



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

GEOQUÍMICA DE LAS FUENTES TERMALES DEL VOLCÁN SIERRA  
VELLUDA, VIII REGIÓN, CHILE

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

**DIEGO IGNACIO GARCÍA DROGUETT**

PROFESOR GUÍA

MOHAMMAD AYAZ ALAM

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

MIGUEL ÁNGEL PARADA REYES

ALFREDO LAHSEN AZAR

SANTIAGO DE CHILE

2012

## **Dedicatoria**

*"Un hombre libre es aquel que, teniendo fuerza y talento para hacer una cosa, no encuentra trabas a su voluntad. "*

*Thomas Hobbes*

## **Agradecimientos**

En primer lugar, quiero agradecer a todas las personas que estuvieron conmigo en estos años de formación académica, la cual fue una de las etapas más lindas que he vivido. En especial, quiero agradecer a los fondos del Centro de Estudios de Geotermia (CEGA) y el PBCT-PDA07, quienes me dieron la posibilidad de realizar éste estudio. También quiero agradecer a mi profesor guía Mohammad Ayaz Alam quien me dio la facilidad y el apoyo para realizar este proyecto y a los profesores Co-guía Alfredo Lahsen y Miguel Ángel Parada, quienes me orientaron antes de iniciar mi labor.

En terreno quiero agradecer a la forestal Cóndor y a su propietario Ítalo Zunino, quienes me facilitó personal y herramientas de su propiedad para realizar mi investigación, también a la señora Gladys que me dio alojamiento los cinco días que estuve en terreno. Pero en especial a Chalo, el arriero que me ayudó a encontrar las termas, a las cuales yo no habría podido llegar solo y por ende mi estudio no habría cumplido su objetivo.

También quiero agradecer a las dos personas más importantes en mi vida, mi madre, la cual me ha dado su apoyo incondicional durante toda mi vida universitaria y quien me formó como persona íntegra. En segundo lugar, a mi polola quien me motiva día a día, y es mi motor en esta nueva etapa que empiezo como persona independiente.

No puedo dejar de mencionar y agradecer a mis compañeros geotérmicos: Al Mauricio Muñoz, alias el Guagua, el cual me ayudó a corregir errores y a tener nuevas ideas sobre éste estudio. También a Manfred Olivares, quien me facilitó los resultados de su memoria. También como no nombrar a quienes me acompañaron en el día a día de la facultad y experiencias en terreno: El Pollo, Pancho, Larry, Hernán, Leo, Tutu, Doctor Freestyle, Galle, Dragón, Gonzalo, Isma, Álda, Javi Morandé, Joaco Bastías, Javier Álvarez, entre otros.

## Resumen

El aumento anual entre un 6% y un 7% del consumo eléctrico del país, y la aprobación de la Ley 20.257- de fomento de las energías renovables- ha provocado en los últimos años, una importante búsqueda de fuentes energéticas para la generación eléctrica del país. Especialmente en el área de las energías renovables, donde la geotermia es una de las opciones más viables, debido a las características físicas de nuestro territorio, donde éste tipo de tecnología se caracteriza por tener energía limpia y confiable, la cual no depende de las fluctuaciones climáticas diarias o estacionales.

La Formación Cura-Mallín y Trapa-Trapa de edad Oligocena-Miocena Media, es el relleno de la cuenca intra-arco extensional de Cura-Mallín. La inversión de la cuenca de Cura-Mallín del Mioceno-Medio, que alzo la Cordillera Principal en estas latitudes, ha generado falla inversa, pliegues sinclinales y anticlinales, los cuales son estructuras aptas para la recarga y acumulación del sistema geotermal.

El volcán Sierra Velluda de 3.585 metros de altura, es inactivo y estable, el cual es la principal fuente de calor de las aguas termales entre este volcán y el río Queuco. Esta zona se compone de las termas de Aillín, Quillaquín, Ceniciento y Nitrao. Las termas de Aillín se ubican más cercanas al volcán Sierra Velluda, cuyas aguas son del tipo Na-Cl-Ca y se ubican en el *outflow* cercano al *upflow* del sistema geotermal. La temperatura estimada en sub-superficie de estas termas de 108-163°C. Las termas de Quillaquín son Na-Cl, y sus aguas emergen sobre granito de edad miocena. Las cuales se ubican en el *outflow* del sistema geotermal, con temperaturas en sub-superficie de 63-113°C.

Para las aguas termales de Ceniciento de tipos Na-HCO<sub>3</sub>-Cl, ubicadas en la zona de transición del *outflow* y la periferia del sistema geotermal, se estimaron temperaturas en sub-superficie de 54-101°C. Las aguas termales de Nitrao son del tipo Na-HCO<sub>3</sub>, se encuentran localizadas en la zona más distal del sistema geotermal, en donde las temperaturas en sub-superficie fueron estimadas de 57-90°C.

Los modelos de mezcla evidencian que las aguas termales de la zona exceptuando a las Termas de Nitrao, presentan mezcla de las aguas con aguas superficiales.

# Índice

<b>1. Introducción .....</b>	<b>1</b>
1.1 Exposición del problema .....	1
1.2 Ubicación y accesos.....	5
1.3 Clima y vegetación .....	6
1.4 Objetivos.....	7
1.5 Plan de trabajo.....	7
1.6 Geotermia en Chile .....	8
1.7 Usos de la geotermia.....	8
1.8 Hipótesis de trabajo .....	11
<b>2 Marco Geológico .....</b>	<b>12</b>
2.1 Geología de la zona de estudio .....	12
2.2 Rocas Intrusivas .....	12
2.3 Rocas Estratificadas.....	14
2.3.1 Formación Cura-Mallín (Eoceno-Mioceno) Ecm.....	14
2.4 Volcán Antuco (Qv) .....	18
2.5 Sierra Velluda (Plz) .....	18
2.6 Alteración hidrotermal.....	20
2.7 Estructuras. ....	20
<b>3 Evolución Tectónica.....</b>	<b>21</b>
<b>4 Fuentes Termales .....</b>	<b>22</b>
4.1 Termas de Aillín .....	23
4.2 Termas de Ceniciento.....	24
.....	25
4.3 Termales de Quillaquín .....	26
<b>5 Geoquímica Acuosa.....</b>	<b>29</b>
5.1 Clasificación de los componentes.....	29

5.2	Metodología y recolección de muestras.....	35
5.3	Exactitud y precisión .....	38
5.4	Descripción de muestras .....	41
5.5	Contenido relativo Cl, HCO <sub>3</sub> y SO <sub>4</sub> .....	47
5.6	Discusiones e interpretaciones.....	57
<b>6</b>	<b><i>Geotermometría</i></b> .....	<b>60</b>
6.1	Geotermómetros de Aguas Termales .....	60
6.2	Geotermómetro de Sílice .....	61
6.3	Geotermómetros de Cationes .....	65
6.4	Equilibrio Multimineral .....	70
6.5	Discusión Geotermometría .....	79
<b>7</b>	<b><i>Modelo Conceptual</i></b> .....	<b>83</b>
<b>8</b>	<b><i>Discusión y recomendaciones</i></b> .....	<b>87</b>
<b>9</b>	<b><i>Conclusiones</i></b> .....	<b>90</b>
<b>10</b>	<b><i>Bibliografía</i></b> .....	<b>92</b>

## Índice de Figuras

Figura 1.1. Proyección 2000-2030 del Ministerio de Energía.....	2
Figura 1.2. Costo Marginal del SIC y SING (Ministerio de Energía) .	3
Figura 1.3. Generación de los distintos tipos de energía para el SIC-SING entre los años 2000-2011 .....	3
Figura 1.4. Mapa de ubicación y vías de acceso a la zona de estudio. ....	5
Figura 1.5 Rangos de temperaturas para el uso de energía eléctrica de los recursos geotermales (modificado Lindar 1973) .....	10
Figura 1.6. Principio de funcionamiento a) Planta Vapor caliente seco b) Planta de agua caliente c) Planta agua caliente ciclo binario (isobutano). ....	11
Figura 2.1. Mapa geológico de la zona sur del volcán Sierra Velluda y al norte de Río Queuco. Coordenadas UTM 19 Sur, WGS84, modificado de Niemeyer y Muñoz (1984). ....	14
Figura 2.2. Columna estratigráfica del sector Sierra Velluda. extraída Radic (2010). ....	16
Figura 2.3 Diagrama de clasificación ( Peccerillo y Taylor, 1976), por muestras de Antuco Sierra Velluda. En comparación de otros campos ocupados por otros volcanes del SVZ, extraída de Lommar (1999). ....	19
Figura 3.1. Mapa geológico regional de la cordillera principal. LLFS Sistema de falla Lago Laja, CAFS frente de falla Copahue-Anteñir. Modificado de <i>Niemeyer y Muñoz, (1983)</i> , Melnick, (2006b) y Folguera, (2004). ....	21
Figura 4.1. Imagen DEM de la zona sur del volcán Sierra Velluda y al norte de Río Queuco. Coordenadas UTM 19 Sur, WGS84 .....	22
Figura 4.2. Fotografías de las aguas termales de Aillín . a) Chorro de agua termal encontrada en la parte superior del río Aillín b) Chorro de agua termal c) Piscina Termal artesanal. ....	24
Figura 4.3. Fotografía de las Aguas Termales de Ceniciento. a) Roca andesítica con emisión de agua termal mediante fracturas, b) Charco de agua termal. ....	25
Figura 4.4. Fotografía de las Termas de Quillaquín. a) Piscina termal del sector norte, b) Charco de agua termal y c) piscina termal colindante al río Quíllaquin. ....	27
Figura 5.1. Diagrama de Piper para los estudios previos y actuales de las termas de Quillaquín y Nitrao. ....	34
Figura 5.2. Cantidad de sólidos disueltos de las aguas termales del sector sur Sierra Velluda y Norte río Queuco. ....	42
Figura 5.3. Diagrama de Schoeller para las muestra de las Termas de Aillín, Quillaquín, Ceniciento y Nitrao. ....	46
Figura 5.4 Diagrama de aniones propuesto por Giggenbach (1988) .....	48
Figura 5.5. Diagrama ternario de Cloro, Litio y Boro para las aguas termales ubicada al sur del Volcán Sierra Velluda y norte del Río Queuco. Presenta campos definidos por Giggenbach (1989). ....	49

Figura 5.6. Gráfico de isótopos estables $\delta^{18}\text{O}$ v/s $\delta \text{D}$ ; La línea Roja segmentada representa LML (Línea Meteorica Local) y la línea a la GMWL (Global Meteoric Water Line). a) Se grafican las distintas aguas termales y meteóricas en comparación con las aguas magmáticas, b) Mismo grafico mencionado en a) pero a mayor resolución. ....	52
Figura 5.7. Diagrama de Schoeller .En línea azul se muestran las aguas meteóricas, en verde las aguas termales de Quillaquín, Ceniciento y Nitrao, y en rojo las aguas termales de Aillín.....	55
Figura 5.8 Modelo de Mezcla Entapía v/s Sílice para las aguas Termales del complejo Sierra Velluda-Antuco. ....	57
Figura 6.1. Geotermómetros de Na-K-Mg de las aguas termales estudiadas (Giggenbach,1988). ....	70
Figura 6.2.Equilibrio multimineral para la muestra Aillín-1.....	73
Figura 6.3.Equilibrio multimineral para la muestra Aillín-2.....	73
Figura 6.4. Equilibrio multimineral para la muestra Aillín-3.....	74
Figura 6.5.Equilibrio multimineral para la muestra Quillaquín-1 .....	75
Figura 6.6 Equilibrio multimineral para la muestra Quillaquín-2 .....	75
Figura 6.7. Equilibrio multimineral para la muestra Quillaquín-3. ....	76
Figura 6.8. Equilibrio multimineral para la muestra Ceniciento-1. ....	77
Figura 6.9. Equilibrio multimineral para la muestra Ceniciento-2.....	77
Figura 6.10. . Equilibrio multimineral para la muestra de Nitrao. ....	78
Figura 6.11.Diferencias entre los distintos geotermómetros seleccionados .....	79
Figura 7.1. Modelo Conceptual de las Fuentes Termales ubicadas entre el volcán Sierra Velluda y Río Queuco.....	86

## Índice de Tablas

Tabla 4.1. Tabla de datos tomados en la campaña de terreno, TDS= Total sólidos disueltos, E.C=Electroconductividad, A.Termal= Alineación Termal y Q=Caudal.....	28
Tabla 5.1. Balance iónico obtenido mediante .....	37
Tabla 5.2. Cálculo de exactitud para estándares de F, Cl, Br, NO <sub>3</sub> , PO <sub>4</sub> , SO <sub>4</sub> =10 para ISP masa .....	39
Tabla 5.3. Datos de los análisis químicos de las aguas Termales de la zona sur del Volcán Antuco y norte del Río Queuco.....	40
Tabla 5.4. Datos de los análisis químicos de las aguas meteóricas de la zona sur del Volcán Antuco y norte del Río Queuco.....	40
Tabla 5.5. Clasificación de las fuentes Termales pertenecientes al sector Sierra Velluda.....	41
Tabla 5.6 <i>Valores de <math>\delta D</math> y <math>\delta^{18}O</math> de las aguas meteóricas y termales del sector Sierra Velluda.</i> .....	51
Figura 5.7. Diagrama B v/s Cl, para las aguas meteóricas, mezcladas y termales de las fuentes termales de Sierra Velluda. ....	54
Tabla 5.8. Valores de Concentración de Sílice, Temperaturas y Entalpia en la superficie y el reservorio. Los valores en rojo son escogidos para un posible reservorio, en verde son los interpretados como mezcla y en azul están las aguas meteóricas.....	56
Tabla 6.1. Temperaturas estimadas para posible reservorio en profundidad, mediante uso de geotermómetros de sílice.....	63
Tabla 6.2 Temperaturas estimadas para posible reservorio en profundidad, con corrección de PH. (1) Fournier (1977) y (2) Verma y Santoyo (1997). ....	64
Tabla 6.3 Temperaturas estimadas del reservorio, con el Geotermómetro de Na/K.....	69
Tabla 6.4. Temperaturas estimadas del reservorio, con el Geotermómetro de K/Mg.....	69

## 1. Introducción

La exploración geotérmica en Chile ha sido muy importante durante los últimos años, debido a la alta demanda energética desarrollada por la minería y un futuro aumento del consumo eléctrico domiciliario, lo cual genera una necesidad de diversificar la matriz energética, donde la energía geotérmica es una energía limpia y amigable con el medio ambiente, pero aún no se ha desarrollado en Chile.

El estudio de aguas termales en Chile es importante para la energía geotérmica, donde la investigación del volcanismo Andino y la geoquímica de aguas termales han sido importantes para la investigación de un prospecto geotérmico. Las altas temperaturas de las aguas termales son de hecho localizadas en una zona de volcanismo Andino. Esto sugiere que la fuente de calor es asociado con un magmatismo Andino (Lahsen 1976). Además, la actividad volcánica, sísmica y un excepcional alto flujo calórico es posible a ser estrictamente relacionado a la subducción de las placas de Nazca y Antártica bajo el continente sudamericano.

En nuestra investigación se realizara un estudio de las fuentes termales, con la finalidad de identificar la composición y la naturaleza de las aguas

### 1.1 Exposición del problema

El país cuenta hoy con una capacidad instalada total de 16970 MW, de la cual 73,6% corresponde al Sistema interconectado Central (SIC), un 25,6% al Sistema interconectado del Norte Grande (SING) y un 0,8 % a los sistemas medianos de Aysén y Magallanes.

De aquí al 2020 se proyectan en nuestro país tasas de crecimiento del consumo eléctrico en torno al 6 ó 7%, cerca de 100 mil GWh de demanda total de energía eléctrica a dicho año (Figura 1.1), lo que requerirá aumentar la oferta, sólo en dicho período, en más de 8000 MW en nuevos proyectos de generación.

Chile es un país predominante importador de recursos energéticos y, en los últimos años dependientes de los combustibles fósiles, cuyos altos precios han incrementado los costos marginales de generación de energía (Figura 1.2) y, consecuencialmente, el precio de la

electricidad. En este momento Chile enfrenta uno de los precios más altos de la electricidad de Latinoamérica, precios que además resultan superiores de la OCDE.

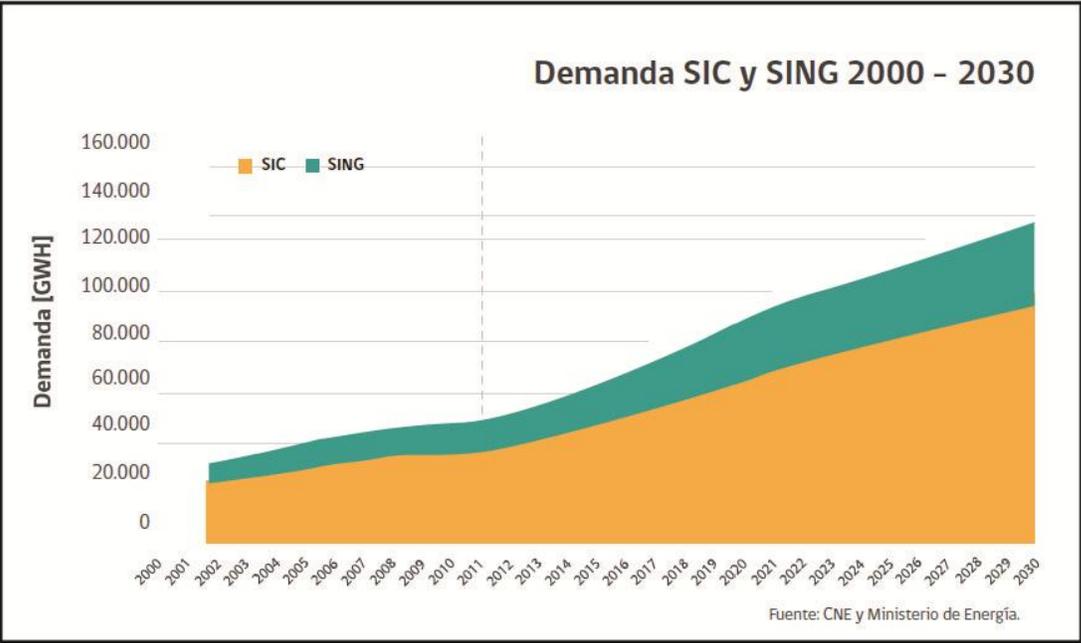


Figura 1.1. Proyección 2000-2030 del Ministerio de Energía.

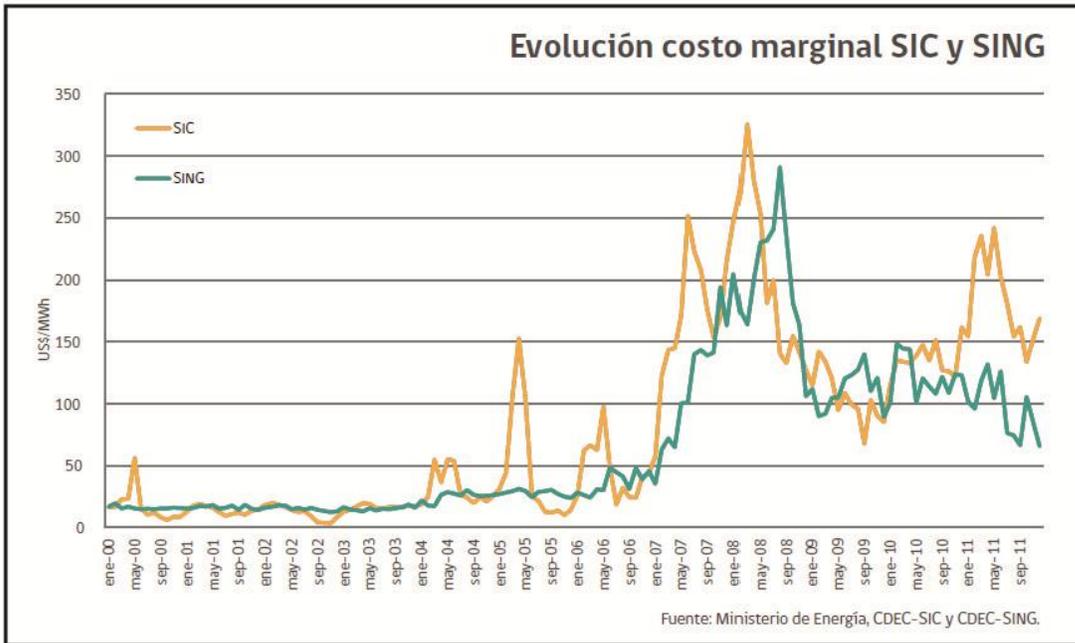


Figura 1.2. Costo Marginal del SIC y SING (Ministerio de Energía) .

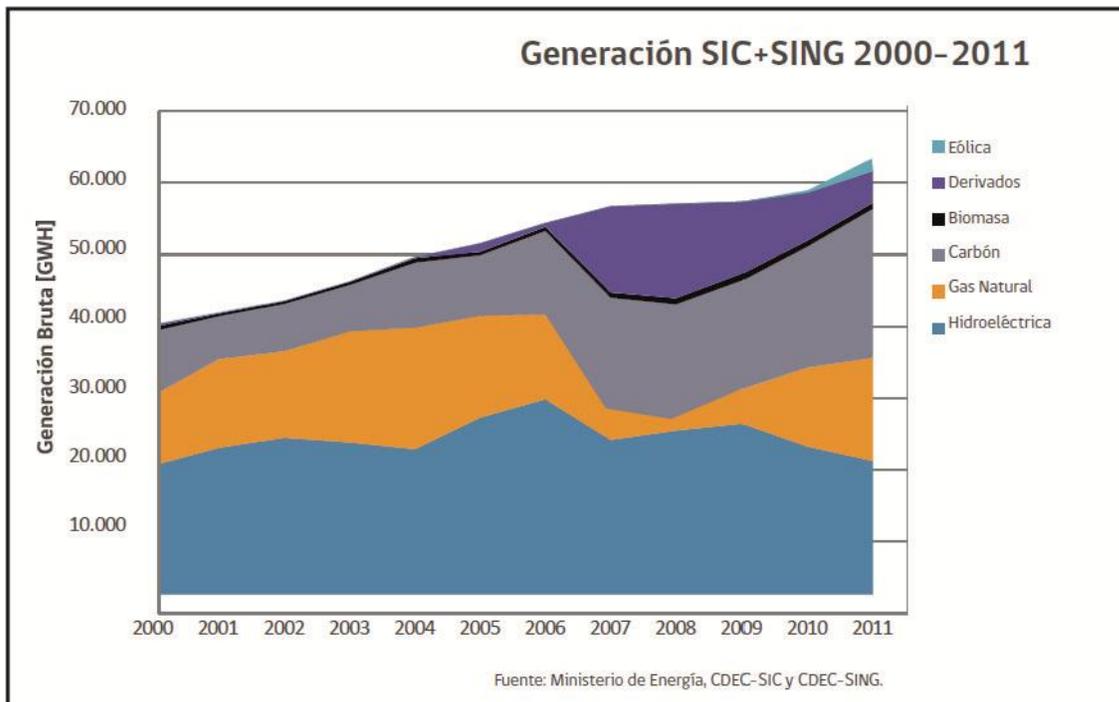


Figura 1.3. Generación de los distintos tipos de energía para el SIC-SING entre los años 2000-2011

En Chile se han evidenciado importantes debilidades, que se han hecho patentes para enfrentarse a situaciones coyunturales, tales como la severa sequía que llevó al país a

raconamientos de suministro eléctrico a fines de los 90', los imprevistos cortes de suministro de gas argentino desde el 2004, y la menor hidrología que ha afectado los años recientes. Estos eventos anteriormente nombrados han generado una transición de reemplazo hacia las centrales de gas y carbón.

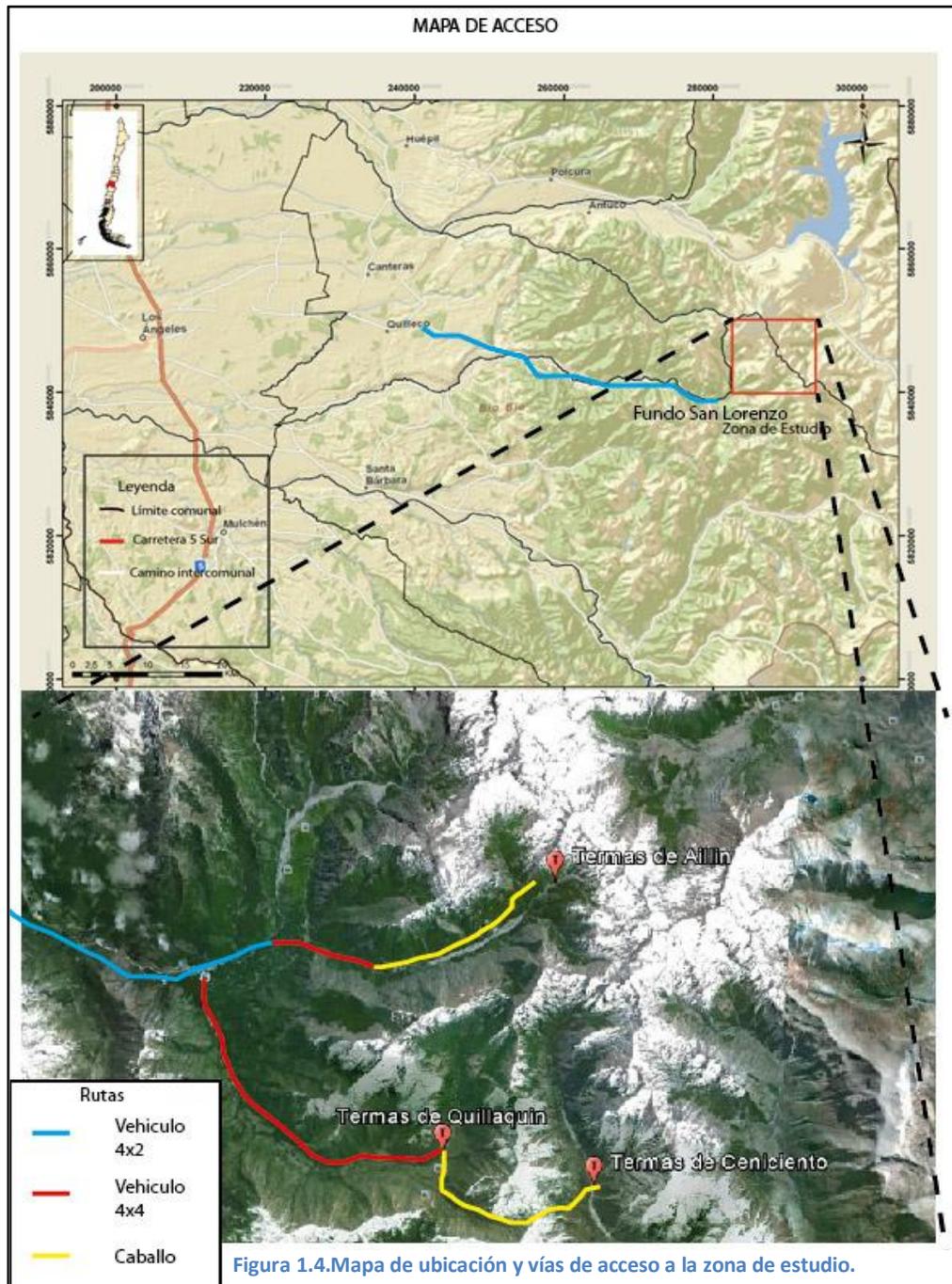
La meta es permitir que Chile desarrolle energías que permitan llevar al país a un desarrollo económico sustentable, con los adecuados resguardos en materia de salud y protección del medioambiente.

La matriz de energía, considerando tanto el SIC como el SING, está compuesta en un 3% de participación de ERNC (Figura 1.3), 34% de hidroelectricidad y 63% de generación térmica. El objetivo hacia el futuro es acelerar incorporación de ERNC en la composición de esta matriz y potenciar el desarrollo hidroeléctrico.

La ley 20.257 de fomento a las Energía renovables No convencionales establece una meta de un 10% de ERNC al 2024.

## 1.2 Ubicación y accesos

La zona de estudio se ubica en la VIII región a 30 km al Este de Quilleco, entre los 37°30' y 37°35' latitud Sur, y 70°20' y 70°30' latitud Oeste. El acceso desde Santiago es por la Ruta 5 Sur hasta la ciudad de Los Ángeles (km 515), luego se toma la ruta Q61R hasta el km 15, para virar a la izquierda hacia la ruta Q605, hasta llegar a la hacienda San Lorenzo (Figura 1.4).



Para llegar a las termas de Quillaquín se accede por la ruta perteneciente al fundo San Lorenzo, luego de avanzar 30 km se toma la ruta que se encuentra a la derecha del camino, luego de abrir un portón se avanza 10 km hacia al este, usando tracción 4x4 .

El acceso a las Termas de Ceniciento empieza desde Quillaquín. En este lugar se anda a caballo 3 horas hacia el este (aproximadamente 6 km) por el cajón los peladeros.

A las termas de Aillín se accede por la ruta interna del fundo San Lorenzo, llegando hasta el final del camino, después de recorrer 33 km. Luego se recorre 10 km a caballo por el valle de Aillín, hasta llegar a las termas.

### **1.3 Clima y vegetación**

El clima de la zona se caracteriza por una transición entre un clima templado mediterráneo a uno templado lluvioso. En la Cordillera de los Andes por sobre los 1.500 m de altura se desarrolla el clima frío de altura con abundantes precipitaciones, más de 2.000 mm anuales, y las bajas temperaturas que permiten la presencia de nieves permanentes en las alturas de la cordillera (Niemeyer y Muñoz, 1983).

La vegetación predominante son especies como roble, ciprés, coigüe, lenga y ñirre y en los sectores con mayores alturas es posible encontrar alerce y mañío. Además está acompañado por un denso sotobosque formado por canelo, olivillo, avellano y especies menores como el copihue, quila y ulmo.

## 1.4 Objetivos

El objetivo de este estudio es identificar la naturaleza de las aguas termales mediante muestreo geoquímico de aguas, temperatura del reservorio, mapa conceptual en los alrededores de la zona del volcán Antuco. Los objetivos específicos son los siguientes:

- Reconocimiento y descubrimiento de fuentes termales.
- Determinar la composición química e isotópica de las aguas termales, meteóricas y subterráneas no termales de la zona de estudio.
- Identificar los procesos que afectan la composición de las aguas termales de la zona de estudio.
- Caracterización de las fuentes termales mediante geoquímica de agua.
- Creación de un modelo conceptual del sistema geotérmico de la zona de estudio.

## 1.5 Plan de trabajo

Antes de realizar el terreno a la zona de estudio, se recopiló información bibliográfica del lugar para identificar y estudiar con detalle las fuentes termales. También se realizó una inspección del terreno a estudiar, consultando por la accesibilidad a las fuentes y las comodidades para instalar campamento, se consultó con carabineros de la zona y lugareños.

Con anticipación se preparó el equipamiento de terreno (botellas, bombas de vacío, filtros, etc.). También se solicitó un reporte del tiempo del lugar de estudio, con el fin de tener días adecuados para el trabajo en terreno.

La campaña se realizó los días 29, 30, 31 de Abril y 1,2 y 3 de Mayo del 2011, en terreno se verificaron los puntos de control y se recolectaron las muestras de agua y roca, para posteriormente enviarlas a análisis. Este período duró aproximadamente 6 semanas, donde se trabajó en la redacción de la memoria.

## 1.6 Geotermia en Chile

El Proyecto entre las Naciones Unidas y el Gobierno de Chile investigaron campos geotermiales en el norte de nuestro país. El área del Tatio, localizada en la Cordillera de los Andes, cercano a Bolivia, ubicada en la región de Antofagasta, donde se han perforado 13 pozos, desde los 600 a los 1820 [m] de profundidad.

En este lugar se obtuvieron temperaturas entre los 180 y 265 °C sobre ignimbritas y lavas. Se pudo estimar un potencial de 18 MW equivalente en vapor disponible para la producción de pozo (Ellis y Mahon, 1977).

