



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

**ALTERACIÓN HIDROTHERMAL Y GEOQUÍMICA DE LAS AGUAS TERMALES EN
EL ÁREA DE LA CONCESIÓN GEOTÉRMICA LICANCURA III, I REGIÓN DE
TARAPACÁ, CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

GUSTAVO ADOLFO MAUREIRA MAUREIRA

PROFESOR GUÍA

MARTIN REICH MORALES

PROFESOR CO-GUÍA

DIEGO MORATA CÉSPEDES

MIEMBRO DE LA COMISIÓN

MERCEDES VÁZQUEZ VÍLCHEZ

SANTIAGO DE CHILE
JUNIO, 2013

Resumen

La concesión geotérmica Licancura III se encuentra ubicada en la Cordillera Occidental, en el límite entre la I región de Tarapacá y la XV Región de Arica y Parinacota, aproximadamente a 220 km al NE de la ciudad de Iquique. El área concedida para la exploración corresponde a un rectángulo elongado de orientación norte sur, con una superficie de 27.000 hectáreas.

El objetivo de este trabajo es establecer una relación, tanto química como espacial, entre la alteración hidrotermal y las manifestaciones termales presentes en la zona e integrarlas en un modelo conceptual del sistema geotérmico. Para esto, se utilizaron análisis mediante sensores remotos, petrografía, análisis de rayos X y análisis de las fuentes termales muestreadas en dos campañas de terreno realizadas el año 2012.

Estos análisis arrojaron como conclusión que en la parte centro norte de la concesión se ha configurado un sistema geotermal posiblemente relacionado al calor relictos de cámaras magmáticas asociadas a un centro eruptivo Plioceno (Cerro Pumire – Millacucho), caracterizado por la presencia de numerosas manifestaciones termales y extensas zonas de alteración hidrotermal del tipo argílica avanzada. Este sistema geotermal presenta características típicas de un sistema asociado a volcanismo, es decir una zona de *up flow* asociado a aguas sulfatadas (aguas de Pulinario) cercanas al edificio volcánico, con alteración hidrotermal argílica avanzada asociada, y zonas de *out flow* distales al centro eruptivo, caracterizadas por la descarga de aguas cloruradas de alto flujo, temperaturas por sobre los 70°C y depósitos hidrotermales de sinter silíceo y travertino (aguas de Punpunjire, Ancollo, Agua Veneno, Mulluri y Palca). Los análisis de isótopos estables (D- ¹⁸O) indican que las aguas tienen un origen meteórico y los geotermómetros arrojan temperaturas por sobre los 180°C para el sistema.

Se identificaron cinco zonas mayores de alteración hidrotermal: Cerro Millacucho, Quebrada Maymaja, Palca, Lipiscaca y Socorilla. La alteración hidrotermal asociada a estas zonas es del tipo argílica avanzada, caracterizada por la presencia de caolinita, alunita, óxidos de hierro y fases silíceas, como minerales principales. En la zona de Cerro Millacucho existen, además de estos minerales, depósitos de azufre nativo, similares a los depositados por la actividad de fumarolas en volcanes activos. En este lugar, la génesis de la alteración estaría asociada principalmente a la actividad volcánica en este centro eruptivo en sus etapas activas y en la actualidad estaría asociada a fluidos sulfatados calentados por vapor (Pulinario). En la zona de Quebrada Maymaja además caolinita, alunita, óxidos de hierro y fases silíceas, se identificaron hematita, esmectita y jarosita. En este sector la alteración hidrotermal tiene similitudes a la generada en los depósitos del tipo epitermal de alta sulfidización. La acidéz de las muestras Comalixa y Maymaja Norte (por tanto la alteración hidrotermal) estaría asociada tanto a la absorción de vapores magmáticos (principalmente H₂S) como a la oxidación de la pirita, de la cual es posible observar solo *boxwork* s.

Los depósitos hidrotermales del tipo sinter silíceo y travertino, asociados a las aguas cloruradas, muestran espesores y morfologías variables. Estos depósitos sugieren que las aguas a partir de las cuales son precipitados provienen directamente desde el reservorio.

A mi madre

Agradecimientos

Quiero agradecer al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), proyecto FONDAP N° 15090013, financiado por la Comisión Nacional de Ciencia y Tecnología (CONYCID), a mi comisión: profesor guía Martin Reich, profesor co-guía Diego Morata y a Mercedes Vázquez (miembro la comisión), por su disposición, comentarios, sugerencias y análisis realizados a este trabajo. A quien financia este trabajo: la empresa Serviland Minergy S.A. y a su equipo: Fernando Allendes, Alejandro Arriagada, Diego Gaytán, Paulina Carrasco, Cristián Reyes, Pablo, Alvaro, José. Es de esperar que pronto la empresa produzca algún MW de energía geotermica limpia e inagotable.

Agradezco a mi gran familia, a mi abuela, a mis tíos, tías, primos, pero en especial agradezco a mi madre por su gran apoyo, esfuerzo y paciencia. Tambien agradezco a Daniela por acompañarme en todo este proceso y por hacer de mi vida cada día mas y mas feliz.

Muchísimas gracias a Blanca por toda su disposición, ayuda y paciencia brindada. A todos mis profesores en esta Universidad que me han hecho crecer como estudiante, y tambien a todos mis profesores de la educación primaria y secundaria.

Finalmente agradezco a todos mis amigos, no los nombraré uno por uno porque seguro se me escapa alguien y no quiero causar molestia. A los de La Ligua que tengo un poco botados, grandes recuerdos desde la escuela de futbol hasta la sub 15. A mis compañeros de básica y media, tengo los mejores recuerdos de ustedes. A los de mis primeros años en la Universidad, que tiempos aquellos; a mis compañeros de Geología, siempre con la buena onda; a los bocaseca; a los de caña brava, en fin a todos y cada uno de aquellos que me brindaron una sonrisa.

MUCHAS GRACIAS.

Tabla de Contenido

1	Introducción	1
1.1	Planteamiento del problema.....	2
1.2	Organización del presente trabajo.....	2
1.3	Ubicación y acceso	3
1.4	Fisiografía y clima de la zona de estudio.....	4
1.5	Objetivos.....	6
1.5.1	Objetivo general	6
1.5.2	Objetivos específicos.....	6
1.6	Hipótesis de trabajo	7
1.7	Metodología general	7
2	Marco geológico.....	9
2.1	Marco geotectónico regional.....	9
2.2	Marco geomorfológico regional	11
2.3	Marco geológico regional	13
2.4	Marco Geológico Local	15
3	Alteración hidrotermal	17
3.1	Introducción	17
3.2	Antecedentes teóricos	17
3.2.1	Factores que controlan la alteración hidrotermal.	17
3.2.2	Procesos de alteración hidrotermal.....	18
3.2.3	Tipos de alteración hidrotermal.....	19
3.2.4	Relación entre la alteración hidrotermal y los fluidos geotermales.....	21
3.3	Metodología.....	24
3.3.1	Etapas 1: Pre-terreno	24
3.3.2	Etapas 2: Terreno	24
3.3.3	Etapas 3: Post-terreno	26
3.3.4	Metodología analítica DRX.....	27
3.4	Zonas de alteración hidrotermal.....	27
3.4.1	Quebrada Maymaja.....	27
3.4.2	Palca	31

3.4.3	Cerro Pumire-Millacucho	33
3.4.4	Socorilla y Lipiscaca	36
3.4.5	Depósitos hidrotermales	38
3.5	Síntesis de la alteración hidrotermal	40
4	Geoquímica de las aguas termales	41
4.1	Introducción	41
4.2	Antecedentes Teóricos	41
4.2.1	Constituyentes presentes en las aguas termales.....	41
4.2.2	Clasificación geoquímica de los fluidos geotermales.....	46
4.3	Metodología	49
4.3.1	Trabajo de Campo	49
4.3.2	Muestreo y análisis in-situ de aguas termales	49
4.3.3	Métodos analíticos	50
4.3.4	Trabajo de gabinete	51
4.4	Manifestaciones Termales	51
4.4.1	Agua Veneno (7886933N/485509E/4037m s.n.m.)	53
4.4.2	Ancollo (7886618N/485447E/4037m s.n.m.)	53
4.4.3	Berenguela (7872079N/480078E/3730m s.n.m.).....	54
4.4.4	Jalanta (7890523N/489042E/4265m s.n.m.)	54
4.4.5	Juntuma (7888272N/487969E/4099 m s.n.m.).....	55
4.4.6	Pulinario (7891666N/492994E/4306 m s.n.m.)	55
4.4.7	Tucuya (7886560N/482261E/4003 m s.n.m.)	56
4.4.8	Punpunjire (7890833N/480960E/3903 m s.n.m.).....	56
4.4.9	Palca (7891393N/7891393E/3770 m s.n.m.)	58
4.5	Resultados	59
4.5.1	Datos geoquímicos de aguas termales	59
4.5.2	Clasificación química de las aguas termales	59
4.5.3	Geotermometría	68
4.5.4	Isótopos estables	79
5	Discusiones.....	82
5.1	Sobre la alteración hidrotermal.....	82
5.1.1	Resultado de los análisis mediante sensores remotos.....	82

5.1.2	Caracterización y génesis de la alteración hidrotermal	82
5.2	Sobre la Geoquímica de los fluidos	90
5.2.1	Origen de los fluidos	90
5.2.2	Geotermometría	90
5.2.3	Distribución de las aguas termales	91
5.2.4	Modelo integrado del sistema geotermal.....	95
6	Conclusiones y Recomendaciones	99
6.1	Conclusiones	99
6.2	Recomendaciones	101
7	Referencias	102
8	Anexos.....	107
8.1	Anexo 1: Análisis mediante sensores remotos	107
8.1.1	Aster y Fundamentos de espectrometría.....	107
8.1.2	Espectrometría de imágenes	109
8.1.3	Metodología.....	110
8.1.4	Resultados.....	112
8.2	Anexo 2: Listado de muestras.....	113

Índice de Tablas

Tabla 1.1 Coordenadas de los vértices la Concesión Licancura III. (UTM, WGS84, 19S).....	4
Tabla 3.1 Minerales de alteración presentes en la zona de la Quebrada Maymaja.	30
Tabla 3.2 Minerales de alteración presentes en la zona de Palca.....	33
Tabla 4.1 Metodos analíticos utilizados para la determinación de componentes químicos de las aguas de la concesión Licancura III.	50
Tabla 4.2 Resultados de los análisis químicos de las aguas termales de la concesión geotérmica Licancura III.....	62
Tabla 4.3 Resultados de las ecuaciones geotermométricas relacionadas al sílice.....	73
Tabla 4.4 Resultados de la geotermometría de cationes.	77
Tabla 4.5 Datos isotópicos de ¹⁸ O y Deuterio de las aguas de la zona de estudio.	81
Tabla 8.1 Características principales de las imágenes ASTER.....	108
Tabla 8.2 Listado de muestras obtenidas en terreno 1 (coordenadas UTM, WGS84, 19S).....	113
Tabla 8.3 Listado de muestras obtenidas en terreno 2 (coordenadas UTM, WGS84, 19S).....	114

Índice de Figuras

Figura 1.1 Ubicación y accesos a la concesión Licancura III.	3
Figura 1.2 Ubicación y entorno de la concesión Licancura III.	5
Figura 2.1 Sección esquemática transversal de la porción central de Los Andes en la Latitud 19°S..	10
Figura 2.2 Principales unidades morfoestructurales de los andes centrales en la Región de Tarapacá. El rectángulo de borde negro representa el área de la concesión geotérmica Licancura III.	12
Figura 2.3 Mapa geológico regional. El rectángulo rojo indica la concesión Licancura III. Modificado de Sernageomin 2003.....	14
Figura 2.4 Mapa geológico local para la concesión Licancura III (Modificado de Sernageomin, 2003). ...	16
Figura 3.1 Clasificación mediante arboles de decisión, superpuesto al mapa geológico local	25
Figura 3.2 Ubicación y distribución de las muestras de roca obtenidas en la Concesión Licancura III.	26
Figura 3.3 Panorámica del sector de Quebrada Maymaja.....	27
Figura 3.4 Ubicación y distribución de las muestras obtenidas en el sector de la Quebrada Maymaja.	28
Figura 3.5 Minerales presentes en el área de Quebrada Maymaja..	29
Figura 3.6 Ubicación y distribución de las muestras obtenidas en las zonas de alteración de Palca.	31
Figura 3.7 Minerales de alteración presentes en el área de Palca. microcristalino	32
Figura 3.8 Ubicación y distribución de las muestras obtenidas en la zona de alteración de Cerro Pumire.	34
Figura 3.9 Minerales de alteración presentes en el área de Cerro Pumire-Millacucho.....	35

Figura 3.10 Ubicación y distribución de las muestras obtenidas en las zonas de alteración de Lipiscaca y Socorilla	36
Figura 3.11 Minerales de alteración presentes en el área de Lipiscaca y Socorilla.	37
Figura 3.12 Depósitos hidrotermales a) Panorámica de los depósitos de sinter silíceo en el sector de Punpunjire b) Panorámica de los depósitos de sinter silíceo en el sector de Lipiscaca. c) Depósitos hidrotermales en la zona de Palca. Se destacan las estalactitas y las terrazas y piscinas de travertino d) Textura de “Lily Pad” en los sinters de Juntuma. e) Detalle de las terrazas de travertino en Palca.....	39
Figura 4.1 Ubicación y distribución de la muestras de aguas termales de la concesión geotérmica Licancura III. Se diferencia entre la aguas de cada uno de los terrenos realizados.....	52
Figura 4.2 Depósitos hidrotermales en la zona de Agua Veneno.....	53
Figura 4.3 Manifestaciones termales de Ancollo.	54
Figura 4.4 Piscina en sector de Jalanta.....	55
Figura 4.5 Piscina en el sector de Pulinario	56
Figura 4.6 Área termal de Punpunjire. a) Panorámica de los depósitos de sinter silíceo del sector de Punpunjire. b) Una de las vertientes termales en Punpunjire c) Edificio de sinter silíceo de asociado a una de las vertientes termales de Punpunjire.	57
Figura 4.7 Trabajo de muestreo en el área termal de Palca. Al centro se observa una de las piscinas de travertino.	58
Figura 4.8 Diagrama ternario de aniones (Giggenbach, 1988) para las fuentes termales de la concesión geotérmica Licancura III.	60
Figura 4.9 Diagrama ternario Cl-B-Li (Giggenbach y Goguel, 1989)	63
Figura 4.10 Diagrama Cloro-Entalpía de las aguas de la concesión geotérmica Licancura III.	65
Figura 4.11 Gráfico de la razón Cloro/Sulfato para las aguas termales del área de estudio.	66
Figura 4.12 Distribución espacial de las razón cloro/sulfato en sector centro norte de la concesión Licancura III.....	66
Figura 4.13 Gráfico de la razón Bicarbonato/Sulfato para las aguas termales del área de estudio	67
Figura 4.14 Distribución espacial de las razón bicarbonato/sulfato en el sector centro-norte de la concesión Licancura III.....	67
Figura 4.15 Geotermómetro de Na-K-Mg para las fuentes termales de la zona de estudios (Giggenbach, 1988).	79
Figura 4.16 Gráfico ^{18}O versus Deuterio para las muestras de la zona de estudio.....	80
Figura 5.1 Diagrama de estabilidad del sistema Al-Fe-Si-S-K-O en función de pH v/s $\log a(\text{Fe}^{3+}/\text{Al}^{3+})$ en condiciones de $\log a(\text{SO}_4^{2-})=-1,87$, $\log a(\text{K}^+)=-3,2$ y cristobalita como fase silíceo presente. a) a 15°C . b) a 100°C . Modificado de Zimbelman et al (2005).	85

Figura 5.2 Ilustración esquemática del ambiente de formación de la alteración hidrotermal en el sector de Quebrada Maymaja. a) Alteración hidrotermal supérgena asociada a la oxidación de la pirita. b) Alteración hidrotermal asociada a la absorción de vapores magmáticos en el nivel freático. Esquemas modificados de Hedenquist et al., 2000.	86
Figura 5.3 Mapa de alteración hidrotermal para la concesión Licancura III. El detalle de las litologías es posible encontrarlo en Figura 2.3 y 2.4.....	89
Figura 5.4 Modelo conceptual de un sistema geotermal hospedado en un estratovolcán andesítico (Goff y Janik, 2000).....	92
Figura 5.5 Distribución espacial de las aguas termales del área de la concesión Licancura III utilizadas en este estudio.....	94
Figura 5.6 Perfil A-B. Modelo esquemático del sistema geotermal del sector centro-norte de Concesión Licancura III. En verde se señalan las aguas cloruradas, en amarillo la aguas sulfatadas-cloruradas y en rojo las aguas sulfatadas.....	95
Figura 5.7 Perfil A-B. Modelo esquemático del sistema geotermal del sector centro-norte de la Concesión Licancura III. En verde se señalan las aguas cloruradas, en amarillo la aguas sulfatadas-cloruradas y en rojo las aguas sulfatadas.....	97
Figura 5.8 Perfil A-B. Modelo esquemático del origen de las aguas termales del sector sur de la Concesión Licancura III. En amarillo la aguas sulfatadas-cloruradas y en rojo las aguas sulfatadas.....	98
Figura 8.1 Curvas espectrales de los minerales de interés para este análisis	109
Figura 8.2 Absorción absoluta v/s Absorción relativa (modificado de Lattus, 2010).....	111
Figura 8.3 Resultado de la clasificación mediante árboles de decisión	112

1 Introducción

La situación de escasez en el abastecimiento energético del país genera un escenario propicio para el análisis y discusión de fuentes de energía alternativas, entre las que destaca la energía geotérmica por su carácter amigable con el medio ambiente y porque los Andes de Chile constituyen una de las provincias geotérmicas más grandes, sin desarrollar en el mundo (Lahsen, 1988).

El contexto energético actual de Chile indica que la capacidad de potencia instalada en el país asciende a 12.847,489 MW, distribuidos entre: el Sistema Interconectado del Norte Grande (SING) 3.601,855 MW; el Sistema Interconectado Central (SIC) 9.118,242 MW; el Sistema Eléctrico de Magallanes 79,565 MW y el Sistema Eléctrico de Aysén 47,827 MW (Comisión Nacional de Energía, 2008). De acuerdo a informes reportados a la Comisión Nacional de Energía en abril y octubre de 2007, el crecimiento en la demanda para los próximos 10 años del SIC y SING es de 6,65% y 5% respectivamente (Comisión Nacional de Energía, 2007).

Debido a lo señalado en los párrafos anteriores, el 2010 el Ministerio de Energía entregó concesiones geotérmicas a empresas nacionales interesadas en desarrollar este tipo de energía. Una de estas concesiones, llamada “Licancura III”, fue otorgada a la empresa Infinergeo SpA, que corresponde a un *joint venture* entre la empresa chilena Serviland Minergy y la holandesa Transmark.

Estudios preliminares llevados a cabo en Licancura III, han descubierto una gran cantidad de manifestaciones termales y extensas zonas de alteración y depósitos hidrotermales lo cual ha motivado a Infinergeo SpA a continuar invirtiendo, tanto profundizando estos estudios preliminares, como efectuando nuevos estudios (MT y gravimetría) con el fin de encontrar y delimitar el reservorio geotérmico, determinar sus dimensiones y estudiar su factibilidad de explotación.

1.1 Planteamiento del problema

De acuerdo a estudios preliminares realizados por Serviland Minergy S.A. en el área de la concesión Licancura III se han reconocido extensas zonas de alteración hidrotermal y depósitos hidrotermales asociados a algunas fuentes termales muestreadas. Estos sectores fueron reconocidos a través de imágenes satelitales y en campañas de terreno, pero no fueron estudiados en detalle y en algunos casos ni siquiera visitados. Es por lo anterior que se requiere realizar un recorrido de la concesión con el fin de muestrear todas las fuentes termales existentes no visitadas y realizar un muestreo y estudio de la mineralogía de alteración hidrotermal presente en la superficie del área de la concesión y en sus alrededores.

1.2 Organización del presente trabajo

La presente memoria de Título se ha organizado en 6 capítulos.

Capítulo 1: En la Introducción se dan a conocer el problema a tratar, las hipótesis y los objetivos que abarca este trabajo. Además se entregan las metodologías a utilizar con el fin de cumplir cada uno de los objetivos específicos trazados.

Capítulo 2: En este capítulo se presenta en contexto geomorfológico, geológico y geotectónico de la región en donde se desarrolla este trabajo.

Capítulo 3: En “Alteración hidrotermal” se describen y analizan las zonas de alteración hidrotermal y los depósitos hidrotermales encontrados en el área de estudio.

Capítulo 4: En “Geoquímica de las aguas termales” se presenta el análisis químico de las aguas termales muestreadas en la concesión durante las campañas de terrenos efectuadas en el año 2012.

Capítulo 5: En “Discusiones” se trata de determinar la relación entre la geoquímica de las aguas termales y los productos de alteración y depósito hidrotermal, así como la génesis y desarrollo de los elementos que componen el sistema geotermal.

Capítulo 6: Finalmente, en “Conclusiones y Recomendaciones” se realiza una síntesis de los resultados y avances en el conocimiento presentados en este estudio.

1.3 Ubicación y acceso

La concesión Licancura III se encuentra en Cordillera Occidental de la región de Tarapacá, aproximadamente a 220 km al NE de la ciudad de Iquique. El área concedida para la exploración corresponde a un rectángulo elongado de orientación norte sur, con una superficie de 27.000 hectáreas. Las coordenadas de los vértices de la concesión pueden verse en la Tabla 1.1.

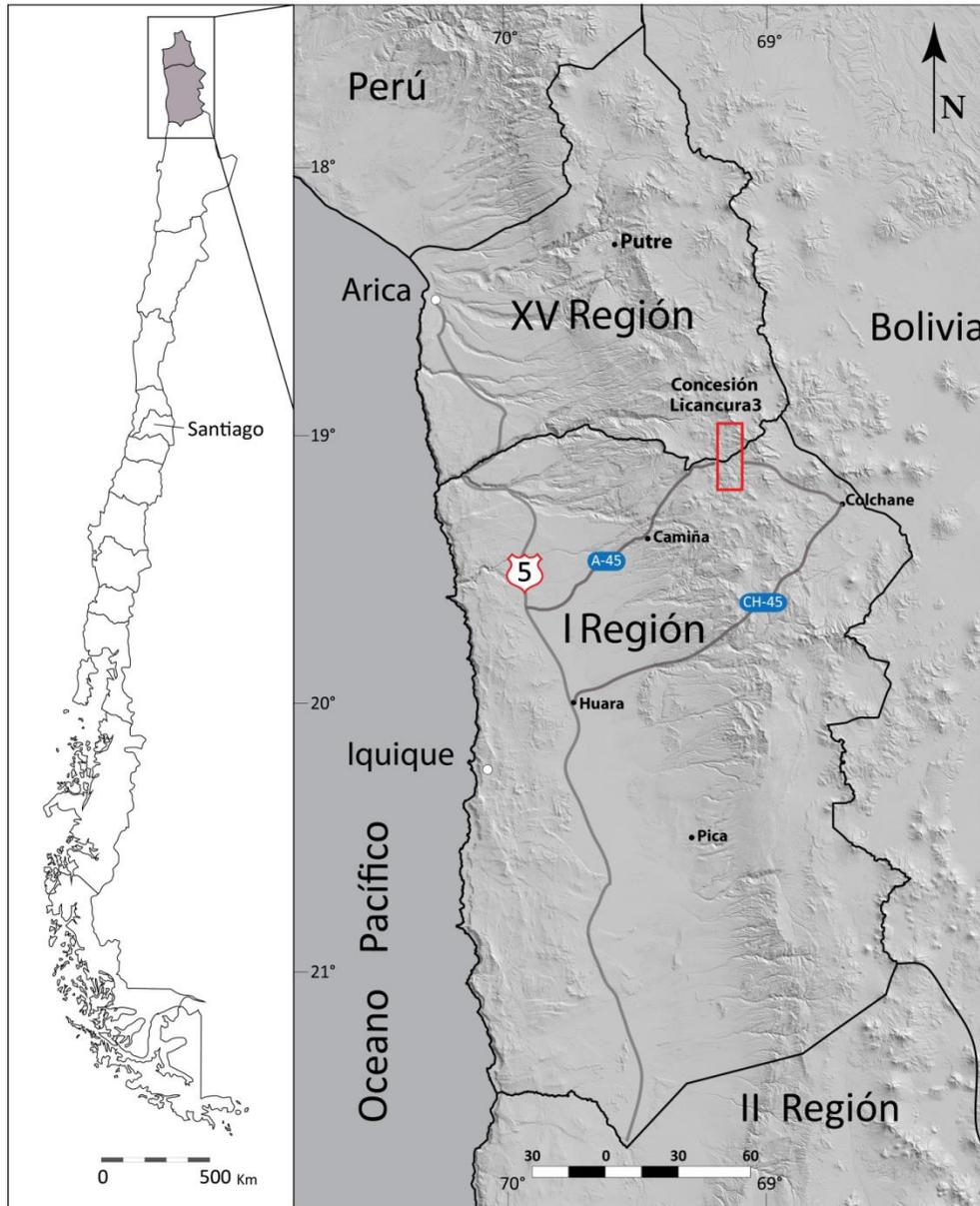


Figura 1.1 Ubicación y accesos a la concesión Licancura III.

Tabla 1.1 Coordenadas de los vértices la Concesión Licancura III. (UTM, WGS84, 19S)

Vértice	Norte	Este
NO	7903000	480000
NE	7903000	490000
SE	7876000	490000
SO	7876000	480000

El acceso a la zona se puede realizar de dos maneras: i) a través de la ruta internacional CH-15 que une la localidad de Huará con el poblado fronterizo de Colchane, desde donde se debe tomar un camino local para recorrer los 50 km hasta Pumire (poblado dentro de la concesión, ver Figura 1.2) o ii) a través de la ruta A-45 que une el cruce Pisagua-Zapiga en la ruta 5 norte con la localidad de Pumire, pasando por la ciudad de Camiña. Desde Pumire y cercanías se desprenden diversos caminos que recorren parcialmente la concesión y sus alrededores. Los caminos son dificultosos pero transitables, a excepción de los pasos cercanos a ríos y arroyos, los cuales por efecto de las abundantes precipitaciones del invierno altiplánico suelen quedar anualmente muy deteriorados e incluso cortados. Un panorama regional de la ubicación del área de estudio se puede observar en la Figura 1.1, en ésta se muestran los caminos y las localidades cercanas a la concesión.

En la Figura 1.2 se muestra la ubicación de la concesión a escala local y se indican los poblados y los rasgos geomorfológicos y geográficos más importantes en de su entorno. Estos lugares a menudo son citados como referencia geográfica en el texto.

1.4 Fisiografía y clima de la zona de estudio

Las principales unidades morfoestructurales presentes en la latitud de la zona de estudio son de oeste a este: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Precordillera, Cordillera Occidental, Altiplano, Cordillera Oriental y Sierras Subandinas (Charrier et al. 2007). La concesión Licancura III se encuentra ubicada en la Cordillera Occidental, cerca de su límite con el Altiplano.

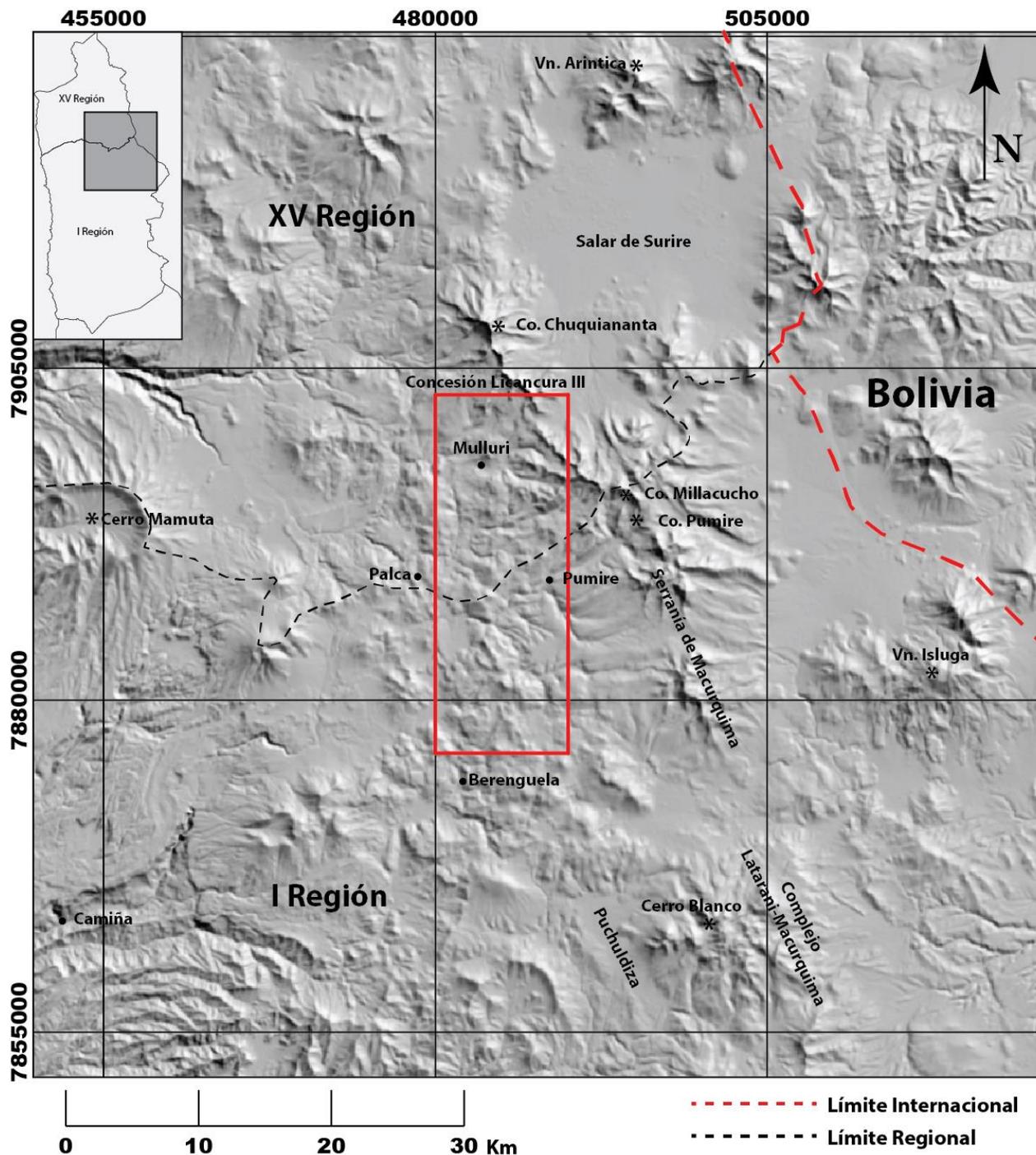


Figura 1.2 Ubicación y entorno de la concesión Licancura III. Algunos de los lugares señalados se utilizan como referencia geográfica en el texto.

En cuanto a los principales rasgos fisiográficos de la zona de estudio, el Cerro Pumire ubicado en la parte noreste de la concesión, corresponde a la mayor elevación (5450 m.s.n.m). Este cerro, junto a los cerros Guaigasi y Millacucho, forman parte de un cordón elongado de orientación NO-SE que limita parcialmente a la concesión por el Este. Las manifestaciones termales de

Licancura III se ubican en los sectores de baja elevación, preferentemente en los niveles de escorrentía superficial y frecuentemente están asociados a depósitos de tipo sinter silíceo, travertino y depósitos salinos. A la fecha de este estudio se han reconocido a lo menos 15 áreas de manifestaciones termales con temperaturas que se elevan hasta los 80°C.

El clima de la zona de estudio puede ser considerado como clima de estepa de altura (Fuenzalida, 1965 en Argandoña 1984). Durante enero, febrero y parte de marzo, se desarrolla el denominado invierno boliviano caracterizado por abundantes precipitaciones líquidas y sólidas, y tormentas eléctricas. Durante el resto del año, las temperaturas varían entre 15°C en el día y -15°C en la noche, aproximadamente (Argandoña, 1984). No se tienen registros de las precipitaciones anuales en la zona de estudio pero es posible relacionarlos con los de la zona aledaña de Puchuldiza (20 km al sur). Estudios realizados para este lugar indican que las precipitaciones anuales ascienden a los 200 mm (DGA, 1987). Otra estimación de ENDESA (JICA, 1979) indica 100 mm/año sobre los 4000 msnm.

1.5 Objetivos

1.5.1 Objetivo general

Establecer una relación, tanto química como espacial, entre la alteración hidrotermal y las manifestaciones termales presentes en la zona de estudio e integrarlas en un modelo conceptual del sistema geotérmico.

1.5.2 Objetivos específicos

- Caracterizar la mineralogía de alteración y delimitar en dónde ésta se presenta.
- Caracterizar e identificar las asociaciones minerales de alteración presentes en el área de estudio.
- Identificar y muestrear las manifestaciones de aguas termales en la zona de estudio.
- Caracterizar geoquímicamente las aguas de las manifestaciones termales en la zona de estudio.
- Determinar el origen de los fluidos que alimentan en sistema geotérmico.
- Establecer condiciones de temperatura del sistema geotérmico.
- Integrar los datos y discusiones de la geoquímica de las aguas con los datos de alteración hidrotermal en perfiles topográficos y modelar el sistema geotermal.

1.6 Hipótesis de trabajo

En el área de la concesión geotérmica Licancura III existe un sistema geotermal asociado a un estratovolcán (Cerro Millacucho-Cerro Pumire, perteneciente a la denominada Serranía de Macurquima de edad Pliocena-Pleistoceno), el cual a través de su desarrollo ha favorecido, en ciertos lugares, la alteración de los productos volcánicos presentes en la zona. La alteración es preferentemente del tipo argílica avanzada, caracterizada por la presencia de alunita, sílice hidrotermal, caolinita y otros minerales asociados.

1.7 Metodología general

En orden de cumplir con los objetivos específicos planteados, la metodología general propuesta es la siguiente:

- Identificar y delimitar las zonas de alteración presentes en la concesión

A través de imagen satelitales ASTER¹ se estiman zonas con alteración hidrotermal y anomalía termal. La superposición de estas capas sirve para la confección de un mapa preliminar de zonas de interés, y para el entendimiento preliminar de la distribución espacial del sistema geotermal.

- Caracterizar e identificar las asociaciones minerales de alteración presentes en el área de estudio

Mediante descripciones detalladas a escala macroscópica, microscópica y análisis de difracción de rayos X (DRX) se determinarán los minerales de alteración presentes en cada una de las zonas de alteración presentes en el área de estudio.

- Identificar y muestrear las manifestaciones de aguas termales en la zona de estudio.

A través de imágenes satelitales y guías locales se identifican manifestaciones termales en la concesión y sus alrededores. Una vez confirmadas, éstas se muestrean de acuerdo a los procedimientos usuales para la toma de muestras de este tipo de aguas.

¹ Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer; satélite japonés que captura imágenes multispectrales de la superficie terrestre (mayor información en Anexo I).

- Caracterizar geoquímicamente las aguas de las manifestaciones termales en la zona.

Luego de los análisis geoquímicos y de la obtención de las componentes mayoritarias de las muestras de agua recolectadas, se aplican herramientas gráficas y matemáticas específicas para el estudio de aguas termales.

- Determinar el origen de los fluidos que alimentan en sistema geotérmico.

Se recolectan muestras de aguas termales y meteóricas para el análisis isotópico (^{18}O y D) con el fin de analizar el origen de los fluidos hidrotermales. Luego se aplican herramientas gráficas usuales en los estudios isotópicos de aguas termales.

- Establecer condiciones de temperatura del sistema geotérmico.

A partir de los análisis de agua en superficie, es posible estimar las condiciones de temperatura del reservorio, mediante el uso de diferentes ecuaciones que reflejan el equilibrio termodinámico de ciertos minerales, o la solubilidad de estos.

- Integrar los datos y discusiones de la geoquímica de las aguas con los datos de alteración hidrotermal en perfiles topográficos.

Una vez caracterizadas la alteración y las aguas termales analizadas es posible esquematizar en perfiles la geometría y naturaleza del sistema geotérmico, y contrastarlos con otros sistemas estudiados ampliamente.

2 Marco geológico

2.1 Marco geotectónico regional

La característica geomorfológica de primer orden que se observa en los Andes Centrales es la presencia del Plateau Altiplánico, el segundo más alto del mundo, después del Tibet, y el más alto de origen no colisional (Isacks, 1988). La construcción de esta unidad morfotectónica se habría iniciado a fines del Cretácico, estrechamente ligada a la dinámica de placas que han interactuado en la convergencia del margen Sudamericano .

Desde el Triásico Superior hasta el Cretácico Inferior, el régimen tectónico estuvo dominado por condiciones extensionales y transtensionales en el tras-arco (e.g. Mpodozis y Ramos, 1989). A partir de ese momento, en la región de los Andes Centrales se registró una tectónica compresiva responsable del desarrollo de cuencas de antepaís, la cual se habría incrementado a los 73 y 59,5-58,2 Ma (Sempere et al., 1997).

Durante el Eoceno se desarrolló un periodo de intensa deformación asociado a un aumento en la tasa de convergencia entre las placas Farallón y Sudamericana, la cual habría alcanzado velocidades relativas muy altas, cercanas a los 20 cm/yr (Pilger, 1984; Pardo-Casas y Molnar, 1987). Este periodo de deformación originó el evento que se conoce como Fase Incaica, el cual afectó de manera principal a la actual Cordillera Occidental y a algunas regiones del antepaís.

Durante el Eoceno Superior – Oligoceno Medio, se produjo una disminución en la tasa de convergencia y con vector muy oblicuo a la costa (Pardo - Casas y Molnar, 1987) lo cual se habría manifestado en un régimen transtensivo en alguna regiones del margen continental, el que dio origen a algunas cuencas en donde se depositaron gruesas sucesiones sedimentarias (e.g. Miembro Inferior Formación Azapa; García et al., 2002)

A partir de 26 Ma habría comenzado un nuevo evento de deformación denominado Fase Quechua. En esta etapa se incrementó nuevamente la velocidad de convergencia entre las placas lo que produciría como consecuencia la separación de la Placa Farallón en las Placa de Cocos y en de Nazca. Esta última comienza a subductar con una dirección casi normal al borde continental (Pardo-Casas y Molnar, 1987) con una velocidad máxima relativa de aproximadamente 18 cm/yr entre los 20 y 12 Ma. En esta fase se habría desarrollado el alzamiento final de los Andes Centrales.

