



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

NUEVAS PERSPECTIVAS GEOLÓGICAS Y ESTRUCTURALES SOBRE EL
CONTROL DE LA CIRCULACIÓN DE FLUIDOS DEL SISTEMA
GEOTERMAL COPAHUE – CAVIAHUE Y SU RELACIÓN CON ISÓTOPOS
DE HELIO

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

FRANCISCO JAVIER BRAVO OJEDA

PROFESOR GUÍA:
EMILIE ROULLEAU

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
ALVARO MAURICIO AMIGO RAMOS.
DANIEL ALEJANDRO DIAZ ALVARADO.
JORGE DANIEL MONCADA DE LA ROSA.

SANTIAGO DE CHILE
2015

RESUMEN DE MEMORIA PARA OPTAR AL TITULO DE GEOLOGO

POR: Francisco Javier Bravo Ojeda

FECHA: 15/10/2015

PROFESOR GUIA: Emilie Roulleau

NUEVAS PERSPECTIVAS GEOLÓGICAS Y ESTRUCTURALES SOBRE EL CONTROL DE LA CIRCULACIÓN DE FLUIDOS DEL SISTEMA GEOTERMAL COPAHUE – CAVIAHUE Y SU RELACIÓN CON ISÓTOPOS DE HELIO

El Complejo Volcánico Copahue-Caviahue (CVCC) se encuentra emplazado entre los segmentos norte y sur de la Zona Volcánica Sur de los Andes en la frontera entre Chile y Argentina en la Región del Bío-Bío. Esta es una zona de transición producto de la transferencia de esfuerzos entre dos estructuras regionales. El CVCC alberga un importante sistema volcánico-magmático-hidrotermal cuyas manifestaciones no solo se ven reflejadas a través de la actividad del Volcán Copahue, sino que también mediante numerosas áreas geotermales con manifestaciones superficiales como fumarolas, aguas termales y piscinas burbujeantes.

El objetivo principal de la presente investigación es estudiar la relación existente entre la estructura local, la circulación de fluidos y la composición de los isotopos de helio de los fluidos del sistema geotermal del CVCC. Para esto se tomaron y analizaron muestras de la fase gaseosa en las áreas geotermales superficiales y se realizaron mediciones de la concentración de CO₂ en el suelo y el potencial espontaneo en superficie a lo largo de perfiles que atravesaron las zonas geotermales y las estructuras principales del área de estudio.

Los resultados obtenidos revelaron un importante control estructural tanto en el emplazamiento de las zonas geotermales (las que se encuentran asociadas a la presencia de fallas profundas de orientaciones NNE), como también en la recarga del sistema (la cual se encuentra asociada a la presencia de fallas NNW). Existen fallas de orientación NNE que no generan manifestaciones geotermales superficiales, estas vendrían a ser estructuras secundarias que carecen de la profundidad necesaria para permitir el ascenso de fluidos hidrotermales. La razón isotópica ³He/⁴He (R/Ra) muestra dos grupos bien definidos: uno donde se presentan los valores más elevados registrados en la Cordillera de Los Andes en toda Sudamérica (~ 7,5 Ra) evidenciando un aporte de origen mantélico en los fluidos, y otro con valores más bajos (~5,4 Ra) producto de la interacción de estos fluidos hidrotermales con la infiltración de agua meteórica rica en helio radiogénico en zonas asociadas a la recarga del sistema.

A mis padres por su incondicional apoyo, comprensión y cariño.

Agradecimientos

Agradezco a Emilie Roulleau por confiar en mí para la realización de esta investigación, por su ayuda y guía durante todo este proceso, por los conocimientos adquiridos y por su amabilidad y comprensión no solo en el ámbito académico, sino también en lo personal, *merci beaucoup*. También a los profesores e investigadores Alvaro Amigo, Daniel Díaz y Daniel Moncada por su ayuda, disposición y críticas constructivas que fueron fundamentales para la correcta realización de este trabajo.

A Daniele Tardani por su ayuda en terreno, su simpatía, los conocimientos adquiridos de muestreo de fase fluida y las partidas de *Cadillacs and Dinosaurs* en el hostel. A Marcela Pizarro por su ayuda en terreno, su simpatía y su amistad. A mis compañeros y amigos Juan Sánchez y Carlos Muñoz, por su incansable ayuda en terreno durante las largas jornadas de adquisición de datos, su buena onda y su amistad.

Finalmente agradezco a mis amigos, quienes han hecho esta etapa de mi vida más amena y memorable y también a mi familia por su apoyo y cariño.

Tabla de Contenido

Resumen.....	i
Agradecimientos	iii
Tabla de Contenido	iv
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1.- Motivación.	1
1.2.- Objetivos.	3
1.2.1.- Objetivo General.	3
1.2.2.- Objetivos Específicos.....	3
1.3.- Hipótesis de Trabajo.	4
1.4.- Ubicación y vías de acceso.....	4
1.5.- Sistemas Geotermales: rasgos más significativos.....	5
1.6.- Características generales de la zona geotermal del CVCC.....	7
Capítulo 2. Marco Geológico.....	8
2.1.- Marco Tectónico y Geología Regional.	8
2.2.- Evolución Paleotectónica de la Región.	9
2.3.- Volcanoestratigrafía del Complejo Volcánico Copahue-Caviahue.....	10
2.3.1.- Formación Cola de Zorro.....	11
2.3.2.- Formación Las Mellizas.	11
2.3.3.- Ignimbrita Riscos Bayos	12
2.3.4.- Lavas de Trolope.	12
2.3.5.- Domo Pucón Mahuida.	12
2.3.6.- Domo Cerro Bayo.....	13
2.3.7.- Secuencia Volcánica Copahue.....	13
2.3.8.- Historia eruptiva reciente del volcán Copahue.....	14
2.4.- Geología Estructural del CCVC.	17
2.4.1.- LOFZ y Falla Lomín.....	17
2.4.2.- Caldera de Caviahue.....	18
2.4.3.- Grabens de Caviahue y Trolope.	19
2.4.4.- Cerro Chanco-Có.	20
2.5.- Evolución paleotectónica del CCVC.	21
2.6.- El sistema Volcánico-Magmático-Hidrotermal del CCVC.....	22

2.6.1.- Volcán Copahue, lago cratérico y vertientes.	22
2.6.2.- Áreas geotermales.	22
Capítulo 3. Marco Teórico, Metodología, Análisis y Procesamiento de Datos.	28
3.1.- Consideraciones Generales.....	28
3.2.- Marco Teórico.....	28
3.2.1- Isótopos de Helio Como Trazadores de Fluidos.....	28
3.2.2.- Potencial Espontaneo	31
3.2.3.- Concentración de CO ₂	33
3.3.- Metodologías e Instrumental de Muestreo.....	34
3.3.1.- Metodologías e Instrumental de Muestreo de la Fase Gaseosa.....	34
3.3.1.1.- Muestreo en Fumarolas.....	34
3.3.1.2.- Muestreo en Piscinas Burbujeantes.....	36
3.3.2.- Metodología e Instrumental de Potencial Espontaneo	36
3.3.3.- Metodología e Instrumental de CO ₂	39
3.4.- Metodologías e Instrumental de Análisis de la Fase Gaseosa	43
3.4.1.- Análisis realizado en Japón.	43
3.4.2.- Análisis realizado en EEUU.....	44
3.5.- Procesamiento de Datos	45
3.5.1.- Potencial Espontaneo	45
3.5.1.1- Corrección de referencia.....	45
3.5.1.2.- Corrección de cierre.....	46
3.5.1.3.- Procesamiento de múltiples perfiles.	47
3.5.2.- Concentración de CO ₂	48
Capítulo 4. Resultados.....	50
4.1.- Puntos de muestreo.....	50
4.1.1.- Potencial Espontaneo y Concentración de CO ₂	50
4.1.2.- Helio	52
4.2.- Resultados.....	52
4.2.1.- Potencial Espontaneo y Concentración de CO ₂	52
4.2.1.1.- Comportamiento en zonas geotermales.	53
4.2.1.2.- Comportamiento en zonas hidrogeológicas.....	53
4.3.- Resultados del análisis de Helio	56
Capítulo 5. Discusiones.	58

5.1.- Origen del Helio en las manifestaciones geotermales del CVCC.....	58
5.2.- Origen de las anomalías de Potencial Espontaneo y CO ₂	60
5.2.1.- Origen de las anomalías en zonas geotermales.....	61
5.2.2.- Origen de las anomalías en zonas hidrogeológicas.	61
5.2.3.- Interpretación y Discusión de cada perfil.	62
5.2.3.1.- Perfil Anfiteatro – Termas de Copahue	62
5.2.3.2.- Perfil Las Maquinitas – Las Maquinas.	64
5.2.3.3.- Perfil Cabañitas – Anfiteatro.....	67
5.2.4.- Resumen de la discusión del origen de las anomalías de PE y CO ₂ y su relación con los isótopos de He.....	68
5.2.4.1.- Zona Geotermal.	69
5.2.4.2.- Zona Hidrogeológica.	69
5.3.- Resumen de la geoquímica del sistema geotermal en relación con el CO ₂	70
5.4.- Relación entre la estructura y la circulación de fluidos.	72
Capítulo 6. Conclusiones.	76
6.1.- Conclusiones del estudio.	76
6.2.- Consideraciones, limitantes y recomendaciones para trabajos a futuro.	78
Bibliografía.	80
Anexos.....	88

Capítulo 1. Introducción.

1.1.- Motivación.

El territorio Chileno se encuentra sometido un régimen tectónico activo producto de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana desde el Jurásico (Mpodosis y Ramos, 2008) generando un arco magmático activo el cual ha migrado con el paso del tiempo en dirección Este, desde la cordillera de la costa a su posición actual (Scheuber et al., 1994; Charrier et al., 2009), convirtiéndolo en un país altamente sísmico y volcánico.

Debido al constante ascenso de magmas y fluidos magmáticos Chile posee un gradiente geotermal elevado, posicionándolo como uno de los países con mayor potencial geotérmico del mundo (Lahsen, 1988), sin embargo el desarrollo de la geotermia como alternativa energética en el país se encuentra muy poco desarrollado, sin contar aún con plantas que se encuentren en fases productivas a lo largo del territorio.

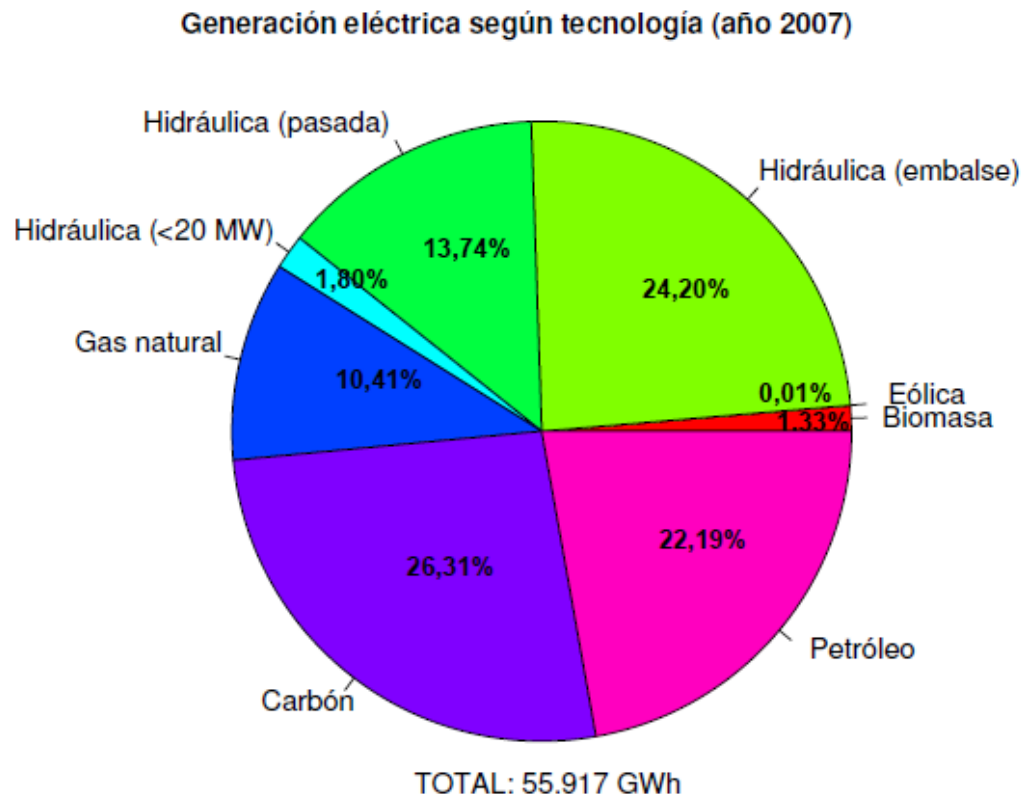


Figura 1.1: Fuentes de generación eléctrica en Chile, Palma et al. (2009).

Esto hace que la investigación dentro del campo de la geotermia sea primordial con tal de favorecer el desarrollo de esta área en nuestro país, dentro de este esfuerzo se enmarca la presente investigación de memoria para optar al título de Geólogo.

En un sistema geotermal la transferencia de energía y masa se lleva a cabo a través de la circulación de fluidos dentro de él, esta se encuentra controlada no solo por la litología (permeabilidad primaria) sino que también por el marco estructural regional en el que se encuentra emplazado y por las estructuras locales presentes en el sistema (Arnorsson et al., 2007); es por esto que el estudio de la circulación de fluidos en un sistema geotermal es esencial para entender su comportamiento y evolución.

El Complejo Volcánico Caviahue-Copahue (CCVC) (Fig. 1.2) se encuentra emplazado en una zona de transición entre los segmentos norte y sur de la Zona Volcánica Sur de los Andes (SAVZ; 33,3°-46°S), en la frontera entre Chile y Argentina (37°50'S y 71°10'W). El CCVC, compuesto por el estratovolcán Copahue y la Caldera Caviahue, se ubica en una depresión volcano-tectónica correspondiente a una cuenca pull-apart de intra-arco. Este es el producto de la transferencia de esfuerzos entre dos estructuras regionales: al sur el sistema de fallas de rumbo Liquiñe-Ofqui (LOFZ) con fuerte componente dextral y al norte el sistema de fallas inversas Copahue-Antiñir (CAFZ) (Melnick et al., 2006).

El CCVC alberga un importante sistema volcánico-magmático-hidrotermal (Pesce et al., 1989; Mas et al., 1996; Varekamp et al., 2006; Melnick et al., 2006; Agosto et al., 2013) cuyas manifestaciones no solo se ven reflejadas a través de su edificio volcánico asociado, sino que también mediante numerosas áreas geotermales en su flanco NE con manifestaciones superficiales como fumarolas, aguas termales y piscinas burbujeantes.

Si bien existe un consenso en que el principal factor que controla el volcanismo y la actividad geotermal en la SAVZ es el marco tectónico a escala regional (Alam et al., 2010; Lahsen et al., 2010), existe aún muy poca información sobre como las estructuras locales y la litología influyen la circulación de fluidos y la evolución del CCVC, quedando abiertas interrogantes fundamentales sobre el comportamiento de los fluidos y del sistema volcánico-magmático-hidrotermal en general.

De acuerdo a esto, el presente estudio tratará de dilucidar estas interrogantes mediante el uso de técnicas geoquímicas y geofísicas utilizadas para la evaluación de fluidos volcánicos y geotermales con el fin de comprender más cabalmente el sistema asociado al CCVC.

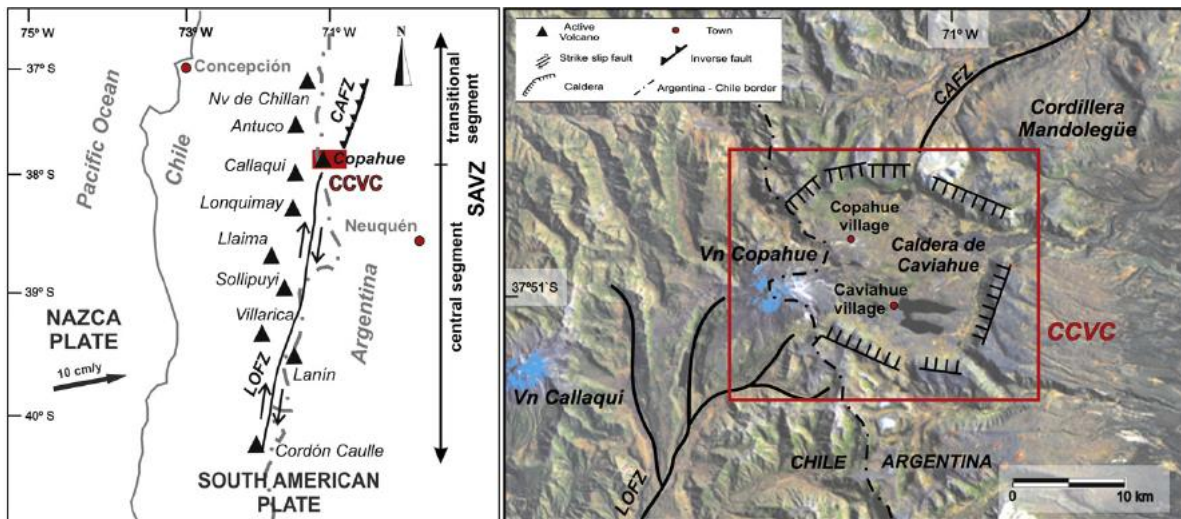


Figura 1.2: Ubicación y marco estructural del emplazamiento del CCVC, explicación en el texto. Agosto et al. (2013).

1.2.- Objetivos.

1.2.1.- Objetivo General.

Estudiar la relación existente entre la estructura local, la circulación de fluidos y la composición de los isotopos de helio de los fluidos en la zona geotermal del CVCC.

1.2.2.- Objetivos Específicos.

- Definir el origen y la naturaleza de las fases fluidas en relación a los isotopos de helio.
- Determinar el flujo subterráneo de fluidos y estructuras presentes que favorezcan la circulación de fluidos.
- Elaborar un modelo conceptual simple de la circulación de fluidos.
- Proponer un nuevo mapa estructural, mejorando los modelos previamente propuestos.

1.3.- Hipótesis de Trabajo.

El sistema geotermal del CCVC, que está asociado con el sistema volcánico-hidrotermal del volcán Copahue, presenta diferencias sustanciales en la geoquímica de los fluidos de sus manifestaciones termales, las cuales estarían asociadas con las orientaciones de las fallas principales y secundarias presentes en la zona.

Se plantea que razones altas de $^3\text{He}/^4\text{He}$, las concentraciones altas de CO_2 y los máximos (anomalías positivas) en el potencial espontaneo dentro del CCVC están ligadas a sistemas de fallas activos, sugiriendo planos preferenciales para el ascenso de fluidos geotermales, mientras que, por otra parte, razones bajas de $^3\text{He}/^4\text{He}$, las bajas concentraciones de CO_2 y los mínimos (anomalías negativas) en los perfiles de potencial espontaneo se encuentran relacionadas a sistemas de fallas con poca actividad y a capas impermeables o a áreas de recarga de aguas.

1.4.- Ubicación y vías de acceso.

El CCVC se ubica en la frontera entre Chile y Argentina, estando el Volcán Copahue en territorio Chileno perteneciente a la región del Bío-Bío y la mayoría de sus manifestaciones geotermales en territorio Argentino perteneciente a la provincia de Neuquén. Su acceso desde Chile se realiza mediante el paso fronterizo Pino Hachado, al cual se llega por la ruta 181 que pasa por Curacautín y Lonquimay. Una vez en Argentina, se sigue por la ruta 242 hacia el Este hasta llegar a la intersección con la ruta 21, la que en dirección al Norte llegara hasta Loncopué, saliendo de Loncopué se debe tomar la ruta 26 hacia el NW, la cual llega hasta el poblado de Caviahue; todas estas rutas son pavimentadas y se encuentran abiertas todo el año. Finalmente se accede al poblado de Copahue (unos 7 km al NW de Caviahue) mediante la ruta 27, la cual es una ruta de ripio la cual solo se encuentra abierta de Noviembre a Abril. (Fig. 1.3)

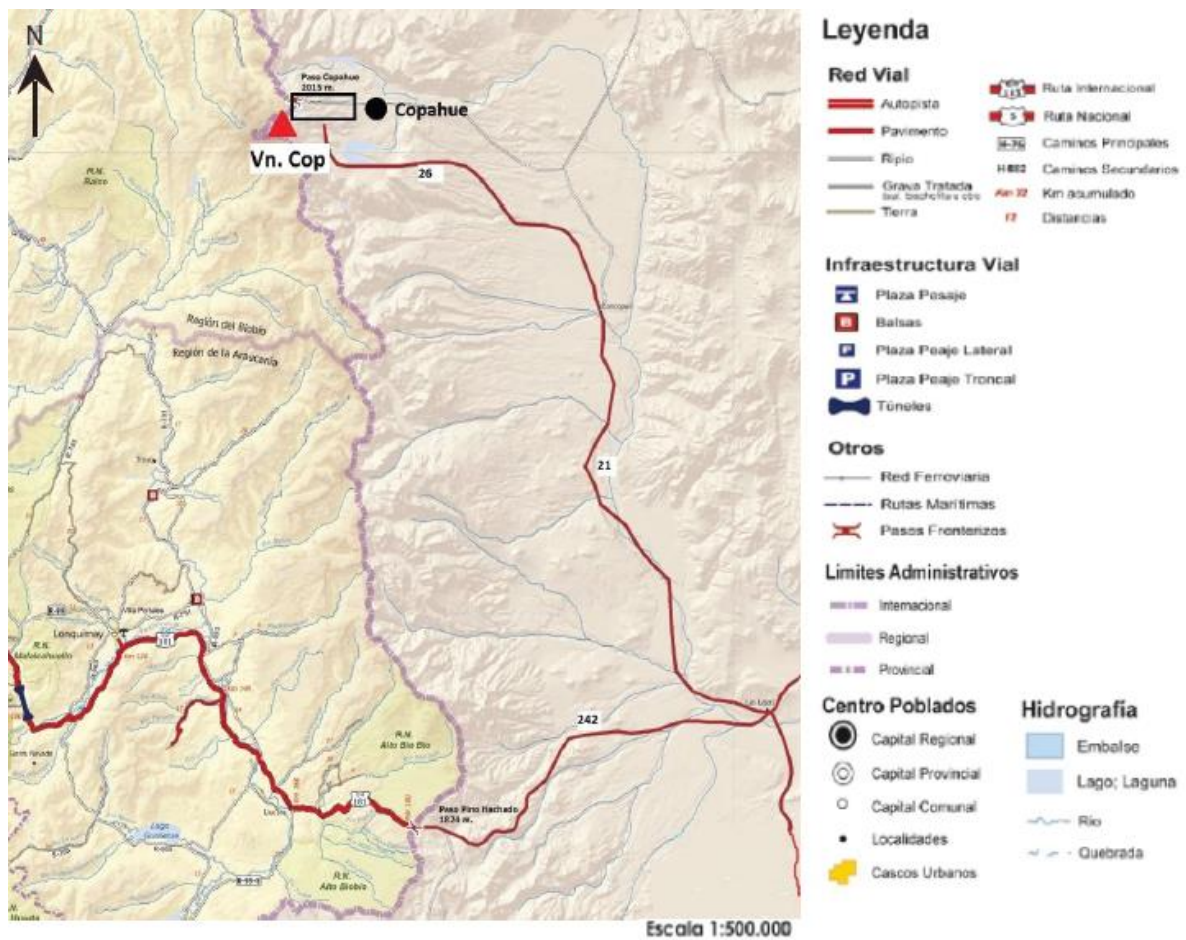


Figura 1.3: Mapa de ubicación con las rutas de acceso por tierra a Copahue (modificado de www.mapas.mop.cl)

1.5.- Sistemas Geotermales: rasgos más significativos.

Un sistema geotermal se produce debido a la transferencia de calor en un volumen confinado de roca. El transporte de calor en la tierra se genera por 3 procesos: Convección, Conducción y Radicación. Sin embargo el calor generado por radiación (principalmente por la descomposición de K, U y Th en la corteza) es menor en comparación al generado por los procesos de acreción del planeta (relacionados con la conducción y, principalmente, con la convección). Particularmente, en un sistema geotermal asociado a un ambiente volcánico el principal medio de transporte de calor (y masa) es la convección (Hochstein y Browne, 2000).

Los componentes esenciales para la formación de un sistema geotermal son:

- Una fuente de calor (magma o roca calentada a profundidad).
- Fluidos que puedan transportar el calor (recarga + reservorio).
- Permeabilidad (primaria y secundaria).

- Una capa impermeable que sirva de sello al reservorio evitando el escape de fluidos, y por consiguiente, de calor.

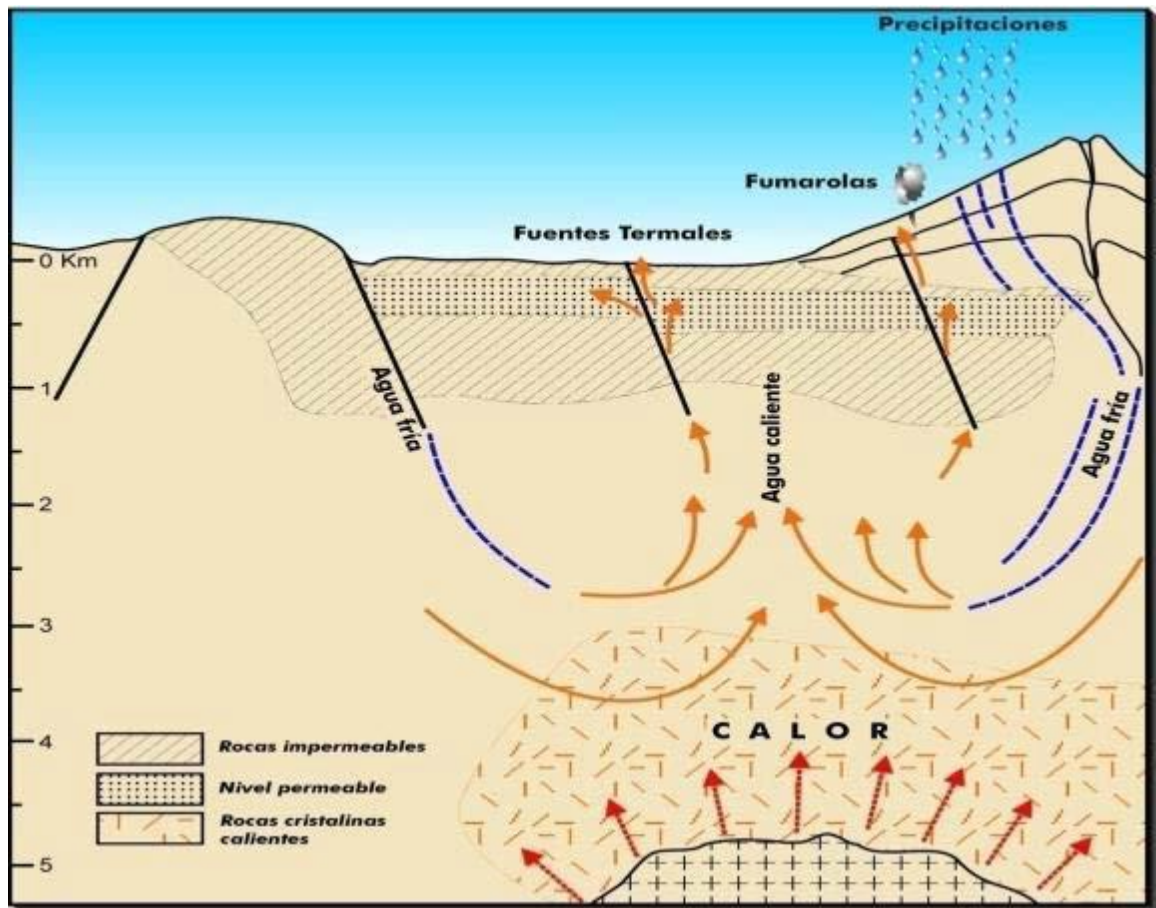


Figura 1.4: Modelos simple de un reservorio geotermal. Lahsen et al., (1976).

El origen de la fase gaseosa en un sistema geotermal es esencialmente magmático, no obstante puede presentar aportes meteóricos y atmosféricos. El origen de la fase líquida es esencialmente meteórico, pudiendo contener un significativo aporte magmático (Giggenbach, 1992). La profundidad máxima alcanzada por la circulación de aguas meteóricas es usualmente 5 a 8 Km, límite donde en general se encuentra la transición frágil/dúctil y la isoterma 400°C (Fournier, 1991). Un sistema geotermal, entonces, es alimentado por la infiltración de aguas meteóricas desde las zonas de recarga del sistema, las cuales, luego de calentarse, reaccionan con la roca huésped (reservorio) disolviéndola y agregando así componentes químicos al fluido geotermal (Giggenbach, 1992).

Un sistema geotermal puede o no presentar manifestaciones geotermales superficiales, en caso de presentarlas estas se pueden clasificar, a grandes rasgos, en: **manantiales** (descargas de

agua termal), **fumarolas** (descargas de vapor y gas a temperaturas superiores a las de ebullición), **piscinas burbujeantes** (descargas de gas en piscinas de agua calientes), entre otras.

1.6.- Características generales de la zona geotermal del CVCC.

La zona de estudio se encuentra dentro de la Caldera Caviahue (también nombrada como Caldera del Agrio por algunos autores), esta posee 21 km de largo por 15 km de ancho y presenta una profundidad que oscila entre los 400 a 700 m; en su porción más baja, su piso se encuentra a 1.500 msnm. En su interior se aprecian varios altos importantes, como por ejemplo el cerro Chanco Co (2.400 msnm) y el volcán Copahue (3.001 msnm) ubicado al SW de la caldera; el cual, en su cima presenta un cráter activo de 300 m de diámetro el cual alberga un lago de extrema acidez ($\text{pH} < 1$) y alta temperatura (Varekamp et al., 2009). El volcán Copahue es un volcán activo cuyo último episodio eruptivo significativo tuvo lugar el año 2000 y en este momento se encuentra bajo alerta amarilla por parte del SERNAGEOMIN desde Junio del 2013 periodo durante el cual ha mostrado permanente actividad en su cráter, pero hasta ahora no ha mostrado emisión de lava.

Las múltiples manifestaciones geotermales en superficie que se encuentran en la zona de estudio no solo han sido aprovechadas turísticamente por sus propiedades terapéuticas (termas de Copahue), sino que también han motivado la exploración con fines de aprovechar esta energía geotérmica. Se han perforado 4 pozos de más de 1.000 m de profundidad alrededor de la laguna Las Mellizas (entre los poblados de Copahue y Caviahue); Panarello (2002) con los datos obtenidos de los registros de pozos, caracterizó el campo geotermal como uno dominado por vapor con la existencia de al menos 2 capas productivas, una a profundidades de 800-1000m y otra más profunda a más de 1400m (medidas desde el nivel tope de pozo); con temperaturas de 200°C y 250°C respectivamente.

El clima de la zona se caracteriza por la gran amplitud térmica, la temperatura media anual es de 3°C aproximadamente, con temperaturas que promedian los 25°C de máxima en verano y los -14°C de mínima en invierno. La tasa de precipitación anual supera los 2.000 mm, concentrada principalmente entre los meses de Abril a Octubre, ocurriendo generalmente en forma de nieve, es por esto que el poblado de Copahue se encuentra habitado solo en los meses de verano (Diciembre - Abril) y durante el resto del año se encuentra totalmente sepultado por hasta 4 m de nieve. Los vientos provienen predominantemente desde el Oeste, con velocidades medias de 21 m/s.

Capítulo 2. Marco Geológico

2.1.- Marco Tectónico y Geología Regional.

La cordillera de los Andes puede ser dividida, al sur de los 19°S, en tres grandes segmentos según la presencia o ausencia de apilamiento orogénico en el retro arco durante el Neógeno-Cuaternario: Andes Centrales Australes (19-36°S), Andes Patagónicos Septentrionales (39-45°S) y Andes Patagónicos Australes (47-54°S) (Mpodozis y Ramos, 1989). El Complejo Volcánico Copahue-Caviahue se ubica en una zona de transición entre los Andes Centrales Australes, caracterizados por el apilamiento orogénico en el antepaís, y los Andes Patagónicos Septentrionales caracterizados por la ausencia de deformación en el antepaís, en cambio, la deformación Neógeno-Cuaternaria en este segmento se localiza en el intraarco, a lo largo del sistema de falla Liquiñe-Ofqui (LOFZ).