## 1.7 Usos de la geotermia

### **Uso Eléctrico:**

Las plantas geotérmicas en operación en el presente tiempo son esencialmente de 3 tipos: vapor “seco”, descarga y binario. Un reservorio de vapor “seco” (e.g Geysers en los Estados Unidos y Landarello en Italia) produce vapor con poca cantidad de agua. El vapor es entubado dentro de una planta de energía vapor “seco” que produce energía para hacer funcionar las turbinas (Fig. 1.7a). *El vapor condensado puede ser usado en el sistema de enfriamiento e inyectado dentro del reservorio para rellenar agua y niveles de presión.*

Un reservorio de agua caliente (e.g Wairakei en New Zelanda) es usado en plantas de energía de descarga, en las cuales los fluidos calientes con temperaturas mayores a los 180°C son llevados a la superficie a través de la producción de pozos, donde al ser liberado desde la presión del reservorio en profundidad, una parte del agua “flasheada” pasa a vapor en un separador. Las plantas de vapor descargado son las más comunes en el uso de la generación eléctrica, porque la mayoría de los reservorios geotérmicos son formados en sistemas hidrotermales de líquido dominado (Fig. 1.7b).

Un reservorio de baja a mediana entalpia con temperaturas entre los 85 y 150°C no es suficientemente caliente para descargar el suficiente vapor, pero puede ser usado para producir electricidad mediante plante de ciclo binario. En un sistema binario, los fluidos geotermiales son pasados a través de un intercambiador de calor, donde su calor es transferido dentro un líquido (secundario) con menor punto de ebullición, tal como el propano, isobutano, isopentano y

amoníaco. Ya calentado, el líquido binario “ebulle” dentro del vapor, hasta que este se expanda y prenda las turbinas(Fig. 1.7c).

### **Uso Directo**

El uso directo de la energía geotérmica se refiere al uso de la energía calórica de las aguas geotérmicas de baja a mediana temperatura, dentro de una conversión a otra forma de energía, tal como la energía eléctrica. El ascenso del precio del petróleo en los últimos años, y el rápido incremento de la concentración del CO<sub>2</sub> atmosférico obtenido de la quema de combustibles fósiles, la cual ha traído extensas consecuencias para ambos factores en la economía mundial, que ha generado un renovado interés en la eficiente utilización de los recursos geotermales de baja entalpía, como una energía alternativa para muchas de las aplicaciones no-eléctricas, tal como la calefacción e invernaderos facilitados por bombas de calor y algunas aplicaciones industriales. En términos económicos, esto puede ser más atractivo que los combustibles fósiles convencionales en ciertas regiones, especialmente en lugares de climas fríos.

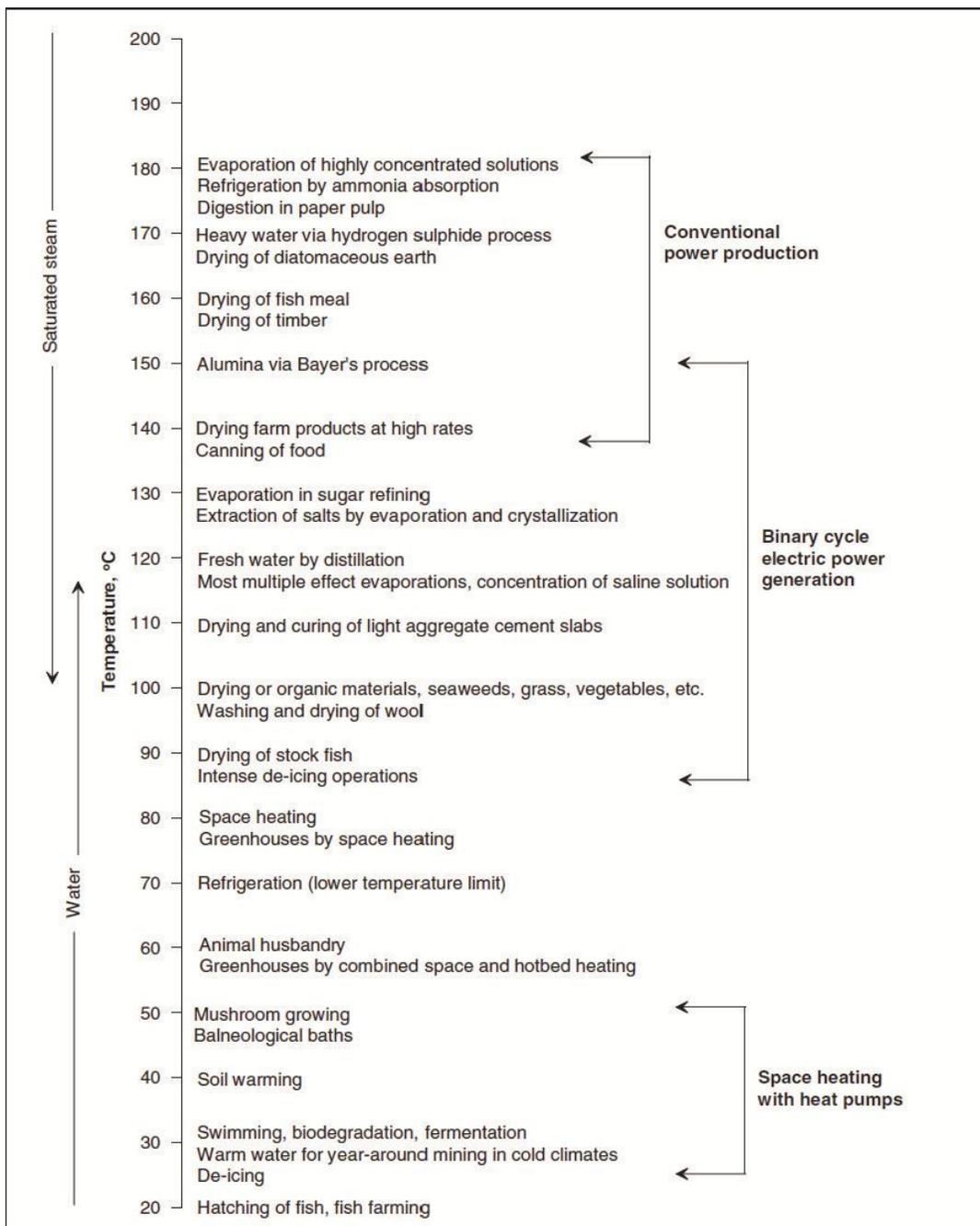


Figura 1.5 Rangos de temperaturas para el uso de energía eléctrica de los recursos geotermales (modificado Lindar 1973)

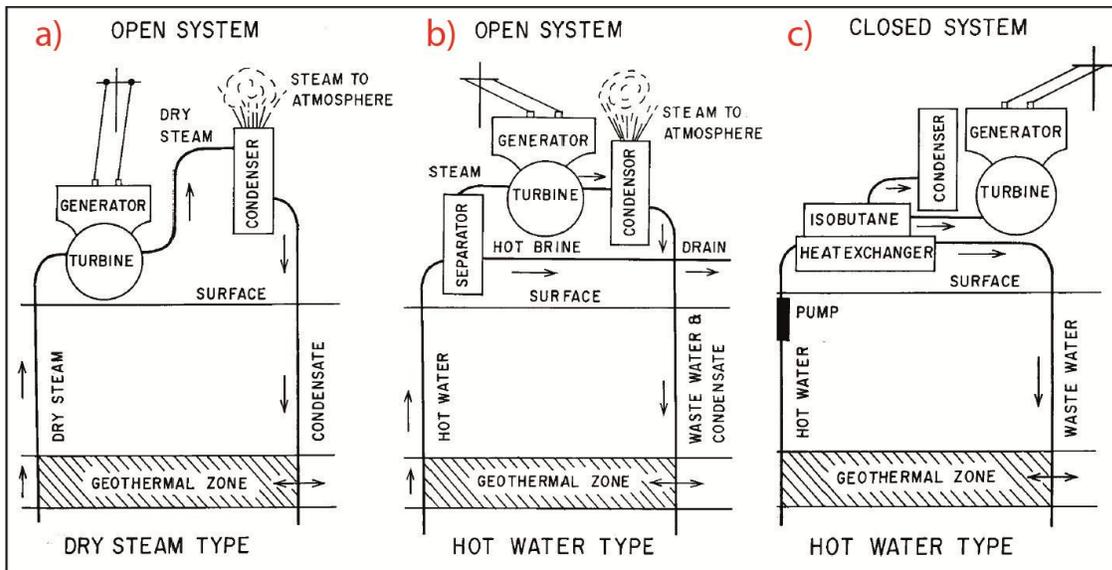


Figura 1.6. Principio de funcionamiento a) Planta Vapor caliente seco b) Planta de agua caliente c) Planta agua caliente ciclo binario (isobutano).

## 1.8 Hipótesis de trabajo

El volcán Sierra-Velluda es un volcán Plioceno-Pleistoceno, el cual es la posible fuente de calor de las aguas termales al Sur de éste volcán y al Norte del Río Queuco. La existencia de estudios que identifican a éste tipo de volcanes como importante fuente de calor son el de Sierra Nevada- Muñoz (2011)-, y Volcán Tolhuaca (Geo Global Energy) con un potencial estimado de 75 MW.

Las fuentes termales de éste trabajo se ubican al sur del Sierra Velluda y al norte del Río Queuco, las cuales se caracterizan por tener rocas pertenecientes a la Formación Cura-Mallín. En ésta formación se encuentran pliegues y fallas que pueden dar facilidad de la recarga de un sistema geotermal.

## 2 Marco Geológico

### 2.1 Geología de la zona de estudio

En la zona de estudio afloran rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias continentales, de edad terciario, instruido por pequeños stock granodioríticos. Encima de estas rocas, se depositan estrato-volcanes cuaternarios, que presentan una actividad histórica manifestada por emisión de fumarolas, aguas termales y flujos lávicos.

La deformación es dominada por pliegues medianamente amplios, que afectan la formación Trapa- Trapa y Cura-Mallín. Los depósitos no consolidados corresponden a depósitos morrénicos, glaciofluviales y fluviales. También existen algunos depósitos originados por deslizamiento y escombros de falda (Niemeyer y Muñoz, 1984).

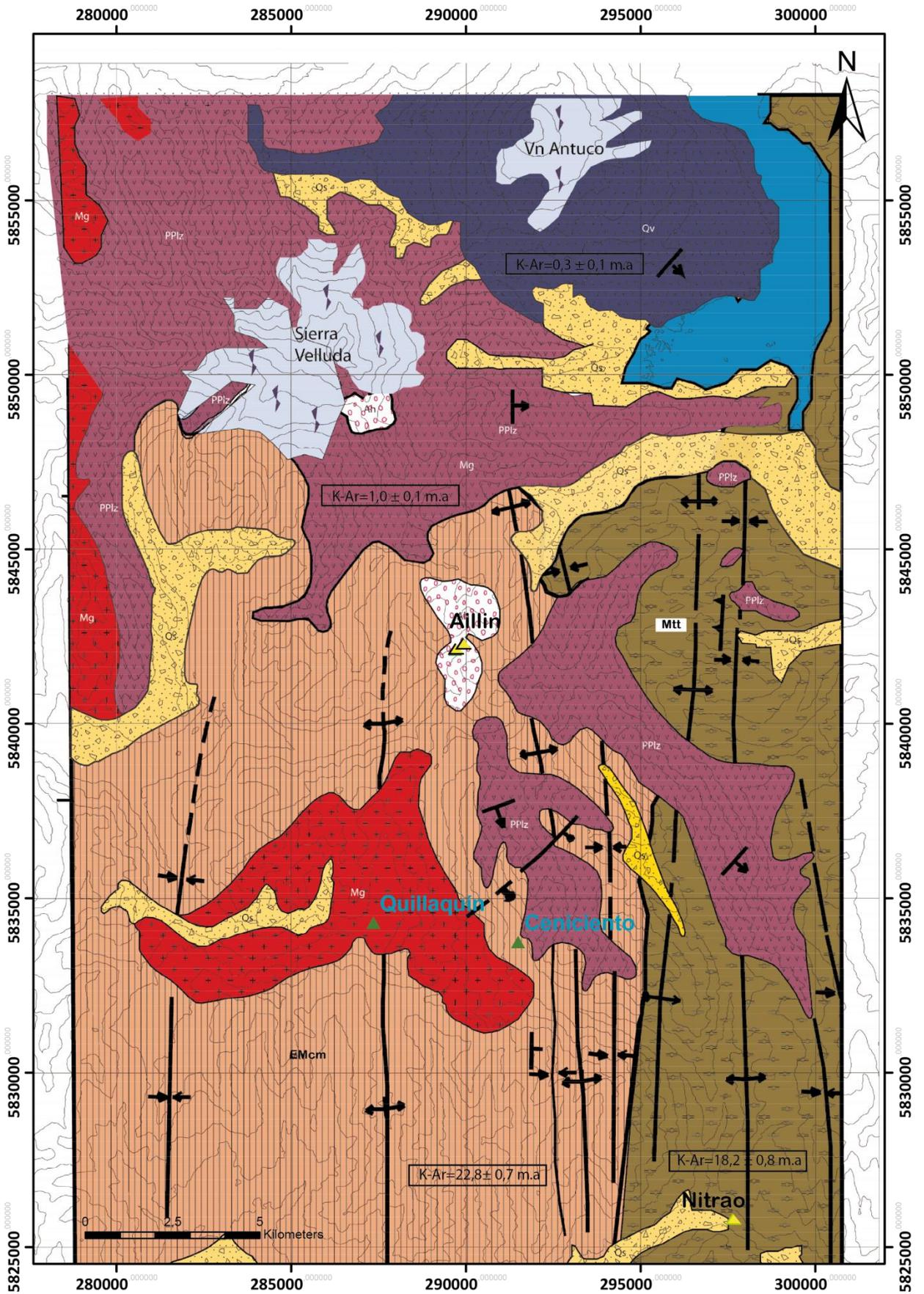
### 2.2 Rocas Intrusivas

Las rocas intrusivas de la zona de estudio corresponden a pequeños stock granodiorita-diorita de edad miocena, que cortan o se forman simultáneamente a las rocas de la Formación Trapa-Trapa y Cura-Mallín.

#### 2.2.1 Stock de Granodiorita-Diorita (Mioceno)

Estas rocas corresponden a pequeños cuerpos plutónicos que instruyen a la formación Cura-Mallín y Trapa-Trapa. Se encuentran cubiertos en discordancia de erosión por las andesitas de la Formación Cola de Zorro. Su edad es, por lo tanto, miocena superior y se emplazaron con posterioridad o simultáneamente con el plegamiento de los estratos de las formaciones Cura-Mallín y Trapa-Trapa. Se le designa una edad de  $15 \pm 2$  Ma mediante K-Ar (Pesce, 1981) y en terreno se destacan su color gris claro y por la prominencia de sus afloramientos. (Niemeyer y Muñoz, 1984).

La composición petrográfica corresponde principalmente a diorita, diorita cuarcífera y granodiorita. (Niemeyer y Muñoz, 1984).



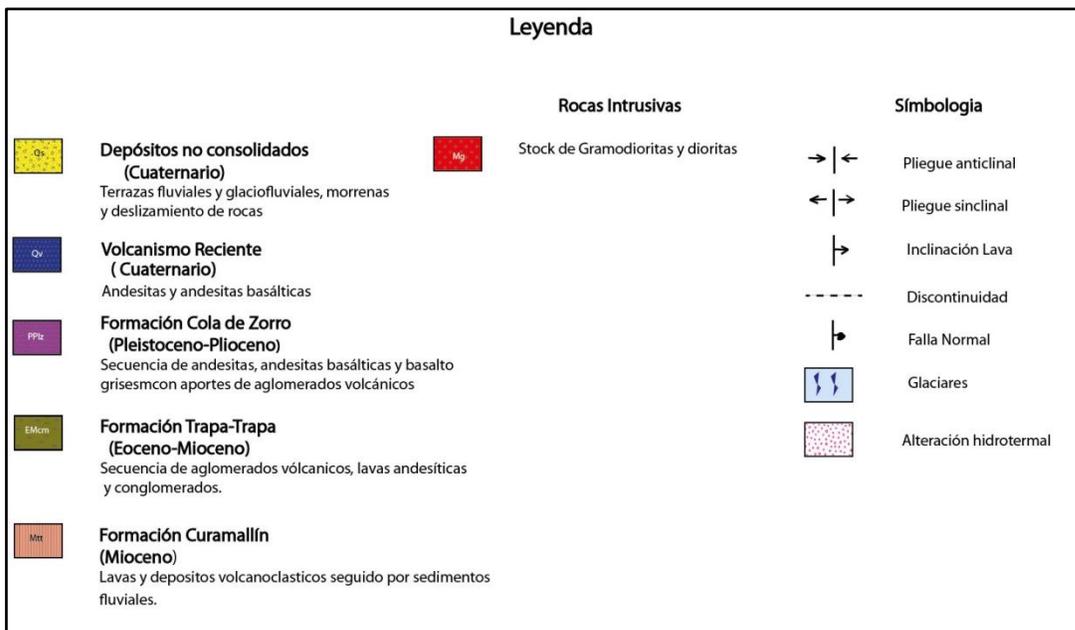


Figura 2.1. Mapa geológico de la zona sur del volcán Sierra Velluda y al norte de Río Queuco. Coordenadas UTM 19 Sur, WGS84, modificado de Niemeyer y Muñoz (1984).

## 2.3 Rocas Estratificadas

La estratigrafía de la zona de estudio correspondena rocas de edad terciaria inferior a holocena, en esta se encuentran rocas estratificadas, volcánicas y sedimentarias. Éstas se componen en 5 unidades litoestratigráficas ordenadas desde la base hasta su techo: Formación Cura-Mallín; Formación Trapa-Trapa; Formación Cola de Zorro; Volcanes y flujos volcánicos, y Depósitos No Consolidados.

### 2.3.1 Formación Cura-Mallín (Eoceno-Mioceno) Ecm

La formación Cura-Mallín fue definida por Gonzáles y Vergara (1962) como una secuencia de más de 1300 m de sedimentos clásticos, en base a lo observado en el mismo estero. Ésta se define como una secuencia potente de lavas y depósitos volcanoclásticos (Miembro Río Queuco) seguido por una predominante serie de sedimentos fluviales (Miembro Malla Malla), (Niemeyer y Muñoz 1983; Muñoz y Niemeyer 1984).

El espesor de la formación Cura-Mallín es muy variable (sin base reconocida), dependiendo de la potencia alcanzada de cada miembro, varía desde los 900 hasta los 1500 metros. Su espesor va disminuyendo hacia el Oeste (Niemeyer y Muñoz 1983), su techo se encuentra en

contacto concordante con la Formación Trapa-Trapa, compuesta por lavas y aglomerados volcánicos. Esta unidad, en determinados sectores, se encuentra en discordancia angular con las rocas andesíticas - basáltica de la Formación Cola de Zorro, que la sobreyace (Niemeyer y Muñoz 1983).

La Formación Cura-Mallín se correlaciona con la formación Epulaufquén en Argentina (Pesce, 1981 y Zanettini *et al.*, 1987).

### **Miembro Río Queuco**

Esta unidad se constituye por tobas brechosas, tobas finas y tobas arenosas, con algunas intercalaciones de conglomerados, areniscas y degradando andesitas. Se reconocen desde lejos por su excelente estratificación, y sus conglomerados y areniscas son muy parecidos a sus pares de la Formación Malla-Malla.

### **Miembro Malla-Malla**

Esta unidad corresponde a areniscas, areniscas conglomerádicas, conglomerados y lutitas de colores verde-oliva y verde amarillento, con algunas intercalaciones de calizas lacustres y de horizontes carbonosos. Sus contactos superior e inferior, de este miembro presentan en muchos casos interdigitación lateral con las tobas que lo infrayacen (Miembro Río Queuco) y con las lavas y brechas volcánicas sobreyacentes a la Formación Trapa-Trapa, formando una cuña sedimentaria entre ambos (Niemeyer y Muñoz 1983).

Suarez y Emparán (1997) y Burns (2002) sostienen que los miembros Río Queuco y Malla-Malla son contemporáneos y se interdigitan (Radic, 2010) (Figura 2.3).

### **2.3.2 Formación Trapa-Trapa (Mioceno Medio-Superior) Mtt**

La formación Trapa-Trapa definida por Niemeyer y Muñoz (1984), como una secuencia de aglomerados volcánicos, lavas andesíticas y conglomerados. Los aglomerados, y en particular, las brechas volcánicas, predominan sobre las lavas. Ésta se dispone de manera concordante y transicional sobre el Miembro Malla-Malla, su techo está marcado por una discordancia angular que separa a la Formación Cola de Zorro.

Su espesor es estimado en el Cerro Malalcahuello de 1000 metros, pero en algunos lugares puede superar los 1500 metros de potencia.

La edad dada por dataciones K-Ar, en material clástico proveniente de su base ( $18,2 \pm 0,8$  m.a., en plagioclasa;  $14,7 \pm 0,7$  m.a., en plagioclasa;  $15,4 \pm 0,5$  m.a en roca total) indicando el Mioceno Inferior a Medio (Drake, 1976). El plegamiento que dio origen a la discordancia que la separa con la formación Cola de Zorro es de edad Mioceno Superior, que se dispone de manera concordante sobre la formación Cura-Mallín y en su techo está marcado por una discordancia angular que la separa de la Formación Cola de Zorro de edad Mioceno Superior. A ésta formación se le asigna una edad miocena Medio-Superior.

Se correlaciona con las formaciones Cajón Negro y Quebrada Honda en Argentina (Pesce, 1981).

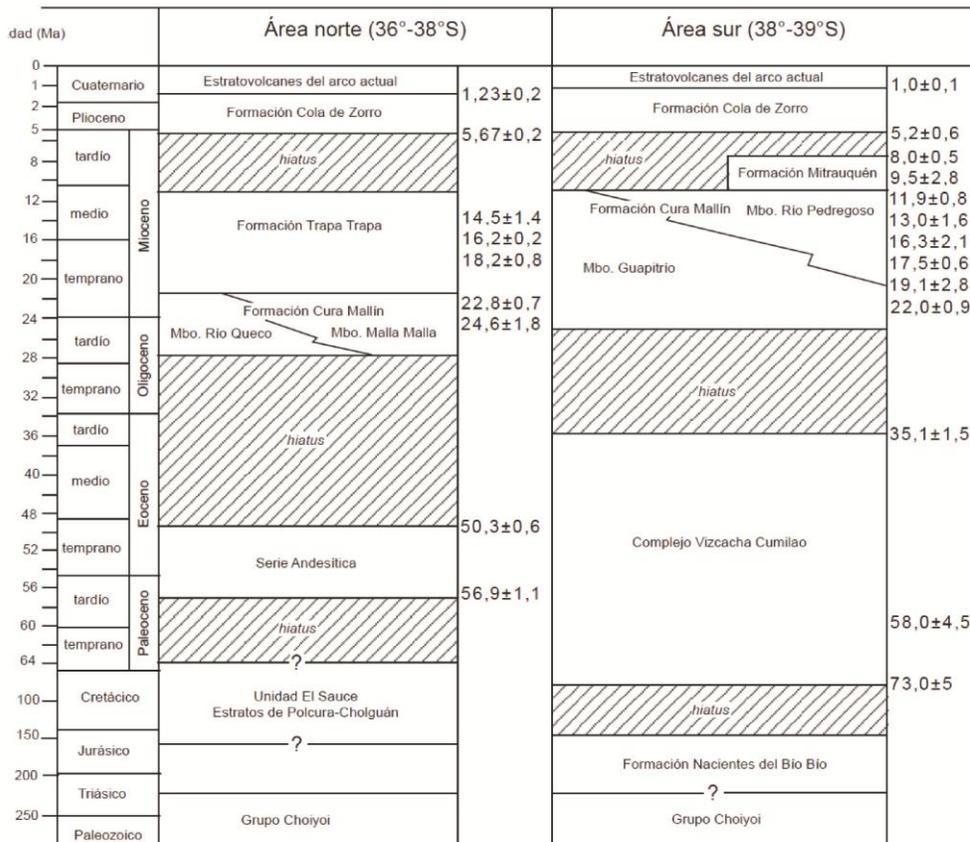


Figura 2.2. Columna estratigráfica del sector Sierra Velluda. extraída Radic (2010).

### 2.3.3 Formación Cola de ZorroPPlz (Pleistoceno-Plioceno).

Se designa la formación Cola de zorro a la secuencia de andesitas, andesitas basálticas y basaltos grises a pardo oscuro, con aporte importante de aglomerados volcánicos, grises, pardos y pardo-amarillentos. Estas rocas son constituidas por un antiguo relieve mesetiforme disecado por los valles actuales, en cuyas laderas forma abruptos acantilados. En ellos es posible examinar las coladas subhorizontales formando gruesos paquetes bien estratificados, que sobreyacen, con fuerte discordancia angular, a las rocas plegadas de las formaciones Cura-Mallín y Trapa- Trapa y, se disponen, con discordancia de erosión a las lavas de los volcanes Antuco (Niemeyer y Muñoz, 1984).

La Formación Cola de Zorro se dató en parte de una colada perteneciente al Complejo Sierra Velluda ( $1,0 \pm 0,1$  K-Ar en roca total) (Lopez-Escobar et al., 1981) asignándole una edad Pleistoceno Medio. Su espesor máximo es de 1900m, medido en el complejo Sierra Velluda y Copahue. (Niemeyer y Muñoz, 1984).

### 2.3.4 Rocas No Consolidadas(Qs).

Los depósitos no consolidados consisten en morrenas, terrazas fluviales y glaciofluviales, escombros de falda y deslizamiento de suelo y rocas.

Las morrenas asociadas a los glaciares actuales se ubican en las laderas de los altos de Sierra Velluda. Estos se presentan como arcos mórrénicos, frontales y laterales, de más de 20 m de altura, prácticamente no retrabajados por las aguas de ablación, a distancias entre 50 a 500 m de las actuales lenguas glaciales (Niemeyer y Muñoz, 1984).

Las terrazas fluviales y glaciofluviales están constituidas por capas alternadas de grava, arena y limo que, en los valles forman diferentes niveles aterrazados. Los depósitos asociados a deslizamientos de suelo y rocas, se han producido por un movimiento translación en masa por parte de una ladera (Niemeyer y Muñoz, 1984).

## 2.4 Volcán Antuco (Qv)

El volcán Antuco corresponde a un estratovolcán mixto y compuesto, de composición fundamentalmente basáltica y andesítico-basáltica, cuya actividad se inició a comienzos del Pleistoceno superior, ca. 130.000 a A.P. (H. Moreno, J. Varela, A. Lahsen, y M. Vergara); (Moreno, 1985, 1986). Consta de dos unidades principales: un primer edificio volcánico (Antuco 1), denominado 'el gran cono' (Domeyko, 1846) o el volcán Laja por Brüggén (1941).

### 2.4.1 Petrología y Geoquímica

La petrología corresponde a basaltos y basalto-andesitas (Antuco I y II), estas rocas son porfíricas, con poca vesiculación, y contiene fenocristales de predominantemente plagioclasas y menor cantidad olivino y clinopiroxeno. Las andesitas y dacíticas (Antuco I) también son porfíricas y contiene fenocristales de plagioclasa fuertemente zonado, y menor cantidad de clinopiroxeno, ortopiroxeno y olivino. Las plagioclasas presentan textura sieve, indicando desequilibrio entre fenocristales y magma hospedado (Lohmar, 1999)

Las lavas del volcán Antuco son calco-alcalinas con alto contenido en  $AlO_3$ . El contenido en  $SiO_2$  de Antuco ( 51%-64%) y Antuco 2 ( 50%-57%). En general su composición es basáltica a andesítica basáltica (Lohmar, 1999)

## 2.5 Sierra Velluda (Plz)

El volcán Sierra Velluda es la unidad volcánica más antigua del Grupo Volcánico es un prominente, complejo y voluminoso estratovolcán fuertemente erosionado del Pleistoceno medio (0,6-0,3 Ma; Moreno et al., 1986), formado por dos secuencias bien estratificadas: una inferior, de ca. 1.500 m de espesor, esencialmente volcanoclástica, con brechas y conglomerados volcánicos de probable origen lahárico, además de delgadas intercalaciones de lavas andesíticas; y una superior, de más de 1.000 m de potencia, constituida por coladas de lavas andesíticas y andesítico-basálticas, de 5 a 30 m de espesor, con delgadas intercalaciones de brechas volcánicas y niveles de ceniza y lapilli. Ambas unidades están profusamente cortadas por inyecciones filoneanas de rumbo predominante N50°E. (Niemeyer y Muñoz, 1984).

## 2.5.1 Petrología y Geoquímica

Sus unidades de lavas están compuestas por andesitas y andesitas-basálticas (Figura 2.3). Las rocas son porfíricas y contienen fenocristales principalmente plagioclasa, con menos cantidad de clinopiroxeno, ortopiroxeno y olivino. (Lohmar, 1999)

Las lavas del volcán Sierra Velluda son calco-alcalinas con alto contenido en  $\text{AlO}_3$  y su composición en  $\text{SiO}_2$  varía entre los 52% y 61%. Estas rocas se clasifican como andesíticas y andesita-basáltica (Lohmar, 1999) (Figura 2.3).

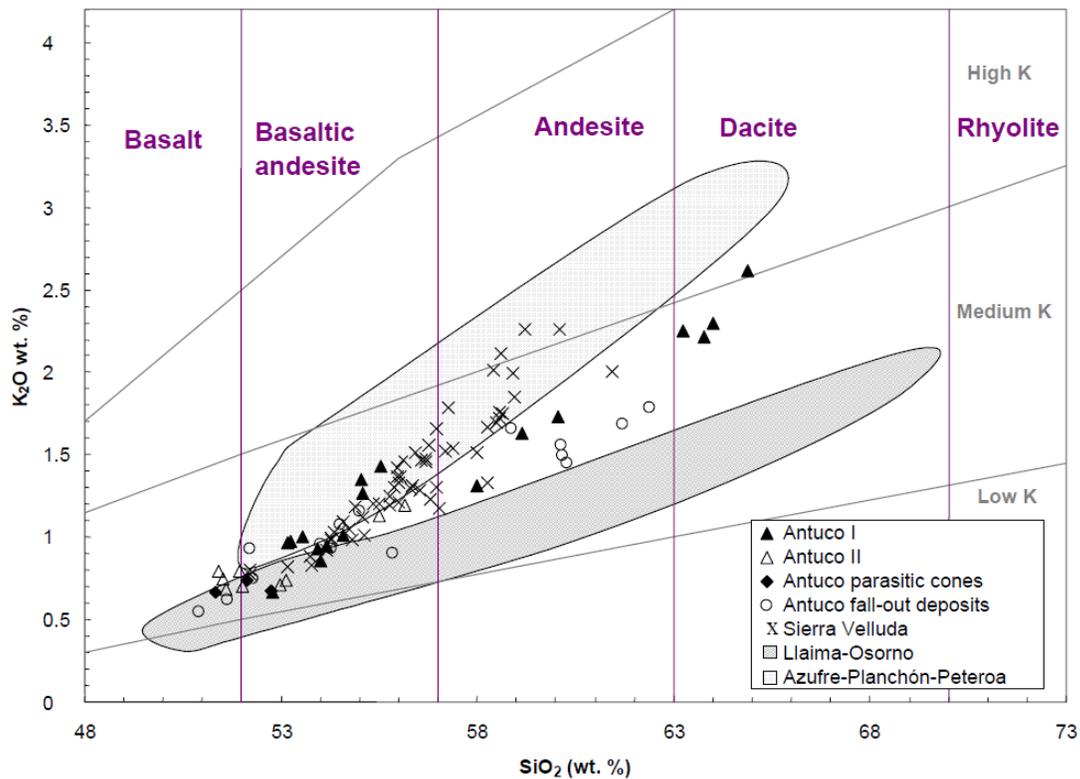


Figura 2.3 Diagrama de clasificación (Peccerillo y Taylor, 1976), por muestras de Antuco Sierra Velluda. En comparación de otros campos ocupados por otros volcanes del SVZ, extraída de Lohmar (1999).

## 2.6 Alteración hidrotermal.

La alteración hidrotermal se puede asociar a la actividad paleovolcánica de la formación Cola de Zorro. Las muestras presentan alteración argílica media a avanzada, y ocasionalmente sílicificada (Niemeyer y Muñoz, 1984).