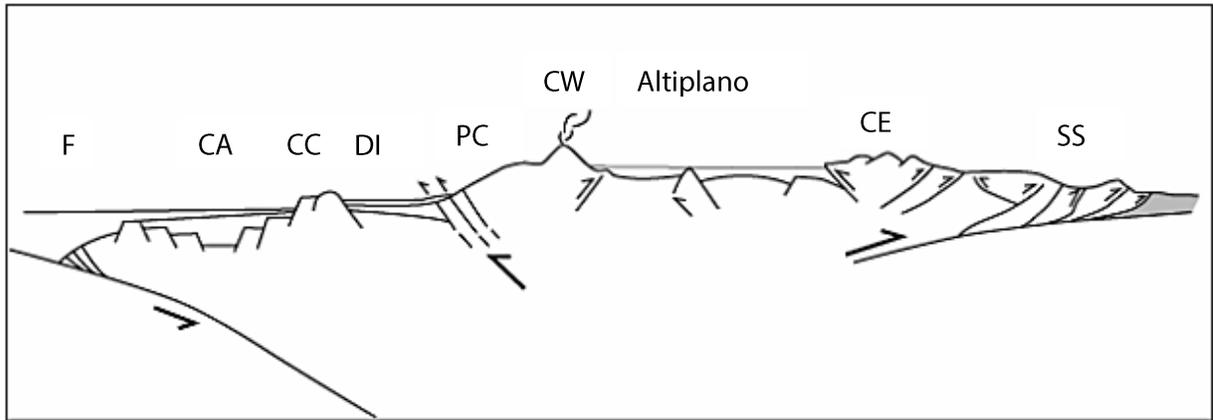


Figura 2.1 Sección esquemática transversal de la porción central de Los Andes en la Latitud 19°S. Abreviaciones: F: Fosa. CA: Cuenca de Arica. CC: Cordillera de la Costa. DI: Depresión Intermedia. PC: Precordillera. CW: Cordillera Occidental. CE: Cordillera Oriental. SS: Sierras Subandinas (Modificada de Muñoz y Charrier, 1996).

A partir del Oligoceno, diversas estructuras activas se han reconocido en la región. Estas han sido agrupadas en dos sistemas estructurales de vergencia opuesta: el Sistema de Cabalgamiento de Vergencia Este (SCVE), desarrollado entre la Cordillera Occidental y el límite oriental de la Depresión Intermedia; y Sistema de Cabalgamiento de Vergencia Oeste (SCVO) desarrollado en la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas. Estos sistemas serían los principales responsables del alzamiento del Altiplano.

El SCVE corresponde a un sistema que se propaga hacia el este. Las principales fases de deformación producidas por este sistema estructural habrían ocurrido durante el Oligoceno Superior – Mioceno Inferior en la Cordillera Oriental y durante el Mioceno Superior en las Sierras Subandinas, acomodando 191, 210, 231 Km de acortamiento en el norte, centro y sur del Oroclino Boliviano (Baby et al, 1997) (Figura 2.1).

El SCVO corresponde a un sistema de alto ángulo, de orientación NS a NNW y propagación al oeste, el cual ha acomodado un importante alzamiento, aun cuando el acortamiento asociado a él es muy pequeño. Se ha descrito desde el sur del Perú hasta la región de Altos de Pica (Pinto, 1999). Las estructuras del SCVO, habrían comenzado su actividad durante el Oligoceno Superior, acomodando la deformación generada por el aumento de la tasa de convergencia entre la placa de Nazca y la Sudamericana. El alzamiento ocurrió rápidamente durante el Oligoceno Superior-Mioceno, tal como se registra en los depósitos sintectónicos generados en este periodo (García et al., 2002).

2.2 Marco geomorfológico regional

Las unidades morfoestructurales principales que conforman la parte central de los Andes Centrales, entre los 15° y los 20° S corresponden, de oeste a este, a la Cordillera de la Costa, Depresión Intermedia, Precordillera, Altiplano, cuyo límite occidental corresponde a la Cordillera Occidental (actual arco volcánico), Cordillera Oriental y Sierras Subandinas (Figura 2.1, 2.2).

La Cordillera de la Costa es un cordón de orientación NS de aproximadamente 50 km de ancho, que nace al norte de la Pampa de Camarones y continua al sur. La elevación media aumenta hacia el sur, alcanzando cerca de 2.500 m s.n.m. en la Región de Antofagasta. Su límite occidental está caracterizado por la presencia del Escarpe Costero, donde los acantilados alcanzan una altura de 700 m en promedio.

La Depresión Intermedia es la región alojada entre la Cordillera de la Costa y la Precordillera. Su superficie corresponde a una extensa cubierta aluvial, con una suave pendiente hacia el oeste-suroeste, denominada Pampa del Tamarugal. Tiene una altura que varía entre los 1000-1500 m. Al norte de los 19°30'S, la pampa es incidida por profundas quebradas de orientación EW, algunas de más de 400 m, caracterizadas por la presencia de ríos cuya capacidad erosiva les permite continuar incidiendo en la Cordillera de La Costa. Estos ríos desembocan en el océano en intervalos de alrededor de 40 km. Entre los 19°30' y los 21°30'S, la Depresión Intermedia constituye una cuenca endorreica. Los ríos abandonan su cauce al alcanzarla formando abanicos aluviales, cuya porción distal choca con la Cordillera de la Costa. En este segmento, las quebradas que inciden en la Precordillera se curvan hacia el SW, bordeando la topografía de los abanicos aluviales inactivos pero recientes. Hacia el sur de los 21°25'S, el primer río que logra desembocar en el mar es el Loa. A partir de esta latitud, la Pampa del Tamarugal vuelve a constituir una cuenca exorreica.

La Precordillera corresponde a una zona de transición desde la Depresión Central hacia la región elevada al este. En esta franja de relieve, la pendiente aumenta fuertemente al oriente, produciéndose consiguientemente un aumento de la incisión fluvial. Al sur de los 20°S, ésta unidad da lugar a un cordón longitudinal denominado Cordillera de Domeyko, bordeado en el este por una zona deprimida, la Depresión Pre-andina.

El Altiplano corresponde a una meseta alzada que presenta alturas de 3700 a 4200 m s.n.m., tiene un ancho promedio de 250 Km y se extiende por más de 1500 Km en paralelo al margen continental, constituyendo la segunda meseta más alta del mundo después de la meseta tibetana y la más alta de origen no colisional (Isacks, 1988). Su borde Occidental se denomina Cordillera Occidental, y es el lugar donde se ubica el arco volcánico actual, con las alturas máximas de los Andes Centrales, superiores a los 6000 m s.n.m.

El límite oriental del Altiplano corresponde a la Cordillera Oriental, limitada hacia el este por las Sierras Subandinas. Esta última corresponde a una faja plegada y corrida de vergencia este, pone en contacto la cadena andina con la llanura de antepaís (Planicies de Beni y El Chaco).

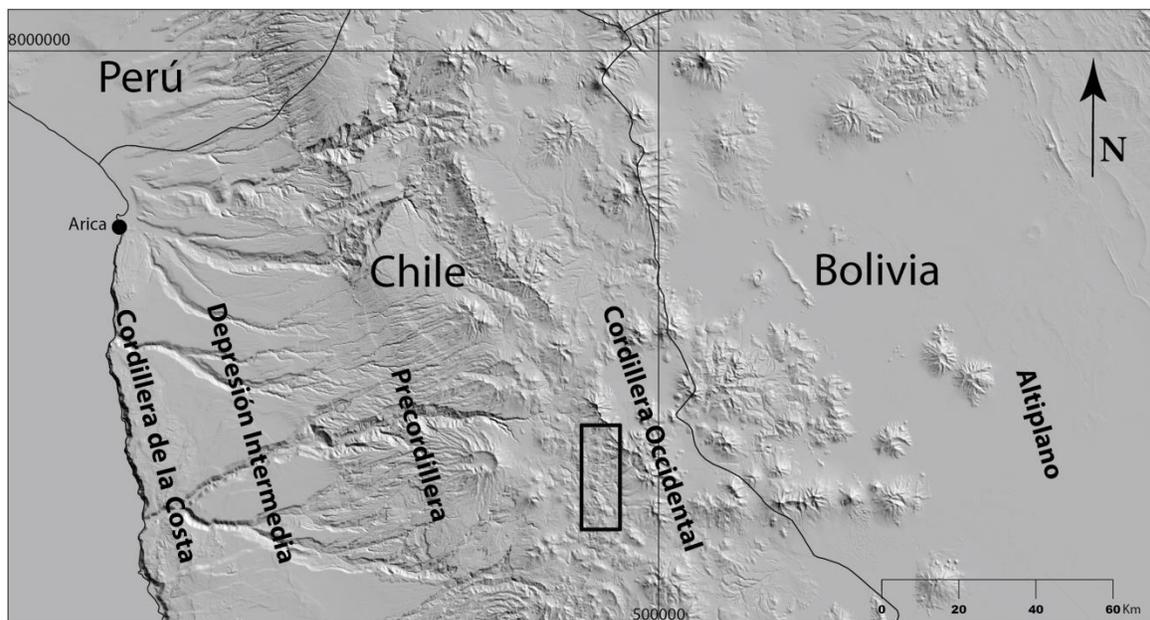


Figura 2.2 Principales unidades morfoestructurales de los andes centrales en la Región de Tarapacá. El rectángulo de borde negro representa el área de la concesión geotérmica Licancura III.

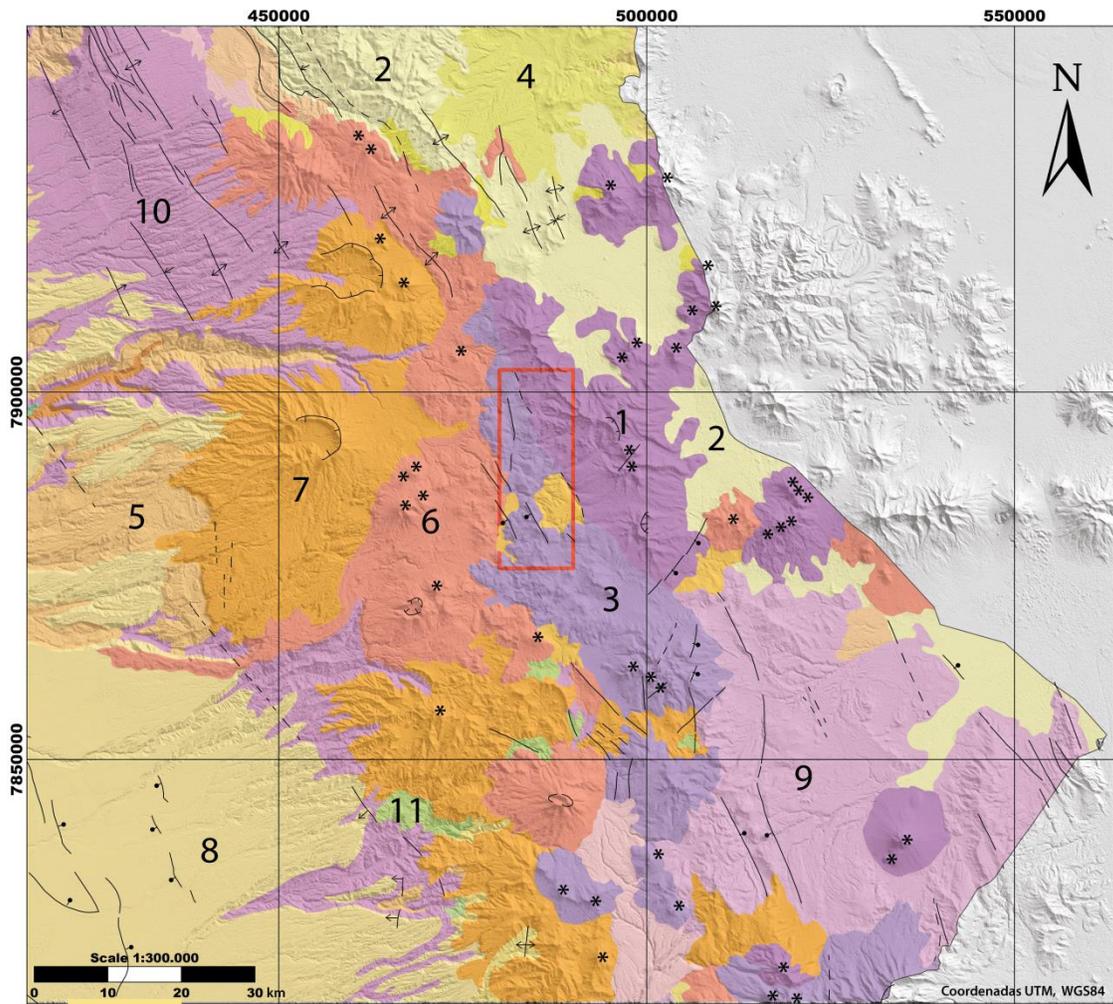
2.3 Marco geológico regional

Las Regiones de Arica y de Tarapacá, se caracteriza por la ocurrencia de una potente sucesión de rocas sedimentarias y volcánicas neógenas que cubren en discordancia a lavas, rocas sedimentarias marinas y continentales e intrusivos mesozoicos. Estas afloran en la Precordillera (e.g., Formación Livilcar, Formación Cerro Empexa (11 en Figura 2.3)); Depresión Central (Formación Suca) y Cordillera de la Costa (e.g., Formaciones Atajaña, Los Tarros y Camaraca) (Pinto et al 2004).

Entre Arica e Iquique la Depresión Intermedia presenta un relleno neógeno con un espesor de hasta 1.000 a 1.500 m (Pinto et al 2004) (5 y 8 en Figura 2.3). Este incluye una sucesión sedimentaria y volcánica continental que se acuña hacia el oeste y se dispone discordantemente sobre el substrato mesozoico en el borde oriental de la Cordillera de la Costa. Esta sucesión también se acuña hacia el este, sobre el Mesozoico y depósitos volcánicos miocenos expuestos en la Precordillera andina. En la zona de Arica la sucesión neógena incluye, de base a techo, a la Formación Azapa a la cual García (2001) asignó una edad oligocena inferior a media, la Formación Oxaya (9 en Figura 2.3) del Oligoceno Superior a Mioceno Inferior y la Formación El Diablo (8 en Figura 2.3) de probable edad Mioceno Medio a Superior. En la zona de Pica, al noreste de Iquique, la sucesión neógena completa ha sido descrita bajo el nombre de Formación Altos de Pica y a ella se le asigna una edad miocena (Pinto et al., 2004) (8 en Figura 2.3).

En la Precordillera y Cordillera Principal afloran principalmente productos del volcanismo neógeno y cuaternario. En la Figura 2.3 se puede apreciar la extensión de estas sucesiones, las cuales han sido separadas de acuerdo a su edad. Así es posible destacar las secuencias que van desde los centros volcánicos intermedios a ácidos del Oligoceno-Mioceno (9 en figura 2.3) hasta los productos volcánicos basálticos a riolíticos del Pleistoceno-Cuaternario (1 en figura 2.3).

Las sucesiones neógenas están afectadas, en la Precordillera, por un sistema de fallas inversas y flexuras de vergencia al oeste y orientación N10°-20°W En la zona de Arica (18°20'-19°S) el sistema está representado por la Falla Ausipar y el Anticlinal de Oxaya, pliegue por propagación asociado a la falla (García, 2001). Más al sur (19°20'S) se encuentra la Flexura Moquella y las flexuras de Aroma, Soga y Calacala y al este de Iquique, la Flexura Altos de Pica (20°30'S) (Pinto et al., 2004).



Leyenda

<p>1 Pleistoceno - Cuaternario Estratovolcanes y complejos volcánicos: lavas basálticas a riolíticas, domos y depósitos piroclásticos andesítico-basálticos a dacíticos</p>	<p>2 Pleistoceno-Holoceno Depósitos aluviales, subordinadamente coluviales o lacustres: gravas, arenas y limos.</p>
<p>3 Plioceno Centros volcánicos: lavas, domos y depósitos piroclásticos andesíticos a dacíticos, conos de piroclastos y lavas basálticas a andesítico-basálticas.</p>	<p>4 Plioceno-Pleistoceno Secuencias sedimentarias lacustres: limos y arcillas con intercalaciones de niveles calcáreos, conglomerádicos o piroclásticos.</p>
<p>6 Mioceno Superior Centros y secuencias volcánicas: lavas, domos y depósitos piroclásticos, andesíticos a dacíticos, con intercalaciones aluviales</p>	<p>5 Plioceno-Pleistoceno Depósitos de remoción en masa: brechas polymíticas de flujo o deslizamiento gravitacional.</p>
<p>7 Mioceno Inferior-Medio Complejos volcánicos parcialmente erosionados y secuencias volcánicas: lavas, brechas, domos y rocas piroclásticas andesítico-basálticas a dacíticas</p>	<p>8 Mioceno Inferior-Medio Secuencias sedimentarias de abanicos aluviales, pedimento o fluviales: gravas, arenas y limos con ignimbritas intercaladas.</p>
<p>9 Oligoceno-Mioceno Secuencias y centros volcánicos intermedios a ácidos: lavas, brechas, domos y rocas piroclásticas andesíticos a riolíticas</p>	<p>11 Cretácico Superior Secuencias volcanosedimentarias continentales: rocas epiclásticas y piroclásticas riolíticas, lavas andesíticas y traquíticas.</p>
<p>10 Oligoceno-Mioceno Secuencias piroclásticas dacíticas a riolíticas asociadas a calderas de colapso</p>	

Simbología

*	Centro volcánico	- - -	Falla observada, inferida	↕	Traza de plano axial de anticlinal
●	Falla normal	- ↓	Traza de plano axial de sinclinal	↕	Traza de plano axial de sinclinal

Figura 2.3 Mapa geológico regional. El rectángulo rojo indica la concesión Licancura III. Modificado de Sernageomin 2003.

2.4 Marco Geológico Local

En el área de la concesión geotérmica Licancura III afloran principalmente rocas volcánicas y volcanoclásticas. Esta cobertura no ha sido objeto de estudio de detalle, siendo el Mapa Geológico de Chile del 2003 (Sernageomin, 2003), de escala 1:1000000, el único documento que cubre la zona de estudio². De acuerdo a este trabajo, en el área afloran rocas de edades que fluctúan entre el Mioceno Inferior y el presente. En el mapa adjunto (Figura 2.4) éstas se han clasificado en los siguientes grupos (del más nuevo al más antiguo):

a (Pleistoceno-Holoceno): Depósitos aluviales, subordinadamente coluviales o lacustres: gravas arenas y limos.

b (Pleistoceno-Cuaternario): Estratovolcanes y complejos volcánicos. Lavas basálticas a riolíticas, domos y depósitos piroclásticos andesito-basálticos a dacíticos.

c (Plioceno): Centros volcánicos. Lavas, domos y depósitos piroclásticos andesíticos a dacíticos, conos de piroclastos y lavas basálticas a andesíticas.

d (Mioceno Superior): Centros y secuencias volcánicas. Lavas, domos y depósitos piroclásticos, andesíticos a dacíticos, con intercalaciones aluviales.

e (Mioceno Inferior-Medio): complejos volcánicos parcialmente erosionados y secuencias volcánicas: lavas, brechas, domos y rocas piroclásticas andesítico-basálticas a dacíticas.

Destaca la presencia de dos centros eruptivos inmediatamente al este de la concesión (Cerro Pumire y Cerro Millacucho). Estos centros eruptivos pertenecen a la denominada Serranía de Macurquima, la que tiene una orientación N20W y agrupa a una serie de centros eruptivos extintos entre los que destacan: el Cerro Blanco y complejo Volcánico Latarani – Macurquima, en la zona de Puchuldiza y el Cerro Chuquiananta en la zona del Salar de Surire. En general estos volcanes presentan una fuerte erosión en sus flancos debido a la acción glacial por lo que la mayoría de las estructuras volcánicas han sido erosionadas y sólo se reconocen algunas coladas de lava y domos. Mediante dataciones K/Ar en biotitas se han determinado que el Complejo Latarani-Macurquima tendría una edad entre los 4 y los 0,9 Ma (Plioceno-Pleistoceno) (Ortiz et al., 2008).

² Un equipo de investigadores liderado por la profesora Luisa Pinto (Departamento de Geología, Universidad de Chile) está trabajando en la hoja correspondiente al área de estudio (Hoja Camiña). Se espera que este trabajo esté disponible a fines del año 2013.

Estas dataciones entregan una posible edad máxima, puesto que de acuerdo al mapa de Sernageomin, 2003, éstos centros eruptivos tendrían una edad Cuaternaria. Estos datos proporcionan evidencias sobre la reciente actividad de esta cadena de centros eruptivos.

Las estructuras siguen preferentemente la orientación regional característica de esta zona (NW-SE) y en la zona de estudio corresponden a fallas normales (Sernageomin, 2003). Unas decenas de km al oeste las estructuras presentan orientaciones similares pero son de carácter inverso (ej, Flexura Moquella). En terreno se lograron reconocer lineamientos de orientación NW-SE, pero no determinó el movimiento relativo de los bloques. En la zona de la Quebrada Maymaja se observó un fuerte control estructural representado por la ocurrencia de diques, fracturas, lineamientos o plegamientos. Estos rasgos se han atribuido a la prolongación hacia el sur de la Falla Quitariri definida por Argandoña (1984) para la zona de Cerro Socora.

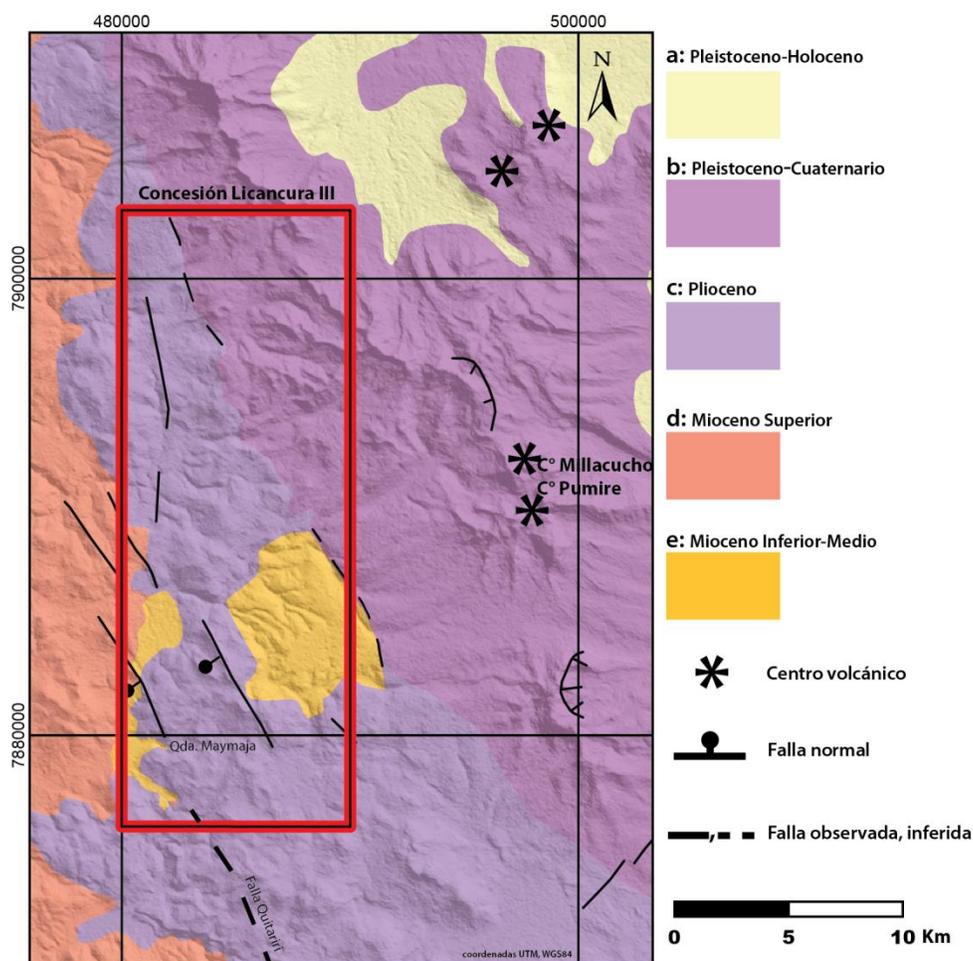


Figura 2.4 Mapa geológico local para la concesión Licancura III (Modificado de Sernageomin, 2003).

3 Alteración hidrotermal

3.1 Introducción

Los fluidos geotermales comúnmente interactúan con las rocas produciendo cambios tanto en la composición de los sólidos como de la fase fluida. Factores como la composición, temperatura y sobre todo el pH, son los determinantes a la hora de generar estos cambios en las rocas. En los campos geotermales asociados a volcanismo se han establecido relaciones entre los fluidos, su composición, su ubicación y su relación con la alteración hidrotermal.

En este capítulo se mostraran las áreas de alteración hidrotermal, las asociaciones minerales características de cada una de ellas y su ubicación dentro de la concesión, entre otras características.

3.2 Antecedentes teóricos

La alteración hidrotermal es un término general que incluye la respuesta mineralógica, textural y química de las rocas a causa de un cambio ambiental, en términos químicos y termales, producido por la circulación de fluidos como agua caliente, vapor o gas (Pirajno, 2009). Esta ocurre a través de la transformación de fases minerales, crecimiento de nuevos minerales, disolución de minerales y/o precipitación, y reacciones de intercambio iónico entre los minerales constituyentes de una roca y el fluido que interactuó con ella. La temperatura del fluido y el pH del mismo son los factores más relevantes en la asociación mineralógica resultante de este proceso, más que la litología inicial.

Una característica esencial de la alteración hidrotermal es la conversión de un conjunto mineral inicial en una nueva asociación de minerales más estable bajo las condiciones hidrotermales de temperatura, presión y sobre todo de composición de fluidos. La textura puede ser modificada ligeramente o completamente obliterada por la alteración hidrotermal.

3.2.1 Factores que controlan la alteración hidrotermal.

Diversos autores se han referido a los factores que controlan la alteración hidrotermal en campos geotermales. Browne (1984) establece que la alteración hidrotermal está controlada por: temperatura del fluido, composición del fluido, permeabilidad, tipo de roca, presión, y duración de la actividad hidrotermal, siendo los dos primeros los de mayor importancia.

3.2.1.1 Temperatura

La ocurrencia de ciertos minerales es sensible a la temperatura de los fluidos hidrotermales. En general esto es válido para aquellos minerales que contienen OH o H₂O en su estructura cristalina, tales como las arcillas, zeolitas y anfíboles, entre otros. Por ejemplo, la caolinita es estable por debajo de los 200°C, entre los 120 y los 250°C lo es la dickita y por sobre los 250 lo es la pirofilita (Reyes, 1990). Otro ejemplo es la epidota, la cual es estable a temperaturas superiores a 250°C, por lo que es un muy buen indicador de temperatura.

3.2.1.2 Composición del fluido

Las concentraciones de aniones, cationes y solutos neutros en la fase fluida, el contenido de gases disueltos, la proporción líquido vapor y el pH son las características que definen la composición química de los fluidos hidrotermales. Estas características tienen un importante efecto sobre la naturaleza de la alteración hidrotermal, ya sea ésta como productos de alteración de la mineralogía primaria o como precipitación de minerales a partir de los fluidos (Reyes, 1990).

En los campos geotermales se ha identificado la relación entre este factor y los resultados de la interacción agua-roca. Por ejemplo, se han identificado depósitos de travertino en torno a los fluidos ricos en CO₂; depósitos del tipo sinter silíceo, asociados a las aguas cloruradas neutras; y depósitos de azufre y alteración de la mineralogía primaria a arcillas, asociados a los fluidos ácidos sulfatados.

3.2.2 Procesos de alteración hidrotermal.

3.2.2.1 Depósito directo

Este tipo de alteración es muy común, y en la mayor parte de los minerales hidrotermales encontrados en campos geotermales pueden ser depositados directamente de las soluciones. Para que esto sea posible es necesario que las rocas por donde los fluidos circulan presenten permeabilidad (fallas, fracturas, fisuras, poros, vesículas, etc.).

El cuarzo, la calcita y anhidrita forman fácilmente venillas y rellenan huecos, pero también se ha observado que localmente la clorita, adularia, pirita, pirrotina, hematita, wairakita, y prehnita entre otras también se pueden depositar directamente desde un fluido hidrotermal.

3.2.2.2 Reemplazo

La mayoría de los minerales primarios de las rocas son inestables en un ambiente geotermal y tienden a ser reemplazados por nuevos minerales que son estables o al menos metaestables en las nuevas condiciones. La velocidad de reemplazo es variable y depende principalmente de la permeabilidad de la roca.

3.2.2.3 Lixiviación

Este proceso ocurre generalmente en los márgenes de los campos geotermales. Algunos de los componentes químicos de las rocas son extraídos por los fluidos hidrotermales, particularmente cationes metálicos, de modo que la roca es deprimida en dichos componentes o lixiviada. En ciertas condiciones, como por ejemplo cuando se condensa vapor acidificado por oxidación de H_2S , la solución ácida resultante (debido a la formación de H_2SO_4) ataca las rocas disolviendo minerales primarios, pero sin reemplazar los huecos resultantes que se producen. Esto puede en casos extremos resultar en una masa porosa de cuarzo residual.

3.2.2.4 Intercambio iónico

Los procesos de intercambio iónico corresponden a reacciones mediante las cuales los cationes adsorbidos en la superficie de un sólido, tal como un mineral de arcilla o zeolita, son reemplazados por cationes de la solución circundante. Por ejemplo el intercambio de cationes de Ca^+ y Na^+ de plagioclasas por K^+ puede dar origen a feldespato potásico. El intercambio de cationes metálicos de los minerales de una roca por H^+ corresponde a un caso especial de intercambio iónico denominado hidrólisis y es muy importante en la mayoría de los tipos de alteración hidrotermal.

3.2.3 Tipos de alteración hidrotermal

Generalmente los minerales de alteración no se presentan individualmente sino que forman ciertos grupos o asociaciones de minerales, y es más sencillo clasificar la alteración en base a estos grupos debido a que refleja de mejor manera las condiciones de temperatura, presión, composición química del fluido hidrotermal, mineralogía de la roca original y el tiempo que tomo para lograr un equilibrio termodinámico entre la roca y el fluido (Pirajno, 2009). De acuerdo a estos grupos Meyer y Hemley (1967) clasificaron la alteración en los tipos: propilítica, argílica intermedia, argílica avanzada, sericítica y potásica.

3.2.3.1 Alteración propilítica

Se caracteriza por la presencia de epidota y/o clorita y por la ausencia de metasomatismo catiónico o lixiviación de álcalis o tierras alcalinas. Comúnmente se presenta también albita, calcita y pirita. Este tipo de alteración representa un grado bajo de hidrólisis y por lo mismo su posición en zonas alteradas tiende a ser marginal.

3.2.3.2 Alteración argílica intermedia

Se caracteriza por la presencia de importantes cantidades de caolinita, montmorillonita, y esmectita, principalmente reemplazando plagioclasas. Puede presentarse también sericita acompañando a las arcillas. Existe una significativa lixiviación de Ca, Na y Mg desde las rocas. Este tipo de alteración representa un grado mayor de hidrólisis en comparación a la alteración propilítica.

3.2.3.3 Alteración argílica avanzada

En este tipo de alteración la mayor parte de los minerales son transformados a dickita, caolinita, pirofilita, diásporo, alunita y cuarzo. Este tipo de alteración representa un ataque hidrolítico extremo de las rocas que incluso pueden llegar a romper los fuertes enlaces de los aluminosilicatos dando origen a alunita (sulfato de aluminio) y a diásporo (óxido de aluminio). En casos extremos la roca puede ser transformada en una masa de sílice oquerosa residual.

3.2.3.4 Alteración sericítica

Este tipo de alteración se caracteriza por la transformación de los feldespatos (plagioclasa y feldespato potásico) en sericita y cuarzo, con cantidades menores de caolinita. Normalmente los minerales máficos también se presentan completamente destruidos en este tipo de alteración.

3.2.3.5 Alteración potásica

Se caracteriza por la alteración de plagioclasas y minerales máficos en feldespato potásico y/o biotita. Esta alteración corresponde a un intercambio iónico y a diferencia de las anteriormente mencionadas no implica hidrólisis y ocurren en condiciones de pH neutro o alcalino a altas temperaturas. Por esta razón, frecuentemente se refiere a la interacción potásica como tardimagmática y generalmente se presenta en la porción central o núcleo de zonas alteradas ligadas al emplazamiento de plutones intrusivos.

3.2.4 Relación entre la alteración hidrotermal y los fluidos geotermales.

La composición química de los fluidos hidrotermales es uno de los factores que afectan los procesos de alteración hidrotermal. En los sistemas geotermales de alta temperatura, los fluidos más comunes en profundidad son los de pH cercano al neutro dominados por la presencia del ion cloro. El resto de las aguas encontradas en los sistemas geotermales son comúnmente derivadas de estas aguas cloruradas profundas. De acuerdo a Nicholson (1993) los fluidos comúnmente encontrados corresponde a: aguas cloruradas, aguas sulfatadas, aguas sulfatadas-cloruradas y aguas bicarbonatadas.

3.2.4.1 Aguas cloruradas

Son aguas típicas en las profundidades de los sistemas geotermales de alta temperatura. Generalmente son descargadas desde manantiales termales y piscinas de gran flujo, además de desde la mayoría de los géiseres. El ión dominante es el cloro, con concentraciones que generalmente alcanzan los miles de mg/kg. Otros constituyentes comunes son el sodio y el potasio, como aniones principales, además de significativas concentraciones de sílice y boro. El sulfato y el bicarbonato también están presentes en concentraciones variables pero siempre significativamente más bajas que el cloro. El pH, en general es generalmente cercano al neutro. Las especies gaseosas más comunes son el CO₂ y el H₂S.

La alteración hidrotermal característica es del tipo propilítica-argílica con los siguientes minerales características: sílice amorfa u ópalo, cristobalita, cuarzo, albita, adularia, illita, clorita, epidota, zeolitas, calcita, piritita. Las zonas de descarga generalmente están afectadas por procesos de depósito de sinter silíceo y en campos geotermales con concentraciones importantes de carbonatos puede presentarse sinter silíceo junto a travertino.

Usualmente los manantiales termales clorurados de gran flujo son indicadores de zonas de alta permeabilidad, tales como fallas o conductos. Estas son las únicas aguas que pueden ser usadas con confiabilidad en el cálculo de geotermómetros.

3.2.4.2 Aguas sulfatadas

Mejor conocidas como aguas ácido-sulfatadas. Estas aguas corresponden a fluidos superficiales formados por la condensación de gases geotermales en aguas subterráneas oxigenadas cercanas a la superficie. Estos gases geotermales, compuestos por vapor de agua y otros volátiles, se encontraban originalmente disueltos en los fluidos profundos pero fueron separados de las aguas cloruradas después del proceso de ebullición. Generalmente se encuentran en los márgenes de los

sistemas geotermales a cierta distancia de las zonas de *up-flow*, en niveles topográficos altos, en acuíferos colgados o sobre las zonas de ebullición.

El principal ión constituyente de estas aguas es el sulfato. Este es formado por la oxidación del sulfuro de hidrógeno (H_2S). Esta reacción, sumada a la condensación del dióxido de carbono, produce protones lo que representa una disminución del pH hasta alcanzar un mínimo cercano al 2,8. En el caso de que la acidez sea menor a 2 ($\text{pH} < 2$) podría sugerir una contribución de gas magmático. El HCO_3^- generalmente está ausente o en bajas concentraciones debido a que usualmente en condiciones ácidas el carbonato disuelto es liberado como dióxido de carbono. Las reacciones entre estos fluidos y las rocas circundantes que ocurren cerca de la superficie pueden lixiviar sílice y cationes metálicos (Na^+ , K^+ , Mg^+ , Ca^+ , Fe^+ , etc.) los cuales pueden presentarse en altas concentraciones.

Usualmente estas aguas se presentan como piscinas turbias, piscinas de barro, pero también pueden ocurrir como vertientes o manantiales. También son frecuentes los suelos humeantes formados por la ebullición del agua subterránea cercana a la superficie y fumarolas.

Estas aguas ácidas pueden rápidamente reaccionar y lixiviar las rocas produciendo alteración argílica avanzada, caracterizada por la presencia azufre nativo, caolinita, alunita, cristobalita, entre otros. La lixiviación extrema puede producir sílice residual. Otros minerales comunes son: anhidrita, hematita, jarosita, piritita etc.

3.2.4.3 Aguas sulfatadas-cloruradas

Estas aguas se pueden por variados procesos, entre ellos se han sugerido:

- Mezcla de aguas cloruradas y sulfatadas a distintas profundidades.
- Descarga y oxidación de H_2S en aguas cloruradas cerca de la superficie.
- Condensación de gases volcánicos en aguas meteóricas.
- El paso de aguas cloruradas por secuencias que contienen azufre nativo.

De estos procesos, probablemente la mezcla de aguas cloruradas con aguas sulfatadas sea la más usual. Se presentan como manantiales desde calientes a tibios.

Las aguas sulfatada-cloruradas típicamente muestran pH entre los 2 – 5 con cloro y sulfato en proporciones similares. Las aguas que fueron formadas por procesos de absorción de gases volcánicos o por la condensación de vapores magmáticos en profundidad, pueden ser reconocidas por su alto contenido de cloro y sulfato, pero más importante por su alta concentración en flúor.

La alteración asociada puede variar desde propilítica a argílica avanzada o presentarse mezcladas, dependiendo del pH. Entre los minerales de alteración característicos encontrados destacan: caolinita, sílice residual, cristobalita, alunita, clorita, calcita, adularia, anhidrita etc.

Estas aguas, a pesar de tener un alto contenido en cloro, no deben utilizarse en la obtención de temperaturas en profundidad debido a que al ser producto de mezcla probablemente contenga sílice, sodio, potasio y otros cationes, los cuales contribuyen al aumento de la acidez de las aguas, la cual puede distorsionar los resultados de la geotermometría.

3.2.4.4 Aguas bicarbonatadas

Estas aguas son producto de la condensación de vapores y gas en aguas subterráneas pobremente oxigenadas y son comunes en los bordes de los sistemas geotérmicos. En superficie se presentan como manantiales calientes y como manantiales fríos ricos en soda. Generalmente tienen pH cercano al neutro, debido a que se han neutralizado su acidez inicial durante la migración lateral. La pérdida de los protones produce aguas ricas en bicarbonato y sodio. El sulfato puede estar presente en cantidades variables y el ion cloro puede presentarse en bajas concentraciones o a menudo ausente.

La alteración asociada es la argílica, con minerales tales como caolinita, montmorillonita y algo de calcita. Usualmente se generan extensos depósitos de travertino lo cual indicaría temperatura menores a los 150°C en subsuperficie. No son útiles para el cálculo de geotermómetros.

3.2.4.5 Aguas cloruradas diluidas

Estas aguas se forman por la dilución de aguas cloruradas en aguas meteóricas o por aguas bicarbonatadas durante la migración lateral. Están probablemente restringidas a los márgenes de las zonas de *up-flow* y *out-flow* de los sistemas geotérmicos de altas temperaturas. Se presentan en superficie como manantiales calientes a tibios. Generalmente presentan pH entre 6, con el ión cloro como principal constituyente y con contenidos de bicarbonato variables. Pueden mostrar depósitos de sinter silíceo o sílice amorfa y/o travertino.

3.3 Metodología

La metodología utilizada para identificar y caracterizar la alteración consistió en tres etapas: 1) pre-terreno, en donde se identificaron las zonas de alteración; 2) en terreno, en donde se muestrearon las zonas de alteración identificadas en el trabajo pre-terreno; y 3) post-terreno, en donde se analizaron las muestras y se trabajó con los datos obtenidos.