El ambiente tectónico de esta zona (Chile continental al norte de 46°S) es generado por un margen convergente activo producto de la subducción de la placa de Naca bajo la placa Sudamericana desde el Jurásico temprano, fenómeno responsable de la formación del orógeno Andino (Mpodozis y Ramos, 2008). Durante las etapas tempranas de la formación de los andes (Ciclo Andino), la deformación cortical estuvo caracterizada por un rifting extensional en la zona del arco y retroarco; este régimen continuó hasta fines del Cretácico donde comienza un régimen compresivo de significativo engrosamiento cortical y construcción del orógeno (Charrier et al., 2009).

El arco volcánico Andino, conformado por más de 200 volcanes de edad cuaternaria, se extiende desde los 5°N hasta los 55°S en el margen occidental del continente. Si bien la cordillera de los Andes es una cadena montañosa relativamente continua, el volcanismo se encuentra restringido a cuatro zonas discretas dentro de ella controladas por la variación en el ángulo de subducción de la placa de Nazca (Stern, 2004; Fig. 2.1A): la Zona Volcánica Norte (5°N-2°S), la Zona Volcánica Central (14°S-27°S), la Zona Volcánica Sur (33°S-46°S) y la Zona Volcánica Austral (49°S-55°S). Las variaciones en el ángulo de subducción de la placa están ligadas a la flotabilidad, espesor y edad de la losa subductada (Gutscher, 2002). El Complejo Volcánico Copahue-Caviahue se encuentra localizado dentro de la Zona Volcánica Sur, la cual se caracteriza por emisiones cuaternarias predominantemente basálticas a andesíticas, sin embargo se posiciona unos 30 Km al Este del actual arco volcánico Pleistoceno-Holoceno, de tendencia N-S (Radic et al., 2010) (Fig 2.1B).

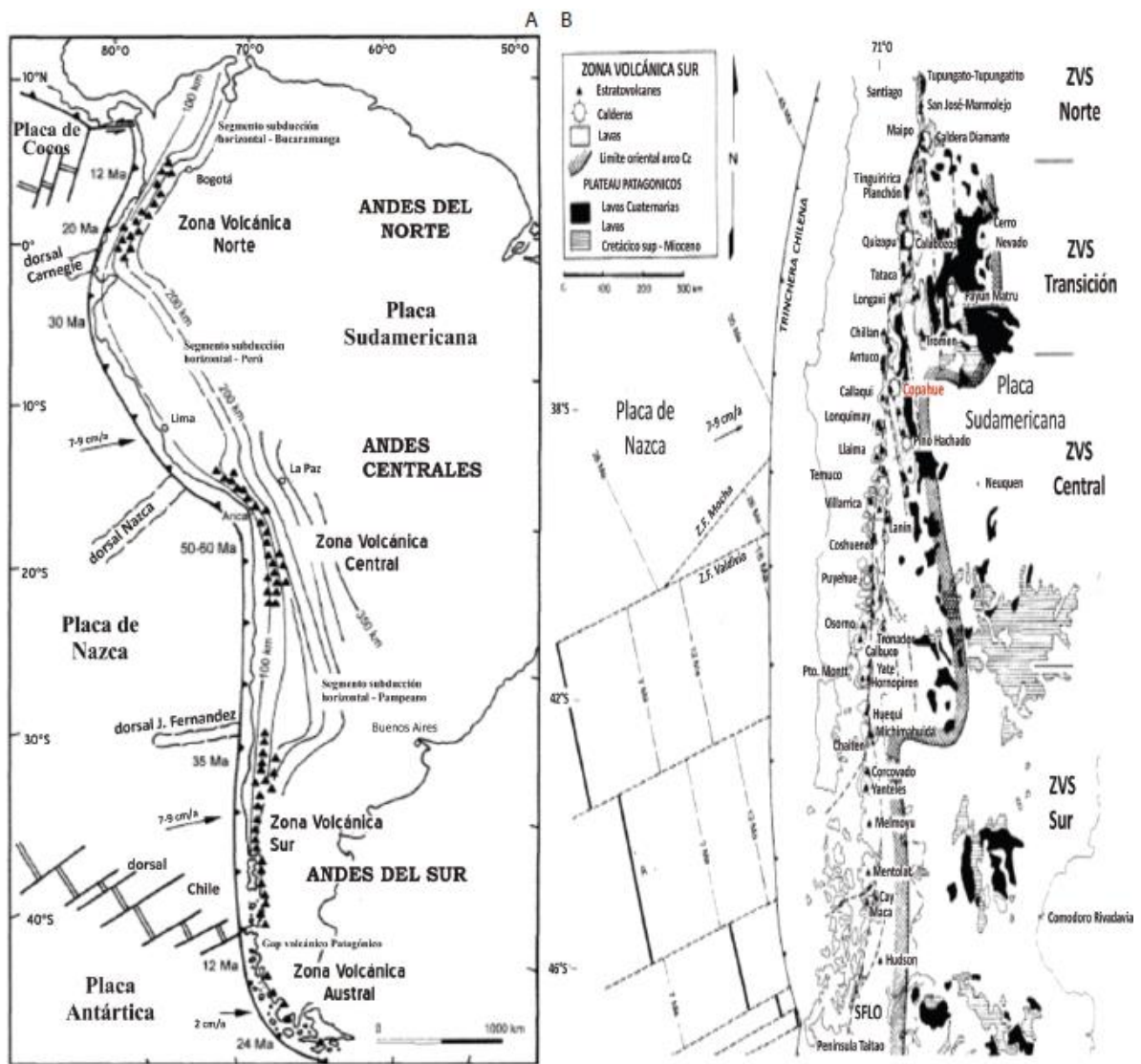


Figura 2.1: A) Marco tectónico regional, muestra placas tectónicas involucradas y sus velocidades de convergencia, además de la zonificación del volcanismo en los andes. B) Detalle de la Zona Volcánica Sur (ZVS) con sus principales centros eruptivos, en rojo se encuentra destacado el Vn. Copahue (Stern, 2004).

2.2.- Evolución Paleotectónica de la Región.

La velocidad de convergencia y el ángulo de subducción de la placa de Nazca respecto a la placa Sudamericana ha variado a lo largo del tiempo (Somoza, 1988), dichas variaciones son las principales responsables por el cambio de régimen de deformación (extensivo-compresivo) y la migración del arco volcánico descritas a continuación (Cembrano et al., 2007).

Durante el Triásico superior un régimen tectónico extensivo regional dio origen a un sistema de rift responsable de la abertura de la cuenca de Neuquén, este fue seguido por un periodo de subsidencia termal comenzando en el Jurásico Inferior que se mantuvo hasta el

Cretácico inferior. Durante este periodo un arco volcánico se desarrolla en el borde occidental de Gondwana junto con el cual la cuenca Neuquina evoluciona con características de cuenca de retroarco. Durante el Cretácico se origina un régimen compresivo, la cuenca pierde definitivamente contacto con el océano pacifico adquiriendo características de cuenca de antepaís, el arco magmático migra hacia el Este y comienza la formación de la faja Plegada y Corrida (FPC) del Agrio (Vergani et al., 1995; Ramos y Folguera, 2005).

Durante el Oligoceno superior y el Mioceno inferior un nuevo evento extensivo origina la cuenca intraarco de Cura-Mallín (Melnick et al., 2006) y se desplaza el frente volcánico hacia la trinchera. Posteriormente, durante el Mioceno superior ocurre un evento compresivo responsable por la inversión tectónica de los depocentros extensionales (Radic et al., 2010) y la última fase de deformación de la FPC del Agrio. Durante el Plioceno, si bien a nivel regional continua el régimen compresivo (Cembrano et al., 2007), en la zona de estudio existen evidencias de un proceso extensivo reflejado en los depósitos de la formación Cola de Zorro; el arco se encuentra en este periodo a unos 30 Km al Este del arco actual.

Finalmente durante el Pleistoceno ocurre una migración final del arco volcánico hacia el Oeste alcanzando su ubicación actual asociado a la traza de la zona de falla Liquiñe-Ofqui y estructuras relacionadas; el volcanismo durante este periodo de tiempo (2-0Ma) también posee características extensionales. Este último evento de migración del arco y la dinámica extensional del volcanismo guarda relación con un fenómeno de adelgazamiento cortical bajo el retroarco alrededor de los 38°S y 39°S (Folguera et al., 2006 y 2007); este adelgazamiento se debe al aumento del ángulo de subducción de la placa oceánica desde el Pleistoceno que genera una ventana astenosférica facilitando la fusión de la corteza inferior. Esto explica la efusión de enormes volúmenes de magmas de composición máfica durante el volcanismo del Plioceno-Cuaternario (Folguera et al., 2006 y 2007).

Resultado de esta evolución paleotectónica, se generan en la región de estudio las siguientes unidades morfoestructurales de Oeste a Este: en la región del antearco se encuentra la Cordillera de la Costa y el Valle Central, en el arco se encuentra la Cordillera Principal mientras que en el retroarco aparecen el Alto de Copahue-Pino Hachado, Depresión de Loncopué y la Faja Plegada y Corrida del Agrio; continuando hacia el Este, la zona del retroarco externo, se caracteriza por el desarrollo de una cuenca de antepaís (Mosquera y Ramos, 2006).

2.3.- Volcanoestratigrafía del Complejo Volcánico Copahue-Caviahue.

La secuencia volcanoestratigráfica detallada a continuación (Fig. 2.2) se encuentra basada en la propuesta por Linares et al. (1999) en Argentina y posteriormente complementada por

Melnick et al. (2006) extendiéndola hacia el lado Chileno del Complejo Volcánico Copahue-Caviahue (Fig. 2.3).

2.3.1.- Formación Cola de Zorro

Definida originalmente en Chile por Gonzáles y Vergara (1962). Corresponde a una secuencia subhorizontal de lavas basálticas a andesíticas, brechas volcánicas y capas sedimentarias menores expuestas continuamente en la Cordillera Principal entre los 36 y 39°S. Fue depositada con anterioridad a la apertura de la Caldera Caviahue conformando su basamento y paredes; dataciones K-Ar realizadas en 8 muestras tomadas en las paredes de la Caldera Caviahue indican edades para esta formación que se encuentran en el rango de 5.6 ± 0.1 a 4.0 ± 0.1 Ma (Linares et al., 1999). Sobreyace a las secuencias del Oligoceno-Mioceno (Fm. Trapa-Trapa) mediante una marcada discordancia angular (Melnick et al. 2006). Observaciones en terreno realizadas por Folguera et al. (2003) indican un régimen tectónico extensional durante su depositación.

2.3.2.- Formación Las Mellizas.

Definida en Argentina por Pesce (1989), sus afloramientos se encuentran restringidos al interior de la Caldera Caviahue y a la zona oeste del volcán Copahue en Chile. Corresponde a intercalaciones de lava de composición basáltica a andesítica, piroclastitas de composición andesítica a dacítica y aglomerados volcánicos que se interdigitan con potencias variables.

En el sector de Chanco Co y Pucón Mahuida sobreyace a la Fm. Cola de Zorro en discordancia erosional, en el interior de la Caldera Caviahue se encuentra en contacto tectónico por fallas normales por sobre la Fm. Cola de Zorro. Dataciones mediante K-Ar reportadas por Linares et al. (1999) indican un rango de edades de 2.68 ± 0.14 a 2.60 ± 0.1 Ma. para esta formación lo que podría indicar que su depositación ocurrió luego de un hiato de 1.5 Ma. en el volcanismo o un periodo erosional de esa misma duración. Melnick et al. (2006) observa en terreno que esta formación rellena completamente el interior de la Caldera Caviahue pero no se encuentra aflorando sobre sus bordes por lo que se puede considerar como la primera unidad post-caldera, su génesis se asocia a la formación y posterior colapso del estrato volcán Las Mellizas, cuya caldera aun es reconocible en la zona SW de la Caldera Caviahue.

2.3.3.- Ignimbrita Riscos Bayos

Unidad piroclástica definida por Muñoz y Stern (1988); conformada principalmente por ignimbritas riolíticas expuestas principalmente en la pendiente externa sureste de la Caldera Caviahue con espesores que pueden alcanzar los 200m. Dataciones por K-Ar indican edades de 2.05 ± 0.1 Ma (Linares et al., 1999).

Si bien esta unidad ha sido relacionada con el colapso de la Caldera Caviahue por algunos autores (Muñoz y Stern, 1988; Pesce, 1989) esta hipótesis puede ser descartada ya que presenta edades posteriores a las de la Fm. Las Mellizas (Melnick et al., 2006) y un máximo volumen estimado total de aproximadamente 7 Km^3 , valor por mucho inferior a la caldera (160 Km^3) (Varekamp et al., 2006).

2.3.4.- Lavas de Trollope.

Descrita originalmente por Pesce (1989), aflora en la parte norte de la caldera como una sucesión de flujos de lava andesíticos homogéneos y brechas. Con un espesor dentro de la caldera de unos 200m esta unidad se extiende fuera de la caldera hacia el NE cubriendo un área cercana a los 50 Km^2 (Melnick et al., 2006). Linares et al., (1999) reporta edades K-Ar para 4 muestras con rangos de 1.63 ± 0.1 a 0.82 ± 0.16 Ma. En el sector NW de la caldera dos cráteres elípticos se encuentran asociados a estos flujos, sus ejes mayores se encuentran orientados WNW-ESE, paralelos a la falla que determina el borde norte de la Caldera Caviahue (Melnick et al., 2006).

2.3.5.- Domo Pucón Mahuida.

Localizado en el flanco SE del volcán Copahue, Melnick et al., (2006) identifican dos litofacies: lavas riolíticas que conforman el cuerpo principal del domo e intrusivos riolíticos subvolcánicos que afloran al lado NE del río Lomín. Edades radiométricas reportadas por Linares et al., (1999) son de 0.9 ± 0.14 Ma y 1.1 ± 0.18 Ma. Tras observaciones en terreno Melnick et al., (2006) señalan que las lavas riolíticas del Domo Pucón Mahuida se encuentran en contacto por la falla Lomín con las ignimbritas de la fm. Las Mellizas.

2.3.6.- Domo Cerro Bayo.

Descrito por Pesce (1989) como un domo compuesto por lavas dacíticas a riolíticas y tobas, se ubica en la parte Norte de la caldera Caviahue. Linares et al., (1999) reporta una datación K-Ar con una edad de 0.6 ± 0.12 Ma. Su conducto alimentador principal se encuentra emplazado en la intersección entre las fallas normales que conforman el borde Norte de la caldera y una falla con orientación N-NE la cual corresponde a la expresión más austral del frente de corrimiento Copahue-Añitir (CAFZ).

2.3.7.- Secuencia Volcánica Copahue.

Basado en observaciones en terreno y dataciones isotópicas, Melnick et al., (2006) proponen una subdivisión de la evolución del volcán Copahue en tres etapas (estadio preglaciar, estadio singlaciar y estadio postglaciar) usando relaciones estratigráficas observadas en terreno y diferencias texturales y estructurales de sus productos volcánicos.

Estadio Preglaciar: Lavas andesíticas y flujos piroclásticos basales, alcanza unos 1000m de espesor y muestra evidencias de erosión glaciar, forman el edificio del volcán. Sus edades reportadas 1.23 ± 0.18 y 0.76 ± 0.14 Ma, siendo la edad más joven correspondiente a una muestra sacada de la cima del volcán (Linares et al., 1999), confirman que el edificio del volcán fue desarrollado, en su mayor parte, durante el Pleistoceno inferior.

Estadio Singlaciar: En contraste con el episodio anterior, durante el cual el edificio del volcán Copahue fue construido, este estadio se caracteriza por emisiones de volúmenes relativamente pequeños desde puntos de emisión alineados. Principalmente se concentran al SW de la Caldera Caviahue en un área de 5.5 Km^2 y 300m de espesor promedio en un cuerpo tipo domo. Su composición varía de andesítica a dacítica presentando características típicas de interacción agua-magma como fracturas por enfriamiento, grietas macropelíticas y estructuras de lavas de almohadilla. Las lavas de esta etapa sobreyacen a los productos del estadio anterior, cuya edad más joven es de 0.76 ± 0.14 Ma. por lo que esta etapa singlaciar estaría constreñida a uno(s) de los periodos glaciares de los últimos 700 ka.

Estadio Postglaciar: Caracterizado por emisiones episódicas explosivas de volúmenes relativamente menores de lavas de composición basáltica a andesítica y flujos piroclásticos emitidos por cráteres sumitales, fisuras laterales, y conos monogenéticos piroclásticos alineados.

2.3.8.- Historia eruptiva reciente del volcán Copahue.

Han ocurrido al menos 12 erupciones en los últimos 250, según la información recopilada por Naranjo y Polanco (2004) la mayoría de estas erupciones han sido de carácter freático y de baja magnitud. Depósitos históricos de los últimos 2 ciclos eruptivos ocurridos durante 1992 y 2000 cubren la mayor parte de la vertiente Este del cráter oriental, el cual es el más activo actualmente. La erupción del `92 tuvo lugar entre Julio y Agosto y estuvo caracterizada por explosiones freáticas que generaron grandes oleadas piroclásticas basales frías provocando lahares que formaron abanicos de hasta 3 m de espesor en los ríos colindantes (Agrio y Lomín) y la emisión de fragmentos de roca alterados, polvo silíceo y gran cantidad de azufre líquido (Delpino y Bermúdez, 1995). La erupción del `00 se caracterizó por un cambio drástico en el estilo eruptivo, comenzó con explosiones freáticas y freatomagmáticas con la evaporación completa del lago cretácico las cuales dieron paso a erupciones típicamente estrombolianas. Este evento tuvo lugar entre Junio y Octubre de ese año, siendo el ciclo eruptivo de mayor duración y magnitud en tiempos históricos (Delpino y Bermúdez, 2002).

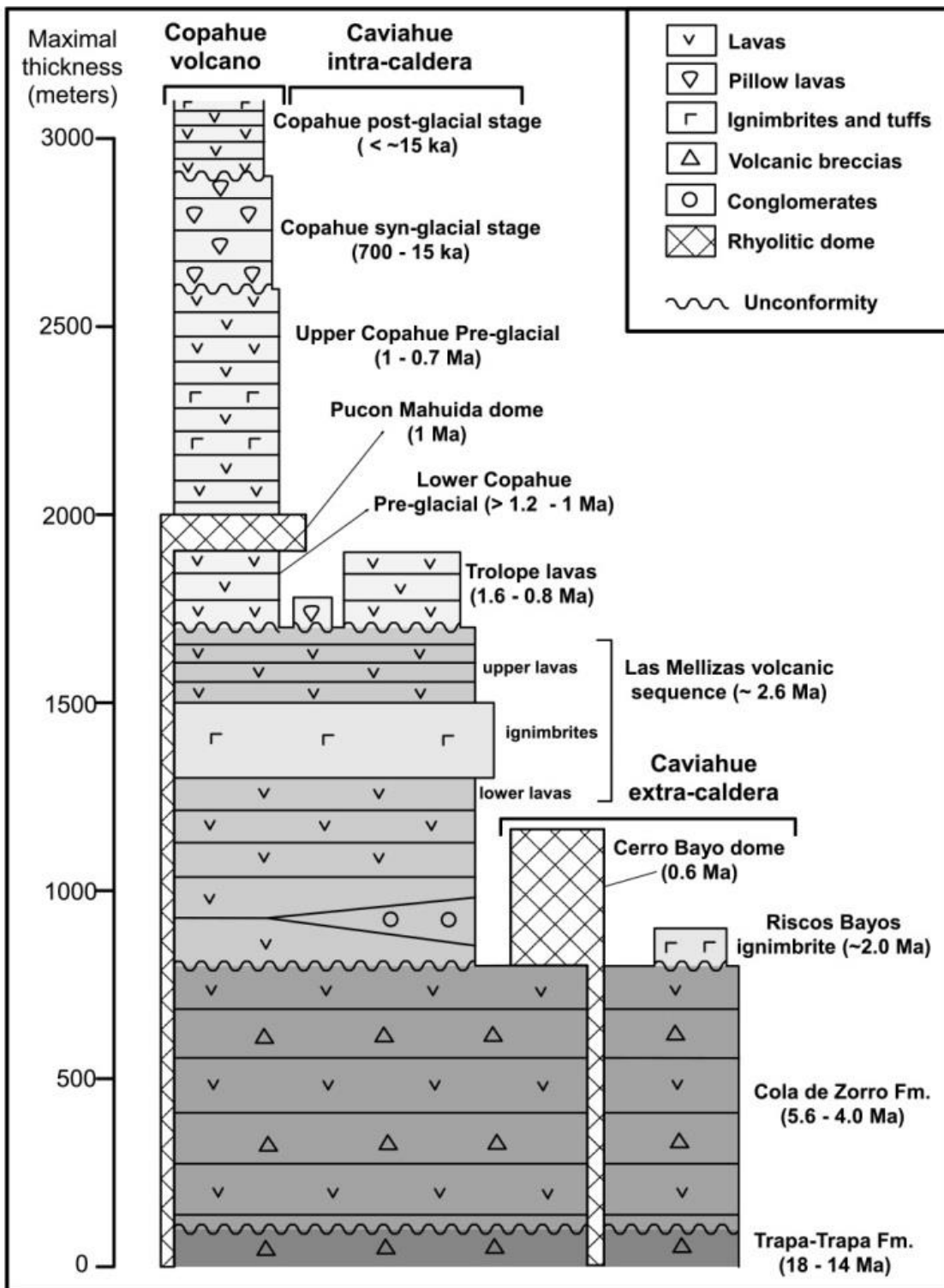


Figura 2.2: Columna estratigráfica del Complejo Volcánico Copahue-Caviahue (Melnick et al., 2006).

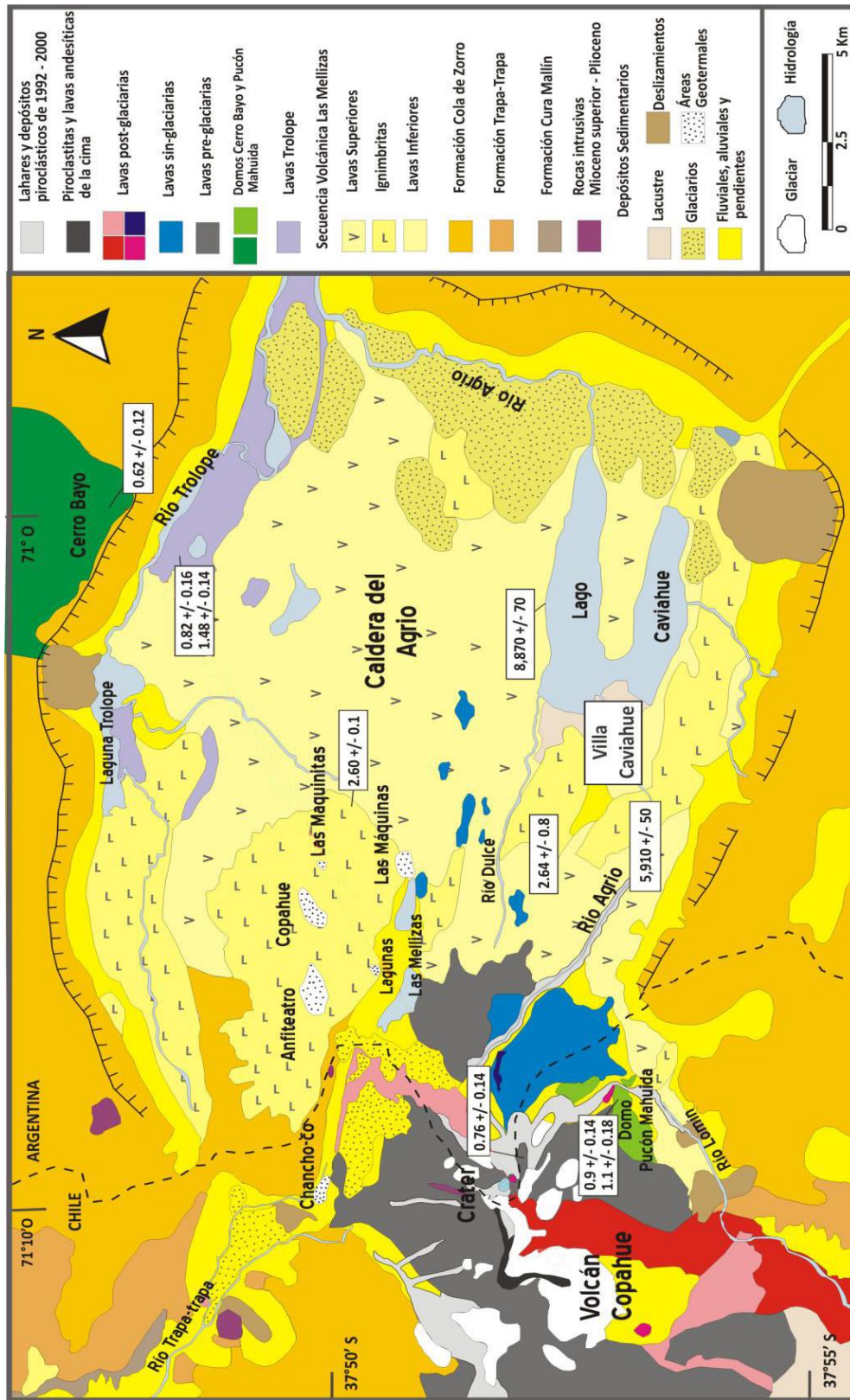


Figura 2.3: Mapa geológico del Complejo Volcánico Copahue-Caviahue (Modificado de Melnick et al., 2006)

2.4.- Geología Estructural del CCVC.

Como se mencionó con anterioridad, el Complejo Volcánico Copahue-Caviahue se encuentra emplazado en una zona de transición entre los segmentos norte y sur de la Zona Volcánica Sur de los Andes (ZVS) en una depresión volcano-tectónica correspondiente a una cuenca *pull apart* de intra-arco llamada Caldera Caviahue la cual es producto de la transferencia de esfuerzos entre dos estructuras regionales: al sur el sistema de fallas de rumbo Liquiñe-Ofqui (LOFZ) con fuerte componente dextral y al norte el sistema de fallas inversas Copahue-Antiñir (CAFZ) (Melnick et al., 2006). Debido a esto y dado el rol fundamental que las estructuras presentes en la zona de estudio juegan en la circulación de fluidos en el sistema Magmático-Hidrotermal, sujeto del presente estudio, es imprescindible el referirse con mayor detalle a la geología estructural del CCVC dentro de este marco geológico.

2.4.1.- LOFZ y Falla Lomín

El sistema de fallas Liquiñe-Ofqui es un sistema de rumbo dextral de más de 1.000 Km de largo que ha estado activo entre los 38°S y 47°S desde al menos el Plioceno tardío (Cembrano y Lara, 2009). Este rasgo estructural regional de rumbo NS-NNE controla el magmatismo a lo largo de la ZVS al sur de los 38°S, donde la mayoría de los volcanes se emplazan a lo largo de su traza o en estructuras secundarias paralelas u oblicuas a ella (Alam et al., 2010; Lahsen et al., 2010; Lopez-Escobar et al., 1995). Su estilo de deformación y cinemática cambia a lo largo de su rumbo pudiendo caracterizar 3 segmentos: segmento sur (47°S-42°S) de carácter traspresivo, el segmento central (42°S-39°S) predominantemente de rumbo dextral y el segmento norte (39°S-38°S) predominantemente transtensional (Cembrano et al., 2000; Rosenau et al., 2006).

Al SW del CCVC, alrededor de los 38°S, el segmento norte del LOFZ comienza a cambiar su rumbo hacia el este y se descompone en una serie de ramificaciones de fallas extensionales y trastensionales de orientación NNW-NE conformando un arreglo con geometría de cola de caballo (Rosenau et al., 2006; Melnick et al., 2006); la falla principal de esta estructura de *horsetail* es una falla de orientación NE, paralela al río Lomín del cual toma su nombre; esta estructura se extiende por aproximadamente 25 Km terminando en el borde SW de la Caldera Caviahue. Observaciones en terreno realizadas por Melnick et al. (2006) indican que la falla Lomín fue una falla normal que estuvo activa durante la depositación de la Fm. Trapa-Trapa y luego fue invertida durante el Mioceno tardío antes de la depositación de la Fm. Cola de Zorro.

Existe evidencia de actividad neotectónica en la falla Lomín evidenciada por escarpes de falla cortando lavas de edad Holocena del Vn. Copahue (Melnick et al., 2000).

2.4.2.- Caldera de Caviahue.

Identificada y descrita en primera instancia por Groeber (1921), esta depresión rectangular de 21 km de largo por 15 km de ancho abarca un área de 218 Km²; delimitada por escarpes de hasta 400 m de alto asociados a fallas normales que afectan principalmente a unidades del Plioceno inferior. Melnick et al. (2006) la interpretan como una estructura de *pull apart* formada por desplazamientos dextrales a lo largo del sector norte de la LOFZ, las evidencias que estos autores postulan para hacer esta interpretación son las siguientes:

- La caldera se encuentra delimitada por dos sistemas de falla regionales, el sistema de fallas inversas Copahue-Antiñir (CAFZ) hacia el norte y la rama norte del sistema de fallas Liquiñe-Ofqui hacia el sur.
- La Caldera Caviahue se encuentra localizada en un punto de inflexión de la LOFZ como se ha explicado anteriormente, similares estructuras de *pull apart* se observan a lo largo de otras zonas de fallas en el intraarco (Sieh y Natawidjaja, 2000; Burbank y Anderson, 2001).
- Dos medios grabens de orientación NE con polaridades opuestas se encuentran a unos 10 Km al norte y al sur, a lo largo de los valles Damas y Chaquilvín respectivamente, de la Caldera Caviahue formando un arreglo simétrico con la caldera como centro.
- Las calderas de origen volcánico son generalmente circulares o elípticas (Lipman, 1997), mientras que calderas rectangulares o cuadradas se observan en arcos volcánicos asociados a fallas de rumbo de escala cortical donde son controladas por estructuras de *pull apart* (Sieh y Natawidjaja, 2000; Pubellier, 2000).
- Depósitos sedimentarios observados en la base de la Fm. Las Mellizas, la primera unidad post-caldera, representan el relleno sedimentario de la estructura de *pull apart* debido a la subsidencia del bloque central.
- En la zona SE de la caldera, una falla de bajo inversa ángulo de orientación NW-SE forma un pliegue sinclinal con rocas de la Fm. Cola de Zorro, esta falla acomodaría la deformación durante la abertura de la caldera.

Con estas evidencias se postula que la Caldera Caviahue se forma como una estructura volcánica con fuerte control estructural. Dentro de la Caldera se pueden observar dos sets de orientaciones preferenciales de las fallas: uno de orientación NE restringido al sector occidental central de la caldera responsable por el alzamiento del cerro Chanco-Co y un segundo set con orientación WNW, desarrollado en el sector oriental central tanto al norte como al sur de la

caldera constituyendo los grabens Trolope y Caviahue respectivamente (Rojas Vera et al., 2009; Melnick et al., 2006) (Fig. 2.4).