## 2.7 Estructuras.

La zona de estudio se caracteriza por pliegues mas o menos amplios acompañados, ocasionalmente, por fallas inversas de pequeña magnitud, que afectan a las formaciones Cura-Mallín y Trapa-Trapa. Los pliegues mas marcados se encuentran en la zona central del mapa (Fig xx). Estos son kilométricos a hectométricos, con ejes de rumbo norte-sur, suavemente buzantes tanto al norte como al sur ( $10^{\circ}$  -  $15^{\circ}$ ).

Los pliegues de la Formación Trapa-Trapa son generalmente, más abiertos, poseen planos axiales verticales y mayor longitud de onda que los pliegues en la Formación Cura-Mallín. Un comportamiento reológico diferencial entre ambas formaciones, explica la estrecha sucesión de anticlinales y sinclinales en las rocas dúctiles de la Formación Cura-Mallín, limitadas hacia el este y al oeste por los niveles más rígidos de la Formación Trapa-Trapa.

La tectónica compresiva descrita se encuentra fosilizada por una discordancia angular, que trunca tanto a los pliegues como a las fallas inversas, la cual se disponen las rocas volcánicas de la Formación Cola de Zorro, sin plegamiento alguno. La superficie de discordancia se extiende también sobre los "stock" de diorita-granodiorita. Por lo tanto, el período correspondiente a la deformación y peneplanización se ubicaría en el límite Mioceno Superior-Plioceno Inferior y se le asigna a la fase orogénica Quechua (Niemeyer y Muñoz, 1984).

### 3 Evolución Tectónica

Entre los 36° y 39°S, la cordillera Principal se integra por la formación Cura-Mallín y Trapa de edad Oligoceno-Mioceno medio (Niemeyer y Muñoz, 1983), las cuales han sido interpretadas como el relleno de la cuenca intra-arco extensional de Cura-Mallín (Jordan et al., 2001; Kemnitz et al., 2005). La cordillera principal fue elevada durante el Mioceno-Tardío, a través de la inversión de la cuenca de Cura-Mallín (Jordan et al., 2001; Melnick et al., 2006a). El acortamiento orogénico formó un cinturón montañoso entre los 2 a 2,5 km de altitud y un ancho de 80 km. Esta fase de generación de relieve es preservada a lo largo de los Andes del Sur y Central, y ha tenido una evolución diacrónica y variaciones marcadas a lo largo del rumbo, en la magnitud del acortamiento y deformación (Kley et al., 1999).

Las rocas volcánicas de Plateau, referido a la Formación Cola de Zorro de edad Plioceno-Pleistoceno temprano (Vergara y Muñoz, 1982), sobreyacen a unidades antiguas en una marcada discordancia angular (Figura 3.1).

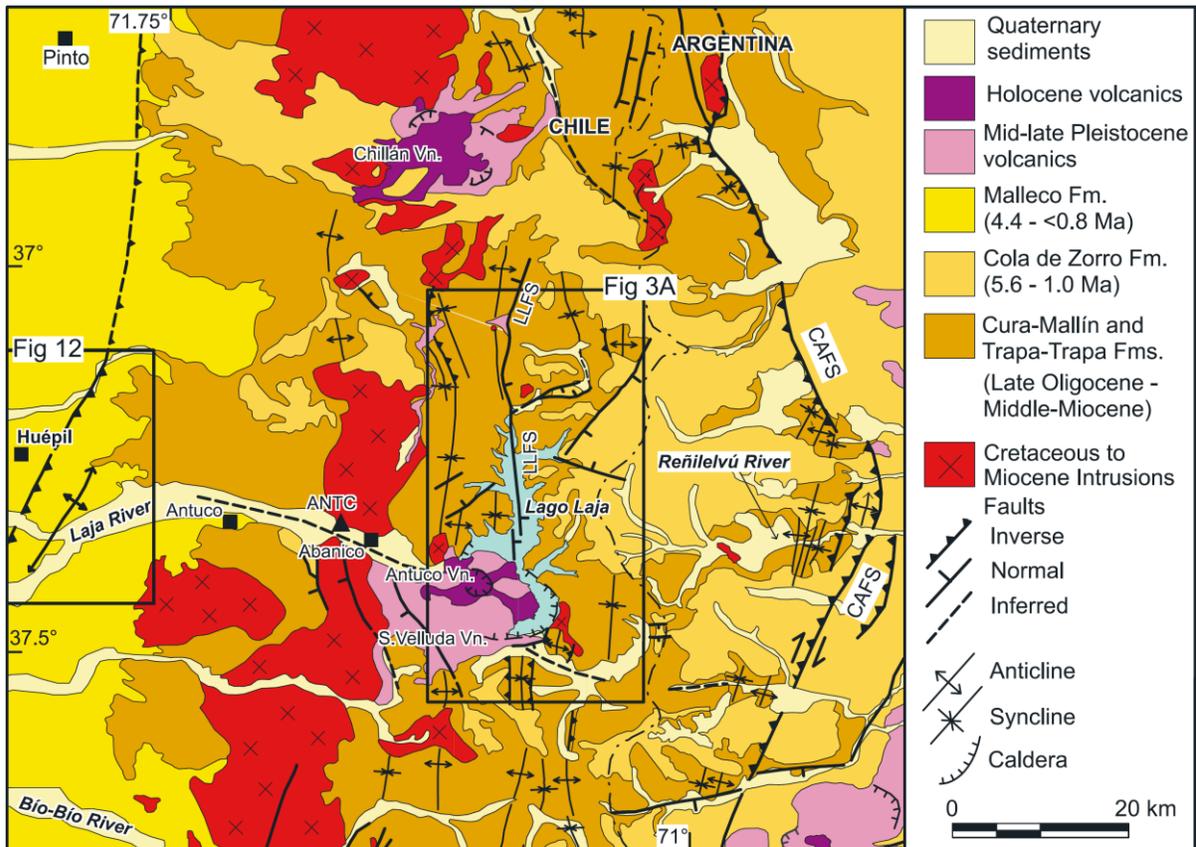


Figura 3.1. Mapa geológico regional de la cordillera principal. LLFS Sistema de falla Lago Laja, CAFS frente de falla Copahue-Anteñir. Modificado de Niemeyer y Muñoz, (1983), Melnick, (2006b) y Folguera, (2004).

## 4 Fuentes Termales

Las fuentes termales estudiadas se ubicaron al sur del Volcán Sierra Velluda, y al norte del Valle del Río Queuco. Los datos se obtuvieron en zonas de muy difícil acceso, donde los viajes realizados fueron de varias horas a caballo. La Terma de Nitrao no se muestrearon en este terreno, dado a que se tomaron los datos obtenidos de la memoria de Olivares (2011). Las coordenadas de la ubicación de las Termas se encuentran en la proyección UTM 19 Sur y elipsoide WGS 84.

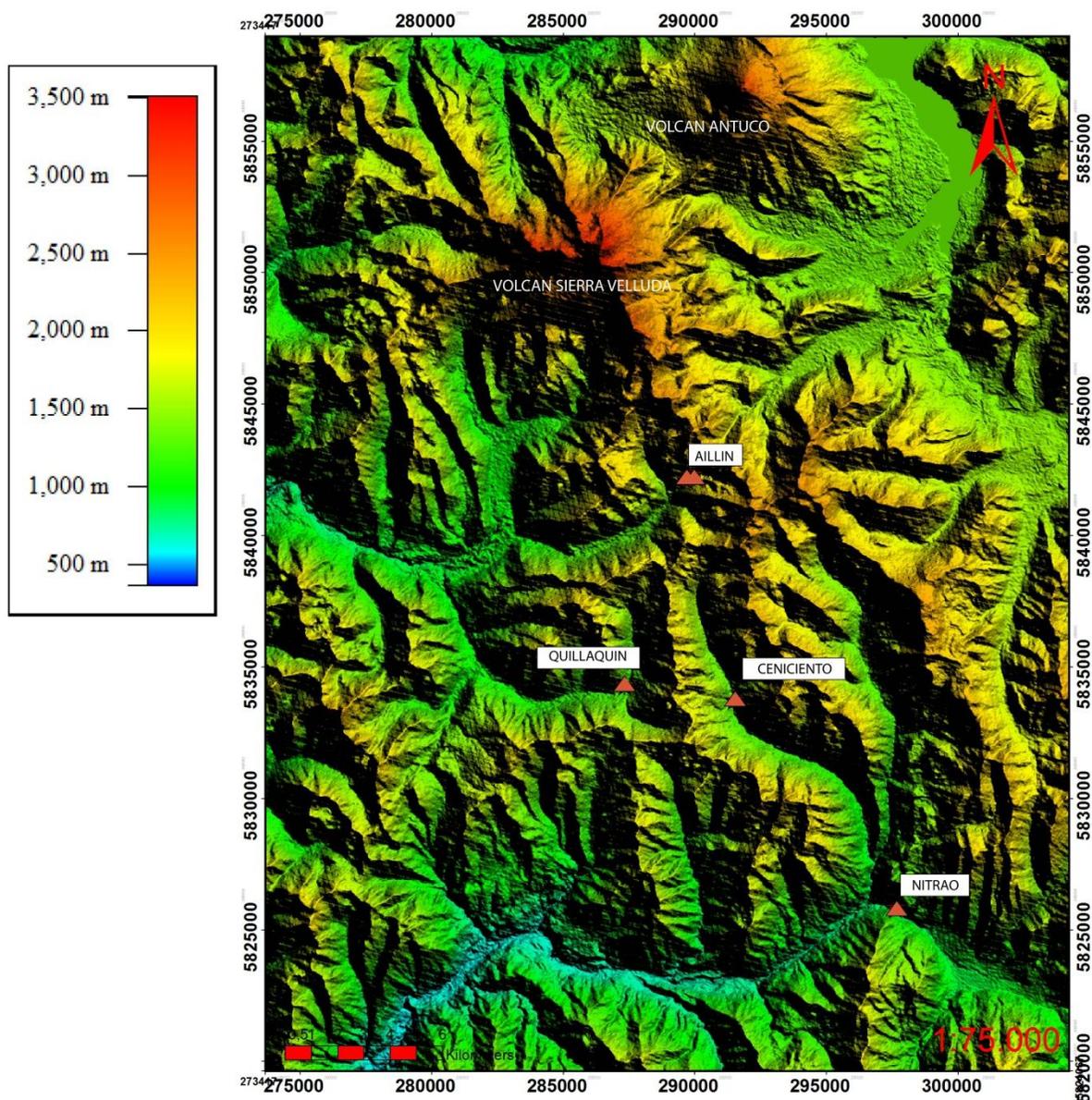


Figura 4.1. Imagen DEM de la zona sur del volcán Sierra Velluda y al norte de Río Queuco. Coordenadas UTM 19 Sur, WGS84

## 4.1 Termas de Aillín

Las aguas termales de Aillín se ubican en las coordenadas UTM (289912E; 5842309N) a 1645 m.s.n.m, estas se encuentra a 30 km al este del camino interno del Fundo San Lorenzo. Al llegar al último portón se ingresa a caballo aproximadamente unas 4 horas hasta llegar a las Termas.

Estas aguas fueron las que presentaron mayor dificultad para tomar muestra, dado a que se encuentran en un lugar muy inaccesible. Estas aguas emanaban al costado norte del río Aillín por debajo de bolones de río de gran tamaño, por lo que es inminente la mezcla de aguas superficiales con las aguas termales.

Éstas fuentes termales presentaron un alineamiento de N45E, y las rocas donde emanan las aguas presentan color verdoso a café y un leve olor a azufre. Los datos obtenidos para las tres muestras tomadas por el multiparámetro Hanna se obtuvo a una temperatura promedio de 47 °C, valores de PH entre 6,1-6,4, con una cantidad promedio de sólidos disueltos de 3300 ppm (Tabla 4.1). También se realizó el test de Alcalinidad con valores de 600 ppm de  $\text{CaCO}_3$  promedio, lo que produjo un poco de demora en el proceso.

En el lugar se pudo corroborar que la alteración hidrotermal en el mapa (Figura 2.1) no se relaciona directamente con las fuentes termales, ya que no se encuentran cercanas entre ellas y solo se pudo verificar la existencia de ella mediante la presencia de clastos de río pertenecientes a la alteración.

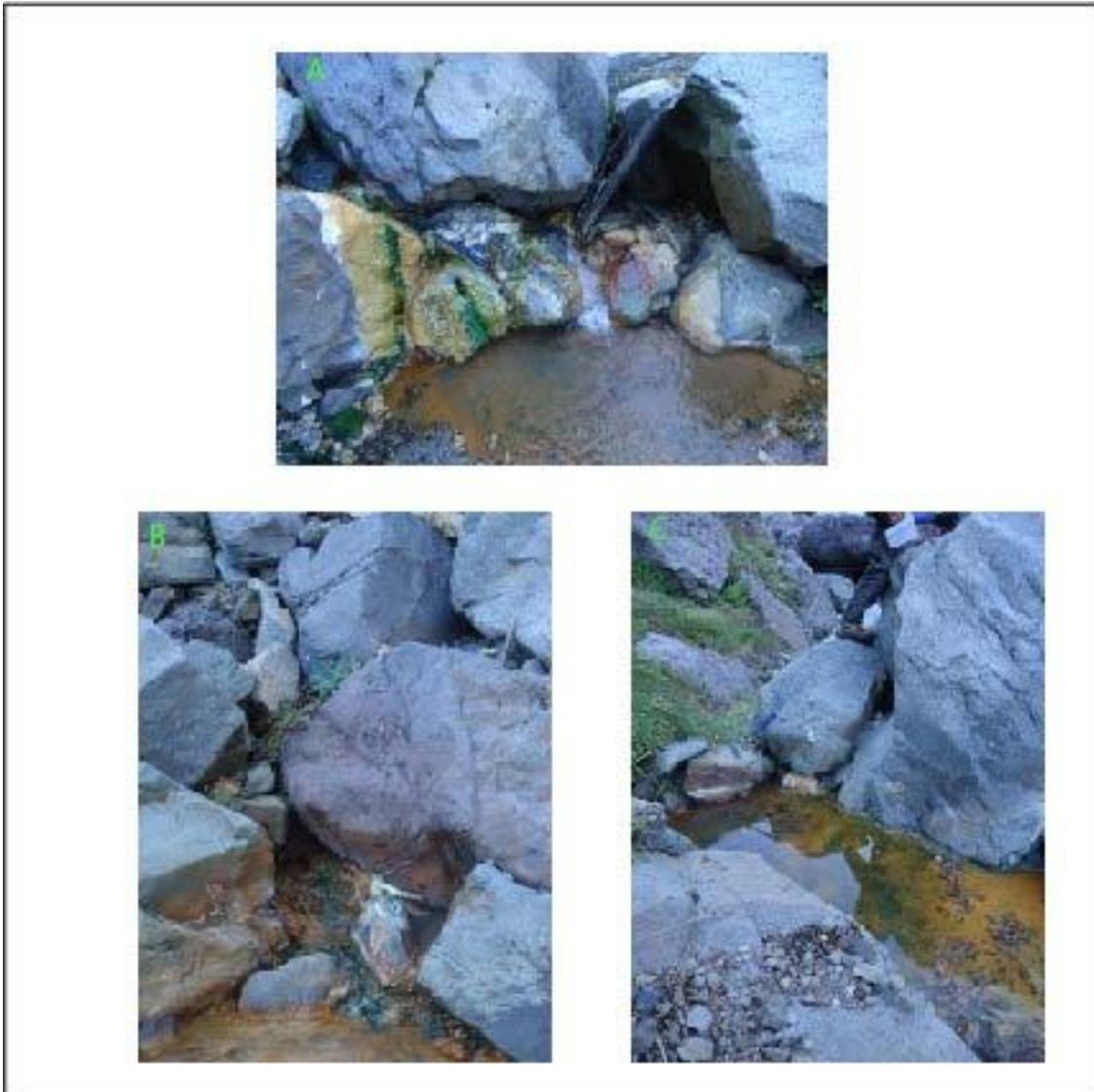


Figura 4.2. Fotografías de las aguas termales de Aillín . a) Chorro de agua termal encontrada en la parte superior del río Aillín b) Chorro de agua termal c) Piscina Termal artesanal.

## 4.2 Termas de Ceniciento

Las aguas termales de Ceniciento se ubicaron en la coordenada (UTM 291495 N; 5833750E) a 1309 m.s.n.m, al costado este del río Ceniciento. El acceso al lugar se realizó mediante camioneta 4x4 hasta las Termas de Quillaquín, y posteriormente se realizó un viaje a caballo durante 4 horas hacia las termas.

En este lugar se tomaron 2 muestras de aguas termales, la primera sobre una pared de andesitas diaclasadas y la segunda sobre un charco termal. En terreno se midió una temperatura promedio de 45 °C, con una cantidad de sólidos disueltos de 140 ppm, y un PH alcalino de 9,2-9,3 (Tabla 4.1). La cantidad de caudal fue aproximadamente 0,002 litros/segundo, ya que eran pequeños ojos de aguas calientes que salían del charco y la andesita fracturada.

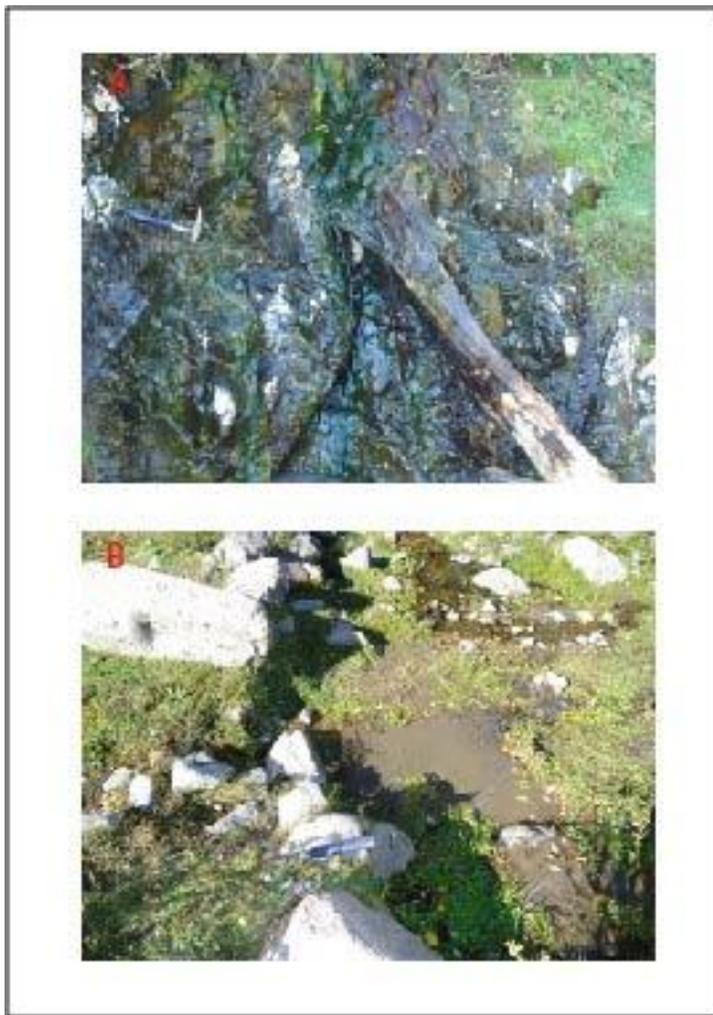


Figura 4.3. Fotografía de las Aguas Termales de Ceniciento. a) Roca andesítica con emisión de agua termal mediante fracturas, b) Charco de agua termal.

### 4.3 Termales de Quillaquín

Las Termas de Quillaquín se ubican en las coordenadas (UTM 287351N y 5834298 E) a 1230 m.s.n.m., en el lado oeste del río Quillaquín. El acceso a ellas se realizó mediante un camino interno del fundo San Lorenzo, que se encuentra a 30 km de las barreras de acceso al recinto. Dada la dificultad del camino, fue necesario un vehículo con doble tracción.

Las aguas termales emergen sobre dos piscinas artesanales y un charco de agua caliente (Figura 4.3), presentando un leve olor a azufre. Las piscinas termales están hechas sobre granitos, donde el agua termal emerge entre las fracturas de la roca. Las temperaturas medidas presentaron valores de 38-43 °C, la cual no genera alteración en la roca. El PH medido fue diferente para una de las muestras tomadas, donde la muestra QLQ-2 tuvo un PH= 7,3 y las otras dos PH=8,6.

La cantidad de sólidos disueltos medido fue de 420 ppm promedio, y un caudal estimado de 0,05 litros/segundo.



Figura 4.4. Fotografía de las Termas de Quillaquín. a) Piscina termal del sector norte, b) Charco de agua termal y c) piscina termal colindante al río Quillaquín.

Tabla 4.1. Tabla de datos tomados en la campaña de terreno, TDS= Total sólidos disueltos, E.C=Electroconductividad, A.Termal= Alineación Termal y Q=Caudal.

Muestra	UTM E	UTM N	Altura	T(°C)	PH	TDS	E.C	T.A (ml)	CaCO3	A.Termal
AYLLIN-1	289912	5842309	1645	47	6,2	3100	6200	2	600	N45E
AYLLIN-2	289907	5842305	1642	49	6,1	3200	6400	2	600	N45E
AYLLIN-3	289690	5842132	1585	41	6,4	3300	6600	1,6	480	N45E
AYLLIN-V	289920	5842323	1650	8	7,1	90	190	-----	-----	-----
QLQ-1	287351	5834298	1230	41	8,6	330	670	0,2	60	N25E
QLQ-2	287322	5834256	1229	35	7,3	370	760	0,2	60	N25E
QLQ-3	287325	5834514	1229	38	8,6	500	980	0,1	30	N25E
QLQ-V	287380	5834256	1231	8	7,4	60	130	-----	-----	-----
CEN-1	291495	5833750	1309	45	9,2	140	290	0,2	60	N15E
CEN-2	291522	5833799	1308	45	9,3	140	300	0,2	60	N15E
CEN-V	291519	5833817	1307	8	7,2	60	130	-----	-----	-----

## 5 Geoquímica Acuosa

El estudio geoquímico de las aguas termales es una importante herramienta para la etapa de exploración geotérmica, durante la perforación, y monitoreo de los pozos de producción. Las características que gobiernan la química de las aguas en profundidad nos ayuda a saber los distintos procesos que la afectan, por ejemplo, la interacción agua-roca, dilución, mezcla o descompresión adiabática.

Los análisis químicos fueron realizados para las Termas de Aillín, Quillaquín y Ceniciento, ya que para las Termas de Nitrao se obtuvieron los datos a través de la memoria de título de Olivares (2011).

La zona estudiada no presenta casi ningún análisis químico para un potencial geotérmico en sub-superficie, lo cual genera una mayor incertidumbre sobre la estimación de recurso de ésta y su posible aporte a distintos estudios realizados en la región (Muñoz y Olivares, 2011).

### 5.1 Clasificación de los componentes

Con el fin de integrar la información obtenida en los análisis químicos, Giggenbach en (1991) divide en dos grandes grupos a los constituyentes químicos encontrados en los fluidos geotérmicos.

**Elementos No reactivos (Trazadores):** Estos elementos no son reactivos y químicamente inertes, cuando son adheridos a la fase fluida, idealmente ellos no debieran presentar cambios, entregando información del origen de sus componentes.

**Elementos reactivos (geoindicadores):** Estos elementos responden a los cambios en los parámetros físico químico en el ambiente, entregando información acerca de las condiciones de equilibrio agua-roca en el reservorio geotermal.

Los elementos trazadores se constituyen por los gases nobles He y Ar, seguido por algunos elementos medianamente conservativos, tales como Cl, B, Li, Rb, Cs, y N<sub>2</sub>. Mientras que los elementos reactivos, tales como Na, K, Mg, Ca y SiO<sub>2</sub>, toman parte de la interacción termo-dependencia entre minerales aluminosilicatados y los fluidos geotermales. Así también los componentes H<sub>2</sub>S, H<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> y CO<sub>2</sub> están involucrados en las reacciones que dependen tanto de temperatura como de presión.

El límite entre los dos grupos no es tan exacto, un constituyente puede estar bajo un conjunto de condiciones que pueden ser bastante inertes, por ejemplo el Cs a temperaturas mayores a 250°C, pero a bajas temperaturas podrían ser incorporado en zeolitas (Giggenbach, 1991).

### 5.1.1 Incorporación de componentes a los fluidos

La interacción agua roca en un sistema geotermal estricto, a una asociación magmático-volcánico que puede ser descrita en términos de dos supuestas hipótesis (Giggenbach, 1988).

**Dilución Inicial:** Las rocas de la corteza formadas en aguas ácidas, por ejemplo, a través de la absorción de vapores magmáticos dentro de aguas meteóricas circulantes en profundidad. Las aguas formadas en este proceso de alteración “*dominadas por fluidos*” contiene la mayor cantidad de la composición de la roca soluble en proporción similar a su roca original. La fase rocosa resultante desde este proceso, es fuertemente empobrecida en los componentes más fáciles de lixiviar.

**Equilibrio final:** Los fluidos con la roca en su configuración mineral más termodinámicamente estable, formada a través de la recristalización de la roca original termodinámicamente inestable. La composición química de su derivada fase estable rocosa se aproxima estrechamente, o es igual (isoquímicamente) a la roca original. Este proceso es probable que llegue a su fin solo en un sistema detenido de infinita edad. La composición de los fluidos en un sistema de alteración dominado por la roca, es para un amplio rango de rocas Al-silicato únicamente fija y esencialmente sólo en función de la temperatura y salinidad (contenido en cloro).

La composición de las aguas, gases y roca, en un sistema dinámico de alteración hidrotermal, puede ser esperado, que corresponda a un logro de un mismo estado estable intermedio entre los procesos de sus miembros extremos.

### 5.1.2 Clasificación de los componentes

Es conocido que los fluidos asociados a un sistema geotermal no tengan una composición homogénea. Por esta misma razón, se estudian las variaciones en su composición que están estrechamente ligadas a condiciones geológicas, químicas, hídricas y térmicas singulares, pudiendo ser relacionadas a un proceso particular (e.g. Giggenbach, 1988; Giggenbach, 1991).

Basados en los procesos de diferenciación química que experimentan los fluidos geotermales, Arnórsson et al. (2007) proponen su clasificación en dos categorías:

**Fluidos geotérmicos primarios:** Corresponden a aquellos fluidos que se encuentran en la base de la celda convectiva. Pueden originarse debido a una mezcla de dos o más componentes, entre los que destacan agua marina, meteórica, connata y volátiles magmáticos. Estos fluidos corresponden principalmente a aguas cloruradas (Na-Cl), ácido-sulfatadas y salmueras de alta salinidad (hipersalinas).

**Fluidos geotérmicos secundarios:** Corresponden a aquellos fluidos generados desde los primarios al ascender hacia la superficie, mediante procesos físicos de separación y mezcla, tales como:

- Ebullición por despresurización: generan fases líquida y gaseosa secundarias.
- Separación de fases de un fluido salino: genera una salmuera hipersalina y un vapor diluido.
- Condensación del vapor gracias al contacto con aguas subterráneas o superficiales: produce aguas ácido-sulfatadas secundarias o bicarbonatadas ricas en Na o CO<sub>2</sub> (definición de diagrama de aniones principales).
- Mezcla de CO<sub>2</sub> procedente de gran profundidad con aguas termales.
- Mezcla de fluidos termales con aguas superficiales frías.

La composición de los fluidos primarios está determinada por la composición original de las soluciones que los componen (tipo de agua o volátiles) y la interacción entre ellos y la roca. Se destacan:

**Aguas cloruradas (Na-Cl):** La principal especie en solución corresponde a NaCl, es muy común en sistemas geotermales y presenta concentraciones de Cl variables entre cientos a miles de ppm. Este último es el elemento conservativo predominante y depende de procesos como la lixiviación (disolución) de rocas del reservorio o la reacción entre el HCl magmático y los minerales formadores de roca.

La concentración de la mayoría de los elementos comunes en este tipo de aguas está determinada por el equilibrio local con minerales secundarios, si la temperatura supera los 100°C a 150°C (e.g. Arnórsson, 1983).

**Aguas ácido-sulfatadas:** Están asociadas a volcanes generalmente andesíticos (e.g. Truesdell, 1991). Presentan un pH ácido a temperaturas bajas (aproximadamente 2 a 25°C) y cercano al neutro cuando son elevadas. La acidez es controlada por el HCl y/o HSO<sub>4</sub> que,

según evidencias, sería parte del proceso de transferencia de HCl y SO<sub>2</sub> magmático hacia el fluido circulante. La disminución de pH a bajas temperaturas se debe a que la constante de disociación del HSO<sub>4</sub> es inversamente proporcional a la temperatura.

La principal diferencia entre los dos tipos de agua señalados corresponde al buffer de pH de ambas. En las aguas cloruradas es CO<sub>2</sub>/HCO<sub>3</sub>, mientras que en las ácido-sulfatadas es HSO<sub>4</sub>/SO<sub>4</sub>.

Además, en éstas últimas, existe una alta concentración de sulfato, Fe y Mg. Puede presentar además concentraciones altas de Cl (hasta 120 ppm) debido al transporte en fase vapor como HCl que presenta este elemento, producto de evaporación de salmueras.

**Salmueras primarias:** Son aguas con gran cantidad de sales disueltas y pueden ser producto de disolución de evaporitas por el efecto de aguas meteóricas y reacción de HCl magmático con minerales primarios.

Por otra parte, los procesos responsables de transformar fluidos primarios en el ascenso, dan origen a (Arnórsson et al., 2007):

**Aguas ácido-sulfatadas vapor calentadas:** Se caracterizan por su baja concentración de Cl y alta en SO<sub>4</sub> y pueden presentar pH menores a la unidad. Dicha acidez es la responsable que presenten alta concentración de metales como Al, Fe, Mn, Cr producto de una intensa lixiviación a los minerales primarios de las rocas volcánicas, dejando residuos ricos en sílice amorfo, azufre nativo, esmectita, caolinita, entre otros. El contenido de azufre puede provenir de la condensación de vapores que contienen H<sub>2</sub>S por pérdida de calor (transferencia de energía desde la fase gaseosa a la acuosa, es el origen del nombre vapor calentadas) o mezcla de aguas u oxidación de H<sub>2</sub>S. Se originan gracias a procesos tales como la absorción y/o condensación de vapor y gases que pueden experimentar aguas subterráneas, superficiales, acuíferos colgados o lagos volcánicos.

**Aguas carbonatadas:** No se restringen sólo a sistemas geotermales asociados a volcanes. Sin embargo en ellos, este tipo de aguas pueden formarse por condensación de vapores que contengan CO<sub>2</sub> en acuíferos colgados o por mezcla de fluidos percolantes ricos en CO<sub>2</sub> con fluidos primarios.(Arnórsson et al., 2007).

**Aguas mezcladas:** Es el resultado de un proceso común que afecta a los fluidos ascendentes en zonas de upflow en un sistema geotermal, cuando se mezclan con aguas subterráneas someras. Un caso especial de mezcla es la dilución, donde fluidos geotermales se mezclan con aguas meteóricas (diluidas). Este fenómeno puede observarse como una correlación positiva entre componentes conservativos e isotópicos de las

muestras. Además, esto provoca un incremento en la concentración de Ca y Mg y un decrecimiento en la proporción de Na/K, debido a que se altera el equilibrio entre el agua y la roca, trayendo como consecuencia una variación de las concentraciones iniciales de componentes reactivos. Por lo tanto, la mezcla de un fluido geotermal con otro diluido tiene un efecto considerable en la aplicación de geotermómetros y en los diagramas de equilibrio mineral. Se debe tener en cuenta este factor.

### 5.1.3 Antecedentes Previos

En la zona de estudio ubicada al sur del volcán Sierra Velluda y al norte del río Queuco, para las Termas de Aillín y Ceniciento existen estudios preliminares. Pero existen estudios recientes en sectores aledaños a la zona, Olivares (2011) y Muñoz (2011).

Las aguas termales de Nitrao fueron estudiadas por Olivares (2011), la cual se incluirá en este estudio y anteriormente por (Hauser 1997, 2000; Risacher y Hauser 2008; Risacher et al., 2010)(Figura 4.1). Estas se clasificaron como Na-SO<sub>4</sub>-Cl (Hauser 1997, 2000) y Na-SO<sub>4</sub> (Risacher, 2008).