3.3.1 Etapa 1: Pre-terreno

Mediante el estudio de imágenes satelitales e imágenes multiespectrales (ASTER³ y Landsat) se determinaron las zonas de alteración presentes en el área de la concesión. Las imágenes ASTER se procesaron en el programa computacional ENVI utilizando la metodología denominada “Clasificación por arboles de decisión⁴”. En este método se introducen una serie de criterios basados en la observación de los espectros de los minerales de interés, que luego son comparados con cada uno de los píxeles de la imagen. El resultado es una imagen clasificada, en donde los píxeles que cumplen los criterios ingresados son coloreados de un color definido. En este caso, de acuerdo a antecedentes previos, se analizaron los minerales caolinita y alunita, debido a que sus espectros son sencillos de caracterizar y de acuerdo a antecedentes previos, estarían extensamente presentes en la zona. En la Figura 3.1 se muestran los resultados de esta clasificación y se detallan las zonas que se identificaron como objetivos para los terrenos posteriores.

3.3.2 Etapa 2: Terreno

El trabajo de campo incluyó dos campañas de terreno en los meses de mayo y octubre del año 2012. En la primera campaña se recolectaron cerca de un centenar de muestras de rocas alteradas y frescas correspondiente a las zonas denominadas Quebrada Maymaja y Palca, ubicadas en el sur y este de la concesión respectivamente. En la segunda campaña de terreno se recolectaron muestras de las zonas de alteración de Cerro Pumire-Millacucho, Socorilla y Lipiscaca, ubicadas al este, centro y oeste de la concesión respectivamente. En la Figura 3.2 se muestra la distribución de las muestras tomadas en cada una de las campañas señaladas. Mayor detalle de la ubicación puede ser encontrada en la Tabla 8.2 y Tabla 8.3 en el Anexo 2: Listado de muestras.

³ ASTER: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection

⁴ Mayor detalle del método es posible obtenerlo en el Anexo 1.

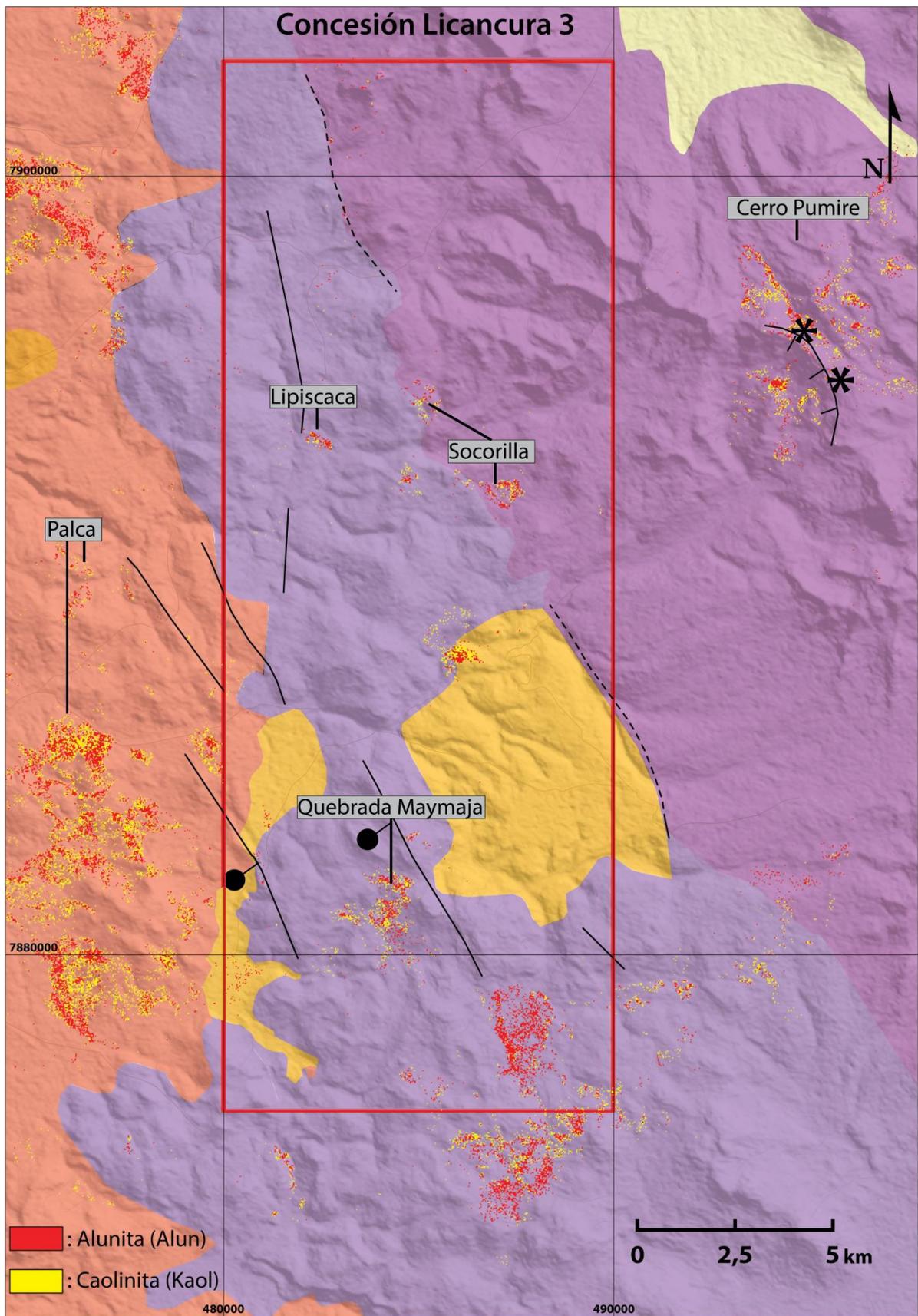


Figura 3.1 Clasificación mediante arboles de decisión, superpuesto al mapa geológico local (Figura 2.4). Se indican las zonas de interés para el muestreo de alteración.

3.3.3 Etapa 3: Post-terreno

En esta etapa se realizaron las descripciones a escala macroscópica de las muestras de ambas campañas. Además se realizaron las descripciones a escala micro de algunas de las muestras obtenidas en la primera campaña. Adicionalmente se realizaron 32 análisis de difracción de rayos X (DRX).

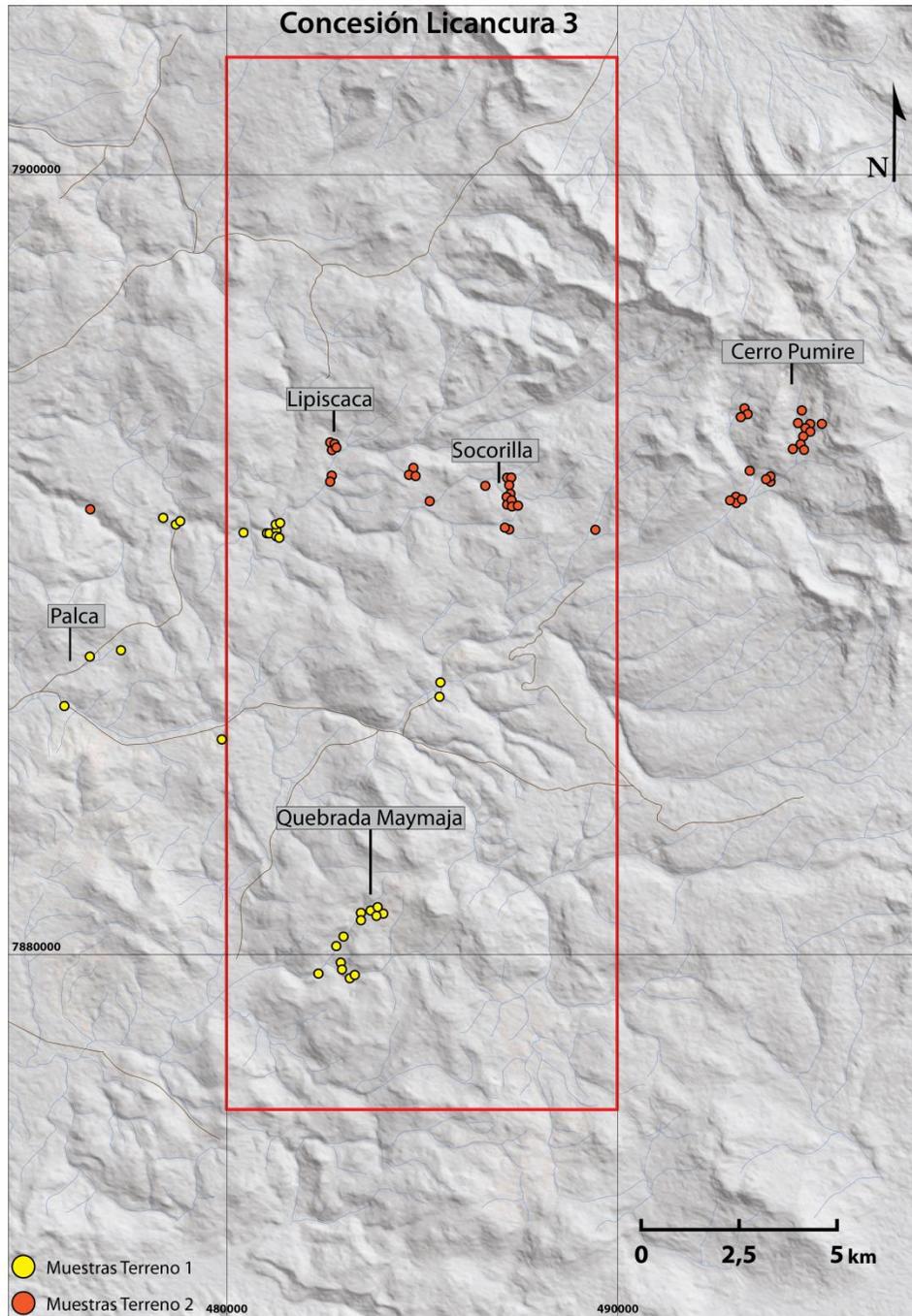


Figura 3.2 Ubicación y distribución de las muestras de roca obtenidas en la Concesión Licancura III.

3.3.4 Metodología analítica DRX

Considerando el alto grado de alteración y porcentaje minerales finos, se escogieron 32 muestras para su análisis mediante DRX. Las muestras fueron preparadas en el taller de cortes del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. La preparación consistió en la molienda de la muestras mediante un molino de ágata hasta alcanzar un tamaño menor a 200 micrómetros. Luego de este proceso, las muestras fueron analizadas en el Laboratorio de Cristalografía del Departamento de Física de la Universidad de Chile utilizando el método del polvo. Para cada muestras se tomaron entre 1 a 3 cm³ de polvo cristalino, el cual fue dispuesto en un portamuestra y posteriormente analizado en el difractor de rayos X. Los difractogramas obtenidos fueron analizados por Mercedes Vázquez del Departamento de Geología de la Universidad de Chile mediante el software Macdiff.

3.4 Zonas de alteración hidrotermal

Como se ha mencionado en párrafos anteriores, en las campañas de terreno se visitaron cinco sectores hidrotermalmente alterados: Quebradada Maymaja, Palca, Cerro Pumire-Millacucho, Socorilla y Lipiscaca (ver Figura 3.2). Además se obtuvieron muestras de depósitos hidrotermales asociados a algunos de los manantiales termales visitados. Las ubicaciones, descripciones del lugar, asociaciones de minerales de alteración, entre otras características, son expuestas a continuación.

3.4.1 Quebrada Maymaja

Esta zona fue visitada en la primera campaña de terreno realizada a fines del mes de mayo. Está ubicada al suroeste del área de estudio (ver Figura 3.2). Su acceso se logra a través de un camino ripiado en muy mal estado paralelo al límite oeste de la concesión.



Figura 3.3 Panorámica del sector de Quebrada Maymaja. Es posible notar la extensión de la zona de alteración

La roca fresca predominante corresponde a andesitas de hornblenda y biotita. En este lugar la alteración es bastante extensa e intensa (ver Figura 3.3.) y está caracterizada por la presencia caolinita (ver Figura 3.5 a)), alunita, óxidos de hierro y silicificación (ver Figura 3.5 b)), entre otros minerales. También es común observar la presencia de *boxwork* de pirita, en zonas en donde la roca aún se encuentra medianamente fresca. En esta zona se obtuvieron cerca de medio centenar de muestras, a las cuales se describieron a escala macro, y parte de ellas, escala micro y mediante DRX.

En la Figura 3.4 se muestra la distribución e ubicación de las muestras obtenidas en la zona de la Quebrada Maymaja.

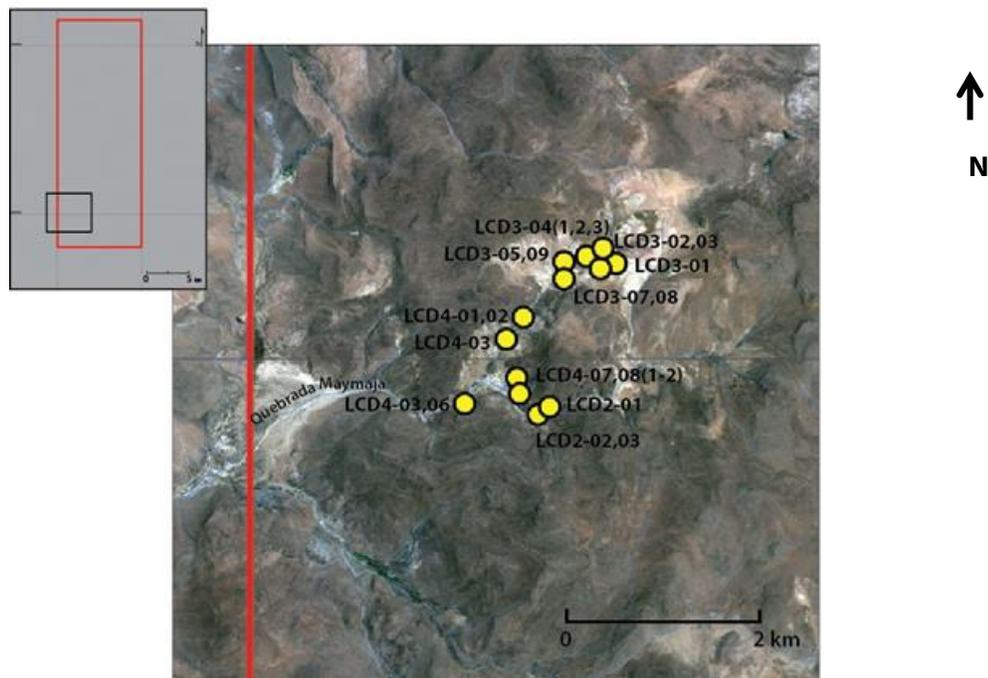


Figura 3.4 Ubicación y distribución de las muestras obtenidas en el sector de la Quebrada Maymaja.

A escala macro destaca la importante presencia de caolinita, que a menudo se observa en agregados masivos (ver Figura 3.5 a)), alunita, silicificación (ver Figura 3.5 b)) y óxidos de hierro.

La petrografía a menudo resultó difícil de realizar ya que debido al elevado grado de alteración, muchas de las secciones delgadas no mostraban más que minerales micro cristalinos indeterminables u opacos. A pesar de esto en algunas de las secciones delgadas se logró

identificar alunita, cuarzo, calcedonia, además de plagioclasas primarias alteradas y minerales opacos (ver Figura 3.5 c) a f)).

Los análisis DRX son más precisos a la hora de identificar la mineralogía. Mediante estos análisis se determinaron como minerales comunes en la mayoría de las muestras al ópalo CT⁵, cuarzo, alunita, caolinita, plagioclasa; y como minerales menos frecuentes a esmectita, hematita, anhidrita y jarosita.

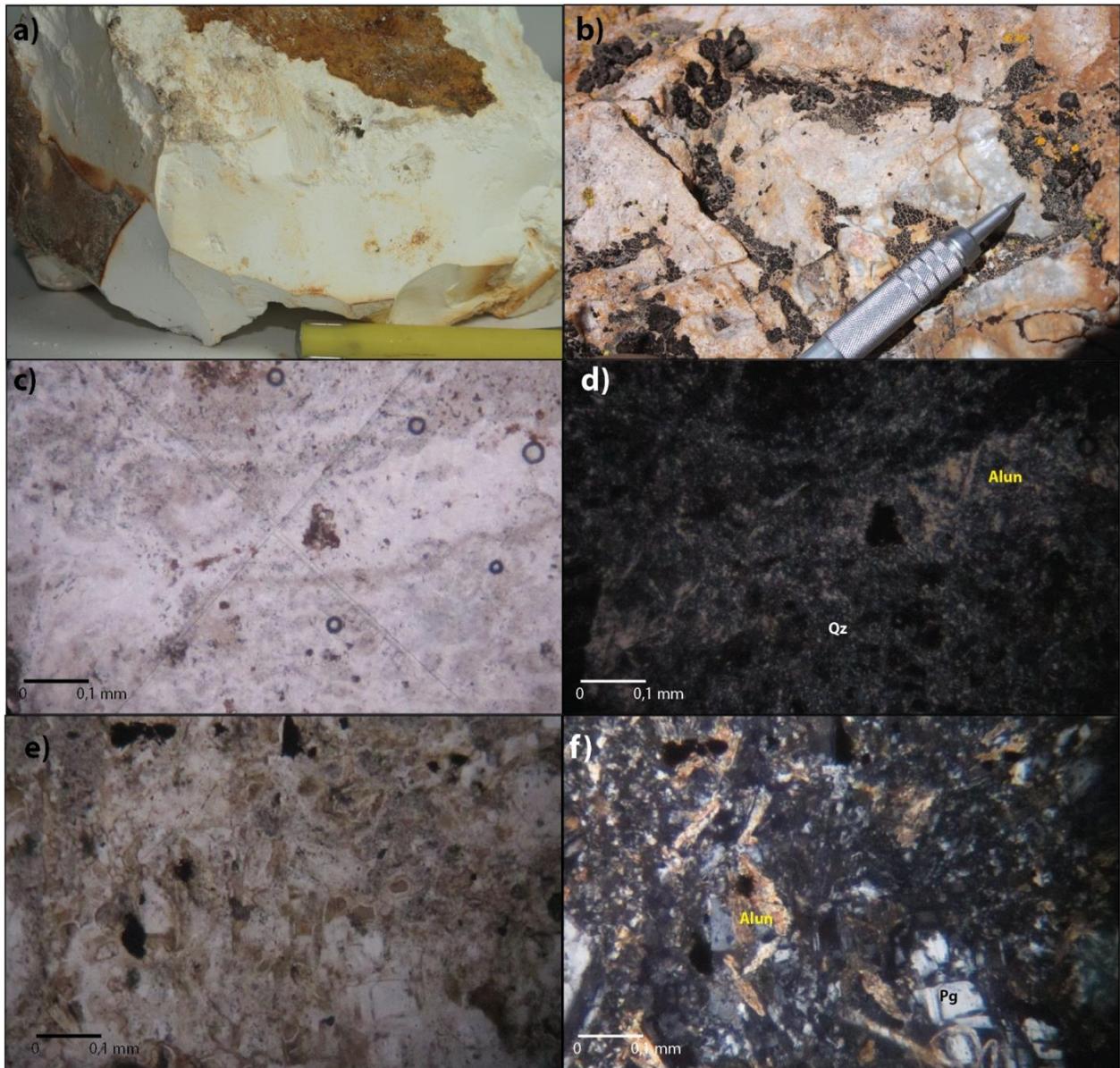


Figura 3.5 Minerales presentes en el área de Quebrada Maymaja. a) Caolinita masiva. b) Silicificación. Es posible observar la textura porfírica de la roca primaria. c) Muestra lcd3-01 a NP. d) Muestra 01 a NX. Se destaca la presencia de alunita (Alun) acicular y como agregados junto a cuarzo (Qz). e) Muestras lcd4-07 a NP. f) Muestra lcd4-07 a NX. Se destaca la presencia de alunita(Alun) tabular y plagioclasa (Pg).

⁵Se denomina ópalo CT al ópalo microcristalino formado por cristobalita y tridimita

Tabla 3.1 Minerales de alteración presentes en la zona de la Quebrada Maymaja.

Mineral	Ocurrencia	Macro	Micro	DRX
Opalo CT	Común			X
Cuarzo	Común	X	X	X
Calcedonia	Común	X	X	
Alunita	Común	X	X	X
Caolinita	Común	X		X
Hematita	Común	X		X
Esmectita	Encontrada en 4 muestras			X
Feldespato K	Medianamente Abundante			X
Anhidrita	Encontrada en 2 muestras			X
Pirita	Encontrada en 2 muestras		X	X
Jarosita	Encontrada en 1 muestra			X

En la Tabla 3.1, se muestra un resumen de los minerales de alteración encontrados en la zona de la Quebrada Maymaja, además se indica su ocurrencia y el método mediante el que fue detectado.

Otro aspecto destacable en esta zona es la presencia de numerosas fracturas, zonas de cizalle y diques alterados, lo cual podría indicar la presencia de estructuras mayores en la zona, las cuales estarían controlando el proceso de alteración.

A modo de resumen y de acuerdo a los minerales de alteración encontrados en esta zona y sus asociaciones, es posible concluir que la alteración hidrotermal corresponde al tipo argílica avanzada, caracterizada por la presencia de alunita, caolín y fases silíceas como ópalo CT y calcedonia, lo cual concuerda con los análisis previos realizados mediante análisis de imágenes satelitales.

3.4.2 Palca

Se denominó Palca a un conjunto de zonas de alteración hidrotermal ubicadas en el oeste de la zona de estudio, fuera del área de la concesión (ver Figura 3.2, 3.6 y 3.7 a)). El acceso se logra desde el camino que une Camiña con Pumire y algunas de las zonas de alteración se encuentran inmediatamente contiguas a este. En este sector las rocas frescas primarias corresponden a andesitas de biotita y en algunos casos es posible reconocer su textura en las rocas alteradas (Figura 3.7 c)).

En este lugar la alteración está caracterizada por la presencia caolín, alunita, óxidos de hierro y sílicificación, entre otros minerales, los cuales es posible observarlos a escala macroscópica (ver Figura 3.7 b) y c)). En estas zonas se obtuvieron cerca de una decena de muestras, a las cuales se describieron a escala macro, y algunas a escala micro y mediante XRD.

En la Figura 3.6 se muestra la distribución e ubicación de las muestras obtenidas en las zonas de Palca.

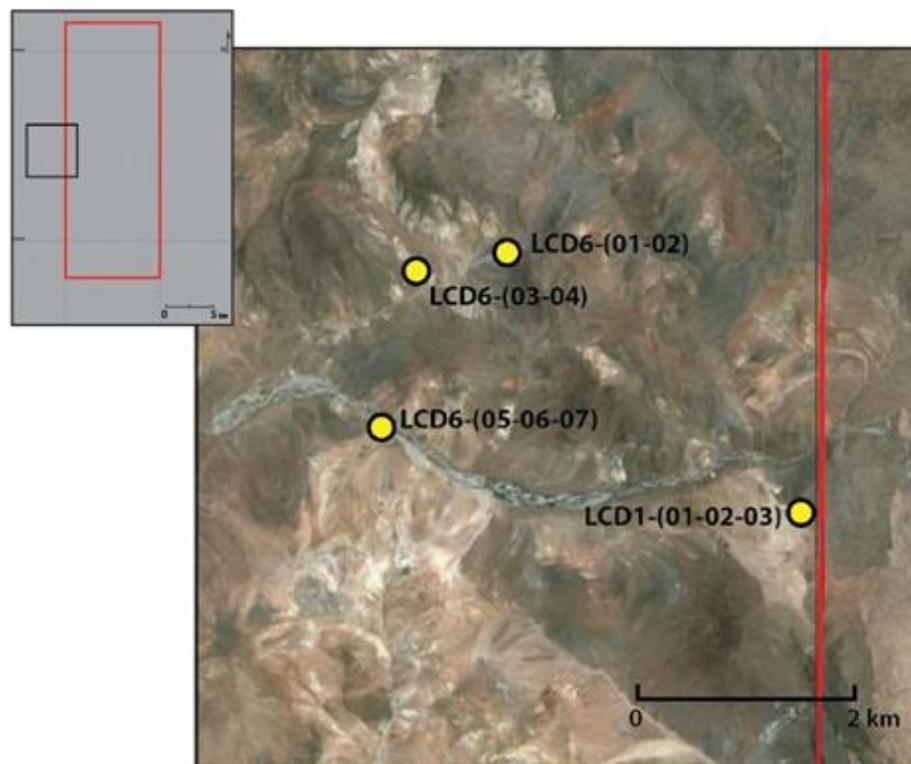


Figura 3.6 Ubicación y distribución de las muestras obtenidas en las zonas de alteración de Palca.

La petrografía indica una gran cantidad de minerales opacos y microcristalinos indeterminables. A pesar de esto, en algunas de las secciones delgadas correspondientes se logró identificar: alunita, la cual se presenta junto a cuarzo y calcedonia, además de plagioclasas primarias alteradas y minerales opacos (ver Figura 3.7 d, e, f, g)).

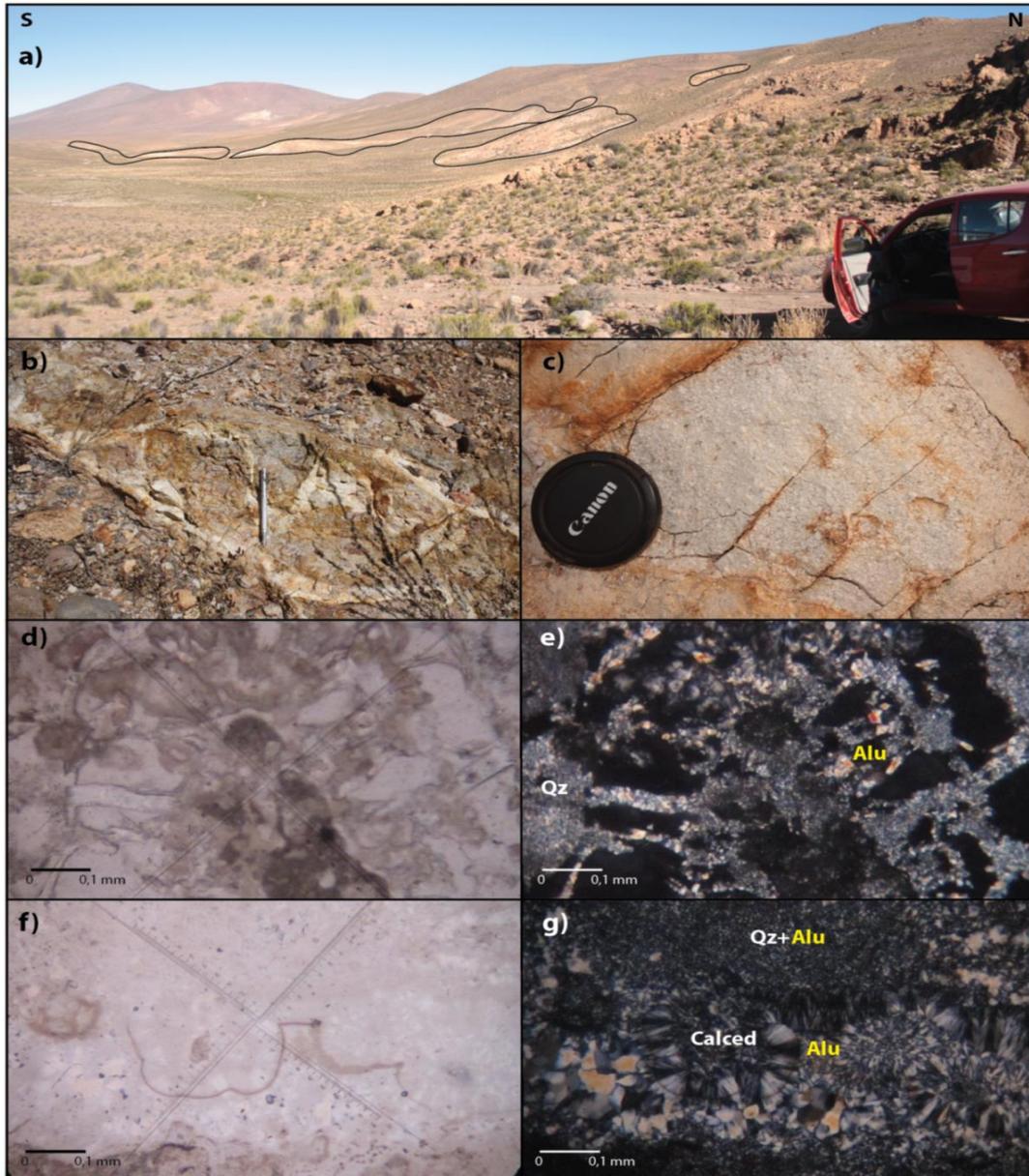


Figura 3.7 Minerales de alteración presentes en el área de Palca. a) Vista panorámica de la zona norte de Palca, se destacan las zonas en donde la alteración hidrotermal aflora. b) Alteración hidrotermal, destaca la presencia de caolín, fases silíceas, alunita y óxidos de hierro. c) Detalle de la alteración de las andesitas. Se mantiene la textura porfírica. d) Muestras LCD1-01 a NP e) Muestra LCD1-01 a NX, destaca la presencia de alunita y cuarzo microcristalino f) Muestra LCD6-01 a NP g) Muestras LCD6-01, destaca la presencia de cuarzo, alunita y calcedonia.

Mediante DRX se determinaron como minerales comunes en la mayoría de las muestras al ópalo CT, cuarzo, alunita, caolinita, plagioclasa; y como minerales menos frecuentes a esmectita y ópalo A (ver Tabla 3.2).

Tabla 3.2 Minerales de alteración presentes en la zona de Palca.

Mineral	Ocurrencia	Macro	Micro	DRX
Ópalo CT	Común			X
Cuarzo	Común	X	X	
Calcedonia	Común		X	
Alunita	Común	X	X	X
Caolinita	Común	X		X
Óxidos de Hierro	Común	X		
Plagioclasa	Medianamente Abundante	X	X	X
Esmectita	Encontrada en 1 muestra			X
Ópalo A	Encontrada en 1 muestra		X	X

A modo de resumen y de acuerdo a los minerales de alteración encontrados en esta zona y sus asociaciones, es posible concluir que la alteración hidrotermal corresponde al tipo argílica avanzada, caracterizada por la presencia de alunita, caolín y fases silíceas secundarias como ópalo CT y calcedonia, lo cual concuerda con los análisis previos realizados mediante análisis de imágenes satelitales.

3.4.3 Cerro Pumire-Millacucho

Esta zona fue visitada en la segunda campaña de terreno realizada a fines del mes de mayo. Está ubicada al este de la zona de estudio (ver Figura 3.2 y 3.8), fuera de la concesión. Su acceso es bastante dificultoso debido a que no existen caminos para vehículos de acercamiento y se deben caminar cerca de 6 kilómetros en pendiente desde el poblado de Pumire. En este sector la roca fresca predominante corresponde a andesitas de hornblenda y biotita, y también se observa en algunos sectores tobas cristalinas.

Esta zona se caracteriza por presentar una extensa e intensa alteración hidrotermal concentrada principalmente dos cerros que los lugareños llaman Millacucho y Pumire (ver Figura 3.9 a), los cuales, de acuerdo a Lahsen (1976) y a Argandoña (1984), pertenecerían a una la cadena volcánica Pliocena definida como Cadena Latarani – Macurquima. Esta cadena, de acuerdo a Lahsen (1976), tiene una orientación noroeste – sureste y agrupa a una serie de centros eruptivos, entre los que se destacan de norte a sur: el Cerro Chuquiananta (al oeste de Salar de Surire), el Cerro Millacucho y Pumire (al este de la Concesión Licancura III) y el Cerro Blanco (contiguo a la zona de Puchuldiza). Dataciones K/Ar eb biotitas realizadas en este último entregan una edad de entre 4 y 0,9 Ma (Plioceno-Pleistoceno) (Ortiz et al., 2008). Cada uno de los cerros nombrados presenta intensas zonas de alteracion hidrotermal y en algunos de ellos aún es posible observar morfologías volcánicas como flujos y coladas de lava. De acuerdo a la tradición oral de los lugareños el Cerro Millacucho habría, hasta no hace mucho tiempo, presentado actividad fumarólica en su cima. Debido a esto, en el sector se desarrollaron actividades mineras dirigidas a la extracción de cristales de azufre, la cuales fueron abandonadas hace un par de décadas.

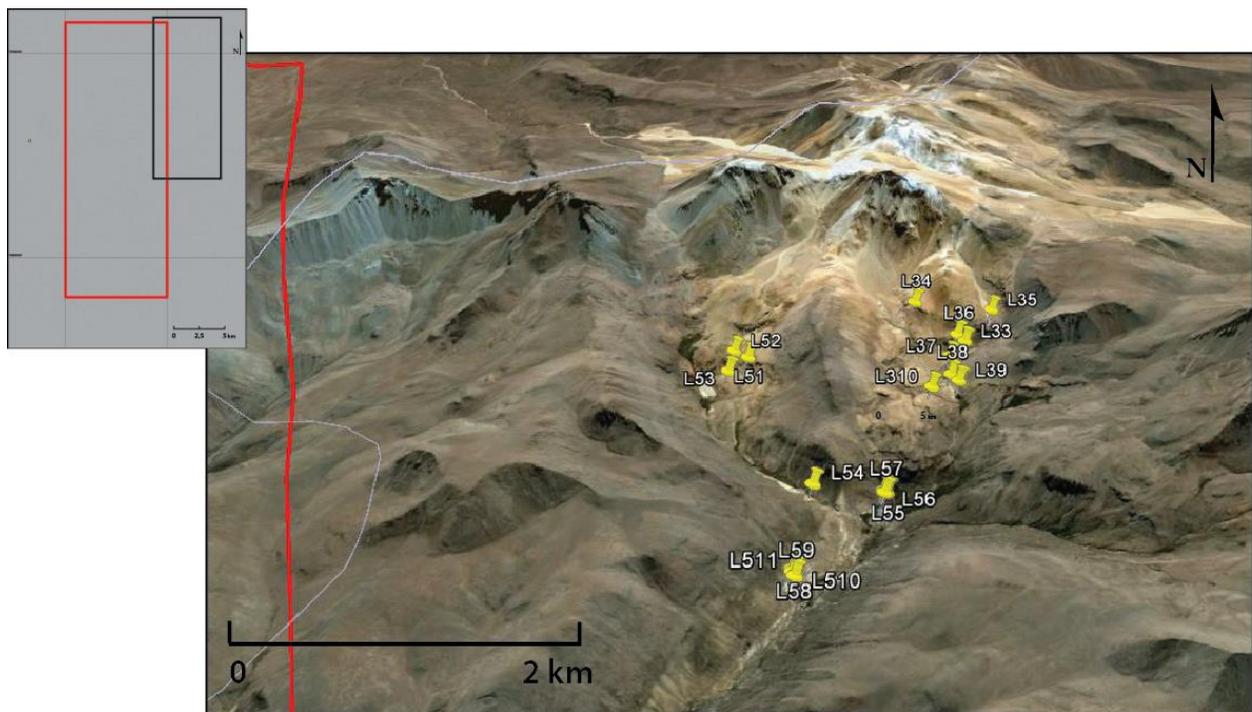


Figura 3.8 Ubicación y distribución de las muestras obtenidas en la zona de alteración de Cerro Pumire.

En este lugar la alteración está caracterizada por la presencia caolín, alunita, óxidos de hierro, silicificación, entre otros minerales, los cuales pueden ser observados a escala macroscópica (ver Figura 3.9).

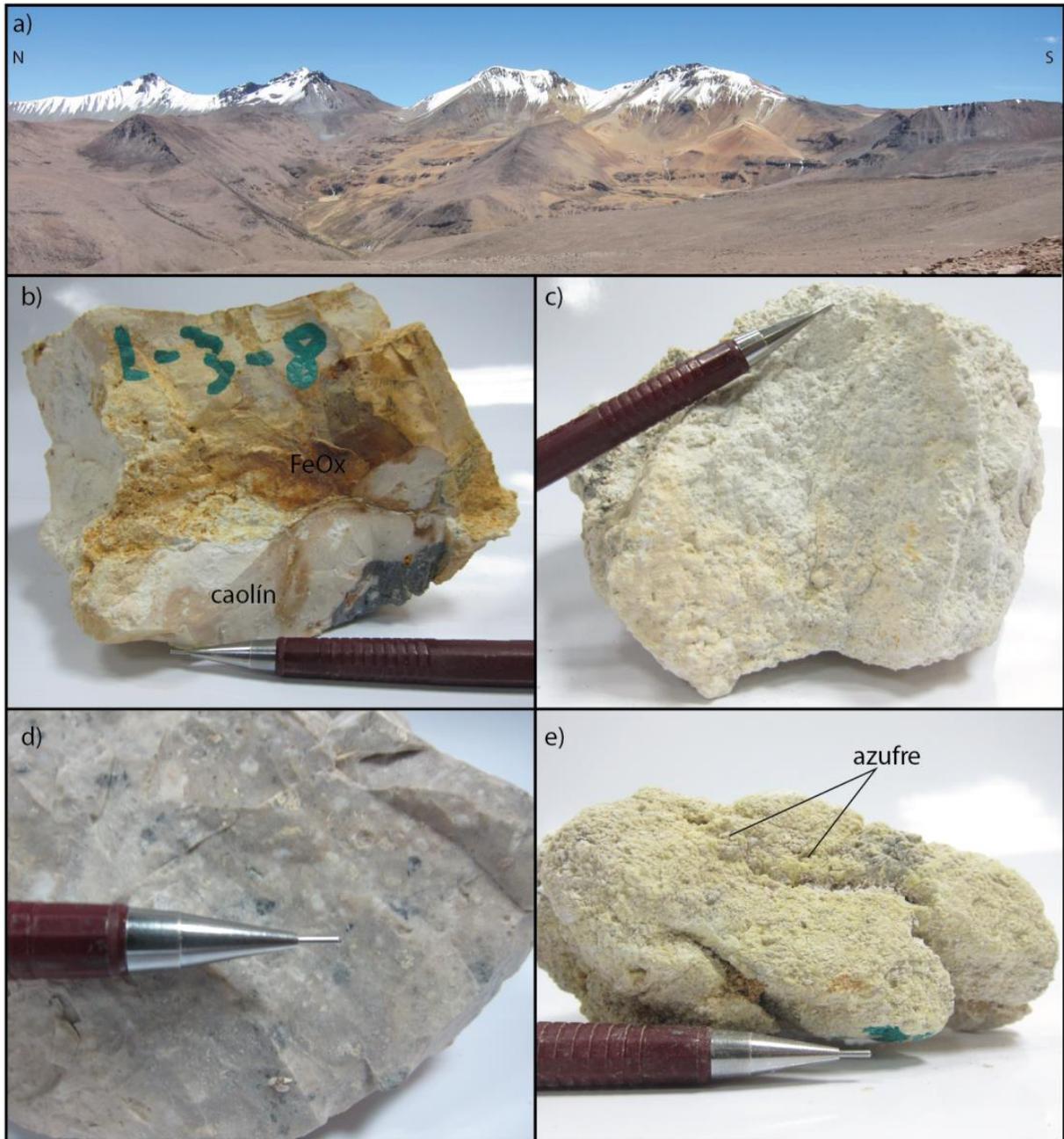


Figura 3.9 Minerales de alteración presentes en el área de Cerro Pumire-Millacucho. a) Vista panorámica de la zona de Cerro Pumire-Millacucho b) Muestra L38. Se destaca la presencia de caolín (Kaol) y óxidos de hierro (FeOx) c) Muestra L53. Se destaca la presencia de caolinita y alunita. d) Detalle de la alteración de las andesitas. Se mantiene la textura porfírica. e) Cristales de azufre sobre roca alterada a caolinita.