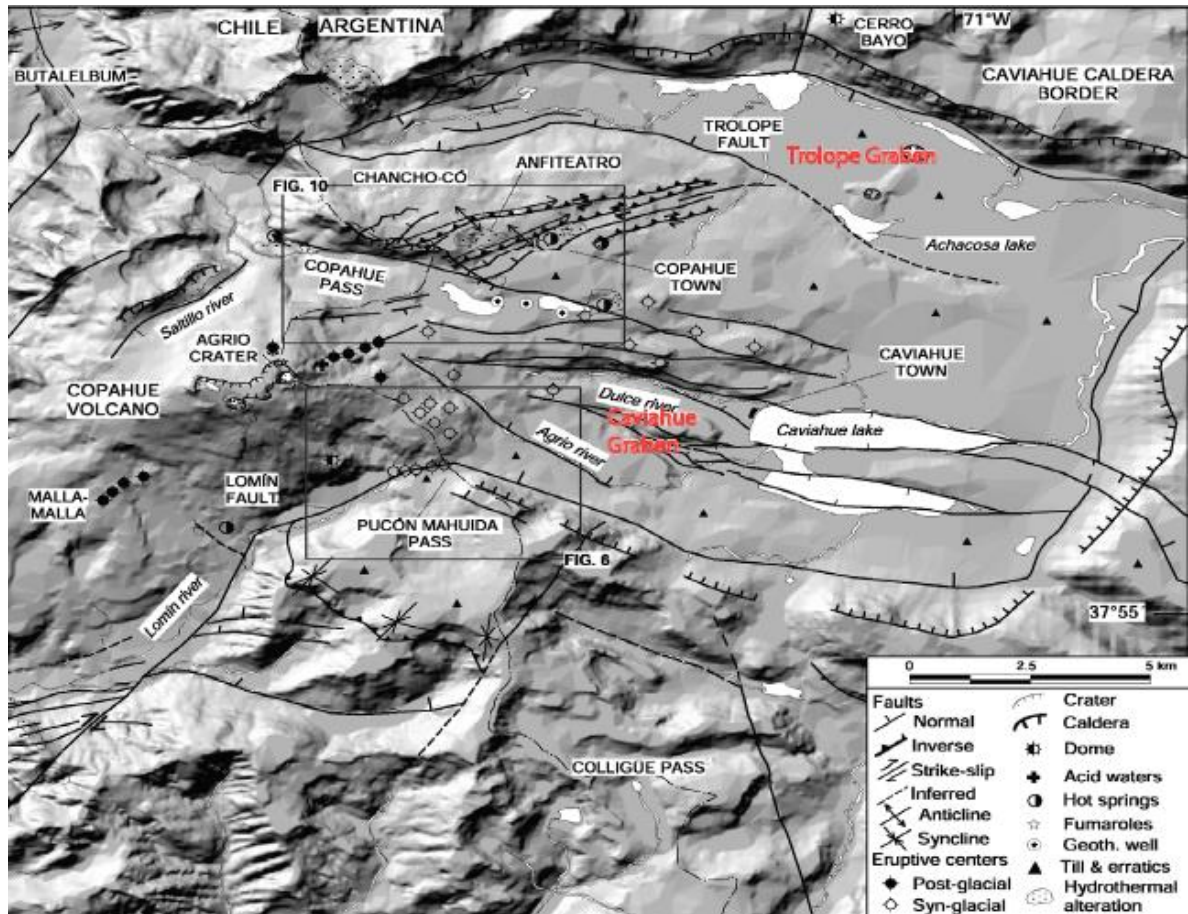


Figura 2.4: Muestra las principales estructuras del CVCC (modificado de Melnick et al., 2006).

2.4.3.- Grabens de Caviahue y Trolope.

Graben Caviahue: Ubicado casi al centro de la Caldera Caviahue hacia el SW (Fig. 2.4), asociado a una estructura de horst y graben que también da forma al lago Caviahue. Se formó después de la apertura de la caldera afectando a unidades del Plioceno-Pleistoceno temprano.

Graben Trolope: Depresión alargada de orientación E-W ubicada en la parte norte de la caldera (Fig. 2.4), supone una estructura de medio graben producto de un arreglo de fallas normales cuya falla principal es la falla Trolope; Los flujos de lava Trolope (descritos en la sección 2.3.4) habrían usado estas fallas para su ascenso y posterior relleno de la estructura.

El strike general de ambos grabens es paralelo al eje de la caldera, la orientación WNW de su eje de extensión es compatible con la apertura de estructura de *pull apart* y el campo de estrés dentro de la caldera; por lo tanto, Melnick et al. (2006) interpretan que los grabens Caviahue y Trolope se generan por la reactivación de las estructuras de *pull apart* de la Caldera Caviahue durante el Plioceno tardío-Pleistoceno en respuesta al esfuerzo dextral ejercido por la LOFZ.

2.4.4.- Cerro Chancho-Có.

El cerro Chancho-Có corresponde a un alto elongado en dirección NE-SW localizado en el sector NW central de la Caldera Caviahue (Fig. 2.4) involucrando principalmente lavas de la Fm. Las Mellizas. Su desarrollo se encuentra ligado a una serie de fallas de orientación NE tanto compresivas como extensionales. Melnick et al., (2006) lo definen como una estructura transpresiva de tipo échelon, mientras que Rojas Vera et al., (2009) lo interpretan como un abanico imbricado con vergencia al SE debido a la inversión de las fallas normales de la cuenca Cura Mallín. Independiente de la interpretación de su génesis, es irrevocable el hecho de que las fallas de Chancho-Có controlan el emplazamiento y actividad de los principales conductos geotermales del área: Anfiteatro, Termas de Copahue, Las Maquinitas y Cabañitas (Fig. 2.5).

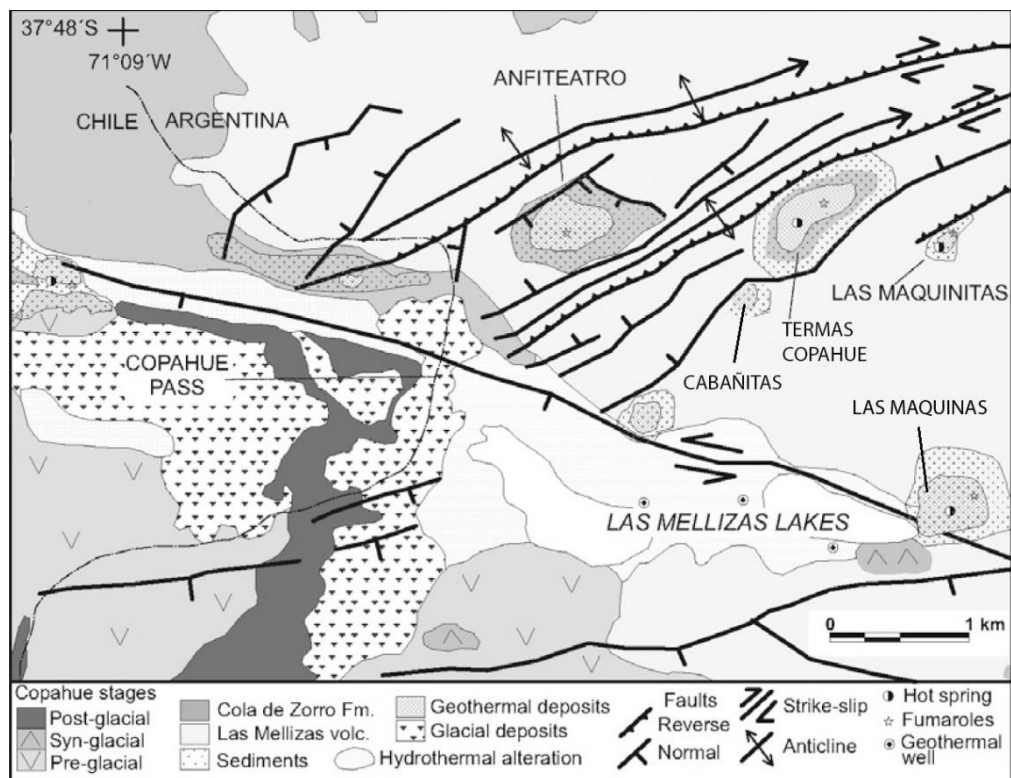


Figura 2.5: Detalle de la estructura de Chancho-Co (modificado de Melnick et al., 2006).

2.5.- Evolución paleotectónica del CCVC.

La evolución del CVCC puede ser resumida en 5 estadios principales:

- 1) Apertura de la estructura *pull apart* de la Caldera Caviahue durante el Plioceno tardío.
- 2) Formación y posterior colapso del volcán Las Mellizas durante el Plioceno tardío, generando flujos ignimbríticos que rellenaron la caldera y se expanden hacia el Oeste.
- 3) Formación del Vn. Copahue (aproximadamente hace 1.2 Ma, estadio pre-glaciar). Reactivación de las estructuras de la caldera resultando en dos estructuras extensionales intracaldera (grabens Trolope y Caviahue). Emplazamiento de los domos Cerro Bayo y Pucón Mahuida en los 0.6 y 1.0 Ma respectivamente. Transpresión y alzamiento del bloque Chanco-Có.
- 4) Pleistoceno tardío: estadio singlaciar del Vn. Copahue.
- 5) Holoceno: estadio postglaciar del Vn. Copahue; reactivación de fallas y pliegues en el bloque Chanco-Có, transtensión a lo largo de la falla Lomín.

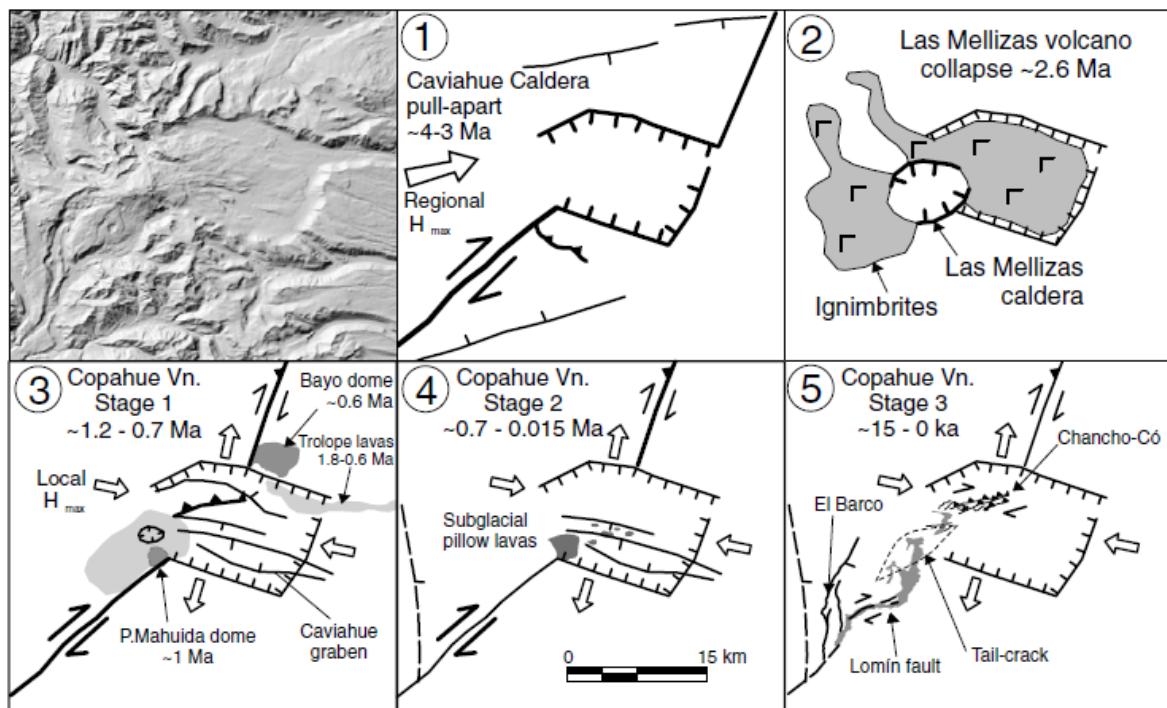


Figura 2.6: Evolución volcánico-tectónica del CVCC (Melnick et al., 2006).

2.6.- El sistema Volcánico-Magmático-Hidrotermal del CCVC.

Como se mencionó anteriormente el Complejo Volcánico Copahue-Caviahue alberga un sistema Volcánico-Magmático-Hidrotermal el cual presenta manifestaciones en superficie tanto en el edificio del volcán Copahue, como en las áreas geotermales dentro de la caldera Caviahue. A continuación se describen brevemente estas manifestaciones, poniendo especial énfasis a las áreas geotermales que fueron muestreadas para la realización del presente estudio.

2.6.1.- Volcán Copahue, lago cratérico y vertientes.

Ubicado al SW de la caldera ($37^{\circ}51,8'S$, $71^{\circ}10,3'O$), con 3.001 msnm de altitud presenta en su cima 9 cráteres alineados en dirección WSW-ENE, siendo el cráter más oriental el más activo. Este tiene 300 m de diámetro y alberga un lago cratérico. El lago es una salmuera de extrema acidez ($pH < 1$) y temperaturas que varían entre los 21 a $54^{\circ}C$ cuya profundidad es desconocida (Varekamp et al., 2001; Caselli et al., 2005); sobre el agua, turbia de color gris verdoso, es posible observar planchas de azufre nativo que se depositan en las orillas. Alrededor la alteración acida (argílica) es evidente a pesar del constante rejuvenecimiento del material por la actividad volcánica y la erosión ocasionada por el clima.

Desde el flanco este del edificio volcánico, cercano al cráter más activo, emanan 2 vertientes acidas separadas entre si por unos 200m, de pH entre 1-2 y temperaturas entre $50-80^{\circ}C$ (Varekamp et al., 2001; Caselli et al., 2005); estas confluyen unos 500m más abajo para formar las nacientes del río Agrío.

2.6.2.- Áreas geotermales.

Se encuentran asociadas a depresiones en forma de herradura como consecuencia de la elevada erosión debido a la intensa alteración hidrotermal acida actuante en ellas. Su emplazamiento se encuentra íntimamente ligado a las estructuras presentes en la zona (Mas et al., 1996). Existen 6 en territorio Argentino: Termas de Copahue, Cabañitas, Las Maquinas, Las Maquinitas, Anfiteatro y Vertientes; y 2 en territorio Chileno: Chancho Có y Pucón-Mahuida, las 2 zonas termales dentro del territorio Chileno son las únicas que se encuentran sobre el flanco del edificio volcánico. A continuación se describe brevemente las zonas geotermales que fueron muestreadas en el presente estudio:

Termas de Copahue: Zona de manifestaciones hidrotermales de mayor extensión en el CVCC, su condición original ha sido modificada profundamente debido a instalaciones de baños termales edificados exactamente encima, con el desarrollo de construcciones y calles alrededor que conforman el pueblo de Copahue. El agua de las piscinas es turbia con presencia de azufre coloidal y gas que emana en algunos sectores.



Figura 2.7: Fotografía que muestra un acercamiento a una zona de burbujas de una de las piscinas geotermiales de las Termas de Copahue.

Las Maquinas: Constituye la segunda mayor zona de manifestaciones hidrotermal del CVCC, abarca una superficie aproximada de 180.000 m², es una zona elongada con una orientación N75°W, la zona de alteración hidrotermal alcanza los 560.000 m² (Mas et al., 1996). Destaca la presencia de una piscina caliente de unos 480 m² de superficie, a su alrededor se encuentran numerosas piscinas burbujeantes y de lodo como también varias fumarolas. El mineral de alteración más abundante en las zonas de mayor actividad es la Alunita pura y bien cristalizada, este mineral es más abundante aquí que en cualquiera de las otras zonas geotermiales lo que indica una mayor acidez de los fluidos que generan la alteración para este lugar.



Figura 2.8: Fotografía panorámica de la zona geotermal de Las Maquinas. Foto tomada mirando al SE.

Anfiteatro: Ubicada en el extremo Oeste del horst que involucra todas las demás zonas geotermales, esta área es una gran depresión de unos 540.000 m² que presenta una actividad mucho menor con respecto a las otras zonas, sin embargo también es posible encontrar fumarolas, piscinas burbujeantes y de lodo y conos de barro. Se tiene una marcada disminución en la presencia de Alunita, la que se encuentra solo de forma subordinada, y un particular aumento de la presencia de Goethita respecto a las demás zonas geotermales, esto indica que los fluidos responsables por la alteración de la zona de Anfiteatro es mucho menos ácida que los fluidos de las otras zonas.



Figura 2.9: Fotografía panorámica de la zona geotermal de Anfiteatro. Foto tomada mirando al NE.

Las Maquinitas: Es el área geotermal de menores dimensiones, junto con Cabañitas. Compuesta por dos pequeñas depresiones a distintas altitudes alineadas según la orientación del fallamiento NE-SW que la controla; la parte superior presenta una fumarola de altos flujos de emisión y una intensa alteración hidrotermal, la depresión inferior contiene una alta densidad de manifestaciones como fumarolas, piscinas burbujeantes y de lodo, conos de barro y vertientes calientes.



Figura 2.10: Fotografía de la zona geotermal de Las Maquinitas. Foto tomada mirando al NE.

Cabañitas: Ubicada a unos 200 m al Sur de las Termas de Copahue, tras el hostel La Cabañita, al igual que Las Maquinitas es una zona elongada en la dirección del fallamiento (NE-SW), cuenta con una alta densidad de manifestaciones como fumarolas, piscinas burbujeantes y de lodo. La alteración hidrotermal es intensa y en conjunto con la pendiente de la zona demandan precaución al caminar ya que los sectores cercanos a las piscinas burbujeantes calientes son muy inestables.



Figura 2.11: Fotografía de la zona geotermal de Las Cabañitas. Foto tomada mirando al Sur.

Capítulo 3. Marco Teórico, Metodología, Análisis y Procesamiento de Datos.

3.1.- Consideraciones Generales

Con el fin de llevar a cabo el presente estudio, que busca comprender la relación existente entre la estructura local del CVCC y la circulación de fluidos dentro de las zonas geotermales, se utilizaron una combinación de técnicas geoquímicas y geofísicas: composición de los isotopos de He en los fluidos de las zonas geotermales, medición de la concentración de CO₂ en superficie y medición de potencial espontaneo en superficie.

Para determinar la composición isotópica de las manifestaciones geotermales, ya sean líquidas o gaseosas, es necesario emplear métodos que permitan capturar la muestra de tal manera que no se produzca contaminación atmosférica y, además esta pueda ser almacenada correctamente hasta su análisis. En el caso del almacenamiento de muestras de gases nobles el principal factor a tener en cuenta es su capacidad de difusión, gracias a su bajo número atómico.

Los métodos de potencial espontaneo y concentración de CO₂ siguen un protocolo preestablecido para la adquisición de los datos con el fin de asegurar que estos representen correctamente los parámetros físicos y químicos que se están midiendo. Así mismo, una vez obtenidas estas mediciones se debe realizar un exhaustivo procesamiento de los datos adquiridos en terreno.

A continuación se describe brevemente el marco teórico detrás de las técnicas utilizadas en el presente estudio con el fin de familiarizar al lector con estas metodologías cuyo uso no se encuentra masificado en Chile: como el uso de isotopos de helio como trazadores del origen de los fluidos y los métodos de medición de potencial espontaneo y concentración de CO₂ en el suelo como indicadores de la estructura local en relación con la ascensión o infiltración de fluidos. Seguidamente, se detallan las metodologías empleadas para el muestreo y análisis de la fase gaseosa en las distintas manifestaciones geotermales del área de estudio así como también las metodologías seguidas para la adquisición y procesamiento de datos geofísicos.

3.2.- Marco Teórico

3.2.1- Isótopos de Helio Como Trazadores de Fluidos

Dentro de las distintas disciplinas relacionadas al estudio de la fase fluida en ambientes volcánicos y geotermales, la geoquímica es la herramienta fundamental para caracterizar el origen de los fluidos (Arnórsson et al., 2000; Giggenbach, 1997). La principal ventaja de esta disciplina con respecto a otras radica en que se basa en el estudio de productos que están siendo emitidos en el mismo momento del muestreo, de esta forma se puede conocer el estado de actividad *actual* del sistema.

Los gases nobles presentan propiedades únicas respecto a las otras especies químicas presentes en manifestaciones gaseosas en zonas volcánicas-geotermales. Estos se encuentran en concentraciones muy pequeñas y en particular en el aire presentan valores bien definidos, esto los hace sensibles al registro de aportes de otras fuentes. Además su nula reactividad con otros compuestos y su elevada capacidad de difusión permiten que conserven sus características inalteradas desde su fuente (Sano y Fisher, 2013). Sumado a lo anterior algunos gases nobles presentan isotopos radiogénicos que propician aún más su utilización como trazadores para discriminar entre diferentes fuentes.

En un sistema geotermal los componentes que pueden contribuir de manera significativa a la composición de gases nobles de un fluido son 3 (Ferrara y Magro, 1988):

- Un componente profundo derivado directamente de la fuente magmática.
- Un componente cortical o radiogénico derivado de la roca de caja.
- Un componente atmosférico derivado de acuíferos someros, recarga del sistema o directamente desde el aire atmosférico.

Dentro de los gases nobles el helio es uno de los trazadores más utilizados en estudios de fluidos en sistemas volcánicos-geotermales; este es considerado un indicador sensible de gases de origen “profundo”, ya sea mantélico o cortical, debido a su baja concentración atmosférica.

El helio posee dos isotopos de relevancia para la geoquímica: ^3He y ^4He . El ^4He es un isotopo radiogénico producto del decaimiento α de Uranio (^{235}U y ^{238}U) y Torio (^{232}Th) a Plomo; mientras que el ^3He es de origen primordial, formado durante el *big bang* y fue incorporado a la tierra durante su acreción inicial 4,6Ga atrás. El ^3He , por lo tanto, se encuentra en altas concentraciones en el manto, lugar con el material menos diferenciado del planeta; mientras que la corteza terrestre, rica en U y Th, genera cantidades significativas de ^4He de forma permanente. A su vez, el helio primordial de estas rocas corticales que han evolucionado cerca de la superficie por largos periodos de tiempo ha sido desprendido a la atmosfera lugar de donde también difunde muy fácilmente; es decir la corteza y la atmosfera poseen concentraciones muy pequeñas, prácticamente despreciables de ^3He (Sano y Fisher, 2013).

Así, en líneas generales, razones elevadas de $^3\text{He}/^4\text{He}$ en un fluido indicaran proveniencias desde el manto mientras que razones bajas indicaran proveniencias desde la

corteza, pudiendo identificar la importancia relativa de la contribución de la corteza y el manto al magma y por consiguiente a sus fluidos derivados. Normalmente, al trabajar con datos de isotopos de He, se utiliza como valor referencial la razón de $^3\text{He}/^4\text{He}$ en el aire, denominada R_a ($R_a = 1,382 \times 10^{-6}$; Mabry et al., 2013). Luego los valores son representados como R/R_a donde R es el valor de $^3\text{He}/^4\text{He}$ en la muestra. En ambientes continentales estables la razón isotópica de helio oscila entre 0,1 y 0,01 R/R_a , por otro lado en ambientes de dorsales oceánicas y hot spots la razón generalmente es de alrededor de 8 R_a y 20 R_a respectivamente (Sano y Fisher, 2013; Giggenbach, 1997). En ambientes volcánicos asociados a límites de placas convergentes oscilan entre 5 R_a y 8 R_a (Hilton et al., 2002) en promedio. Estos rangos tan amplios de valores para el “helio estilo de subducción” es producto de la combinación de los aportes de ^3He por la cuña mantélica y de ^4He por la corteza continental (Sano y Wakita, 1985).

Además, en labores de seguimiento y monitoreo de un volcán en particular, la razón $^3\text{He}/^4\text{He}$ en muestras de gas y agua tomadas en la superficie puede evidenciar cambios producto de procesos volcánicos e hidrotermales importantes (Sano and Fisher, 2013). Si bien se pueden esperar cambios en la razón de $^3\text{He}/^4\text{He}$ medida si ocurre un proceso de mezcla de magmas de distintas fuentes, es poco probable que ese tipo de proceso pueda ser registrado entre campañas de muestreo dentro de un mismo volcán las cuales ocurren en periodos de tiempo de años o, a lo más, décadas. Sin embargo existen procesos que si pueden ser evidenciados en periodos relativamente cortos de tiempo los cuales se resumen en la Fig 3.1.

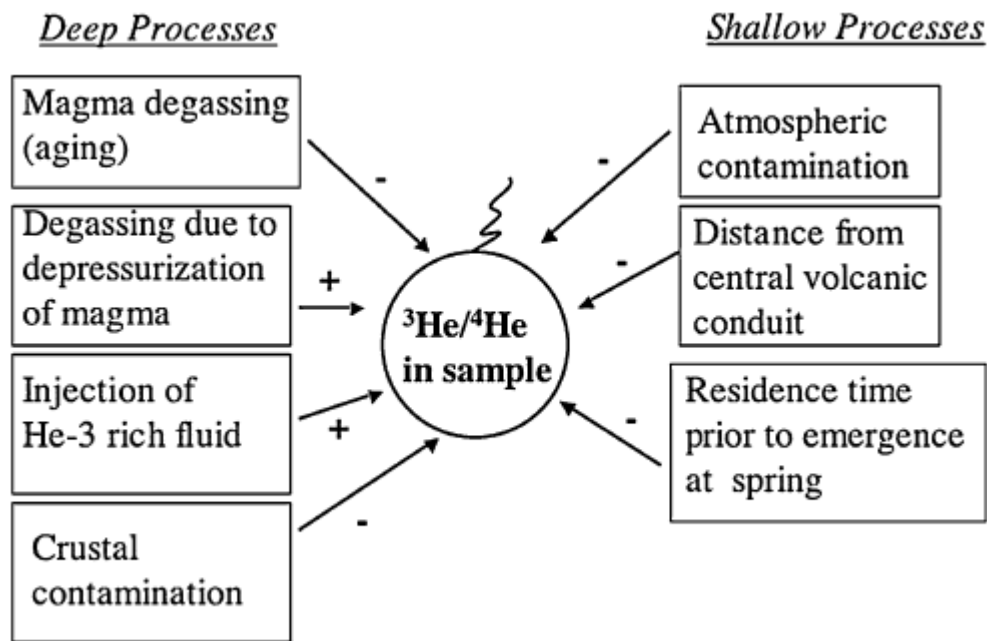


Figura 3.1: Esquema mostrando los procesos que pueden afectar la razón $^3\text{He}/^4\text{He}$ en muestras de gas y agua, los signos (+) y (-) indican si el proceso incrementa o disminuye la razón en la muestra (Sano and Fisher 2013).

3.2.2.- Potencial Espontaneo

Variadas técnicas de prospección geofísica han sido utilizadas con el fin de estudiar la circulación de fluidos en sistemas volcánicos-hidrotermales, algunas de las más usadas son: la magnetoteléutica, la gravimetría, la sísmica, la resistividad inducida, la medición de la temperatura en superficie y la medición del potencial espontaneo en superficie. Con estas técnicas, en asociación con técnicas geoquímicas como la medición de flujo de CO₂ difuso y medición de concentración de CO₂ en superficie, es posible conocer el comportamiento de los fluidos en profundidades someras al analizar e interpretar las anomalías que pueden observarse en sus mediciones.

La medición del potencial espontaneo consiste en medir la distribución del potencial eléctrico generado naturalmente en superficie. Este potencial está asociado a densidades de corriente en profundidad las cuales pueden ser generadas por 3 tipos de procesos: electroquímicos, termoeléctricos y electrocinéticos (Corwin y Hoover, 1979).

Procesos Electroquímicos: la difusión química entre iones de distintas concentraciones en el suelo pueden generar anomalías en el potencial espontaneo (PE) debido a la carga eléctrica de estos iones. Además procesos de óxido-reducción en zonas de yacimientos metálicos de sulfuros, como por ejemplo los pórfidos cupríferos, pueden provocar grandes anomalías donde el yacimiento en sí actúa como un conductor, la zona de oxidación actúa como el ánodo y la zona de reducción como el cátodo, los fluidos presentes en la zona deben reequilibrar su balance eléctrico para mantener la neutralidad, generando así corrientes eléctricas por desplazamiento de iones.

Procesos Termoeléctricos: si una gradiente de temperatura es aplicado a lo largo de una roca, se genera un campo eléctrico en ella.

Procesos Electrocinéticos: La circulación de fluidos a través de un medio poroso genera un potencial eléctrico a lo largo del sentido del flujo debido a la interacción del fluido con la capa porosa.

En un contexto de volcanismo activo es el efecto electrocinético, asociado al flujo de aguas subterráneas, el responsable de la generación del potencial eléctrico en superficie, siendo la contribución de los demás efectos despreciable (Zlotnicki y Nishida, 2003). Como el efecto electrocinético puede generar un potencial eléctrico en la dirección del flujo puede entenderse en términos del modelo de la triple capa eléctrica.

Cuando los minerales de una roca entran en contacto con agua, su superficie reactiva se carga eléctricamente debido al intercambio iónico con ella. Estas reacciones son comunes para

todos los minerales, incluidos óxidos, carbonatos y silicatos. En el caso de los silicatos (mineral más abundante en la tierra, constituyen más del 90% de la corteza terrestre), se genera una carga negativa fija justo en su superficie (*Stern Layer* en la Fig. 3.2). Esta carga fija es contrabalaceada, para mantener la neutralidad eléctrica global del sistema, por una carga móvil positiva en la llamada capa difusa (*Diffuse Layer* en Fig. 3.2). El flujo de agua a través de la matriz porosa arrastra la mayoría de las cargas móviles de la capa difusa en la dirección del flujo.

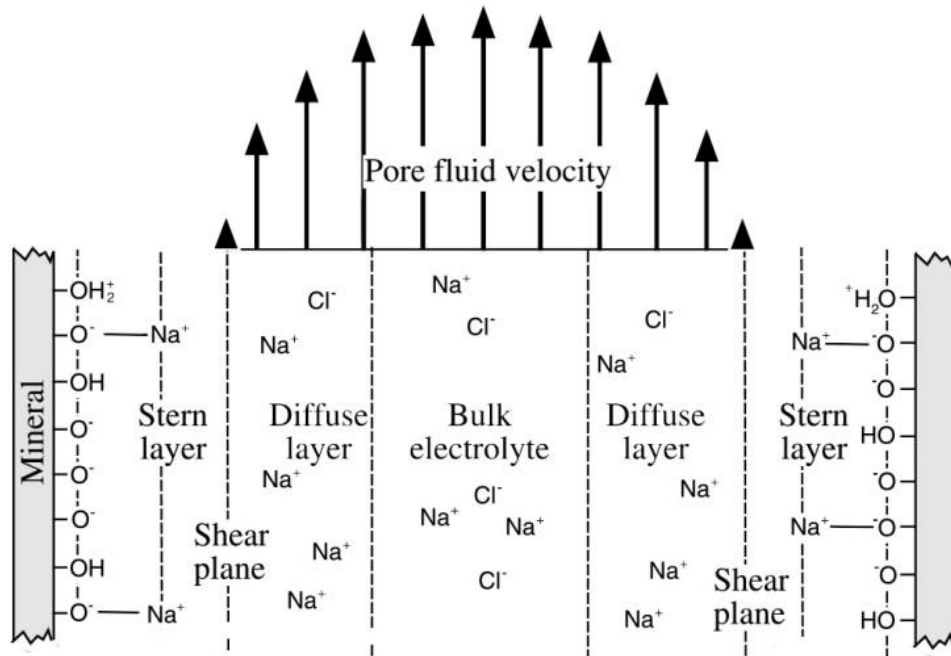


Figura 3.2: Esquema de la triple capa eléctrica en la interface agua-mineral. Muestra las cargas negativas fijas en la Stern Layer, las cargas positivas móviles en la Difusse Layer y el fluido que las arrastra (Bulk Electrolyte) al pasar por la capa porosa (modificado de Revil et al., 2003).

La presencia de esta carga eléctrica positiva en la capa difusa se encuentra muy bien documentada por ejemplo en Avena y De Pauli, 1996; Lorne et al., 1999; Pengra et al., 1999 y Revil y Leroy, 2001.

El arrastre de cargas positivas desde la capa difusa por parte de un flujo que fluye a través de la capa porosa genera un potencial eléctrico en la dirección del flujo, este hecho se encuentra corroborado por experimentos en laboratorio para rocas silicatadas y volcánicas como por ejemplo en Ishido y Mizutani 1981 y Jouniaux et al. 2000; en investigaciones teóricas como en Revil et al., 1999a, 1999b; y los ya mencionados Lorne et al.,1999; Revil y Leroy, 2001, como también en datos obtenidos en terreno como los expuestos y resumidos por Zlotnicki y Nishida, 2003.

Existen, al menos, dos tipos de flujos relevantes en un contexto de volcanismo activo en los que se centra este estudio. El primero debido a la convección termal de agua subterránea en la

presencia de un sistema hidrotermal: aquí se evidencian grandes anomalías en el potencial espontaneo según la dirección del flujo, en áreas de ascenso de fluidos se generan anomalías positivas, mientras que surgen anomalías negativas en zonas de descenso de fluidos, como por ejemplo en zonas de recarga (Revil et al., 2003; Ishido et al., 2004). El segundo, en la ausencia de un sistema hidrotermal, es un flujo de naturaleza gravitacional debido a la topografía del nivel freático. Esencialmente se refiere a la circulación de fluidos desde la zona vadosa (zona subsaturada de agua sobre el nivel freático) hacia el nivel freático. Es por esta razón que existe evidenciada, por ejemplo, una correlación negativa entre la altitud en los flancos de volcanes y el potencial espontaneo, produciéndose una alteración del PE debido a un incremento en la potencia de la zona vadosa con la altitud (ie: anomalías negativas indicarían un incremento en la potencia de la zona vadosa) (Finizola et al., 2003).