Las Termas de Quillaquín se mencionan en el estudio realizado por Hauser (1997). Estas se clasificaron como Na-Cl (Tabla 4.1), de la misma manera que en el presente estudio. Las Termas de San Lorenzo mencionadas por Hauser (1997), no se pudieron encontrar dado a que nunca existieron en el lugar.

También se realizó una inspección al sector, debido a que se intentó descubrir nuevas fuentes termales distintas a las identificadas en los catastros realizados por Hauser (1997), (2000); Risacher y Hauser (2008); Risacher et al., (2010). Esto no tuvo frutos, dado a que no se identificaron nuevas fuentes termales.

## Diagrama de Piper

Tipos de agua:

A: Sulfatada y/o clorurada, cálcica y/o magnésica

B: Bicarbonatada, cálcica y/o magnésica

C: Clorurada y/o sulfatada, sódica

D: Bicarbonatada, sódica

a: Magnésica

b: Cálcica

c: Sódica

d: Sulfatada

e: Bicarbonatada

f: Clorurada

### Simbología

■ Quillaquin Hauser (1997)

▲ Quillaquin (Presente Estudio)

▲ Nitrao Olivares (2011)

■ Nitrao Hauser (1997) y Hauser (2000)

■ Nitrao Risacher y Hauser (2008)

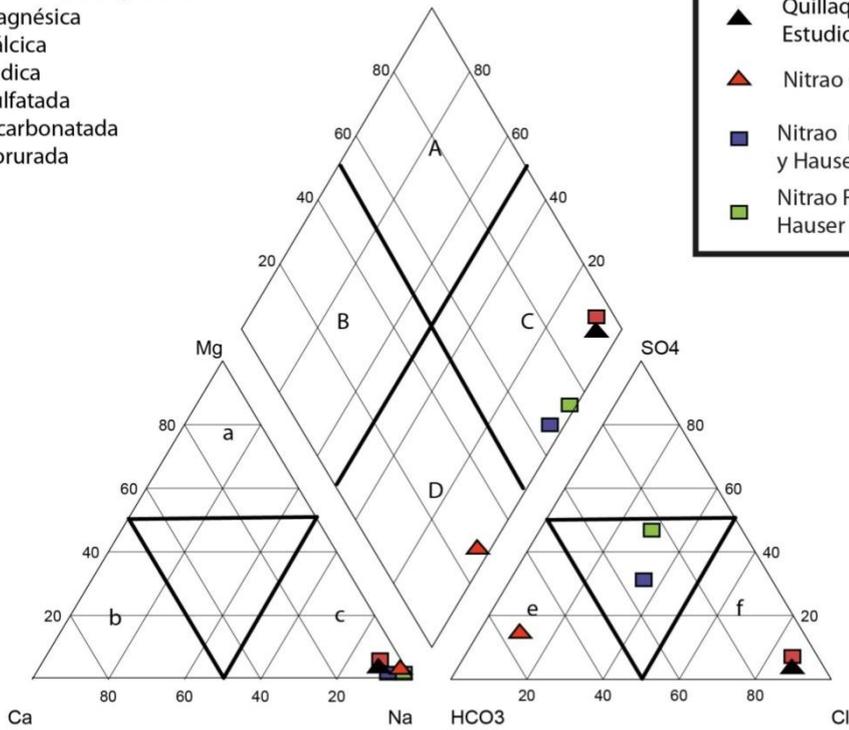


Figura 5.1. Diagrama de Piper para los estudios previos y actuales de las termas de Quillaquín y Nitrao.

## 5.2 Metodología y recolección de muestras

### 5.2.1 Metodología en Terreno

La campaña de terreno se realizó durante los días 29 de Abril al 4 de Mayo donde se realizó el siguiente trabajo:

-El jueves 30 de Abril se realizó muestreo cationes, aniones e isótopos en 2 piscinas termales artesanales y un charco de agua termal. También se realizó el mismo muestreo para una vertiente de agua superficial cercana al lugar.

-El domingo 2 de Mayo se tomó muestra de cationes, aniones e isótopos de las Termas de Ceniciento, y lo mismo para una vertiente muy cercana al lugar

-El Lunes 3 de Mayo se muestreo cationes, aniones e isótopos de las Termas de Aillín y de las aguas del río Aillín.

Para el muestreo de las fuentes termales se tomaron las medidas seguridad correspondientes al muestreo de aguas termales, las cuales consistieron de equipo de seguridad de muestreo (botas de goma, guantes, traje impermeable), pero ninguna fuente presentó temperaturas intolerables para la piel humana ( $>50^{\circ}\text{C}$ ). En la manipulación del ácido nítrico se ocupó un gotario para evitar un posible daño a la piel.

En el caso de la calidad del muestreo, se utilizó guantes de goma para evitar contaminación de las muestras. También se ambientaron las jeringas y botellas dos veces con el fin de evitar restos de suciedad y contaminación de muestras anteriormente recolectadas.

### 5.2.2 Recolección de Muestras

La metodología de recolección de muestra de aguas termales y meteóricas fue seguida según el procedimiento de Goguel y Giggenbach (1988). Las muestras se tomaron en botella de polietileno de 200 ml y se filtraron con un filtro de  $0,45\ \mu\text{m}$  para evitar el crecimiento de algas que pueden alterar el contenido de  $\text{Mg}$ ,  $\text{NH}_3$  y  $\text{SO}_4$ , y evitar el ingreso de material en suspensión o cúmulo de bacterias en la muestra, este procedimiento se utiliza con el fin de no perjudicar los equipos de laboratorios y los resultados analizados. Las muestras de cationes se acidifican, después del filtrado, utilizando 1 ml ácido nítrico  $\text{HNO}_3$  por cada 100 ml de muestra, para mantener el PH bajo y no producir precipitación de minerales y elementos en trazas.

Las muestras de isótopo estables se tomaron mediante botella de vidrio de 200 ml color ámbar para evitar cambios isotópicos provocados por la radiación solar. En la muestra se

intenta quitar las burbujas de aire para minimizar la contaminación atmosférica y ayuda a reducir la probabilidad del fraccionamiento isotópico entre las muestras y el aire.

### 5.2.3 Parámetros tomados

Los parámetros tomados en terreno consistieron en la medición de Temperatura, PH, TDS (total sólidos disuelto) y electroconductividad. Estos parámetros se midieron mediante multiparámetro Hanna (HI 9811-5) de 0,1 de resolución.

El test de Alcalinidad (HI-3811), se utilizó para la titulación acidimétrica con solución de ácido hidrocórico e indicadores de fenolftaleína y bromofenol azul (alcalinidad total).

### 5.2.4 Análisis de Muestras

Las 11 muestras de cationes y aniones tomadas en terreno de aguas superficiales y termales fueron analizadas en el Laboratorio de la Universidad de Chile, y las 6 muestras correspondientes al análisis de isótopos estables (D y  $^{18}\text{O}$ ) se analizaron en el CCHEN (Comisión de Energía Nuclear).

Los análisis de cationes  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ , Fe, Al, B,  $\text{K}^+$ , Li, Mn,  $\text{SiO}_2$ , Sr se analizaron mediante Espectrometría de emisión atómica con fuente de plasma acoplado y los análisis de aniones  $\text{Cl}^-$ , Br, Cr,  $\text{NO}_3^-$ , F,  $\text{SO}_4$  mediante Cromatografía Iónica.

Los análisis de los isótopos ambientales (D y  $^{18}\text{O}$ ) se realizaron mediante Espectrometría de masas con fuente de plasma acoplado (ICP-MS). El contenido de  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{CO}_3^{2-}$  en las muestras se analizaron mediante la titulación volumétrica en el Laboratorio de Universidad de Chile siguiendo el procedimiento propuesto por Giggenbach y Gouguel (1989).

### 5.2.5 Resultados

Para verificar si los valores de los resultados son correctos, se utiliza el balance de masa con el fin de estimar el error de medición de las muestras de aguas tomadas en terreno. La siguiente fórmula calcula el valor del balance iónico.

El balance iónico es ampliamente utilizado como control de calidad en análisis químicos de aguas. Aunque este procedimiento no es necesariamente válido en aguas “no-potables” (Murray y Wade, 1996), es normalmente utilizado en aguas termales para verificar la fiabilidad de los análisis (e.g. *Publications of The United Nations University Geothermal*

*Training Programme*, Marini, 2000). Este se basa en el porcentaje de diferencia entre las cargas positivas y negativas totales definido de la siguiente manera:

$$BI = \frac{\sum \text{cationes} - \sum \text{aniones}}{\sum \text{cationes} + \sum \text{aniones}}$$

El cálculo del balance iónico se realizó mediante tabla Excel(ver tabla 5.2). Los valores entregados en este estudio presentaron valores menores al 10% de error, lo que rectifica el buen procedimiento de muestreo. Pero para las aguas superficiales se obtiene un valor 13,45, el cual se pudo haber contaminado durante el procedimiento.

Tabla 5.1. Balance Iónico obtenido medianteTabla Excel.

BALANCE IÓNICO			
Aguas Termales		Aguas Superficiales	
Muestra	%	Muestra	%
Ay-1	-2,31%	Ay -V	6,55%
Ay-2	-0,67%	QLQ_V	13,45%
Ay-3	-0,93%	CEN-V	9,15%
QLQ-1	-0,34%		
QLQ-2	0,35%		
QLQ-3	0,42%		
CEN-1	8,59%		
CEN-2	7,19%		
NITR-011	3,78%		

### 5.3 Exactitud y precisión

El término exactitud denota la proximidad. Se refiere a la cercanía de una magnitud al valor verdadero o aceptado, está relacionado con la apreciación del instrumento de medida y los errores sistemáticos.

#### Resultados

##### **Exactitud**

La exactitud de las mediciones hechas en el departamento de geología, están detalladas en la Tabla 5,3 para cationes y la Tabla 5,4 para aniones.

##### **Precisión**

- El ICP óptico realiza 3 mediciones por resultado y garantiza una precisión con un error menor al 1%.(Tabla 4.3)
- El ICP-AES realizó 3 mediciones por resultado para un estándar de 10 y 100 ppm con error menor al 1% (Tabla 4.4)
- El IC tiene una precisión del 1%.
- En el caso del Bicarbonato y Carbonato la precisión de la medición viene dada por los elementos que se ocupan para medir las especies de carbonatos. En nuestro caso el pH-metro tiene una precisión de 0,01 y la microbureta tiene una precisión de 0,01 ml.

En el laboratorio del departamento de geología se ocuparon estándares hechos en el mismo lugar.

Tabla 5.2. Cálculo de exactitud para estándares de Fl, Cl, Br, NO<sub>3</sub>, PO<sub>4</sub>, SO<sub>4</sub> =10.

	Fl	Cl	Br	NO <sub>3</sub>	PO <sub>4</sub>	SO <sub>4</sub>
St-1	10,577	8,995	9,235		9,072	9,327
St-2	9,637	9,888	9,996	9,734	10,004	10,036
St-3	10,243	10,119	10,068	10,003	10,03	10,053
St-4	10,27	10,14	10,08	10,024	9,955	10,03
St-5	10,283	10,051	10,028	10,002	9,963	10,07
Promedio	10,202	9,839	9,881	9,941	9,805	9,903
D.Estandar	0,34377173	0,48184053	0,36287711	0,13820607	0,41078547	0,32248364
Exactitud (ppm)	0,3	0,5	0,4	0,1	0,4	0,3
Exactitud %	3,4	4,9	3,7	1,4	4,2	3,3
Exactitud %	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0

Tabla 5.4. Cálculo de exactitud para estándares de Ca, K, Mg, Na=100 para ICP-AES

	Ca	K	Mg	Na
St-1	100,4	99,83	9,988	99,29
St-2	101,1	100,2	10,03	98,99
St-3	99,66	99,58	9,942	99,38
Promedio	100,3866667	99,87	9,987	99,220
D. Estandar	0,720092587	0,31192948	0,04401515	0,20420578
Exactitud (ppm)	0,7	0,31	0,04	0,2
Exactitud %	7,2	3,1	0,4	2
Exactitud %				

En el caso de las muestras con gran cantidad de sólidos disueltos, al analizarlas aumenta su error. Para evitar este error las muestras se deben diluir con agua destilada (ejemplo las Muestras de las Termas de Aillín).

## Aguas Termales

Tabla 5.3. Datos de los análisis químicos de las aguas Termales de la zona sur del Volcán Antuco y norte del Río Queuco

Muestra	UTM		Altura(m)	T (°C)	PH	Li <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>+2</sup>	Mg <sup>+2</sup>	SiO <sub>2</sub>	B	Cl <sup>-</sup>	F <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-2</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>-2</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	Sr <sup>+2</sup>	Ba	Fe <sup>+2</sup>	Mn <sup>+2</sup>
	Este	Norte				mg/litro																
Ay-1	289912	5842309	1645	47	6,2	5,684	911,5	58,41	242,1	14,20	151,2	6,29	1568		150,2	654			4,61	0,132	2,96	0,873
Ay-2	289907	5842305	1642	49	6,1	5,564	920,2	58,39	240,1	14,18	148,3	6,30	1491		157,3	678			4,58	0,129	2,73	0,894
Ay-3	289690	5842132	1585	41	6,4	5,967	954,5	59,85	286,2	16,29	154,1	6,67	1633		197,4	652		9,98	5,37	0,114	1,95	0,705
QLQ-1	287351	5834298	1230	41	8,6	0,306	102,8	2,927	9,3	0,07	58,7	0,76	150	1	22,4	21,2			0,17	0,001	0,003	
QLQ-2	287322	5834256	1229	35	7,3	0,355	120,8	3,765	16,33	0,54	56,9	0,93	188	1,26	26,2	19,3			0,27	0,002	0,175	0,007
QLQ-3	287325	5834514	1229	38	8,6	0,442	150,5	4,926	18,06	0,24	68,9	1,13	232	1,38	32,8	18,4			0,30	0,001	0,009	-
CEN-1	291495	5833750	1309	45	9,2	0,056	51,57	0,714	4,2	0,03	70,3	0,19	36	0,3	20	34,2	2,40		0,05	0,001	0,009	
CEN-2	291522	5833799	1308	45	9,3	0,052	51,66	0,733	3,8	0,07	70,2	0,15	36	0,3	20,5	27,8	6,78		0,04	0,001	0,013	0,001
NITR-01	297636	5825821	874	50	9,6	0,13	32,84	0,743	1,8	0,04	36,5	0,19	4		11,1	67,3						

## Aguas Superficiales

Tabla 5.4. Datos de los análisis químicos de las aguas superficiales de la zona sur del Volcán Antuco y norte del Río Queuco.

Muestra	UTM		Altura(m)	T (°C)	PH	Li <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>+2</sup>	Mg <sup>+2</sup>	SiO <sub>2</sub>	B	Cl <sup>-</sup>	F <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-2</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>-2</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	Sr <sup>+2</sup>	Ba <sup>+2</sup>	Fe <sup>+2</sup>	Mn <sup>+2</sup>
	Este	Norte				mg/litro																
Ay-V	289920	5842323	1650	8	7,4	0,071	11,14	0,933	22,26	1,168	11,56	0,198	14,781		15,47	47,65			0,135	0,298	0,11	0,005
QLQ-V	287380	5834256	1231	7	7,2	0,006	1,521	0,334	12,98	1,079	12,48	0,041	1,875		3,50	30,20			0,045	0,079	0,015	0,001
CEN-V	291519	5833817	1307	10	7,1	0,007	5,622	0,393	18,64	1,554	19,93	0,048	4,487		5,38	53,37			0,05	0,159	0,365	0,259

## 5.4 Descripción de muestras

### 5.4.1 Termas de Aillín

Las termas de Aillín están representadas por las muestras Ay-1, Ay-2 y Ay-3. Estas se clasifican como aguas tipo Na-Cl-Ca de PH levemente ácido entre 6,1-6,4 y su gran cantidad de sólidos disueltos es muy común en aguas salinas.

Estas aguas presentan características similares al común de las aguas termales, pero presenta gran cantidad de Ca y Mg. Si bien estas muestras fueron tomadas en un lugar de alteración en el mapa (Figura 2.1), no se encontró la nombrada alteración y las aguas no evidenciaron parte de esta.

Tabla 5.5. Clasificación de las fuentes Termales pertenecientes al sector Sierra Velluda.

Muestras	Tipo	Muestras	Tipo
<b>Aguas Termales</b>		<b>Aguas Superficiales</b>	
<b>Ay-1</b>	Na-Ca-Cl	<b>Ay-V</b>	Ca-Na-HCO <sub>3</sub> -Cl
<b>Ay-2</b>	Na-Ca-Cl	<b>Cen-V</b>	Ca-HCO <sub>3</sub>
<b>Ay-3</b>	Na-Ca-Cl	<b>QLQ-V</b>	Ca-HCO <sub>3</sub>
<b>QLQ-1</b>	Na-Cl		
<b>QLQ-2</b>	Na-Cl		
<b>QLQ-3</b>	Na-Cl		
<b>Cen-1</b>	Na-Cl-HCO <sub>3</sub>		
<b>Cen-2</b>	Na-Cl		

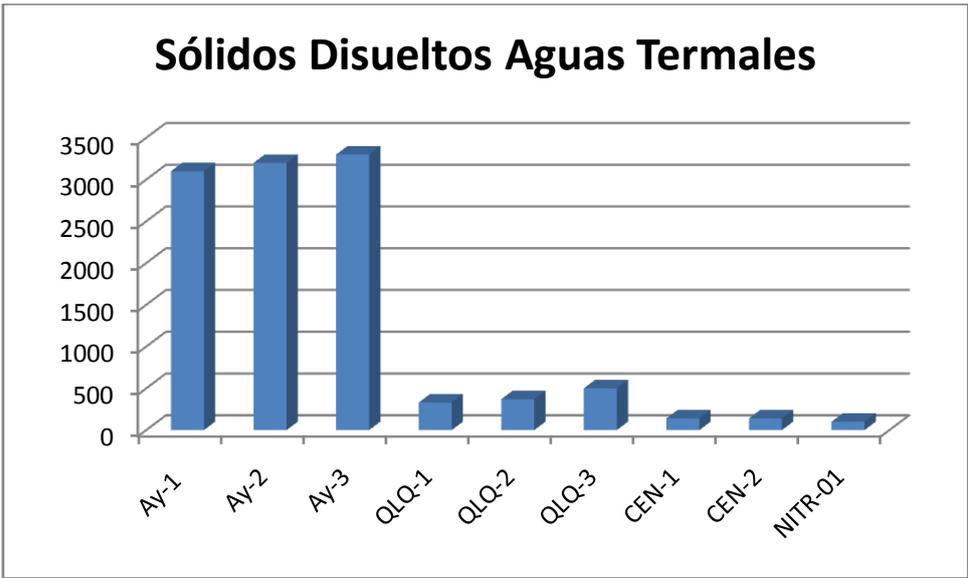


Figura 5.2.Cantidad de sólidos disueltos de las aguas termales del sector sur Sierra Velluda y Norte río Queuco.

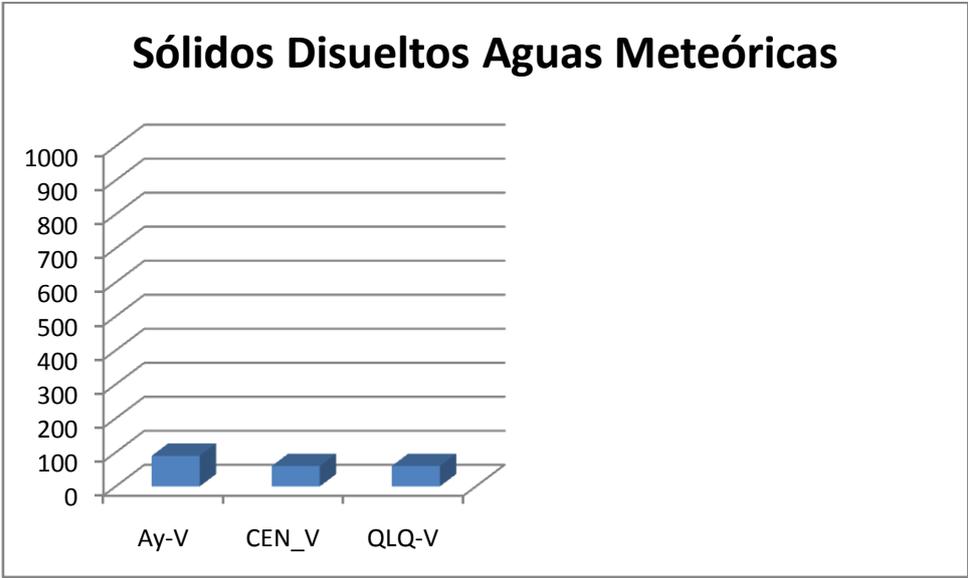


Figura 5.2..Cantidad de sólidos disueltos de las aguas meteóricas del sector sur Sierra Velluda y Norte río Queuco.

5.4.2 Termas de Quillaquín:

Las termas de Quillaquín son representadas por las muestras QIQ-1, QIQ-2, QIQ-3 y sus muestras presentan pequeñas diferencias en su cantidad de sólidos disueltos (Figura 5.1). Estas aguas son de tipo Na-Cl, con una cantidad de sólidos mucho menor a la muestra anterior, y su química de aniones y cationes son levemente diferentes entre las distintas muestras.

El PH obtenido difiere entre las distintas muestras tomadas, en el caso de QLQ-1 y QLQ-3 tienen un PH=8,6 y para la muestra QLQ-2 de PH=7,3. Esto se explica porque la muestra QLQ-2 presenta mayor cantidad de Mg (Figura 5.3) y debe estar más mezclada con aguas meteóricas.

#### 5.4.3 Termas de Ceniciento

Las Termas de Cenicientos están representadas por las muestras Cen-1, Cen-2. La muestra Cen-1 es de tipo Na-Cl-HCO<sub>3</sub> y Cen-2 Na-Cl. La cantidad de sólidos disueltos es muy similar a las termas de Nitrao, pero con diferencias geoquímicas de cationes y aniones.

Estas aguas presentan cantidades de sólidos disueltos parecida a las aguas meteóricas, pero presentan sus altas concentraciones de cationes y aniones característico de las aguas termales.

#### 5.4.4 Termas de Nitrao

Las Termas de Nitrao están representada por la muestra NITR-01, la cual es de tipo Na-HCO<sub>3</sub> con una cantidad de sólidos disueltos parecida a las aguas termales de Ceniciento con mayor cantidad de HCO<sub>3</sub> y un PH alcalino de 9,6.

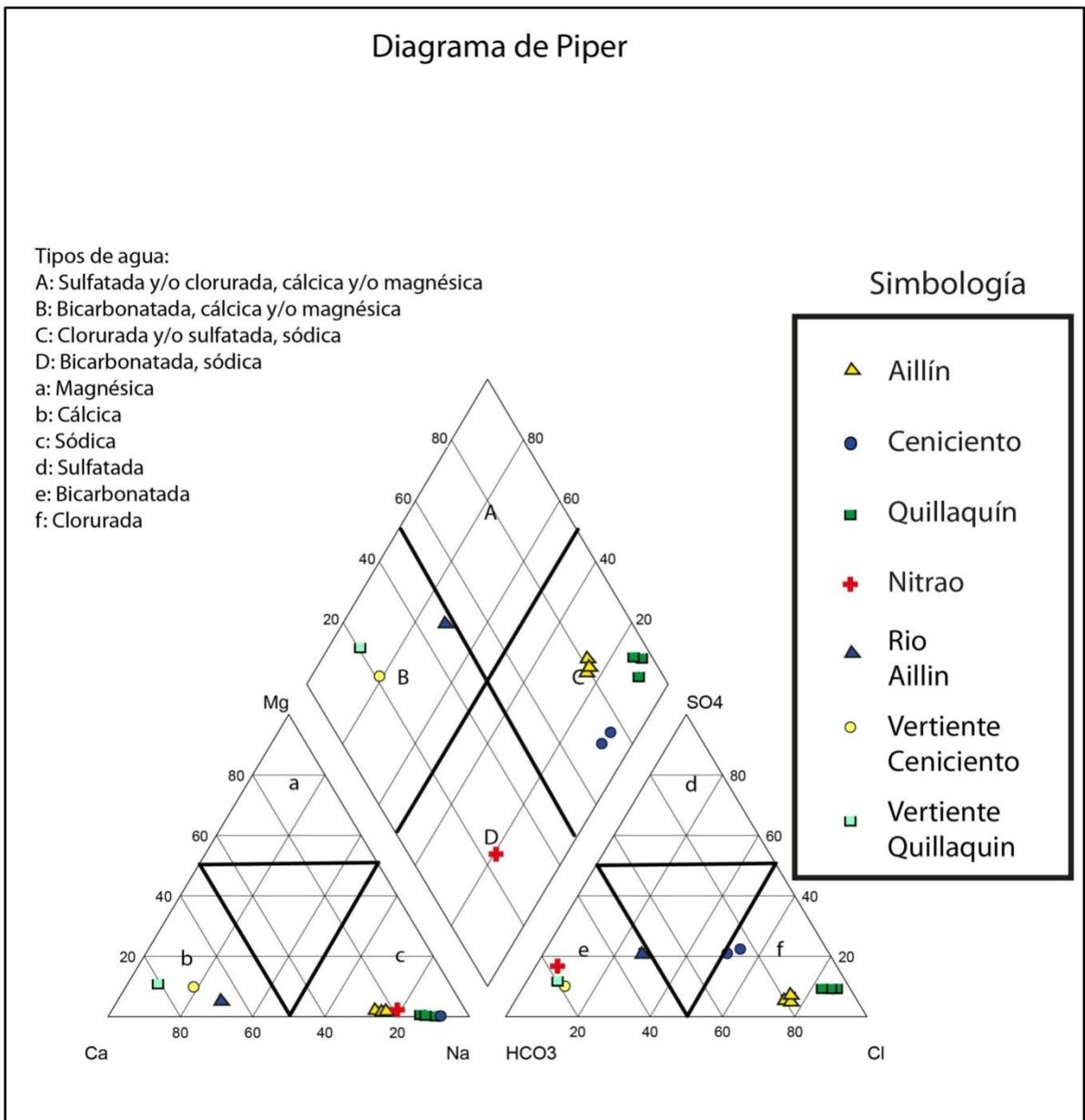


Figura 5.3. Diagrama de piper (1944) de las muestras tomadas en el sector Sierra Velluda.

#### 5.4.5 Vertiente Aillín

La muestra de agua meteórica de Aillín es representada por la muestra Ay-V, y es de aguas tipo Ca-Na-HCO<sub>3</sub>-Cl y presenta una cantidad de sólidos disueltos mayor a las aguas meteóricas tomadas en la zona. La muestra fue tomada río arriba, la cual existe la posibilidad de mezcla con agua termal, donde Na y Cl son características de aguas termales.

#### 5.4.6 **Vertiente Quillaquín**

La muestra de agua meteórica de Quillaquín es representado por la muestra QLQ-V y tiene un PH=7,2. Este es de tipo Ca-HCO<sub>3</sub> y su cantidad de sólidos disueltos son características de aguas superficiales.

#### 5.4.7 **Vertiente Ceniciento**

La muestra de agua meteórica de Ceniciento es representado por la muestra Cen-V y tiene un PH=7,1. Este es de tipo Ca-HCO<sub>3</sub> y su cantidad de sólidos disueltos soncaracterísticos de aguas superficiales.

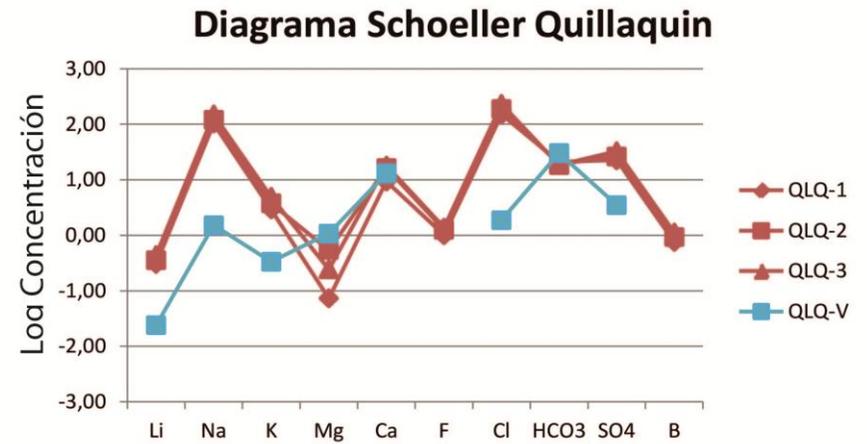
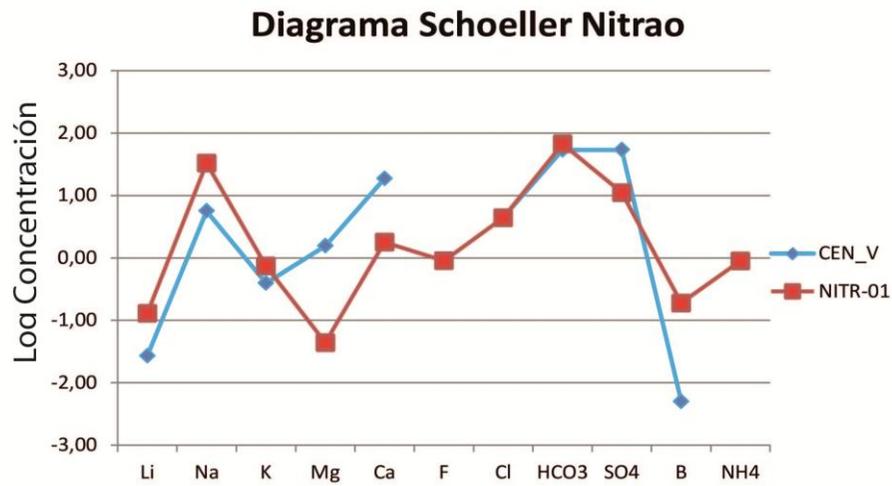
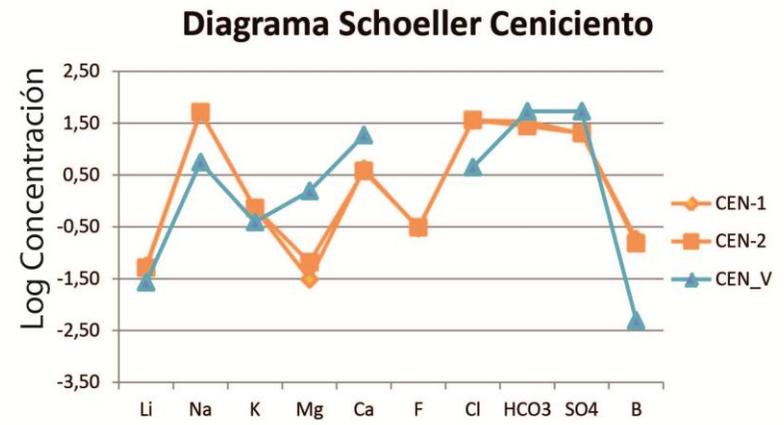
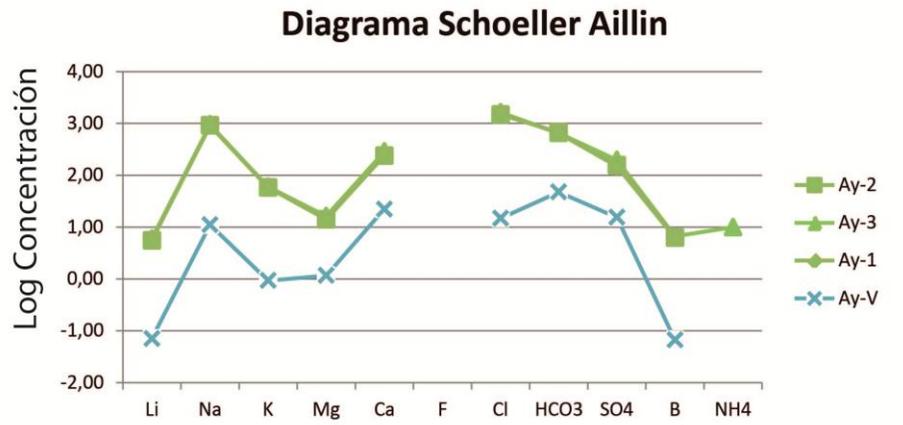


Figura 5.3. Diagrama de Schoeller para las muestra de las Termas de Aillín, Quillaquin, Ceniciento y Nitrao

## 5.5 Contenido relativo Cl, HCO<sub>3</sub> y SO<sub>4</sub>

La mayoría de las técnicas geoquímicas son utilizadas con confianza únicamente en fluidos con un rango composicional limitado. Particularmente la composición de las aguas cloruradas neutras entrega información relevante de las condiciones físico-químicas del reservorio, porque son producto final del equilibrio entre agua y roca (Giggenbach, 1998).