Los resultados de las descripciones y observaciones de terreno arrojaron que la roca primaria corresponde a andesitas a dacitas de hornblenda. Los minerales de alteraciones identificados fueron: caolinita, alunita, cuarzo (silicificación) y óxidos de hierro (ver Figura 3.9 b, c, d). Además, se identificaron cristales de azufre, similares a los encontrados en campos de fumarolas activos en otros centros eruptivos (ver Figura 3.9 e)).

A modo de resumen y de acuerdo a los minerales de alteración encontrados en esta zona y sus asociaciones, es posible concluir que la alteración hidrotermal corresponde al tipo argílica avanzada, caracterizada por la presencia de alunita, caolín, fases silíceas y azufre cristalino, lo cual concuerda con los análisis previos realizados mediante análisis de imágenes satelitales.

3.4.4 Socorilla y Lipiscaca

Corresponden a zonas de alteración de menor extensión a las nombradas anteriormente. Fueron visitadas en la segunda campaña de terreno realizada a fines del mes de mayo. Están ubicadas en el centro oeste de la concesión (ver Figura 3.2 y 3.10). Su acceso es bastante dificultoso debido a que no existen caminos para vehículos de acercamiento y se deben caminar cerca de 5 y 7 kilómetros desde el poblado de Pumire respectivamente.

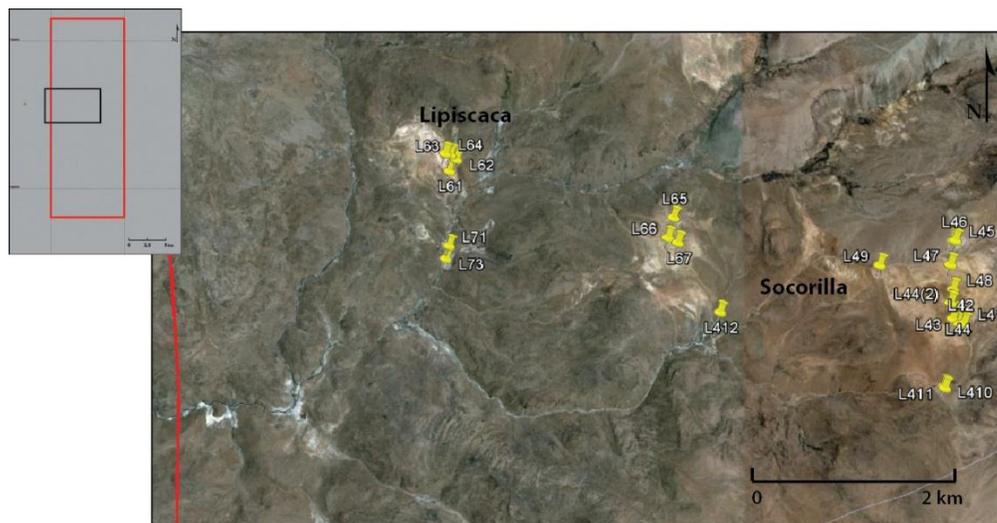


Figura 3.10 Ubicación y distribución de las muestras obtenidas en las zonas de alteración de Lipiscaca y Socorilla.

En estos lugares la alteración está caracterizada por la presencia caolinita, alunita, óxidos de hierro y silicificación, entre otros minerales, los cuales pueden ser observados a escala macroscópica (ver Figura 3.11). Entre ambas zonas no se identificaron grandes diferencias en los minerales de alteración, pero la extensión de la zona de Socorilla es mayor a la de Lipiscaca. En estas zonas se obtuvieron cerca de veinte muestras, a las cuales se describieron a escala macroscópica.

Los resultados de las descripciones arrojaron que en ambas zonas la roca primaria corresponde a andesitas de biotita y a tobas cristalinas. Los minerales de alteración identificados fueron: caolinita, alunita, cuarzo (silicificación y vuggy) y óxidos de hierro, los cuales están presentes en ambas zonas (ver Figura 3.11).

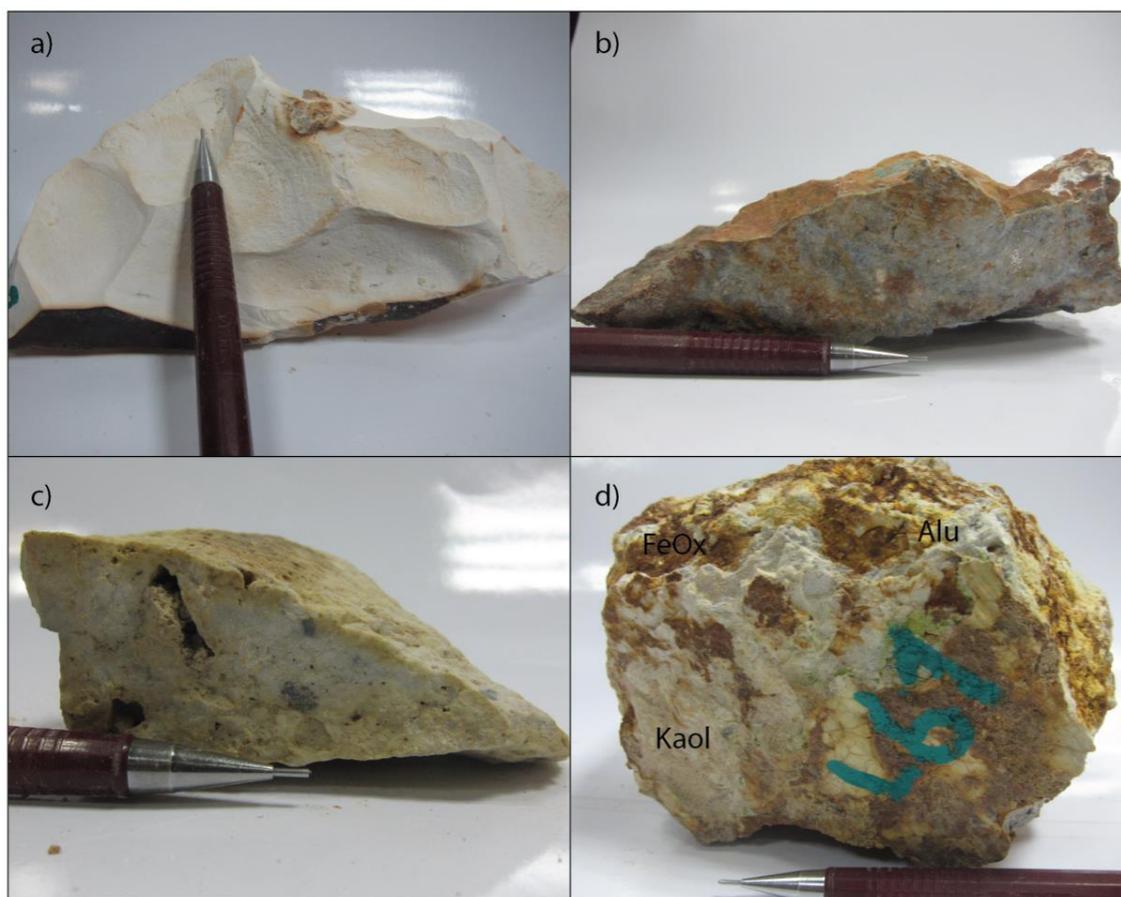


Figura 3.11 Minerales de alteración presentes en el área de Lipiscaca y Socorilla. a) Muestra L43, Muestra la presencia de caolinita másiva (Kaol). Zona de Socorilla b) Muestra L48. Silicificación en la zona de Socorillas c) Cuarzo oqueroso (vuggy silica) en la zona de Socorilla. d) Muestra L61. Presencia de caolinita (Kaol), alunita (Alun) y óxidos de hierro (FeOx) en Lipiscaca.

A modo de resumen y de acuerdo a los minerales de alteración encontrados en esta zona y sus asociaciones, es posible concluir que la alteración hidrotermal en estos lugares corresponde al tipo argílica avanzada, caracterizada por la presencia de alunita, caolinita y polimorfos de sílice, lo cual concuerda con los análisis previos realizados mediante análisis de imágenes satelitales.

3.4.5 Depósitos hidrotermales

Además de la presencia de minerales de alteración hidrotermal, en algunos sectores de la concesión se observaron depósitos hidrotermales asociados a algunas de las fuentes termales y se identificaron preliminarmente como depósitos de sinter silíceo (depósitos de sílice hidrotermal) y travertino (depósitos de carbonato de calcio hidrotermal).

Las fuentes termales en donde se desarrollan estos depósitos son, de este a oeste: Juntuma, Agua Veneno, Ancollo, Lipiscaca, Punpunjire y Palca (ver Figura 4.1), las cuales se han clasificado como cloruradas, con concentraciones de entre 2000 a 4500 mg/lit de Cl⁻. Destaca también en estos manantiales la presencia de algas termófilas de colores verdes, rojos y amarillos (ver Figura 3.12 c,d,e))

Se realizaron análisis de DRX a algunas de las muestras obtenidas en la primera campaña de terreno en los sectores de Punpunjire y Agua Veneno. Para las muestras de la segunda campaña (Lipiscaca, Socorilla, Juntuma) solo existen descripciones macroscópicas.

De acuerdo a los resultados de los análisis DRX, en el sector de Punpunjire los depósitos están caracterizados por la presencia de ópalo A, albita, calcita y halita, lo cual indicaría que en este sector existe depósito tanto de sinter silíceo como de travertino (ver Figura 3.12 a)). En el sector de Agua Veneno los resultados indican la presencia de calcita y halita, pero no se descarta la presencia de sinter silíceo debido que muchas de las muestras presentan alta dureza y no reaccionan con HCl. En el sector de Lipiscaca existe una amplia zona de depósitos de sinter silíceo, el cual parece haberse depositado durante tiempo atrás puesto que existe una terraza en fuera del sector en donde hoy se encuentra en manantial termal (Figura 3.12 b)). En la zona de Juntuma, los depósitos corresponden a sinter silíceo, y se ha identificado la textura “Lily-pad”, características de este tipo de depósitos (Lynne, 2008) (ver Figura 3.12 d)).

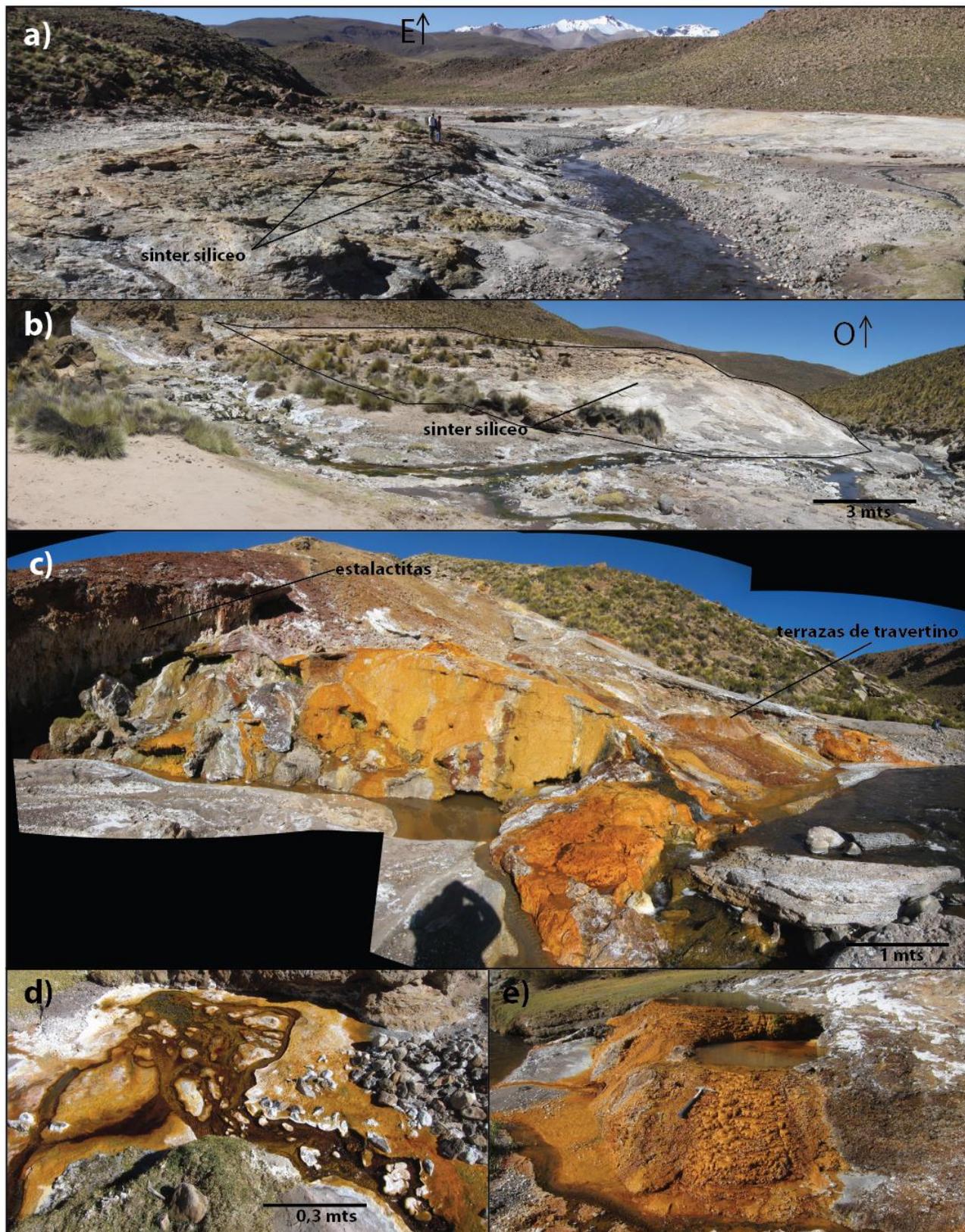


Figura 3.12 Depósitos hidrotermales a) Panorámica de los depósitos de sinter silíceo en el sector de Punpunjire b) Panorámica de los depósitos de sinter silíceo en el sector de Lipiscaca. c) Depósitos hidrotermales en la zona de Palca. Se destacan las estalactitas y las terrazas y piscinas de travertino d) Textura de “Lily Pad” en los sinters de Juntuma. e) Detalle de las terrazas de travertino en Palca.

Finalmente, en el sector de Palca los depósitos corresponden a travertino. Se identificaron estalactitas y terrazas típicas de este tipo de depósitos (Ver Figura 3.11 c, d, e)). No es posible descartar la presencia de sinter silíceo, puesto que en algunas zonas los depósitos presentan durezas superiores a 6 y no reaccionaron con HCl.

La formación de estos depósitos indicaría que las aguas cloruradas de pH cercano al neutro, de los respectivos manantiales termales derivarían de reservorios calientes profundos, los que se habría enfriado a temperaturas menores a 100°C (Lynne, 2008).

3.5 Síntesis de la alteración hidrotermal

Luego de haber presentado e identificado las zonas y minerales de alteración se presenta un resumen de la alteración hidrotermal presente en el área de la concesión geotérmica. En las cinco zonas de alteración visitadas destaca la presencia de caolín, alunita, sílice hidrotermal (silicificación) y óxidos de hierro. En algunos lugares se identificó sílice oqueroso (Socorilla y Quebrada Maymaja). En las zonas de Quebrada Maymaja y Palca se contó con los resultados de DRX, con lo cual la identificación de minerales fue precisa. Estos resultados indican la presencia de ópalo CT y cuarzo en las rocas silicificadas. De acuerdo a las asociaciones de minerales de alteración, es posible concluir que la alteración presente en estas zonas es del tipo argílica avanzada.

Existen depósitos hidrotermales asociados a las fuentes termales cloruradas de Juntuma, Punpunjire, Lipiscaca, Socorilla, Ancollo, Agua Veneno y Palca. En estos lugares se ha identificado tanto sinter silíceo como travertino o ambos.

4 Geoquímica de las aguas termales

4.1 Introducción

Los métodos geoquímicos han jugado un importante rol en la exploración geotérmica desde los inicios de la década de los 60 especialmente en las etapas previas a la perforación. La importancia de los métodos geoquímicos radica en que los datos químicos del agua y gas son indicadores útiles de la factibilidad de explotación del recurso geotérmico en zonas vírgenes, ya que proporcionan información de las condiciones y procesos en profundidad lo cual no es posible obtener con otras técnicas de exploración.

En este capítulo se presentan los fundamentos teóricos, métodos utilizados, y resultados de la exploración geoquímica de la concesión geotérmica Licancura III, que consideró datos químicos e isotópicos de aguas termales y meteóricas.

4.2 Antecedentes Teóricos

4.2.1 Constituyentes presentes en las aguas termales

Las aguas termales comúnmente contienen entre sus constituyentes todos los iones mayores presentes en las aguas subterráneas pero sus concentraciones son a menudo más altas que en aguas subterráneas no termales. De la misma forma la concentración de los elementos traza es mucho más alta que en las aguas no termales, debido a la interacción agua-roca a alta temperatura. Las concentraciones de estos constituyentes varía ampliamente desde un sistema geotermal a otro, debido principalmente a las diferencias de temperatura, contenido de gases, fuente de calor, tipo de roca alojante, permeabilidad edad del sistema, fuente del fluido, procesos de mezcla, etc. A pesar de lo anterior, los solutos presentes en los diversos sistemas son prácticamente los mismos, y pueden ser divididos en tres grandes grupos:

- Aniones: Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , F^- , Br^- , I^-
- Cationes: Na^+ , K^+ , Li^+ , Rb^+ , Cs^+ , Ca^+ , Mg^+ , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{+2}
- Neutros: SiO_2 , NH_3 , As, B

El comportamiento y concentración de algunos de estos constituyentes en ambientes geotermiales se discute a continuación.

4.2.1.1 Aniones

Cloro (Cl): Es considerado uno de los componentes más comunes de las aguas naturales. Es considerado como buen trazador para determinar el origen de los fluidos geotermales (Giggenbach, 1991). A altas temperaturas el cloro se presenta preferentemente como HCl, por lo que es factible de movilizar por la fase vapor a altas temperaturas y muy probablemente es incorporado en la fase gaseosa responsable de la formación de salmueras ácidas. A bajas temperaturas la acidez del HCl se incrementa rápidamente y es convertida por la roca en NaCl (Giggenbach, 1991). Las altas concentraciones de cloro indican aguas alimentadas directamente desde una fuente profunda, con una mínima mezcla o enfriamiento por conductividad. Bajas concentraciones de cloro caracterizan la dilución en aguas subterráneas.

Bicarbonato (HCO_3^-): Las especies de carbonato presentes disueltas que se pueden presentar en aguas geotermales corresponden a HCO_3^- , CO_3^{2-} , H_2CO_3 o $\text{CO}_2(\text{aq})$. En aguas con pH entre 6 y 10 el bicarbonato es especie dominante. A pH bajos (3,8 o menos) la especie dominante es el ácido carbónico (H_2CO_3) y en aguas muy alcalinas la especie dominante es el ion carbonato (CO_3^{2-}). El HCO_3^- se forma preferentemente por la reacción entre el CO_2 y las rocas circundantes y su concentración está influenciada tanto por la permeabilidad de las rocas circundantes como por el flujo lateral. De acuerdo a lo anterior, las aguas alimentadas directamente desde el reservorio presentan bajas concentraciones de bicarbonato, mientras que las que han sufrido un largo avance lateral mostrarán un aumento en las concentraciones de HCO_3^- , debido a que en su migración han tenido un mayor grado de interacción con las rocas circundantes.

Sulfato (SO_4^{2-}): las concentraciones de SO_4^{2-} son usualmente bajas en fluidos de origen profundo, pero se produce un incremento en la concentración de este ión a medida que las aguas sufren migración lateral, producto de la reacción del H_2S con las rocas circundantes en donde esta especie se oxida (Hauser, 1997). Las altas concentraciones de SO_4^{2-} en aguas de niveles más altos o superficiales, son generalmente el resultado de la condensación de la fase gaseosa en aguas cercanas a superficie (Nicholson, 1993).

Bromo (Br^-): usualmente presenta muy bajos contenidos en fluidos geotermales, con excepción de aquellos sistema geotermales que son alimentados por agua de mar (Nicholson, 1993).

4.2.1.2 Cationes

Sodio y Potasio (Na^+ y K^+): la concentración de estos cationes está controlada por el equilibrio fluido mineral, el cual es dependiente de la temperatura. El sodio es el catión más abundante en los fluidos geotermales, con concentraciones que varían entre los 200 y 2000 ppm en promedio. El Potasio se presenta en cantidades menores que el sodio. Debido a su dependencia con la temperatura, las razones Na/K son útiles para determinar zonas de altas temperaturas (bajas razones muestran altas temperaturas), y por lo tanto es utilizado como geotermómetro (Henley *et al*, 1984). Las bajas razones de Na/K (<15) tienden a presentarse en aguas que han alcanzado rápidamente la superficie, y por lo tanto, están asociadas con estructuras que permiten el ascenso de fluidos o zonas altamente permeables, mientras que altas razones indican flujo lateral, reacciones cercanas a la superficie y enfriamiento por conducción (Nicholson, 1993).

Litio, Rubidio y Cesio (Li^+ , Rb^+ , Cs^+): Estos elementos forman parte del grupo de las especies conservativas. Estos son incorporados en minerales secundarios y alteración (Cs en zeolitas, Rb en minerales de arcillas ricos en K y el Li en cuarzo autigénico (Goguel, 1983)), por lo que a menudo muestran una disminución en su concentración durante migración hacia la superficie y flujo lateral. De estos elementos el menos afectado por procesos secundarios es el litio. Sus concentraciones son generalmente bajas (en promedio Li <20 ppm, Rb y Cs < 2ppm). Estos elementos se presentan en concentraciones mayores en zonas en donde la roca caja corresponde a andesitas y riolitas, y presentan muy bajas concentraciones en donde las rocas corresponde a basaltos (Ellis, 1979).

Calcio (Ca^+): La concentración del calcio está principalmente controlada por minerales de solubilidad retrógrada, tales como la calcita ($CaCO_3$), anhidrita ($CaSO_4$) y fluorita (CaF_2), y en menor grado por aluminosilicatos ricos en Ca. Por lo tanto los factores que afectan a la solubilidad de estos minerales influyen las concentraciones de Ca en los fluidos geotermales. La concentración de Ca es generalmente baja en fluidos de alta temperatura pero se incrementa tanto con la acidez como con la salinidad.

Magnesio (Mg^+): es un elemento altamente soluble (Hauser, 1997). Las concentraciones de magnesio en fluidos de alta temperatura son muy bajas (0,01 a 0,1 ppm). Es incorporado rápidamente en minerales de alteración y secundarios tales como illita, montmorillonita y especialmente en clorita. Las altas concentraciones de magnesio pueden indicar reacciones de

lixiviación desde las rocas circundantes en zonas cercanas a la superficie, o dilución en aguas subterráneas ricas en Mg (Nicholson, 1993).

4.2.1.3 Neutrales

Sílice (SiO_2): Las concentraciones de sílice están controladas por la solubilidad de las distintas especies de minerales de sílice, las cuales están controladas principalmente por la temperatura, además de la presión, salinidad y el volumen específico del solvente. El sílice ocurre en variadas formas o polimorfos, tales como el cuarzo, calcedonia, cristobalita, ópalo o sílice amorfo (Henley *et al*, 1984). La precipitación y disolución del sílice son procesos cinemáticamente rápidos, por lo que afectan ampliamente a la solubilidad. Algunos de los mecanismos de depósito de sílice corresponden al enfriamiento de los fluidos ascendentes por conducción y ebullición, además del enfriamiento provocado por la mezcla de los fluidos geotermales con aguas subterráneas más frías.

Boro (B): Es considerado un buen elemento trazador para la determinación del origen de los fluidos hidrotermales (Giggenbach, 1991). Puede expresarse como ácido bórico y su contenido promedio en aguas cloruradas varía entre los 10 a 50 ppm. Altos contenidos de boro están asociados a la presencia de rocas andesíticas, en contenidos muchos más altos que en otras rocas volcánicas, a la circulación profunda de fluidos (puesto que a altas temperaturas en B se presenta como ácido bórico (H_3BO_3), por lo que probablemente es incorporado a la fase gaseosa responsable de la formación de salmueras ácidas en sistemas magmáticos (Giggenbach, 1991)), presencia de rocas sedimentarias ricas en materia orgánica, rocas metamórficas o puede ser lixiviada desde secuencias evaporíticas (Nicholson, 1993). Debido a su alta volatilidad este elemento es probablemente expelido durante los inicios del sistema geotérmico, por lo que sistemas hidrotermales antiguas deberían estar empobrecidos en este elemento. Durante el flujo lateral de fluidos podría darse la absorción del boro en arcillas (Giggenbach, 1991).

4.2.1.4 Componentes conservativos y geoindicadores

Con el fin de identificar el rol que juegan en un análisis químico los diversos constituyentes de los fluidos geotérmicos, Giggenbach (1991) propuso una subdivisión en dos grupos mayores de acuerdo al tipo de información que estos puedan entregar. Así se definieron los grupos de elementos conservativos y geoindicadores.

Los elementos conservativos son constituyentes no reactivos y químicamente inertes. Estos una vez que se adicionan a la fase acuosa idealmente no se modifican y las razones en solución de estos componentes se mantienen constantes al ser afectados por dilución. Entregan una signatura que permite trazar el origen de las aguas.

Los geoindicadores corresponden a especies químicamente reactivas que responden a cambios en el ambiente de una forma que es conocida. Entregan información acerca de las condiciones de equilibrio agua-roca en el reservorio geotermal.

Ejemplos de trazadores son los gases nobles: He y Ar, seguidos por otros constituyentes comparativamente conservativos como Cl, B, Li, Rb, Cs y N₂. Dentro de los geoindicadores se destacan las especies que forman parte de las interacciones dependientes de la temperatura entre minerales aluminosilicatados y los fluidos geotermales tales como Na, K, Mg, Ca y SiO₂. A este último grupo también se adicionan las especies involucradas en las reacciones redox dependientes de la presión y temperatura como: H₂, H₂S, CH₄ y CO₂.

Bajo los conceptos de la termodinámica, los componentes conservativos no se han equilibrado y son independientemente variables, en cambio los componentes reactivos no son independientemente variables, si no que reflejan el estado del sistema (T°, presión, composición).

El límite entre ambos grupos no es rígido. Un constituyente sometido a ciertas condiciones de temperatura y presión puede clasificarse dentro de uno u otro grupo. Por el ejemplo el Cs se comporta como trazador a temperaturas mayores a los 250°C, pero a bajas temperaturas es incorporado a zeolitas, por lo cual deja de ser conservativo (Giggenbach, 1991).

En relación al proceso de interacción agua-roca existente en un sistema geotermal, Giggenbach (1988) propuso que un sistema con cercana asociación magmática puede ser descrito en términos de dos procesos extremos, que si bien son hipotéticos, se encuentran claramente definidos. Estos procesos son: dilución inicial y equilibrio final.

La dilución inicial se refiere a la disolución de las rocas corticales en agua acidas ascendentes formadas por la absorción de vapores magmáticos en aguas de circulación profunda. Las aguas formadas en este proceso de alteración “fluido-dominado” contendrán gran parte de los

constituyentes más solubles de la roca en una proporción cercana a la roca original. La roca lixiviada se encontrará entonces muy empobrecida en los componentes más fáciles de lixiviar.

En el equilibrio final, la fase fluida tiene una configuración termodinámicamente estable con la roca, debido a la recristalización de la roca original, termodinámicamente inestable. La composición química de esta fase de roca secundaria estable es la misma que la de la roca original (isoquímica). Este proceso se completa sólo en sistemas estancados de edad infinita, sin embargo, la composición en estos sistemas de alteración “roca-dominado” es determinada únicamente por la temperatura y por la salinidad (para un amplio rango de rocas aluminosilicatadas, comunes en sistemas geotermales).

La composición de la aguas, gases y rocas en un sistema dinámicos de alteración actual, puede esperarse que corresponda a un estado estacionario entre intermedio entre los miembros extremos de ambos procesos (Giggenbach, 1991).

4.2.2 Clasificación geoquímica de los fluidos geotermales

De acuerdo al tipo de anión predominante, han sido determinadas diversos tipos de agua (Henley et al., 1984; Giggenbach, 1988). Estas clasificaciones están miradas desde la perspectiva descriptiva, pero permiten de todas maneras hacer generalizaciones acerca del origen de las mismas.

4.2.2.1 Aguas cloruradas

El ion predominante es el Cl^- y sus concentraciones generalmente superan los miles de ppm (Henley et al., 1984). Otros constituyentes abundantes en estas aguas corresponden Na^+ y K^+ , como cationes principales, además de significativas cantidades SiO_2 y B. Las concentraciones de SO_4^- y HCO_3^- son variables pero siempre en concentraciones significativamente más bajas que el Cl^- . El pH es ligeramente ácido o alcalino. Estas aguas son típicas de los fluidos geotermales profundos que se encuentran en los sistemas geotermales de alta temperatura. Las manifestaciones generalmente emiten fluidos calientes de gran flujo y con altas concentraciones de Cl^- , alimentadas directamente desde el reservorio profundo. Comúnmente son descargadas desde manantiales calientes y piscinas de alto flujo, además de géiseres (Nicholson, 1993).

4.2.2.2 Aguas sulfatadas

También llamadas aguas sulfatadas ácidas. El anión predominante es el SO_4^{-2} , el cual deriva de la oxidación del H_2S condensado. Esta reacción sumada a la condensación del CO_2 , la cual produce protones, disminuye el pH formando estas aguas ácidas. El Cl^- generalmente está presente en trazas y el HCO_3^- generalmente ausente. Las reacciones que ocurren cerca de la superficie entre estas aguas ácidas y los fluidos circundantes pueden lixiviar sílice y cationes tales como Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , entre otros, por lo que pueden presentarse en altas concentraciones (Marini, 2000). Algunas de las especies gaseosas separadas durante la ebullición, como NH_3 y B , pueden condensarse en estas aguas y presentarse en altas concentraciones. Estas aguas corresponden a fluidos superficiales formados por la condensación de gases en aguas subterráneas oxigenadas cercanas a la superficie. La fase gaseosa (vapor de agua y otros gases) se encontraba originalmente disuelta en una fase fluida profunda proveniente del reservorio que luego fue separada por ebullición. Estas aguas generalmente se encuentran en los márgenes de los campos geotermales, en niveles topográficos altos, sobre el nivel freático. Se presenta en acuíferos colgados y sobre la zona de ebullición. Si la acidez de estas aguas es muy alta ($\text{pH} < 2$), probablemente indicará la presencia de gases magmáticos. A pesar de que estas aguas se encuentran muy cercanas a la superficie (< 100 m), pueden penetrar en profundidad a través de fallas, donde son calentadas, pueden formar parte en reacciones de alteración con la roca circundante o mezclarse con aguas cloruradas profundas que ascienden a la superficie (Nicholson, 1993). Las aguas sulfatadas frecuentemente se presentan en pozas de barro (a menudo en ebullición), sin embargo, pueden también presentarse en manantiales o vertientes (Nicholson, 1993).

4.2.2.3 Aguas bicarbonatadas

Estas aguas, que también incluyen a las llamadas aguas bicarbonatadas-sulfatadas y fluidos ricos en CO_2 , se caracterizan por ser altamente reactivas, presentar un pH cercano a neutro y tener como constituyentes mayores al HCO_3^- y Na^+ . El SO_4^{-2} puede estar presente en cantidades variables, mientras que el Cl^- puede presentarse en muy bajas concentraciones o ausente. Habitualmente son descargadas desde manantiales o vertientes frías, tibias o calientes (Nicholson, 1993). Se originan por la condensación de la fase gaseosa en aguas subterráneas pobremente oxigenadas (Marini, 2000), y que debido a su reacción con las rocas circundantes tanto en el reservorio somero como durante el flujo lateral, neutralizan su acidez inicial. Debido a la acidez inicial de estas aguas, producida por la disociación del CO_2 disuelto, y la posterior alteración de

las rocas circundantes, es que son generadas altas cantidades de HCO_3^- y Na^+ (Henley *et al.*, 1984). Las aguas bicarbonatadas generalmente se presentan en los márgenes de los sistemas geotermales (Giggenbach, 1991), sin embargo también pueden presentarse en otros sectores de estos.

4.2.2.4 Aguas sulfatadas-cloruradas

Estas aguas se caracterizan por presentar pH entre 1 y 5, y contener proporciones aproximadamente iguales de Cl^- y SO_4^{2-} (Henley *et al.*, 1984). Son descargadas usualmente desde manantiales o vertientes tibias o calientes (Nicholson, 1993). De acuerdo a diversos autores (e.g. Nicholson, 1993; Marini, 2000), estas aguas pueden originarse por diversos procesos. El más común probablemente corresponda a la mezcla de aguas cloruradas y sulfatadas a profundidades variables. Otros procesos menos probables son: descarga cercana a la superficie y oxidación del H_2S en aguas cloruradas, condensación cercana a la superficie de gases volcánicos en aguas meteóricas, condensación de gases magmáticos en profundidad y el paso de fluidos clorurados a través de secuencia ricas el sulfato, tales como secuencia evaporíticas o litologías que contengan azufre nativo.

4.2.2.5 Aguas cloruradas-bicarbonatadas diluidas

Estas aguas se caracterizan por presentar pH cercano al neutro y por tener Cl^- como anión mayoritario, con concentraciones variables de HCO_3^- . Son formadas por la dilución de aguas cloruradas en aguas subterráneas o aguas bicarbonatadas durante el flujo lateral. Probablemente están restringidas a los márgenes de las zonas de alto flujo ascendente y estructuras de flujo de salida en sistemas de alta temperatura, A menuda son descargadas desde manantiales o vertientes tibias presentes en sistemas de alta temperatura (Nicholson, 1993).

4.3 Metodología

4.3.1 Trabajo de Campo

El trabajo de campo incluyó dos campañas de terreno en los meses de mayo y octubre del año 2012. En la primera campaña se recorrió exclusivamente las porciones centro, centro-sur y suroeste de la concesión. En esta campaña se obtuvieron cerca de medio centenar muestras de roca y ocho de agua para el análisis de alteración y química de fluidos respectivamente. Durante la segunda campaña se recorrió la zona central y este de la concesión. En esta campaña se recolectaron siete muestras de agua y cerca de medio centenar de roca.

Las muestras de aguas obtenidas en estas campañas de terreno se suman a las 12 obtenidas en una campaña previa realizada por geólogos de Serviland Minergy en Diciembre de 2011, con lo cual se cuenta con un set de 28 muestras (entre aguas termales y meteóricas), que de acuerdo a los antecedentes obtenido a través de guías y pastoreros locales comprenderían la totalidad de las manifestaciones termales dentro y en los alrededores inmediatos de la concesión.

4.3.2 Muestreo y análisis in-situ de aguas termales

Para el análisis químico de las aguas termales, se recolectaron muestras en botellas de polietileno de alta densidad (HDPE) de 300 ml, siguiendo el procedimiento propuesto por Giggenbach y Gouguel (1989). Las muestras de aniones y cationes se filtraron con una membrana de 0,45 mm instalada en un portafiltros y una bomba de vacío. Las muestras de cationes se acidificaron con 1ml de HNO₃ (4 normal) cada 100 ml de muestra. El filtrado tiene como objetivo el prevenir el crecimiento de algas que podría remover Mg, NH₃ y SO₄, y evitar el ingreso de material en suspensión o cúmulos de bacteria que podrían afectar los equipos de laboratorio y los resultados de los análisis. La acidificación evita la precipitación de cationes y de algunos metales en traza.

Las muestras de agua para la determinación de isotopos estables fueron recolectadas en botellas PET color ambar de 50 ml. Las muestras no se filtraron ni se acidificaron.

Los parámetros medidos en terreno fueron: temperatura⁶, pH, sólidos disueltos totales (TDS), conductividad eléctrica⁷ y para algunas muestras se realizaron test de cloro⁸ y se estimó el

⁶ Para la medición de la temperatura se utilizó un termómetro digital marca Hanna Instruments, modelo HI 935005 con una resolución de 0,1 °C.

⁷ Para la medición de pH, TDS y conductividad se utilizó un medidor combinado marca Hanna Instruments, modelo HI 991301N.

⁸ Para la medición de cloro *in-situ* se utilizó un test kit de cloruro de rango expandido marca Hanna Instruments, modelo HI 38015.

caudal. Las muestras fueron obtenidas tomando en cuenta los siguientes criterios: 1) se muestreo la manifestación termal de mayor temperatura (en el caso de existir más de una) y 2) se muestreo la manifestación termal que menor contacto tenía con el suelo o con alguna otra fuente de agua.

4.3.3 Métodos analíticos

Los análisis químicos de las muestras de agua fueron realizados en el New Zealand Geothermal Analytical Laboratory del GNS Science en Nueva Zelanda y en Thermochem Inc.. Los métodos analíticos utilizados se presentan en la tabla 4.1. Estos consistieron en cromatografía iónica, espectrometría de emisión óptica con fuente de plasma acoplado (ICP-OES), espectrometría de emisión por llama (FES) y el método de auto titulación para determinar alcalinidad (AT). Los análisis de los isótopos de ^{18}O y D fueron realizados en el mismo laboratorio utilizando espectrometría de masas con fuente de plasma acoplado (ICP-MS).

Tabla 4.1 Metodos analíticos utilizados para la determinación de componentes químicos de las aguas de la concesión Licancura III.

Elemento	Método	Límite de detección
As	ICP-OES	0,15 mg/L
B	ICP-OES	0,3 mg/L
Ca	ICP-OES	0,05 mg/L
Cl	IC	0,05 mg/L
Cs	FES	0,02 mg/L
F	IC	0,02 mg/L
HCO3	AT	5 mg/L
K	ICP-OES	0,9 mg/L
Li	ICP-OES	0,01 mg/L
Mg	ICP-OES	0,01 mg/L
Na	ICP-OES	1,5 mg/L
Rb	FES	0,01 mg/L
SiO2	ICP-OES	0,6 mg/L
SO4	IC	0,03 mg/L

4.3.4 Trabajo de gabinete

Una vez obtenidas las muestras y sus respectivos análisis químicos, se procedió a procesar los datos obtenidos utilizando las herramientas usuales en los estudios de geoquímica geotérmica, tales como diagramas ternarios de aniones, diagramas de cloro entalpía, diagramas Deuterio v/s Oxígeno 18, geotermometría, diagramas de dispersión, etc.