Es por esto que cierta ambigüedad se genera al interpretar alzas o bajas en el PE, si el sistema es puramente hidrogeológico, un alto en el PE indica un alzamiento del nivel freático (por ejemplo por la presencia de capas impermeables); sin embargo en un sistema hidrotermal un alto en el PE también puede corresponder a el flujo ascendente de fluidos en una celda convectiva.

Otra consideración importante a tener en cuenta con este método es que la amplitud e incluso la polaridad de las anomalías mencionadas anteriormente van a depender de la temperatura, salinidad y especialmente del pH de las aguas subterráneas, es por estos motivos que la interpretación de los datos obtenidos requiere ser complementada con análisis adicionales como por ejemplo la concentración de CO₂ en superficie, medición de temperatura y mediciones de flujo de CO₂.

3.2.3.- Concentración de CO₂

La medición de la concentración de CO₂ en el suelo se puede correlacionar con los resultados obtenidos con el potencial espontaneo (PE). Dentro de un contexto de volcanismo activo, el CO₂ luego de ser exsuelto desde al magma a varios kilómetros de profundidad, asciende a la superficie por zonas de elevada permeabilidad, normalmente fallas, por lo que anomalías de CO₂ pueden ser correlacionadas con las anomalías del PE como zonas de alta permeabilidad donde se facilita la circulación de fluidos.

Una consideración de este método es que un cambio en la concentración de CO₂ puede no solo indicar un cambio en la permeabilidad sino que también se puede deber a un cambio en la magnitud de la fuente como por ejemplo la exolución de magma asociado con intrusiones en profundidad (Finizola et al., 2009).

3.3.- Metodologías e Instrumental de Muestreo

3.3.1.- Metodologías e Instrumental de Muestreo de la Fase Gaseosa

Las técnicas de muestreo de la fase gaseosa varían según las características fisicoquímicas de la muestra y la morfología del sitio de emisión. Los gases nobles son un componente muy minoritario en las emisiones gaseosas volcánicas (compuestas por aproximadamente 95% vapor de agua acompañadas por cantidades variables de CO₂, CO, H₂, CH₄, SO₂, y H₂S), por esta razón al recolectar muestras para un análisis de gases nobles es recomendable recolectar una muestra de gas seco separando el vapor de agua para así incrementar la cantidad de gases nobles contenidos en ella.

Para el presente estudio; correspondiente a isotopos de gases nobles, en particular el helio, se utilizaron ampollas de vidrio alcalino evacuadas al vacío con doble válvula y tubos de cobre de 3/8" sellados con pinzas de acero inoxidable para almacenar las muestras. Los tubos de cobre, si bien son ampliamente utilizados para muestras dominadas por agua (Weiss, 1968), representan una opción ideal para el almacenamiento de muestras de gases nobles ya que aseguran que no se producirá pérdidas por difusión. Sin embargo deben ser usados con precaución ya que los componentes volátiles ácidos de la muestra (HCl, HF, H₂S y SO₂) pueden corroer el metal si se encuentran en grandes cantidades y si se va a almacenar la muestra por periodos prolongados de tiempo.

En el caso de las ampollas, ya que las muestras solo se utilizaron para el análisis de isotopos de gases nobles, no es necesario que estas contengan una solución alcalina para separar la fase condensable reactiva (H₂O, CO₂, HCl, HF, HBr, H₃BO y especies de S) de la fase incondensable (He, Ne, Ar, H₂, O₂, etc.). Para generar el vacío en las ampollas se utilizó la bomba de vacío del Laboratorio de Geoquímica del CEGA ubicado en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

3.3.1.1.- Muestreo en Fumarolas

Para el muestreo de fumarola se inserta un tubo de titanio en la fuente de emisión, este se conecta a través de un tubo de pyrex a un condensador del mismo material el cual, a su vez, se conecta a un separador con doble salida (Fig. 3.3).



Figura 3.3: Muestreo de fumarola en Las Maquinas; A) Muestra el condensador junto al tubo de pyrex y el separador de doble salida. B) Muestra la conexión del condensador con el tubo de titanio que está enterrado en la fumarola.

Se bombea manualmente agua helada para que circule dentro del condensador (por la espiral sin contaminar el gas que proviene de la fumarola), con el fin de condensar el vapor. Luego el condensador se conecta a un extremo del contenedor de la muestra (tubo de cobre o ampolla) por el separador de doble salida. Este separador permite separar el gas seco del vapor de agua condensado que no se va a muestrear en este caso. Al otro extremo del contenedor de la muestra se conecta una jeringa con la cual manualmente se bombea la muestra dentro del contenedor. Se debe procurar ambientar el contenedor dejando circular el gas a muestrear al menos cinco veces la cantidad total de almacenamiento del contenedor para evitar la contaminación de la muestra con aire (Fig 3.4).

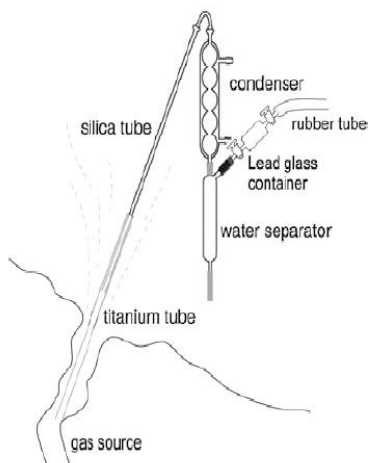


Figura 3.4: Izq) Esquema del montaje para la toma de muestra en fumarolas de alta temperatura. Der) Fotografía de la toma de muestra con tubo de cobre, se pueden observar las pinzas plásticas en el tubo de silicona y el bombeo manual de la muestra con la jeringa.

Una vez tomada la muestra, en caso de usar el tubo de cobre, se cuenta con dos pinzas de plástico con las cuales se deben sellar temporalmente los tubos de silicona que se usaron para conectar el tubo de cobre al separador y a la jeringa antes de desconectar el tubo de cobre de la línea de muestreo. Inmediatamente después se debe sellar el tubo de cobre usando las pinzas de acero inoxidable y una prensa mecánica manual; en caso de haber usado una ampolla para coleccionar la muestra simplemente se cierran las válvulas de la misma antes de desconectarla.

3.3.1.2.- Muestreo en Piscinas Burbujeantes

Para el muestreo de gases en piscinas burbujeantes primero se posiciona un embudo de plástico invertido en una zona de la piscina donde no haya burbujas y se bombea agua manualmente con la jeringa llenando el contenedor (para ambientar el contenedor). Luego, sin levantar en ningún momento el embudo por sobre el nivel del agua, para prevenir la contaminación de la muestra con aire atmosférico, se posiciona este sobre las burbujas y se comienza a bombear nuevamente con la jeringa hasta que toda el agua que llenaba el contenedor sea reemplazada por gas (Fig. 3.5). Se debe tener especial cuidado de posicionar el embudo justo sobre donde se encuentran las burbujas, esto debido a que los gases nobles se particionan preferentemente a la fase gaseosa en vez de la fase líquida debido a su baja solubilidad (Ozima y Podosek, 1983).

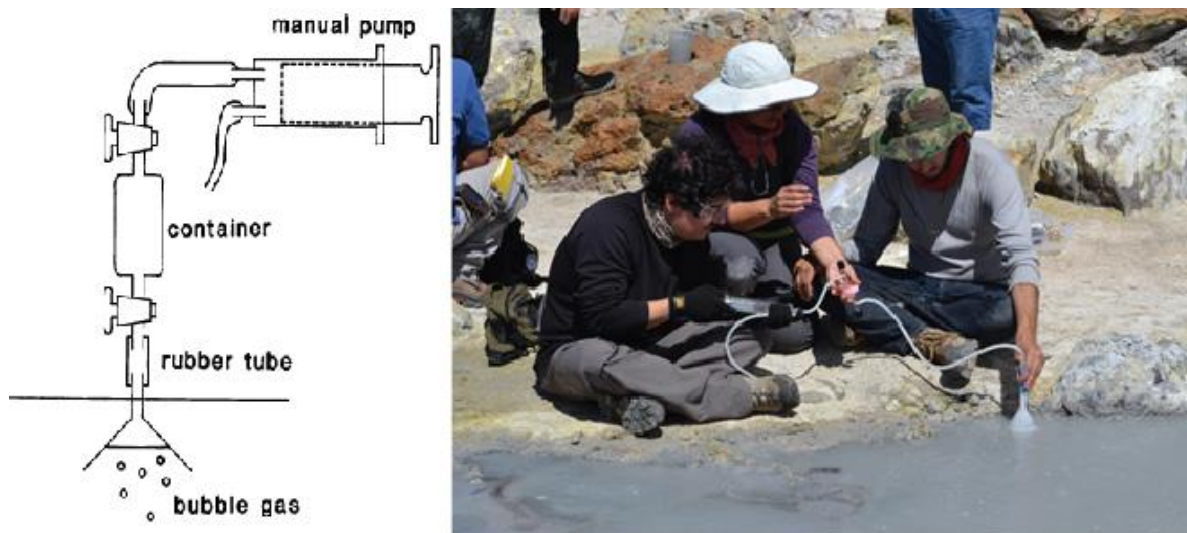


Figura 3.5: Izq) Esquema del montaje para el muestreo en piscinas burbujeantes. Der) Fotografía donde se observa el muestreo en piscinas burbujeantes con ampolla de alto vacío en la zona geotermal de Las Maquinitas.

3.3.2.- Metodología e Instrumental de Potencial Espontaneo

El potencial eléctrico generado en superficie se mide ocupando un voltímetro de alta impedancia y un par de electrodos de Cu (para evitar la posible polarización entre electrodos lo que generaría mediciones incorrectas) conectados a través de un cable conductor (Fig. 3.6); la construcción de este dispositivo es simple y se llevó a cabo antes de la campaña de terreno por Karin García, geofísica del CEGA y la Dra. Emilie Roulleau, investigadora postdoctoral del CEGA.

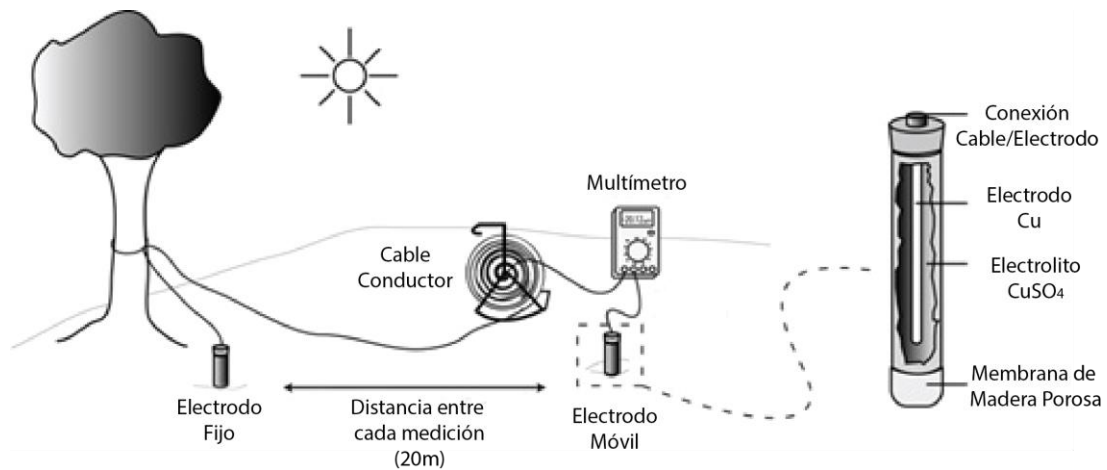


Figura 3.6: Esquema del instrumental necesario para medir el potencial espontaneo.

Se confeccionaron los electrodos de cobre cortando dos tubos de pvc de aproximadamente 20cm de largo. En su interior, suspendido en el centro del tubo de pvc, se posiciona una barra de cobre de aproximadamente 1,5 cm de diámetro sujeta en su extremo superior por un tapón de goma. En el extremo inferior del electrodo, se coloca un tapón de madera de baja permeabilidad, este extremo debe ser relativamente permeable pero a su vez lo suficientemente resistente como para permitir el roce contra el suelo y rocas al ser enterrado y desenterrado el electrodo repetidamente. La necesidad de que este extremo sea permeable radica en que al interior de cada electrodo se tiene una solución de CuSO₄ la cual permite transferir la corriente eléctrica desde la tierra a la barra de Cu. Finalmente en el extremo superior del electrodo se conecta a la barra de cobre un adaptador para poder conectarla al cable conductor y al multímetro. Para realizar las mediciones se utiliza un cable conductor de cobre de 300m de largo enrollado en un carril para facilitar su transporte y un multímetro marca EXTECH modelo EX520 que permite medir Voltaje, Resistencia y Temperatura (Fig. 3.7).



Figura 3.7: Izq) Prueba de conductividad entre electrodos en el laboratorio. Der) Midiendo el cable conductor que se ocupó en terreno.

La metodología de adquisición de datos en terreno para el potencial espontaneo consiste en tomar datos cada cierta distancia generando “perfiles” que cubran el área de estudio y generen una grilla cerrada, es decir sean perfiles que se conecten entre sí. La distancia entre cada medición depende del tamaño de las anomalías que se espera encontrar; sin embargo, normalmente un espaciamiento de 20 m entre mediciones consecutivas genera una buena resolución en los resultados y requiere un tiempo razonable en tomar las mediciones. El largo y forma de los perfiles se debe decidir teniendo en cuenta las características del terreno: distancia a cubrir, presencia de vegetación, dureza, etc. Es imprescindible, para el tratamiento de los datos y la obtención de resultados óptimos, que la distancia entre cada medición sea siempre la misma a lo largo de los perfiles para así obtener datos homogéneos; no obstante, no es necesario que los perfiles sean de igual longitud.

En primera instancia, antes de comenzar las mediciones a lo largo del perfil, se debe comprobar la conductividad entre los electrodos. El voltaje medido al juntar ambos extremos inferiores debe ser, en teoría, 0 mV ya que no existe circulación de fluidos entre ellos; de igual modo la resistencia medida entre ellos debiese ser de 0 mΩ. Sin embargo cierto ruido siempre es esperable, por lo que mediciones de hasta ± 5 mV y 5 mΩ son aceptables.

Para realizar las mediciones se debe enterrar el electrodo de referencia (inmóvil) en suelo húmedo entre 10 a 15cm de profundidad. El segundo electrodo (móvil) debe ser enterrado a una distancia pequeña del electrodo de referencia (algunos centímetros de distancia), para verificar la resististencia de contacto entre ellos. Si es muy elevada en ese punto, todas las mediciones realizadas respecto a ese punto de referencia tendrán un ruido asociado, cualquier resistencia bajo los 1000Ω se considera como una buena medida. Los factores que pueden generar elevadas resistencias de contacto son por lo general la presencia de vegetación, suelos muy rocosos con

poca tierra y la resequeidad del suelo. Una vez fijado el punto de referencia se anotan las medidas de la resistencia y el potencial espontaneo (voltaje) cada 20m, cuidando siempre que la resistencia en el punto de medición sea aceptable dentro de lo posible según el terreno. Siempre se debe anotar la resistencia de cada punto de medida para tener un registro en caso de tener mediciones en puntos con resistencias muy elevadas las cuales influyen en la interpretación de los resultados. Una vez que se llega al final del cable conductor, ese punto se deja como el de referencia para continuar el perfil. Se debe desconectar el electrodo de referencia original y recoger el cable con tal de comenzar nuevamente. En este caso el electrodo móvil pasa a ser el inmóvil.



Figura 3.8: Izq) Muestra la medición de la resistencia en el punto de referencia, notar como el electrodo fijo se encuentra sujetado con rocas alrededor y como se mide la conductividad y voltaje a una distancia pequeña (10 cm aprox.) Der) Muestra la medición del potencial espontaneo con el electrodo móvil.

Es importante notar que un mismo perfil tiene varios puntos de referencia dependiendo de la longitud del perfil y el largo del cable conductor. Por ejemplo si se utiliza un cable conductor de 300m para realizar un perfil de 1200m, este perfil tendrá 4 puntos de referencia distintos. Es por este motivo que se requiere realizar un tratamiento de datos exhaustivo antes de poder interpretar los resultados de esta técnica.

3.3.3.- Metodología e Instrumental de CO₂

La concentración de CO₂ en el suelo se mide en terreno utilizando un espectrómetro de masa portátil. La construcción del dispositivo del espectrómetro de masa portable tiene cierta complejidad y estuvo a cargo de la Dra. Emilie Roulleau y el autor del presente trabajo.

Debido a que se espera encontrar altas concentraciones superficiales de CO₂ en las zonas de manifestaciones geotermales activas se decidió contar con 2 espectrómetros de masa portables (de Edinburgh Sensors), uno con un límite de detección de 3000ppm y otro con un límite de detección del 10%, para las zonas de altas concentraciones donde el espectrómetro de 3000ppm se espera sature. Esto permite evitar tener que realizar la dilución de la muestra en terreno, lo cual aumenta considerablemente el error en la medida. Se montaron los espectrómetros en una caja de plástico resistente conectándolos a su fuente de poder (10 baterías AA para cada espectrómetro) y a un interruptor independiente para cada uno. Para obtener el voltaje óptimo para el funcionamiento de los espectrómetros (24V) se necesitó conectar un transformador y una resistencia de 100Ω en cada circuito. Además se posicionaron filtros de 0,45 μm en la entrada y salida del sistema para proteger los espectrómetros de posible contaminación por agua y/o polvo. Los espectrómetros se encuentran conectados entre sí con tubos de silicona de manera tal que al ingresar la muestra al sistema, esta sea analizada primero en el espectrómetro de 3000ppm y luego pase al de 10% para luego salir del sistema. Finalmente se debe conectar cada espectrómetro a un multímetro portátil para poder realizar la medición.

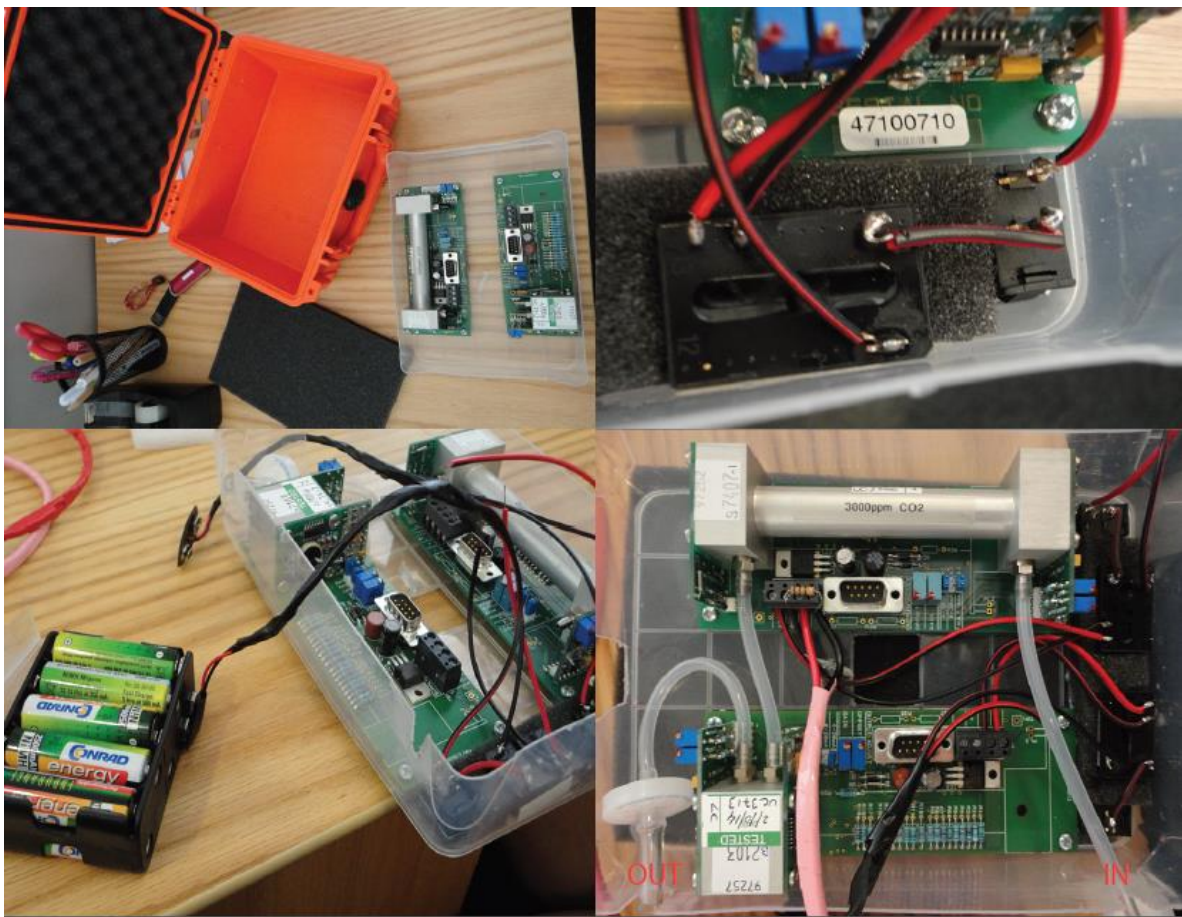


Figura 3.9: Muestra la progresión en la construcción del dispositivo.

Una vez construido el dispositivo de espectrómetros portátiles, se procedió a calibrar los espectrómetros con tal de saber qué valores de voltajes en los multímetros representan la concentración de CO₂ del aire y los puntos de saturación de cada espectrómetro. Para este motivo se necesitó de una solución concentrada al 100% de CO₂. Se decidió utilizar un cartridge de CO₂ al 100% a presión diseñado para el rápido inflado de neumáticos de bicicleta de competición. Se optó por esta opción dado a buenos resultados obtenidos anteriormente con estos dispositivos y su fácil acceso y manejo. La calibración de los espectrómetros será tratada con detalle en la sección de tratamiento de datos de este mismo capítulo.



Figura 3.10: Izq) Muestra la medición de la saturación del espectrómetro de 3000ppm (voltaje 386 mV) y el voltaje correspondiente en el espectrómetro de 10% al realizar la calibración. Der) muestra el cartridge de CO₂ puro utilizado para realizar la calibración.

El tubo de cobre que se utilizó para obtener la muestra posee unos 4 mm de diámetro interno y se montó mediante cinta americana en una punta de madera de aproximadamente 50cm de largo para proteger su integridad al ser enterrado en el suelo. Se le conecta un tubo de silicona con un filtro de 0,45 µm en el extremo donde se conectará la jeringa para obtener la muestra (Fig. 11).

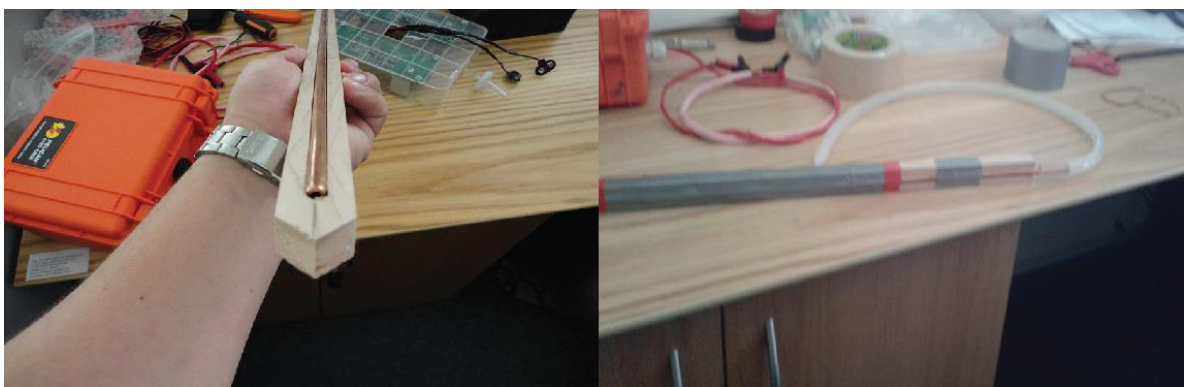


Figura 3.11: Muestra montaje del tubo de cobre con el que se toma la muestra.

La adquisición de datos en terreno siguió la siguiente metodología: para lograr enterrar el tubo de cobre para obtener la muestra a la profundidad necesaria se utilizó un combo y una punta de martillo neumático para concreto. Una vez alcanzada una profundidad adecuada se debe tener cuidado de enterrar el tubo de cobre inmediatamente después de sacar la punta para que no colapse el agujero. Para lograr sacar la punta del martillo neumático del suelo se utilizó una llave inglesa. Es importante que la abertura del orificio no permita entrar aire que contamine la muestra por lo que se debe tapar con un poco de tierra. Para obtener la muestra se bombea, con una jeringa, 100ml de volumen, el cual corresponde aproximadamente a la capacidad total que puede contener el tubo de cobre en su interior. Similarmente al muestreo de fase gaseosa, se bombea tres veces con el fin de asegurarse de que todo el aire haya salido del sistema (tubo de cobre-tubo de silicona). Luego de haber realizado esta ambientación del sistema se toma la muestra con la jeringa y se ingresa de manera lenta y continua en los espectrómetros anotándose la medida en Volts que indican los multímetros para cada espectrómetro. Con esta medida se obtendrá la concentración de CO₂ en la muestra en partes por millón (ppm) luego de realizar el tratamiento de datos.



Figura 3.12: Adquisición de la muestra de CO₂ en terreno, explicación en el texto.

También se mide el valor del aire en terreno (un par de veces al día) con el fin de tener más datos para realizar la calibración y también para tener la concentración de CO₂ del aire de la zona. En caso de saturación de uno o ambos espectrómetros es importante limpiar el sistema ingresando aire a los espectrómetros ya que, de lo contrario, la próxima medición se ve alterada por CO₂ remanente dentro del sistema (dando valores más elevados de lo que realmente se está midiendo). En el caso que se llegase a saturar el espectrómetro de 10%, es decir que la muestra contenga más de un 100.000ppm de CO₂, se procede a tomar la muestra con una dilución al 10%, es decir se toma los 100ml de muestra pero antes de ingresar la muestra a los espectrómetros se expulsan 90ml de la muestra de la jeringa y se toman 90ml de aire, luego se ingresa la muestra a el espectrómetro para ser analizada.

3.4.- Metodologías e Instrumental de Análisis de la Fase Gaseosa

Las muestras tomadas de la fase gaseosa de las manifestaciones geotermales de la zona de estudio se dividieron en dos grupos para su posterior análisis: el primer grupo, correspondiente a las muestras almacenadas en tubos de cobre, fueron enviadas inmediatamente después del terreno al laboratorio de Gases Nobles de la Universidad de Michigan, EEUU. Siendo analizadas durante el mes posterior a su recolección; mientras que el segundo grupo, correspondiente a las muestras almacenadas en ampollas, fueron analizadas por el estudiante de Doctorado Daniele Tardani en la Universidad de Tokio, Japón un par de meses después de la toma de muestras. Por consiguiente, a continuación, se describe la metodología de análisis y los instrumentos utilizados en ambos laboratorios.

3.4.1.- Análisis realizado en Japón.

Las muestras fueron procesadas en líneas de extracción de alto vacío y se purificaron de gases reactivos utilizando una esponja *Ti-getter* caliente y una trampa de carbón enfriada utilizando nitrógeno líquido.

La razón de ³He/⁴He fue medida en el espectrómetro de masa de última generación para gases nobles (Helix-SFT) en el laboratorio AORI de la Universidad de Tokio, Japón. La razón de ⁴He/²⁰Ne fue medida usando un espectrómetro de masa cuadrupólo. El helio fue separado del neón usando un atrampa criogénica a 40°K (Sano y Wakita, 1988). La razón observada de ³He/⁴He fue calibrada según el helio atmosférico. El error experimental en las mediciones de ⁴He/²⁰Ne y ³He/⁴He son 5% y 1% con ±1σ (Sano et al., 2006). La razón ³He/⁴He fue corregida

por la presencia de He atmosférico usando la razón He/Ne medida en la muestra (Craig et al., 1978). Se asume que esencialmente todo el neón en muestras de gases geotermales tiene origen atmosférico ya que su presencia en gases magmáticos y corticales es insignificante, de acuerdo a esto se cumplen las siguientes relaciones:

$$Rc/Ra = [(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{obs}} - r]/(1-r)$$

$$r = (^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{ASW}}/(^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{obs}}$$

Donde Rc/Ra y $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{obs}}$ denotan las razones de $^3\text{He}/^4\text{He}$ corregidas y observadas respectivamente; y $(^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{ASW}}$ y $(^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{obs}}$ corresponden a las razones ASW y observadas respectivamente donde $(^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{ASW}} = 0.241$ a 0°C . El error para la corrección por contaminación por He del ASW (σ_{cor}) fue definida por Sano et al., (1997) como:

$$\sigma_{\text{cor}} = (R_{0.9} - R_{1.1})/2R_{\text{cor}}$$

$$R_{0.9} = [0.9 \times (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{obs}} - r]/(0.9-r)$$

$$R_{1.1} = [1.1 \times (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{obs}} - r]/(1.1-r)$$

El error total (σ_{total}) de la corrección de la razón $^3\text{He}/^4\text{He}$ fue definido en Sano et al. (2006) como:

$$\sigma_{\text{total}} = (\sigma_{\text{cor}}^2 + \sigma_{\text{exp}}^2)^{1/2}$$

Donde σ_{exp} es el error experimental. El error asignado a los valores corregidos de $^3\text{He}/^4\text{He}$ en los resultados (ver Capítulo 4 tabla 1) incluye todos los errores posibles.

3.4.2.- Análisis realizado en EEUU.

Como se mencionó anteriormente, las muestras almacenadas en tubos de cobre se mandaron a analizar al Laboratorio de Gases Nobles de la Universidad de Michigan; la ventaja de utilizar este laboratorio comparado con el AORI de la Universidad de Tokio radica en que aquí se pueden analizar simultáneamente todos los gases nobles contenidos en la muestra en un solo análisis. Si bien para el presente trabajo solo se utilizaran los resultados correspondiente a isótopos de He.

Las muestras son conectadas a un sistema de extracción al vacío siendo, los gases nobles, extraídos cuantitativamente para ingresar al espectrómetro de masa MAP-215 para su análisis. Al igual que en el laboratorio de Japón, los gases son filtrados por una esponja de *Ti getter* para remover gases reactivos. Un separador criogénico es usado para dejar entrar la muestra al

espectrómetro. Las temperaturas de este crio-separador fueron fijadas en 35, 65, 200, 215 y 270°K para el análisis de He, Ne, Ar, Kr y Xe respectivamente. Los isótopos de ^4He , ^{20}Ne y ^{40}Ar fueron medidos usando un detector Faraday, mientras todos los otros isótopos fueron medidos usando un multiplicador de electrones en modo de contador de iones. Durante la medición de Ne, una trampa de nitrógeno líquido fue utilizada para minimizar la interferencia en las mediciones de ^{20}Ne causadas por $^{40}\text{Ar}^{++}$ y $\text{H}_2^{18}\text{O}^+$ y en las mediciones de ^{22}Ne causadas por CO_2^{++} . Las correcciones por interferencia para el ^{20}Ne y el ^{22}Ne fueron 1.1% y 0.17% respectivamente. Antes de cada análisis, al igual que en el laboratorio de Tokio, se utilizó un standard calibrado de aire, siguiendo los mismos procedimientos seguidos para la medición en las muestras. Se normalizaron todas las abundancias isotópicas medidas en cada muestra según el standard de aire. El error de medición para ^4He es de 1.5% con $\pm 1\sigma$, mientras que el error en la medición de la razón $^3\text{He}/^4\text{He}$ se encuentra entre 0,5% y 2%.

3.5.- Procesamiento de Datos

Como se explicó anteriormente los datos obtenidos en terreno tanto para medición del potencial espontaneo como para la concentración de CO_2 consisten en valores de voltaje (y resistencia en el caso del potencial espontaneo). Para realizar un análisis de los resultados se debe primero realizar un tratamiento de los datos para recién poder interpretarlos. A continuación se describe brevemente el procesamiento que se le tuvo que dar a los datos obtenidos en terreno para ambas técnicas.