El diagrama de ternario de Cl-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub> es uno de los diagramas para la clasificación de la naturaleza de las aguas (Giggenbach, 1991). Usando este diagrama, muchos tipos de aguas termales pueden ser distinguidas: aguas maduras, aguas periféricas, aguas vapor calentadas y aguas volcánicas.

### 5.5.1.1 Resultados

Las fuentes Termales de Aillín y Quillaquín en el diagrama de Aniones se clasifican como aguas maduras, las cuales nos indican como un posible *outflow* del sistema geotermal. Pero la diferencia entre el contenido de sólidos disueltos nos puede indicar que las termas de Quillaquín puede ser del mismo reservorio que Aillín, pero con mayor mezcla de aguas diluidas.

La fuente Termal de Ceniciento se encuentra entre aguas periféricas y aguas maduras, y la fuente Termal de Nitrao la clasificamos como aguas periféricas.

El aumento de pH se explica por la formación de HCO<sub>3</sub> a partir de la interacción entre el fluido termal y los silicatos (e.g. sódicos) consume CO<sub>2</sub>. Ambos buffer aumentan el pH (Árnorsson, 2007) mediante la siguiente reacción.



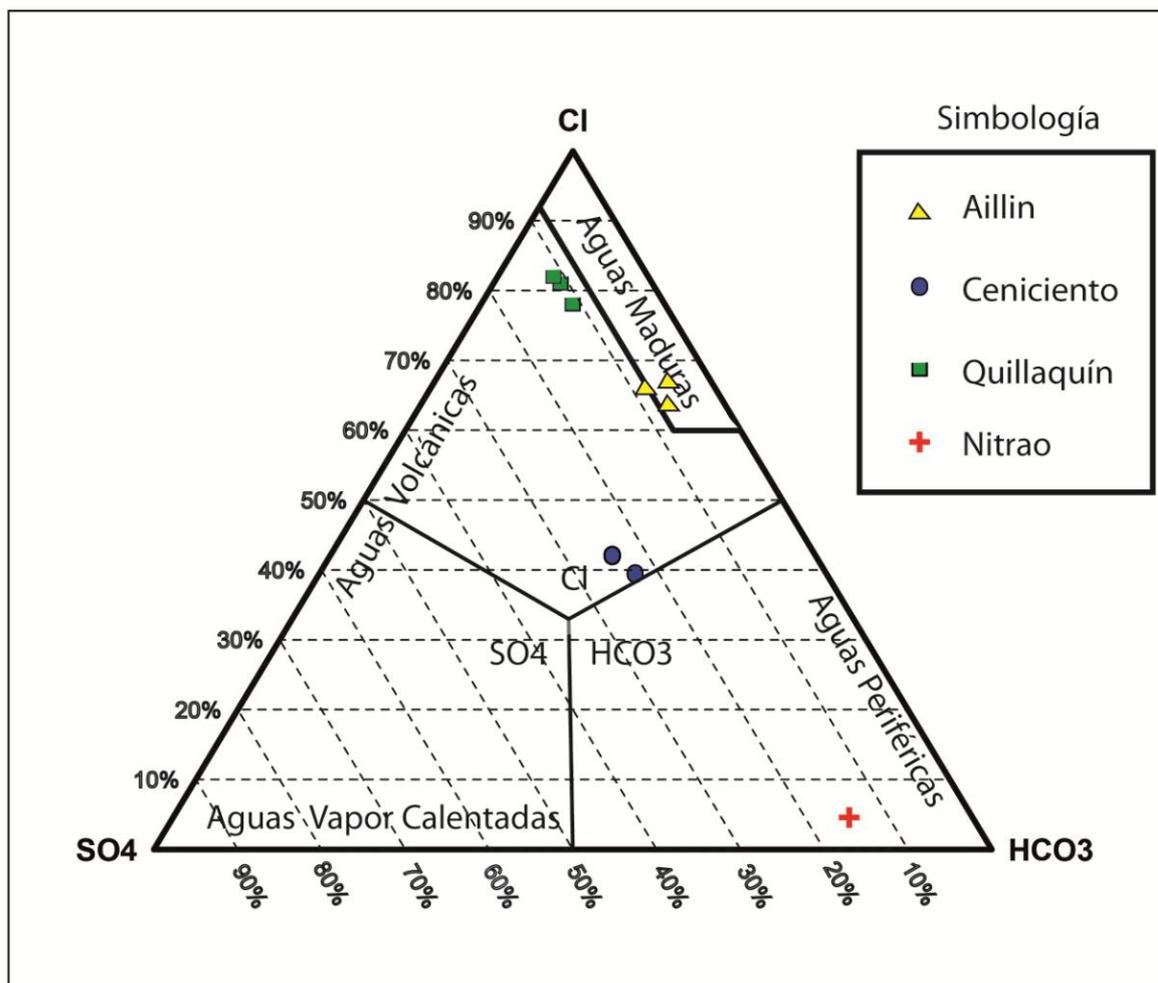


Figura 5.4 Diagrama de aniones propuesto por Giggenbach (1988)

### 5.5.1.2 Contenido relativo de Cl, B, Li

El diagrama ternario de Cl, B, Li, con campos definidos por (Goguel y Giggenbach, 1988), es una importante herramienta para definir el contenido relativo de los elementos más conservativos presente en las aguas termales. El Litio es el metal menos afectado por procesos secundarios, por lo que es un buen elemento para evaluar el origen de los otros dos elementos importantes en las aguas que son Cl, B (Giggenbach, 1991a).

El B y Cl pueden tener un origen magmático, y son transportados a altas temperaturas bajo la forma de HCl y H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub>, respectivamente, aunque también pueden ser aportados por ciertos tipos litológicos.

### Resultados

Las aguas termales de Aillín, Ceniciento y Quillaquín se clasificaron en el diagrama ternario como aguas ricas en Cloro, el cual proviene de la absorción de vapores especialmente de HCl. Las razones B/Cl en general presentan el mismo valor con un intervalo de 0,005 a

0,007 para las fuentes de Aillín, Quillaquín y Ceniciento, pero la excepción son las termas de Nitrao la cual presenta una razón B/Cl de 0,04.

En razón no se encuentra una disminución de la razón B/Cl hacia la periferia de las aguas termales más cercanas al centro de emisión que calienta estas fuentes termales, como se pudo corroborar en los estudios realizados por Muñoz y Olivares (2011).

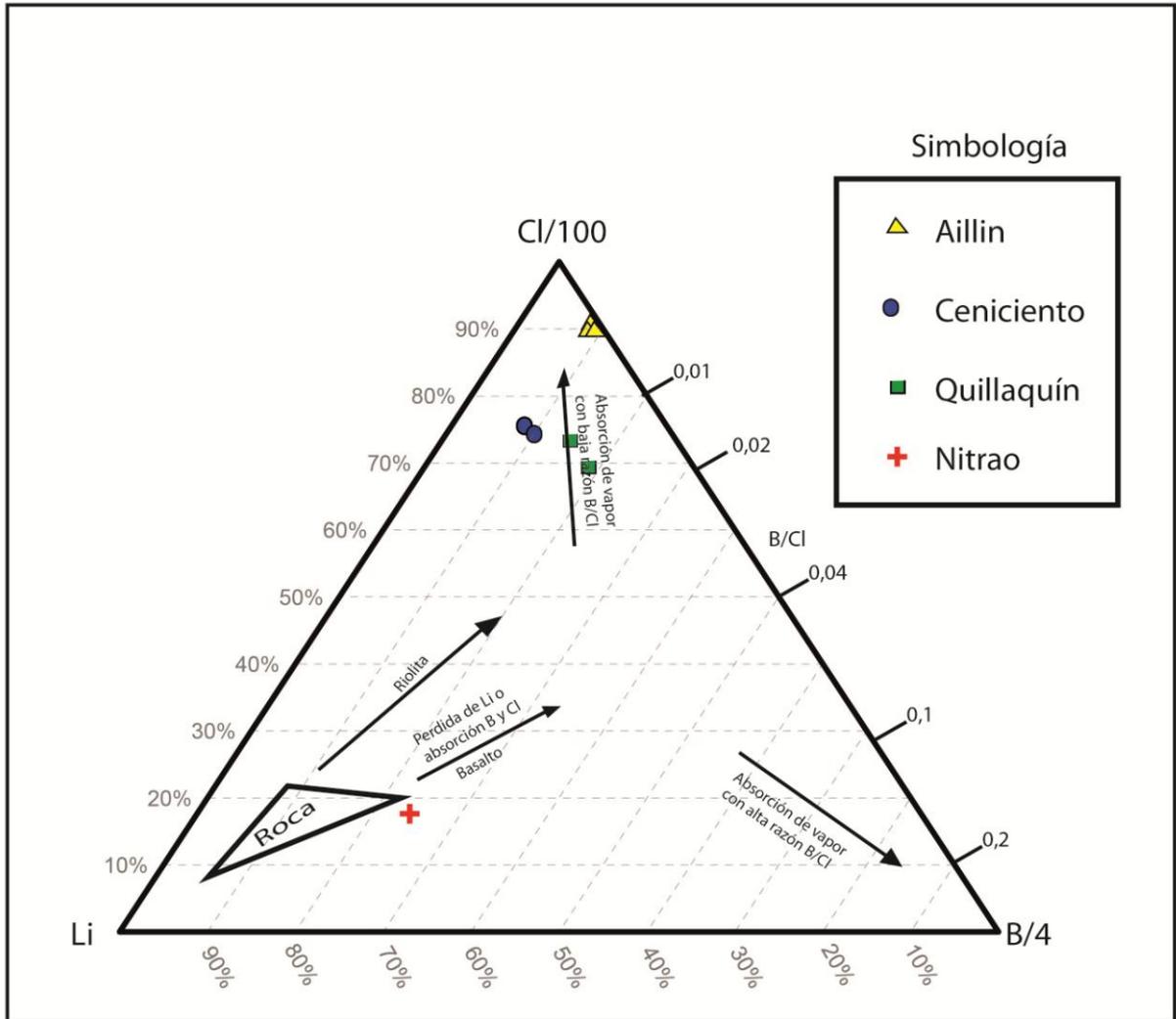


Figura 5.5. Diagrama ternario de Cloro, Litio y Boro para las aguas termales ubicada al sur del Volcán Sierra Velluda y norte del Río Queuco. Presenta campos definidos por Giggenbach (1989).

## 5.5.2 Origen de las aguas

### 5.5.2.1 Isotopos O<sup>18</sup> y D

Los análisis isotópicos de las muestras de aguas, provenientes de las fuentes termales y los pozos, permiten establecer el origen de los fluidos descargados, mezcla de aguas en sub superficie, la interacción agua-roca, y procesos de separación de vapor (Nutti, 1991). Las primeras aplicaciones de las técnicas de isotopos estables fueron realizadas por Craig (1963), el cual determinó que las aguas termales son esencialmente aguas meteóricas con alguna contribución desde la profundidad.

El isótopo  $\delta^{18}\text{O}$  y  $^2\text{H}$  (conocido como deuterio), son los más utilizados en la exploración de recursos geotérmicos. La concentración de estos isótopos se obtiene comparando las razones de masa  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ( $\delta^{18}\text{O}$ ) y D/H ( $\delta\text{D}$ ), con respecto al estándar V-SMOW (Viena-Standard Mean Oceanic Water) (Giggenbach 1991b; Nutti, 1991; D'Amore *et al.*, 2000).

$$\delta^{18}\text{O} = 1000 \left[ \frac{\left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{muestra}} - \left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{V-SMOW}}}{\left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{V-SMOW}}} \right]$$

La línea meteórica mundial, conocida como GMWL (Global Meteórica Water Line) (Craig, 1961) entrega una composición aproximada de las aguas meteóricas que caen sobre la tierra, esta se representa como:

$$\delta\text{D} = 8 * (\delta^{18}\text{O}) + 10$$

Esta ecuación es una importante aplicación de los isotopos en aguas geotermales, no solo implica el seguimiento del origen de las aguas, pero además es una útil herramienta en la caracterización de procesos de ebullición y en el monitoreo de flujos de fluidos inyectados.

Giggenbach (1992), basado en datos isotópicos analíticos de fluidos relacionados con volcanismo andesítico, postula un desplazamiento isotópico positivo tanto en  $^{18}\text{O}$  y  $^2\text{H}$  en relación a las aguas meteóricas locales. Puesto que el desplazamiento de  $^2\text{H}$  se relaciona con los condensados fumarólicos, dicho autor propone la existencia de un miembro de composición fija, denominado "Agua Andesítica", que participa de manera variable en procesos de mezcla en las descargas de fluidos termales (El Tatio, ubicado en el norte de Chile, presenta un desplazamiento en deuterio negativo y constituye una excepción a lo postulado por el autor (Sepúlveda, 2005)).

## **Resultados**

Las muestras recolectadas en la zona de estudio, con el fin de comparar GMWL se realizó una línea con las muestras de aguas meteóricas recolectadas en terreno.

$$\text{LML} = \delta D = 7,2975 * \delta^{18}O + 4,503$$

De la ecuación anterior se obtuvo un  $R^2=0,912$ .

Tabla 5.6 Valores de  $\delta D$  y  $\delta^{18}O$  de las aguas meteóricas y termales del sector Sierra Velluda.

<b>Muestras</b>		
<b>Aguas Termales</b>	$\delta D$	$\delta^{18}O$
Aillín	-78,9	-11,15
Cenicento	-79	-11,28
Nitrao	-82,7	-11,91
Quillaquín	-71,3	-10,34
<b>Aguas Meteóricas</b>		
Ay-V	-75,6	-10,99
Cen-V	-75,2	-10,74
QLQ-V	-72,5	-10,72

Las aguas termales de la zona de estudio son muy cercanas a las líneas GMWL y LML, mostrando ningún desplazamiento notorio de  $\delta^{18}O$  (Figura 4.7). Lo que demuestra que no hay ningún aporte de aguas "andesíticas" (Giggenbach, 1992), y la recarga del sistema geotermal se realiza mediante aguas meteóricas, lo que indica que no hay enriquecimiento de isótopos pesados a altas temperaturas (Craig, 1969).

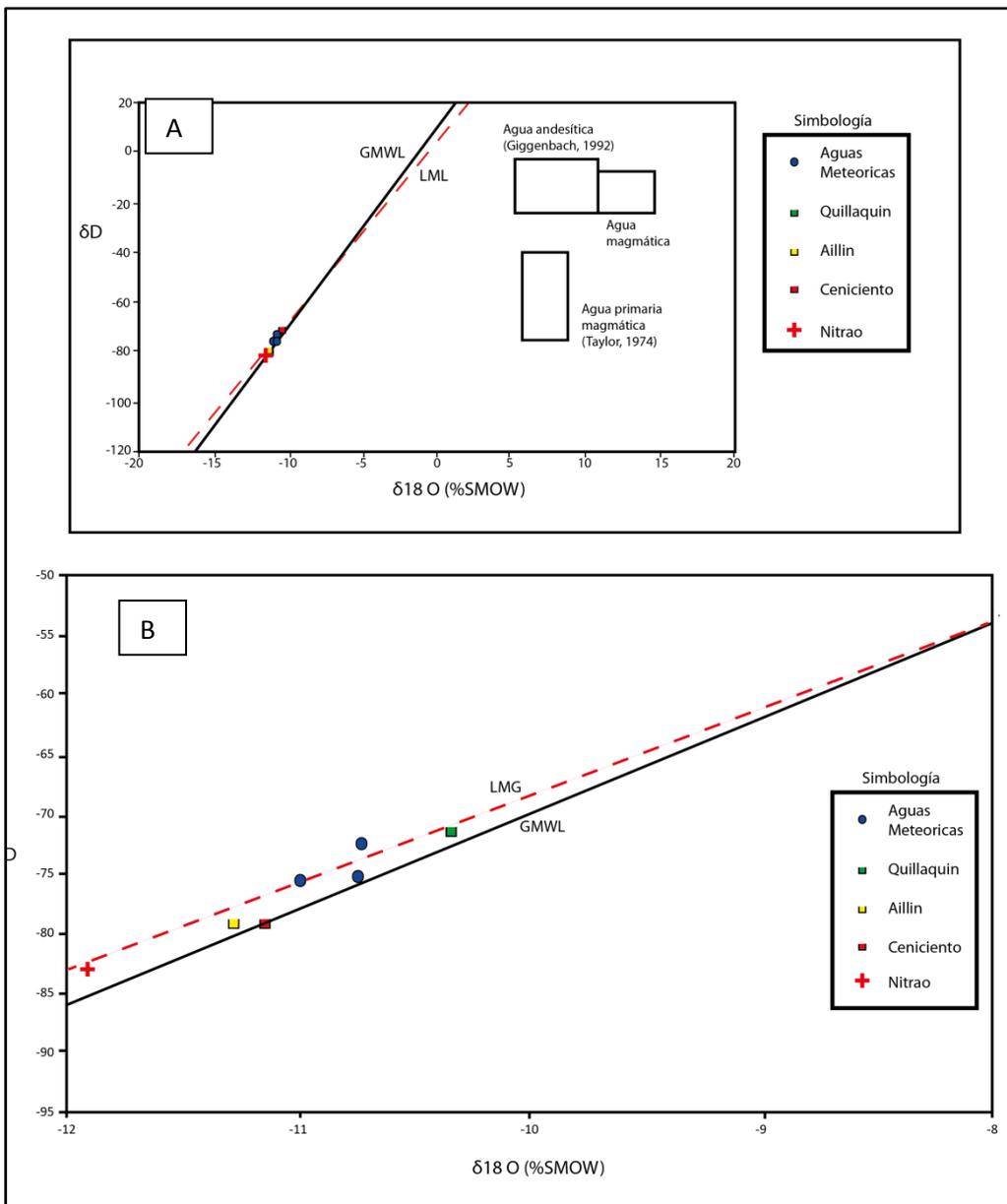


Figura 5.6. Gráfico de isótopos estables  $\delta^{18}\text{O}$  v/s  $\delta\text{D}$ ; La línea Roja segmentada representa LML (Línea Meteorológica Local) y la línea a la GMWL (Global Meteoric Water Line). a) Se grafican las distintas aguas termales y meteóricas en comparación con las aguas magmáticas, b) Mismo grafico mencionado en a) pero a mayor resolución.

### 5.5.3 Procesos de Mezcla

En el ascenso de las aguas geotermales pueden enfriarse en las zonas de *upflow*, o por ebullición (adiabáticamente), o por conducción, o mezcla con agua meteóricas en zonas superficiales. Cuando esto pasa los geotermómetros puede producir errores en los resultados (Truesdell, 1991). En la profundidad de los reservorios geotermales probablemente la mezcla es completamente encubierta por constituyentes reactivos a través del reequilibrio posterior a la mezcla (Arnórsson, 1991).

La mezcla entre dos tipos de aguas puede ser mostrado en un diagrama de especies conservativas una en contra la otra. Una relación lineal entre Cl y B evidencia que el ascenso de las aguas se debe haber mezclado con aguas meteóricas en la zona de *upflow* (Truesdell, 1991).

El diagrama de Schoeller compara el logaritmo de la concentración de los componentes de los fluidos de un número de análisis, por lo tanto muestra al efecto de la mezcla. Se ocupa valores logarítmicos de la concentración dado a que se puede mostrar un amplio rango de ellos. La mezcla del agua termal con agua diluida, mueve verticalmente la línea representativa sin cambiar la forma (Truesdell, 1991).

#### **Resultados**

Para identificar los procesos de mezcla que pueden afectar entre las aguas termales y meteóricas, se ocuparon dos métodos.

En primer lugar se utilizó el diagrama de Boro v/s Cloro (Figura 4.7), donde se pudo identificar una relación lineal entre las fuentes termales de Aillín, Quillaquín, Ceniciento y las aguas meteóricas. Esta relación presenta una ecuación de  $y=0,0046x+0,1242$  con un  $R^2$  de 0,9988, la cual nos muestra una relación de mezcla entre las distintas aguas termales de la zona de estudio, excluyendo a las Termas de Nitrao.

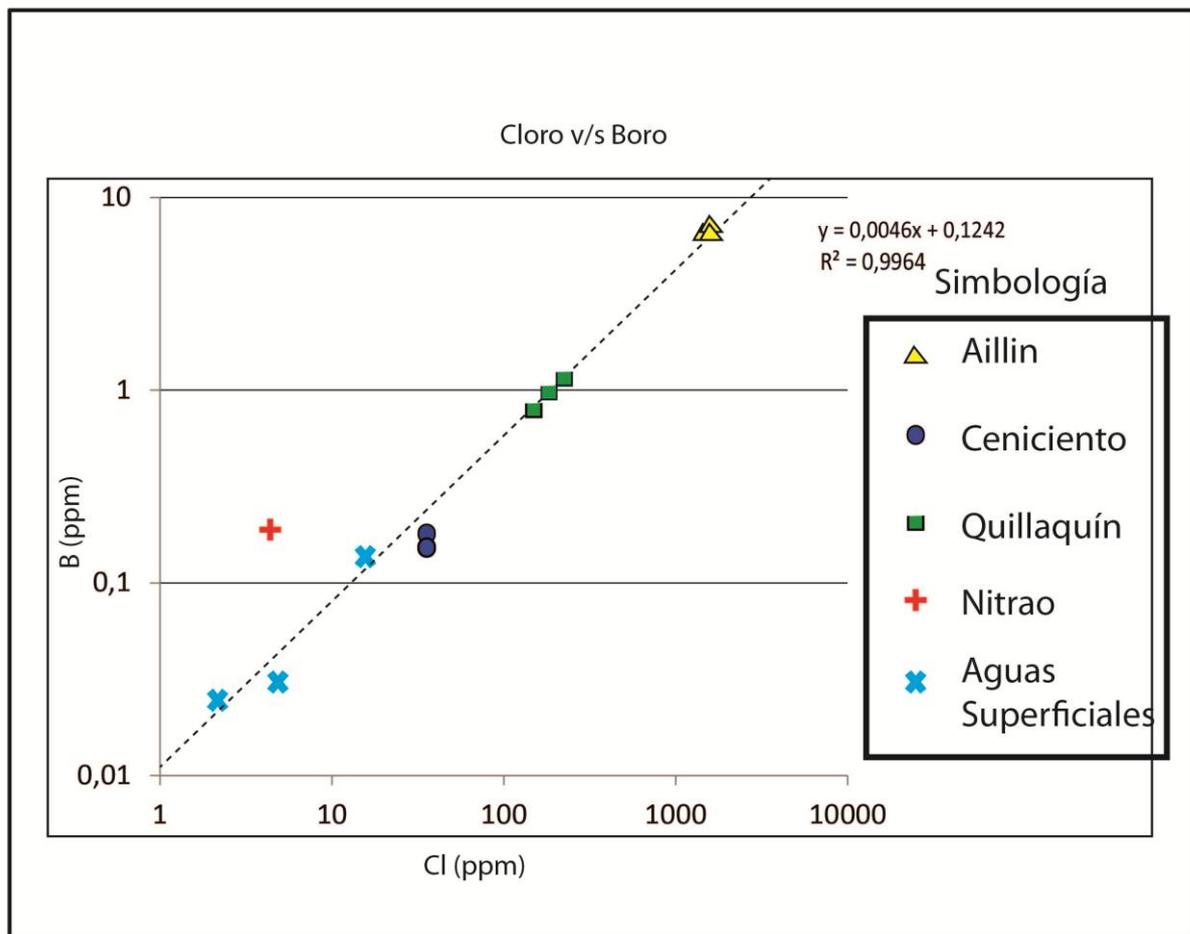


Figura5.7. Diagrama B v/s Cl, para las aguas meteóricas, mezcladas y termales de las fuentes termales de Sierra Velluda.

Otra herramienta muy útil para ver los efectos de mezcla es el diagrama de Schoeller (Figura 4.8). En esta figura podemos diferenciar 3 tipos de aguas. Las aguas termales de color rojo (Aillín), las de color verde (Quillaquín, Ceniciento y Nitrao) y las de color celeste que corresponden a las aguas meteóricas.

Las aguas de color rojo tienen un desplazamiento vertical con respecto a las aguas de color verde, dado a que las aguas verdes presentan mayor grado de dilución con aguas meteóricas (Truesdell *et al.*, 1987).

Las aguas termales en general presentan altas concentraciones en Li, Na, K, F, Cl, SO<sub>4</sub> y B mientras las aguas meteóricas tienen una alta concentración Mg y Ca y casi todas tienen la misma cantidad de HCO<sub>3</sub>.

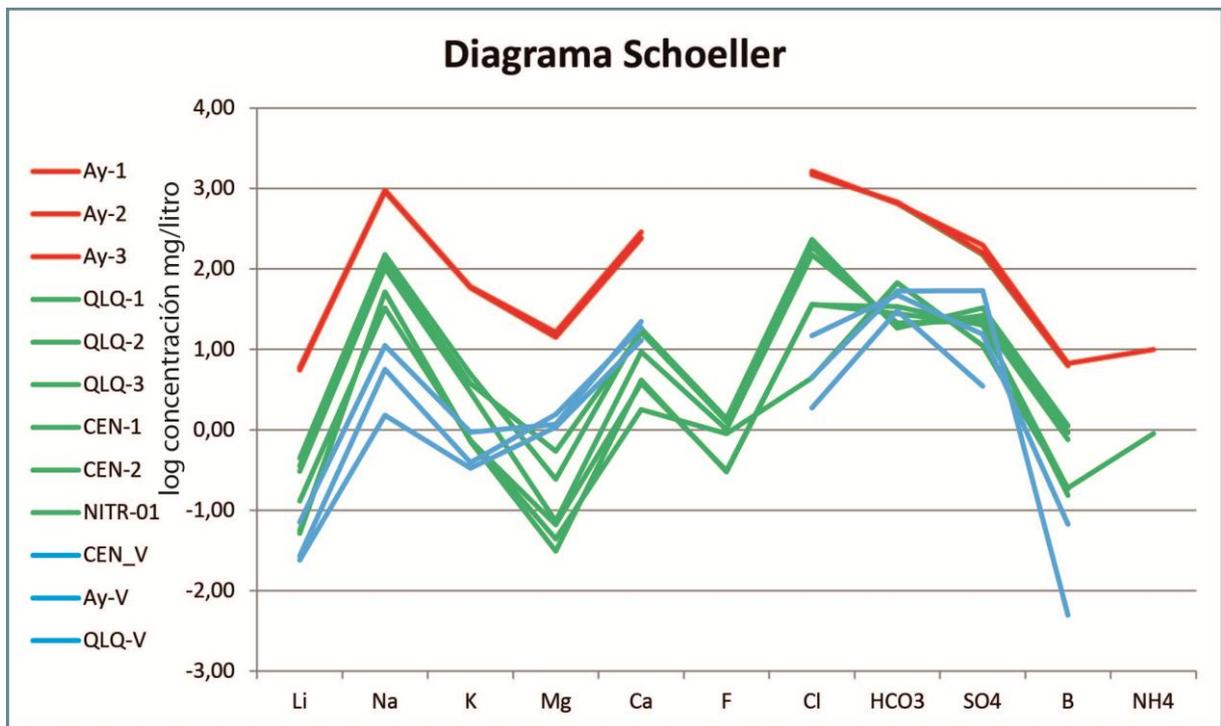


Figura 5.7. Diagrama de Schoeller .En línea azul se muestran las aguas meteóricas, en verde las aguas termales de Quillaquín, Ceniciento y Nitrao, y en rojo las aguas termales de Aillín.

#### 5.5.4 Modelos de Mezcla

Los modelos de mezcla son una efectiva herramienta en todas las etapas del desarrollo geotermal. Estos permiten actuar sobre los procesos de descargas para ser monitoreados todo el tiempo, y son particularmente útiles durante las etapas tempranas de evaluación de potencial de calor y estructuras de flujos de una nueva investigación geotermal.

##### 5.5.4.1 Diagramas Entalpía-sílice.

Los diagramas de Entalpía-Sílice proporciona una simple técnica para estimar la temperatura de los componentes de agua mezclada. El método es basado en el calor y balance de sílice, y sus aplicaciones son dependientes sobre tres supuestos (Fournier y Truesdell, 1974; Truesdell y Fournier, 1977):

- No hay pérdida de calor después de la mezcla.
- La solubilidad del Cuarzo controla el contenido en sílice del reservorio del fluido.
- No hay precipitación ni disolución de sílice una vez que el fluido geotermal ha dejado el reservorio.

## **Resultados**

Los cálculos de Entalpías de las aguas muestreadas son realizada según las temperatura estimadas de reservorio por el geotermómetro de Cuarzo (Fournier 1977) (Tabla 5.8).

Las condiciones de una posible mezcla son muy favorables, ya que temperaturas entre los 110-150°C de mezcla luego de haber ocurrido un equilibrio parcial de las aguas después de la mezcla.

Tabla 5.8. Valores de Concentración de Sílice, Temperaturas y Entalpia en la superficie y el reservorio. Los valores en rojo son escogidos para un posible reservorio, en verde son los interpretados como mezcla y en azul están las aguas meteóricas

Termas	Sílice	Temperatura Superficie	Entalpia Superficie
Aillín	154,1	49	205
Quillaquín	58,7	41	171
Ceniciento	70,3	45	188
Nitrao	36,5	50	209
Agua meteórica	19,93	8	28

La Fig 5.8 identifica, que las aguas de Ceniciento representan de mejor manera la mezcla producida entre las aguas meteóricas del lugar con las aguas termales de Aillín dado a que estas aguas termales pasan por la línea formada entre el posible (Aillín) y las aguas meteóricas.

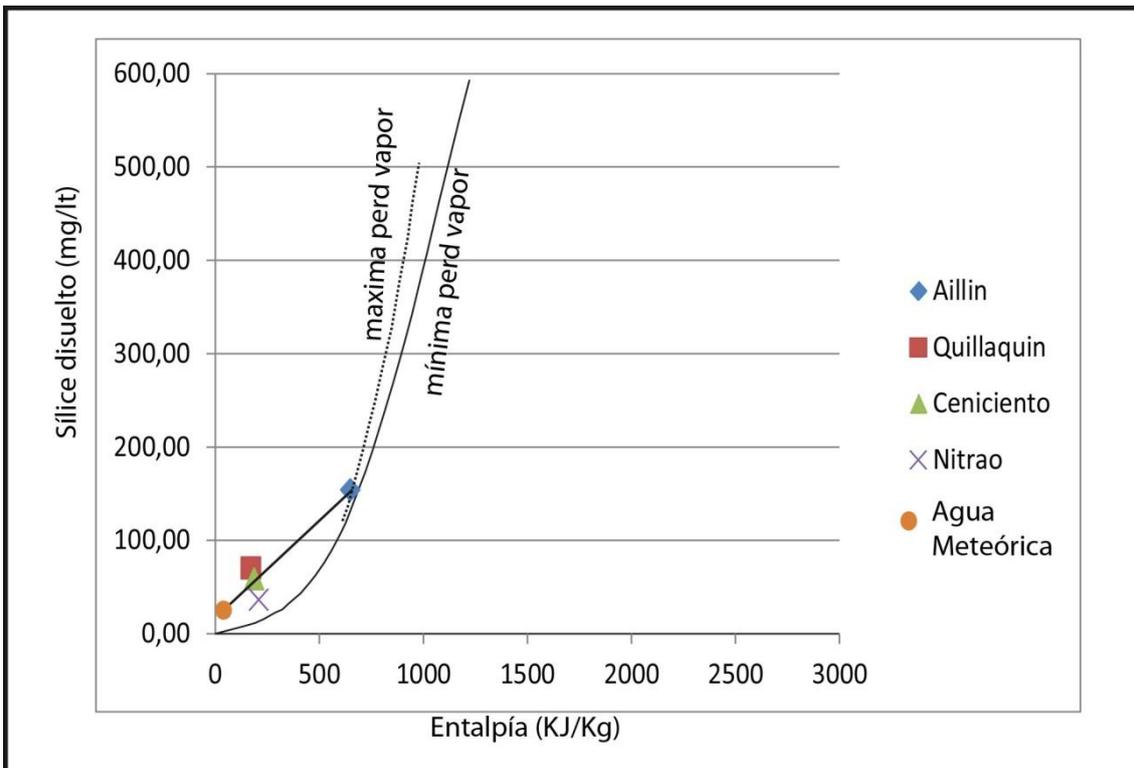


Figura 5.8 Modelo de Mezcla Entalpía v/s Sílice para las aguas Termales del complejo Sierra Velluda-Antuco.