4.4 Manifestaciones Termales

En este trabajo se estudiaron 28 fuentes (entre termales y agua meteórica). Todas fueron visitadas pero sólo se muestrearon 16, debido a que ya se contaban con los datos de 12 fuentes muestreadas previamente geólogos de Serviland Minergy S.A.. La mayoría de las zonas de manifestaciones termales fueron ubicadas gracias a la ayuda de los guías locales Alejandro, Rogelio Challapa y Hugo Salazar del sector de Pumire. En la Figura 4.1 es posible observar la ubicación y distribución de las muestras tomadas, y además se hace una distinción entre las muestras obtenidas en este trabajo y las previas obtenidas por Serviland Minergy.

Cabe destacar que los datos químicos de las muestras obtenidas en el **terreno 2 (círculos cafés) no están disponibles para este estudio** (por decisión de Serviland Minergy S.A.) y sólo se cuenta en terreno datos de cloro, pH y T° para las muestras de Lipiscaca (LIP) y Palca (PAL).

A continuación se presenta una breve descripción de las manifestaciones termales más destacables, considerando ubicación, pH y temperatura superficial, tipo de roca por la que brota, entre otras características.

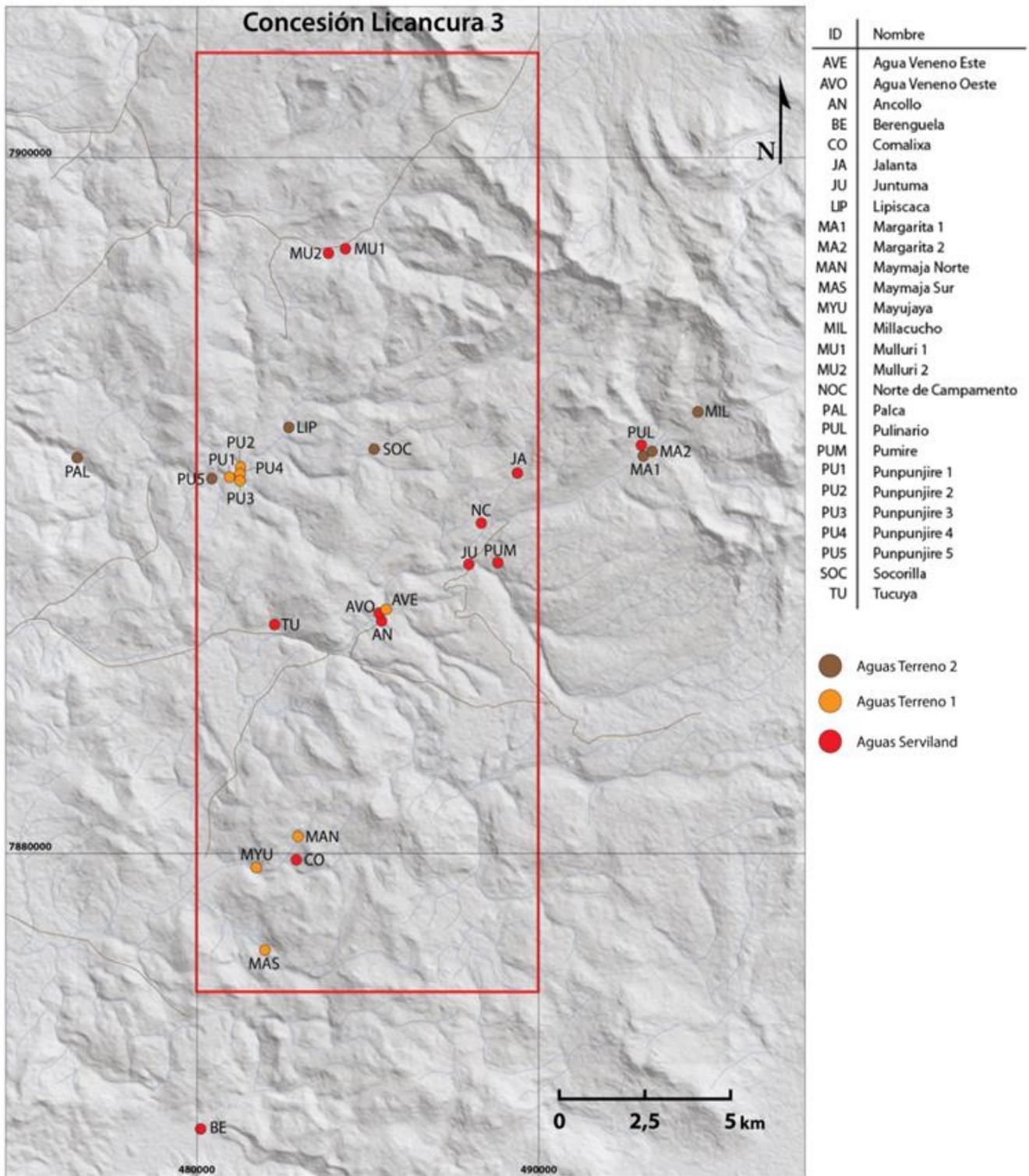


Figura 4.1 Ubicación y distribución de la muestras de aguas termales de la concesión geotérmica Licancura III. Se diferencia entre la aguas de cada uno de los terrenos realizados.

4.4.1 Agua Veneno (7886933N/485509E/4037m s.n.m.)

En este sector se obtuvieron dos muestras denominadas Agua Veneno Este (AVE) y Agua Veneno Oeste (AVO). Estas manifestaciones se encuentran a unos 3 km hacia el suroeste de la localidad de Pumire. Consisten en varios manantiales que aparentemente surgen entre el contacto entre una brecha volcánica e ignimbritas cristalinas. Se divide en dos zonas las que están separadas 50 metros una de otra. Estas aguas son incoloras e inodoras. Las vertientes de AVO presentan burbujeo constante, mientras que las de AVE ocasional. Las temperaturas varían entre una y otra. En AVE estas fluctúan entre los 68° y 74°C, mientras que en AVO llegan a los 38°C. Las variaciones de pH también son significativas siendo 7,5 el medido en AVE y 6,6 en AVO. EL flujo para AVO se ha estimado en 2 l/min para AVO y en 15 l/min para el conjunto de vertientes de AVE. Se observa la presencia de depósitos de sinter silíceo y carbonatos, además de halita. En las zonas de surgencia termal se destaca la presencia de algas termófilas de colores verdes a rojizos (ver Figura 4.2).



Figura 4.2 Depósitos hidrotermales en la zona de Agua Veneno.

4.4.2 Ancollo (7886618N/485447E/4037m s.n.m.)

Este sector se encuentra a unos 200 metros al suroeste de la zona de Agua Veneno. En el lugar se reconocieron tres manantiales termales separados por aproximadamente 10 metros el uno del otro (Ver Figura 4.3). El agua termal surge desde andesitas grises con fenocristales de plagioclasa y hornblenda. Las aguas son incoloras inodoras e insípidas. Las temperaturas promedian los 64,1° con un pH cercano al 6,9. EL flujo total se ha estimado en 5 l/min siendo la vertiente más oriental la de mayor flujo. Destaca la presencia de una extensa zona de depósitos hidrotermales (sinter

silíceo y carbonatos), formando una especie de terraza. También; en las zonas de surgencia termal; se destaca la presencia de algas termófilas de colores verdes a rojizos.



Figura 4.3 Manifestaciones termales de Ancollo.

4.4.3 Berenguela (7872079N/480078E/3730m s.n.m.)

Esta zona está ubicada al sur de la concesión a unos 500 metros al sureste del pueblo de Berenguela. En el lugar existen numerosos manantiales, distribuidas en un área cercana a los 200 metros cuadrados. Las temperaturas alcanzan los 59,4° C y el pH es cercano al 6,6. Las aguas presentan un suave olor a azufre y se presenta burbujeo ocasional. El flujo total se ha estimado en 6 l/min aproximadamente. Destaca la presencia de una extensa zona de depósitos hidrotermales no consolidados, que probablemente correspondan a halita. También; en las zonas de surgencia termal; se destaca la presencia de algas termófilas de colores verdes a rojizos.

4.4.4 Jalanta (7890523N/489042E/4265m s.n.m.)

Se encuentra ubicado aproximadamente a 1 km al noreste de la localidad de Pumire. Este sector se observan tres manantiales separados unos 30 metros el uno de otro. El manantial principal corresponde a una especie de “piscina” (ver Figura 4.4) de aproximadamente 5 metros de diámetro ubicado entre las otras dos vertientes. El flujo se estima en 20 lt/seg. Las temperaturas alcanzan los 46°C y el pH es de 5,1. Las aguas presentan un leve olor a azufre y se presenta burbujeo ocasional. Se observa alteración hidrotermal (arcillas) rodeando las manifestaciones. También es posible reconocer la presencia de halita. Además, en las zonas de surgencia termal, se destaca la presencia de algas termófilas de colores verdes a rojizos.

La forma de la “piscina” se asemeja a un cráter freatomagmático. De acuerdo a lugareños este se habría formado hace unos 50 años entre los dos manantiales existentes, sin embargo no existen evidencias para aseverar esto.



Figura 4.4 Piscina en sector de Jalanta.

4.4.5 Juntuma (7888272N/487969E/4099 m s.n.m.)

Se encuentra ubicado aproximadamente a 500 m al oeste de la localidad de Pumire. Este sector se observa un gran número manantiales ubicados en los niveles laterales de la Quebrada Caico. El flujo total se estima en 10 l/m. Las temperaturas alcanzan los 60°C y el pH es de 6,9. Las aguas son incoloras e inodoras y se presenta burbujeo ocasional en algunos manantiales. Se observa la presencia de depósitos de sinter silíceo y halita. En algunos manantiales es posible observar edificios de sinter silíceo. Además en las zonas de surgencia termal se destaca la presencia de algas termófilas de colores verdes a rojizos interdigitados con los depósitos hidrotermales.

4.4.6 Pulinario (7891666N/492994E/4306 m s.n.m.)

Se encuentra ubicado aproximadamente a 3 m al este de la localidad de Pumire. Corresponde a una especie de “piscina” (ver Figura 4.5) de aproximadamente 10 metros de diámetro y de la cual no se puede estimar su profundidad. El agua presenta un color amarillento a verde. El flujo se estima en 15 l/s. Las temperaturas alcanzan los 46,8°C y el pH es de 3,8. Las aguas presentan un moderado a fuerte olor a azufre y se presenta burbujeo permanente. Alrededor de la piscina se

ha identificado la presencia de caolín y alunita, además de jarosita y óxidos de hierro. La forma de la “piscina” se asemeja a un cráter freatomagmático, sin embargo no existen evidencias para aseverar esto.



Figura 4.5 Piscina en el sector de Pulinario

4.4.7 Tucuya (7886560N/482261E/4003 m s.n.m.)

Las vertientes termales de Tucuya se encuentran aproximadamente a 200 m al noreste de la ruta A-385, en la falda del cerro que lleva el mismo nombre. Al costado sur de las vertientes se encuentran unas casas abandonadas que según guías locales pertenecieron al antiguo poblado de Tucuya. Se observan dos puntos de surgencia termal, separadas por escasos 10 metros una de la otra (una al norte y otra al sur), las cuales emergen desde andesitas de biotita, que es la litología que se observa en el sector. Las temperaturas alcanzan los 32,4° con un pH cercano al 7,7. El flujo total se ha estimado en 3 l/min. No se observa alteración hidrotermal asociada. Junto a las vertientes es posible observar un relativamente extensa area cubierta por halita y pasto, formando una especie de bofedal que se extiende hacia el vale a los pies del cerro.

4.4.8 Punpunjire (7890833N/480960E/3903 m s.n.m.)

Se encuentra ubicada en la confluencia del Rio Mulluri y la Quebrada Guaiguasi. Corresponde a una extensa zona en la cual es posible reconocer innumerables manifestaciones termales y tiene las características típicas de una zona de *out-flow*. El área está dominada por presencia de depósitos hidrotermales (sinter silíceo y travertino) (ver Figura 4.6 a)). En este lugar se

obtuvieron las muestras PU1, 2, 3, 4 y 5. Las temperaturas medidas alcanzan los 80°C y el pH promedio es de 7,5. El flujo total estimado es de varias centenas de litros por minuto, destacando algunas vertientes en las cuales el agua surge con mucha fuerza, como una especie de “grifo” (ver Figura 4.6 b)). El agua es incolora, inodora e insípida. Los depósitos hidrotermales son potentes (métricos) y en sectores han construidos especie de edificios de sinter silíceo (Ver Figura 4.6 c)).



Figura 4.6 Área termal de Punpunjire. a) Panorámica de los depósitos de sinter silíceo del sector de Punpunjire. b) Una de las vertientes termales en Punpunjire c) Edificio de sinter silíceo de asociado a una de las vertientes termales de Punpunjire.

4.4.9 Palca (7891393N/7891393E/3770 m s.n.m.)

Se encuentra ubicada aproximadamente 1 km al oeste de la localidad de Palca, cercano al límite oeste, fuera de la concesión. Corresponde a una extensa zona en la cual es posible reconocer innumerables manifestaciones termales. El área está dominada por la presencia de depósitos hidrotermales (travertino). En este lugar se obtuvo la muestra PAL. Las temperaturas medidas alcanzan los 57°C y el pH promedio es de 6,7. El flujo total estimado es de una decena de litros por minuto, destacando algunas vertientes en las cuales el agua surge con mucha fuerza, pero menos que en la zona de Punpunjire. El agua es incolora, inodora e insípida. Los depósitos hidrotermales son potentes (métricos) y en sectores han construido especie de terrazas y piscina de travertino (Ver Figura 4.7).



Figura 4.7 Trabajo de muestreo en el área termal de Palca. Al centro se observa una de las piscinas de travertino.

4.5 Resultados

4.5.1 Datos geoquímicos de aguas termales

Los resultados de los análisis químicos de las muestras de aguas termales se presentan en la Tabla 4.1. Cuatro de estas veinte muestras (MAS, MAN, MUY, ubicadas en el sector sur de la concesión y PUM, que corresponde a una vertiente meteórica aledañas al sector de Pumire) poseían temperaturas menores a 20 grados y sus impronta geoquímica es más afín a aguas meteóricas. Estas muestras no serán utilizadas en la interpretación de las herramientas geoquímicas debido a que tanto su temperatura, componentes químicos y observaciones de terreno sugieren que corresponden a aguas meteóricas.

El balance iónico (BI) es normalmente utilizado en aguas termales como control de calidad de los análisis químicos (Marini, 2000). Este se basa en el porcentaje de diferencia entre las cargas positivas y negativas totales definido de la siguiente forma:

$$BI = 100 * \frac{\sum \text{cationes} - \sum \text{aniones}}{\sum \text{cationes} + \sum \text{aniones}}$$

En este trabajo se consideraron razonables diferencias menores al 5% en el valor del BI. Las únicas muestras que escapan de este rango son las aguas ácidas de CO y MAN (pH menor a 3,2, Tabla 4.2). Esta anomalía se debería a la especiación que afecta a las aguas a medida que estas se alejan de la neutralidad, ya que aparecen componentes específicos cuando las cargas dejan de ser las usuales. En este trabajo no se utilizó un software de especiación, lo cual sería lo ideal para el cálculo del balance iónico de estas aguas ácidas y la utilización de CO y MAN se hará tomando en cuenta la baja fiabilidad de sus análisis químicos.

4.5.2 Clasificación química de las aguas termales

4.5.2.1 Aniones mayores

La mayoría de las técnicas geoquímicas pueden ser confiablemente aplicadas solo a fluidos específicos con un rango de composiciones limitadas. Por ejemplo, la mayor parte de los geotermómetros iónicos funcionan solamente en aguas neutrales, con el cloro como anión principal. Por lo tanto cualquier interpretación de las aguas termales debe ser llevada a cabo en la base de una clasificación inicial, por ejemplo en términos de los aniones mayores Cl, SO₄ y HCO₃ (Giggenbach, 1988).

El diagrama ternario de aniones mayores propuesto por Giggenbach (1988) es ampliamente utilizado para realizar esta primera clasificación. Este se basa en las concentraciones de los aniones mayores: cloro (Cl^-), sulfato (SO_4^{2-}) y bicarbonato (HCO_3^-), y permite relacionar el contenido relativo de aniones a la proveniencia de los fluidos y/o a los procesos que lo afectaron en su ascenso a la superficie. De esta manera las aguas maduras o cloruradas neutrales sugieren representar fluidos bien equilibrados de las zonas de *upflow*, ya que el ascenso rápido de las aguas permite preservar la composición química original (Giggenbach, 1988). Cuando estas aguas se mezclan con aguas subterráneas ricas en bicarbonato, tal como normalmente son las aguas meteóricas, las convierten en bicarbonatadas con baja concentración de cloro relativo a las aguas cloruradas-sódicas, generando un desplazamiento hacia el campo de las aguas periféricas. La absorción y condensación de vapor y gases por parte de aguas subterráneas, acuíferos colgados, agua meteórica de infiltración somera o lagos volcánicos, genera aguas volcánicas “calentadas por vapor”.

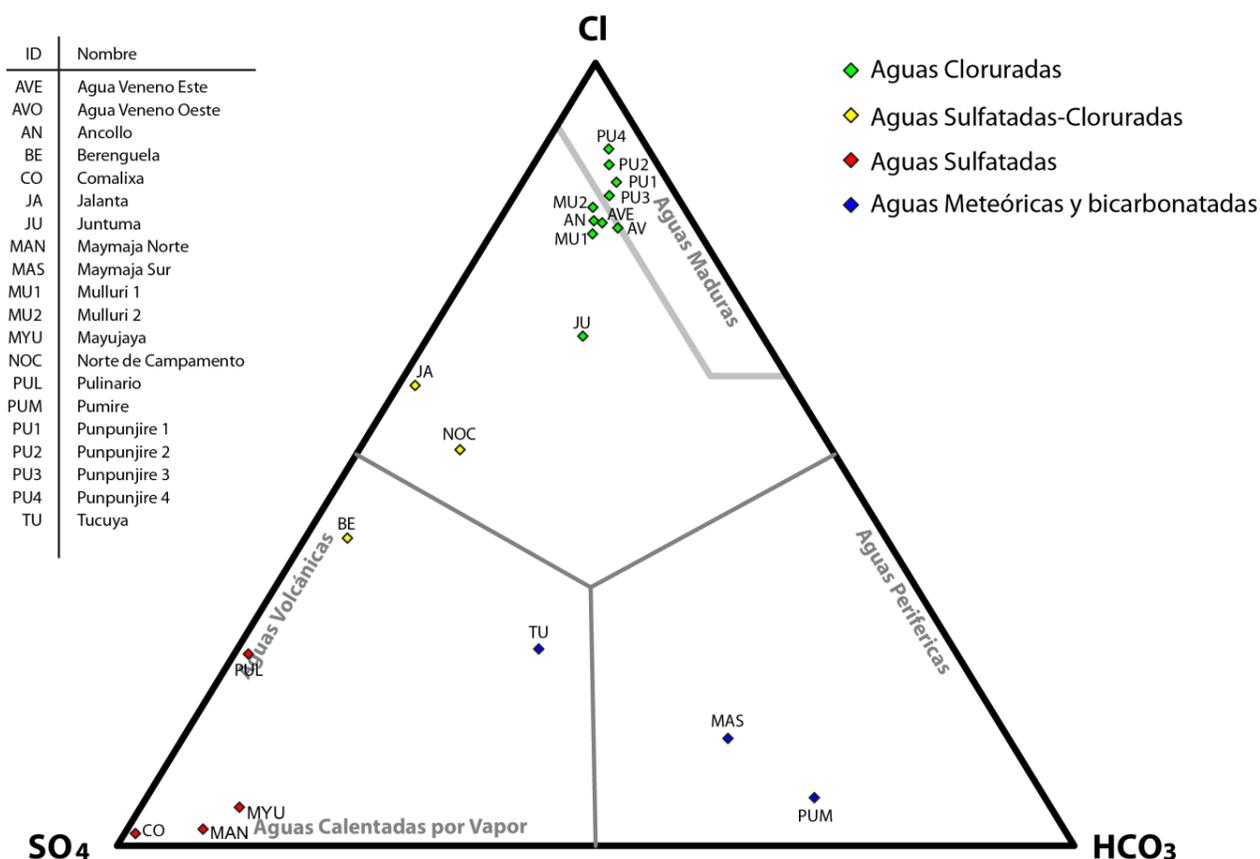


Figura 4.8 Diagrama ternario de aniones (Giggenbach, 1988) para las fuentes termales de la concesión geotérmica Licancura III.

En la figura 4.8, se observan todas las fuentes termales analizadas. Estas se distribuyen en todos los dominios definidos por Giggenbach (1988) clasificándose de la siguiente manera: las fuentes CO, MAN y MYU como agua sulfatada ácida; las fuentes PUL, JA, NOC y BE como aguas cloruradas-sulfatadas; las fuentes AN, AVE, AVO, JU, MU1, MU2, PU1, PU2, PU3 y PU4 como aguas cloruradas. Las aguas de MAS y PUM se acercan al extremo de las aguas bicarbonatadas, lo cual era de esperar puesto que estas muestras corresponden a aguas frías de acuíferos superficiales. La muestra TU se encuentra en medio de todos los campos, pero se considerada bicarbonatada debido a su ubicación alejada de las aguas cloruradas y sulfatadas.

Tabla 4.2 Resultados de los análisis químicos de las aguas termales de la concesión geotérmica Licancura III. Las concentraciones están dadas en mg/lit. Los valores negativos indican valores menores al límite de detección.

Muestra	Código	T C°	pH	Li	Na	K	Ca	Mg	SiO2	B	Cl	F	SO4	HCO3	As	Rb	Cs	Suma Cationes	Suma Aniones	Balance iónico
Agua Veneno este	AVE	37,8	6,57	17	1810	219	242,0	26,60	202	161	2840	3	310	429	21,6	3,27	9,74	101,06	93,73	3,76%
Ancollo	AN	64,1	6,86	16,6	1650	207	248,0	14,70	149	126	2770	2	352	371	22	2,75	7,53	93,09	91,68	0,76%
Berenguela	BE	59,4	6,88	2,74	389	35	283,0	4,83	48	22	574	2	822	65	3,46	0,36	1,11	32,75	34,48	-2,57%
Comalixa	CO	19,6	3,21	3,01	14,1	9	21,3	5,69	89	0	5	1	221	0	-0,01	-0,10	-0,10	3,00	4,77	-22,7%
Jalanta	JA	45,8	5,36	2,05	238	61	17,4	10,80	100	17	346	1	232	11	0,01	0,56	0,59	13,97	14,82	-2,95%
Juntuma	JU	59,7	6,94	7,89	860	83	141,0	6,55	161	68	1280	2	369	318	9,63	1,02	2,46	48,26	49,12	-0,89%
Pulinario	PUL	46,8	3,8	0,86	105	25	18,2	5,28	97	6	90	1	215	6	0,01	0,24	0,30	6,69	7,15	-3,37%
Pumire	PUM	19,9	7,4	-0,1	8	3	2,5	1,42	65	0	2	0	9	25	0,02	-0,10	-0,10	0,70	0,66	3,28%
Tucuya	TU	32,4	7,74	0,82	159	23	49,3	13,50	96	9	134	0	231	168	0,6	0,12	-0,10	11,19	11,36	-0,77%
NoCamp	NOC	23,2	6,07	1,03	114	33	12,2	5,12	59	7	151	1	116	32	0,46	0,27	0,21	6,99	7,26	-1,88%
Agua veneno este	AVE	73,4	7,47	16,5	1639	228	251,0	13,90	165	130	2842	3	364	354	21	3,10	7,80	93,17	93,68	-0,27%
Maymaja norte	MAN	7,4	2,97	0,01	10,8	52	18,6	6,00	55	1	6	0	243	20	0,01	0,02	0,01	4,29	5,56	-12,9%
Maymaja sur	MAS	17,4	7,7	0,01	17,8	6	19,4	5,20	55	1	18	0	38	74	0,02	0,03	-0,01	2,33	2,51	-3,71%
Mayujaya	MUY	12,4	7,27	0,03	27	8	38,0	6,80	83	1	5	0	156	20	0,06	0,06	0,10	3,83	3,74	1,27%
Punpunjire 1	PU1	73,6	7,6	18,3	1948	271	271,0	41,00	187	103	3423	1	218	398	21	3,00	5,10	111,20	107,65	1,62%
Punpunjire 2	PU2	80	7,5	23	2361	333	231,0	40,00	196	125	4252	1	206	415	23	3,80	6,50	129,35	131,09	-0,67%
Punpunjire 3	PU3	79,7	7,67	17,2	1779	255	183,0	30,00	182	95	3144	1	265	377	18,6	2,70	5,20	97,99	100,42	-1,23%
Punpunjire 4	PU4	47,5	7,38	21	2171	311	217,0	31,00	189	117	3982	1	208	356	23	3,40	6,00	118,80	122,55	-1,56%
Mulluri 1	MU1	58	7,58	17	1825	205	280,0	15,00	160	2	2879	2	393	373				102,31	95,62	3,38%
Mulluri 2	MU2	40	7,61	17	1875	204	275,0	15,00	53	2	2931	2	366	347				104,22	96,10	4,06%

4.5.2.2 Diagramas Cl-B-Li

Giggenbach y Goguel (1989) propusieron este diagrama para dilucidar el origen de las aguas termales y la existencia de uno o más *upflows* bajo supuesto de que el cloro, boro y litio son elementos conservativos. Este último probablemente sea el metal alcalino menos afectado por procesos secundarios, por lo que es un buen elemento para evaluar el origen de los otros elementos conservativos: Cl y B (Giggenbach, 1991). El Cl y B pueden ser introducidos a un fluido termal con un contenido determinado de Li, por la absorción de vapores magmáticos a altas temperaturas en forma de HCl y H₃BO₃ respectivamente, aunque también pueden ser aportados por la disolución de ciertos tipos litológicos. Por ejemplo las altas concentraciones de Li reportadas en algunas aguas termales del Tatio y Puchuldiza (Sepulveda, 2005), están posiblemente relacionadas con la disolución de rocas portadoras de Li, particularmente ignimbritas.

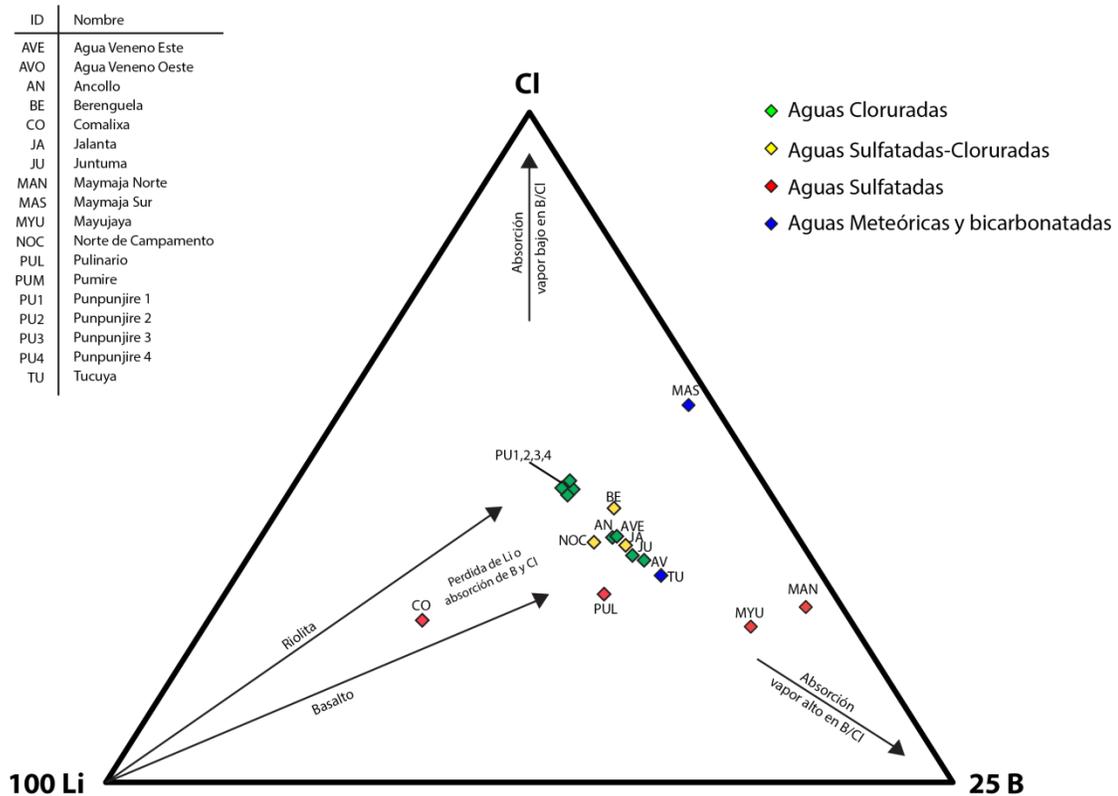


Figura 4.9 Diagrama ternario Cl-B-Li (Giggenbach y Goguel, 1989)

En diagrama Cl-B-Li (Figura 4.9) las muestras grafican en el centro del triángulo y no se desplazan hacia ningún vértice y en especial se observa que las muestras de mayor temperatura (aguas cloruradas) se concentran en una especie de *cluster* (muestras AN, AVE, AVO, JA, JU, NOC, PU1,2,3,4 y TU) en torno al campo de pérdida de Li o absorción de B y Cl, sugerido por Giggenbach y Goguel (1989). Esta composición intermedia es más bien atribuida a la dispersión propia de los elementos considerados. Las muestras que se muestran fuera de este *cluster* corresponden (CO, PUL) a aguas sulfatadas, las cuales muestran un leve enriquecimiento en Li. La muestra BE se grafica cercana este *cluster* a pesar de ser geográficamente la más alejada. Esto se puede atribuir a la existencia de otro *upflow* del sistema u otro sistema al norte de la concesión, sin embargo suposiciones a partir de solo una muestra son poco confiables. Se concluye a partir del diagrama Cl-B-Li la existencia de al menos un *upflow* en el sistema geotérmico del Cerro Millacucho, caracterizado por razones B/Cl intermedias, sin enriquecimiento hacia uno u otro elemento. Este *upflow* estaría bajo los alrededores de la zona de Jalanta, al este de la localidad de Pumire.

4.5.2.3 Diagrama Cloro- Entalpía

El diagrama de Cloro v/s Entalpía es una herramienta útil a la hora de distinguir los efectos de la ebullición y la mezcla entre aguas hirvientes y frías, las cuales generalmente tienen un bajo contenido en Cl.

La Figura 4.10 muestra las aguas de la concesión. Es posible apreciar claramente la presencia de dos grupos de muestras: uno con altos contenidos en cloro y otro con bajos contenidos. Ilustrativamente se ha indicado el fluido del acuífero en equilibrio en la intersección de las dos diagonales. El proceso de ebullición mueve el fluido desde ese punto hacia valores más altos de cloro (en este caso las aguas AVO, AN, AVE, PU1, PU2, PU3, PU4, MU1 y MU2) y menores entalpías. Por otro lado la mezcla con aguas meteórica frías, disminuirá la entalpía y diluirá las aguas, disminuyendo también la cantidad de cloro (en este caso PUL, TU, JA, BE). De la Figura 4.10 es posible distinguir que las aguas de Licancura están en ebullición, que buena parte de ellas se encuentran mezcladas y un gran número de ellas es posible calificarlas como directas del reservorio.

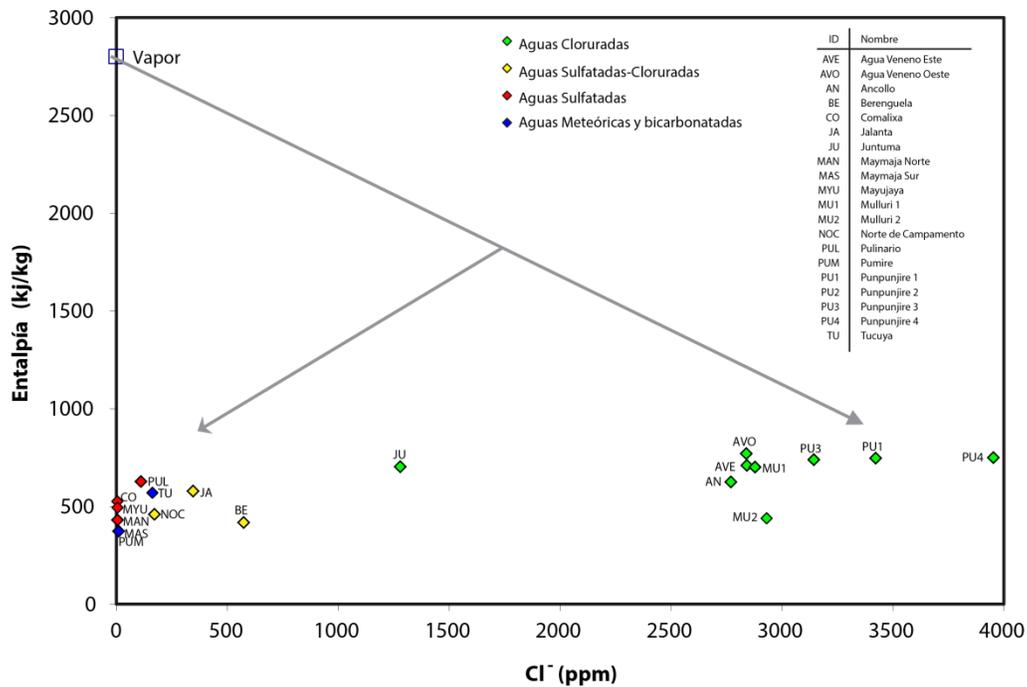


Figura 4.10 Diagrama Cloro-Entalpía de las aguas de la concesión geotérmica

4.5.2.4 Diagramas de Dispersión

Arnorsson (2000) propone la utilización de diagramas de dispersión para la determinación del comportamiento de un elemento, ya sea conservativo o reactivo. Esto se hace mediante la correlación entre dos componentes acuosos, el que se quiere estudiar y otro cuyo comportamiento conservativo se sabe de antemano.

En este trabajo se asumirá el comportamiento del cloro como conservativo, debido a que este elemento posee una gran movilidad en la fase acuosa y procesos secundarios, como ebullición o mezcla con aguas meteóricas solo concentran o diluyen su concentración.

En la Figura 4.11 se muestra la razón cloro/sulfato. Los valores agrupados a la izquierda están ordenados de oeste a este y corresponden a las aguas termales alineadas en una sección entre Pulinario al este y Punpunjire al oeste. Los valores agrupados a la izquierda son aguas de otras zonas de la concesión, alejadas del sector de interés o con características meteóricas. Del gráfico es posible extraer que existe una gran diferencia entre las aguas del oeste (MU1, MU2, PUN1,2,3,4, AVO, AVE, AN) con las de este (JA, PUL), esto es al acercarse al centro eruptivo Cerro Millacuco.

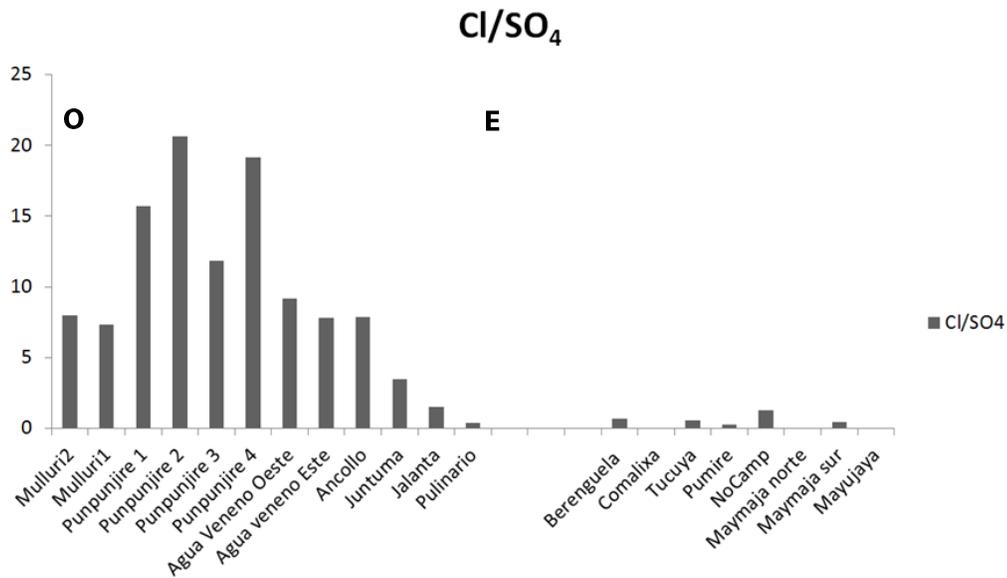


Figura 4.11 Gráfico de la razón Cloro/Sulfato para las aguas termales del área de estudio.

Esta relación se puede observar gráficamente en la Figura 4.12, en donde es notable la mayor cantidad de cloro de las aguas a medida que estas se acercan a la zona de Punpunjire, mientras que en el sector de Pulinario esta razón se acerca al cero.

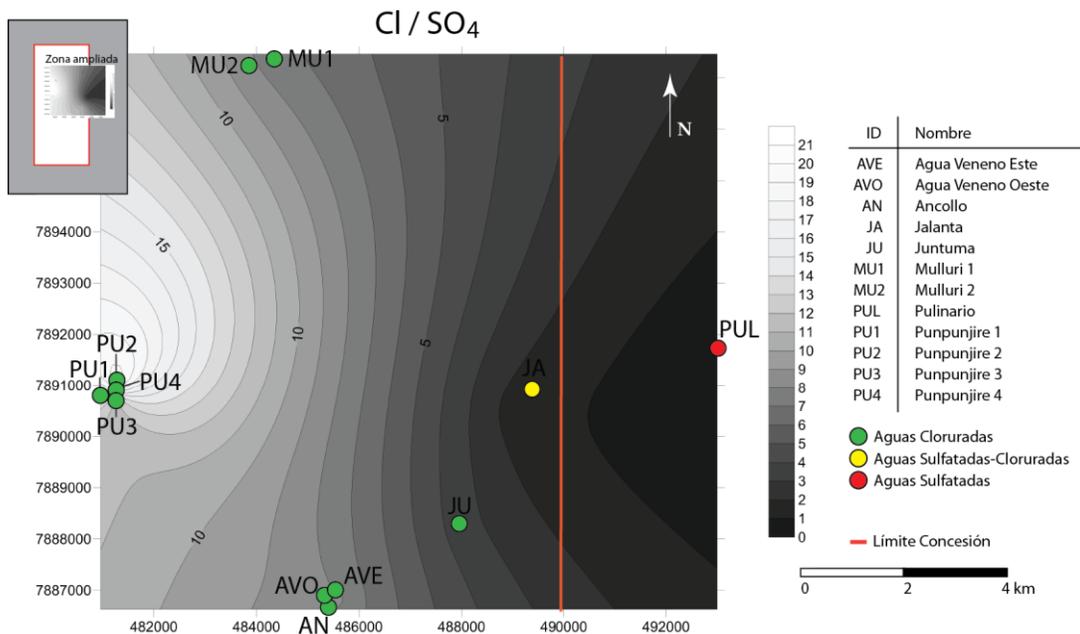


Figura 4.12 Distribución espacial de las razón cloro/sulfato en sector centro norte de la concesión Licancura III.