3.5.1.- Potencial Espontaneo

3.5.1.1- Corrección de referencia

En perfiles en donde se haya cambiado de posición el electrodo de referencia, el cual, en nuestro caso se debe cambiar cada 300m, se debe realizar una corrección de referencia a lo largo del perfil para que todos los datos tengan el mismo punto de referencia. Esto debido a que cada vez que se cambia de posición el electrodo de referencia todas las mediciones comienzan a tener ese nuevo punto como el valor inicial ($V=0\text{mV}$). La corrección de referencia, entonces, consiste en tomar cada sección del perfil tomada con una misma referencia y sumarle el valor final de la sección anterior (Fig. 3.13). Así solo la primera sección del perfil quedara sin modificar y todas las otras se modificaran de manera tal que todo el perfil tenga solo un valor de referencia ($V=0\text{mV}$).

3.5.1.2.- Corrección de cierre.

En el caso de un perfil cerrado, el primer punto debe tener el mismo valor que el último punto, ya que son el mismo punto geográfico. Sin embargo al realizar las mediciones este no siempre es el caso ya que estas siempre están sujetas a perturbaciones ambientales (humedad del suelo, temperatura, error instrumental, etc), las cuales pueden cambiar entre la medición inicial y final en la realización de un perfil generando un *drift* en los valores de las mediciones. Para fines del tratamiento de datos se considera que el *drift* va incrementando regularmente desde la primera medición hasta la última a lo largo del perfil. La corrección de cierre consiste en eliminar el *drift* con tal de que el valor del primer punto sea igual al del último punto en un perfil cerrado (Fig. 3.13).

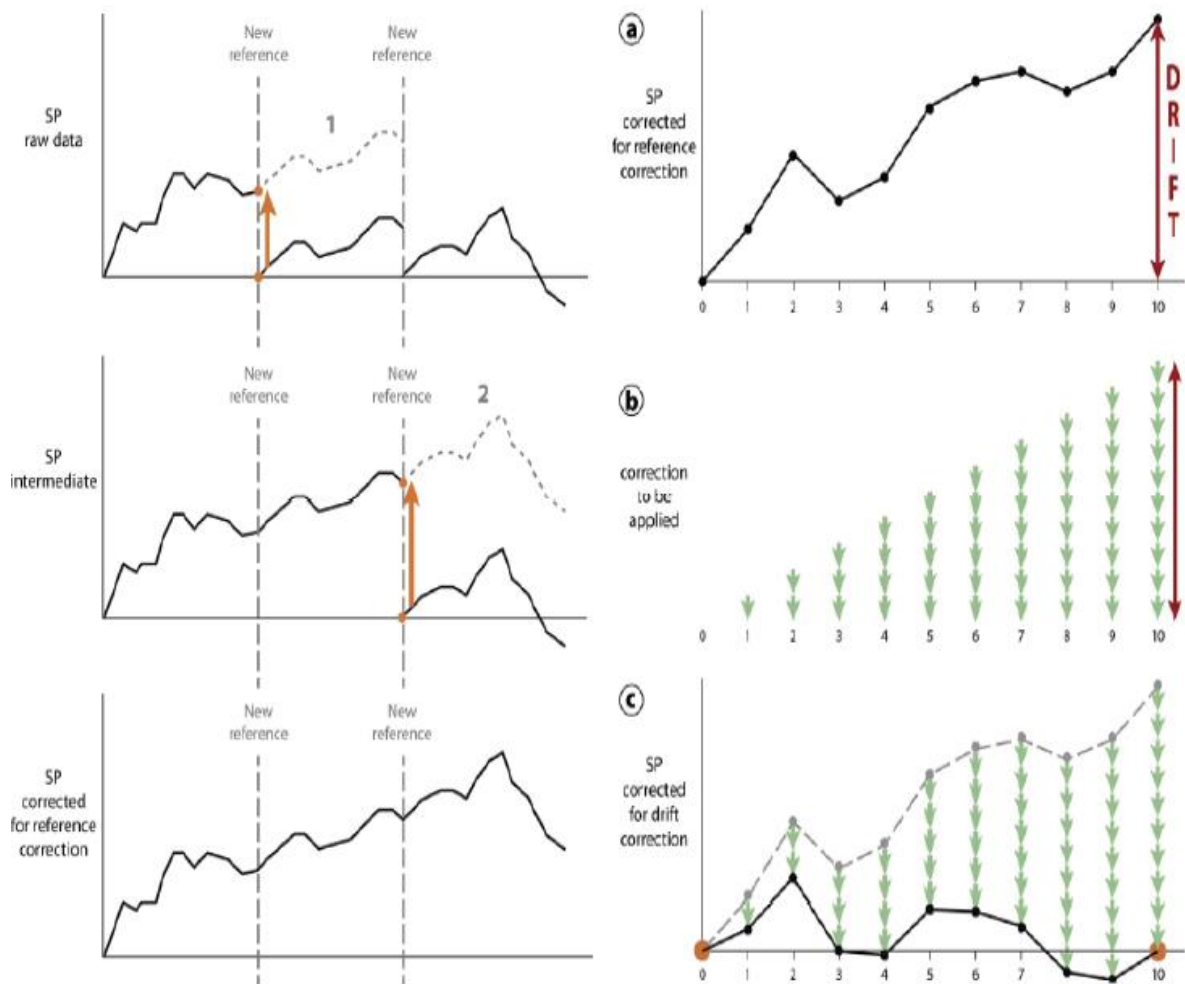


Figura 3.13: representación esquemática de la corrección de referencia (Izq) y cierre (Der), (Barde-Cabusson y Finizola, 2013).

Para esto se calcula el *drift* acumulado (ΔV entre el primer y el último punto) y luego, utilizando el hecho de que este aumenta regularmente, se corrige cada punto del perfil aumentando el factor de corrección a lo largo del perfil siguiendo la siguiente formula:

$$PE_{cc} = PE_{cr} - [(D/N)*n]$$

Donde PE_{cc} es el valor del potencial espontaneo con la corrección de cierre, PE_{cr} es el valor del potencial espontaneo con la corrección de referencia, D es el *drift* acumulado, N es el total de puntos y n es el número del punto (enumerados comenzando desde el cero como el punto inicial).

3.5.1.3.- Procesamiento de múltiples perfiles.

Cuando se trabaja con múltiples perfiles que forman una malla cerrada, se deben aplicar los mismos principios: se deben corregir las múltiples referencias con tal de tener solo **un** punto de referencia para toda la malla y se debe eliminar el *drift* de las mediciones a lo largo de la malla. Para esto se procede de la siguiente forma. Primero se realiza la corrección de referencia a cada perfil de manera individual. Luego se deben tener todos los perfiles en el mismo sentido, es decir que hayan sido realizados en el mismo sentido (por ejemplo en el sentido horario), sino fue este el caso hay que rotar los valores de los perfiles que correspondan. Ahora se debe escoger un *loop* cerrado por donde comenzar, en la figura 3.14 se muestran distintas formas de ir escogiendo los *loops* en mallas rectangulares (filas a y b) y circulares (filas c y d) y luego ir añadiendo el resto de los perfiles.

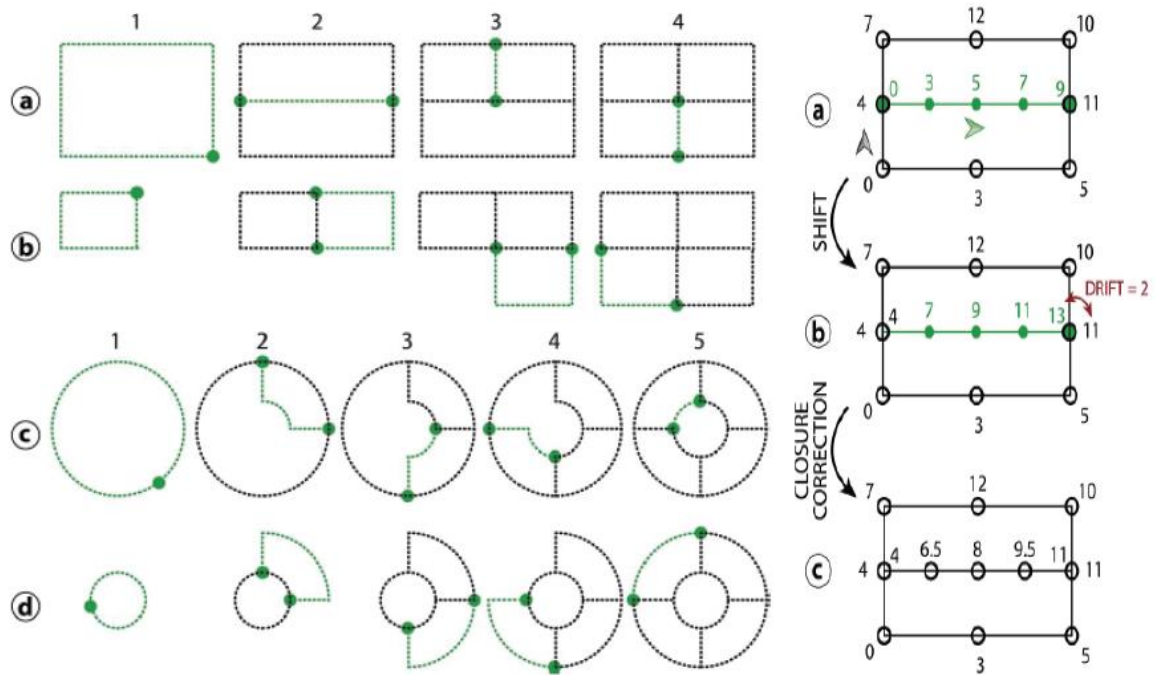


Figura 3.14: Izq) esquema de tipos de malla cerrada y pasos sucesivos para adicionar perfiles al *loop*. Der) corrección de perfil conectado a un *loop*, (Barde-Cabusson y Finizola, 2013).

Una vez escogido el *loop* se procede a realizar la corrección de referencia para este como si fuera un solo perfil (cada “sección” de la que se hablaba en el punto 3.5.1.1 va a corresponder a un perfil), luego se realiza la corrección de cierre de la misma manera que como se describió en el punto 3.5.1.2. De esta manera obtenemos un *loop* con un solo punto de referencia y sin *drift*. Posteriormente se van agregando el resto de los perfiles uno a uno realizando las respectivas correcciones como se explica a continuación. Al conectar un nuevo perfil al *loop* ya corregido se tendrá que el punto de conexión los valores no necesariamente van a coincidir, como se ve en la figura 3.13 columna derecha. Notemos que al conectar el nuevo perfil (verde) al *loop* rectangular ya corregido, el punto inicial (de referencia) del perfil verde ($V=0$ mV) coincide con un punto del *loop* corregido con $V=4$ mV. Por lo tanto se le debe aplicar una corrección al nuevo perfil (verde) de manera tal que los valores en este punto coincidan (siguiendo el mismo principio que la corrección de referencia), finalmente se debe realizar la corrección de cierre en el nuevo perfil calculando el *drift* (Fig. 3.14 b).

3.5.2.- Concentración de CO_2

Para realizar el procesamiento de datos de concentración de CO_2 primero se deben construir las curvas de calibración de ambos espectrómetros. Estas son curvas donde se grafican

los valores medidos de voltaje por los multímetros en el eje de las abscisas y los valores de concentración de CO₂ en ppm en las ordenadas (Fig. 3.15). Para construir estas curvas se miden los voltajes correspondientes a la concentración de CO₂ en el aire, estimado globalmente por el National Oceanic and Atmospheric Administration (2015) en 400ppm en promedio (2015) y del punto de saturación de cada espectrómetro (3000ppm y 100.000ppm respectivamente). Así obteniendo los puntos extremos de cada curva de calibración.

La calibración se realizó en el laboratorio antes de ir a terreno con el fin de conocer los valores de voltajes a esperar para la saturación de cada espectrómetro y los valores para el aire y así poder verificar el correcto funcionamiento del dispositivo durante la obtención de datos en terreno. Sin embargo esta se refinó posteriormente con los datos obtenidos en terreno.

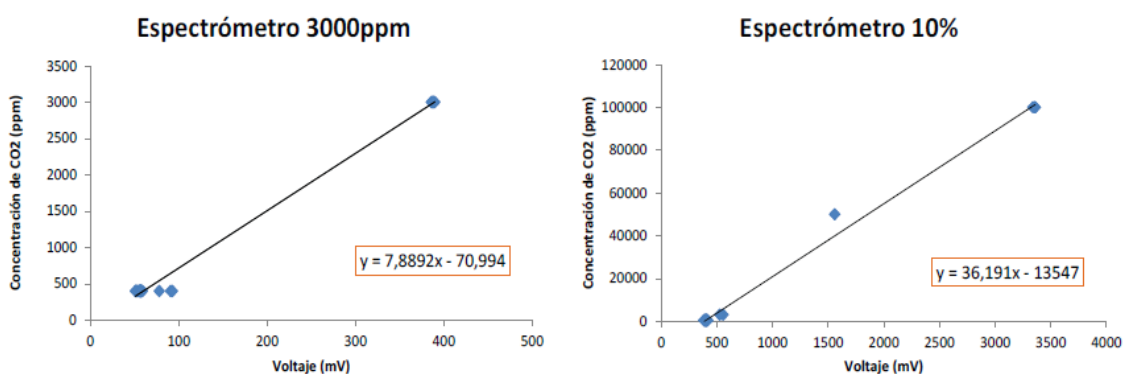


Figura 3.15: Curvas de calibración para los espectrómetros.

Una vez refinada la calibración, utilizando la ecuación de la regresión lineal de cada curva de calibración, se obtienen los valores de concentración de CO₂ en ppm correspondiente al valor de voltaje medido en terreno. Luego se filtran los datos utilizando siempre el valor dado por el espectrómetro de 3000ppm. Solo se utiliza el valor medido por el espectrómetro de 10% en los casos donde el espectrómetro de 3000ppm se haya saturado. Esto se debe a que el error asociado a la medición del espectrómetro de 3000ppm es mucho menor que el del espectrómetro de 10% (± 30 ppm y ± 10000 ppm respectivamente) (Gas Check Operating Manual V2.3, 2006).

Capítulo 4. Resultados

En el presente capítulo se expondrán los resultados de las mediciones de potencial espontáneo y concentración de CO₂ en el suelo, como también la composición de helio y neón de los fluidos de las zonas geotermales.

4.1.- Puntos de muestreo.

4.1.1.- Potencial Espontáneo y Concentración de CO₂

Se realizaron 6 perfiles, cubriendo una longitud de más de 10 Km con 520 puntos de medición. Las mediciones de PE se realizaron cada 20 m mientras que las de concentración de CO₂ se realizaron cada 20 m en zonas geotermales y cada 40 m en zonas hidrogeológicas. Los perfiles atraviesan todas las zonas geotermales del CVCC, excepto Chancho Có.

Los perfiles definidos para el terreno son (Fig. 4.1A):

- 1) Perfil amarillo correspondiente a la zona de Anfiteatro.
- 2) Perfil rosado correspondiente a la zona de Termas de Copahue.
- 3) Perfil morado correspondiente a las zonas de Las Maquinitas y Las Maquinas.
- 4) Perfil verde correspondiente a las zonas de Las Maquinas y Cabañitas.
- 5) Perfil rojo correspondiente a las zonas de Cabañitas y Anfiteatro.
- 6) Perfil azul correspondiente a la zona de Las Maquinas (anexos).

Para tener una mejor perspectiva de los resultados en cada zona geotermal, los resultados se presentan en perfiles más largos que los realizados en terreno, permitiendo así la interpretación más clara de las zonas geotermales y las zonas hidrogeológicas. Los 3 perfiles expuestos en este capítulo son (Fig. 4.1B):

- 1) Perfil amarillo atraviesa las zonas geotermales de Anfiteatro y Termas de Copahue.
- 2) Perfil morado atraviesa las zonas geotermales de Las Maquinitas y Las Maquinas.
- 3) Perfil verde atraviesa la zona geotermal de Cabañitas terminando en Anfiteatro antes de la zona geotermal.

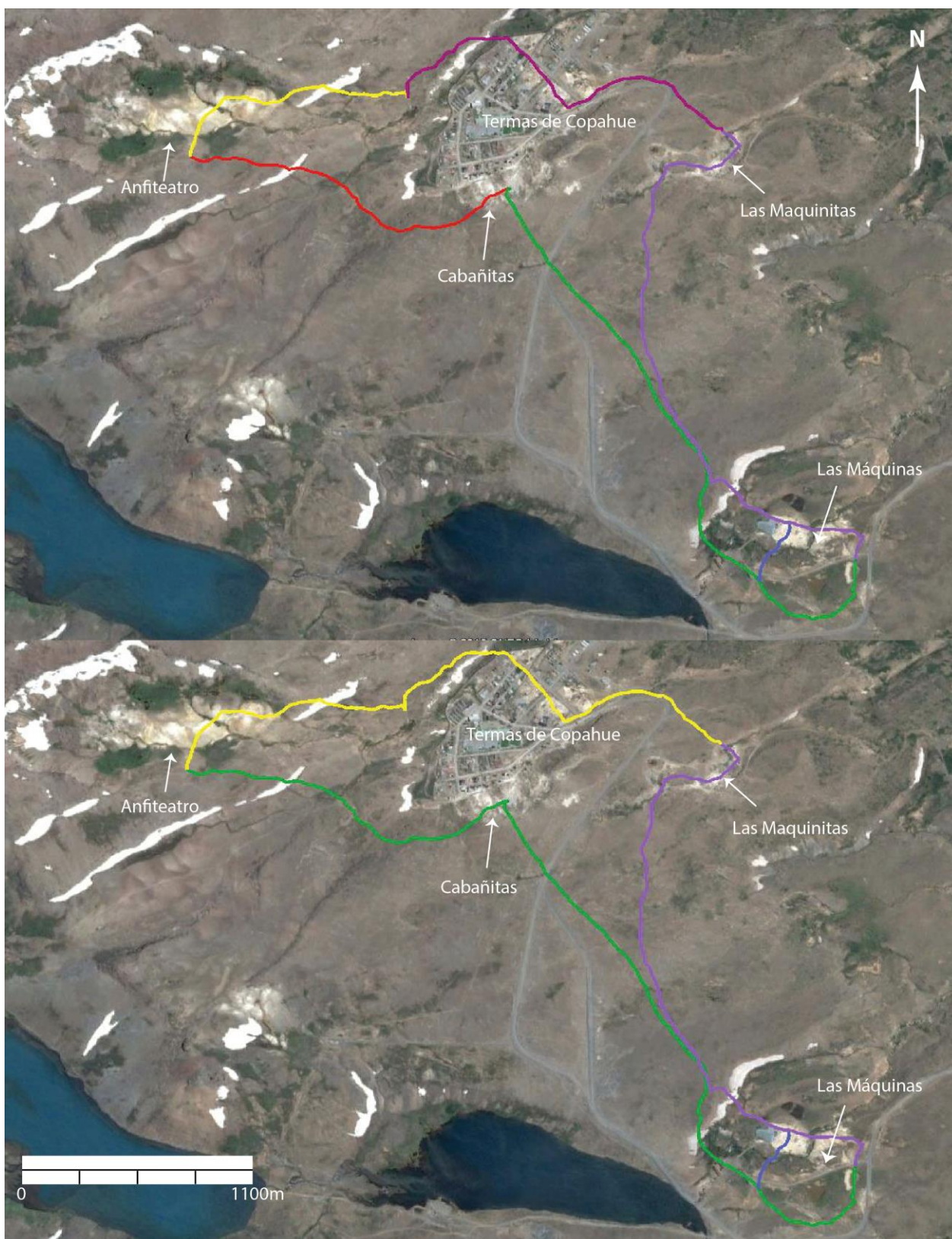


Figura 4.1: A) Perfiles realizados en terreno para la medición del PE y CO₂ (Perfil amarillo: Anfiteatro-Copahue, perfil morado: Copahue-Las Maquinitas, perfil violeta: Las Maquinitas-Las Máquinas, perfil verde: Las Máquinas-Cabañitas y perfil rojo: Cabañitas-Anfiteatro). B) Perfiles utilizados para presentar los resultados en el presente capítulo (Perfil amarillo: Anfiteatro-Copahue, perfil violeta: Las Maquinitas-Las Máquinas, perfil verde: Cabañitas-Anfiteatro).

4.1.2.- Helio

Se tomaron un total de 9 muestras de burbujas de gas y fumarolas en las zonas geotermales de Anfiteatro, Termas de Copahue, Las Maquinas, Las Maquinitas y Cabañitas. La Figura 4.2 muestra la ubicación de cada muestra.



Figura 4.2: Ubicación de las muestras de fluidos geotermales analizadas para la presente investigación.

4.2.- Resultados

4.2.1.- Potencial Espontaneo y Concentración de CO₂

Los resultados de los tres perfiles se presentan en milivolts para el PE y en ppm para el CO₂, en función de la distancia total relativa al punto de referencia definido en Anfiteatro (Fig. 4.3, 4.4 y 4.5). Adicionalmente se muestra un perfil mostrando la topografía del terreno asociado a cada perfil y su longitud; esto debido a que una diferencia de altura considerable entre puntos diferentes de medición, como por ejemplo entre la cima y la base de un volcán, puede generar

anomalías en las mediciones del PE (ver Capítulo 2 para mayor información). En el caso de las mediciones realizadas en este estudio, todas fueron llevadas a cabo en un horst ubicado al NE del volcán Copahue, por lo que no presentan diferencias significativas de altura entre ellas.

Para los perfiles de PE se grafican con un símbolo azul y un fondo blanco, los puntos donde la resistencia de contacto asociada a la medición supera los 2000Ω considerándolos como no representativos de las condiciones del terreno. Para los perfiles de concentración de CO_2 se grafica una línea horizontal negra que ilustra el valor de la concentración de CO_2 en el aire.

Se observan dos patrones claros en los resultados, uno dentro las zonas geotermales y otro en las zonas hidrológicas (Fig. 4.3, 4.4 y 4.5).

4.2.1.1.- Comportamiento en zonas geotermales.

En las zonas geotermales de Anfiteatro, Termas de Copahue, Las Maquinitas, Las Maquinas y Cabañitas; las máximas de PE (de entre 150-200 mV) ocurren en asociación con peaks de concentración de CO_2 (de hasta 600.000 ppm) como se puede observar en los dominios de “*Zona Geotermal*” en las figuras 4.3, 4.4 y 4.5).

4.2.1.2.- Comportamiento en zonas hidrogeológicas.

En las zonas de los perfiles donde no se atraviesa una manifestación geotermal superficial, se observa que las variaciones, en muchos casos abruptas, en PE no son acompañadas de peaks en la concentración de CO_2 la cual se mantiene relativamente estable alrededor del valor asociado al aire (400ppm) (ver dominios de “*Zona Hidrogeológica*” en figuras 4.3, 4.4 y 4.5). Además en estas zonas en muchos casos se observan puntos con elevada resistencia de contacto asociada a la medición de PE.

Cabe mencionar que los máximos y mínimos observados en las mediciones de potencial espontaneo, tanto en zonas geotermales como en zonas hidrogeológicas, caen dentro de los rangos esperados según la bibliografía citada en este trabajo (tanto en el marco teórico como, en mayor medida, en las discusiones). Valores que varían desde las decenas de mV (40mV-60mV) hasta las centenas (200mV-400mV) son comúnmente reportados en todos los trabajos mencionados, llegando a encontrarse, incluso, anomalías que superan los 2.000mV (ver Zlotnicki y Nishida, 2003; Finizola et al., 2003; Barde-Cabusson et al., 2009; Brothelande et al., 2014).

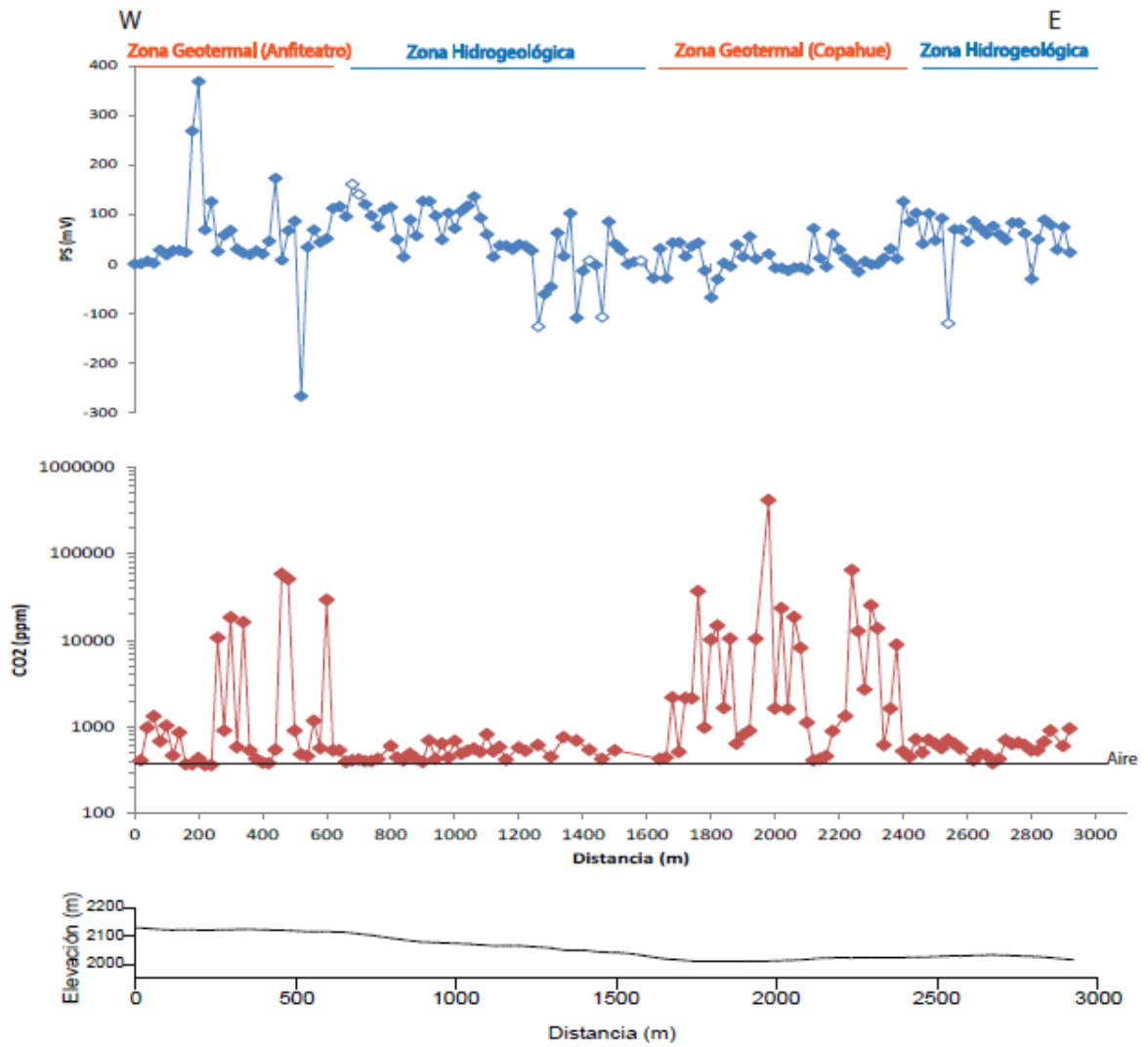


Figura 4.3: Perfil AF-COP (Anfiteatro-Copahue) (perfil color amarillo Fig. 4.1). PE y CO2 están en función de la distancia total mientras que la elevación está en función de la distancia relativa a cada perfil. La línea negra indica la concentración de aire (400ppm). En el perfil de PE, los símbolos color azul con fondo blanco representan puntos con alta resistencia (más de 2000 Ω).

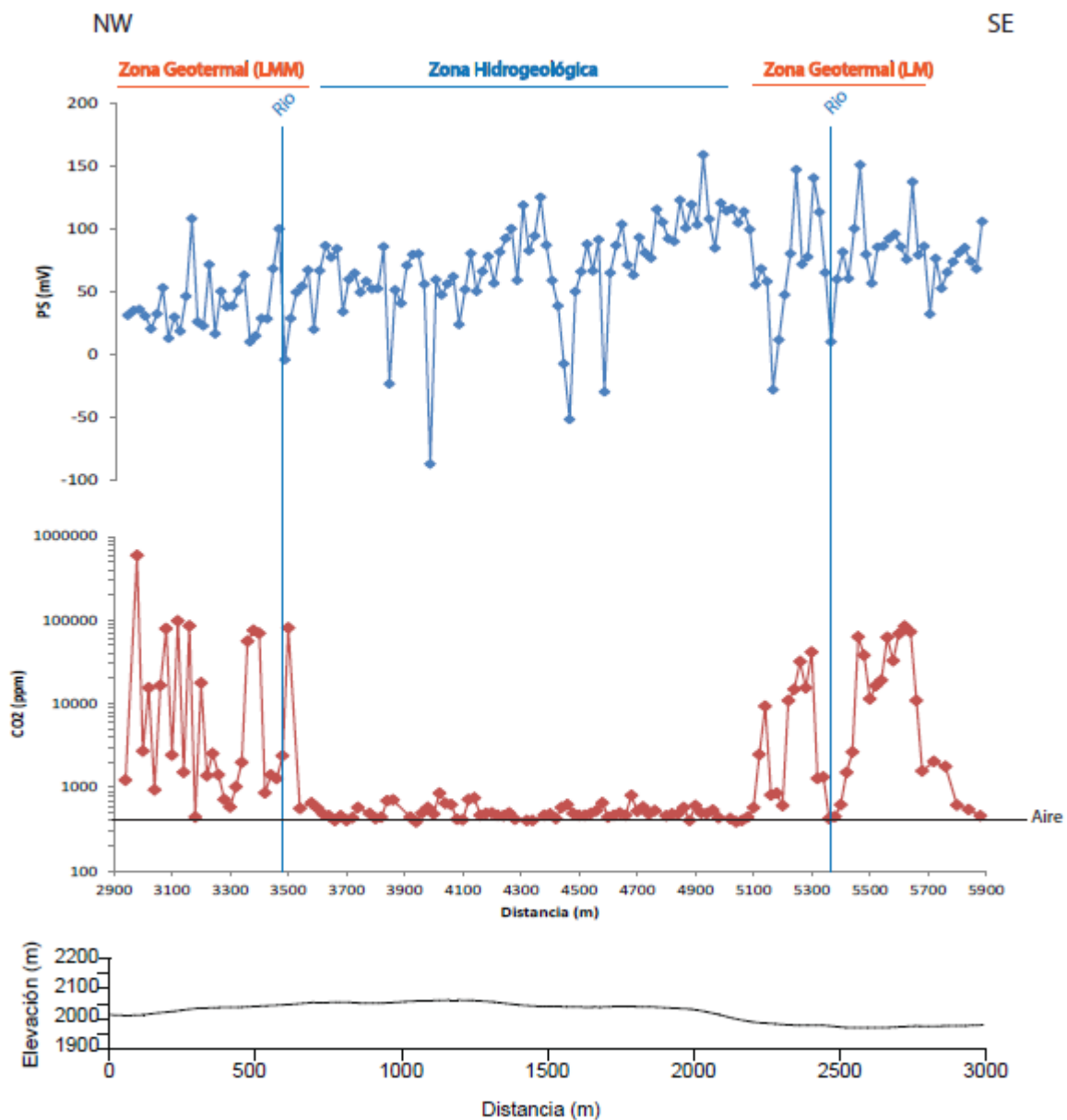


Figura 4.3: Perfil LMM-LM (Las Maquinitas- Las Maquinas) (perfil color morado Fig. 4.1B). PE y CO₂ están en función de la distancia total mientras que la elevación está en función de la distancia relativa a cada perfil. La línea negra indica la concentración de aire (400ppm). En el perfil de PE, los símbolos color azul con fondo blanco representan puntos con alta resistencia (más de 2000 Ω).