## 5.6 Discusiones e interpretaciones

### 5.6.1 Termas de Aillín

La geoquímica observada nos da entender que este tipo Na-Cl-Ca es muy característica de aguas maduras en casos en sistema geotermales y puede ser parte de un outflow, pero debido a su distancia con el sistema geotermal se encuentra cercano al *upflow*.

Según Goff y Janik(2000), en sistemas líquido dominante generalmente su PH tiene valores entre 6-9, pero en fluidos extremadamente salinos puede ser más ácido. En este caso las aguas son muy salinas, su PH en el reservorio debe ser menor al encontrado en superficie (Tabla 5.3) ya que es evidente la mezcla de las aguas durante el ascenso.

La gran cantidad de cationes no comunes en aguas termales(Ca, Mg), no es evidente que venga de la mezcla con aguas meteóricas dado a que la cantidad de sólidos disueltos es mayor a la cantidad presentada en las aguas superficiales (Figura 4.3 y 4.8), lo que nos indica lixiviación por parte de las aguas termales de la roca donde extrae el Ca y Mg.

La gran cantidad de Cl en las muestra es proveniente de los vapores magmáticos absorbido por el reservorio (Giggenbach, 1991), pero también es aportado por la lixiviación de minerales ricos en Cl.

El PH levemente alcalino de estas aguas, puede ser del reservorio que comúnmente obtiene PH=5,1 con presiones en profundidad que al ascender hacia la superficie aumenta debido a la desgasificación que libera el CO<sub>2</sub> de las aguas y dilución de aguas meteóricas producen un aumento en el PH.

### 5.6.2 Termas de Quillaquín

Estas aguas emergen sobre rocas graníticas de edad miocena, dado a que la permeabilidad de la roca no lo permite, existe la posibilidad de que estas se fracturaron durante la formación del orógeno andino.

Las Aguas termales de Quillaquín se clasifican como Na-Cl y se puede interpretar como un *outflow* del sistema geotermal, su cantidad de sólidos disueltos es común en aguas termales (Hauser, 1997). Su cantidad de Cl proviene de vapores magmáticos absorbidos por el reservorio (Giggenbach, 1991).

Mediante los modelos de mezcla se pudo evidenciar que sus aguas pueden provenir de las mismas de Aillín pero diluidas con aguas meteóricas. Pero existe la posibilidad que este *outflow* pertenece a una fuente de calor distinta a las Termas de Aillín.

### 5.6.3 Termas de Ceniciento

Las aguas termales de Ceniciento se clasificaron como aguas Na-Cl-HCO<sub>3</sub> que son muy comunes en aguas periféricas de los sistemas geotermales.

Su cantidad de sólidos disueltos no es común en aguas termales, pero una prolongada interacción agua-roca puede provocar que el agua se asimile a la roca y reducir su cantidad de sólidos disueltos (Olivares 2011).

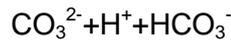
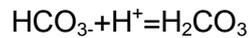
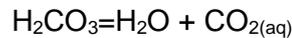
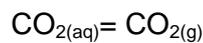
El elevado PH de estas aguas se puede generar por distintos procesos durante el trayecto hacia el borde del sistema geotermal, como la desgasificación que provoca que el CO<sub>2</sub> salga de la fase líquida a la gaseosa y aumente el PH. Si bien la concentración de HCO<sub>3</sub> es influenciada por la permeabilidad y flujo lateral (Nicholsson, 1993), al encontrarse en una zona más distal de la fuente de calor sería más usual tener aguas ricas en bicarbonato.

También otra explicación al aumento de PH puede ser que las aguas se encuentra más expuestas a al CO<sub>2</sub> atmosférico y provoca un aumento en la cantidad de carbonato de las aguas termales

#### 5.6.4 Termas de Nitrao

Las aguas de Nitrao se clasificaron como aguas Na-HCO<sub>3</sub>, pertenecientes a la parte periférica del sistema geotermal.

Su PH alcalino de 9,6 es muy característico de aguas ricas en bicarbonato. Estas aguas son muy comunes, cuando ocurre pérdida de CO<sub>2</sub> por ebullición durante el ascenso de las aguas y provoca el aumento de la concentración del HCO<sub>3</sub> mediante la siguiente reacción (Nicholson, 1993).



Estas aguas presentaron una cantidad de sólidos disueltos muy parecidas a las Termas de Ceniciento (Figura 5.2), esto se explica mediante una prolongada interacción agua- roca, por lo tanto produce que la roca se asimile a las rocas hospedante (Figura 5.5). Para este caso no concuerda con las rocas de la Formación Cura-Mallín.

Si tomamos en cuenta que la fuente de calor proviene desde el volcán Sierra Velluda es muy probable que durante el trayecto, se produzca contaminación del CO<sub>2</sub> atmosférico hacia la periferia del sistema geotermal o durante su trayecto ocurra mezcla de aguas superficiales (Olivares, 2011).

El posible enriquecimiento de B/Cl de la fuente termal de Nitrao se puede generar mediante la mezcla de agua meteórica dado a que estas aguas contienen una cantidad muy baja de sólidos disueltos o la precipitación de minerales de alteración ricos en Cl.

En este caso no es muy claro que las aguas de Nitrao provengan de la misma fuente calor que las otras 3 fuentes de la zona, dado a que se encuentra aproximadamente a 40 km de distancia de la fuente de calor. También los modelos de mezcla realizados en este estudio, no presenta evidencia que sea producto de aguas mezcladas de la misma fuente calor que las otras aguas en estudio.

## 6 Geotermometría

### 6.1 Geotermómetros de Aguas Termales

Los geotermómetros químicos son una herramienta de bajo costo para estimar temperatura de equilibrio de un sistema geotérmico.(El-Naqa y Abu Zeid,1 993; Torres *et al.*, 1993; Arnórsson, 2000b, 2000c). Los geotermómetros experimentales se basan en ecuaciones analíticas de forma empírica, provenientes de la bases de datos, tomados de la composición química y de temperatura medidas en pozosgeotermiales (Fournier, 1979; Nieva y Nieva, 1987; Verma y Santoyo,1997).

Los geotermómetrosteóricos son dependiente de equilibrio fluido-mineral y la temperatura, sus exitosas aplicaciones radican en cinco supuestos básicos (Ellis, 1979; Fournier, 1977; Fournier et, al 1974; Truesdell, 1976; White, 1970).

- 1) Las reacciones de equilibrio químico fluido –mineral dependiente de la temperatura fijan las concentraciones de las especies consideradas.
- 2) Los minerales o especies fluidas involucradas en las reacciones de equilibrio se encuentran presentes en cantidades adecuadas.
- 3) Existe equilibrio químico fluido - mineral en profundidad respecto a los componentes considerados.
- 4) El reequilibrio de los fluidos termales durante el ascenso a superficie es despreciable.
- 5) El efecto de procesos secundarios tales como dilución, mezcla, ebullición, entre otros es despreciable, cuantificable o corregible.

En este estudio utilizaremos los geotermómetros de Sílice y cationes (Na/K, K/Mg, Na-K-Mg) y para complementar mejor la información ocuparemos el equilibrio multimineral propuesto por Reed y Specher (1984). Además esta técnica permite identificar los minerales solubles en sistema geotermal, ver el tipo de equilibrio en la interacción agua-roca y estimar temperaturas de reservorio.

## 6.2 Geotermómetro de Sílice

El contenido de sílice en muestras de aguas termales puede ser usado para estimar la temperatura en subsuperficie del acuífero. Un límite superior de temperatura para el geotermómetro de sílice es aproximadamente 250°C, arriba de esta temperatura la sílice se disuelve y precipita muy rápidamente para que la concentración de sílice en la solución continúe constante cuando los fluidos son descargados hacia la superficie (Nicholson, 1993).

Las soluciones pueden llegar a ser saturadas con respecto a un mineral de sílice en un reservorio geotermal después de una prolongada interacción a una temperatura constante (Fournier, 1982). A temperaturas menores de 300°C, en condiciones profundas (ejemplo perforaciones geotermales), la presión tiene poco efecto en la solubilidad del cuarzo y sílice amorfa.

El cuarzo controla la sílice disuelta en todas las aguas sobre 180°C, en la mayoría aquellas entre 140°C y 180°C, y en algunas con temperaturas entre 90-140°C. La Calcedonia es levemente más soluble que el cuarzo y controla el sílice disuelto a temperaturas en el rango 120°-180°C (Fournier, 1991). Un fluido en ascenso a suficiente temperatura se separará en una fase gaseosa y otra líquida. La fase líquida se enriquece en sus componentes no volátiles, como el sílice, respecto a otra sin "ebullición". Esto aumenta la concentración de sílice en los fluidos con pérdida de vapor, produciendo una sobreestimación de la temperatura, y es por esto que Fournier (1977) propuso un geotermómetro que considera el efecto con una máxima pérdida de vapor.

Las siguientes ecuaciones corresponden a los geotermómetros usados para este estudio:

Cuarzo sin pérdida de vapor (Rango: 50°C a 250°C):

$$T^{\circ}C = \frac{1309}{5,19 - \log C} - 273.15 \quad (\text{Fournier 1977})$$

Cuarzo con máxima pérdida de vapor (Rango: 100°C a 250°C):

$$T^{\circ}C = \frac{1522}{5,75 - \log C} - 273.15 \quad (\text{Fournier 1977})$$

Calcedonia

$$T^{\circ}C = \frac{1032}{4,69 - \log C} - 273.15 \quad (\text{Fournier 1977})$$

Sílice

$$T^{\circ}C = -42,199 + 0,24469 * S - 0,000017414 * S^2 + 79,305 * \log S$$

(Verma y Santoyo 1997)

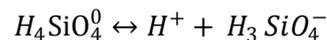
### 6.2.1 Efectos de PH

El cálculo de los efectos de PH es muy importante para las aguas con PH mayores a 8 (Fournier, 1991), un aumento del PH en las aguas ayuda la hidrólisis del ácido silícico a  $H_3SiO_4^-$ , el cual no participa en la dilución y precipitación en los polimorfos de sílice y sobreestima las temperaturas para los reservorios.

La ecuación que controla la dilución de minerales de sílice en un sistema geotermal:



El ácido silícico  $H_4SiO_4^0$  es un ácido débil y este se disocia si el PH es suficientemente alto, este se transforma en  $H_3SiO_4^-$  siguiendo la reacción:



De la anterior ecuación deducimos la constante de equilibrio para el ácido silícico.

$$\frac{[H^+][H_3SiO_4^-]}{[H_4SiO_4^0]} = K_{H_4SiO_4^0}$$

Para obtener la cantidad de sílice no ionizado, ocupamos la relación de sílice analizada, la sílice ionizada y la no ionizada.

$$[H_4SiO_4^0] + [H_3SiO_4^-] = SiO_{2,anal}$$

El  $H_4SiO_4^0$  lo obtenemos de la siguiente ecuación que depende de la sílice analizada y la constante de equilibrio del  $H_4SiO_4^0$ .

$$[H_4SiO_4^0] = \frac{SiO_{2,anal}}{1 + \frac{K_{H_4SiO_4^0}}{(H)^+}}$$

La actividad de H<sup>+</sup> es igual a la concentración H<sup>+</sup>, por lo tanto H<sup>+</sup> es igual a 10<sup>-pH</sup>. La temperatura dependiente de la constante de disociación para el ácido silícico está dada por la siguiente ecuación:

$$\log K_{H_4SiO_4} = -\frac{2549}{T} - 15,36 * 10^{-6} * T^2$$

Las aguas termales pueden ebullición en el *upflow* del sistema geotermal si la temperatura del reservorio sobrepasa los 100°C. La ebullición causa el aumento en la concentración de la solución acuosa y aumenta la proporción de la fase vapor. Las causas del aumento de pH del agua se debe al ácido débil disuelto en el agua, CO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>S que son transferido dentro de la fase vapor (D'Amore y Árnorsson, 2000).

Para la corrección del PH se utilizó el valor medido en terreno, dado a que el medido en laboratorio presenta pérdida de CO<sub>2</sub>, el cual provoca la disminución del PH de las muestras (Goguel y Giggenbach, 1988).

### 6.2.2 Resultados:

La siguiente (tabla 6.1) muestra los distintos geotermómetros de sílice utilizados en las termas estudiadas. En ella podemos ver que el geotermómetro de Sílice de Verma y Santoyo (1997) es el que muestra valores mayores y de Calcedonia Fournier (1977) valores menores.

Tabla 6.1. Temperaturas estimadas para posible reservorio en profundidad, mediante uso de geotermómetros de sílice

Fuente Termal	Muestra	Terreno T(°C)	Cuarzo máxima pérdida vapor(1) T(°C)	Cuarzo mínima pérdida vapor(1) T(°C)	Calcedonia(1) T(°C)	Sílice(2) T(°C)
Aillín	Ay-1	47	153	<b>162</b>	138	<b>167</b>
Aillín	Ay-2	49	152	<b>160</b>	137	<b>166</b>
Aillín	Ay-3	41	154	<b>163</b>	139	<b>169</b>
Ceniciento	Cen-1	45	117	118	<b>90</b>	<b>121</b>
Ceniciento	Cen-2	45	117	118	<b>90</b>	<b>121</b>
Quillaquín	QLQ-1	41	109	109	<b>80</b>	<b>112</b>
Quillaquín	QLQ-2	35	108	108	<b>78</b>	<b>111</b>
Quillaquín	QLQ-3	38	116	117	<b>89</b>	<b>120</b>
Nitrao	NITR-01	50	88	<b>90</b>	57	<b>91</b>

La siguiente corrección de PH se realizó en las termas con PH > 8,0 en terreno. Las muestras corregidas fueron CEN-1, CEN-2, QLQ-1, QLQ-3, NITR-01 (Tabla 6.2), para PH menores no tuvieron cambios significativos.

Tabla 6.2 Temperaturas estimadas para posible reservorio en profundidad, con corrección de PH. (1) Fournier (1977) y (2) Verma y Santoyo (1997).

Fuente Termal	Muestra	Terreno T(°C)	Cuarzo máximapérdida vapor(1) T(°C)	Cuarzo mínimapérdida vapor(1) T(°C)	Calcedonia(1) T(°C)	Sílice(2) T(°C)
Ceniciento	Cen-1	45	102	101	<b>71</b>	104
Ceniciento	Cen-2	45	99	98	<b>67</b>	101
Quillaquín	QLQ-1	41	105	105	<b>75</b>	108
Quillaquín	QLQ-3	38	112	113	<b>84</b>	116
Nitrao	NITR-01	50	62	<b>55</b>	23	57

La corrección de PH nos muestras una gran diferencia en las temperaturas de las muestras con PH >9 , como por ejemplo la muestra Cen-1, Cen-2 y NITR-01 las cuales presentan diferencias de 17°C, 20°C y 35 °C respectivamente ( Tabla 6.1 y 6.2) después de aplicar la corrección nombrada anteriormente. Las muestras QLQ- 1 y QLQ-3 presentan diferencias de 4°C y 6°C, las cuales no son tan significativas para esta corrección.

Las fuentes termales de Quillaquín y Aillín son las más adecuadas para el uso de geotermómetros de Sílice, dado a que las aguas cloruradas, son buenas para el uso de esta herramienta de geotermometría (Fournier, 1991).

La selección del cuarzo como mineral soluble de nuestras fuentes termales es contrario a lo recomendado por (Fournier 1977), este autor recomienda que la Calcedonia controla la solubilidad de la sílice entre los 120-180°C. Sin embargo Árnorsson(2000) recomienda al cuarzo como mineral soluble del sílice a temperaturas menores a 100°C.

Entonces se selecciona al Cuarzo como mineral soluble en el geotermómetro de Sílice para las muestras recolectadas en las Termas Aillín y Nitrao, dado a que en el equilibrio multiminerar los minerales seleccionados se equilibran de mejor manera (ver sección 6.4). También el geotermómetro de Sílice de Verma y Santoyo (1997) presenta menos temperatura de diferencia con el geotermómetro de Cuarzo Fournier (1977), lo cual es muy recomendable para las termas anteriormente nombradas.

Las altas temperaturas estimadas para las Termas de Aillín es recomendable el uso del geotermómetro de Cuarzo con mínima pérdida de Vapor (Fournier 1977), dado a que temperaturas de 151 °C a presiones de reservorio de 5 bares, el agua recién empieza a ebullición. Para las Termas de Quillaquín y Ceniciento se elegirá el geotermómetro de Calcedonia dado a que los equilibrios multimineral se equilibran con la Calcedonia (ver sección 6.4).

### 6.3 Geotermómetros de Cationes

Los geotermómetros de cationes son ampliamente usados para calcular temperaturas en sub superficie de las aguas recogidas desde pozos y manantiales calientes. Estos utilizan relaciones entre los elementos reactivos contenidos comúnmente en los fluidos termales tales como Na, K, Ca y Mg y su relación con la temperatura. Por ejemplo la razón Na/K disminuye cuando aumenta la temperatura (Ellis y Mahon, 1967).

En este estudio se realizara el uso de los geotermómetros de cationes (Na/K, K/Mg, Na-K-Mg), con la finalidad de estimar temperaturas en sub superficie y poder ver la factibilidad de esta herramienta.

#### 6.3.1 Geotermómetros de Na/K

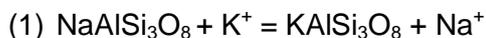
En 1961 Ellis y Wilson usaron tasas de Na/K para localizar las zonas con mayor *upflow* en el campo geotermal Wairakei, donde las bajas tasas de Na/K encierran un mayor *upflow*. En este tiempo una opinión generalizada de las razones de Na/K en las aguas termales estaban controladas por el equilibrio entre los feldespatos alcalinos y la solución acuosa (Árnorsson, 2001).

Esta herramienta es muy importante, ya que la tasa de Na/K es menos afectada por la dilución y ebullición que el sílice, proporcionando muy poco Na o K al fluido del reservorio a través del agua diluida (Fournier, 1989a).

El geotermómetro Na/K funciona bien para reservorios con temperaturas entre los 180-350°C, sin embargo a temperaturas inferiores éstos pierden su utilidad (descomponen), no obstante bajo los 120°C el cambio es notable. A esas temperaturas las concentraciones de sodio y potasio participan en otros minerales, tales como las arcillas (Ellis, 1979).

En sistemas a altas temperaturas, las variaciones dependientes de la temperatura del sodio y potasio en aguas geotermales, son debido al intercambio de esos elementos coexistentes en el feldespató potásico conforme a la reacción.

Base teórica para geotermómetros de cationes



La constante de equilibrio,  $K_{eq}$ , para la reacción (anterior \*)

$$K_{eq} = \frac{[\text{Na}^+]}{[\text{K}^+]}$$

En la aplicación de la ecuación, se usan los simplificadores asumiendo que las actividades de la reacción sólida (en este caso albita y feldespató-K) son unitarios y que la actividad de las especies disueltas son casi igual a su concentración molar en solución acuosa.

De la reacción anterior (1) se logró realizar los siguientes geotermómetros

$$T^{\circ}\text{C} = \frac{933}{0,993 - \log \frac{\text{Na}}{\text{K}}} - 273.15 \quad \text{Rango} = 25 - 250 \text{ }^{\circ}\text{C} \quad (\text{Árnorsson } 1983b)$$

$$T^{\circ}\text{C} = \frac{883}{0,98 + \log \frac{\text{Na}}{\text{K}}} - 273.15 \quad (\text{Diaz - Gonzales } 2008)$$

Algunos autores han sugerido que el geotermómetro Na/K empírico basado en experimentos, han obtenido diferentes resultados debido al trabajo con diferentes minerales. Usualmente en minerales basálticos se obtienen bajas tasas (Árnorsson, 1983), pero en andesitas se obtiene altos valores (Giggenbach, 1988) a bajas temperaturas.

### 6.3.2 Geotermómetros K/Mg

El geotermómetro de K/Mg, puede ser una herramienta muy importante para la estimación de temperatura en sub-superficie. La concentración del Mg decrece con el aumento de la temperatura, ya que es incorporado en la precipitación de minerales de alteración tal como la esmectita y clorita (Årnorsson,2000).

El geotermómetro de K/Mg, fue presentado por primera vez en reservorios a 120-140°C, donde no habían alcanzado el equilibrio con feldespatos alcalinos, quitándole la posibilidad el uso geotermómetros Na/K y Na-K-Ca. Este geotermómetro es válido para temperaturas entre los 50-300°C, y son de mayor uso en el estudio de sistema de bajo a intermedioequilibrio en el caso cuando el equilibrio no ha llegado entre el fluido y la completa formación mineralógica de la roca huésped (Nicholson, 1993). Las siguientes ecuaciones muestran los geotermómetros utilizados en este estudio Giggenbach *et al.*, (1983) y Fournier (1991).

$$T^{\circ}C = \frac{4410}{14 + \log \frac{K^2}{Mg}} - 273.15 \quad (\text{Giggenbach 1983})$$

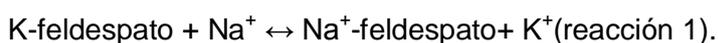
$$T^{\circ}C = \frac{2330}{7,35 + \log \frac{K^2}{Mg}} - 273.15 \quad \log \frac{K^2}{Mg} > 1,25 \quad (\text{Fournier 1991})$$

### 6.3.3 Geotermómetros Na-K-Mg

Giggenbach (1988) con el objeto de aumentar la fiabilidad de los resultados, propone combinar mediante un diagrama ternario el geotermómetro de K-Mg de rápido reequilibrio y el de Na-K, de lento reequilibrio.

Este diagrama puede ser usado para clasificar aguas como “completamente equilibrada”, “parcialmente equilibrada”, y “aguas inmaduras”, así teniendo sentido una progresiva reacción hacia el equilibrio, moviéndose desde aguas inmaduras hasta el equilibrio total. En el caso que se encuentre en equilibrio total es muy buena herramienta para estimar temperatura de reservorio.

La calibración del geotermómetro de Na-K-Mg (Giggenbach, 1988), fue realizada para el cálculo de la constante de equilibrio para la siguiente reacción:



2,8 feldespato + 1,6 agua +  $K^+ \leftrightarrow$  0,8 K-mica + 0,2 clorita + 5,4 sílice +  $2K^+$  (reacción 2).

Basados en las reacciones anteriores, se obtiene los siguientes geotermómetros de Na/K, K/Mg (Giggenbach, 1988).

$$T^{\circ}C = \frac{4410}{14 + \log \frac{K^2}{Mg}} - 273.15 \quad (\text{Giggenbach 1983})$$

$$T^{\circ}C = \frac{1390}{1,75 + \log \frac{Na}{K}} - 273.15 \quad (\text{Giggenbach 1983})$$

Las concentraciones de K, Na y Mg están en ppm.

El área de “equilibrio parcial” sugiere que uno u otro mineral se ha disuelto, pero no alcanzado el equilibrio, o una agua mezclada que alcanzado el equilibrio (ejemplo agua termal) mezclada con agua meteórica.

Las desventajas del geotermómetro Na-K-Mg, radica aparentemente en la reactivación de los minerales de Mg causando que la concentración de Mg acuoso cambie rápidamente en respuesta al cambio de temperatura, eso responde efectivamente al enfriamiento en el *upflow* diferencia de los que responde más lento tales como los geotermómetros de sílice y Na/K.

#### 6.3.4 Resultados

El geotermómetro Na/K escogido para representar el equilibrio en sub superficie es el propuesto por Árnorsson (1983) y Díaz-Gonzales (2008). Si bien presenta diferencias menores con respecto al de Na/K de (Díaz-Gonzales, 2008). Los dos se adecuan de muy buena manera con el geotermómetro de sílice escogido anteriormente para la mayoría de las muestras tomadas.

Tabla 6.3 Temperaturas estimadas del reservorio, con el Geotermómetro de Na/K.

			Árnorsson (1983)	Diaz Gonzales (2008)
Fuente Termal	Muestra	T(°C) Terreno	Na/K T(°C)	Na/K T(°C)
Aillín	Ay-1	47	<b>154</b>	<b>147</b>
Aillín	Ay-2	49	<b>153</b>	<b>146</b>
Aillín	Ay-3	41	<b>152</b>	<b>145</b>
Ceniciento	Cen-1	45	<b>54</b>	<b>46</b>
Ceniciento	Cen-2	45	<b>55</b>	<b>47</b>
Quillaquín	QLQ-1	41	<b>94</b>	<b>87</b>
Quillaquín	QLQ-2	35	<b>100</b>	<b>93</b>
Quillaquín	QLQ-3	38	<b>103</b>	<b>96</b>
Nitrao	NITR-01	50	<b>84</b>	<b>73</b>

Las temperaturas estimadas por el geotermómetro de Na-K-Mg(Giggenbach 1998) (Figura 6.1) nos muestran que las aguas Termales de la zona de estudio están en equilibrio parcial o el sistema geotermal no está suficientemente maduro. Las aguas termales de Aillín, Nitrao y la muestra QLQ-2 están en el límite de las aguas parcialmente en equilibrio lo que indica que pudo haber tenido mezcla de aguas meteóricas. Pero el desplazamiento lateral en la línea Na/K puede presentar una posible mezcla del reservorio con aguas meteóricas (Giggenbach 1998), en este caso se presenta para las Termas de Aillín 1 y 2, Quillaquín 2, Ceniciento 2, Nitrao 1.

Tabla 6.4. Temperaturas estimadas del reservorio, con el Geotermómetro de K/Mg.

			Fournier (1991)	Giggenbach (1988)
Fuente Termal	Muestra	T° Terreno	K/Mg T(°C)	K/Mg T(°C)
Aillín	Ay-1	47	196	<b>108</b>
Aillín	Ay-2	49	196	<b>108</b>
Aillín	Ay-3	41	192	<b>107</b>
Ceniciento	Cen-1	45	107	<b>73</b>
Ceniciento	Cen-2	45	89	<b>65</b>
Quillaquín	QLQ-1	41	168	<b>98</b>
Quillaquín	QLQ-2	35	120	<b>79</b>
Quillaquín	QLQ-3	38	162	<b>96</b>
Nitrao	NITR-01	50	48	<b>41</b>

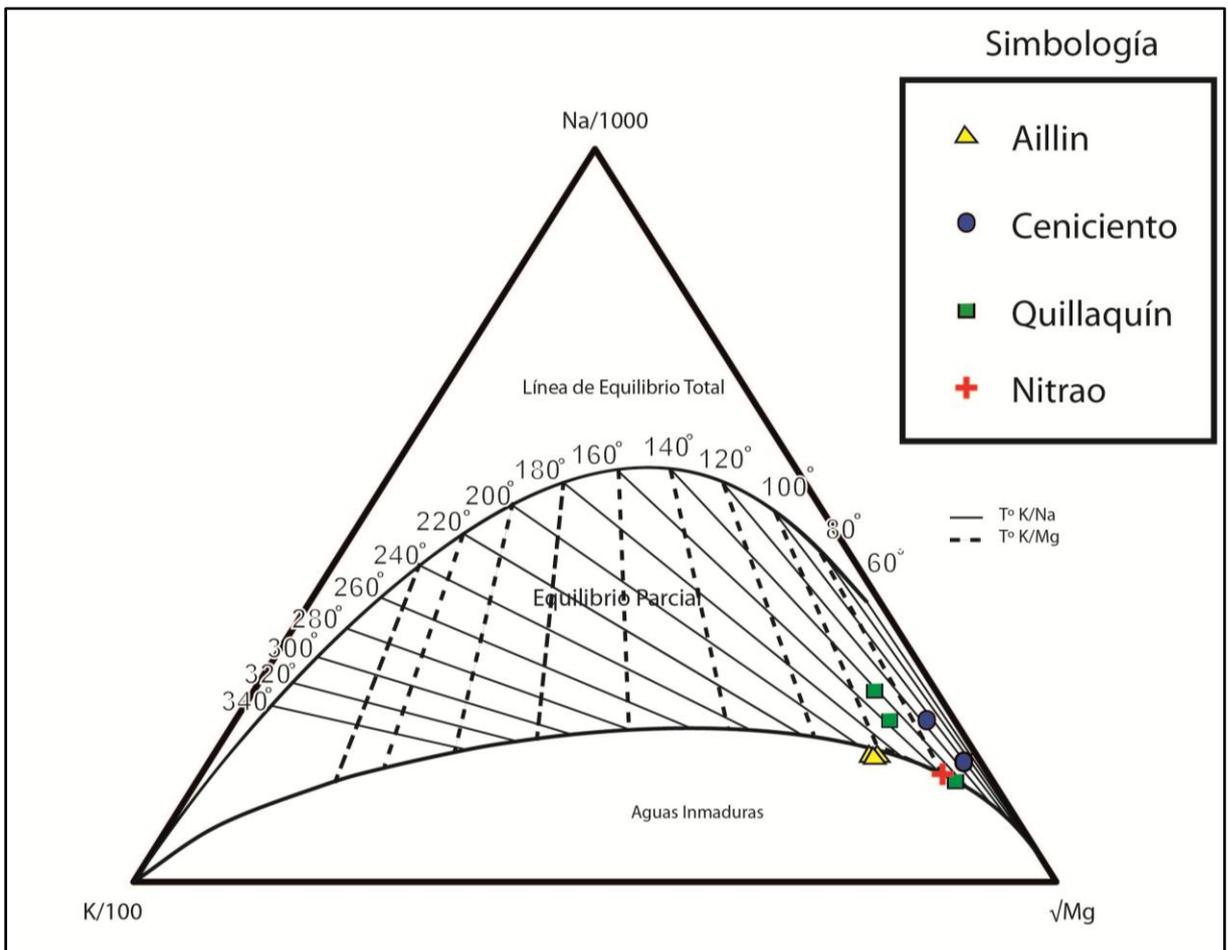


Figura 6.1. Geotermómetros de Na-K-Mg de las aguas termales estudiadas (Giggenbach, 1988).

## 6.4 Equilibrio Multimineral

El uso de las actividades de componentes acuosos calculados por equilibrio homogéneo en una serie de temperatura, es posible calcular el grado de sobre o sub saturación de la fase acuosa con minerales a cada temperatura. Esto es expresado para un mineral  $k$  en términos de  $\log (Q/K)_k$ .

$$\text{Log} \left( \frac{Q}{K} \right)_k = \text{log} \prod_{i,k} a_{i,k}^{v_{i,k}} - \text{log} K_k$$

$Q$  es el producto de la actividad para el mineral  $k$ ;

$K$  es la constante de equilibrio para el mineral  $k$ ;

$a_{i,k}$  actividad;

$v_{i,k}$  es el coeficiente esticométrico de las especies  $i$  para el mineral  $k$ ;

Los valores de  $\log(Q/K)$  son mayores que cero para minerales sobresaturados y menores que cero para minerales subsaturados.

Reed y Speacher (1984) sugirió que la mejor estimación de la temperatura del reservorio usando geotermómetros puede alcanzarse al mismo tiempo, considerando el estado de equilibrio entre el agua específica y algunos minerales hidrotermales en función de la temperatura. En el caso, de que un grupo de minerales converge al equilibrio a una particular temperatura, esta temperatura corresponde probablemente a la temperatura del reservorio.

La selección de los minerales debe incluir a los que se conocen como minerales hidrotermales en la zona de estudio o en el sistema geotermal en general. Los minerales que se pueden considerar son el cuarzo o Calcedonia, feldespato alcalino, calcita, en algunos casos anhidrita, fluorita y/o ceolitas, esmectita, clorita, wairakita, preinita, epidota y mica. Para sistemas geotermales de alta temperatura la pirita, pirrotina y magnetita, también deberían ser considerados.