Otra relación útil es la que entrega la Figura 4.13, el cual muestra la relación bicarbonato / sulfato. Esta muestra resultados similares al anterior, es decir aquellas aguas cloruradas alcalinas del oeste presentan una menor concentración de sulfato relativo al bicarbonato, mientras que en las aguas sulfatadas del este esta razón se casi nula debido a que la concentración de bicarbonato es extremadamente baja. Este efecto se puede observar tanto en la Figura 4.13, en donde las columnas agrupadas a la izquierda son las de interés y se han ordenado de oeste a este; como en la Figura 4.14 en donde esta razón se ha puesto en planta, mostrando una disminución de esta razón hacia el este.

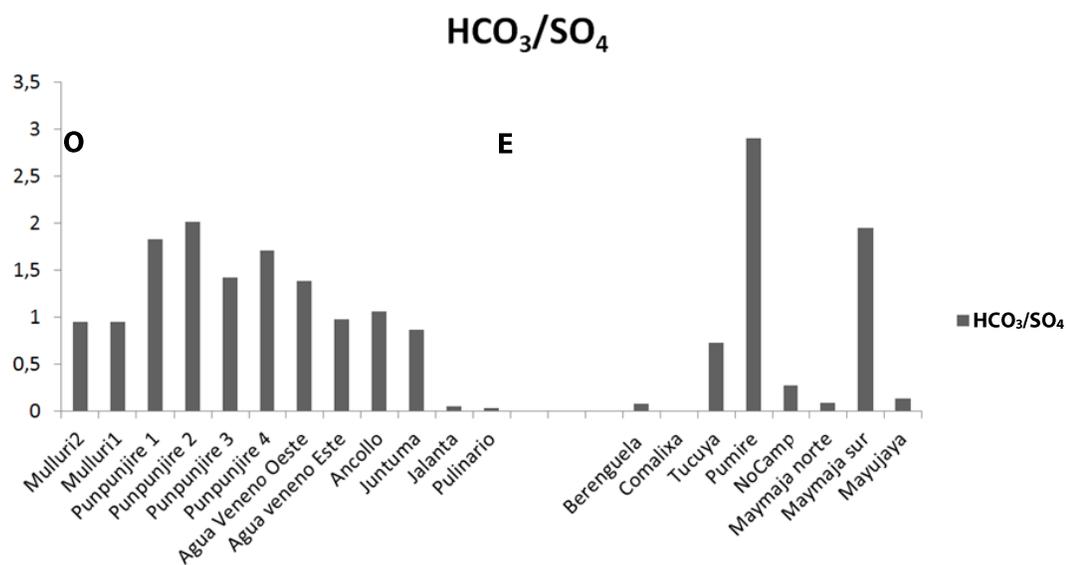


Figura 4.13 Gráfico de la razón Bicarbonato/Sulfato para las aguas termales del área de estudio

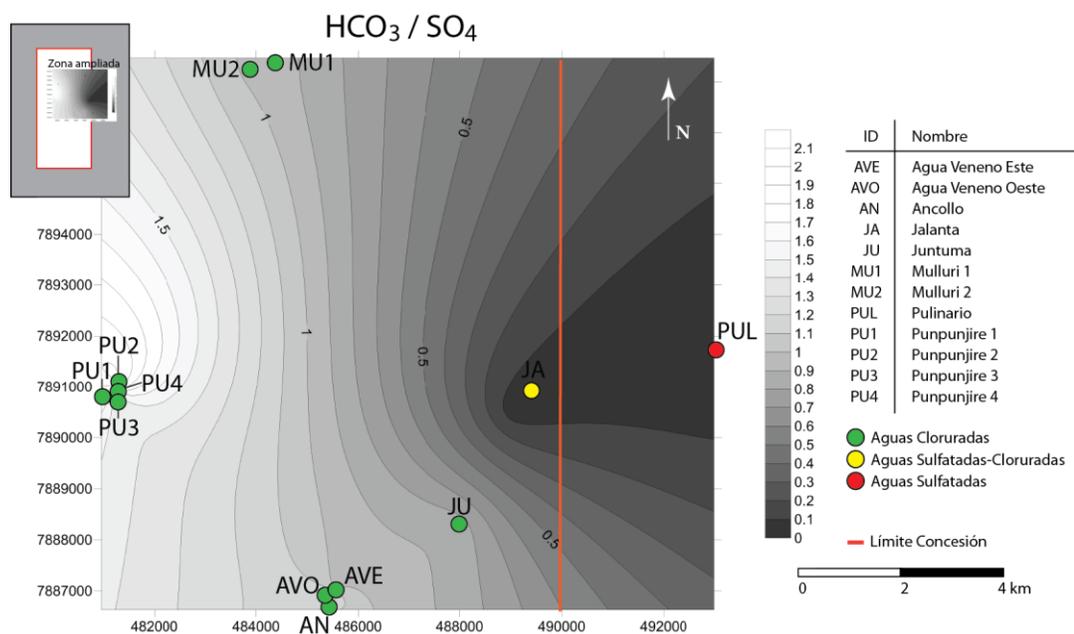


Figura 4.14 Distribución espacial de la razón bicarbonato/sulfato en el sector centro-norte de la concesión Licancura III.

4.5.3 Geotermometría

Los geotermómetros son indicadores de la temperatura de los fluidos geotérmicos en subsuperficie. Probablemente correspondan a la herramienta geoquímica más importante para la exploración y el desarrollo de los recursos geotérmicos. Su fundamento es la dependencia de la temperatura en el equilibrio entre la química del agua y minerales comunes o asociaciones minerales durante el ascenso de los fluidos geotérmicos a la superficie.

Los geotermómetros han sido clasificados en tres grupos: geotermómetros acuosos, geotermómetros gaseosos y geotermómetros isotópicos. Los geotermómetros acuosos y gaseosos suelen denominarse geotermómetros químicos. En este estudio se consideraran exclusivamente los geotermómetros acuosos.

La observación de variaciones químicas sistemáticas con respecto a la temperatura en pozos geotérmicos constituyó la base empírica para las primeras formulaciones geotermométricas. Posteriormente, experimentos con reacciones químicas fluido-mineral permitieron establecer las bases termodinámicas y las condiciones generales de uso de muchos geotermómetros químicos. En general, para cualquier geotermómetro químico se asume que:

- Existe equilibrio químico fluido-mineral en profundidad.
- La reacción de equilibrio es dependiente de la temperatura.
- Los minerales o especies fluidas involucradas en la reacciones de equilibrio se encuentran presentes en cantidades adecuadas.
- La reequilibrio de los fluidos termales en su ascenso hacia la superficie es despreciable.
- El efecto de procesos secundarios, tales como dilución, mezcla o ebullición, es despreciable, o en su defecto es cuantificable y corregible.

Las formulas geotermométricas se puede generalizar de la siguiente forma:

4.1

$$\log K = \frac{A}{T} + B$$

Donde K es un constante de equilibrio de la reacción química de interés y T es la temperatura en Kelvin.

Esta generalización proviene de las relaciones termodinámicas

4.2

$$\Delta G^\circ = \Delta H^\circ - T\Delta S^\circ$$

y

4.3

$$\Delta G^\circ = -2,302RT \log K$$

donde ΔG° es la energía de Gibbs de reacción en condiciones estándar, y R es la constante de gases.

Si combinamos ambas ecuaciones y obtenemos:

4.4

$$\log K = -\frac{\Delta H^\circ}{2,302RT} + \frac{\Delta S^\circ}{2,302R}$$

y por lo tanto tendremos

4.5

$$A = -\frac{\Delta H^\circ}{2,302R}$$

4.6

$$B = \frac{\Delta S^\circ}{2,302R}$$

Cabe destacar que la relación de $\log K$ y $1/T$ se cumple solo si ΔH° y ΔS° cambian poco con la temperatura, y que las ecuaciones para los diferentes geotermómetros son calibradas teórica y experimentalmente.

En esta sección revisaremos los geotermómetros de sílice y de cationes. En el caso de los geotermómetros de sílice se analiza el efecto del pH en las estimaciones de temperatura. En la práctica es poco probable que se cumplan por completo estos supuestos, por lo tanto es necesario entender las temperaturas estimadas como rangos y como una primera aproximación a la temperatura eventual del reservorio.

4.5.3.1 Geotermómetros de Sílice

La solubilidad de todas las fases minerales de sílice disminuye conforme la temperatura desciende (Fournier, 1991). En un gráfico del logaritmo de la concentración de sílice disuelto versus temperatura, la solubilidad de las fases minerales de sílice (cuarzo, calcedonia, α -cristobalita, y sílice amorfa) se representarán como rectas en el rango de 20 a 250°C, incluso en el agua residual enriquecida relativamente en sílice luego de la ebullición. Dependiendo a la fase mineral que controla la solubilidad del sílice se han estimado las ecuaciones para estas rectas (Fournier, 1977):

Para cuarzo sin pérdida de vapor:

4.7

$$T(^{\circ}C) = \frac{1309}{5,19 - \log SiO_2} - 273,15$$

Para cuarzo con máxima pérdida de vapor:

4.8

$$T(^{\circ}C) = \frac{1522}{5,75 - \log SiO_2} - 273,15$$

Para calcedonia:

4.9

$$T(^{\circ}C) = \frac{1032}{4,69 - \log SiO_2} - 273,15$$

Para α -cristobalita:

4.10

$$T(^{\circ}C) = \frac{1000}{4,78 - \log SiO_2} - 273,15$$

Para el sílice amorfo:

4.11

$$T(^{\circ}C) = \frac{731}{4,52 - \log SiO_2} - 273,15$$

donde SiO_2 es la concentración de la fase de sílice en ppm.

Estas ecuaciones son mejor conocidas como geotermómetros de sílice. El rango de validez de estas ecuaciones es entre los $0^{\circ}C$ y los $250^{\circ}C$. Sobre los $250^{\circ}C$ la relación $\log SiO_2 - 1/T$ deja de ser lineal.

Se deben tener ciertas consideraciones al momento de utilizar e interpretar los resultados cada uno de los geotermómetros de sílice. Fournier (1985) estableció que sobre los 180° , la solubilidad del sílice era controlada principalmente por cuarzo; en el rango $120-180^{\circ}C$, por calcedonia; y que bajo los 120° , la fase sólida más estable era sílice amorfa. Fournier (1985) además notó que la cinética de reacción de la sílice amorfa era relativamente rápida en comparación a la del cuarzo y calcedonia, por lo tanto los manantiales calientes en equilibrio con sinter silíceo (compuestos esencialmente por sílice amorfa) raramente preservarán concentraciones de $SiO_2 > 350$ ppm, imponiendo un límite superior de 220° para el geotermómetro de cuarzo.

Otra consideración se relaciona al hecho de que el SiO_2 tiene un comportamiento no volátil en el rango de temperatura de un sistema geotérmico ($< 350^{\circ}$). Un evento de pérdida de vapor

provocará un aumento en su concentración arrojando temperaturas aparentemente altas. La ecuación del geotermómetro de cuarzo con pérdida de vapor ha sido destinada a corregir dicho efecto. Al contrario de la ebullición, la mezcla de aguas termales con aguas meteóricas provocará una disminución en la concentración de SiO_2 , potenciando la subestimación de temperaturas en subsuperficie. Los efectos ebullición y dilución pueden superponerse en los manantiales calientes, por lo que siempre es recomendable usar todas las ecuaciones geotermométricas.

Utilizado las formulas geotermométricas y aplicando directamente los valores de SiO_2 de las muestras obtenidas en las concesión, es posible estimar los valores de la temperatura del eventual reservorio. Estos resultados se muestran en la tabla 4.3

De esta tabla solo es confiable la información que arrojan los geotermómetros aplicados a las muestras AVO, AN, AVE, PU1, PU2, PU3, PU4, MU1 y MU2, puesto que son estas muestras las que presentan alta salinidad, alto contenido de Cl y altas temperaturas de descarga.

En los rangos de temperatura encontrados por estos geotermómetros, es probable que la fase que esté controlando la solubilidad del sílice sea la calcedonia. Sin embargo existe ambigüedad con respecto a esto puesto que se ha demostrado que bajo los 180°C la solubilidad del sílice puede estar controlada por el cuarzo o por la calcedonia, o por ambos, en uno y otro lugar del reservorio (Fournier, 1991). Independiente de esta consideración, los resultados de uno u otro geotermómetro son relativamente similares y como es usual en este tipo de estudios, el objetivo es estimar un rango de temperatura del reservorio, el que en este caso y para este análisis estaría entre los 155 y 180°C .

Comentario aparte merece la observación de depósitos de sinter silíceo en los sectores de las muestras: AV, AN, AVE, PU1, PU2, PU3 y PU4. El proceso de formación de estos sinter durante el ascenso de los fluidos a las superficie sugieren un empobrecimiento relativo en la concentración de SiO_2 en la aguas lo cual afectaría directamente la estimación de las temperaturas mediante estos geotermómetros. Debido a este fenómeno es de esperar que las temperaturas del reservorio sean aún mayores al rango estimado en el párrafo anterior.

Tabla 4.3 Resultados de las ecuaciones geotermométricas relacionadas al sílice

Muestras	T° (°C)	pH	SiO ₂ (ppm)	Qz sin p. vapor (°C)	Qz con p. vapor (°C)	Calcedonia (°C)	α -Cristobalita (°C)	Silice amorfa (°C)
AVO	37,8	6,57	202	181	169	160	131	57
AN	64,1	6,86	149	161	152	137	110	38
BE	59,4	6,88	47,5	99	101	69	49	-16
CO	19,6	3,21	88,8	131	127	103	80	11
JA	45,8	5,36	100	137	133	110	87	17
JU	59,7	6,94	161	166	156	142	115	43
PUL	46,8	5,7	96,7	135	131	108	85	15
PUM	19,9	7,4	64,5	114	113	85	64	-3
TU	32,4	7,74	96,3	135	131	108	84	15
NOC	23,2	6,07	58,5	109	109	80	59	-8
AVE	73,4	7,47	165	167	158	144	117	44
MAN	7,4	2,97	55	106	106	77	56	-10
MAS	17,4	7,7	55	106	106	77	56	-10
MUY	12,4	7,27	83	127	124	99	76	8
PU1	73,6	7,6	187	175	164	154	126	52
PU2	80	7,5	196	179	167	157	129	55
PU3	79,7	7,67	182	174	163	152	124	50
PU4	47,5	7,38	189	176	165	154	126	53
LIC3	58	7,58	160	165	156	142	115	42
LIC4	40	7,61	53	105	105	75	54	-12

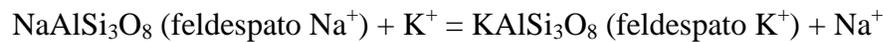
Otro aspecto importante a considerar es el efecto del pH sobre las concentraciones de SiO₂ disuelto. De acuerdo a Fournier (1991), en los sistemas geotérmicos la ebullición por descompresión provoca una pérdida de CO₂, lo cual produce un aumento del pH, llegando éste a valores sobre 8 o 9. Estos altos valores de pH incrementan las concentraciones de sílice disuelta en solución lo cual podría llevar a sobre estimar las temperaturas del reservorio. Por otro lado, las soluciones hidrotermales naturales o “normales” en el reservorio generalmente tienen valores de pH cercano el neutro (5 a 7,5), esto debido a que en el reservorio ha ocurrido un equilibrio de la interacción agua-roca (Fournier, 1991). En el caso de las aguas analizadas, los pH en general se mantienen en rangos normales en torno al neutro. Específicamente, en las aguas cloruradas los pH oscilan en el rango entre 6,5 y 7,6 por lo que no es necesario realizar una corrección por los efectos del pH.

4.5.3.2 Geotermómetros de Cationes

Los geotermómetros basados en cationes representan poderosas herramientas para evaluar las condiciones en profundidad de un sistema geotérmico. Diversos autores han propuesto geotermómetros basados razones catiónicas, tales como Na-K (Fournier, 1979) y K-Mg (Giggenbach, 1988), entre otras.

La base teórica de estos geotermómetros son las reacciones de intercambio catiónico, cuya constante de equilibrio (K_{eq}) depende de la temperatura. Un ejemplo es el intercambio de Na^+ y K^+ entre feldespatos alcalinos:

Reacción 4-1



cuya constante de equilibrio es

$$K_{eq} = \frac{[KAlSi_3O_8][Na^+]}{[NaAlSi_3O_8][K^+]}$$

, en donde los paréntesis cuadrados denotan la actividad de la especie encerrada. Para la aplicación de esta última ecuación se asumen ciertas simplificaciones usuales como que la actividad de las especies sólidas son iguales a 1 y que los coeficientes de actividad de las especies disueltas son iguales a uno, por lo que la actividad de las especies disueltas se puede aproximar por su concentración en solución. Entonces la constante de equilibrio para la ecuación de intercambio entre los feldespatos se reduce a:

4.12

$$K_{eq} = \frac{Na}{K}$$

, en donde Na^+ y K^+ corresponden a la molalidad de los iones respectivos en solución. Las concentraciones pueden ser expresadas usando otras unidades como ppm o mg/kg. Para una reacción de intercambio que incorpore iones monovalentes y divalentes, como dos K^+ y un Mg^{+2} , la constante de equilibrio es aproximadamente igual a (Fournier, 1991):

4.13

$$K_{eq} = Na/\sqrt{Mg}$$

La ventaja de utilizar los geotermómetros catiónicos en vez de los componentes individuales, radica en que los primeros son menos susceptibles a ser modificados por procesos secundarios como ebullición y dilución, debido a que su constante de equilibrio depende de una razón y no de un componente individual, como es el caso de los geotermómetros de sílice.

En base estas relaciones existen se han propuesto una buena cantidad de geotermómetros de Na-K, sin embargo los más utilizados corresponden a los propuestos por Truesdell (1976), Fournier (1979) y por Giggenbach (1988):

Truesdell (1976)

4.14

$$T(^{\circ}C) = \frac{1217}{\log\left(\frac{Na}{K}\right) + 1,483} + 273,15$$

Fournier (1979)

4.15

$$T(^{\circ}C) = \frac{1217}{\log\left(\frac{Na}{K}\right) + 1,483} + 273,15$$

Giggenbach (1988)

4.16

$$T(^{\circ}C) = \frac{1390}{\log\left(\frac{Na}{K}\right) + 1,75} + 273,15$$

Estas ecuaciones aplicadas a las aguas cloruradas⁹ de la concesión arrojan temperaturas en el rango entre los 197 y los 263°C. Los mayores valores los entrega el geotermómetro Na-K de Giggenbach (1988), mientras que los menores los entrega el propuesto por Truesdell (1976). En particular utilizando las 9 aguas clasificadas como cloruradas (AV, AN, AVE, PU1, PU2, PU3 y PU4), el geotermómetro propuesto por Truesdell (1976) arroja un promedio de 218°C, el propuesto por Fournier (1979) 241 ° C y el propuesto por Giggenbach (1988) 254°C (ver Tabla 4.4).

Giggenbach (1983) propuso un geotermómetro utilizando la razón K-Mg y su calibración se basa el cálculo de la constante de equilibrio de la siguiente reacción:

Reacción 4-2



Posteriormente Giggenbach (1988), usando datos termodinámicos, realiza una revisión de este geotermómetro concluyendo la siguiente relación entre la razón K^2/Mg y la temperatura:

IV. 17

$$T(^{\circ}C) = \frac{1217}{14 - \log\left(\frac{K^2}{Mg}\right)} + 273,15$$

⁹ Estas ecuaciones se deben aplicar a las aguas cloruradas, las cuales son las únicas que entregaran resultados confiables de temperaturas en profundidad (Nicholson, 1993).

Tabla 4.4 Resultados de la geotermometría de cationes.

Muestra	Na-K-Ca °C	Na-K Fournier °C	Na-K Truesdell °C	Na-K Giggenbach °C	K-Mg Giggenbach °C
AVO	213	234	209	248	139
AN	213	237	213	251	147
BE	98	209	177	224	109
CO	72	448	532	438	71
JA	247	313	316	320	113
JU	191	214	184	230	131
PUL	224	305	305	313	98
PUM	80	378	416	378	64
TU	190	249	228	262	83
NOC	243	329	339	334	106
AVE	220	247	226	260	152
MAS	66	356	381	358	64
MUY	63	329	339	334	66
PU1	223	247	226	260	139
PU2	229	248	228	261	147
PU3	227	250	230	263	142
PU4	229	250	230	263	149
LIC3	207	227	200	242	147
LIC4	206	224	197	239	147

Para aumentar la fiabilidad de los resultados, Giggenbach (1988) propuso combinar por medio de un diagrama triangular el geotermómetro de Na-K de equilibrio lento y K-Mg de equilibrio rápido, y así obtener un método para evaluar el grado de equilibrio agua-toca que ha alcanzado un fluido geotermal. Entonces, tomando en cuenta la Reacción 4-1 y la Reacción 4-2, y sus geotermómetros respectivos, Giggenbach (1988) propone el diagrama triangular Na-K-Mg para la clasificación y cálculo de temperaturas de equilibrio en aguas totalmente equilibradas con la roca, parcialmente equilibradas e inmaduras (aguas provenientes de la simple lixiviación de la roca).

El diagrama Na-K-Mg, permite representar con rectas iso-razones Na/K y $K/Mg^{1/2}$, uniendo en vértice de Mg y Na, con el segmento opuesto respectivamente. Como cada razón Na/K y $K/Mg^{1/2}$ equivale a una única temperatura en los geotermómetros, estas líneas son isotermas (Figura 4.15). Por lo tanto las intersecciones de las isotermas Na-K y K-Mg, correspondientes a la misma

temperatura, son composiciones químicas del fluido que controlan ambos geotermómetros, delineando la curva llamada de equilibrio total (Giggenbach, 1988).

A diferencia de los geotermómetros de razones catiónicas (e.g. Na-K ó K-Mg) que necesitan un preselección de las muestras (generalmente se usan las aguas cloruradas maduras), el geotermómetro Na-K-Mg entrega una clasificación automática de las aguas dependiendo del campo donde cae.

Para las muestras que se ubiquen en el campo de las “aguas inmaduras” la aplicación de los geotermómetros de Na-K y K-Mg entregará dudosos resultados y se deberá tener cuidado con las temperaturas estimadas. Este campo muestra el rango composicional que presentaría un fluido que conserva la composición de la roca caja.

El ion Mg^{2+} puede ser removido de las soluciones termales para ser incorporado a clorita, especialmente a temperaturas mayores a $200^{\circ}C$. Las aguas termales procedentes de sistemas geotérmicos de alta entalpía muestran generalmente bajas concentraciones de Mg^{+} . En algunos casos el magnesio no está manejado por el equilibrio con las cloritas debido probablemente a que las montmorillonitas de Mg, y saponitas son más abundantes que la clorita a temperaturas bajo los $200^{\circ}C$. En ese caso, la utilización de K-Mg puede entregar temperaturas no confiables, especialmente bajo los $175^{\circ}C$ (Fournier, 1979).

En la Figura 4.15 se presentan los datos para las aguas termales de la concesión Licancura III. Como se observa, no existe ninguna muestra correspondiente al equilibrio total, pero si existen muestras que se grafican en el campo del equilibrio parcial (MU1, MU2, AN y AVE) y otras que caen justo en el límite de este campo con el de aguas inmaduras (PU1, PU2, PU3, PU4, AV y JU). Justamente las muestras indicadas corresponden a las aguas clasificadas como cloruradas y será en estas aguas en donde el geotermómetro Na-K-Mg podría tener validez. En el campo de las aguas inmaduras la más cercana al equilibrio parcial es BE. El resto de las aguas están muy cercanas al vértice de Mg^{2+} , es decir inmaduras, por lo que la aplicación de alguno de los geotermómetros de cationes aquí plantados resulta incierta, debido a que según Giggenbach (1991) éstas son las aguas termales menos apropiadas para el uso de la geotermometría de cationes. Las temperaturas entregadas para las aguas de la concesión están en el rango entre los 220 y $240^{\circ}C$.

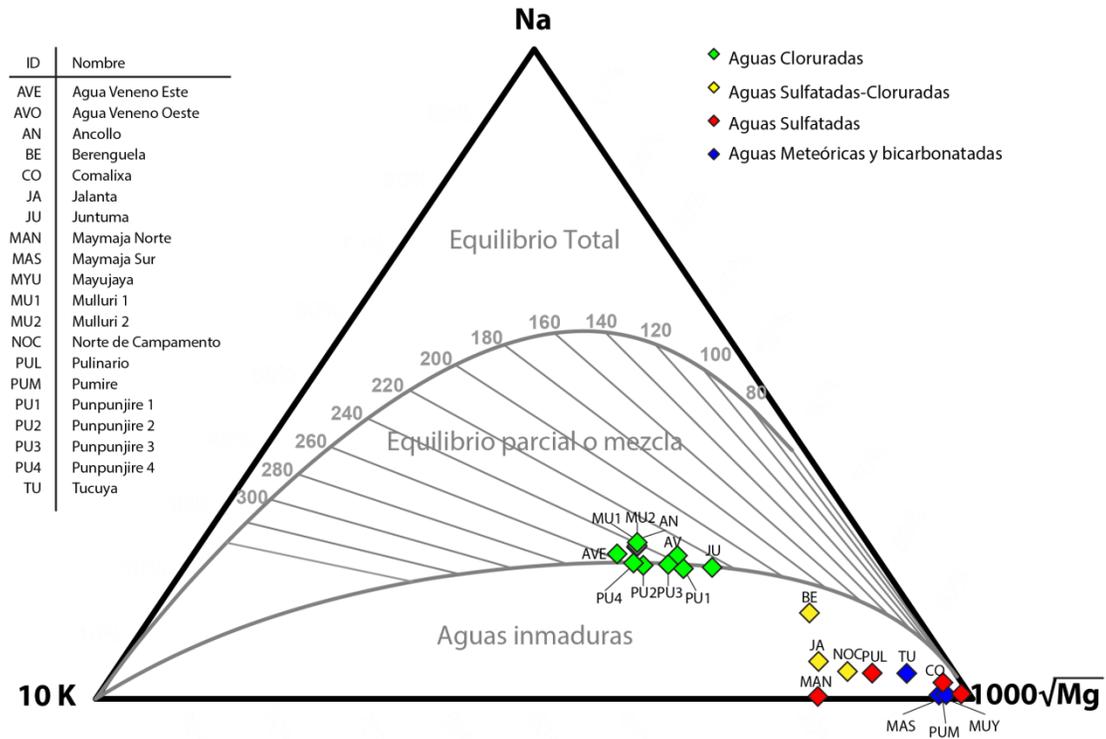


Figura 4.15 Geotermómetro de Na-K-Mg para las fuentes termales de la zona de estudios (Giggenbach, 1988).

4.5.4 Isótopos estables

Los isótopos son definidos como dos o más especies de átomos que tienen el mismo número atómico y un comportamiento químico similar, pero difieren en su masa atómica y tienen diferentes propiedades físicas. Algunos isótopos son estables mientras que otros son inestables o radioactivos.

Los isótopos estables son usualmente utilizados como trazadores con el objetivo de determinar el origen de los fluidos geotérmicos y de los procesos secundarios que los han afectado, tales como ebullición, mezcla y evaporación.

El isótopo de oxígeno ^{18}O y de hidrógeno ^2H o D (deuterio), son los más utilizados en exploración geotérmica. La concentración de estos isótopos se obtiene comparando las razones másicas $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y D/H respecto al estándar V-SMOW (Viena- Standard Mean Oceanic Water) en per mil ($^0/_{00}$), y usualmente se expresa con la letra delta (δ).

Los valores de δD en aguas termales son generalmente similares a los de la composición meteórica local, y los valores de $\delta^{18}O$ muestra desplazamiento isotópico positivo o *Shifting* de oxígeno con respecto a aguas meteóricas locales. Este fenómeno sería a causa del intercambio isotópico a altas temperaturas entre los fluidos y las rocas huésped, que en términos relativos se encuentran considerablemente enriquecidas en isótopos pesados.

Los datos isotópicos correspondientes a las aguas de la concesión se muestran graficados en la figura 4.16 y sus valores detallados en la tabla 4.5. De la figura se puede desprender que no existen grandes desplazamientos o *Shiftings* de oxígeno con respecto a la Línea Meteórica del Norte Grande (LMNG), pero pese a esto es posible obtener algunas relaciones:

- Se observa que las muestras PUL, PM, NC, JA, TU, MAS, MAN y MYU se encuentran muy cercanas a las LMNG, sin existir un *shifting* en ^{18}O evidente. Esto sugeriría que estas aguas no tuvieron intercambio de isótopos de oxígeno con las rocas que las rodean, por lo que estas aguas corresponderían a aguas de infiltración local y no habrían circulado a grandes profundidades.

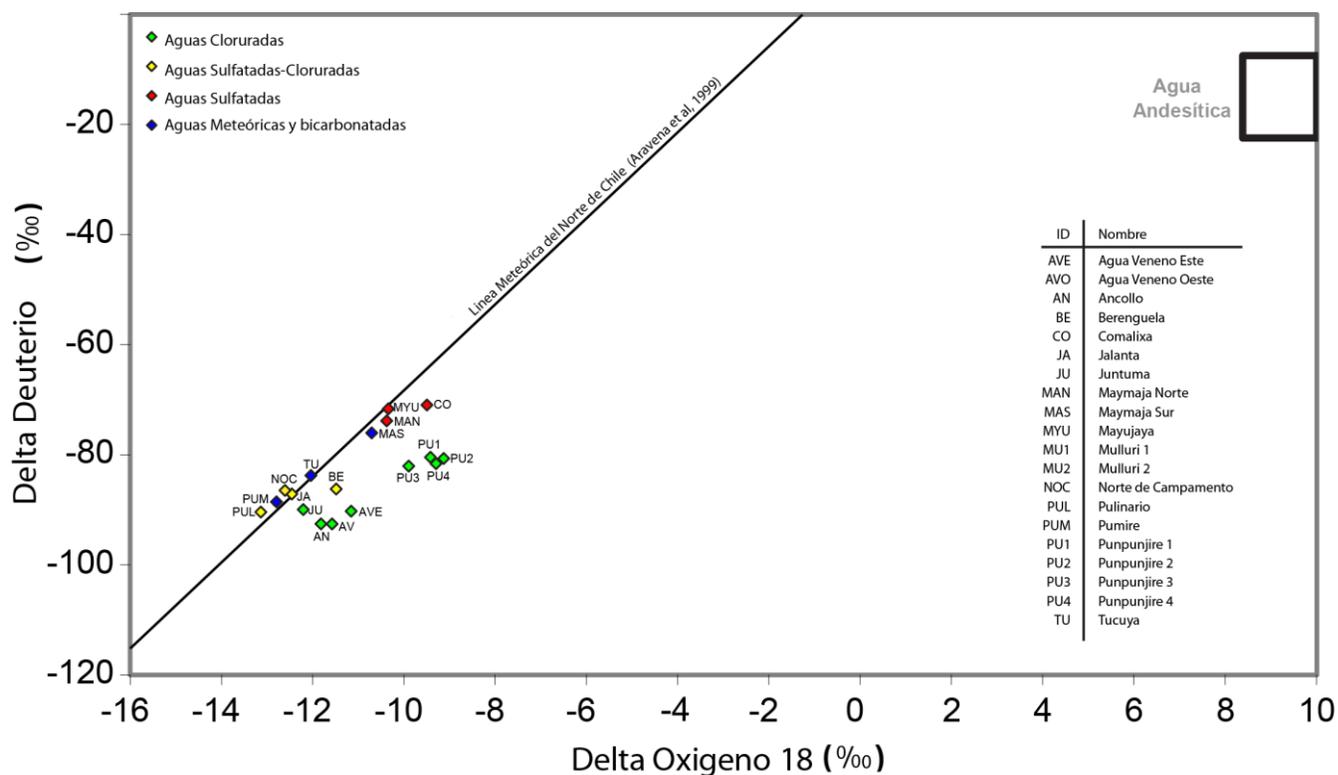


Figura 4.16 Gráfico ^{18}O versus Deuterio para las muestras de la zona de estudio.

- Las muestras AN, AVE, AVO, PU1, 2, 3, 4, muestran un leve desplazamiento con respecto a las LMNG (entre en 1,5 y 2%). Este desplazamiento podría indicar un intercambio isotópico con las rocas del reservorio a altas temperaturas. Para las muestras MU1 y MU2, no se contaba con análisis isotópicos, pero su composición es similar a las nombradas, por lo que es probable que su comportamiento isotópico sea similar.

Finalmente, los datos isotópicos muestran que si bien podrían existir procesos de intercambio de isotopos de oxígeno, estos no son significantes, y es posible concluir que las aguas termales del sistema geotérmico tienen un origen netamente meteórico y no tienen indicios de mezcla con “aguas andesíticas”.

Tabla 4.5 Datos isotópicos de ^{18}O y Deuterio de las aguas de la zona de estudio.

Area Termal	ID	^{18}O	D
Agua Veneno Oeste	AVO	-11,58	-92,5
Ancollo	AN	-11,78	-92,6
Berenguela	BE	-11,49	-86,18
Comalixa	CO	-9,5	-70,93
Jalanta	JA	-12,46	-87,09
Juntuma	JU	-12,21	-89,91
Pulinario	PUL	-13,13	-90,31
Pumire	PUM	-12,81	-88,74
Tucuya	TU	-12,04	-83,71
NoCamp	NOC	-12,6	-86,37
Agua veneno Este	AVE	-11,16	-90,2
Maymaja norte	MAN	-10,22	-73,8
Maymaja sur	MAS	-10,71	-76
Mayujaya	MUY	-10,24	-71,6
Punpunjire 1	PU1	-9,42	-80,4
Punpunjire 2	PU2	-9,13	-80,6
Punpunjire 3	PU3	-9,9	-82
Punpunjire 4	PU4	-9,35	-81,4
Mulluri 1	MU1	-	-
Mulluri 2	MU2	-	-

5 Discusiones

5.1 Sobre la alteración hidrotermal

5.1.1 Resultado de los análisis mediante sensores remotos

De acuerdo a los resultados obtenidos en la clasificación mediante arboles de decisión (ver figura 2.1) es posible observar que estos resultados cumplen con el objetivo de identificar y zonificar en superficie una distribución de las zonas de alteración hidrotermal, las cuales están representadas por los minerales de alteración considerados (alunita y caolinita).

Esta clasificación ha identificado la presencia de alunita y caolinita en las zonas de alteración de Quebrada Maymaja, Palca, Cerro Pumire, Socorilla y Lipiscaca; lo cual indicaría una alteración del tipo argílica avanzada.

Adicionalmente no se clasificaron estos minerales en lugares sombreados o en lagos (que es donde frecuentemente estos métodos fallan) por lo que la certeza del método es alta.

5.1.2 Caracterización y génesis de la alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal en las zonas de Quebrada Maymaja, Palca, Cerro Pumire, Socorilla y Lipiscaca, está caracterizada por la presencia de alunita, caolinita, polimorfos de sílice y óxidos de hierro y se ha clasificado como del tipo argílica avanzada. Para la zona de la Quebrada Maymaja y Palca, se logró identificar, además de los mencionados en el párrafo anterior, anhidrita, esmectita, jarosita y feldespatos potásicos, y para la zona Palca esmectita (mediante DRX).

La génesis de la alteración puede ser discutida en base a tanto a las asociaciones minerales como a las observaciones de terreno y ubicación de la alteración hidrotermal en el sistema geotérmico .

5.1.2.1 Cerro Pumire-Millacucho

En el sector de Cerro Pumire – Millacucho la alteración tendría un origen asociado a la actividad volcánica de estos centros eruptivos en su etapa activa y en sus etapas fumarólicas (Pleistoceno). La presencia de la asociación alunita-caolín- polimorfos de sílice y azufre nativo evidenciaría que asociado a estos centros eruptivos se ha desarrollado un sistema hidrotermal volcánico, el cual sería el resultado de la interacción de fluidos magmáticos (H_2O , CO_2 , SO_2 , HCl , H_2S) y meteóricos con las rocas andesíticas a dacíticas del edificio volcánico, es decir, los fluidos que generaron la alteración corresponderían a fluidos ácido-sulfatados calentados por vapor, lo cual a

su vez concuerda con los modelos clásicos de sistemas geotermales asociados a volcanismo (Nicholson, 1993 o Goff y Janik, 2000, ver Figura 5.3). Asociaciones de minerales de alteración similares se han detallado para volcanes andesíticos – dacíticos tales como: el Volcán Tacora (Contreras, 2013, el Monte Rainier (Zimbelman, 2005), el Cerro Latarani (Ortiz et al, 2008), entre otros.

Tomando en cuenta la asociación de minerales de alteración (alunita-caolín-fases silíceas- azufre) es posible estimar las condiciones termodinámicas de formación de la alteración. La alunita se forma a un pH por sobre 2 cuando se presenta junto a fases silíceas y en un amplio rango de temperaturas. La caolinita deriva de fluidos moderadamente ácidos (pH<4), coexiste con la alunita en el rango de pH 3-4 y se forma a poca profundidad a temperaturas entre los 100-200 °C (Corbett y Leach, 1998). El azufre nativo se habría depositado y generado producto de la oxidación de H₂S, su temperatura podría haber sido similar a la de las descargas de fumarolas de los volcanes de los Andes Centrales Chilenos, cercanas a los 100°C (Tassi et al., 2010).

En el presente el agua termal de Pulinario es la muestra de agua termal más cercanas al Cerro Millacucho (< 1,5 km). Esta es del tipo ácido-sulfatado, tiene un pH de 3,8 y una temperatura cercana a los 50° grados. Tiene asociada alteración argílica avanzada caracterizada por caolín y menores cantidades de alunita. De acuerdo a lo discutido en el párrafo anterior, la alteración de Pulinario se estaría produciendo asociado a los fluidos de esta fuente termal, y sería una de las últimas expresiones en superficie de los fluidos ácidos asociados al sistema hidrotermal del Cerro Pumire-Millacucho.

5.1.2.2 Quebrada Maymaja

En el sector de Quebrada Maymaja los minerales de alteración están caracterizados por la presencia de alunita, caolinita, polimorfos de silice (opalo CT - cuarzo - calcedonia) y hematita como componentes comunes y por jarosita, pirita, esmectita, anhidrita, como componentes menores. La alteración hidrotermal presente en este lugar es del tipo argílica avanzada.

Si bien la asociación mineral común es similar a la encontrada en el sector de Cerro Pumire-Millacucho, existen diferencias importantes a la hora de determinar el origen de ésta. Estas diferencias son: i) en este sector no existe un centro eruptivo ni morfologías que hagan pensar en

actividad volcánica, ii) es común presencia de pirita, y iii) existe un fuerte control estructural, representado por la ocurrencia de diques, fracturas, lineamientos y plegamientos.