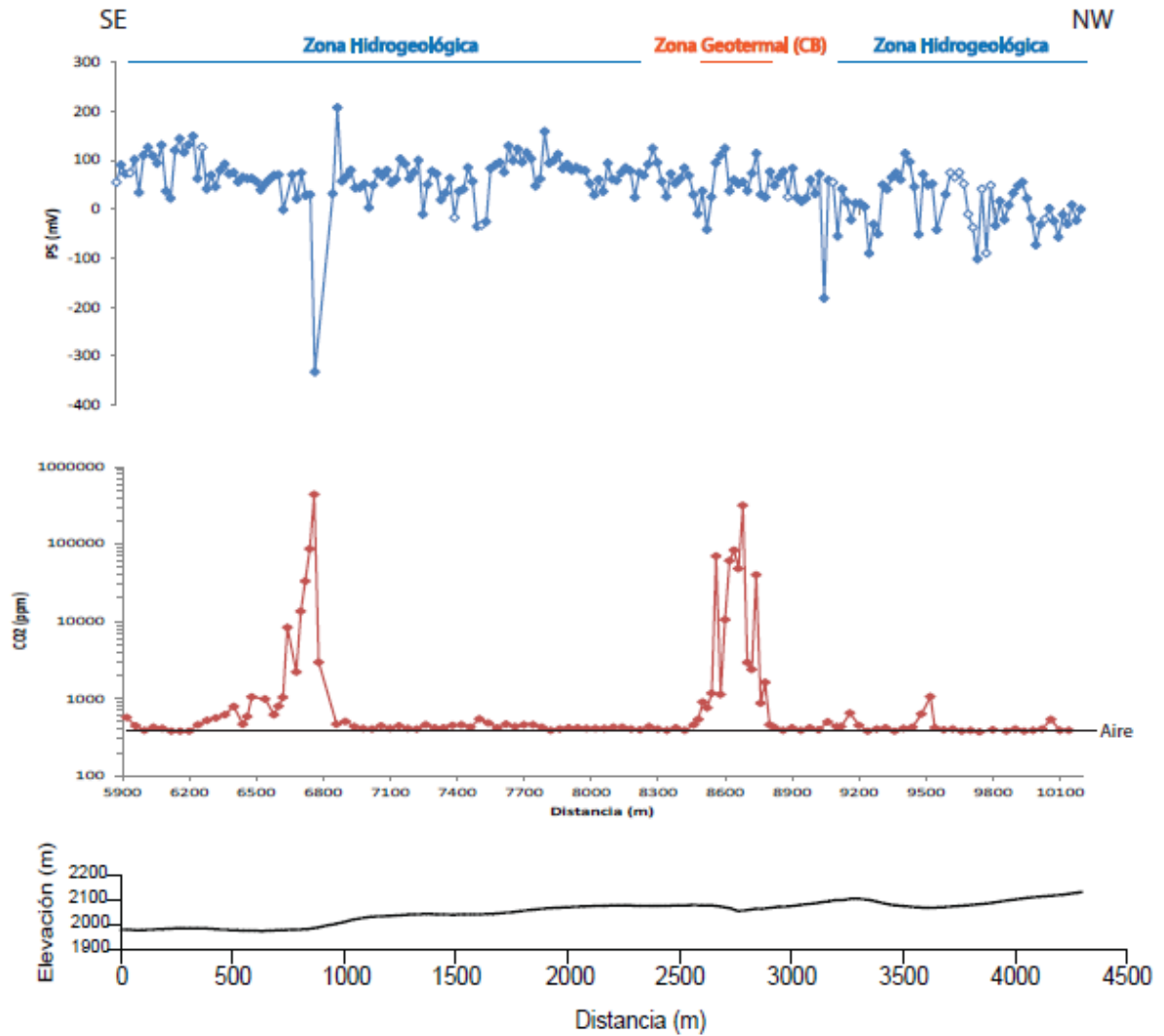


Figura 4.4: Perfil CB-AF (Cabañitas-Anfiteatro) (perfil verde Fig. 4.1). PE y CO2 están en función de la distancia total mientras que la elevación está en función de la distancia relativa a cada perfil. La línea negra indica la concentración de aire (400ppm). En el perfil de PE, los símbolos color azul con fondo blanco representan puntos con alta resistencia (más de 2000 Ω).

4.3.- Resultados del análisis de Helio

Los resultados de $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ y de temperatura están presentados en la Tabla 4.1. Se tiene que 6 de las 9 muestras analizadas provienen de piscinas burbujeantes, mientras que las 3 restantes de fumarolas.

Código de Muestra	Tipo de Manifestación	GPS E	GPS S	$^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$	$^3\text{He}/^4\text{He}$	error (1s)	Rc/Ra	Error Total	T(°C)
COP-AF-FI	Fumarola	313895	5812243	70,9398	5,37	0,03	5,39	0,03	92
AF-BG-3	Piscina Burbugeante	313885	5812226	0,9949	3,76	0,08	4,64	0,08	87
TC-BG-1	Piscina Burbugeante	315212	5812251	16,9201	7,49	0,09	7,58	0,09	66
LV-BG-3	Piscina Burbugeante	315416	5812305	32,4309	7,49	0,03	7,53	0,03	35,2
LMM-BG-1	Piscina Burbugeante	316322	5812175	12,3166	7,32	0,06	7,44	0,06	94,4
LM-BG-2	Piscina Burbugeante	316597	5810538	82,1173	7,47	0,15	7,49	0,15	84,3
LM2-BG-1	Piscina Burbugeante	316895	5810524	87,8294	7,32	0,15	7,34	0,15	92,6
LM-FI-4	Fumarola	316586	5810567	562,3760	7,09	0,04	7,10	0,04	93
COP-CB-FI	Fumarola	315401	5812051	652,1702	7,86	0,07	7,86	0,07	88,3

Tabla 4.1: Muestras utilizadas en el presente estudio. Para el cálculo del error total (2σ) en la tabla 4.1 se utilizó un valor para el Air Saturated Water (ASW) de $^4\text{He}/^{20}\text{Ne} = 0.241$ asociado a las temperaturas promedio para el área de estudio de 3°C aproximadamente. El cálculo se realizó siguiendo los pasos descritos en el capítulo 2 definidos por Sano et al. (2006).

Las muestras de la zona de estudio muestran una razón de R/Ra variando entre 3,76Ra y 7,86Ra. Las zonas geotermales de Las Maquinas, Las Maquinitas, Copahue y Cabañita tienen un valor de R/Ra (7,09Ra-7,86Ra) similar a la razón R/Ra de los arcos de subducción (5-8Ra, Hilton et al., 2002). La zona geotermal de Anfiteatro muestra valores de R/Ra de 3,76Ra y 5,37Ra para lasa muestra de piscinas burbujeante y fumarola respectivamente.

El contenido de ^{20}Ne en la muestra nos permite verificar si hubo contaminación por aire atmosférico al momento de tomar la muestra, al ser el ^{20}Ne un isótopo abundante en el aire. De la tabla 4.1 podemos concluir que la única muestra que se ve afectada por contaminación por aire es la muestra AF-BG-3 (Anfiteatro) que presenta una razón $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ menor a la unidad.

Los valores de Rc/Ra (R/Ra corregido del aire) por las diferentes zonas geotermales varían de 7.09Ra hasta 7.86Ra salvo Anfiteatro (4.63Ra-5.38Ra).

Capítulo 5. Discusiones.

5.1.- Origen del Helio en las manifestaciones geotermales del CVCC.

Los resultados del análisis de He indican una clara diferencia composicional entre las muestras de Anfiteatro y las muestras obtenidas de las Termas de Copahue, Las Maquinitas, Las Maquinas y Cabañitas, como se muestra en la figura 5.1. El gráfico $^3\text{He}/^4\text{He}$ vs $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$, presenta un modelo de mezcla entre las distintas fuentes posibles para explicar la composición de las muestras de este estudio: ASW (Air Saturated Water), Manto y Corteza.

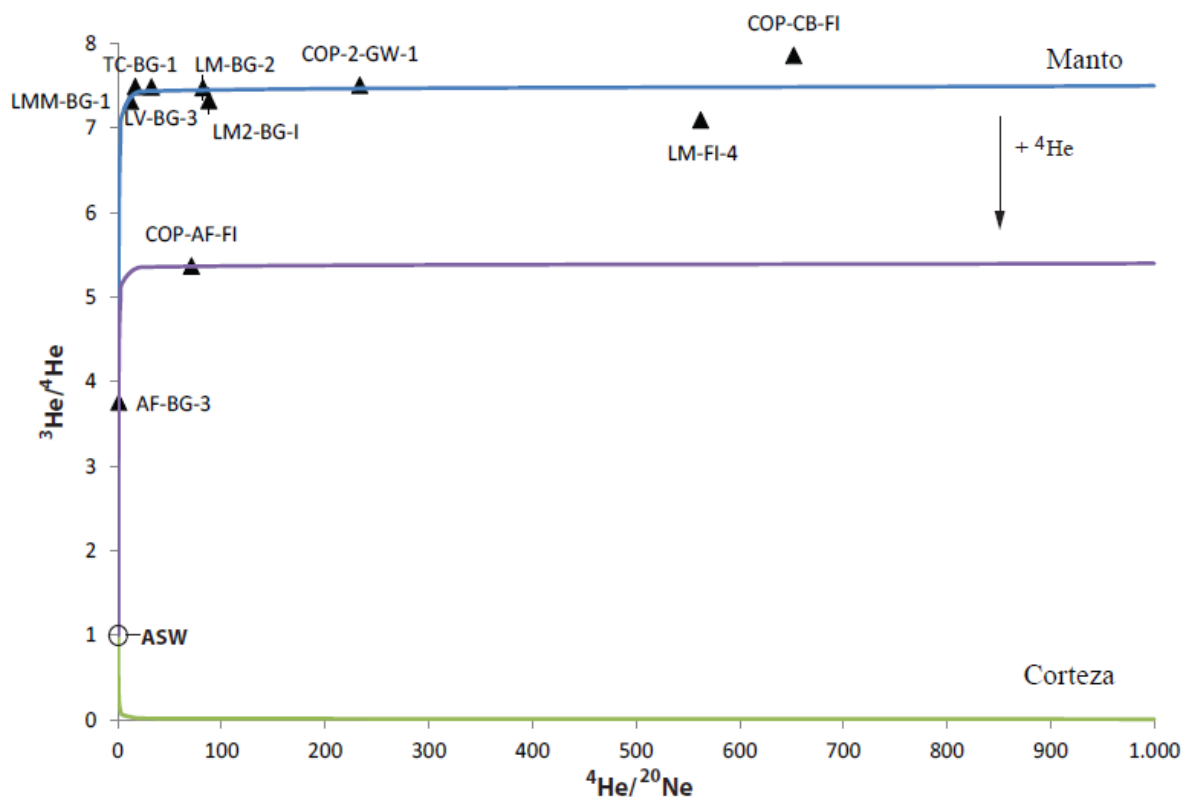


Figura 5.1: Gráfico $^3\text{He}/^4\text{He}$ vs $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$. Las tres curvas representan el modelo de mezcla entre ASW-Corteza (verde), ASW-Manto (azul) y ASW-Manto-Anfiteatro (morado).

Como se puede observar se tiene que la mayoría de las muestras se ajusta casi perfectamente a la curva que indica un origen mantélico con una fuente rica en Helio primordial (la curva *Manto* fue construida usando una fuente con 7,5 Ra), sin embargo las muestras de Anfiteatro se ajustan a una fuente con 5,4 Ra (curva morada). Esto indica una fuerte adición de Helio radiogénico en esta zona. Esto es consistente con los resultados publicados por Augusto et al. (2013) resumidos en la tabla 5.1, quienes encontraron el mismo patrón: las áreas geotermales

del NW de la región de estudio como son Chanco Có y Anfiteatro presentan concentraciones de helio de entre 4 a 5 Ra; mientras que para el resto de las áreas geotermales, ubicadas más al SSE, las concentraciones tienen una signatura mantélica de 7 Ra en promedio. Cabe destacar que Augusto et al. (2013) realizan análisis de Helio solo en muestras obtenidas de fumarolas, por lo que sus resultados no reflejan los valores de Termas de Copahue, la cual es la zona geotermal de mayor extensión del CVCC, resultados que si se obtienen con el presente estudio.

Area Geotermal	Código de Muestra	Tipo de Manifestación	Rc/Ra	T(°C)
Las Máquinas	LM1	Fumarola	7,72	95
Las Máquinas	LM4	Fumarola	7,04	96
Las Maquinitas	LMM1	Fumarola	7,94	135
Las Maquinitas	LMM2	Fumarola	6,97	160
Piedra Copahue	PC2	Fumarola	7,36	93
Piedra Copahue	PC3	Fumarola	7,01	95
Anfiteatro	AF1	Fumarola	5,01	92
Anfiteatro	AF2	Fumarola	4,93	92
Chanco Có	CC2	Fumarola	5,02	93
Chanco Có	CC3	Fumarola	4,04	95

Tabla 5.1: Resumen de los resultados publicados por Augusto et al., (2013). El área geotermal de Piedra Copahue se refiere a la misma área geotermal que en este trabajo se denomina Cabañitas.

Esta adición de helio radiogénico en las áreas geotermales del NW de la zona de estudio puede deberse a dos procesos: uno profundo que indicaría la presencia de una segunda fuente de calor para el sistema hidrotermal, esta fuente correspondería a un magma más diferenciado, de signatura cortical y por ende rico en helio radiogénico el cual, al interactuar con la fuente de signatura mantélica (7,5 Ra), sería responsable de bajar las razones de isótopos de helio en las zonas de Anfiteatro y Chanco Có. El segundo proceso que puede ser responsable de bajar la relación de $^3\text{He}/^4\text{He}$ (Rc/Ra) en las áreas geotermales del NW de la zona de estudio es uno somero, resultado de la interacción de la fuente de signatura mantélica con una fuente somera rica en helio radiogénico, como el ASW.

Como se vio en el marco geológico, existen dos domos de composición dacítica-riolítica en el CVCC, el domo Pucon Mahuida y el domo Cerro Bayo de edades de emplazamiento relativamente recientes, de 1.0 Ma y 0.6 Ma respectivamente, ambos sincrónicos con el estadio preglaciario del volcán Copahue (Fig. 2.3 y 2.6). En caso de que la adición de helio radiogénico en la zona NW del sistema geotermal se deba a un proceso profundo de mezcla de fuentes, ciertamente las fuentes magmáticas de estos domos (o alguno de ellos) serían los candidatos a aportar el ^4He .

Sin embargo, de ocurrir esto, uno podría esperar que los resultados de este proceso profundo de mezcla de fuentes se vea evidenciado no solo de manera puntual en la zona NW del sistema, sino que sus efectos se reflejen en una extensión superficial mayor y, quizás, de forma más gradual siendo estos evidenciados en otras zonas geotermales. Por ejemplo la distancia entre Anfiteatro y Termas de Copahue es de aproximadamente 1Km, lo mismo entre Anfiteatro y Cabañitas (1Km de separación) por lo que sería de esperar que tanto Termas de Copahue como Cabañitas evidencien el efecto de esta fuente profunda de helio radiogénico (quizás no en el mismo grado que en Anfiteatro, pero sí que lo evidencien bajando su relación $^3\text{He}/^4\text{He}$), no obstante ese no es el caso, los valores para Termas de Copahue y Cabañitas no bajan de 7,01 Rc/Ra (tomando los datos del presente estudio y los publicados por Augusto et al., 2013) de hecho Cabañitas presenta un valor de 7,86 Rc/Ra, el más alto en el presente estudio. Es decir no existe un cambio gradual en la composición isotópica de helio hacia el NW del sistema geotermal, sino que el cambio es brusco, importante (cambia de una razón $\sim 7\text{Ra}$ a $\sim 5\text{Ra}$ al NW) y acotado a una zona discreta del sistema por lo que, al menos con los datos pertinentes a este estudio, la hipótesis de una fuente de helio radiogénico profunda proveniente de un magma más diferenciado pierde sustento.

Por esto, la adición de helio radiogénico en las áreas geotermales del NW de la zona de estudio se interpreta como un resultado directo de un proceso somero producto de la recarga de agua meteórica en el sistema. Esta agua, rica en ^4He , al interactuar con los fluidos hidrotermales ascendentes, ricos en ^3He , baja la razón Ra en la zona de Anfiteatro (y en la zona de Chancho Có también, según lo expuesto por Augusto et al., 2013).

5.2.- Origen de las anomalías de Potencial Espontaneo y CO₂.

Como se mencionó anteriormente, la interpretación de máximos y mínimos en las mediciones de CO₂ y PE se encuentra condicionada al ambiente en donde se realiza la medición. Es por esto que se deben realizar interpretaciones independientes entre las zonas geotermales y las zonas hidrogeológicas. A continuación se presenta una interpretación y discusión sobre el origen en general de las anomalías presentes para luego analizar cada perfil en detalle. Finalmente se resumen las conclusiones alcanzadas y se las relaciona con el comportamiento del helio.

5.2.1.- Origen de las anomalías en zonas geotermales.

Las zonas geotermales en el CVCC se caracterizan por manifestaciones superficiales como fumarolas, piscinas burbujeantes, vertientes y pozos de barro. La teoría indica que en estas zonas se debiesen presentar anomalías positivas en los valores de Potencial Espontáneo y concentración de CO₂, producto del ascenso de fluidos y gases. Esto se evidencia en los resultados obtenidos en la presente investigación, donde las mediciones muestran *peaks* muy marcados en las zonas geotermales de Anfiteatro, Termas de Copahue, Las Maquinitas, Las Maquinas y Cabañitas (Figs. 5.2, 5.3, 5.4 y 5.5). Sin embargo estos máximos se ven acompañados, sin excepción, por valores neutros cercanos al valor del aire para el CO₂ y cercanos al valor de referencia para el PE.

Estas abruptas variaciones se interpretan como barreras geológicas o capas impermeables presentes dentro de las zonas geotermales (Finizola et al., 2003). Efectivamente rocas que presentan una alteración ácida altamente pervasiva y penetrativa pueden bajar su permeabilidad de manera drástica, generando barreras locales a la ascensión de fluidos (Brothelande et al., 2014; Barde-Cabusson et al., 2009).

5.2.2.- Origen de las anomalías en zonas hidrogeológicas.

Fuera de las zonas geotermales los valores de PE se caracterizan por un fuerte ruido generando variaciones considerables en las mediciones debido a la baja permeabilidad de la roca hospedante (Rowland y Simmons, 2012) correspondiente a la ignimbrita Las Mellizas (Melnick et al., 2006) (Figs. 5.2, 5.3 y 5.4). Los valores de CO₂ reflejan consistentemente los valores esperados para el aire lo que indica la ausencia de ascensión de gases magmáticos en estas zonas. Sin embargo es posible observar mínimos de PE asociados a la ausencia de anomalías de CO₂ los cuales se interpretan como evidencias de infiltración de agua meteórica asociado a fallas (Figs. 5.2, 5.3 y 5.4) y máximos (locales) de PE asociados a pequeñas anomalías positivas de CO₂ los cuales se interpretan como el ascenso de fluidos y gases gracias a las estructuras presentes. También es posible observar una zona de flujo horizontal en los perfiles Las Maquinitas-Las Máquinas y Cabañitas-Anfiteatro (Fig. 5.3 y 5.4), este flujo tendría relación con la pendiente observada en esa zona.

Es preciso notar que si se observan los perfiles de PE desestimando las anomalías, tanto positivas como negativas, sino que centrándose en los valores *promedio* es posible observar cierta tendencia a encontrar valores más elevados, en promedio, en las zonas hidrogeológicas que en las zonas geotermales. Esto se puede observar mejor en el perfil Las Maquinitas-Las Maquinas (Fig. 5.3) y quizás en el perfil Anfiteatro-Termas de Copahue. El caso específico de Termas de

Copahue se discute individualmente en el siguiente punto, no obstante para el caso de Anfiteatro, Las Maquinitas y Las Maquinas estos pequeños “bajos” en el PE en las zonas geotermales en relación a las zonas aledañas pueden explicarse debido a que cada zona geotermal (como se mencionó en el marco geológico) se caracteriza por ser una depresión (un bajo topográfico) producto del fallamiento que las generan, este tipo de bajo topográfico de carácter estructural genera este tipo de bajos en la medición de potencial espontaneo como ha sido reportado por Barde-Cabusson et al. (2009) y referencias ahí citadas. Este efecto se vería potenciado por la elevada variabilidad en las mediciones provocadas por la baja permeabilidad de la roca en las zonas aledañas (hidrogeológicas) como también por los flujos de componente horizontal presentes en estas zonas.

5.2.3.- Interpretación y Discusión de cada perfil.

5.2.3.1.- Perfil Anfiteatro – Termas de Copahue

Zona Geotermal: En Anfiteatro se observan tres máximos de PE y CO₂ denotados por números romanos asociados a la ascensión de fluidos (Fig. 5.2.), a su vez, se observan dos claros mínimos, denotados por números cardinales (1 y 2) asociados a los máximos I y II. El mínimo 1 representa una barrera geológica debido a la pérdida de permeabilidad producto de la alteración acida predominante en el lugar ya que no muestra anomalías de PE ni de CO₂. El mínimo 2, sin embargo, representa una zona de recarga de agua meteórica en el lugar ya que manifiesta un valor muy negativo de PE en ausencia de anomalía de CO₂. Existe también un máximo de PE, antes de I, sin anomalía de CO₂ asociada el cual es difícil de interpretar, se podría tratar de una antigua estructura completamente inactiva e impermeable, este tipo de estructuras (antiguas y selladas) pueden causar localmente una polaridad reversa en el potencial espontaneo (Guichet et al., 2006).

En la zona de Termas de Copahue se observan tres máximos y tres mínimos asociados, en este caso todos los mínimos representan capas impermeables debido a la alteración predominante. Sin embargo existe un fenómeno interesante en esta zona, se observa un pequeño desfase entre los máximos de PE y los de CO₂. Este desfase se puede explicar por una diferencia pequeña de permeabilidad en la roca, probablemente adjudicable a la alteración predominante. Dado que el CO₂, al ser un gas, necesita una menor permeabilidad para llegar a superficie en comparación a los fluidos que transportan la carga que mide el PE, es posible que la posición del *peak* CO₂ este representando el lugar justo de ascensión del gas mientras que los máximos de PE se encuentren desplazados levemente al buscar los fluidos zonas de mayor permeabilidad para poder ascender (Finizola et al., 2003).

Zona Hidrogeológica: Se observan mínimos de PE en ausencia de anomalías de CO₂, esto indica infiltración de agua meteórica, la cual estaría controlada por estructuras secundarias de orientación NNW (F2, F3 y F4 en Fig. 5.2, ver mapa estructural propuesto en Fig. 5.6) no se observó evidencias de la traza de estas fallas en terreno, por lo que se dejan como inferidas.

En la zona entre Anfiteatro y Termas de Copahue la línea punteada F1 delimita el comienzo de un *plateau* de valores de PE que se mantiene a lo largo de la zona del poblado de Copahue hasta su límite estructural principal más oriental. Como se aprecia, los valores de PE antes y después de este *plateau* oscilan entre 50-100mV; pero dentro de él, inclusive dentro de la zona geotermal, los valores promedio son de alrededor 20mV (no superando nunca los 100mV). Esto podría deberse a dos causas: la primera opción es que en la zona de Copahue presenta un nivel freático más profundo que el resto de las zonas estudiadas generando una zona vadosa más potente o la segunda opción indicaría que las construcciones del poblado (calles, tendido eléctrico, alcantarillado, etc.) son las responsables de este *plateau* al generar interferencia en las mediciones.

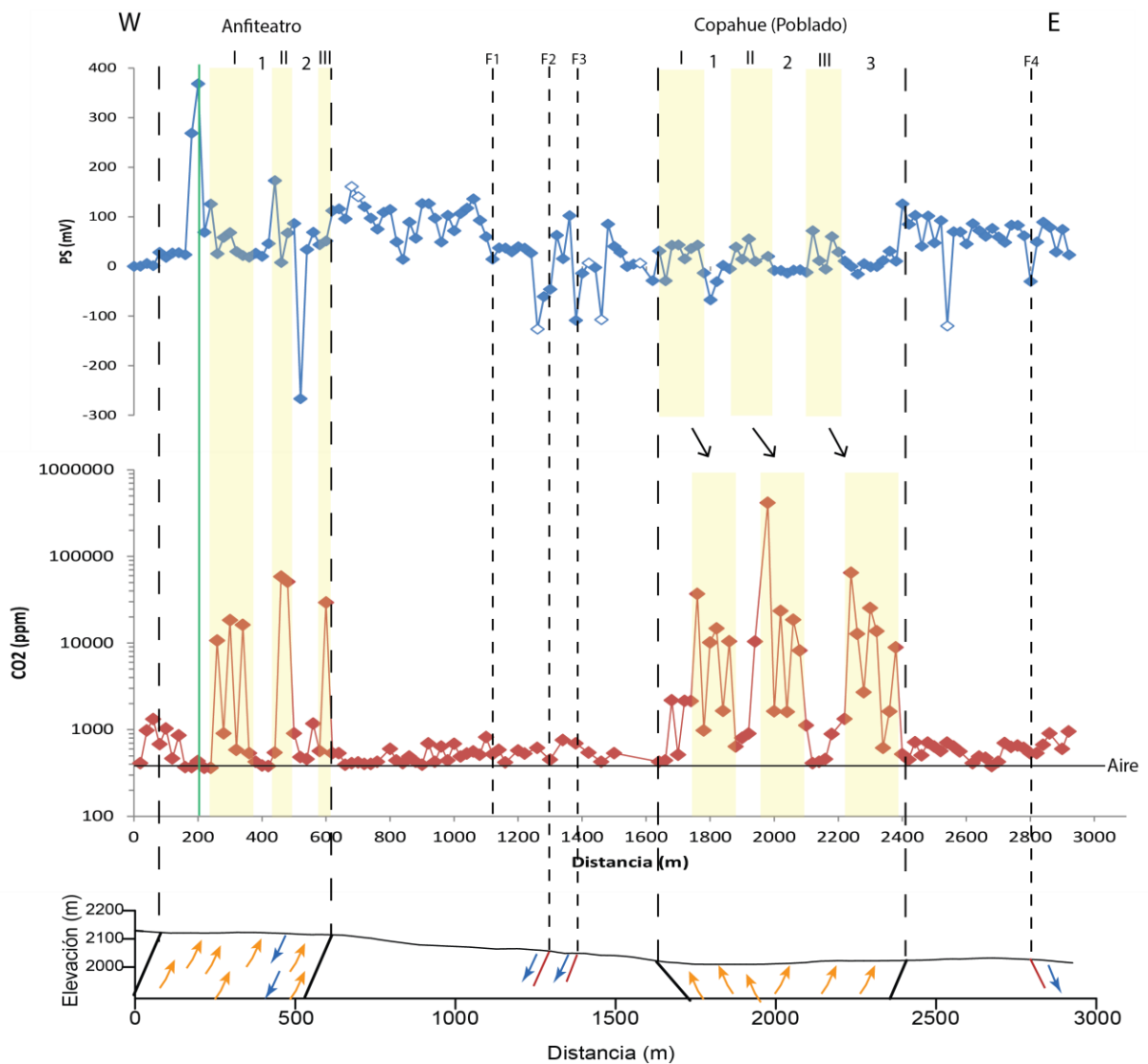


Figura 5.2: Perfil Anfitheatro-Termas de Copahue. Las líneas punteadas gruesas indican las fallas principales que controlan la generación de las zonas geotermales (Melnick et al., (2006) y Rojas Vera et al., (2009)). Las líneas punteadas finas indican las fallas interpretadas en el presente trabajo. Los rectángulos amarillo claro representan las anomalías positivas generadas dentro de las zonas geotermales. La línea verde dentro de Anfitheatro indica una estructura impermeable que genera una polaridad reversa en el PE. Las flechas negras indican la inclinación de las capas semi-impermeables que generan el desfase entre las anomalías de PE y CO₂ en Termas de Copahue. En el perfil de elevación las flechas naranjas indican flujo de fluidos hidrotermales, las flechas azules indican el flujo de fluidos meteóricos, las líneas negras indican la proyección de las fallas principales y las líneas rojas la proyección de las fallas inferidas en el presente trabajo.

5.2.3.2.- Perfil Las Maquinitas – Las Maquinas.

Zona Geotermal: En Las Maquinitas se diferencian tres máximos de PE y CO₂ denotados por números romanos (Fig. 5.3) producto del ascenso de fluidos. Se vuelve a apreciar un pequeño desfase entre el máximo de PE y el *peak* de CO₂ similarmente a lo que se experimenta en la zona de Copahue, sin embargo en este caso los máximos de PE se encuentran después de los de CO₂.

Mínimos de PE y CO₂ asociados a I, II y III se observan, pudiéndose interpretar como bajas de permeabilidad debido a la alteración acida del lugar y, en un caso, a la presencia de un curso de agua que corta el perfil.

En Las Maquinas también se pueden diferenciar tres máximos de PE y CO₂ con sus respectivos mínimos asociados, en este caso los mínimos corresponden a: entre I y II se tiene el contacto entre dos sub-unidades de la Fm. Las Mellizas (Melnick et al., 2006) pasando de las ignimbritas a las lavas superiores (ver mapa geológico, Capítulo 2, Fig. 2.3); entre II y III se tiene el cruce de un curso de agua que corta el perfil y finalmente el mínimo después de III se puede interpretar como una capa impermeable debido a la fuerte alteración argílica de la zona.

Zona hidrogeológica: Se observa que los valores de PE evidencian un fuerte ruido debido a la baja permeabilidad de la roca hospedante lo que genera variaciones bruscas en los resultados. Se pueden diferenciar 4 mínimos de PE los que se interpretan como zonas de infiltración de fluidos meteóricos asociados a estructuras (F5, F6, F7 y F8), no se observaron evidencias de la traza de estas posibles estructuras en terreno por lo cual se proponen como fallas inferidas en el modelo. Es posible interpretar una zona de flujo horizontal a favor de la pendiente evidenciado por un sistemático aumento del potencial espontaneo en esa dirección entre los 4000m-5000m aproximadamente, este se vería interrumpido por las zonas de infiltración (fallas F7 y F8) mencionadas anteriormente. Por F9, estructura que corta también el perfil Cabañitas – Anfiteatro, se produce un ascenso de fluidos en la zona vadosa. De esta falla si se observan evidencias en terreno (se encuentra generando una ladera de elevada pendiente justo antes de llegar al área geotermal de Las Maquinas. Es muy posible que esta estructura guarde relación con la generación de Las Maquinas (sin ser la estructura principal), dado las evidencias que se discuten en el siguiente punto.

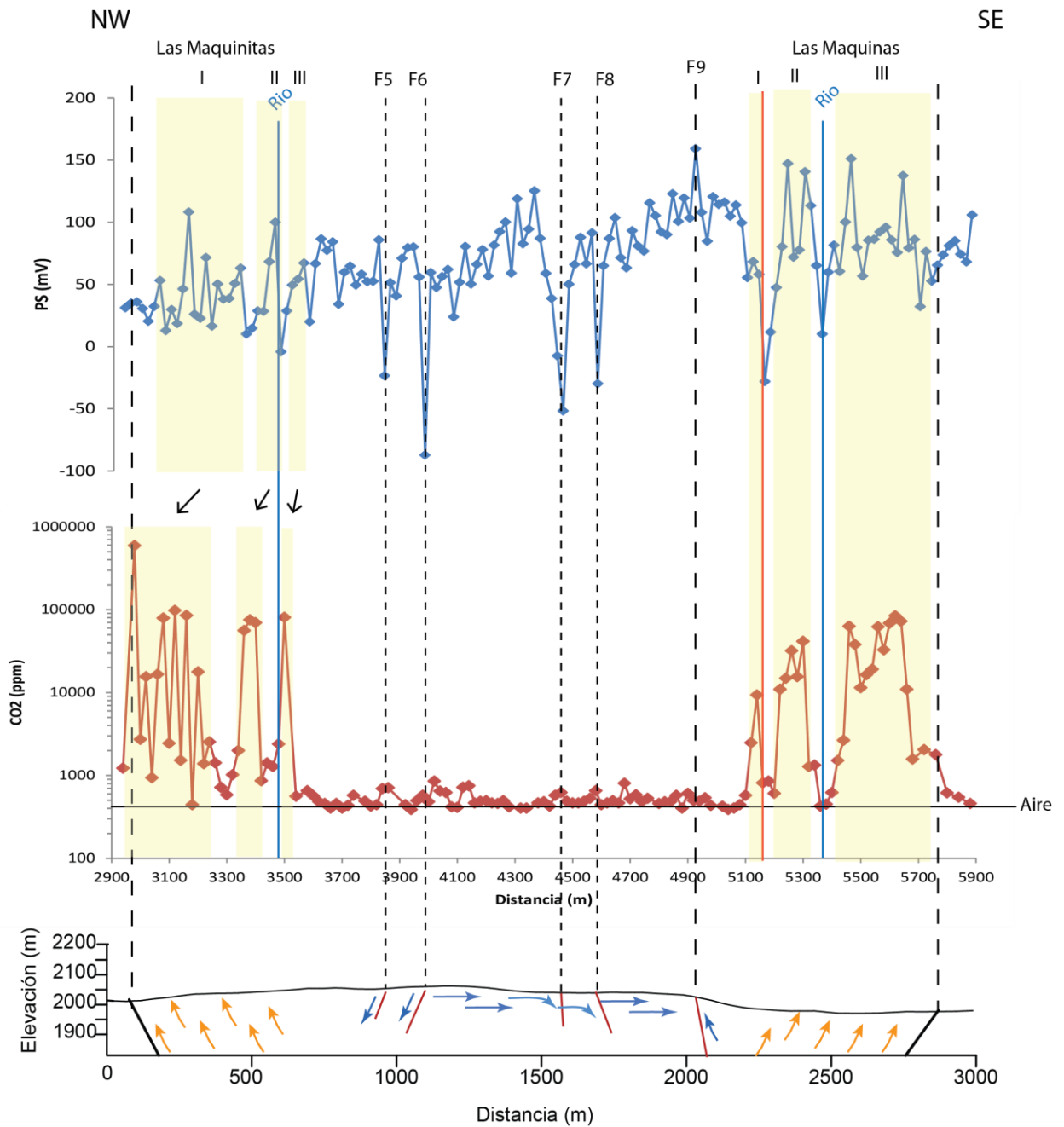


Figura 5.3: Perfil Las Maquinitas-Las Máquinas. Las líneas punteadas gruesas indican las fallas principales que controlan la generación de las zonas geotermales (Melnick et al., (2006) y Rojas Vera et al., (2009)). Las líneas punteadas finas indican las fallas interpretadas en el presente trabajo. Los rectángulos amarillo claro representan las anomalías positivas generadas dentro de las zonas geotermales. Las flechas indican la inclinación de las capas semi-impermeables que generan el desfase entre las anomalías de PE y CO₂ en Las Maquinitas. La línea roja en Las Maquinas muestra el contacto litológico. Más información en el texto. . En el perfil de elevación las flechas naranjas indican flujo de fluidos hidrotermales, las flechas azules indican el flujo de fluidos meteóricos, las líneas negras indican la proyección de las fallas principales y las líneas rojas la proyección de las fallas inferidas en el presente trabajo.