El software WATCH (Amórsson y Bjarnason, 1993) se utiliza para el cálculo de la especiación acuosa de los fluidos geotermales usando los análisis químicos de las muestras recolectadas en terreno. Este programa se utiliza para calcular el equilibrio constante, el cociente de reacción para cada reacción y temperatura.

#### 6.4.1 Resultados

Para la elaboración del Equilibrio Multimineral se utilizó el programa WATCH, el cual consistió en el cálculo de la especiación acuosa de cada muestra de fuentes termales realizada en este estudio. Para el cálculo de índice de saturación (IS), se ocupó temperatura entre los 30°C y 190°C variando cada 20 °C. Este intervalo de temperatura fue seleccionado dado a que cumple con el rango mínimo recolectado en terreno y la temperatura máxima encontrada en el reservorio mediante el geotermómetro de Sílice (Verma y Santoyo, 1997).

Los minerales seleccionados en este estudio fueron basados en los estudios de Muñoz y Olivares (2011), debido a que las aguas termales afloran y se equilibran en profundidad en similar litología.

El cuarzo y la Calcedonia fueron seleccionados dado a que son la base para los geotermómetros de Sílice (Fournier, 1977), igual que la albita-baja y microclina que son parte de la reacción de equilibrio para el geotermómetro de Na/K.

También se incluyóa otros minerales tales como la laumontita que es una ceolita de media a baja temperatura, que incorpora Ca en su estructura en sistemas geotermales (Giggenbach, 1988) y la muscovita que es un mineral muy común en alteraciones hidrotermales. Otros minerales seleccionados que controlan la cantidad de Mg en sistemas geotermales, son los minerales de alteración secundario como la montmorillonita y cloritas (Nicholsson, 1993).

#### **6.4.1.1 Termas de Aillín**

La muestra Aillín-1 (Figura.6.2) se utilizaron como minerales que participan en el equilibrio a la Clorita-Mg, Laumontita, Microclina, Moscovita y el Cuarzo. Esta presento un equilibrio muy marcado entre los 145-155 °C, donde se equilibran juntos a los geotermómetros de Na/K (Diaz- Gonzales, 2008) y Sílice (Verma y Santoyo, 1997).

Las muestras de Aillín- 2 y Aillín-3 no se logra encontrar un equilibrio claro entre los distintos minerales dado a que procesos tales como mezcla de aguas superficiales,desgasificación durante el ascenso hacia la superficie, tienen fuerte efecto como en la reconstrucción del estado de equilibrio del sistema(Fournier, 1977; Reed y Spycher, 1984).

La muestra Aillín-3 es muy notorio dos equilibrios para  $IS > 0$ , el primero a 115-120 °C donde participa el cuarzo, la microclina y la laumontita, y en el segundo a 85-90 °C donde participa en el equilibrio el cuarzo, albita-baja, moscovita.

Las muestras 2 y 3 no serán consideradas para el equilibrio de temperaturas, ya que es posible equilibrio después de una desgasificación y se produce una sobresaturación de ellos. Una solución sería realizar la corrección de Aluminio(Pang y Reed,1997), dado a que los minerales como la microclina, albita-baja, muscovita contiene al aluminio dentro de su estructura e influye en el equilibrio de éstos.

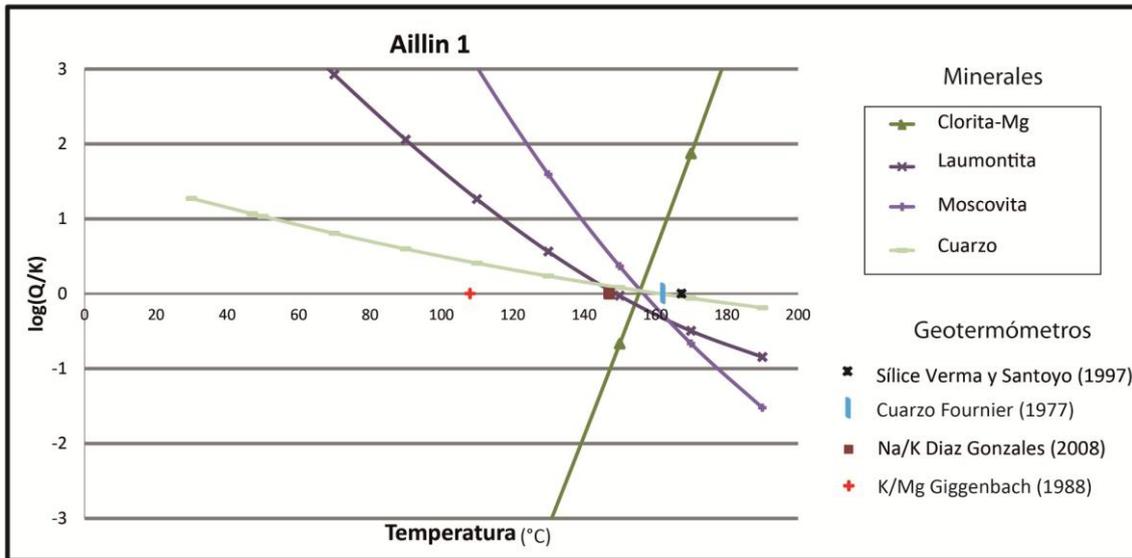


Figura 6.2. Equilibrio multimineral para la muestra Aillín-1

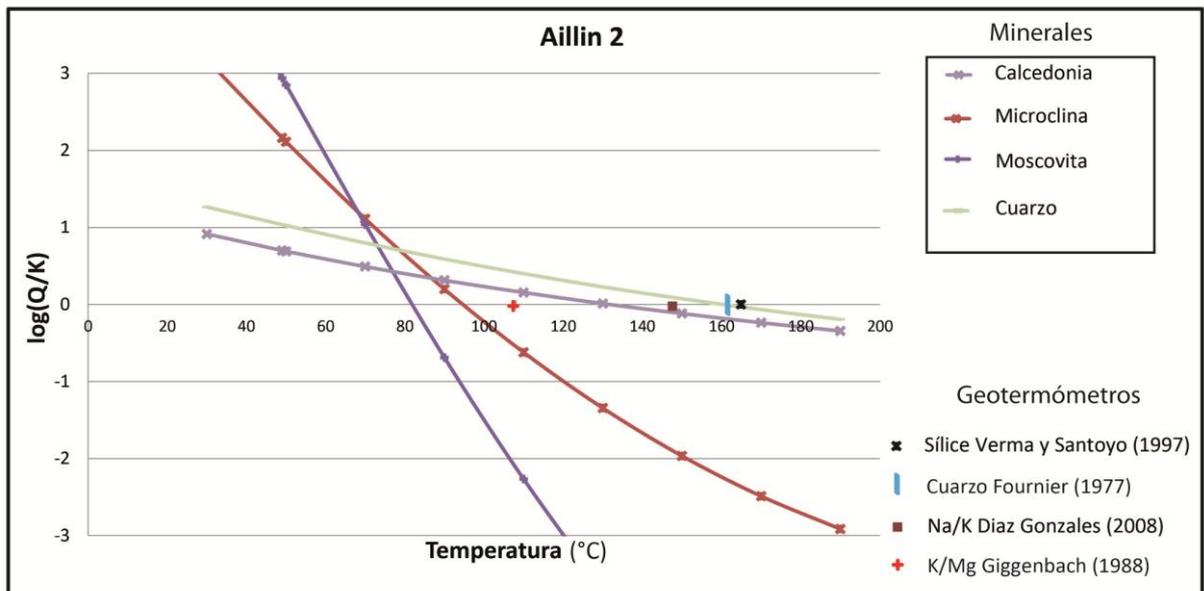


Figura 6.3. Equilibrio multimineral para la muestra Aillín-2.

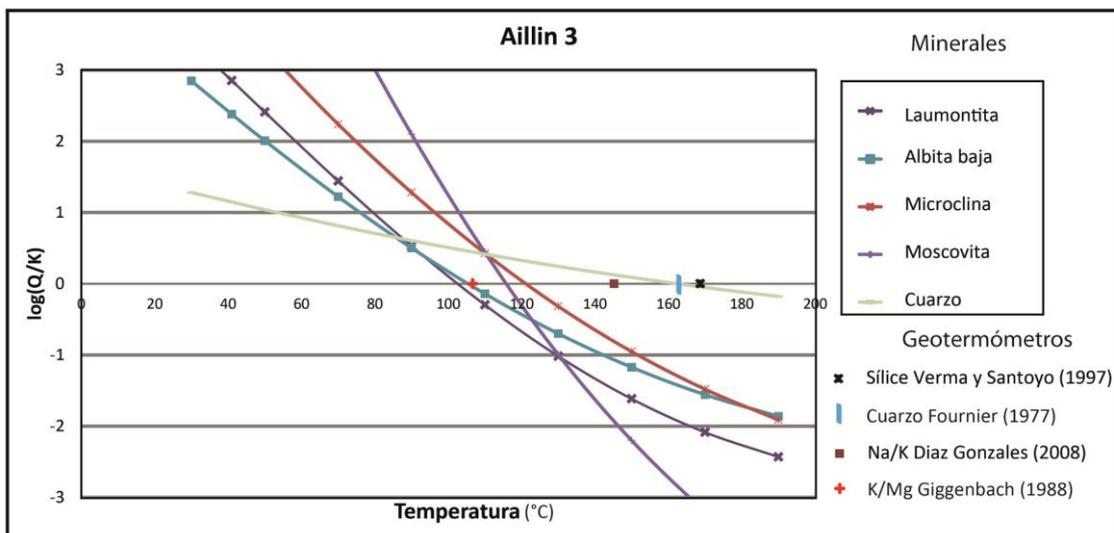


Figura 6.4. Equilibrio multimineral para la muestra Aillín-3

#### 6.4.1.2 Termas de Quillaquín

Las líneas de saturación para las fuentes termales de Quillaquín no se encuentra en equilibrio marcado (Figura 6.5, 6.6 y 6.7), en general se puede encontrar equilibrios entre los 50- 80 °C de temperatura. Estas aguas son afectadas por distintos procesos, tal como la mezcla de aguas meteóricas y desgasificación, que tienen un fuerte efecto sobre el equilibrio (Fournier, 1977; Reed y Spycher, 1984).

La muestra Quillaquín 1 (Figura 6.5) fue posible identificar un equilibrio a los 65 -75 °C y otro con  $IS > 0$  entre los 40-50 °C el cual no es considerado.

En el caso de la muestra Quillaquín 2 (Figura 6.6) presenta un equilibrio marcado entre los 60°C y 65°C y otro entre los 80°C que se equilibra con el geotermómetro de K/Mg (Giggenbach, 1988). Para la muestra Quillaquín 3 (Figura 6.7) fue posible identificar 2 equilibrios, el primero a 65 y 75°C y el segundo a 80 y 85°C, pero no se equilibran con ningún geotermómetro anteriormente estudiado.

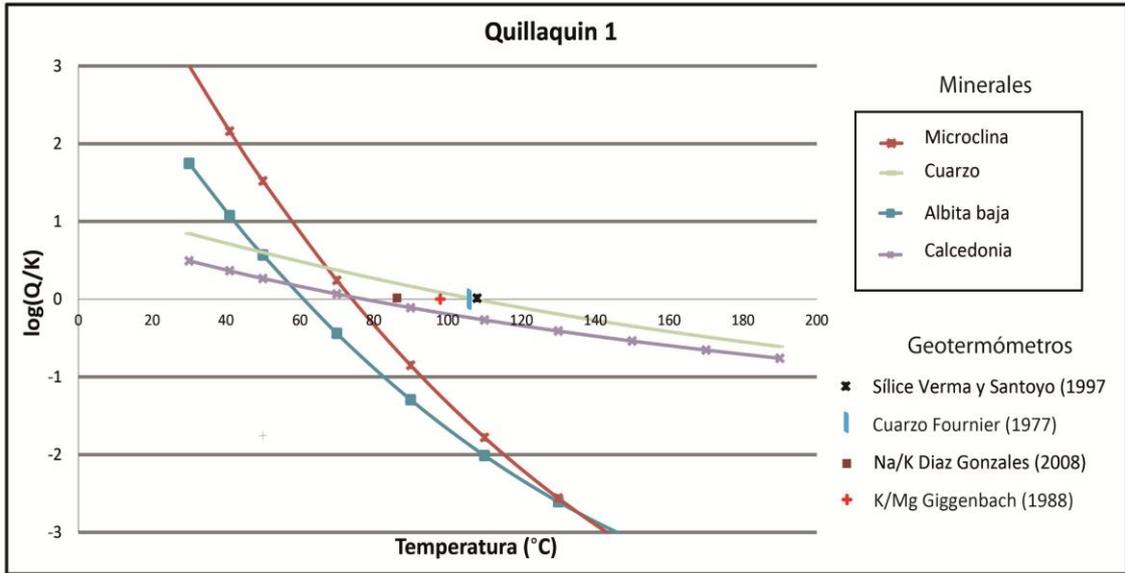


Figura 6.5. Equilibrio multimineral para la muestra Quillaquin-1

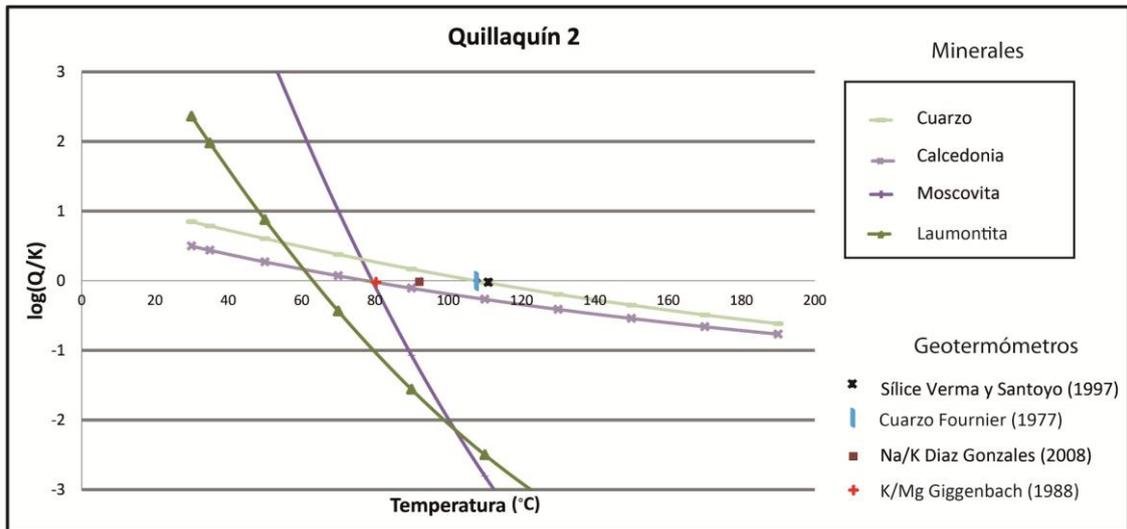


Figura 6.6. Equilibrio multimineral para la muestra Quillaquin-2

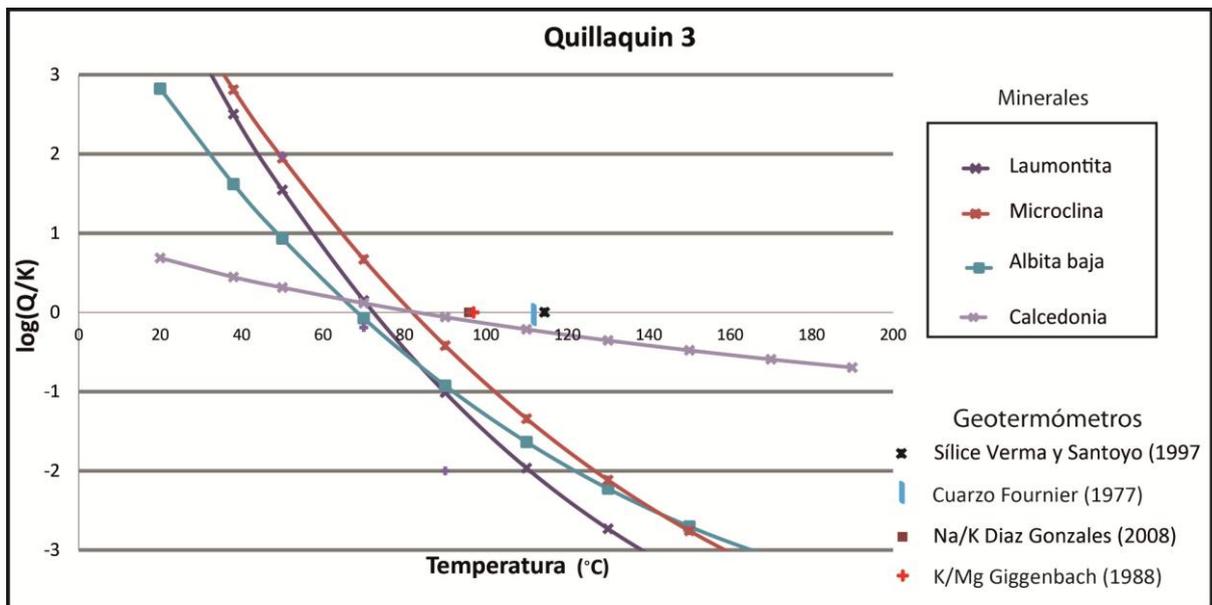


Figura 6.7. Equilibrio multimineral para la muestra Quillaquin-3.

#### 6.4.1.3 Termas de Ceniciento

Los minerales que controlan la solubilidad de las Termas de Ceniciento son la laumontita, microclina, Calcedonia, cuarzo.

La muestra Ceniciento 1, los minerales seleccionados se equilibran  $65-75^{\circ}\text{C}$ , esta temperatura no coinciden con ninguna temperatura estimada por los geotermómetros. Para las muestras Ceniciento 2, las temperaturas de equilibrio mineral se encuentran entre los  $55-65^{\circ}\text{C}$  igual que la muestra anterior no coincide con ningún geotermómetro.

Si bien los equilibrios no están muy marcados, existe la posibilidad que durante el ascenso pueda haber ocurridos distintos procesos tales como dilución o ebullición que provocan cambios notorios de la reconstrucción del equilibrio multimineral (Fournier, 1977; Reed y Spycher, 1984).

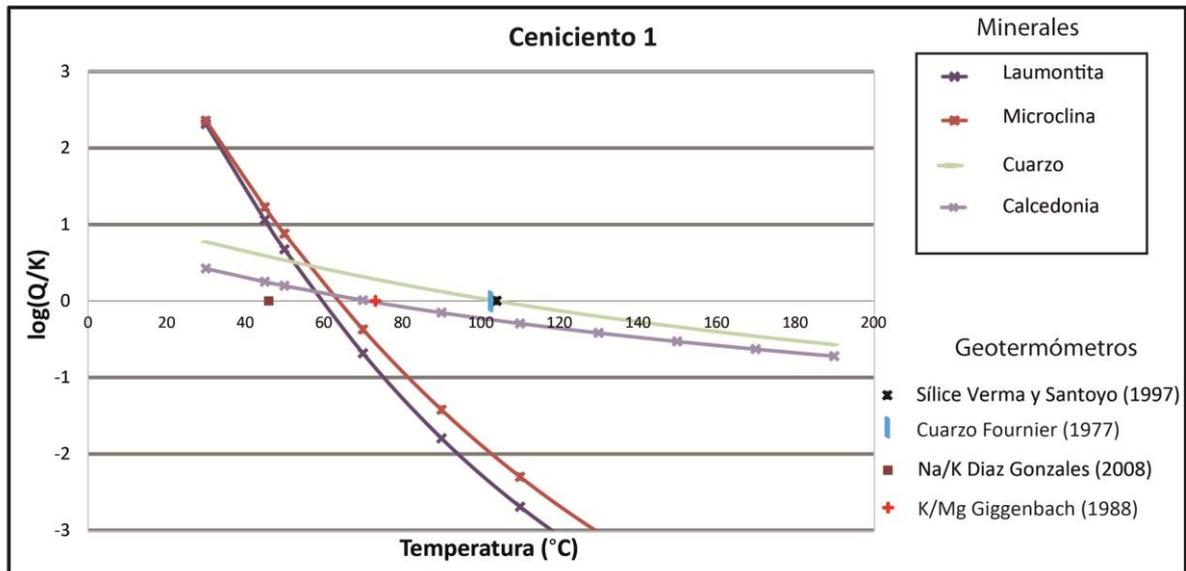


Figura 6.8. Equilibrio multimineral para la muestra Ceniciento-1.

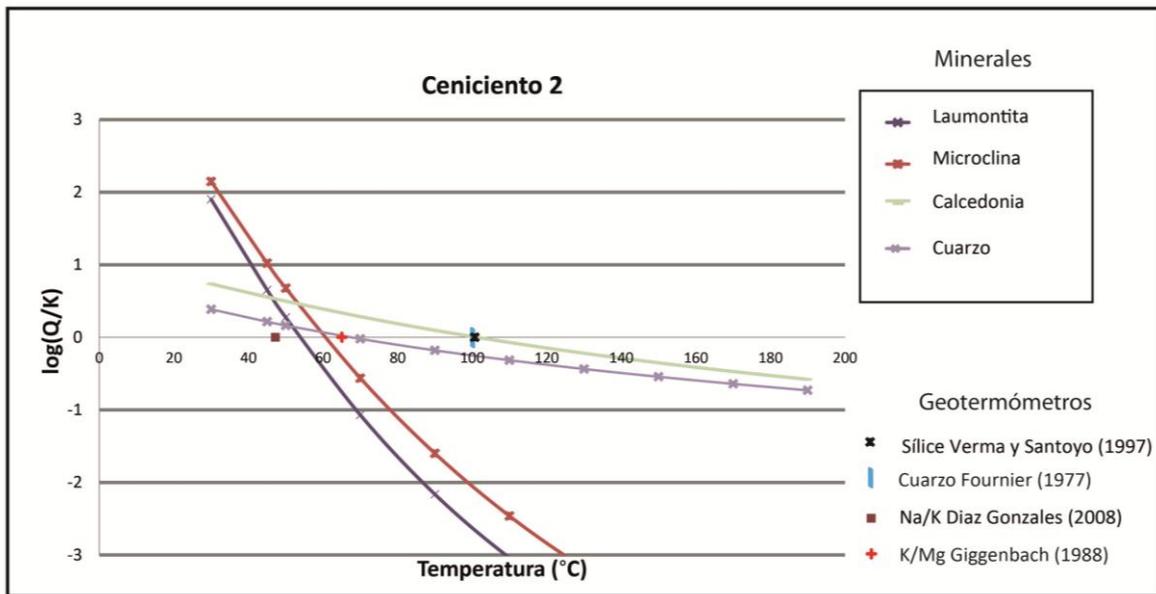


Figura 6.9. Equilibrio multimineral para la muestra Ceniciento-2.

#### 6.4.1.4 Termas de Nitrao

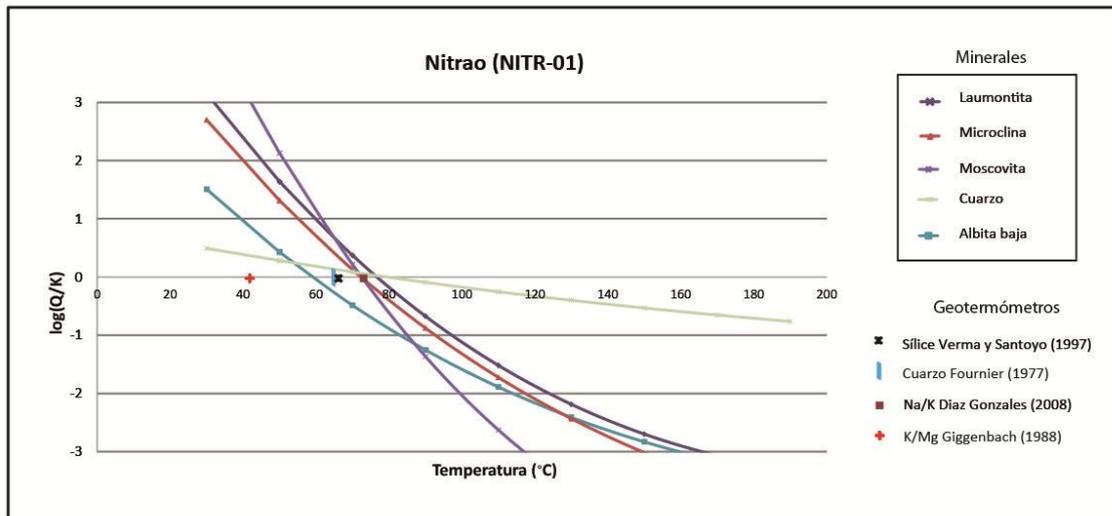


Figura 6.10.. Equilibrio multimineral para la muestra de Nitrao.

Las Termas de Nitrao minerales que controlan la solubilidad se observa que la composición es controlada por cuatro minerales (Figura 6.10). De ellos se aprecia que el cuarzo controla la cantidad de sílice disuelto. La temperatura estimada varía entre los 70°-80°C, coincide con el geotermómetro Na/K de Díaz-González (2008).

## 6.5 Discusión Geotermometría

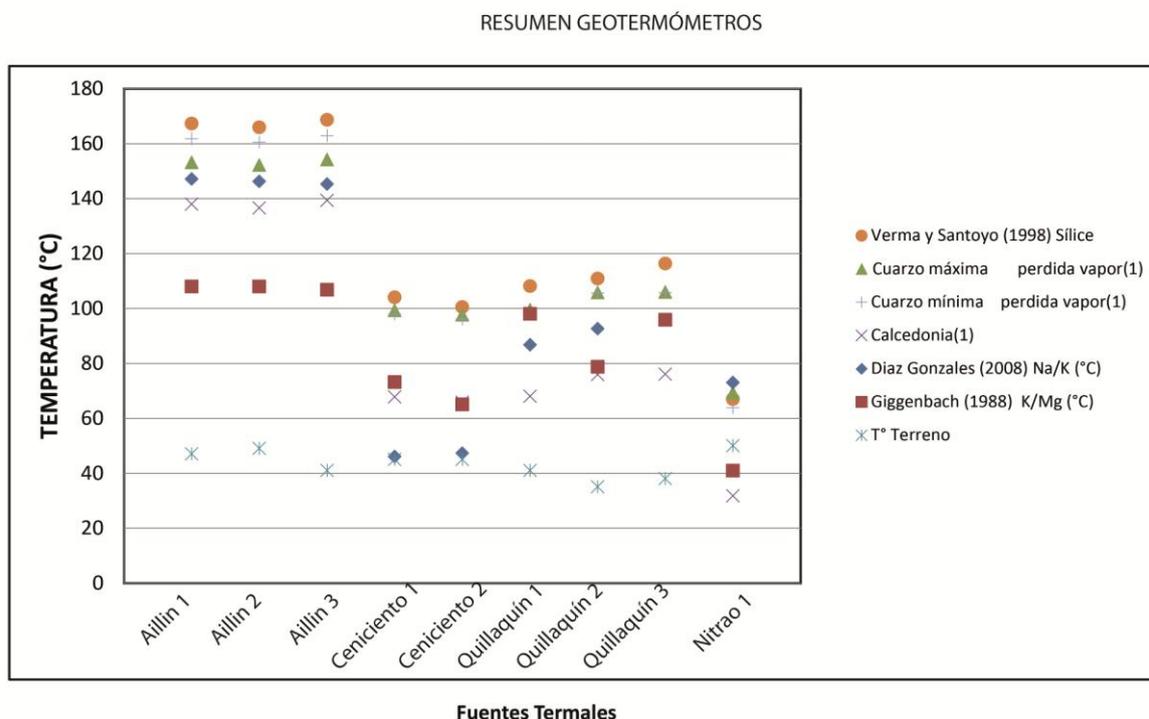


Figura 6.11. Diferencias entre los distintos geotermómetros seleccionados

### 6.5.1 Termas de Aillín

La geotermometría para estas fuentes termales fue una herramienta muy potente para la estimación de temperaturas de reservorios, debido a que dieron resultado muy asertivo entre equilibrio multimineral y los distintos geotermómetros de Sílice y Na/K, excepto al geotermómetro K/Mg (Giggenbach, 1988) que entrega temperatura inferiores a las estimadas.

Las temperaturas estimadas mediante los geotermómetro de Sílice (Fournier, 1977) y Na/K (Árnorsson, 1983) a los 152-154 °C. El mineral escogido para la solubilidad del sílice es el cuarzo con máxima pérdida de vapor, dado a que el autor recomienda temperaturas mayores a 120 °C (Fournier, 1977) por lo que es recomendable dentro del rango.

El geotermómetro de Na/K escogido en este estudio fue el de (Árnorsson 1983), debido a que presenta temperaturas muy parecidas al geotermómetro de cuarzo con máxima de vapor y es recomendado para temperaturas entre los 25-250 °C.

El geotermómetro de K/Mg estima una temperatura de 108 °C, lo que estimaría como la temperatura del último reequilibrio de las aguas durante su ascenso. Si bien el

geotermómetro de K/Mg es muy recomendado para temperaturas de 120-140°C (Nicholsson, 1993), pero para temperaturas <125° C no alcanza el equilibrio. Para este caso solo es útil para estimar el estado de equilibrio o madurez del reservorio.

El uso del geotermómetro de Na-K-Mg, no resulta muy útil para estimar temperaturas de equilibrio, dado a que se encuentra en el límite de equilibrio parcial. Sin embargo, es consistente con la gran cantidad de TDS que contienen las aguas, ya que este se encuentra en constante lixiviación de la roca que extrae Mg y Ca, lo que produce una alta concentración de elementos comunes en aguas meteóricas.

La buena correlación entre las temperaturas estimadas mediante el geotermómetro de sílice y catiónicos es bueno considerar un estado de equilibrio en el reservorio y considerar una variación menor el transporte de fluidos (Fournier, 1991).

### 6.5.2 Termas de Quillaquín

Los geotermómetros de sílice, Na/K, K/Mg se equilibran en el mismo rango de temperaturas, y se puede interpretar como un reservorio heterogéneo y su temperatura varía entre 79-113 °C. El geotermómetro de Sílice es controlado por la solubilidad del Cuarzo, debido a que a temperaturas <120°C el cuarzo puede controlar la solubilidad del sílice, en el caso que la interacción sea agua-roca (Árnorsson 2000).

Para el geotermómetro de sílice se estimaron temperaturas entre 105-113 C donde el mineral de sílice controlador es el cuarzo. El geotermómetro de Sílice es controlado por la solubilidad del Cuarzo, debido a que a temperaturas <120°C el cuarzo puede controlar la solubilidad del sílice (Árnorsson 2000).

El uso del geotermómetro de Na-K-Mg, no resulta muy útil para estimar temperaturas de equilibrio, dado a que se encuentra en el campo de equilibrio parcial y sólo sirve estimar el estado de equilibrio del reservorio. Para el uso de geotermómetros de Na/K sería ideal temperaturas 150-180°(Árnorsson 2000), pero para este caso la temperatura se encuentra bastante alejada.

El equilibrio multimineral estimó equilibrada distintas temperaturas para todas las muestras entre los 63-75 °C, donde el mineral de sílice que encontró la solubilidad de esta fuente termal fue la Calcedonia. Si bien (Tolle, 2000) explica que el equilibrio mineral muestra un error aproximado de 20 °C, lo cual podría caer en el intervalo encontrado anteriormente y podría estimar un equilibrio aproximado para la fuente termal.

### 6.5.3 Termas de Ceniciento

La geotermometría entre las distintas muestras de este estudio presentan temperaturas muy similares, las temperaturas estimadas para los distintos geotermómetros se equilibraron a distintas temperaturas. Si bien las temperaturas estimadas para los distintos geotermómetros, no muestran tanta diferencia con la temperatura encontrada en superficie (Figura 7.10), se encontraron dos posibles equilibrios en el reservorio que alimenta a éstas aguas.