De la asociación mineral de alteración es posible obtener datos de interés para dilucidar las condiciones de formación de la alteración. Las fases silíceas presentes (cuarzo, opalo CT (cristobalita, tridimita)) se habrían formado bajo condiciones ácidas (pH cercano a 2) y como producto de un rápido descenso de la temperatura, hasta alcanzar temperaturas menores a los 100°C. Zimbelman et al., (2005) establece que la mayoría de los sulfatos provienen de una mezcla de fluidos magmáticos con aguas meteóricas superficiales. De la Figura 5.1 se pueden extraer algunas relaciones. La alunita se forma en un amplio rango de pH y temperatura, a una actividad de relativamente alta de aluminio. La caolinita deriva de fluidos moderadamente ácidos (pH<4), coexiste con la alunita en el rango de pH 3-4, con una alta actividad de aluminio (Zimbelman et al., 2005) y se forma a poca profundidad a temperaturas entre los 100-200 °C (Corbett y Leach, 1998). La asociación jarosita-esmectita se presentaría en condiciones de pH cercanas a 1, baja actividad del aluminio y preferentemente a temperaturas bajas (15°C). La asociación alunita-jarosita se presentaría sólo a temperaturas altas (100°C) y en condiciones de pH menores a 1. Si relacionamos estas discusiones con las aguas CO y MAN (10-20°C y pH cercano a 3) podemos establecer que en las condiciones actuales, la asociación estable correspondería a alunita-caolinita. La formación de jarosita-alunita se habría producido en condiciones termodinámicas de pH menor a 1 y altas T°, y en base a su origen es posible plantear ambientes de formación para la alteración argílica avanzada de la Quebrada Maymaja. La jarosita tiene dos posible orígenes: i) como producto de fluidos sulfatados proveniente de la oxidación supérgena de la pirita en donde se suele presentar junto a esmectita, o ii) como producto de fluidos sulfatados provenientes de la oxidación de H₂S en ambientes sulfatados ácidos de tipo calentados por vapor (Zimbelman et al., 2005).

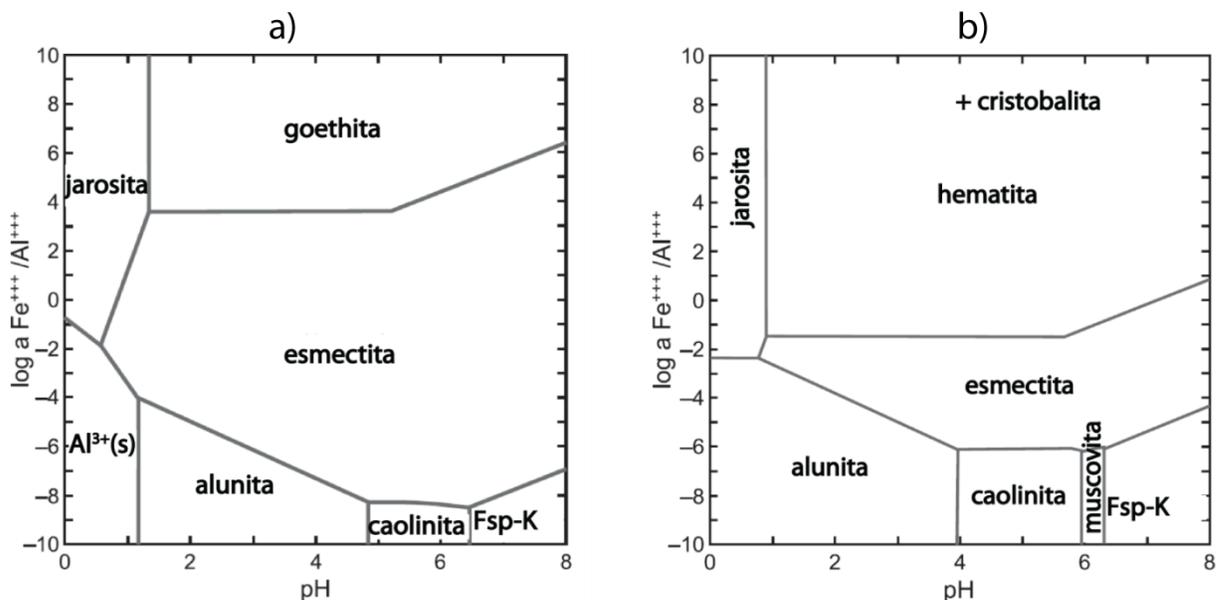


Figura 5.1 Diagrama de estabilidad del sistema Al-Fe-Si-S-K-O en función de pH v/s $\log a(\text{Fe}^{3+}/\text{Al}^{3+})$ en condiciones de $\log a(\text{SO}_4^{2-})=-1,87$, $\log a(\text{K}^+)=-3,2$ y cristobalita como fase silícea presente. a) a 15°C. b) a 100°C. Modificado de Zimbelman et al (2005).

Las aguas muestreadas en este sector fueron CO, MAN, MAS y MYU. La muestra MAS ha sido clasificada como agua meteórica. Las muestras CO, MUY y MAN son ácidas y tienen altas concentraciones relativas de sulfato, pero tienen baja temperatura. La acidez de estas aguas tendría dos posibles orígenes: i) la oxidación y lixiviación de pirita o ii) la absorción de vapores magmáticos (especialmente H_2S). La primera de las opciones parece estar más acorde con las características de estas aguas, debido a que no poseen altas temperaturas (15 a 20°C), es muy común encontrar estructuras de boxwork de pirita y, por que en general el agua que corre por la quebrada presenta pH menores a 4, lo cual sugiere que el río se acidifica al atravesar sectores alterados o con presencia de pirita (ver Figura 5.2 a)).

La acidez asociada a la absorción de vapores magmáticos no se descarta, aunque no existan indicios en superficie de un sistema hidrotermal activo (fundamentalmente fluidos a altas temperaturas). En este último escenario, la alteración argílica avanzada de este sector estaría o habría estado asociada al ascenso de fluidos hidrotermales ricos en H_2S desde una fuente magmática profunda o un intrusivo epizonal. Éstos fluidos utilizarían estructuras de orientación noroeste-sureste características de la zona (por ejemplo la prolongación hacia el norte de la Falla Quitariiri) como conductos transportadores (ver Figura 5.2 b)). La génesis de la alteración tendría similitudes a la formación de yacimientos epitermales de alta sulfidación, asociados a cuerpos

magmáticos someros. Este tipo de yacimientos se han reconocido asociados a zonas de alteración similares a escasos kilómetros al sur de la Quebrada Maymaja (yacimiento Toculla, en exploración).

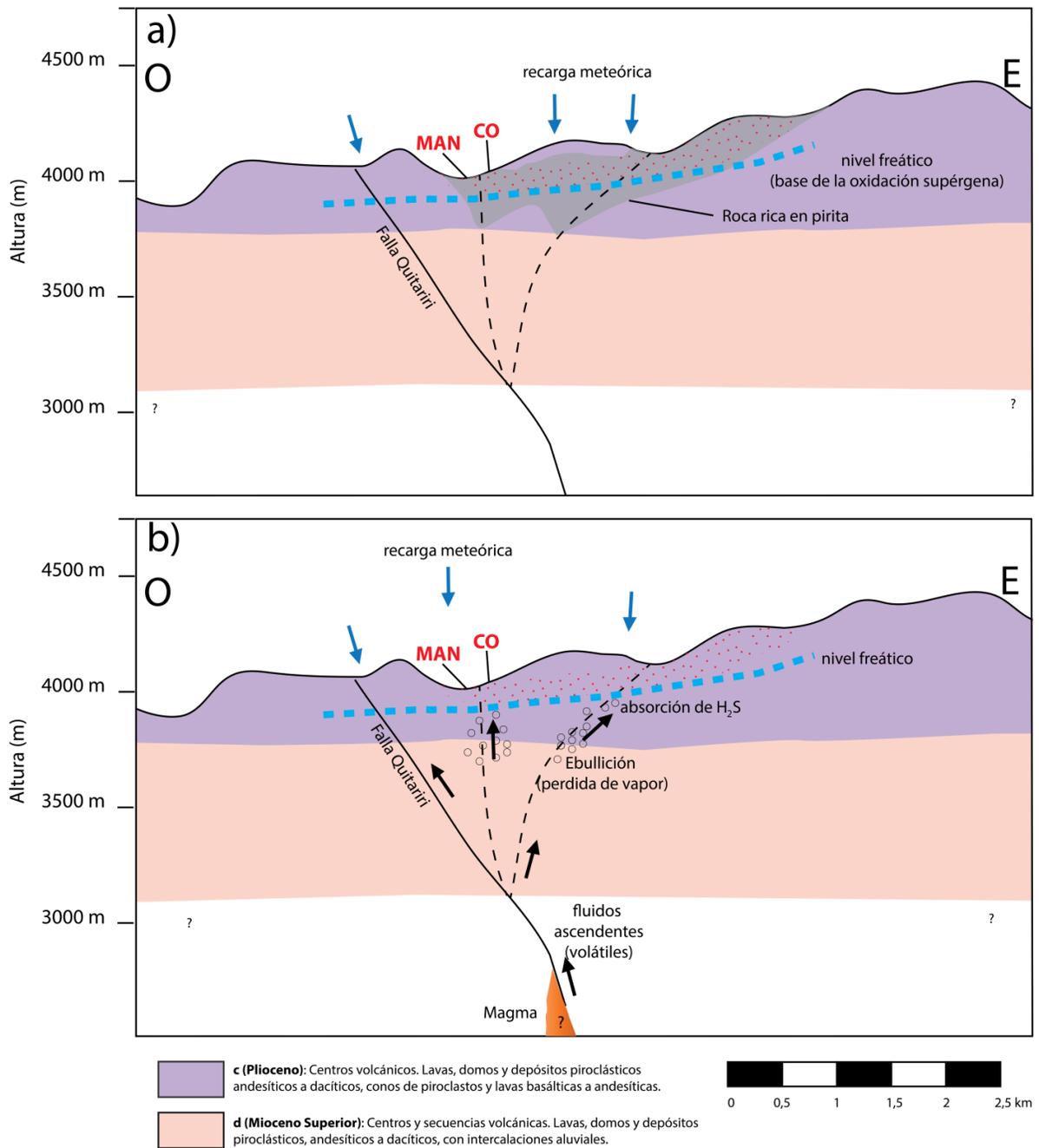


Figura 5.2 Ilustración esquemática del ambiente de formación de la alteración hidrotermal en el sector de Quebrada Maymaja. a) Alteración hidrotermal supérgena asociada a la oxidación de la pirita. b) Alteración hidrotermal asociada a la absorción de vapores magmáticos en el nivel freático. Esquemas modificados de Hedenquist et al., 2000.

Otra posibilidad para la génesis de la alteración en la Quebrada Maymaja es una mezcla entre los dos ambientes de formación antes discutidos (Supérgeno y absorción de vapores magmáticos). Los fluidos hidrotermales habrían ascendido desde una fuente magmática profunda o un intrusivo epizonal. Éstos fluidos utilizarían estructuras de orientación noroeste-sureste como conductos transportadores y serían responsables de la mineralización de pirita, al interactuar el H₂S con el Fe de las rocas volcánicas circundantes, y de parte de la alteración hidrotermal. Luego, la alteración supérgena se habría producido por la oxidación y lixiviación de la pirita. Ésta sería la causa de la formación de boxwork de pirita y de la acidez de agua que corre por la Quebrada Maymaja.

5.1.2.3 Socorilla, Lipiscaca y Palca

En estos lugares la alteración está caracterizada por la presencia caolín, alunita, óxidos de hierro y silicificación, entre otros minerales, los cuales pueden ser observados tanto a escala macroscópica como microscópica (Palca). Esta asociación permite clasificar a la alteración de estas zonas como Alteración Argílica Avanzada.

La génesis de la alteración hidrotermal en Socorilla, Lipiscaca y Palca es difícil de establecer, en la base de que no existen manifestaciones termales directas asociadas. Probablemente estas alteraciones fósiles se hayan generado a partir de arreglos estructurales de carácter regional; similar a los postulados para la Quebrada Maymaja y las condiciones de formación de los minerales de alteración serían equivalentes a esta.

5.1.2.4 Depósitos Hidrotermales (sinter silíceo y travertino)

Este tipo de depósitos hidrotermales están presentes en algunas de las fuentes termales muestreadas en este trabajo. En particular están asociados exclusivamente a las aguas termales clasificadas como cloruradas. Estas fuentes corresponden a las aguas termales (de este a oeste) de: Juntuma (JU), Ancollo (AN), Agua Veneno Este y Oeste (AVE, AVO), Lipiscaca (LIP), Punpunjire (PU1,2,3,4,5) y Palca (PAL).

Mediante DRX se logró determinar de manera específica los minerales depositados en el sector de Punpunjire y de Agua Veneno. En las muestras del sector de Punpunjire destaca la presencia de ópalo A, además de calcita, halita, albita. En la zona de Agua Veneno destaca la presencia de calcita, aunque es muy probable la presencia de sinter silíceo debido a que algunas de las muestras no analizadas presenten durezas cercanas a 7 y no efervescen con HCl. Para el resto de

las fuentes termales no se contó con datos de XRD y no es posible determinar la naturaleza de los depósitos.

Los depósitos de sinter silíceo se habrían formado a partir de aguas cloruradas de alta temperatura las cuales al ser enfriadas a temperaturas menores a 100°C favorecen el depósito de sílice (cómo en las aguas de Punpunjire), generalmente en forma de ópalo A.

La importancia de estos depósitos radica en que se ha interpretado que las aguas termales cloruradas alcalinas que generan este tipo de depósitos serían aguas ascendidas directamente del reservorio, es decir, los depósitos de sinter silíceo se interpretan como un enlace directo entre las manifestaciones en superficie y el agua del reservorio geotermal.

5.1.2.5 Mapa de Alteración Hidrotermal

Finalmente en base al estudio mediante sensores remotos, la zonificación y la caracterización de la alteración hidrotermal es posible generar un mapa de alteración y depósitos hidrotermales. En este mapa, y dado que los resultados lo permiten, los lugares que no fueron visitados fueron mapeados tomando en cuenta el análisis mediante sensores remotos.

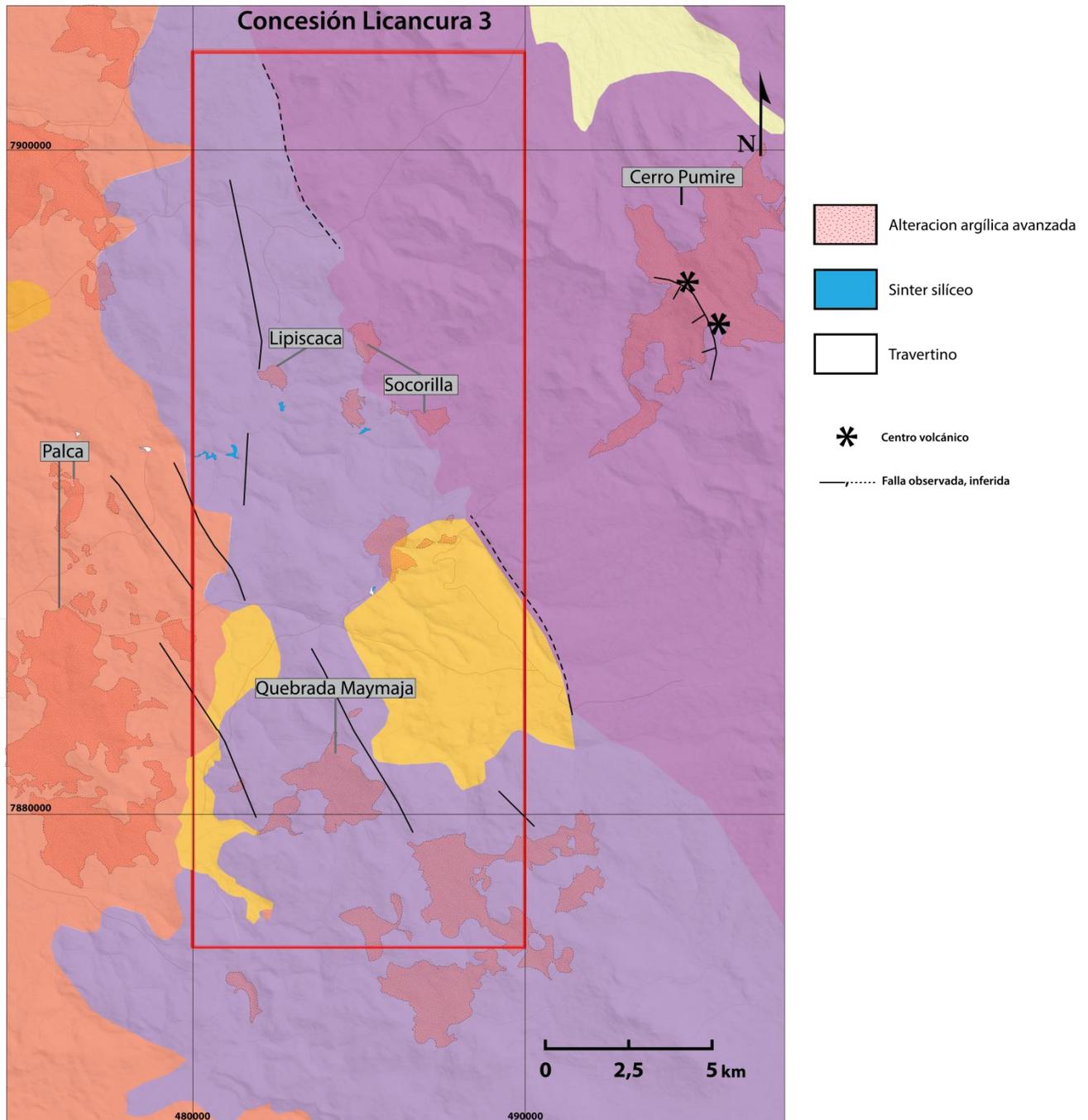


Figura 5.3 Mapa de alteración hidrotermal para la concesión Licancura III. El detalle de las litologías es posible encontrarlo en Figura 2.3 y 2.4

5.2 Sobre la Geoquímica de los fluidos

5.2.1 Origen de los fluidos

De acuerdo a la figura 4.12 la mayoría de las fuentes termales de este estudio se grafican cercanas a las Línea Meteorica del Norte Grande (LMNG), lo que insinúa un origen meteórico. De la misma figura se observa que las muestras PU1, PU2, PU3, PU4, AVE, AVO y AN muestran un leve enriquecimiento en O^{18} y D respecto a la LMNG. Este enriquecimiento puede ser el resultado de cuatro procesos principales: i) intercambio isotópico de O^{18} con la roca que hospeda el reservorio, ii) mezclas de aguas con diferente origen, y iii) enriquecimiento de los isotopos pesados debido a los procesos de ebullición y evaporación. Las muestras antes mencionadas fueron clasificadas como cloruradas y fueron extraídas de zonas con depósitos hidrotermales típicos de zonas de *outflow* por lo que el enriquecimiento en los isotopos más pesados se explicaría por el intercambio isotópico de los fluidos con las rocas del reservorio a altas temperaturas.

Finalmente los isotopos de O^{18} y D indican que el origen de los fluidos hidrotermales asociados a sistema geotermal provienen de la percolación de aguas meteóricas las que posteriormente son calentadas y ascendidas por diferencia de densidad.

5.2.2 Geotermometría

Las temperaturas estimadas por los geotermómetros son más confiables mientras estas tengan altas temperaturas de descarga, alta salinidad y un alto contenido en cloro. Las aguas del área de estudio que cumplen estas condiciones son las de Punpunjire, Agua Veneno, Ancollo, Mulluri, y Juntuma. Las temperaturas estimadas por los geotermómetros de sílice y cationes (mostradas en las Tablas 4.2 y 4.3 respectivamente) pueden ser utilizadas teniendo ciertas consideraciones tales como:

- i) El geotermómetro de Na/K puede ser considerados solo si se confirman temperaturas por sobre 120° en el reservorio. A menores temperaturas las concentraciones de sodio y potasio no solo están controladas por la reacción de intercambio iónico entre feldespatos potásico y albita, si no que las arcillas juegan un papel importante (Nicholson, 1993).

- ii) El geotermómetro de Na-K-Mg entrega una de las mejores estimaciones de temperatura en la parte más caliente del reservorio, pero la alta concentración de Mg introduce incerteza.
- iii) Alas temperaturas estimadas, es más probable que la calcedonia controle la solubilidad del sílice.

Los datos de los geotermómetros sugieren que las aguas termales de los sectores de Punpunjire, Agua Veneno, Ancollo y Mulluri provienen de aguas profundas con temperaturas superiores a los 200°C las cuales durante su ascenso fueron enfriadas. La presencia de sinter silíceo en estas fuentes confirma la teoría de que estas aguas provienen de un reservorio con temperaturas superiores a 200°, debido a que la sílice es raramente depositada por aguas frías.

5.2.3 Distribución de las aguas termales

En la Figura 5.2 se observa la distribución de todas las aguas termales de la concesión Licancura III. La muestra BE no presenta grandes diferencias en la composición isotópica ni en la composición química con el resto de las aguas, sin embargo está bastante alejada del resto de las aguas termales y por este motivo introduce problemas al tratar de darle alguna relación con éstas o al introducirla en algún modelo del sistema geotermal. Si bien no existen evidencias, en este trabajo se ha considerado que la aguas de BE, CO y las aguas meteóricas de sur (MAS, MAN, MYU) no forman parte del sistema geotermal alojado bajo el centro norte de la concesión, asociado al Cerro Pumire y Cerro Millacucho. Las relaciones entre estas aguas del sur se discutirá de manera separada.

La distribución de las aguas termales del área centro norte de la zona de estudio presenta rasgos que son consistentes con los modelos geoquímicos de sistemas geotermales en un contexto volcánico (Goff y Janik, 2000; ver Figura 5.4) y es posible establecer similitudes entre la distribución de las aguas de la concesión y estos modelos.

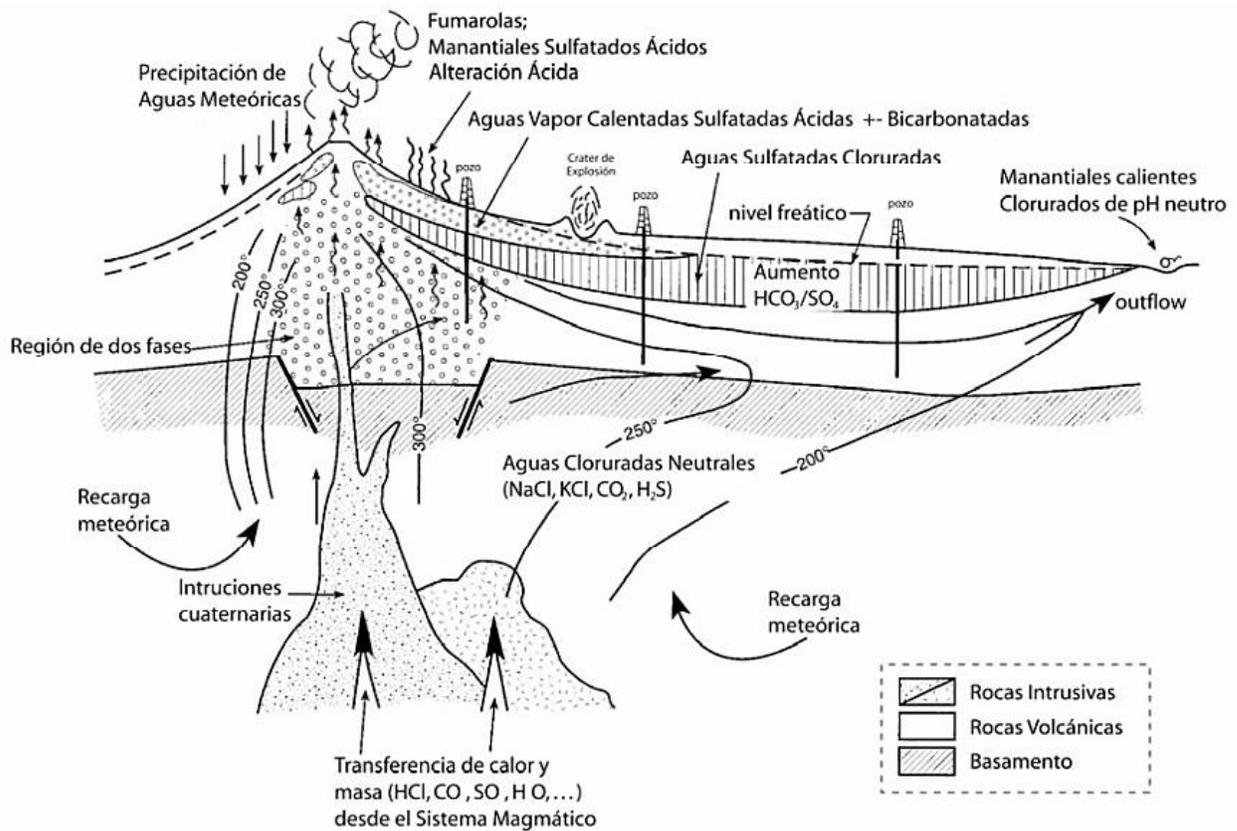


Figura 5.4 Modelo conceptual de un sistema geotermal hospedado en un estratovolcán andesítico (Goff y Janik, 2000)

Estas similitudes se confirman principalmente al observar la disminución de las razones HCO_3/SO_4 y Cl/SO_4 hacia el Cerro Pumire- Millacucho, alteración hidrotermal argílica avanzada en el edificio volcánico y los depósitos de sinter silíceo en las fuentes termales distales cloruradas.

Los gráficos de las razones HCO_3/SO_4 y Cl/SO_4 , muestran que las aguas con mayores contenidos en sulfato se encuentran más hacia el este, cercanas al edificio volcánico del Cerro Millacucho. Así mismo las aguas más ricas en cloro y bicarbonato se encuentran alejadas de este, asociadas al *outflow* (ver Figuras 4.11, 4.12, 4.13 y 4.14).

Las aguas cloruradas del área de Punpunjire tienen las características típicas de una zona de *outflow* de un sistema geotermal asociado a volcanismo. Estas características son: i) presentan un alto contenido en cloro (3000 -4300 mg/l), ii) existen extensos depósitos hidrotermales (sinter silíceo y travertino) iii) presentan pH cercanos al neutro, iv) presentan altas temperaturas (80°C a 3900 m s.n.m) y v) las manifestaciones termales tienen gran flujo. Características similares a esta

tienen las manifestaciones termales del área de Agua Veneno, Ancollo, y Mulluri. En cambio las aguas sulfatadas cloruradas (JA) y sulfatadas (PUL), cercanas al Cerro Pumire, presentan menores pH, no tienen depósitos asociados, existe alteración hidrotermal asociada. Además las razones de HCO_3/SO_4 y Cl/SO_4 disminuyen en estas aguas más orientales.

En la Figura 5.5 se muestra la relación espacial de las muestras, su clasificación de acuerdo a los aniones mayores, pH y T° . En esta imagen se puede apreciar como las aguas se van tornando más sulfatadas a medida que se acercan al Cerro Pumire (punto A). Además se observa como las aguas cloruradas forman una especie de herradura, con AV y MU2 en los extremos pasando por las muestras PU. Desde esta herradura hacia el este las aguas se van tornando menos cloruradas y van aumentando su acidez. Además se han dibujado dos trazas de perfiles que buscan modelar el sistema geotermal en profundidad: A-B (Entre el Cerro Millacucho y las aguas de Palca (PA), pasando por las de aguas de Punpunjire (PU) y A-C (entre el Cerro Millacucho y las aguas de Ancollo y Agua veneno (AN, AVE AVO). Adicionalmente se ha dibujado la traza de un perfil C-C, entre la zona de Ancollo – Agua Veneno con Berenguela, pasando por la Quebrada Maymaja, el cual representa una extensión del perfil A-C hacia el suroeste. Este perfil intenta modelar el origen de las aguas de la Quebrada Maymaja, la alteración presente en ésta y el origen de las aguas de Berenguela.

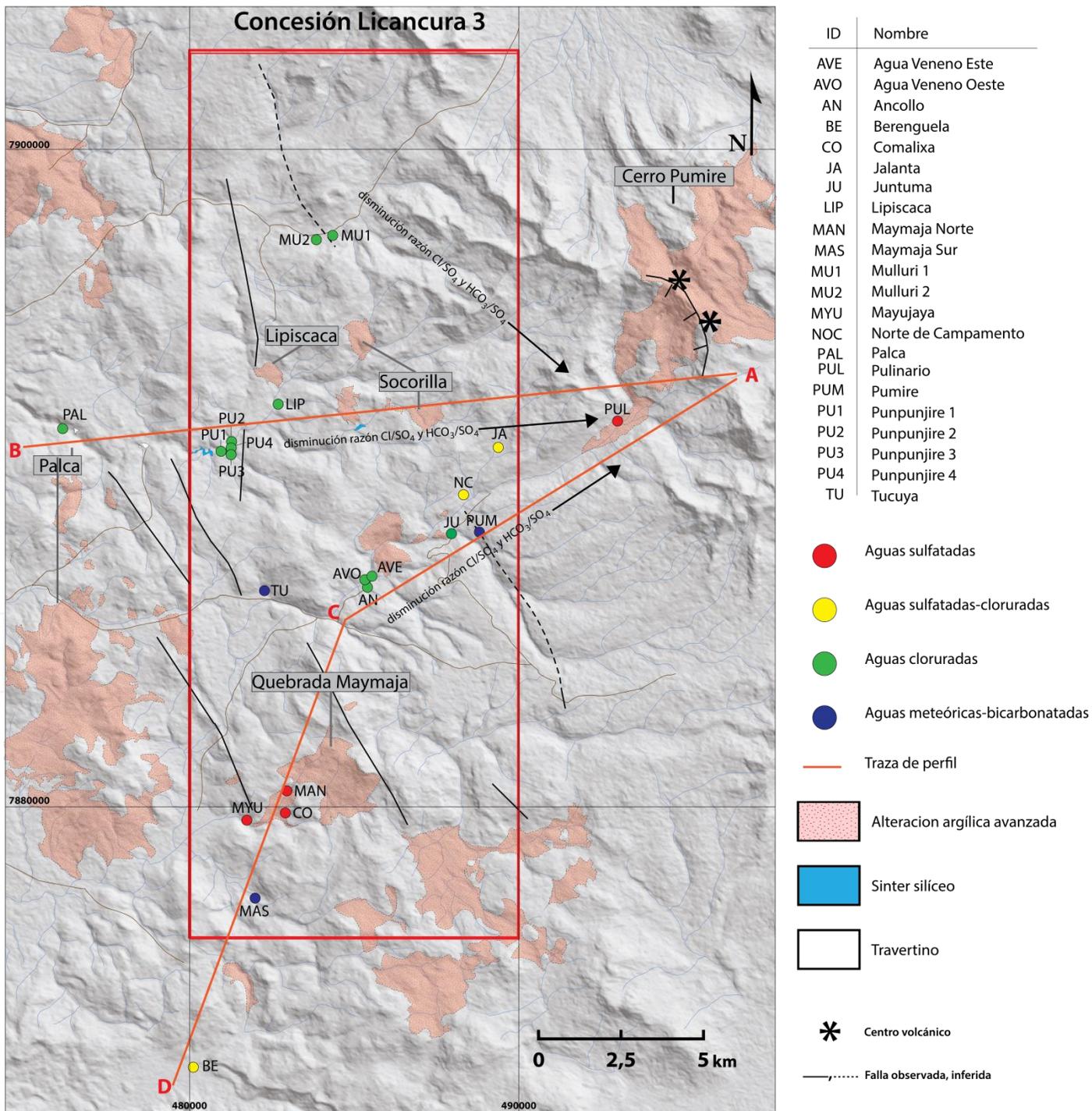


Figura 5.5 Distribución espacial de las aguas termales del área de la concesión Licancura III utilizadas en este estudio.

5.2.4 Modelo integrado del sistema geotermal

Una vez discutido el origen de las aguas, las temperaturas en subsuperficie y la distribución de las aguas termales presentes en el área de la Concesión Licancura III, es posible estimar un modelo para el sistema geotermal. Si bien la fuente de calor de este sistema geotérmico no está claramente identificada, la actividad volcánica reciente del Complejo Latarani-Macurquima (<1Ma) permite hacer relaciones y estimar una edad similar para los centros eruptivos de Cerro Pumire y Cerro Millacucho. Esto sugiere que la fuente de calor está vinculada a cuerpos subvolcánicos de calor relictos, asociados a la actividad volcánica. Ortiz et al., (2008) hace relaciones similares para determinar la fuente de calor del sistema geotermal de Puchuldiza.

En la Figura 5.6 se propone un modelo geotermal esquemático para el sector centro norte de la concesión Licancura III. En éste, se consideran las aguas de Lipiscaca (LIP) y Palca (PAL) cuyos análisis no se encuentran disponibles. Sin embargo, de acuerdo a los datos de cloro obtenidos en terreno (3000 y 2700 ppm respectivamente) y a la presencia de depósitos hidrotermales (sinter silíceo y travertino respectivamente) es posible clasificarlas preliminarmente como cloruradas.

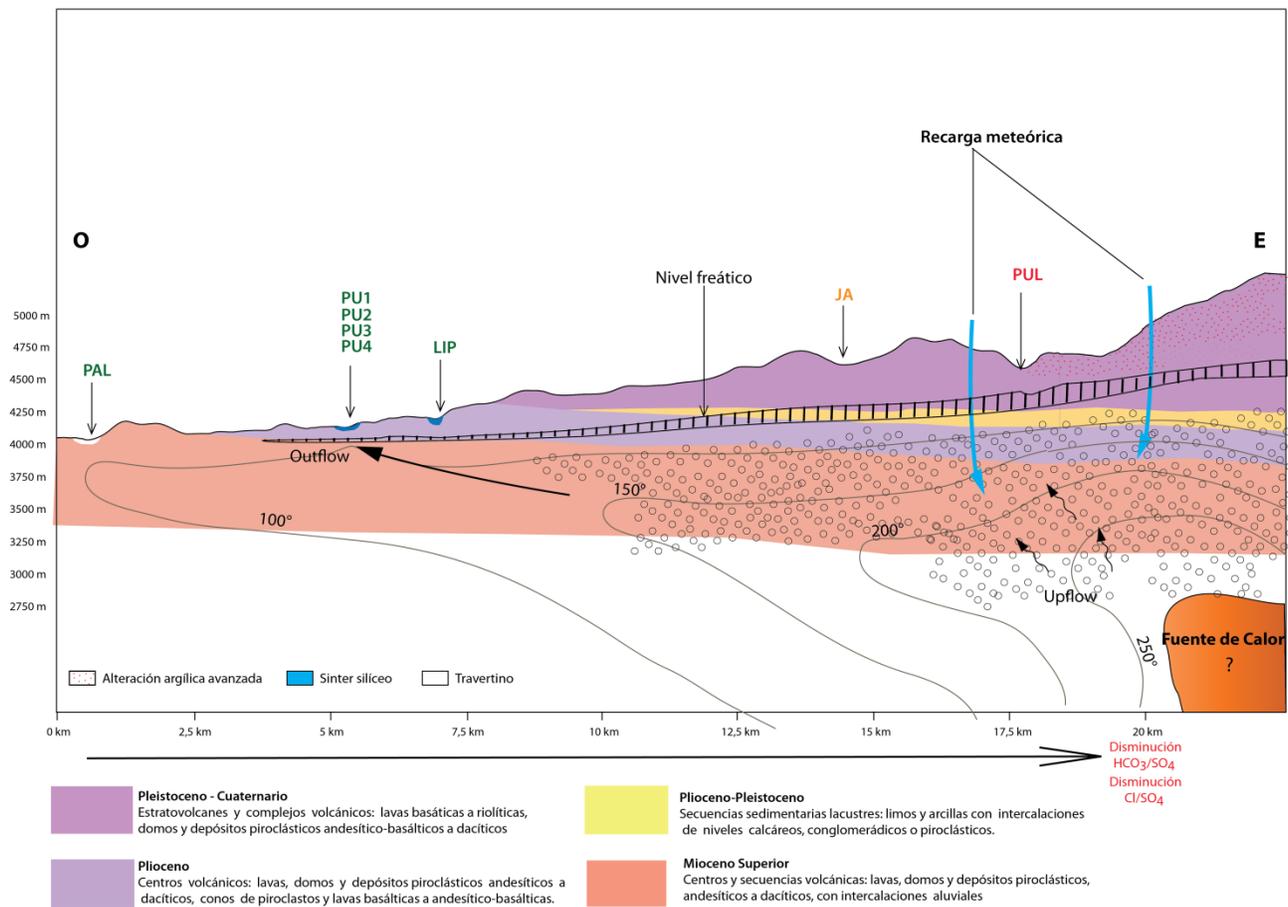


Figura 5.6 Perfil A-B. Modelo esquemático del sistema geotermal del sector centro-norte de Concesión Licancura III. En verde se señalan las aguas cloruradas, en amarillo la aguas sulfatadas-cloruradas y en rojo las aguas sulfatadas.

La traza del perfil A-B está señalada en la Figura 5.5. El modelo considera todos los aspectos discutidos anteriormente, esto es:

- La fuente de calor podría estar vinculada a posibles cuerpos subvolcánicos de calor relictos, asociados a la actividad volcánica de los centros eruptivos Cerro Millacucho y Cerro Pumire.
- El origen de los fluidos en la zona de estudio proviene de la infiltración y circulación profunda de las aguas meteóricas.
- Las temperaturas del reservorio se estiman entre los 200 y 250 °C
- Existe un aumento de las concentraciones de sulfato a medida que las muestras se acercan al Cerro Pumire (Este), y una disminución de las concentraciones de Cloro y Bicarbonato.
- De acuerdo al diagrama de cloro-entalpía, las aguas del reservorio estarían en ebullición y las más orientales presentarían evidencia de mezcla. Las aguas de Jalanta (JA) , estarían parcialmente diluidas y serían resultado de la absorción de vapores y mezcla de aguas profundas con acuíferos someros.
- Existe alteración hidrotermal del tipo argílica avanzada asociada al Cerro Pumire y Millacucho. A su vez existen depósitos hidrotermales (sinter silíceo y travertino) asociados a las aguas cloruradas definidas como *outflow*.

Uno de los aspectos trascendentales que no está integrado al perfil es la geología estructural. La razón de esta ausencia, es el hecho de que aún no existe geología de detalle para el sector y es por este motivo resulta imposible estimar el efecto de las estructuras a la permeabilidad del sistema. Es probable que el ascenso de los fluidos termales este controlado por estructuras que sigan el patrón NNW regional.

También es posible trazar el perfil A-C (Figura 5.7) que une en Cerro Pumire con las fuentes termales de Ancollo y Agua Veneno (AN, AVE y AVO). La traza del perfil A-C está señalada en la Figura 5.5. El modelo considera los mismos aspectos discutidos anteriormente para el perfil A-B.