5.2.3.3.- Perfil Cabañitas – Anfiteatro.

Zona Geotermal: Se observan dos máximos en PE y CO₂ interpretados como ascenso de fluidos, uno, como era de esperar, en la zona geotermal de Cabañitas (Fig. 5.4) denotado por las siglas CB. Mientras que el segundo aparece en una zona sin claras manifestaciones superficiales, antes de subir una ladera. Sin embargo el ascenso de fluidos de origen magmático es claro evidenciado por la elevada concentración de CO₂ presente. No obstante esto no se ve reflejado claramente por los datos de PE, que presentan un comportamiento inusual con un mínimo y un máximo muy marcados y de manera consecutiva. Justamente en esta zona, el terreno presenta una elevada pendiente con roca fragmentada muy suelta por lo que no se realizaron mediciones cada 20m sino que, entre ese máximo y ese mínimo (6780-6880 m), se registran 3 mediciones en 100m por lo que es difícil interpretar el por qué del comportamiento del PE en esta zona, ya que alguno de esos máximos o mínimos podría corresponder a un error en la medición. El hecho de que este ascenso de fluidos hidrotermales este asociado a la estructura F9, y su proximidad a la zona geotermal de Las Maquinas hacen posible relacionarla con ella.

Zona Hidrogeológica: No presenta mayores cambios respecto a las anteriores, mostrando las típicas variaciones bruscas en los resultados del PE sin anomalías de CO₂ producto de la baja permeabilidad de la Fm. Las Mellizas. Al comienzo del perfil se puede observar nuevamente el cambio de litología al pasar de las Lavas Superiores a la Ignimbrita de la Fm. Las Mellizas. Entre los 7400m-8400m se puede observar la misma zona de flujo horizontal en favor a la pendiente que se observa en el perfil anterior, también se evidencia la continuación de la estructura inferida F8 descrita en el perfil LMM-LM que sugiere un plano de infiltración (notar que la dirección del flujo sigue siendo la misma, en favor a la pendiente hacia el SE, es solo el perfil el que cambia de sentido respecto al anterior). Luego de las Cabañitas, en la zona hidrogeológica entre Cabañitas y Anfiteatro, se pueden interpretar 4 fallas (F10, F11, F12 y F13). Tres presentan anomalías positivas de concentración de CO₂ y PE (F11, F12 y F13) y una (F10) que representa una anomalía negativa de PE que se interpreta como una zona de infiltración de fluidos asociada a una estructura inferida. En el caso de F11 y F12, estas podrían ser evidencia de la continuación de las fallas NNE que controlan el emplazamiento de Termas de Copahue y Cabañitas (Fig. 5.6), esto se discute en mayor profundidad en el punto 5.4 del presente capítulo.

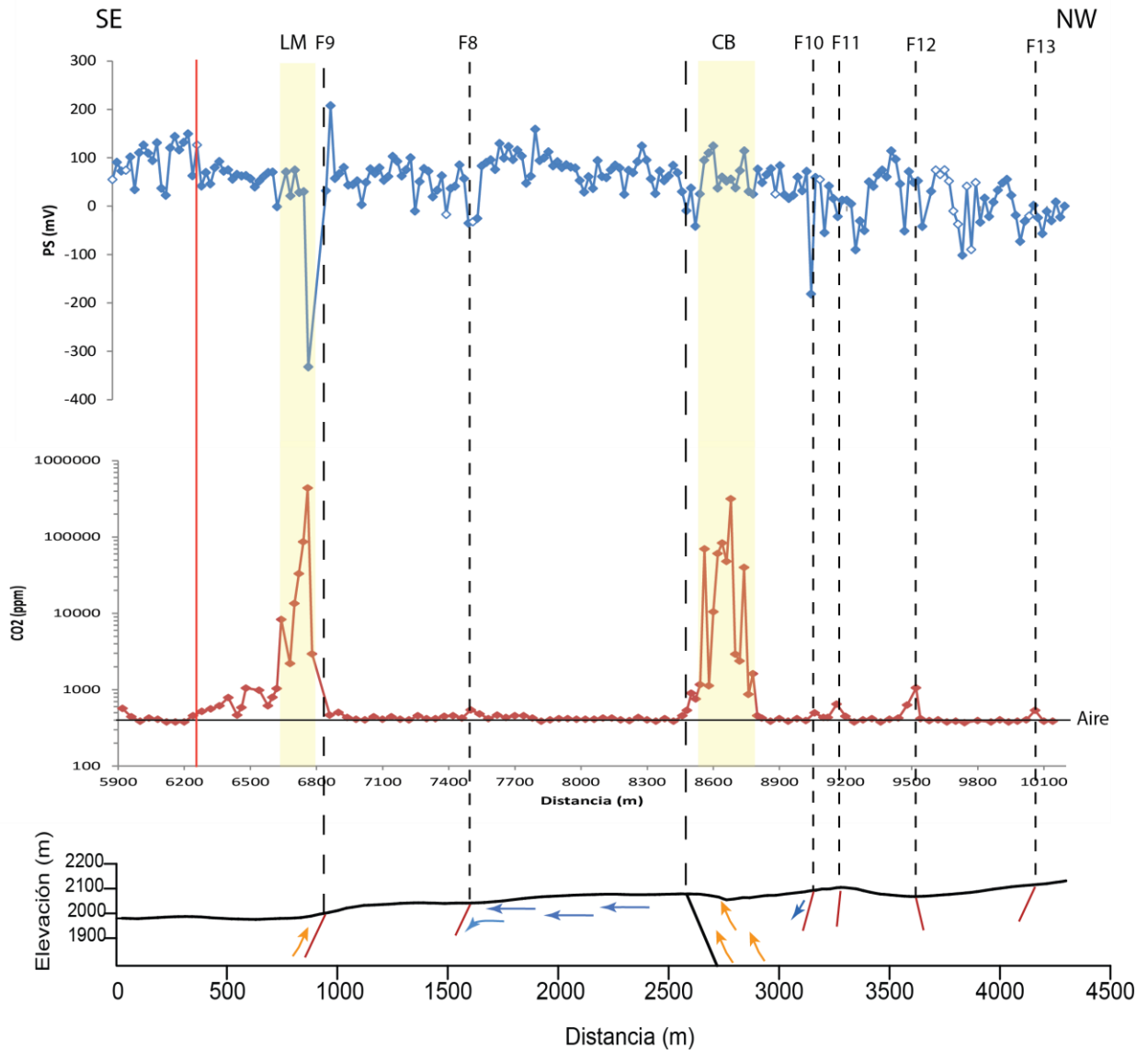


Figura 5.4: Perfil Cabañitas-Anfiteatro. Las líneas punteadas gruesas indican las fallas principales que controlan la generación de las zonas geotermales (Melnick et al., (2006) y Rojas Vera et al., (2009)). Las líneas punteadas finas indican las fallas interpretadas en el presente trabajo. Los rectángulos amarillo claro representan las anomalías positivas generadas dentro de las zonas geotermales. La línea roja indica un contacto litológico. En el perfil de elevación las flechas naranjas indican flujo de fluidos hidrotermales, las flechas azules indican el flujo de fluidos meteóricos, las líneas negras indican la proyección de las fallas principales y las líneas rojas la proyección de las fallas inferidas en el presente trabajo.

5.2.4.- Resumen de la discusión del origen de las anomalías de PE y CO₂ y su relación con los isótopos de He.

De lo expuesto anteriormente se pueden distinguir 3 características que controlan las anomalías de PE y CO₂ dentro de cada tipo de ambiente en donde se realizaron las mediciones:

5.2.4.1.- Zona Geotermal.

Ascenso de fluidos geotermales: La principal característica dentro de las zonas geotermales estudiadas radica en el ascenso de fluidos geotermales gracias a las fallas de orientación NNE que permiten la presencia de las manifestaciones geotermales en superficie en el CVCC, esto se ve reflejado en claros peaks tanto en las mediciones de PE como en las de concentración de CO₂.

Zonas de baja permeabilidad debido a la alteración hidrotermal: Como segunda característica típica de las zonas geotermales estudiadas se observan zonas selladas donde no se registran anomalías de PE ni de CO₂ debido a la baja o nula permeabilidad local producto de la intensa alteración acida de la zona. También se observa el desfase entre las anomalías de PE y los peaks de CO₂ en las áreas geotermales de Termas de Copahue y Las Maquinitas producto de capas semi-selladas las cuales permiten la difusión de gases pero no el flujo de líquidos a través de ellas.

Zonas de infiltración de fluidos meteóricos: En el área de Anfiteatro se observan lugares donde existen mínimos de PE en ausencia de anomalías de CO₂ los que se interpretan como infiltración de agua meteórica en el sistema. Estas zonas de infiltración de fluidos meteóricos aparentemente guardan relación con estructuras secundarias de orientación NNW.

Relación con los isotopos de Helio: Los resultados de la medición de CO₂ muestran el mismo patrón que los del análisis de Helio: al igual que se tienen menores valores de Ra en Anfiteatro que en el resto de las zonas estudiadas, Anfiteatro presenta menores emanaciones de CO₂ respecto a las demás zonas geotermales, llegando alcanzar solo el orden de 60.000ppm como máximo versus emanaciones del orden de 400.000ppm para Termas Copahue y Cabañitas y hasta cercanos a 600.000ppm para Las Maquinitas, sugiriendo una ascensión de fluidos menos eficiente para esta zona. Adema en la única zona geotermal que se evidencia una infiltración de fluidos en las mediciones de PE es en Anfiteatro, corroborando lo visto en el análisis de He donde las muestras de Anfiteatro presentan concentraciones mayores de ⁴He (isotopo radiogénico) que las observadas en el resto de las zonas geotermales.

5.2.4.2.- Zona Hidrogeológica.

Baja permeabilidad de la litología: En las zonas fuera de las áreas geotermales las mediciones de PE se caracterizan por presentar importantes variaciones producto de la baja permeabilidad del suelo.

Cambios en la potencia de la zona vadosa y flujos horizontales: Presencia de acuíferos a distintas profundidades y/o cambios en el nivel freático se ven evidenciados cambios en la

medida promedio del PE a lo largo de distancias considerables. Flujos de componente horizontal generan un aumento del PE en la dirección del flujo.

Ascenso o descenso de fluidos a través de fallas: El ascenso de fluidos se evidencia a través de anomalías positivas tanto en PE como en CO₂, que corresponden generalmente a fallas secundarias de orientación NE (o la continuación de estructuras mayores). Mientras que en casos de infiltración de fluidos meteóricos se observan amplias anomalías negativas en PE en ausencia de anomalías de CO₂ generalmente en relación a fallas de orientación NW.

Relación con los isotopos de Helio: Dado a que no hay manifestaciones geotermales superficiales de donde obtener muestras para el análisis, en las zonas hidrogeológicas solo se cuenta con la información obtenida mediante las técnicas de PE y concentración de CO₂.

5.3.- Resumen de la geoquímica del sistema geotermal en relación con el CO₂

Resulta de gran utilidad complementar los resultados obtenidos en este trabajo y sus interpretaciones con información geoquímica relacionada publicada en otras investigaciones realizadas en el área de estudio. Así, a continuación, se presentan algunos datos geoquímicos referentes a la composición de CO₂ de la fase gaseosa de las emisiones geotermales del CVCC con el fin de complementar las mediciones de concentración de CO₂ en superficie.

Datos publicados por Augusto et al. (2013) sobre la composición química de la fracción de gas seco muestran que Anfiteatro y Chanco Có presentan concentraciones significativamente menores de CO₂ en sus emanaciones respecto a las otras áreas geotermales (Tabla 5.2) lo que concuerda con los resultados obtenidos en este estudio.

Chiodini et al. (2015) analiza 4 muestras tomadas en fumarolas de Las Maquinas, Las Maquinitas, Cabañitas y Anfiteatro respectivamente. Comparando la razón molar H₂O/CO₂ de cada una llega a la conclusión que los fluidos en la fumarola de Anfiteatro son significativamente más ricos en agua que el resto de zonas geotermales estudiadas debido a que su razón molar H₂O/CO₂ es de aproximadamente 100, comparada con una razón molar de aproximadamente 40 en las otras zonas geotermales. Nuevamente en concordancia con la interpretación de que en Anfiteatro se encuentra una zona de recarga del sistema geotermal.

Area Geotermal	Código de Muestra	Tipo de Manifestación	T(°C)	CO ₂	δ ¹³ C-CO ₂	CO ₂ / ³ He (x10 ⁹)
Las Máquinas	LM1	Fumarola	95	971	-8,2	3,2
Las Máquinas	LM2	Piscina Burbujeante	75	922	-7,9	
Las Máquinas	LM3	Piscina Burbujeante	74	989	-8,8	
Las Máquinas	LM4	Fumarola	96	938	-7,3	6,4
Las Maquinitas	LMM1	Fumarola	135	974	-7,7	3,0
Las Maquinitas	LMM2	Fumarola	160	944	-7,1	5,1
Termas Copahue	CH	Piscina Burbujeante	27	969	-7,3	
Termas Copahue	LN	Piscina Burbujeante	83	958		
Piedra Copahue	PC1	Piscina Burbujeante	96	973		
Piedra Copahue	PC2	Fumarola	93	962	-7,7	1,5
Piedra Copahue	PC3	Fumarola	95	947	-7,0	8,8
Anfiteatro	AF1	Fumarola	92	864	-6,8	1,4
Anfiteatro	AF2	Fumarola	92	870	-7,0	4,2
Chancho Co	CC1	Fumarola	86	911		
Chancho Co	CC2	Fumarola	93	876		7,9
Chancho Co	CC3	Fumarola	95	789	-8,1	8,8

Tabla 5.2: Composición química de la fracción seca de gas, CO₂ en mmol/mol, δ¹³-CO₂ (% vs.V-PDB) y CO₂/³He. Datos de Agosto et al., (2013).

Respecto a la signatura isotópica de CO₂ (δ¹³-CO₂), Agosto et al. (2013) muestran que la mayoría de las emisiones tienen una signatura del tipo MORB o cercano a él, sin embargo los valores de δ¹³-CO₂ de los gases del CVCC (Tabla 5.2) son levemente más negativos que los esperados para un fluido derivado del manto (~ -5% vs.V-PDB, Pienau y Javoy, 1983) lo que sugiere, según los autores, una contribución de CO₂ derivado del material orgánico sepultado en los sedimentos subductados (Fig. 5.5). Lo mismo se evidencia con la razón CO₂/³He, la cual es más elevada que la esperada para un fluido tipo MORB (1,41x10⁹; Sano y Marty, 1995) favoreciendo la hipótesis, según los autores, de un aporte de CO₂ desde sedimentos marinos a la fuente magmática del sistema geotermal.

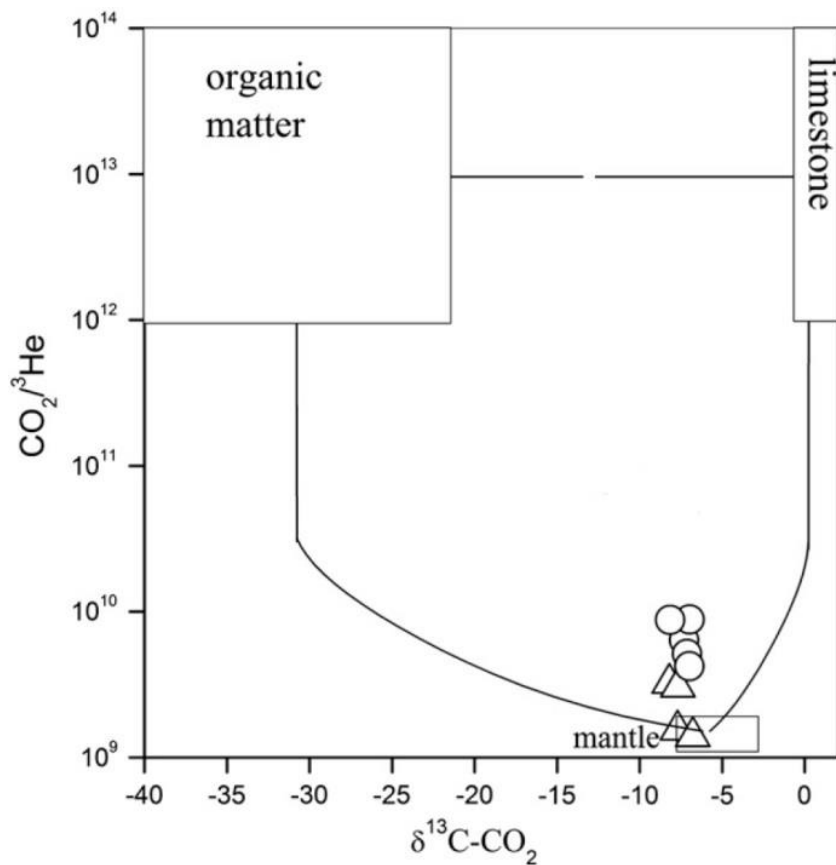


Figura 5.5: Diagrama binario $\delta^{13}\text{C-CO}_2$ vs $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$, cuadros y curvas de mezcla entre las tres fuentes (sedimentos orgánicos, limolita y MORB) por Sano y Marty (1995). Círculos: muestras tomadas el 2012, Triángulos: muestras tomadas entre 2006-2007. Agosto et al., (2013).

5.4.- Relación entre la estructura y la circulación de fluidos.

Como se expuso en el Capítulo 2; se observa que el emplazamiento de las zonas geotermales del Complejo Volcánico Copahue–Caviahue tiene estrecha relación con las estructuras de orientación NNE provenientes de la estructura que alza el bloque de Chancho Có (Melnick et al., 2006). No obstante, la estructura dentro de la Caldera Caviahue es compleja al acomodar los esfuerzos de los dos sistemas de falla regional que lo limitan: el sistema de fallas inversas Coaphue-Antiñir (CAFZ) hacia el norte y la rama norte del sistema de fallas Liquiñe-Ofqui hacia el sur. Este último, en particular, en la zona de estudio, se curva hacia el Este descomponiéndose en un geometría de cola de caballo con fallas extensionales y transtensionales de orientaciones NNE y NNW.

Según los resultados obtenidos con la medición de PE y CO_2 , se evidencia el ascenso de fluidos hidrotermales en las zonas geotermales controladas por estructuras de orientación NNE. Sin embargo en zonas donde se encuentran estructuras de orientación NNW, como en el caso de

Anfiteatro, se observa que estas promueven principalmente una infiltración de agua meteórica al sistema. Cabe destacar que las estructuras al final del perfil Cabañitas – Anfiteatro (F11, F12 y F13) presentan una orientación NNE, sin embargo no se generan manifestaciones geotermales en superficie, esto se puede interpretar como que en este caso, estas fallas no tienen la profundidad necesaria para servir como vías de ascenso para una cantidad significativa de fluidos (en particular, en el caso de F11 y F12, estas podrían corresponder a la continuación de las fallas que dan origen a las zonas geotermales de Termas de Copahue y Cabañitas, implicando una pérdida de profundidad hacia el SW para estas fallas bastante abrupta).

Lo anterior se ve reforzado por los resultados del análisis de Helio en los fluidos de las manifestaciones geotermales estudiadas. Donde en Anfiteatro se observa una interacción entre el ascenso de fluidos hidrotermales y el descenso de aguas meteóricas que disminuyen el valor de la razón de R/Ra en comparación a las otras zonas geotermales donde no se aprecian estructuras de orientación NNW.

La Figura 5.6 muestra un modelo esquemático simple de la circulación de fluidos en el sistema geotermal del CVCC, nótese que el manto y profundidad de las fallas inferidas es puramente referencial ya que no se tiene información como para indicar su manto ni qué tipo de fallas son.

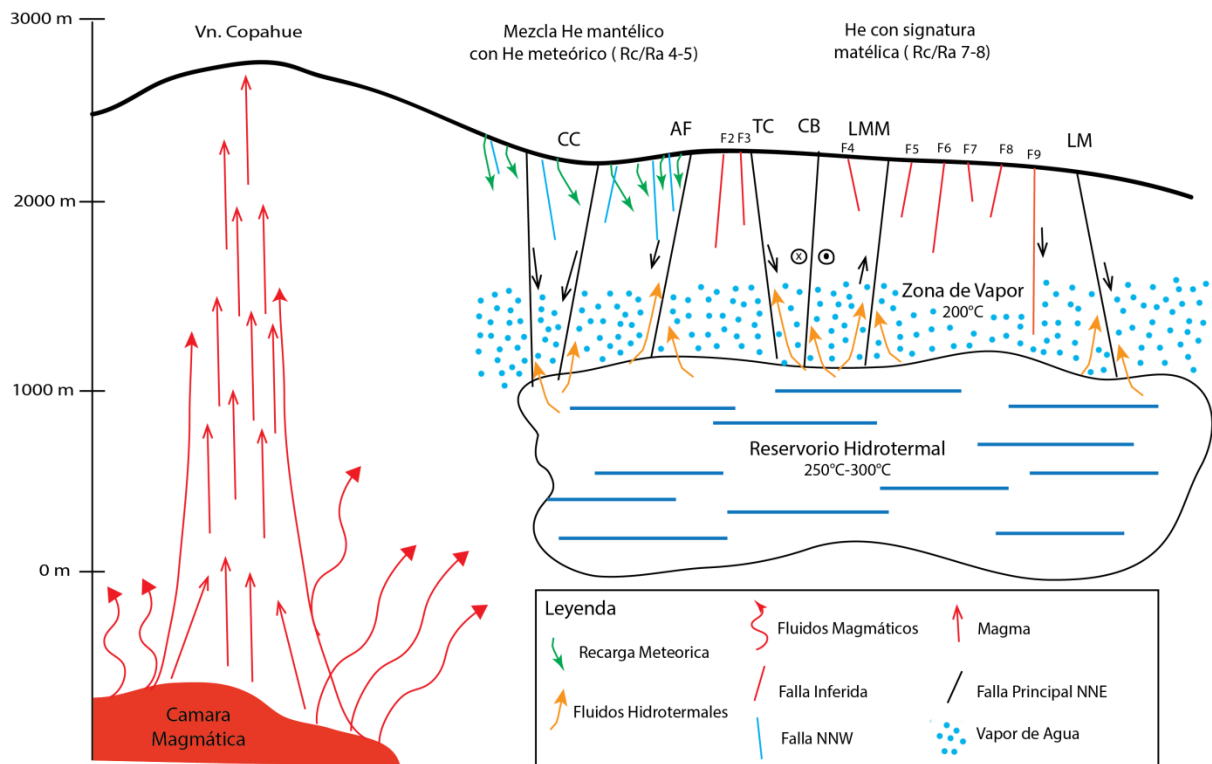


Figura 5.6: Modelo esquemático de la circulación de fluidos en el sistema geotermal del CVCC. No se encuentra a escala. Fallas en rojo representan las fallas inferidas que generan infiltración de fluidos. F9, en naranja, no es inferida. Fallas celestes

representan las fallas de orientación NNW que facilitan la infiltración de agua meteórica en el sector de Anfiteatro. Se incluye la zona de Chancho Có solo a modo de referencia. Profundidad y temperatura del reservorio y de la zona de vapor tomada de Agosto et al. (2013).

A continuación se presenta un nuevo modelo estructural basado en las observaciones de Melnick et al., (2006), de Rojas Vera et al., (2009) (Anexos, Figura A.1) y las estructuras interpretadas con los resultados del presente estudio (Fig. 5.6). Cabe mencionar que la mayor diferencia, dentro del área de estudio, entre ambos modelos (el de Melnick y el de Rojas Vera et al.) consiste en la presencia o ausencia de una falla de rumbo de orientación NNW que se prolonga, de manera inferida por Melnick et al. (2006), desde Chancho Có hasta el sector de Las Maquinas (Fig. 2.4 y 2.5). La presencia de una estructura de este calibre (más de 10Km de extensión) ciertamente se vería reflejada en los valores de PE y CO₂ obtenidos en este estudio, sin embargo no se observa la influencia de esta falla en los valores del perfil de LMM-LM ni tampoco en el comienzo del perfil CB-AF (que comienza al final de la zona geotermal de Las Máquinas), de hecho se realizó un perfil adicional dentro de la zona geotermal de Las Maquinas (Anexos, Figura A.2) precisamente para tener una mayor información sobre esta estructura y como pudiese afectar la circulación de fluidos dentro de esta zona geotermal, sin embargo tampoco se observa en este perfil. Tampoco se ve reflejada la influencia de esta gran estructura en los valores de Helio observados en Las Máquinas, los cuales, como se mencionó anteriormente, mantienen una signatura mantélica. Es por estos motivos que en el presente modelo estructural se opta por la interpretación de Rojas Vera et al. (2009), quien no observa la presencia de esta estructura.

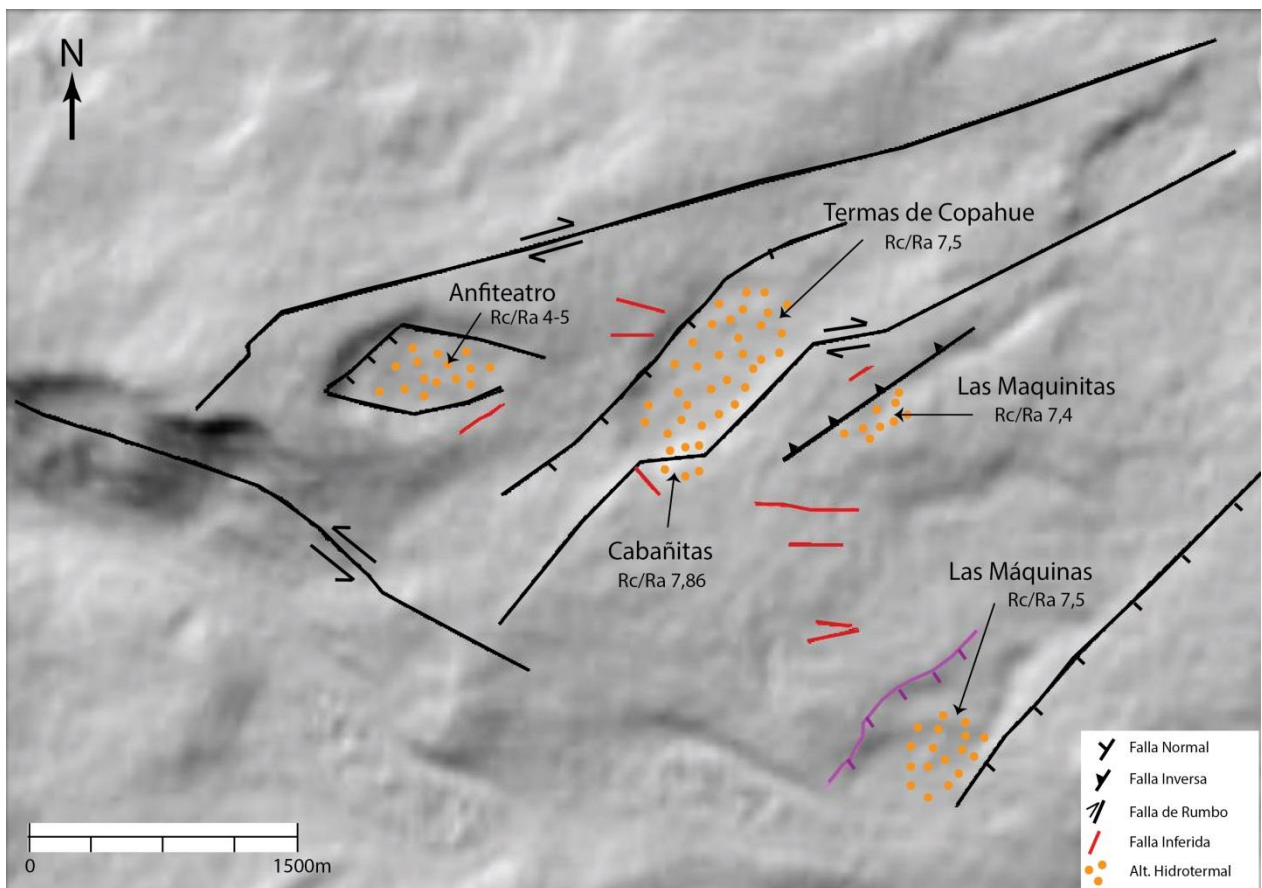


Figura 5.7: Modelo estructural de la zona de estudio. En negro se trazan las fallas principales, previamente mapeadas por Melnick et al. (2006) y Rojas Vera et al. (2009). En rojo se encuentran las fallas inferidas en el presente trabajo. En morado se encuentra la falla F9 la cual no es inferida. Los puntos naranjos indican las zonas de alteración hidrotermal producto de las manifestaciones geotermales.

Capítulo 6. Conclusiones.

6.1.- Conclusiones del estudio.

Las manifestaciones geotermales superficiales del Complejo Volcánico Copahue-Caviahue, objeto del presente estudio, consisten en piscinas burbujeantes, vertientes, fumarolas y pozos de barro que tiene relación directa con la actividad del volcán Copahue. Se pueden agrupar en 6 zonas geotermales mayores: Chanco Có, Anfiteatro, Termas de Copahue, Cabañitas, Las Maquinitas y Las Maquinas; todas ellas ubicadas al NE del volcán Copahue, siguiendo lineamientos estructurales.

El sistema geotermal se caracteriza como uno de aguas sulfatadas ácidas vapor calentadas, con la existencia de 2 capas productivas, una a profundidades de 800-1000m (dominada por vapor) y otra más profunda, dominada por agua, a más de 1400m (medidas desde el nivel tope de pozo); con temperaturas de 200°C y 250-300°C respectivamente. El cuerpo magmático, fuente de fluidos y calor, se encontraría a una profundidad de 5 Km (Agusto et al., 2013, Velez et al., 2011, Varekamp et al., 2004 y Paranello et al., 2002).

Estudios estructurales de la zona, recalcan el fuerte control estructural en el desarrollo de las zonas geotermales dentro de la Caldera Caviahue, siendo las estructuras con orientación NNE las principales involucradas en el emplazamiento de las manifestaciones geotermales superficiales (Melnick et al., 2006, Rojas Vera et al., 2009, Radic et al., 2010 y Velez et al., 2011).