En estas Termas el uso de la corrección de PH fue de gran importancia, dado a que su alto PH produce una gran cantidad de ácido silícico que no participa en el geotermómetro de sílice (Fournier, 1977), lo que produce una disminución de un 20-30% de las temperaturas estimadas (ver Tabla 7.1 y 7.2). El mineral que controla la solubilidad de las aguas es el cuarzo de mínima pérdida de vapor. Si bien el cuarzo es el mineral que controla la solubilidad a temperaturas  $> 120^{\circ}\text{C}$  (Fournier, 1977), se puede escoger al Cuarzo como mineral soluble en el caso de que el tiempo de interacción- agua roca sea prolongado (D' Amore y Árnorsson, 2000) en este caso cumpliría con las muestras analizadas.

Los geotermómetros de cationes se estimaron valores entre los  $54-73^{\circ}$  de temperatura, los cuales son muy distintos a los obtenidos en el geotermómetro de sílice (tabla 7.1). Cuando un fluido experimenta un cambio de temperatura, los geotermómetros de Na/K toman más tiempo que los de sílice en alcanzar el equilibrio químico con la roca hospedante, este fenómeno se observa en campos productivos. Por tanto, hay una tendencia a usar las proporciones de Na/K para estimar posibles altas temperaturas en sectores profundos de un sistema, donde el agua reside por un tiempo relativamente largo.

Otros geotermómetros son utilizados para casos con temperaturas menores esperadas, coincidentes con acuíferos someros, donde el fluido reside por poco tiempo. El uso de geotermómetros que involucran la proporción Na/K es, por tanto, peligrosa al ser aplicadas a manifestaciones termales superficiales (Fournier, 1991).

Los valores obtenidos mediante la geotermometría de Na-K-Mg, solo fue posible estimar estado de equilibrio del reservorio, el cual se encuentran en la línea de equilibrio parcial (Figura 7.1)

Las temperaturas estimadas mediante el equilibrio multimineral entregaron un rango de  $60-70^{\circ}\text{C}$ , los cuales caen en el rango de equilibrio de los geotermómetros de cationes.

En este caso se puede estimar que existe un solo reservorio que alimenta a las Termas de Cenicientos con temperaturas de equilibrio entre los 45-73 C.

#### 6.5.4 Termas de Nitrao

En éstas Termas el uso de la corrección de PH fue de gran importancia, dado a su alto PH produce una gran cantidad de ácido silícico que no participa en el geotermómetro de sílice (Fournier,1977), lo que produce una disminución entre 30-40% de las temperaturas estimadas (ver Tabla 7.1 y 7.2). Las temperaturas estimadas por el geotermómetro de Sílice después de la corrección de PH no son de mucha utilidad, dado a que presentaron temperaturas menores a la tomada en superficie, lo cual no es útil para estimar temperaturas.

Los geotermómetros de cationes seleccionados, en el caso Na/K se estimó temperatura de 86°C y para el K/Mg no fue de mucha utilidad debido a que la temperatura superficial fue mayor a la estimada en el reservorio. En el caso del geotermómetro Na/K (Árnorsson, 1983) seleccionado, tiene buena correlación para valores < 100°C.

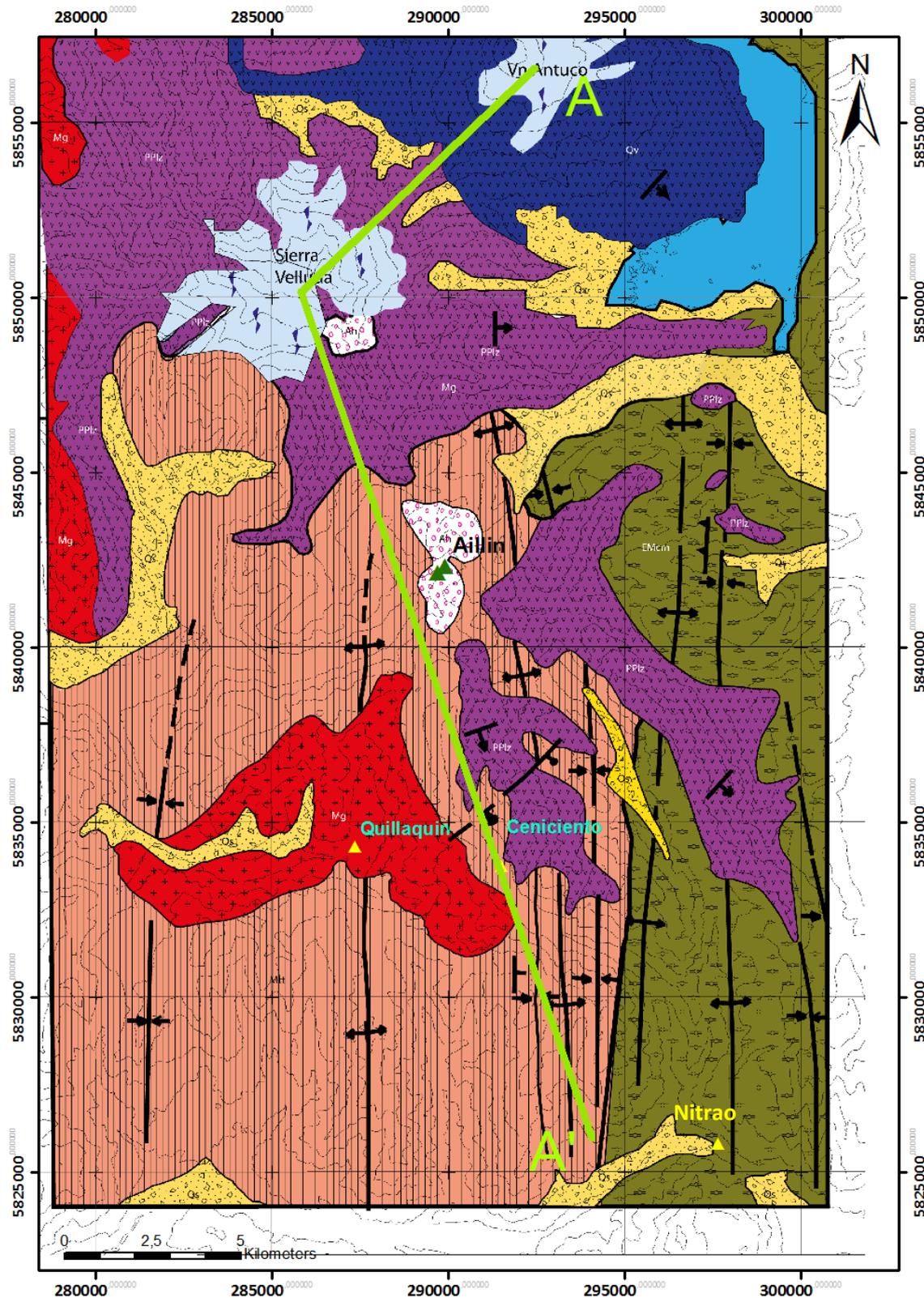
El geotermómetro Na-K-Mg no es muy útil para estimar temperatura del reservorio (Figura 6.1), ya que al encontrarse en la línea de equilibrio parcial solo sirve para estimar estado de equilibrio.

Para el equilibrio multimineral se estimaron temperaturas entre los 70-80 °C, el cual cae muy cercano a la temperatura estimada del geotermómetro de Na/K. Si bien Tole (2000) explica que el equilibrio mineral muestra un error aproximado de 20 °C, se podría estimar dentro del rango estimado para el geotermómetro Na/K.

Varios de los geotermómetros fueron descartables, pero se pudo estimar una temperatura de reservorio que alimentan a las aguas Termales de Nitrao entre los 57-90 °C.

## 7 Modelo Conceptual

El sistema geotermal ubicado al sur del volcán Sierra Velluda y Norte del Río Queuco se pudo integrar a un modelo conceptual con una sola fuente proveniente del volcán Sierra Velluda.



## Leyenda

		Rocas Intrusivas	Símbología
	<b>Depósitos no consolidados (Cuaternario)</b> Terrazas fluviales y glaciofluviales, morrenas y deslizamiento de rocas		
		Stock de Gramodioritas y dioritas	
	<b>Volcanismo Reciente (Cuaternario)</b> Andesitas y andesitas basálticas		→   ← Pliegue anticlinal
	<b>Formación Cola de Zorro (Pleistoceno-Plioceno)</b> Secuencia de andesitas, andesitas basálticas y basalto grisemcon aportes de aglomerados volcánicos		←   → Pliegue sinclinal
	<b>Formación Trapa-Trapa (Eoceno-Mioceno)</b> Secuencia de aglomerados volcánicos, lavas andesíticas y conglomerados.		→ Inclinación Lava
	<b>Formación Curamallín (Mioceno)</b> Lavas y depositos volcanoclasticos seguido por sedimentos fluviales.		- - - - Discontinuidad
			↘ Falla Normal
			 Glaciares
			 Alteración hidrotermal

El Stock de granodiorita presenta características de roca impermeable que puede ser nivel base del acuífero, pero evidentemente presenta fracturamiento (Figura 7.1)

La Formación Cura-Mallín y Trapa Trapa se presentan como potencial reservorio dada mayor permeabilidad de roca, la cual provoca mayor infiltración de aguas meteóricas. También la alta deformación y plegamiento de estas rocas, ayuda a que las aguas meteóricas se infiltren y alimenten al reservorio geotérmico (Figura 7.1)

### Las aguas evolucionan de las siguiente manera:

- Las aguas Termales Na-Ca-Cl de Aillín, se encuentran más cercanas de la posible fuente de calor lo que se podría interpretar como un *outflow* cerca del *upflow*. En ella se estimó temperaturas de reservorio 108-163°C.
- Las aguas Termales Na-Cl de Quillaquín, se encuentran en una zona de *outflow* con temperaturas en sub superficie de 63-113° C
- Las aguas Termales Na-Cl-HCO<sub>3</sub> de Ceniciento, se encuentran en una zona periférica del sistema geotermal alimentadas por un reservorios con temperatura de 54-101 °C
- Las aguas Termales de Na-HCO<sub>3</sub> de Nitrao, se encuentra en la zonas más distal del sistema geotermal con temperaturas en sub superficie de 57-90°C
- Se identificó mediante relación la lineal B/Cl, que las aguas termales de Aillín, Quillaquín y Ceniciento son provenientes de la misma fuente pero con distinto grado de dilución de aguas meteóricas.

- Las aguas de Ceniciento presentan la misma cantidad de sólidos disueltos que Nitrao, pero las de Nitrao al aumentar su cantidad  $\text{HCO}_3$ , durante su trayecto presenta mayor contaminación atmosférica (Figura 7.1)

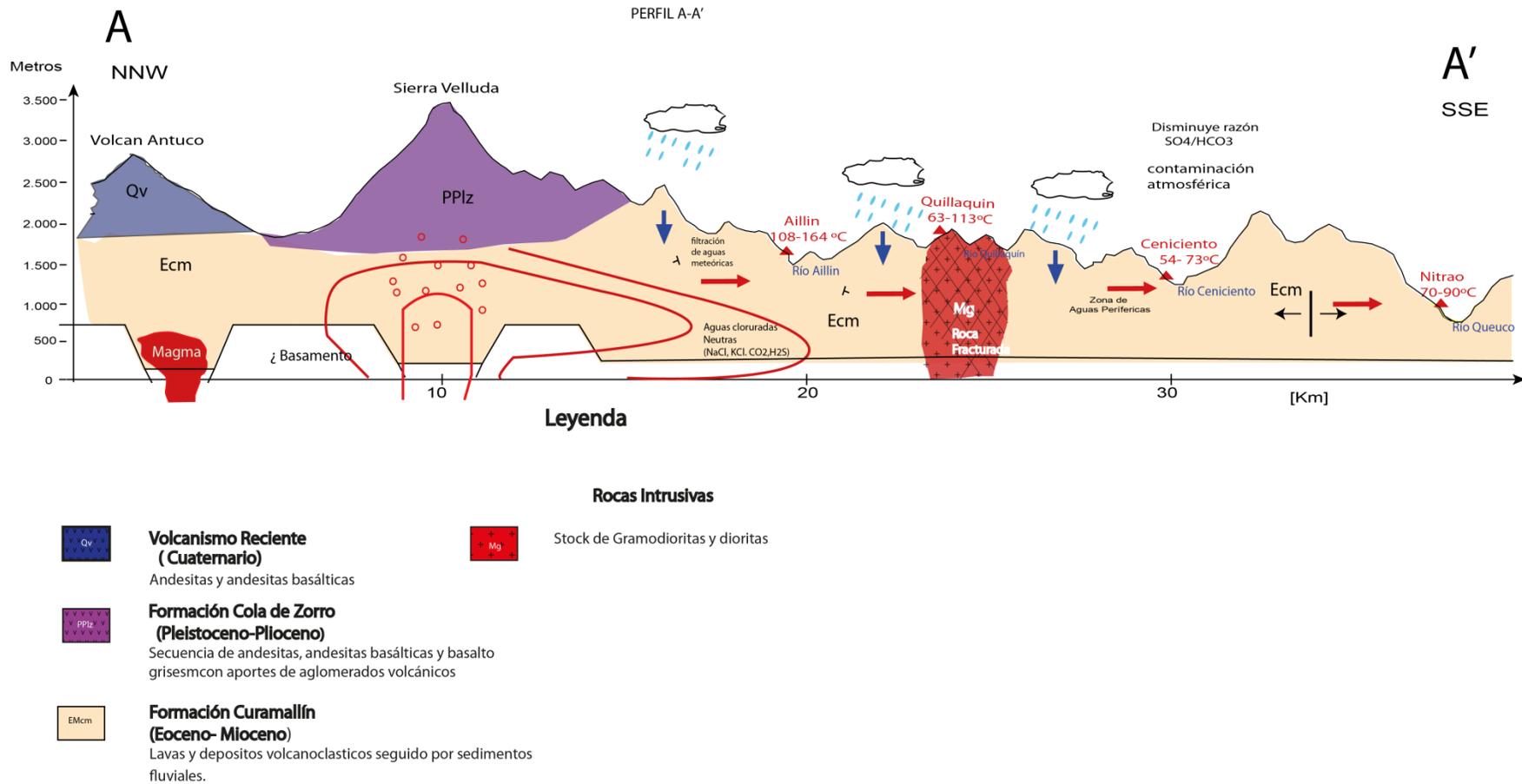


Figura 7.1. Modelo Conceptual de las Fuentes Termales ubicadas entre el volcán Sierra Velluda y Río Queuco

## 8 Discusión y recomendaciones

### 8.1.1 Geología y estructuras

El estudio realizado en esta memoria se basó en la hipótesis basada en la memoria de Olivares (2011), donde deja la interrogante para crear un modelo conceptual geotérmico a mayor escala. De las Termas mencionadas en Olivares (2011), se logró estudiar todas menos una, las Termas de San Lorenzo, las cuales nunca fueron encontradas.

La zona de alteración mapeada por (Niemeyer y Muñoz, 1984) y donde se encuentran las coordenadas UTM de las Termas de Aillín. No se pudo verificar en terreno, que las fuentes termales emerjan sobre esta alteración, solo se pudo verificar la existencia de esta alteración mediante rodados de roca.

La intensa deformación durante el Mioceno Superior, de las rocas volcanóclásticas de Cura-Mallín y Trapa-Trapa (Niemeyer y Muñoz, 1984), ayudan a la formación de fallas y pliegues, cuyas estructuras son muy favorables para la recarga del sistema geotermal. También dada la permeabilidad de estas rocas son un gran potencial para hospedar a un reservorio geotérmico.

El intrusivo Granítico Mioceno (Mg) donde emergen las aguas de Quillaquín, no es común que emerjan aguas sobre estas rocas, dada su permeabilidad. Pero es evidente que la deformación de edad Mioceno Superior- Plioceno Inferior que afectó a Cura-Mallín y Trapa-Trapa también afectó a los intrusivos de la zona, generando fracturas en estos, afirmando lo propuesto por Niemeyer y Muñoz (1984).

### 8.1.2 Geoquímica de aguas y geotermometría

En este estudio se pudo integrar las Termas de Nitrao como parte de la periferia del sistema geotermal ( $\text{Na-HCO}_3$ ). Si bien evolucionan de buena manera de las aguas de Ceniciento, no se sabe bien si pertenecen a la misma fuente de calor que calienta a las aguas de Aillín, dado que la distancia con las aguas de Aillín es mayor a 35 km y durante el trayecto se encuentran completamente mezcladas con aguas meteóricas.

La zona de alteración se interpreta como un *upflow* antiguo de la zona, donde emergieron las aguas vapor calentada de la zona. Según Niemeyer y Muñoz (1984) y por lo visto en terreno, la alteración es argílica.

La recarga del sistema geotermal según los isótopos D y  $^{18}\text{O}$  se produce a través de la infiltración de aguas meteóricas. El sistema se recarga a través de las fallas y pliegues pertenecientes a la formación Cura-Mallín.

Mediante las razones B/Cl, se pudo evidenciar la mezcla entre las aguas termales del sector, excepto las Termas de Nitrao. Las termas de Aillín es la que presenta más rasgos del reservorio y que las otras son razón de mezcla entre la Termas de Aillín y las aguas meteóricas del lugar.

En todas las muestras recolectadas, en el mismo caso de Olivares (2011), las aguas son recolectadas sobre el nivel base de aguas meteóricas, lo que es inminente la mezcla de aguas meteóricas.

Las temperaturas estimadas mediante la geotermometría, para el caso de Aillín fue muy exitosa, ya que se equilibraron todos los geotermómetros al mismo rango de temperatura, excepto el geotermómetro K/Mg que se reequilibra más rápido. Para las otras muestras, no es tan claro los equilibrios entre los distintos geotermómetros.

En la geotermometría estudiada se estima temperaturas de reservorio de 54-163°C que podría ser de baja a mediana entalpía, si bien los modelos de mezcla evidencian que la termas de Quillaquín provienen de la terma de Aillín, no se descarta la existencia de dos reservorios distintos.

### 8.1.3 Recomendaciones

Un avance en el estudio realizado, sería tomar muestras en las distintas épocas del año para ver la influencia de la aguas lluvias en las muestras tomadas y así corregir la influencia de la lluvia en los resultados. También es importante ocupar distintas herramientas geoquímicas para las muestras de agua, por ejemplo geoquímica de gases, isótopos  $^{34}\text{Cl}$  y Tritio, Rb y Cs.

El uso de herramientas geofísicas tales como MT (magneto-telúrico) y gravimetría, serían de gran aporte con el fin estimar el o los acuíferos que alimentan a las aguas termales estudiadas. También la realización de un mapeo geológico y estructural más detallado, sería un gran aporte al estudio, ya que los últimos trabajos realizados en la zona, son hechos por Niemeyer y Muñoz (1984) a escala 1:250000.

La geoquímica de rocas y alteración, sería un gran aporte al estudio para ver el aporte de elementos lixiviados hacia las aguas termales de Aillín.

## 9 Conclusiones

- El volcán Sierra Velluda es un volcán maduro y estable, que calienta las aguas del sistema geotérmico al sur de este y al norte de río Queuco.
- La Formación Cura-Mallín es un buen acuífero para el reservorio geotermal, dado que sus estructuras, fallas inversas, pliegues anticlinales y sinclinales son aptas para su recarga.
- Mediante isótopos  $^{18}\delta\text{O}$  y  $^2\delta\text{H}$ , se identifica a que la recarga del sistema, se produce por aguas meteóricas.
- El intrusivo granítico de edad Miocena, posee una alta permeabilidad, dado que mediante estas rocas emergen las aguas de Quillaquín.
- Se pudo identificar un sistema geotermal: (1) Las Termas de Aillín como *outflow* cercano al *upflow*, (2) Las Termas de Quillaquín como un *outflow*, (3) Las Termas de Ceniciento pertenecen a una zona de transición del *otuflow* hacia la periferia del sistema geotermal, (4) Las Termas de Nitrao es parte de la periferia del reservorio geotermico.
- Existe una correlación lineal de la razón B/Cl de las fuentes termales de Aillín, Quillaquín y Ceniciento, que evidencia mezcla de aguas meteóricas de la fuente termal.
- Otros modelos de mezcla evidencian la mezcla de aguas meteóricas, aumenta hacia la periferia, dado a que aumenta su cantidad de Mg y  $\text{HCO}_3$  y disminuye la cantidad de sólidos disueltos.
- Las Termas de Aillín son alimentadas por un reservorio que tiene temperaturas entre los 108 -163°C.
- El acuífero que alimenta a las aguas de las Termas de Quillaquín, tiene una temperatura de 63-113°C.
- Las aguas termales de Ceniciento son alimentadas en profundidad por un acuífero con temperaturas entre 54-101°C.
- Las Termas de Nitrao se abastecen por un acuífero con temperaturas de los 57-90°C.

- La geotermometría mediante equilibrio multimineral, ha distinguido distintos procesos que han afectado a las aguas en el trayecto hacia la superficie, como la dilución, ebullición y mezcla con aguas meteóricas.

## 10 Bibliografía

ARNÓRSSON, S. ,1983.Chemical equilibria in icelandia geothermal systems--Implications for chemical geothermometry investigations." *Geothermics* 12(2-3):119-128.

ARNÓRSSON, S., GUNNLAUGSSON, E. Y SVAVARSSON, H. Ther chemistry of geothermal waters in iceland. III. Chemical geothermotery in geothermal investigations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, (47): 567-577. 1983b.

ARNÓRSSON, S. BJARNASON, J.Ö. 1993.Icelandic Water Chemistry Group presents the chemical speciation programme WATCH. Science Institute, University of Iceland, Orkustofnun, Reykjavík.7 p.

ARNÓRSSON, S. D'AMORE, F. 2000. The source of chemical and isotopic components in geothermal fluids. En: Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use. Vienna, International Atomic Energy Agency, 2000. p 66-72.

ARNÓRSSON, S. 2000.Reactive and conservative components. En: Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use. Vienna, International Atomic Energy Agency, 2000. p 40-48.

ÁRNORSSON, S., A. STEFANSSON, ET AL. (2007). "Fluid-Fluid Interactions in Geothermal Systems." *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 65(1): 259-312.

BRÜGGEN, J. 1941. El volcán Antuco y la geología glacial del valle del Laja. *Revista Chilena de Historia yGeografía*, Tomo 91, No. 99, p. 356-385.

CRAIG, H. 1961. Isotope variation in meteoric waters.*Science* (133).p 1702-1703.

CRAIG, H. 1963. The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas.En: Tongiorgi, E. (Ed.), *Nuclear Geology in Geothermal Areas*, Spoleto, Septiembre 9-13, 1963. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, Italy. p 17-53.

DÍAZ-GONZÁLES, L. SANTOYO, E. REYES-REYES, J. 2008.Tres nuevos geotermómetros mejorados de Na/K usando herramientas computacionales y geoquimiométricas: aplicación a la predicción de temperaturas de sistemas geotérmicos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* (25). p 465-482.

DOMEYKO, I. 1846. Memoria sobre la Estructura Geológica de Chile en la Latitud de Concepción, desde la Bahía de Talcahuano hasta la Cumbre de la Cordillera de Pichachén y Descripción del Volcán Antuco. *In* Domeyko, I. 1903, *Geología*, Vol. 5, *ImprentaCervantes*, p. 123-172. Santiago.

D'AMORE, F. ARNÓRSSON, S. 2000. Geothermometry. En: Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use. Vienna, International Atomic Energy Agency, 2000. p 152-199.

ELLIS, A.J. MAHON, W.A.J. 1967.Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions.Part II. *Geochimica et Cosmochimica Acta* (31). p 519-538.

ELLIS, A. J. Y MAHON, W. A. J, 1977.*Chemistry and geothermal systems*.New York, Academic Press, .392 .

- FOURNIER, R. O., (1977). Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, 5, 41-50.
- FOURNIER, R. O., (1979). A revised equation for the Na/K geothermometer. *Geothermal Resources Council Transactions*, 5, 1-16.
- FOURNIER, R.O. 1991. Water geothermometers applied to geothermal energy. En: D'Amore, F. (Ed.), Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development. UNITAR/UNDP Centre on Small Energy Resources, Rome, Italy. p 37-69.
- FOURNIER, R.O. POTTER, R.W. 1982. A revised and expanded silica (quartz) geothermometer. En: Geothermal Resources Council, Agosto de 1982, California, EE. UU. Bull. (11). p 3-9. *Geothermal Resources Council (GRC)*, 11, 3-12
- GIGGENBACH, W.F., GONFIANTINI, R., JANGI, B. AND TRUESDELL, A.H. 1983. Isotopic and chemical composition of Parbati Valley geothermal discharges. *Geothermics*, 12, 199-222.
- GIGGENBACH, W.F. 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochemica et Cosmochimica Acta* (52): 2749-2765.
- GIGGENBACH, W. F., GOGUEL, R. L. (1989). Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges, unpublished report. *Chemistry Division, Department of Scientific and Industrial Research Petone, New Zealand*, 81p.
- GIGGENBACH, W.F. (1991). Chemical techniques in geothermal exploration. In Applications of geochemistry in geothermal reservoir development, (Ed) D'Amore, United Nations Institute for Training and Research, USA, Pub., 1991, 119-144.
- GIGGENBACH, W.F. 1992. Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth and Planetary Science Letters* 113, 495-510.
- GIGGENBACH, W.F. 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochemica et Cosmochimica Acta* (52): 2749-2765.
- GIGGENBACH, W.F. 1991. Chemical techniques in geothermal exploration. En: D'Amore, F. (Ed.), Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development. UNITAR/UNDP Centre on Small Energy Resources, Rome, Italy, 1991a. p 119-144.
- GOFF F., JANIK, C.J. Geothermal systems. En: Sigurdsson H (ed.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Pergamon Press, 2000. pp 817-834.
- HAUSER, A. 1997. Catastro y caracterización de las fuentes de aguas minerales y termales de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín, No. 50, 89 p.
- HAUSER, A. 2000. Mapa de fuentes de aguas termales de Chile, Escala 1:3.000.000. SERNAGEOMIN, Documentos de Trabajo (n.16), 1 map pleg.col.
- KLEY, J., C. R. MONALDI, AND J. A. SALFITY, Along strike segmentation of the Andean foreland: Causes and consequences, *Tectonophysics*, 301, 75 - 94, 1999.
- GONZÁLEZ, O. VERGARA, M. 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. Publicaciones No. 24. Universidad de Chile, Instituto de Geología. 119p.

- JORDAN, T. E., BURNS, W. M., VEIGA, R., PÁNGARO, F., COPELAND, P., KELLEY, S., AND MPODOZIS, C. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics* 3(20): 308-324. 2001.
- LAHSEN, A., 1976. La actividad geotermal y sus relaciones con la tectónica y elvolcanismo en el norte de Chile. *Actas del Primer Congreso Geológico Chileno, Santiago, Chile, 2-7 Agosto 1976.*
- LOHMAR, LÓPEZ-ESCOBAR, MORENO H. 1999, Preliminary Comparison Between Antuco and Sierra Velluda Volcanoes (Southern Andes).
- MARINI, L., (2000). Geochemical techniques for the exploration and exploitation of geothermal energy [Taller Proyecto FONDEF 1051]. Departamento de Geología, Universidad de Chile, noviembre de 2000. 82p.
- MELNICK, D. FOLGUERA, A Y RAMOS, V. A. 2006. Structural control on arc volcanism: The Cavihue-Copahue complex, Central to Patagonian Andes transition (38°S). *Journal of South American Earth Sciences* 22 (2006) p. 66-88.
- MORENO, H.; THIELE, R.; LAHSEN, A.; VARELA, J.; LÓPEZ, L.; VERGARA, M. 1985. Geocronología de Rocas Cuaternarias en los Andes del Sur entre las latitudes 37° y 38°S. Chile. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, Vol. 40, Nos 3-4, p. 297-299.
- MORENO, H.; LAHSEN, A.; VARELA, J.; VERGARA, M. 1986. Edades K-Ar de rocas volcánicas cuaternarias del Grupo Volcánico Antuco-Sierra Velluda, Andes del Sur, 37°27'S. *Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones*, No. 36, p. 27-32.
- MUÑOZ, M. 2011. Sistema geotermal asociado al volcán Sierra Nevada: estudio geoquímico de aguas y gases termales. Memoria para optar al título de geólogo. Santiago, Chile. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. 120 p.
- MURRAY, K, WADE, P. (1996). Checking anion-cation charge balance of water quality analyses: Limitations of the traditional method for non-potable waters. *Water SA*, 22(1), 27-32.
- NICHOLSON, K., 1993, *Geothermal Fluids: Chemistry and Exploration Techniques*: Berlin-Heidelberg, Springer-Verlag, 253 p.
- NIEMEYER, H Y MUÑOZ, J. 1983. Hoja Laguna de la Laja, Región del Biobío. Escala 1:250.000. Carta Geológica de Chile N° 57. SERNAGEOMIN.
- NUTI, S. 1991. Isotopic techniques in geothermal studies. En: D'Amore, F. (Ed.) *Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*. UNITAR/UNDP Centre on Small Energy Resources, Rome, Italy. pp 215-250.
- OLIVARES 2011. Recursos geotérmicos en el sistema volcánico Callaqui-Copahue. región del biobío chile. Memoria de título para optar al título de geólogo. Santiago, Chile. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. 120 p.
- PANG, Z. REED, M. 1998. Theoretical chemical geothermometry on geothermal waters: Problems and methods. *Geochimica et Cosmochimica Acta* (62): 1083-1091.
- PESCE, A. 1981. Estratigrafía de las nacientes del río Neuquén y Nahuever, Provincia del Neuquén. *Congreso Geológico Argentino*, No. 8, Actas 3. p 439-455.

- PIPER, A. M. 1944. A graphic procedure in geochemical interpretation of water analyses. *Transactions of the American Geophysical Union* (25). p 914-923.
- 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): p 220-246.
- REED, M.H. SPYCHER, W.H. 1984. Calculation of pH and mineral equilibria in hydrothermal waters with applications to geothermometry and studies of boiling and dilution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* (48): 1479–1492.
- RISACHER, F. Y HAUSER, A. 2008. Catastro de las principales fuentes termales de Chile. Catastro. Servicio Nacional de Geología y Minería. 81 p.
- RISACHER, F., FRITZ, B., HAUSER, A. Origin of components in Chilean thermal waters. *Journal of South American Earth Sciences*, 2010 (Accepted Manuscript). doi:10.1016/j.jsames.2010.07.002
- SÁNCHEZ, P. 2010. Rol de las distintas fuentes de calor en las aguas termales del área Villarrica-Chihuío, 40°15' y 39°15'S, zona volcánica sur, Chile. Memoria para optar al título de geólogo. Santiago, Chile. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. 121p.
- SEPÚLVEDA, F. 2005. El sistema geotérmico de Cordón Caulle, sur de Chile: caracterización geológica y geoquímica. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, mención Geología, Universidad de Chile.
- SOENGGKONO, S., 1999. Analysis of digital topographic data for exploration and assessment of geothermal system. *Proceeding 21st New Zealand Geothermal Workshop*.
- SOENGGKONO, S., 2000. Assessment of faults and fracture at the Mokai Geothermal Field, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Proceedings World Geothermal Congress 2000*, Kyushu - Tohoku, Japan, pp. 1771-1776.
- SUAREZ, M. Y EMPARÁN, C. Hoja Curacautín: Regiones de la Araucanía y del Biobío, [Carta Geológica de Chile n° 71]. Servicio Nacional de Geología y Minería, 1997. 105 p., 1 mapa escala 1:250.000 (realizado por Emparan. C., Suárez, M y Muñoz, J., 1992).
- TRUESDALE A.H. AND FOURNIER R.O. (1977) Procedure for estimating the temperature of a hot-water component in a mixed water by using a plot of dissolved silica versus enthalpy. *U.S. Geol. Surv. J. Res.* 5, 49-52.
- TRUESDALE, A.H. 1991. Effects of physical processes on geothermal fluids. En: *Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development* F. D'Amore (Ed)., UNITAR/UNDP, New York, 72p.
- VERMA, S.P. SANTOYO, E. 1997. New improved equations for Na/K, Na/Li and SiO<sub>2</sub>, geothermometers by outlier detection and rejection. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (79): 9-23.
- ZANETTINI, J. MÉNDEZ, V. ZAPPETTINI, E. 1987. El mesozoico y cenozoico sedimentario de la comarca de los Miches. Provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42 (3-4). p 338-348.