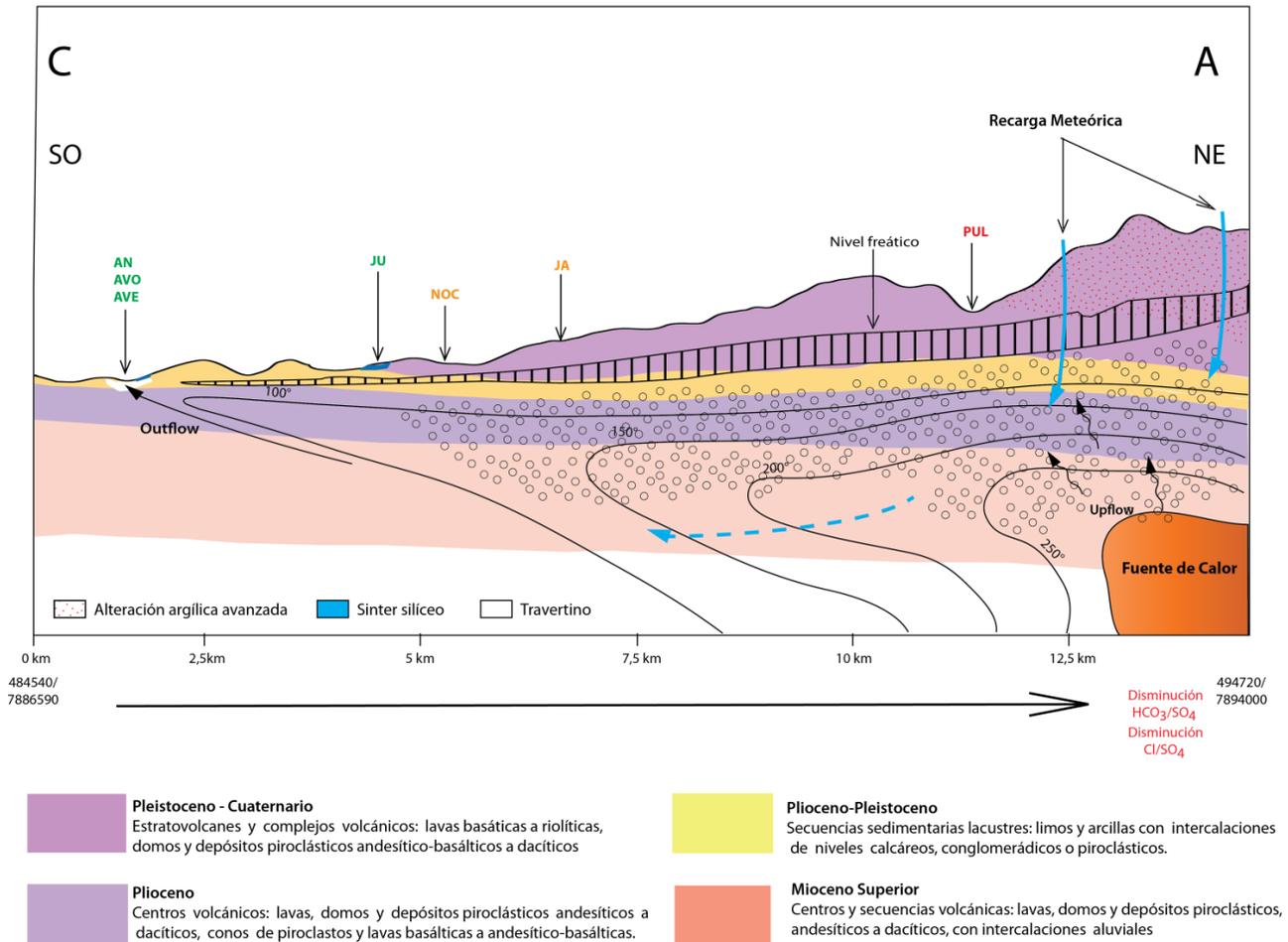


Figura 5.7 Perfil A-B. Modelo esquemático del sistema geotermal del sector centro-norte de la Concesión Licancura III. En verde se señalan las aguas cloruradas, en amarillo la aguas sulfatadas-cloruradas y en rojo las aguas sulfatadas.

Las muestras de agua de la zona sur (CO, MAN, MYU y BE) han sido consideradas ajenas al sistema geotermal asociado al Cerro Pumire-Millacucho, debido tanto a la distancia con este centro eruptivo como a la naturaleza ácida y/o sulfatada de éstas, lo cual no sería compatible con el modelo geotermal asociado a un estratovolcán discutido para el sector centro-norte de la concesión.

Al analizar la génesis de la alteración hidrotermal argílica avanzada desarrollada en la zona de la Quebrada Maymaja se indicó que uno de los posibles orígenes sería la acción de aguas ácidas calentadas por vapor provenientes de algún cuerpo magmático en profundidad o algún intrusivo epizonal (Figura 5.2 b). En este contexto y a pesar de que las aguas ácidas de CO y MAN se

encuentran a temperatura ambiente, es posible estimar que éstas podrían corresponder a expresiones en superficie del sistema hidrotermal.

Establecer un origen de las aguas termales de Berenguela (BE) resulta complejo debido a que no existen datos de alteración ni observaciones directas del entorno. El triángulo de aniones mayores la clasifica como sulfatada – clorurada (aunque con mayor contenido en sulfato). Con este antecedente se podría discutir un origen similar al de las aguas de CO y MAN, es decir que BE correspondería a un agua calentada por vapor. Esta génesis tendría dos elementos discutibles: el pH cercano al neutro (6,8) y la ausencia de alteración hidrotermal en sus alrededores inmediatos. El primer elemento se podría atribuir a la mezcla con aguas meteóricas, las que actuarían como buffer para las aguas ácidas ascendentes y el segundo a que aguas neutras no producen alteración hidrotermal argílica avanzada.

En base a lo discutido para las aguas del sector sur de la concesión, es posible trazar un perfil que continúe desde la zona de Ancollo – Agua Veneno hasta el sector de las aguas termales de Berenguela (perfil C-D en Figura 5.5) y que considere la zona de alteración de la Quebrada Maymajá (Figura 5.8). En este perfil se muestran los posibles orígenes de las aguas de CO, MAN y BE. Éste es posible unirlo al perfil A-C (Figura 5.7), con lo cual se tendría un perfil A-D que une el sector de Cerro Pumire – Millacucho hasta Berenguela.

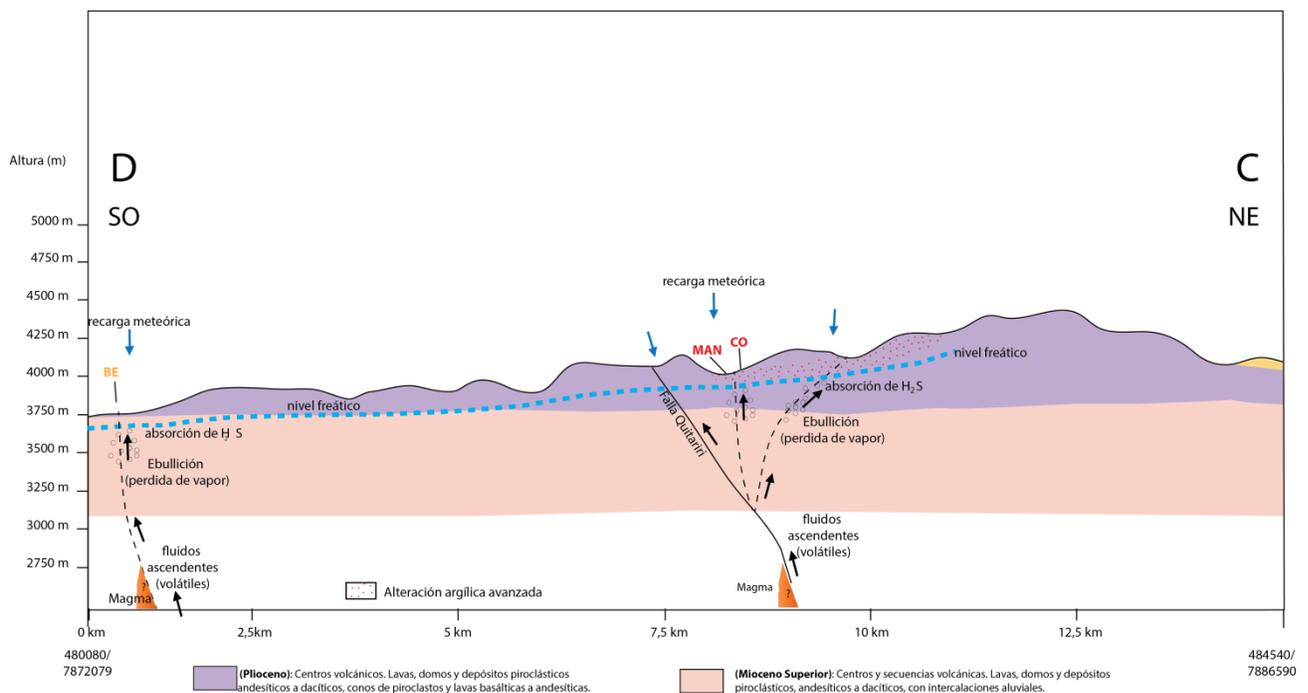


Figura 5.8 Perfil A-B. Modelo esquemático del origen de las aguas termales del sector sur de la Concesión Licancura III. En amarillo la aguas sulfatadas-cloruradas y en rojo las aguas sulfatadas.

6 Conclusiones y Recomendaciones

6.1 Conclusiones

En el área de la concesión geotérmica Licancura III se ha configurado un sistema geotermal caracterizado por la presencia de numerosas manifestaciones termales y extensas zonas de alteración hidrotermal del tipo argílica-avanzada.

El origen de las fuentes termales del área centro norte de la concesión Licancura III está relacionado con la existencia de dos elementos característicos: a) la fuente de calor, asociada al calor relictos de cámaras magmáticas asociadas a centros eruptivos extintos (Cerro Pumire y Cerro Millacucho, perteneciente a la Serranía de Macurquima) de actividad reciente (<1 Ma) y b) la percolación de aguas meteóricas hasta profundidades en donde procesos como interacción agua-roca, absorción de vapores magmáticos, calentamiento conductivo y convectivo, ebullición y dilución dejan una signatura química y física característica en los fluidos geoquímicos.

Esta signatura permite que las fuentes termales puedan ser diferenciadas en base a sus características químicas y a la dispersión espacial con respecto a los centros eruptivos de Cerro Pumire y Cerro Millacucho. Los aniones principales (Cl , HCO_3 y SO_4) se distribuyen de igual manera que en los modelos geotermales clásicos asociados a volcanismo, en donde sobre la zona del *upflow* se ubican las aguas con concentraciones más altas de SO_4 (PUL) mientras que en la zona del *outflow*, ubicada en la periferia del sistema, se encuentran las aguas con las mayores concentraciones de Cl (PU1,2,3,4, AN, AVE, AVO, PAL, MU1,2).

Las temperaturas en superficie de las manifestaciones termales alcanzan los 80°C , que a 4000 m de altura es cercana a la temperatura de ebullición. Los geotermómetros, tanto de sílice como de cationes, indican en profundidad el sistema alcanzaría temperaturas por sobre los 180° de temperatura.

Se han reconocido cinco zonas mayores de alteración hidrotermal: Cerro Millacucho, Quebrada Maymaja, Palca, Lipiscaca y Socorilla. La alteración hidrotermal asociada a estas zonas es del tipo argílica avanzada, caracterizada por la presencia de caolinita, alunita, óxidos de hierro y fases silíceas, como minerales principales. En la zona de Cerro Millacucho existen, además de estos minerales, depósitos de azufre nativo, similares a los depositados por la actividad de fumarolas en volcanes activos. En este lugar, la génesis de la alteración estaría asociada principalmente a la actividad volcánica en este centro eruptivo en sus etapas activas y en la

actualidad estaría asociada a fluidos sulfatados calentados por vapor (PUL). En la zona de Quebrada Maymaja, la alteración hidrotermal tiene similitudes a los depósitos del tipo epitermal de alta sulfidización, el cual estaría asociado a la prolongación de estructuras de orientación noroeste-sureste (Falla Quitariri). En este contexto la acidéz de las muestras Comalixa y Maymaja Norte, estaría asociada tanto a las absorción de vapores magmáticos (principalmente H₂S) como a la oxidación de la pirita, de la cual es posible observar solo *boxwork*'s.

En las demás zonas de alteración no es posible determinar la génesis de la alteración, puesto que no existen manifestaciones termales asociadas y tampoco se cuenta con información confiable de las estructuras que actúan en el área de estudio.

En la periferia del sistema, asociado a las aguas cloruradas se observaron depósitos hidrotermales del tipo sinter silíceo y travertino, de espesores y morfologías variables. Estos depósitos sugieren que las aguas a partir de las cuales son precipitados provienen directamente desde el reservorio.

6.2 Recomendaciones

En los próximos estudios que busquen comprender de mejor manera el sistema geotérmico asociado al Cerro Millacucho se recomienda:

- De acuerdo a la gran cantidad de fracturas y lineamientos observadas en terreno se hace extremadamente necesario realizar un estudio estructural de detalle o la realización de prospecciones sísmicas con el objetivo de identificar las fallas y estructuras más importantes presentes en el área de la concesión. Su identificación aportaría información importante relacionada a la permeabilidad y recarga del sistema, y a la relación de las estructuras con las zonas de *outflow*, y de alteración, entre otras.
- Necesario también es la realización de un levantamiento geológico y columnas estratigráficas detalladas con el fin de estimar cual o cuales de las unidades litológicas pueden corresponder a él o los acuíferos del sistema.
- Se recomienda obtener datos geocronológicos de las coladas observadas en los flancos del Cerro Millacucho, con el fin acotar las edad de la actividad de este centro eruptivo y así relacionarla con los datos obtenidos por Ortiz et al., (2008) en el Complejo Lataraní-Macurquima. Esto ayudaría al entendimiento de los sistemas geotérmicos asociados a los centros eruptivos la Sierra de Macurquima (Puchuldiza, Cerro Millacucho).

7 Referencias

Aravena, R.; Suzuki, O., Peña, H.; Pollastri, A.; Fuenzalida, H.; Grilli, A. (1999). Isotopic composition and origin of the precipitation in Northern Chile. *Applied Geochemistry*, Vol. 14, p. 411-422.

Argandoña R., (1984). Geología del cuadrángulo Cerro Socora y características generales del área geotermal de Puchuldiza. Memoria Departamento de Geología, U. de Chile, 150 p., Santiago.

Arnórsson, S., (2000). Isotopic and Chemical Techniques in Geothermal Exploration, Development and Use. Sampling Methods, Data Handling and Interpretation: Vienna. International Atomic Energy Agency, 351 p.

Baby, P., Rochat, P., Mascle, G., Herail, G., (1997). Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology* 25, 883 – 886.

Browne, P. R. L. (1984). Subsurface Stratigraphy and Hydrothermal Alteration of the Eastern Section of the Olkaria Geothermal Field. Proceedings of the 6th New Zealand Geothermal Workshop (1984). Pp 33-41.

Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M., (2007). The Geology of Chile, Chapter 3: Tectonostratigraphic evolution of the andean orogen in Chile, The Geological Society, London, Gibbons, W., Moreno, T. (editors), Special Publications, UK, 21-116.

Corbett, G.J., and Leach, T.M., (1998). Southwest Pacific rim gold-copper systems: Structure, alteration and mineralisation: *Economic Geology*, Special Publication 6, 238 p., Society of Economic Geologists.

DGA, (1987). Balance hídrico de Chile. Ministerio de Obras Públicas, Transporte y Telecomunicaciones. Dirección General de Aguas. Chile.

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., Potter, W., (1982). A Revised and Expanded Silica (Quartz) Geothermometer. *Bulletin Geothermal Resources Council (GRC)*, 11, 3-12

Fournier, R.O., (1991). Water geothermometers applied to geothermal energy. In *Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*. (F. D'Amore, coordinator), UNITAR, 37-69.

Giggenbach W. F., Confiadini R. and Panichi C. (1983) Geothermal Systems. In: *Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology*, IAEA Techn. Report 91, pp.359—379.

Giggenbach, W., (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., (1997). The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems, in Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd edition: New York, John Wiley, p. 737-796.

García, M. (2001). Evolution oligo-néogène de l'Altiplano Occidental (arc et avant-arc des Andes d'Arica, 18°-19°S). Tectonique, volcanisme, sédimentation, géomorphologie et bilan érosion-sédimentation. Thèse (Unpublished), Université Joseph Fourier, 178 p.

García, M.; Hérail, G.; Charrier, R.; Mascle, G.; Fornari, M.; Pérez de Arce, C.; (2002). Oligocene-Neogene tectonic evolution of the western Altiplano of Northern Chile (18-19°S). Fifth International Symposium of Andean Geodynamics, Toulouse (France), p. 235-238.

Goff F., Janik, C.J., (2000). Geothermal systems. Encyclopedia of Volcanoes. Sigurdsson H (ed) Pergamon Press, 817-834.

Hauser, A., (1997). Catastro y Caracterización de las Fuentes de Aguas Minerales y Termas de Chile. Subdirección Nacional de Geología y Minería Boletín, 50, 89p.

Hedenquist, J.W. Aribas A.R., Golzalez-Urien, E., 2000, Exploration for epithermal gold deposits , Reviews in Economic Geology, Vol 13, p. 245-277.

Henley, R.W., Truesdell, A.H., Barton, P.8., Jr., and Whitney, J.A. (1984). Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems. Society of Economic Geologists Reviews in Economic Geology, 1, 267 p.

Hemley, J.J., (1967). Aqueous Na/K ratios in the system $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (resumen): Geological Society of America, abstracts with Programs, 94-95.

Isacks, B., (1988). Uplift of the Central Andean Plateau and Bending of the Bolivian Orocline. Journal of Geophysical Research, Vol. 93, N°B4, p.3211-323

JICA y CORFO. (1979). Informe sobre el proyecto de desarrollo de energía geotérmica en el area de Puchuldiza. JICA, CORFO, 109 h., il; h. pleg., Santiago.

Lahsen A., (1976). Geothermal exploration in Northern Chile. En Circum Pacific energy and mineral resources : paper from the Circum Pacific Energy and Mineral Resources Conference held August 26-30, 1974, in Honolulu, Hawaii: pp.169-175.

Lahsen A., (1988). Chilean Geothermal Resources and their possible utilization. *Geothermics*, 17(2), 401-410.

Lynne, B. Y., Campbell, K. A., Moore, J.N. and Browne, P. R. L., (2008). Origin and evolution of the Steamboat Springs siliceous sinter deposit, Nevada, U.S.A.: *Journal of Sedimentary Geology*.

Marini, L., (2000). Geochemical techniques for the exploration and exploitation of geothermal energy. Taller Proyecto FONDEF 1051, Noviembre 2000, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 82p.

Mpodozis, C.; Ramos, V.A. (1989). The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources* (Ericksen, G.E.; Cañas, M.T.; Reinemud, J.A.; editors). Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, Vol. 11, p. 59-90.

Muñoz, N. and Charrier, R., (1996). Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile. *Jour. S. Amer. Earth Sc.*, 9, 3-4, 171-181.

Nicholson, K., (1993). *Geothermal fluids - chemistry and exploration techniques*. Springer-Verlag, Berlin.

Ortiz L., Miguel ; Achurra R., Luciano ; Cortés H., Rolando ; Fonseca H., Alejandro ; Silva P., Carolina ; Vivallos C., Jorge. (2008). Estudio geológico, geofísico e hidroquímico del sector Puchuldiza Sur. SERNAGEOMIN: 168 p.

Pardo-Casas, F.; Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since late Cretaceous times. *Tectonics*, Vol. 6, No. 3, p. 233-248.

Pilger, R. (1984). Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 141, p. 793-802.

Pinto, L. (1999). Evolución tectónica y geomorfológica de la deformación cenozoica del borde occidental del Altiplano y su registro sedimentario entre los 19°08'-19°27'S (Región de Tarapacá,

Chile). Memoria de Título y Magíster en Geología , Universidad de Chile, Departamento de Geología, 125 p.

Pinto, L., G. Herail, et al. (2004). "Using geochemistry to establish the igneous provenances of the Neogene continental sedimentary rocks in the Central Depression and Altiplano, Central Andes." *Sedimentary Geology* 166(1-2): 157-183

Pirajno, F., (2009), Hydrothermal processes and wallrock alteration, En *Hydrothermal processes and mineral systems*, Springer, Berlín.

Reyes, A.G., (1990), Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 43, p. 279-309.

Sempere, T., Butler, R.F., Richards, D.R., Marshall, L.G, Sharp,W., Swisher, C.C., (1997). Stratigraphy and chronology of late Cretaceous–early Paleogene strata in Bolivia and northern Argentina. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 109, 709 – 727.

Sernageomin, (2003). Mapa Geológico de Chile: Versión Digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital 4.

Tassi, F., Aguilera, F., Darrah, T., Vaselli, O., Capaccioni, B., Poreda, R. (2010). Fluid geochemistry of six hydrothermal systems in the Arica-Parinacota, Tarapacá and Antofagasta regions (northern Chile). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 192, 1-15.

Zimbelman, D. R.; Rye, R. O.; Breit, G. N., 2005, Origin of secondary sulfate minerals on active andesitic stratovolcanoes: *Chemical Geology*, v. 215, no. 1-4, p. 37-60.

8 Anexos

8.1 Anexo 1: Análisis mediante sensores remotos

8.1.1 Aster y Fundamentos de espectrometría

ASTER es un sensor multiespectral a bordo del satélite EOS (Earth observing system) -TERRA que forma parte del sistema de observación terrestre de la NASA. El satélite posee una órbita heliosincrónica a 705 km de altura. El ancho de barrido es de 60 km y la distancia entre órbitas es de 172 km. El sensor tiene una resolución espectral que va desde 0,520 hasta 11,650 μm (micrómetros), distribuida en 14 bandas que a su vez se agrupan en tres subsistemas independientes. Estos subsistemas son el VNIR (visible and near infrared) con tres bandas (1-3) (0,52 a 0,86 μm) y una resolución espacial de 15 m, el SWIR (shortwave infrared) con seis bandas (4-9) (1,6 a 2,43 μm) y una resolución espacial de 30 m y, por último, el TIR (thermal infrared) con cinco bandas (10-14) (8,125 a 11,65 μm) y una resolución espacial de 90 metros. Además el sensor cuenta con un telescopio adicional que tiene una resolución espectral igual a la banda 3 y que está orientado $27,7^\circ$ hacia atrás, obteniéndose de este modo las bandas 3N (nadir) y 3B (hacia atrás), con las que se construye el par estereoscópico a partir del cual se genera el modelo digital de elevación (DEM) de cada escena. La tabla 1 muestra las características principales de las imágenes ASTER.

Cada elemento de la tierra tiene una firma que lo identifica como único; esta firma se denomina “Curva espectral”. La curva espectral de cada elemento se genera en un gráfico cuyo eje X tiene los valores de las longitudes de onda e Y tiene el valor de la reflectancia de ese material en esa longitud de onda.

Tabla 8.1 Características principales de las imágenes ASTER

Subsistema	N° Banda	Rango Espectral (um)
VNIR	1	0.52 - 0.60
	2	0.63 - 0.69
	3N	0.78 - 0.86
	3B	0.78 - 0.86
SWIR	4	1.60 - 1.70
	5	2.145 - 2.185
	6	2.185 - 2.225
	7	2.235 - 2.285
	8	2.295 - 2.365
	9	2.360 - 2.430
TIR	10	8.125 - 8.475
	11	8.475 - 8.825
	12	8.925 - 9.275
	13	10.25 - 10.95
	14	10.95 - 11.65

El estudio de estas curvas es la espectroscopia y nos permite análisis sumamente detallados. En nuestro caso, lo utilizamos para el estudio de los minerales, cada mineral tiene su curva característica y las variaciones composicionales de los minerales se representan también en variaciones de la curva espectral.

Las distintas familias de minerales que podríamos relacionar (por ejemplo las arcillas, los óxidos de Fe, etc.) generalmente tienen curvas similares, y las variaciones pueden ser bastante específicas, sin embargo son siempre notorias. Por lo general también cada mineral (o material) se estudia en un rango específico de longitud de onda, ya que es en este rango donde se diferencia de otros minerales (o materiales), es en un cierto rango donde deja evidencia su huella digital, así por ejemplo, los distintos tipos de arcillas los estudiaremos

fundamentalmente en el rango del “Infrarrojo de Onda Corta” (de 1.5 a 2.5 micrómetros), en el rango visible no son muy diferenciables entre ellas, por ello a simple vista es difícil identificar y determinar qué tipo de arcilla tenemos.

8.1.2 Espectrometría de imágenes

El estudio de las curvas espectrales es la base para el procesamiento de imágenes multispectrales e hiperspectrales. Cada imagen está compuesta por un número determinado de píxeles y bandas; y cada píxel refleja de manera distinta sus características espectrales, generando una curva espectral propia. Las curvas de los píxeles se comparan con las curvas de laboratorio y de esta manera se determinan en la imagen los píxeles que corresponden a cada material. Para esto las metodologías de procesamiento deben ser enfocadas a características específicas de la curva en rangos de longitud de onda específicos.

En la exploración geológica, se deben conocer las curvas características de los minerales de interés prospectivo, y además en rango, dentro del espectro electromagnético, donde se pueden estudiar o donde tienen características únicas. Una vez hecho este análisis deberemos ver si minerales que se estudian dentro de las mismas longitudes de ondas, tienen alguna característica que los diferencie entre sí. En nuestro caso los minerales que utilizaremos para la clasificación son los minerales característicos de la alteración argílica avanzada, que según antecedentes es la más importante en el área. Estos minerales son: caolinita y alunita, diferenciables en infrarrojo cercano (SWIR).

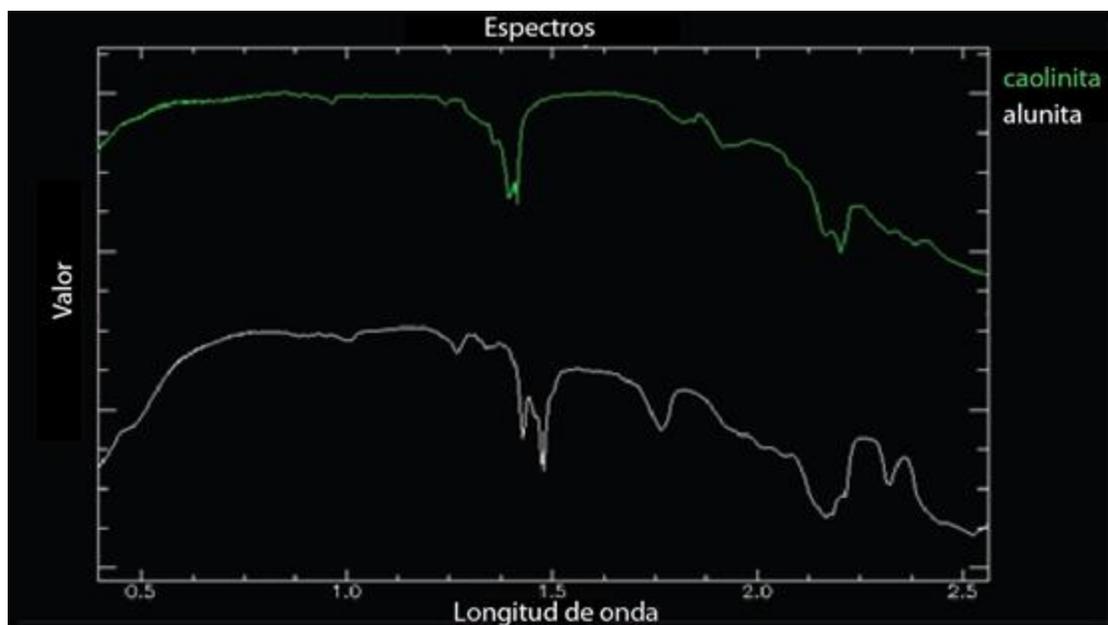


Figura 8.1 Curvas espectrales de los minerales de interés para este análisis

8.1.3 Metodología

8.1.3.1 Clasificación mediante árboles de decisión

ENVI (Environment for Visualizing Images) es un poderoso software de la compañía ITT Visual Information Solutions (USA) que se ha especializado por décadas al procesamiento de imágenes de todo tipo, RGB, Multiespectrales, Hiperespectrales, Radar, etc., siendo una de sus principales fortalezas el análisis espectral y las técnicas de clasificación. En nuestro análisis utilizaremos la herramienta clasificación por árboles de decisión de ENVI, en donde introduciremos una serie de criterios basados en la observación de los minerales de interés.

“El clasificador de árboles de decisión realiza clasificaciones de varias etapas utilizando una serie de decisiones binarias para colocar píxeles en clases. Cada decisión divide los píxeles de un conjunto de imágenes en dos clases basadas en una expresión. Puede dividir cada nueva clase en dos clases más basada en otra expresión. Puede definir tantos nodos de decisión, según sea necesario. Los resultados de las decisiones son clases. Usted puede utilizar los datos de diferentes fuentes y archivos para hacer un clasificador de árbol de decisión individual. Puede editar y "podar" los árboles de decisión de forma interactiva, y también puede salvar los árboles y aplicarlos a otros conjuntos de datos”. (Ayuda ENVI – Decision Tree Classifier).

Como se dijo en párrafos anteriores, este análisis se enfocara en la determinación de minerales característicos de la alteración argílica avanzada, puntualmente en: alunita y caolinita.

La figura 8.1 muestra las curvas espectrales de los minerales a estudiar que lee la imagen ASTER en el canal SWIR. Para realizar la clasificación por árboles de decisión, enfocaremos las condiciones o criterios del árbol en las absorciones que presentan los distintos minerales, estas absorciones pueden ser absolutas o relativas (figura 8.2).

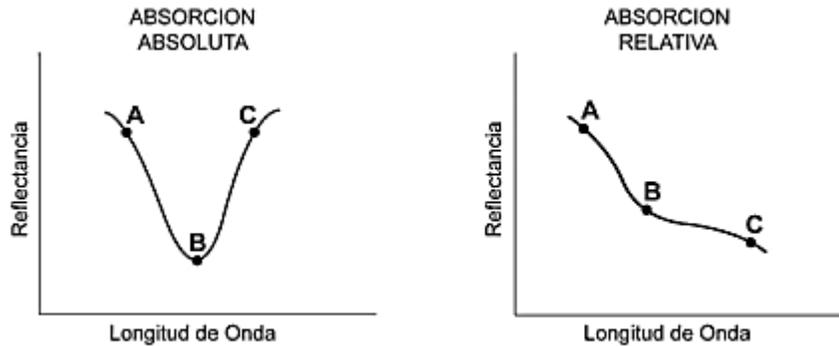


Figura 8.2 Absorción absoluta v/s Absorción relativa (modificado de Lattus, 2010)

Si consideramos la figura 8.3 como referente, tenemos 3 puntos (A,B y C) que reflejan ambos tipos de absorciones, las condiciones que podemos ocupar en el árbol de decisión serían un valle para la absorción absoluta y una inflexión en la absorción relativa, matemáticamente podría escribirse de la siguiente forma:

- Absorción Absoluta: $A > B < C$
- Absorción Relativa: $(A > B > C)$ y $(m_{AB} < m_{BC})$, donde m_{AB} es la pendiente entre los puntos A y B, y m_{BC} la pendiente entre los puntos B y C.

Para tener una absorción relativa, necesitamos que haya un cambio de pendiente entre AB y BC, que pase de una pendiente menor a una mayor.

Por ejemplo; observando la Figura 8.1 y 8.2; la alunita tiene absorción absoluta en la banda 5 (2.167 μm) y relativa en la banda 6 (2.209 μm). A su vez, la caolinita muestra absorción absoluta en la banda 6 y relativa en la banda 5. De esta manera podremos construir nuestro árbol de decisión, introduciendo las condiciones antes mencionadas.

8.1.4 Resultados

El análisis entrega como resultado una imagen de clasificación (ver Figura 8.3), en la cual es posible observar que existen a lo menos dos zonas extensas con alteración argílica dentro de la concesión y otro par más fuera de esta. Las asociaciones son fundamentalmente alunita-caolinita.

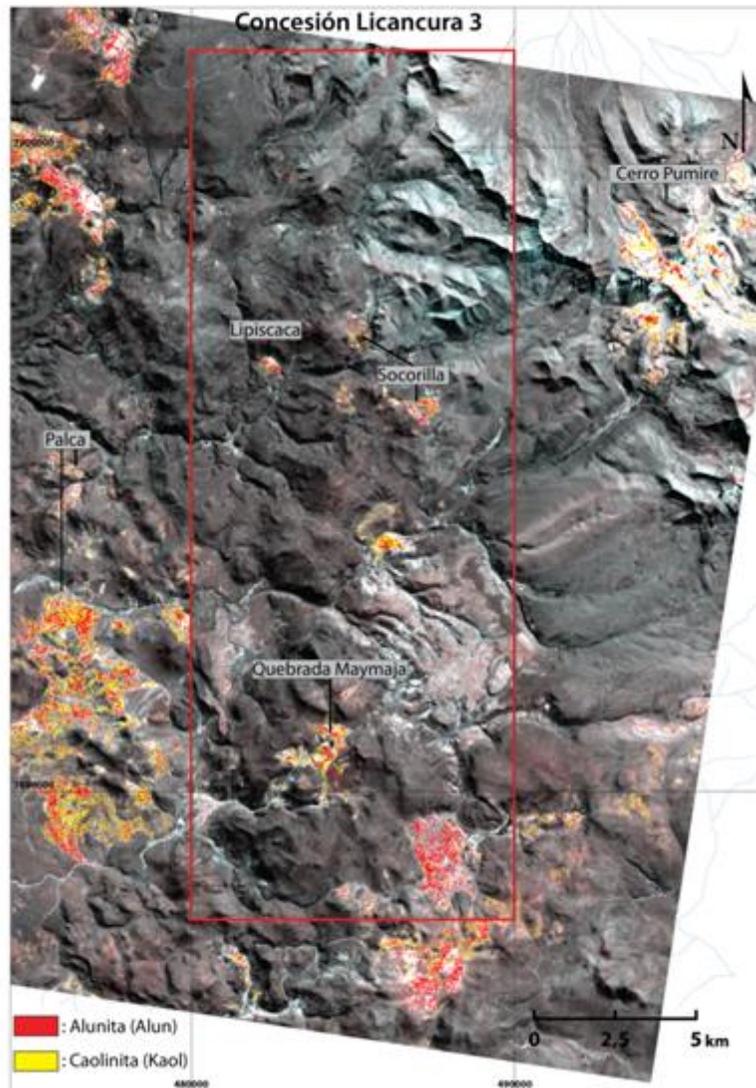


Figura 8.3 Resultado de la clasificación mediante árboles de decisión

8.2 Anexo 2: Listado de muestras

Tabla 8.2 Listado de muestras obtenidas en terreno 1 (coordenadas UTM, WGS84, 19S)

Terreno 1				
Código de Muestra	Ubicación (UTM)			Sector
	E	N	Altura	
LCD1-(01-02-03)	479866	7885516	3999	Palca
LCD2-01	483271	7879455	4032	Quebrada Maymaja
LCD2-02	483158	7879391	4025	Quebrada Maymaja
LCD2-03	483144	7879391	4023	Quebrada Maymaja
LCD2-04	482943	7879617	4012	Quebrada Maymaja
LCD2-05	482912	7879740	4015	Quebrada Maymaja
LCD3-01	484000	7881048	4214	Quebrada Maymaja
LCD3-02	483837	7881124	4181	Quebrada Maymaja
LCD3-03	483806	483806	4166	Quebrada Maymaja
LC03-04 (1-2-3)	483675	7881126	4137	Quebrada Maymaja
LC03-(05-09)	483456	7880991	4110	Quebrada Maymaja
LC03-(07-08)	483449	7880951	4151	Quebrada Maymaja
LCD4-(01-02-03)	482984	7880460	4032	Quebrada Maymaja
LCD4-04	482797	7880216	4023	Quebrada Maymaja
LCD4-(05-06)	482340	7879510	3983	Quebrada Maymaja
LCD4-(07-08(1-2))	482932	7879620	4007	Quebrada Maymaja
LCD5-(01-02-03-04)	485483	7886979	4040	Ancollo - Agua Veneno
LCD5-05	485448	7886619	4042	Ancollo - Agua Veneno
LCD6-(01-02)	477285	7887803	3933	Palca
LCD6-(03-04)	476489	7887641	3905	Palca
LCD6-(05-06-07)	475836	7886373	3877	Palca
HCSC-(01-02-03-04)	481112	7890820	3885	Punpunjire
HCSC-(05-06)	481124	7890823	3896	Punpunjire
HCSC-07	481290	7891038	3899	Punpunjire
HCSC-08	481304	7891048	3901	Punpunjire
LCD10-01	481263	7890738	3897	Punpunjire
LCD10-02	481304	7890754	3897	Punpunjire
LCD10-03	481267	7890877	3899	Punpunjire
LCD10-04	480423	7890819	3891	Punpunjire
LCD10-05	478767	7891093	3838	Punpunjire
LCD10-06	478688	7891026	3838	Punpunjire
LCD10-07	478366	7891199	3823	Punpunjire

Tabla 8.3 Listado de muestras obtenidas en terreno 2 (coordenadas UTM, WGS84, 19S)

Terreno 2				
Código de Muestra	Ubicación (UTM)			Sector
	E	N	Altura	
L11	489428	7890913	4293	Jalanta
L12	489434	7890907	4294	Jalanta
L31	494833	7893490	4652	Cerro Pumire-Millacucho
L32	494618	7893607	4686	Cerro Pumire-Millacucho
L33	494934	7893429	4654	Cerro Pumire-Millacucho
L34	494714	7893660	4768	Cerro Pumire-Millacucho
L35	495193	7893539	4757	Cerro Pumire-Millacucho
L36	494907	7893522	4670	Cerro Pumire-Millacucho
L37	494753	7893293	4633	Cerro Pumire-Millacucho
L38	494686	7893085	4608	Cerro Pumire-Millacucho
L39	494712	7892944	4600	Cerro Pumire-Millacucho
L310	494487	7892966	4619	Cerro Pumire-Millacucho
L41	487347	7891518	4348	Socorilla
L42	487304	7891513	4352	Socorilla
L43	487244	7891558	4356	Socorilla
L44	487282	7891604	4354	Socorilla
L44 (2)	487226	7891700	4351	Socorilla
L45	487274	7892252	4349	Socorilla
L46	487258	7892250	4349	Socorilla
L47	487232	7892039	4348	Socorilla
L48	487251	7891816	4352	Socorilla
L49	486612	7892035	4312	Socorilla
L410	487170	7890959	4325	Socorilla
L411	487177	7890944	4326	Socorilla
L412	485187	7891640	4189	Socorilla
L51	493323	7893861	4635	Cerro Pumire-Millacucho
L52	493257	7893986	4641	Cerro Pumire-Millacucho
L53	493158	7893781	4597	Cerro Pumire-Millacucho
L54	493400	7892424	4395	Cerro Pumire-Millacucho
L55	493856	7892192	4353	Cerro Pumire-Millacucho
L56	493844	7892209	4356	Cerro Pumire-Millacucho
L57	493845	7892194	4353	Cerro Pumire-Millacucho
L58	493040	7891694	4309	Cerro Pumire-Millacucho
L59	493039	7891628	4301	Cerro Pumire-Millacucho
L510	493034	7891668	4305	Cerro Pumire-Millacucho
L511	493048	7891661	4304	Cerro Pumire-Millacucho
L61	482693	7892955	3995	Lipiscaca

L62	482764	7893060	4005	Lipiscaca
L63	482707	7893106	4070	Lipiscaca
L64	482657	7893117	4025	Lipiscaca
L65	484771	7892477	4289	Lipiscaca-Socorilla
L66	484718	7892300	4277	Lipiscaca-Socorilla
L67	484811	7892254	4284	Lipiscaca-Socorilla
L71	482682	7892269	3964	Lipiscaca
L72	476503	7891430	3796	Lipiscaca
L73	482647	7892146	3960	Lipiscaca