El presente trabajo busca aportar nuevas perspectivas respecto el control estructural sobre la circulación de fluidos dentro del CVCC y su relación con la composición de los isótopos de helio de los fluidos de las zonas geotermales. En base a los resultados obtenidos y su cuidadoso análisis se han podido definir el origen y la naturaleza de los isótopos de helio en la fase fluida, como también elaborar un modelo conceptual simple de la circulación de los fluidos en base al flujo subterráneo y las estructuras presentes. Además se ha complementado el modelo estructural de la zona propuesto por los autores antes citados.

La relación de $^3\text{He}/^4\text{He}$ (Rc/Ra) muestra dos grupos bien definidos: un grupo con altos valores donde se encuentran las zonas de Las Maquinitas, Las Máquinas, Termas de Copahue y Cabañitas; y otro con valores más bajos de Rc/Ra correspondientes a la zona geotermal de Anfiteatro. Este rasgo es destacable ya que generalmente en un mismo sistema geotermal no es común que se presenten dos valores de Rc/Ra tan diferenciados. Esto indica, ya que poseen la

misma fuente, dos circuitos marcadamente diferentes en la evolución de los fluidos que contienen las dos especies isotópicas.

Las áreas con valores altos de $^3\text{He}/^4\text{He}$ (Rc/Ra) presentan los valores más elevados registrados en la Cordillera de Los Andes en toda Sudamérica (Hilton et al., 1993). Estos altos valores son asociados a fluidos de origen mantélico, ricos en ^3He , de ambientes extensionales. La presencia de estos valores en un ambiente tectónico regional de placas convergentes se explica debido a la particular zona donde se ubica el CVCC, en una zona de transferencia de esfuerzos entre profundos lineamientos regionales los que producen un fenómeno de adelgazamiento cortical local y un ascenso astenosférico. Estos valores implican, entonces, que estos fluidos hidrotermales circulan desde el ambiente de generación de magma profundo, hasta el reservorio hidrotermal y posteriormente a las manifestaciones geotermales superficiales de manera relativamente libre y directa. Esta conclusión se ve respaldada también por la información obtenida por Agosto et al., (2013) respecto al $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ donde se determinó que la principal fuente de CO_2 en la fase gaseosa es de origen casi exclusivo de una fuente con características MORB.

Los valores más bajos de $^3\text{He}/^4\text{He}$ (Rc/Ra) obtenidos en Anfiteatro (y reportados también para Chanco Có por Agosto et al., 2013), se ajustan más a los esperados para un arco volcánico asociado a subducción. Sin embargo este cambio no se debe a un proceso profundo como, por ejemplo, la mezcla de magma en la fuente, sino a un proceso somero de interacción de los fluidos hidrotermales ascendentes, con una fuente somera rica en helio radiogénico. Esta fuente vendría a ser el ASW (air saturated water) presente en forma de infiltración de agua meteórica a través de fallas de orientación NNW presentes en Anfiteatro (y en Chanco Có), indicando así que esta zona correspondería al área de recarga del sistema geotermal.

Respecto a la circulación de fluidos y su control estructural, se ha podido verificar que cada zona geotermal presenta anomalías positivas en los valores medidos de potencial espontáneo y concentración de CO_2 debido a las fallas de orientación NNE que facilitan el ascenso de los fluidos hidrotermales. No obstante, se observa una gran variedad en estas anomalías positivas dentro de cada zona geotermal. Desde desfases entre peaks en las mediciones de PE y CO_2 hasta zonas sin anomalías en ambas mediciones; esta variabilidad dentro de las zonas geotermales se debe a cambios en la permeabilidad del sistema ya sea debido a barreras estructurales, cambios litológicos, presencia de capas selladas debido a la alteración hidrotermal o cruces de río.

Corroborando la conclusión alcanzada con el análisis de los isotopos de helio para la zona de Anfiteatro, en los perfiles de PE se observa una importante zona de infiltración de fluidos en Anfiteatro y en los perfiles de CO_2 se puede constatar que las emisiones de CO_2 en Anfiteatro son menores que las de las otras zonas geotermales. Esto es consistente con los datos publicados por Agosto et al (2013) y Chiodini et al. (2015).

En las zonas hidrogeológicas se observa que la presencia de estructuras NNE si bien presentan alzas de fluidos, mostradas por pequeñas anomalías positivas de PE y CO₂ estas estructuras parecen carecer la profundidad necesaria para trasportar la cantidad de fluidos requerida para generar manifestaciones geotermales en superficie.

6.2.- Consideraciones, limitantes y recomendaciones para trabajos a futuro.

Como en todo trabajo de investigación, en el presente estudio se encontraron ciertas interrogantes las que no pudieron ser resueltas de manera satisfactoria sobre las cuales se puede profundizar en estudios posteriores en el área con el fin de ampliar el conocimiento sobre ella.

Sobre el desfase de anomalías de PE y CO₂ dentro de zonas geotermales: El desfase encontrado en las zonas geotermales de Termas Copahue y Las Maquinitas (Fig 5.2 y 5.3) puede ser explicado, como se mencionó en las discusiones, debido a la presencia de capas con menor permeabilidad las cuales se encontrarían inclinadas favoreciendo el ascenso de fluidos según su pendiente y el ascenso del gas directamente a través de ellas provocando el desfase observado (Finizola et al., (2003)). Sin embargo es poco probable, a los ojos del autor de este estudio, que se encuentren capas impermeables inclinadas manteniendo en exactamente la misma dirección de manera consecutiva dentro de las zonas geotermales (en el caso de Termas de Copahue las capas inclinadas tendrían un manto hacia el Este mientras que en Las Maquinitas su manto sería NW). Sería de esperar que la aparición de estas capas más impermeables fuese más aleatorio generando desfases asimétricos. Lo mismo se puede decir de la presencia de zonas selladas donde no se observan anomalías de PE ni CO₂ apareciendo casi siempre a la derecha de las anomalías positivas. Sin embargo las técnicas utilizadas en el presente estudio son insuficientes para responder estas inquietudes salvo con las interpretaciones mencionadas en las discusiones. Se propone un estudio de resistividad inducida, como una posible herramienta para determinar la presencia o no de estas capas y su influencia en el comportamiento de los fluidos dentro de las zonas geotermales.

Sobre los datos obtenidos en las zonas hidrogeológicas: Si bien se pudo obtener datos significativos dentro de estas zonas para realizar el modelo estructural y de circulación de fluidos, es posible que el hecho de haber realizado las mediciones a fines del verano (Marzo) haya afectado negativamente la obtención de datos en estas zonas, ya que la sequedad del terreno puede haber potenciado la interferencia con las mediciones intrínseca a la baja permeabilidad de la litología sobre la cual se realizan estas mediciones. Quizás realizando las mediciones futuras en el mes de Enero o a finales de Diciembre se lograría obtener aún mejores datos.

Realizar más mediciones: Sería muy interesante expandir el mapeo de PE y CO₂ hasta la zona de Chanco Có y realizar más perfiles en la zona de Anfiteatro con el fin de obtener más datos para conformar (o refutar) la conclusión alcanzada en el presente trabajo de que esta es una zona de recarga del sistema hidrotermal. Además de ampliar el muestreo de isotopos de Helio en las zonas geotermales con el fin de tener más datos para el seguimiento de la actividad del sistema volcánico-geotermal.

Otros trabajos propuestos: Realizar un estudio estructural de detalle en terreno con la colaboración de un geólogo estructural experimentado, ya que existe mucha variación en la interpretación de estructuras principales en la literatura publicada, muchas de las cuales son imposible de resolver con otros métodos. Estudios mineralógicos en las zonas de alteración en las áreas geotermales con el fin de establecer condiciones de equilibrio, redox, etc. Estudios petrológicos en los depósitos del volcán Copahue con el fin de estudiar la evolución de sus emisiones las cuales están íntimamente ligadas al sistema geotermal.

Bibliografía.

Agusto, M., Tassi, F., Caselli, A. T., Vaselli, O., Rouwet, D., Capaccioni, B., Darrah, T. 2013. Gas geochemistry of the magmatic-hydrothermal fluid reservoir in the Copahue–Caviahue volcanic complex (Argentina). *Journal of volcanology and geothermal research*, 257, 44-56.

Alam, M.A., Sánchez, P., Parada, M.A. 2010. Interplay of volcanism and structural control in defining the geothermal system(s) along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, in the south-central Chile. *Geothermal Resources Council (GRC) Transactions* 34, 747-750.

Arnorsson, S. 2000. Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use. Sampling methods, data handling, interpretation. International Atomic Energy Agency. *Journal Book*. 351p.

Arnórsson, S., Stefánsson, A., Bjarnason J.O. 2007. Fluid-fluid interactions in geothermal systems. *Rev. Mineral. Geochem.* 65, 259-312.

Avena, M. J., and C. P. De Pauli. 1996 Modeling the interfacial properties of an amorphous aluminosilicate dispersed in aqueous NaCl solutions, *Colloids Surf.*, 118, 75– 87,

Barde-Cabusson, S., Finizola, A., Revil, A., Ricci, T., Piscitelli, S., Rizzo, E., Villeneuve, N. 2009. New geological insights and structural control on fluid circulation in La Fossa cone (Vulcano, Aeolian Islands, Italy). *Journal of volcanology and Geothermal Research*, 185(3), 231-245.

Barde-Cabusson, S., Finizola, A. 2013. Tutorial for Self Potential data processing and data correction. Version 3.

Brothelande, E., Finizola, A., Peltier, A., Delcher, E. 2014. Fluid circulation pattern inside La Soufrière volcano (Guadeloupe) inferred from combined electrical resistivity tomography, self-potential, soil temperature and diffuse degassing measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 288 p105–122.

Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2001. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science, United Kingdom, 274 pp.

Caselli, A.T., Agusto M.R. y Fazio A. 2005. Cambios térmicos y geoquímicos del lago cratérico del volcán Copahue (Neuquén): posibles variaciones cíclicas del sistema volcánico. XVI Congreso Geológico Argentino, T 1: 751-756. La Plata.

- Cembrano, J., Schermer, E., Lavenu, A., Sanhueza, A., 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics* 319, p. 129–149.
- Cembrano, J. Lavenu, A. Yáñez, G. Riquelme, R. García, M. González, G. Hérial, G. 2007. Neotectonics. En: *The Geology of Chile* (T. Moreno, W. Gibson, eds.). The Geological Society of London. p 231-261.
- Cembrano, J. Lara, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics* (471). p 96-113.
- Charrier, R., Farias, M., Makshev, V. 2009. Evolución Tectónica, Paleogeográfica y Metalogénica Durante el Cenozoico en los Andes de Chile Norte y Central e Implicaciones para las Regiones Adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 65 (1), 5-35.
- Chiodini, G., Cardellini, C., Lamberti, M. C., Agosto, M., Caselli, A., Liccioli, C., Caliro, S. 2015. Carbon dioxide diffuse emission and thermal energy release from hydrothermal systems at Copahue–Caviahue Volcanic Complex (Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 304, 294-303.
- Corwin RF, Hoover DB 1979 The self-potential method in geothermal exploration. *Geophysics* 44:226–245
- Craig, H., Lupton, J.E., Horibe, Y. 1978. A mantle helium component in Circum-Pacific volcanic gases: Hakone, the Marianas and Mt. Lassen. In *Terrestrial Rare Gases* (Alexander E.C. and Ozima M.eds.) (Center for Academic Publishing Japan, Tokyo) pp. 3–16.
- Delpino, D. y Bermúdez, A. 1995. Eruptions of pyroclastic sulphur at cráter lake of Copahue Volcano, Argentina. *International Union of Geodesy and Geophysics. XXI General Assembly, Abstracts*, 128.
- Delpino, D. y M. Bermúdez, A. 2002. La erupción del volcán Copahue del año 2000. Impacto social y al medio natural. Provincia del Neuquén. Argentina. *Actas del 15 Congreso Geológico Argentino, Actas 3*: 365-370.
- Ferrara, G., Magro, G., 1986. Rare gases systematic (He, Ne, Ar) as a tool in the study of volcanic eruption precursors. *Per. Mineral.*, 55, 5-13.
- Finizola, A., Sortino, F., Lénat, J.F., Aubert, M., Ripepe, M., Valenza, M., 2003. The Summit hydrothermal system of Stromboli: new insights from self-potential, temperature, CO₂ and fumarolic fluids measurements, with structural and monitoring implications. *Bull. Volcanol.* 65, 486–504. doi:10.1007/s00445-003-0276-2.

Finnizola, A., Aubert, M., Revil, A., Shütze, C., Sortina, F. 2009. Importance of Structural History in the Summit Area of Stromboli During the 2002-2003 Eruptive Crisis Inferred From Temperature, Soil CO₂, Self-Potencial and Electrical Resistivity Tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 183, 213-227.

Folguera, A., Ramos, V.A., Melnick, D., 2003. Recurrencia en el desarrollo de cuencas de intra-arco. Cordillera Neuquina (37300). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58, 3–19.

Folguera, A.; Zapata, T.; Ramos, V.A. 2006. Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes. In *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat.)* (Kay, S.; Ramos, V.; editors). Geological Society of America, Special Paper 407: 267-285, doi:10.1130/206.2407 (12).

Folguera, A., Ramos, V.A., Zapata, T., Spagnuolo, M. 2007. Andean evolution at the Guañacos and Chos Malal fold and thrust belts (36°30'-37°S). *Journal of Geodynamics*. Vol. 44. 129-148.

Fournier, R.O. 1991. Water geothermometers applied to geothermal energy. In *Applications of geochemistry in geothermal reservoir development*, (Ed) D'Amore, United Nations Institute for Training and Research, USA, Pub, pp37-69.

Giggenbach, W.F., 1992. The composition of gases in geothermal and volcanic systems as a function of tectonic setting. In: *Proceedings of the Seventh International Symposium on Water-Rock Interaction*. Park City, Utah, pp 873-878.

Giggenbach, W.F., 1997. Relative importance of thermodynamic and kinetic processes in governing the chemical and isotopic composition of carbon gases in high-heatflow sedimentary basins. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 3763-3785.

González, O., Vergara, M., 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. Universidad de Chile, Instituto de Geología, Publicación 24, 119 p.

Groeber, P., 1921. La región de Copahue y su glaciación diluvial. *Revista de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos* 1, 92–110.

Guichet, X., Jauniaux, L. and Catel, N. 2006. Modification of streaming potential by precipitation of calcite in a sand–water system: laboratory measurements in the pH range from 4 to 12. *Geophysical journal Int.* 166, 445-460.

Gutscher, M.A., 2002. Andean subduction styles and their effects on thermal structure and interplate coupling. *Journal of South America Earth Sciences* 15, 3-10.

Hilton, D.R., Hammerschmidt, K., Teufel, S., Friedrichsen, H., 1993. Helium isotope characteristics of Andean geothermal fluids and lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 120, 265–282.

Hilton, D.R., Fischer, T.P. and Marty, B., 2002. Noble gases and volatile recycling at subduction zones. In: D.P. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*; Porcelli, Ballentine, C.J, and Wieler, R. (Editor), *Noble gases in geochemistry and cosmochemistry*, pp. 319-370.

Hochstein, M.P. and Browne, P.R.L. 2000. Surface manifestations of geothermal systems with volcanic heat sources. In: Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Francisco, 835-855.

Ishido, T., and H. Mizutani, 2000. Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its application to geophysics, *J. Geophys. Res.*, 86, 1763–1775, 1981.

Jouniaux, L., M.-L. Bernard, M. Zamora, and J. P. Pozzi, 2000. Streaming potential in volcanic rocks from Mount Pele´e, *J. Geophys. Res.*, 105, 8391– 8401.

Lahsen, A., Trujillo, P. 1976. The geothermal field of El Tatio, Chile. *Proceedings, Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, May 1975, volume 1: Washington, D.C., U.S. Government Printing Office (Lawrence Berkeley Laboratory, University of California)*, pp. 170–177

Lahsen, A. 1988. Chilean Geothermal Resources and Their Possible Utilization. *Geothermics*. 17(2/3), 401-410.

Lahsen, A., Muñoz, N., Parada, M.A. 2010. Geothermal development in Chile. *Proceedings World Geothermal Congress, Bali, Indonesia, Paper N° 25*.

Linares, E., Osters, H.A., Mas, L., 1999. Cronología Potasio-Argón del Complejo Efusivo Copahue–Caviahue, Provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54 (3), 240–247.

Lipman, P.W., 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of Volcanology* 59, 198–218.

López-Escobar, L., Cembrano, J., Moreno, H., 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37°-46°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 22, No. 2, p. 219-234.

Lorne, B., F. Perrier, and J.-P. Avouac, 1999. Streaming potential measurements, 1, Properties of the electrical double layer from crushed rock samples, *J. Geophys. Res.*, 104, 17,857– 17,877.

- Mabry, J., Lan, T., Burnard, P. and Marty, B., 2013. High-precision helium isotope measurements in air. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 28(12): 1903-1910.
- Mas, G.R., Mas, L.C., Bengochea, L., 1996. Alteración ácido-sulfática en el Campo Geotérmico Copahue, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51 (1), 78–86.
- Melnick, D., 2000. Geometría y estructuras de la parte norte de la zona de falla de Liquiñe-Ofqui (38°S): interpretación de sensores remotos. IX Congreso Geológico Chileno (Puerto Varas), Abstracts 1, 796–799.
- Melnick, D., Folguera, A., Ramos, V. 2006. Structural Control on Arc Volcanism: The Caviahue-Copahue Complex, Central to Patagonian Andes Transition (38°S). *Journal of South American Earth Sciences* 22, 66-88.
- Mosquera, A., Ramos, V.A., 2006. Intraplate deformation in the Neuquen Embayment. En: Kay, S.M., Ramos, V.A. (eds). *Evolution of the Andean Margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquen basin (35° - 39°S)*. Special Paper, 407. Geological Society of America, 97-123.
- Mpodozis, C., Ramos, V.A., 1989. The Andes of Chile and Argentina. En: G.E. Ericksen, M.T. Canas Pinochet, y J.A. Reinemund (eds), *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circ. Pac. Coun. En. Min. Res. Earth Sci. Ser., Houston, 59-90.
- Mpodozis, C., Ramos, V. 2008. Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: Extensión, Subducción Oblicua, Rif.ing, Deriva y Colisiones?. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 63 (4), 481-497.
- Muñoz, J.B., Stern, C.R., 1988. The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: Transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38°S and 39°S. *Journal of South America Earth Sciences*, v.1 (2), 147-161.doi: 10.1016/0897-9811/(88)90032-6.
- Naranjo J.A. y E. Polanco, 2004. The 2000 AD eruption of Copahue Volcano, Southern Andes. *Revista Geológica de Chile*, 31 (2): 279-292.
- Ozima M, Podosek F.A. 1983. *Noble gas geochemistry*. Cambridge University Press, Cambridge, p 367.
- Palma, R., Jiménez, G., Alarcón, I. 2009. *Las Energías Renovables no Convencionales en el Mercado Eléctrico Chileno*. Proyecto Energías Renovables No Convencionales (CNE/GTZ), 108p.

- Panarello, H. 2002. Características Isotópicas t Termodinámicas de Reservorio del Campo Geotérmico Copahue-Caviahue, Proviencia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 57 (3): 328-340
- Pengra, D. B., S. X. Li, and P.-Z. Wong, 1999. Determination of rock properties by low-frequency AC electrokinetics, *J. Geophys. Res.*, 104, 29,485–29,508,
- Pesce, A. 1989. Evolución volcano-tectónica del complejo efusivo Copahue-Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 44 (1-4): 307-327.
- Pineau, F., Javoy, M., 1983. Carbon isotopes and concentration in mid-oceanic ridge basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 62, 239–257.
- Pubellier, M., Garcia, F., Loevenbruck, A., Chorowicz, J., 2000. Recent deformation at the junction between the North Luzon block and the Central Philippines from ERS-1 Images. *The Island Arc* 9, 598–610.
- Radic, J.P., 2010. Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los Complejos Nevados de Chillán y Copahue–Callaqui (Andes del Sur, 36–39°S). *Andean Geology* 37 (1), 220–246.
- Ramos, V.A., Folguera, A., 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquen: constrains derived from the magmatic arc and foreland deformation: En Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.H., Schwarz, E. (eds). *The Neuquen Basin: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Special Publication, 252. Geological Society of London, pp. 15-35.
- Revil, A., P. A. Pezard, and P. W. J. Glover, 1999a. Streaming potential in porous media, 1, Theory of the zeta-potential, *J. Geophys. Res.*, 104, 20,021– 20,031.
- Revil, A., H. Schwaeger, L. M. Cathles, and P. D. Manhardt, 1999b. Streaming potential in porous media, 2, Theory and application to geothermal systems, *J. Geophys. Res.*, 104, 20,033–20,048.
- Revil, A., and P. Leroy, 2001. Hydroelectric coupling in a clayey material, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1643– 1646.
- Revil, A., Naudet, V., Nouzaret, J., & Pessel, M. 2003. Principles of electrography applied to self-potential electrokinetic sources and hydrogeological applications. *Water Resources Research*, 39(5).
- Rojas Vera, E., Folguera, A., Spagnuolo, M., Gimenez, M., Ramos, A. 2009. La Neotectónica del Arco Volcánico a la Latitud del Volcán Copahue, Andes de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65, 204-214.

- 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, TC4013.
- Rowland, J.V., Simmons, S.F. 2012. Hydrologic, Magmatic, and Tectonic Controls on Hydrothermal Flow, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: Implications for the Formation of Epithermal Vein Deposits. *Econ. Geol.* 107, 427-457.
- Sano, Y., Wakita, H. 1985. Geographical distribution of $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in Japan: Implications for arc tectonics and incipient magmatism, *J. Geophys. Res.* 90, 8729–8741.
- Sano, Y., Wakita, H. 1988. Precise measurement of helium isotopes in terrestrial gases, *Bull. Chem. Soc. Japan* 61, 1153–1157.
- Sano, Y., Marty, B., 1995. Origin of carbon in fumarolic gases from island arcs. *Chemical Geology* 119, 265–274.
- Sano, Y., Gamo, T., Williams, S.N. 1997. Secular variations of helium and carbon isotopes at Galeras volcano, Colombia, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 77, 255–265.
- Sano Y, Takahata N, Seno T 2006. Geographical distribution of $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in the Chugoku district, Southwestern Japan. *Pure Appl Geophys* 163:745–757
- Sano, Y., Fisher, T. 2013. The Analysis and Interpretation of Nobel Gases in Modern Hydrothermal Systems. P. Burnard (ed.), *The Noble Gases as Geochemical Tracers, Advances in Isotope Geochemistry*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2013. Cap. 10. 249-237.
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jeensen, A., Reutter, K. 1994. Tectonic Development of the North Chilean Andes in Relation to Plate Convergence and Magmatism Since the Jurassic. *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer-Verlag, Berlin, 121-139.
- Sieh, K., Natawidjaja, D., 2000. Neotectonics of the Sumatran fault, Indonesia. *Journal of Geophysical Research* 105, 28,295–28,326.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon)-South American relative motions during the last 40 My: implications for mountain bulding in the Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 11. p 211-215.
- Stern, C.R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31 (2), 161-206.
- Varekamp, J.C., Ouimette, A.; Hermán, S., Bermúdez, A.; Delpino, D., 2001. Hydrothermal element fluxes from Copahue, Argentina: A "beehive" volcano in turmoil. *Geology*, 29 (11): 1059-1062.

- Varekamp, J.C., Ouimette, A.P., Kreulen, R., 2004. The Magmato System at Copahue Volcano, Argentina. In: Wany, R.B., Seal II, R.B. (Eds.), *Water-Rock Interaction*, 11. Bakema Publishers, Leiden, pp. 215–218.
- Varekamp, J.C., Maarten de Moor, J., Merrill, M.D., Colvin, A.S., Goss, A.R., Vroon, P.Z., Hilton, D.R., 2006. The geochemistry and isotopic characteristics of the Copahue volcanic complex, Province of Neuquen, Argentina. *Geol. Soc. Am. Special Paper* 407, pp. 317–342.
- Varekamp, J.C., Ouimette, A.P., Herman, S.W., Flynn, K.S., Bermudez, A., Delpino, D., 2009. Naturally acid waters from Copahue volcano, Argentina. *Applied Geochemistry* 24, 208–220.
- Velez, M. L., Euillades, P., Caselli, A., Blanco, M., Diaz, J. M. 2011. Deformation of Copahue volcano: Inversion of InSAR data using a genetic algorithm. *JVGR*. 202. 117-126.
- Vergani, G., Tankard, A.J., Belotti, H.J., Wesnik, H.J., 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquen Basin, en Suárez, A.J., et al., eds., *Petroleum basins of South America*: Tulsa, American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Memoir 62, 383-402.
- Weiss, R.F., 1968. Piggybacks sampler for dissolved gas studies on sealed water tubes. *Deep Sea Research* 15, 695–699.
- Zlotnicki, J., & Nishida, Y. 2003. Review on morphological insights of self-potential anomalies on volcanoes. *Surveys in Geophysics*, 24(4), 291-338

Anexos.

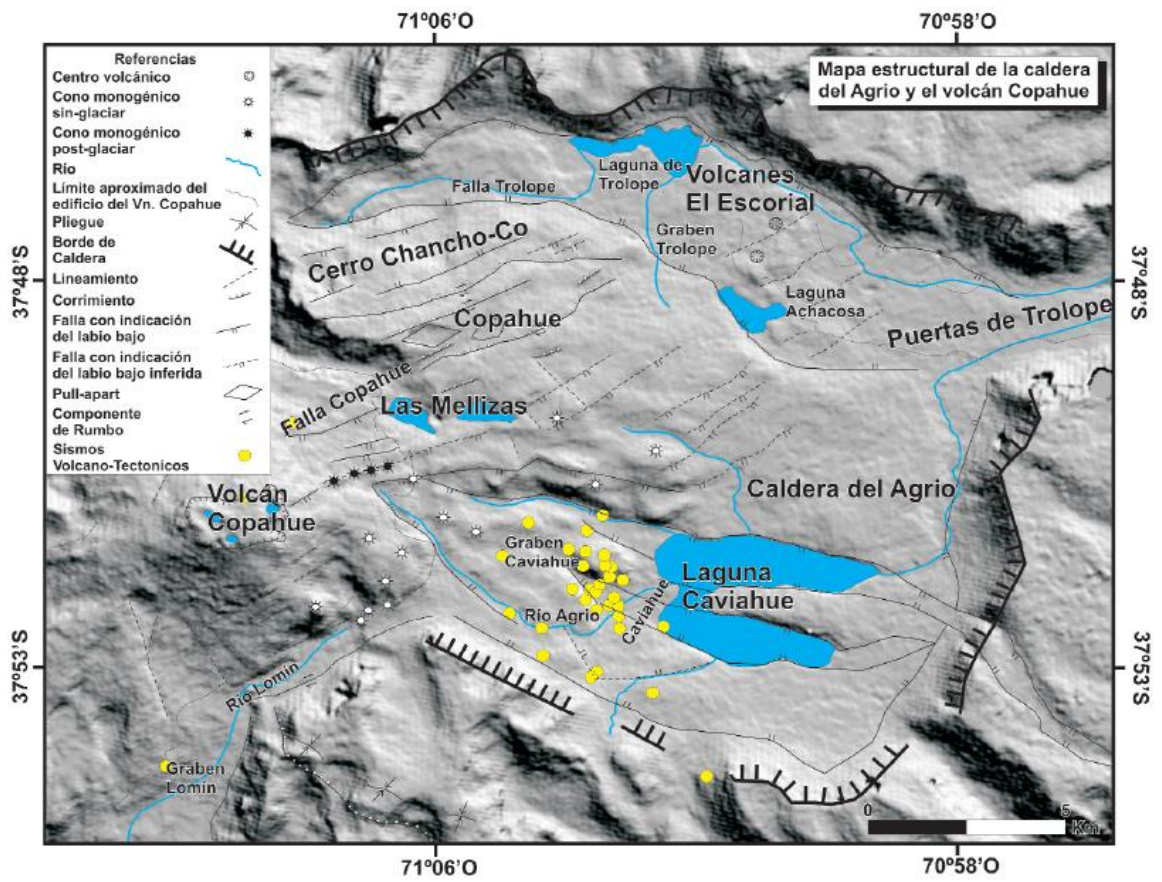


Figura A.1: Modelo estructural de Rojas Vera et al., (2009).

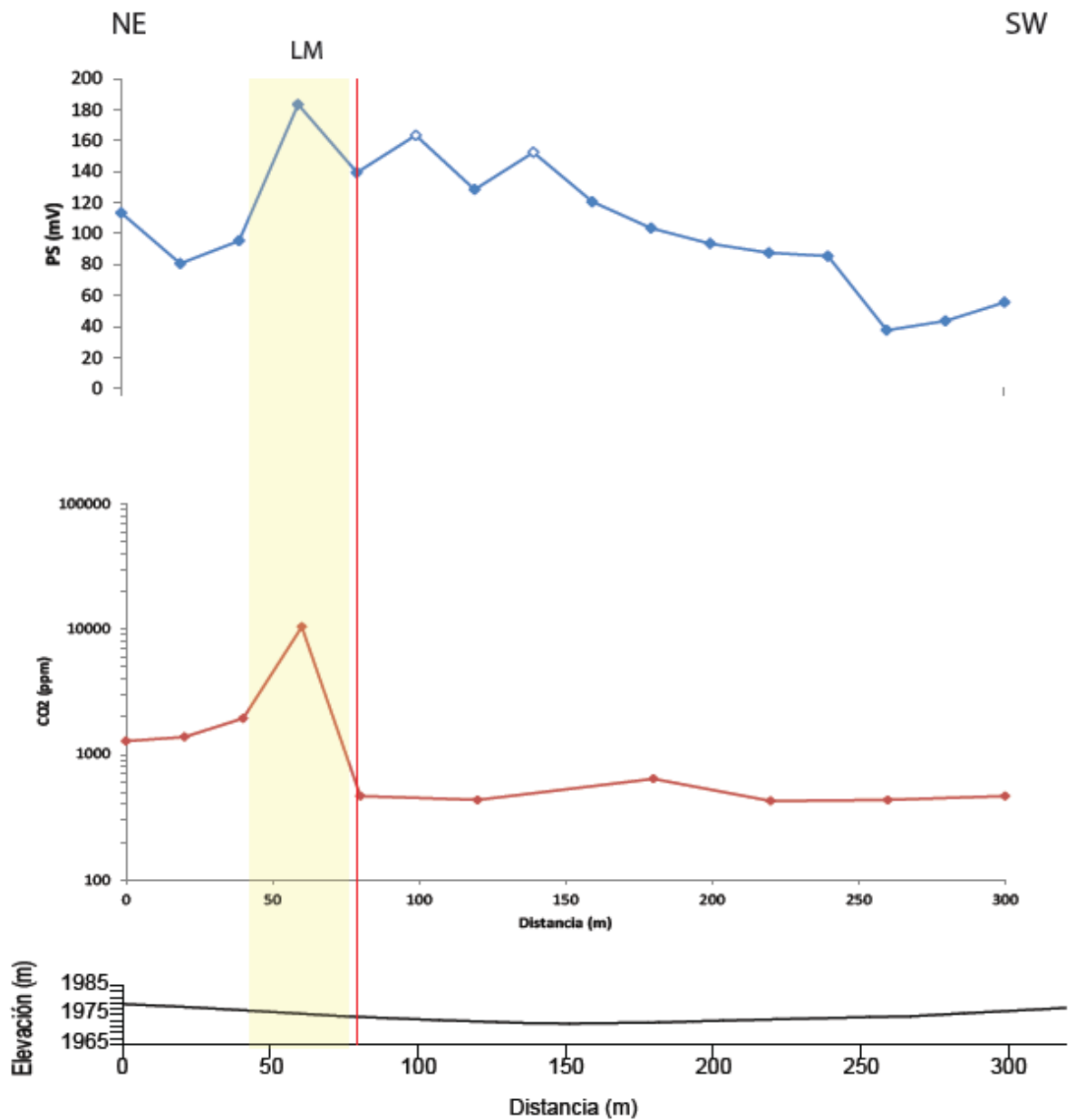


Figura A.2: Perfil dentro de la zona geotermal de Las Maquinas (Perfil azul en Fig. 4.1). Se marca un peak asociado a la subida de fluidos hidrotermales. La línea roja representa el contacto litológico pasando de las ignimbritas a las lavas superiores de la Fm. Las Mellizas (Melnick et al., (2006)).