



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

HIDROGEOQUÍMICA E HIDRODINÁMICA DE LAS FUENTES TERMALES DEL RÍO
YESO Y RÍO VOLCÁN, CORDILLERA DE LOS ANDES, REGIÓN METROPOLITANA.

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

GIANFRANCO PAOLO PINCETTI ZÚÑIGA

PROFESOR GUÍA:
LINDA DANIELE

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
DIEGO MORATA CÉSPEDES
MARTIN REICH MORALES

Este trabajo ha sido financiado por el Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes
(CEGA). Proyecto FONDAP CONICYT 15090013.

SANTIAGO DE CHILE

2016

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE:** Geólogo.
POR: Gianfranco Pincetti Zúñiga
FECHA: 25/03/2016
PROFESOR GUÍA: Linda Daniele

HIDROGEOQUÍMICA E HIDRODINÁMICA DE LAS FUENTES TERMALES DEL RÍO YESO Y RÍO VOLCÁN, CAJÓN DEL MAIPO, REGIÓN METROPOLITANA.

El presente Trabajo de Título consiste en un estudio hidrogeoquímico de las manifestaciones termales del Plomo (TP) en el valle del Yeso, y Baños Morales (BM) y Colina (BC) en el valle del Volcán. Los tres manantiales se ubican en la Cordillera Principal entre los 33° 34' S y los 33° 54' S, en la cuenca de Maipo Alto, Región Metropolitana.

Se extrajo un total de ocho muestras, de las cuales tres fueron tomadas en TP, dos en BM, dos en BC y la última en una vertiente fría del sector del Plomo. Las muestras fueron sometidas a un análisis químico de elementos mayores, menores y trazas, además de un análisis isotópico de D y ¹⁸O. Posteriormente, se trataron los datos obtenidos con distintos métodos analíticos, incluyendo diagramas de clasificación, determinación de coeficientes de correlación, análisis de conglomerados y simulaciones geoquímicas con PHREEQC.

A partir de los parámetros fisicoquímicos se estableció que las aguas se caracterizan por su alta salinidad (entre 7 y 26 g/L), pH neutro a levemente ácido (6,5 a 7,1) y temperaturas entre 17 y 51°C, correspondientes a BM y BC, respectivamente. En general se observó que las aguas aumentan su concentración hacia el sur, alcanzando su máximo en BC, en el punto de mayor temperatura. Adicionalmente, solo se observaron depósitos de travertino en las dos termas del sector del Volcán.

Según la hidroquímica de las aguas termales se determinó que son de tipo Cl-Na. La alta salinidad de las muestras derivaría de la disolución de halita, yeso y carbonatos. Sin embargo, las muestras de BM y BC presentan una alta concentración de HCO₃ (669 a 1092 mg/L) y de elementos como Li, B, Rb y Cs, que podrían estar dados por un aporte profundo. En contraste, las aguas de TP tienen concentraciones hasta ocho veces menor.

Se detectó un enriquecimiento de As, Fe y Mn exclusivamente en BM, evidencia para establecer que en estas aguas existen aportes adicionales de estos elementos, que no ocurren en el resto de las manifestaciones termales, los que podrían estar dados por procesos de interacción agua-roca propios de esa manifestación. Se ha planteado que la actividad del Sistema de Fallas El Diablo-El Fierro es la principal causa de la condición descrita. Sin embargo, los resultados de isótopos indican un origen meteórico de las aguas y sus características distintivas podrían estar dadas por diferencias en el recorrido y tiempo de residencia de las aguas en profundidad.

Se ha determinado que las dinámicas de las aguas de TP y BC están controladas por fallas asociadas a la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua y su origen se debe a la circulación de aguas meteóricas en presencia de un gradiente geotermal elevado, asemejándose a un sistema geotermal de tipo tectónico.

Finalmente, la concentración de As en BM excede más de 200 veces la norma de agua potable, lo que supone un factor de riesgo para la salud en caso de que estas aguas interactúen con agua dulce para consumo humano.

AGRADECIMIENTOS

Al terminar una etapa tan importante, como es el paso por la Universidad, es inevitable detenerse un momento a recordar quiénes formaron parte de este proceso y agradecerles a todos ellos por su contribución en este logro.

Gracias al proyecto FONDAP – CONYCIT 15090013 por financiar este proyecto.

A mi familia.

En primer lugar, debo agradecer a mi madre, Verónica. Te doy gracias por tu amor incondicional, tu entrega absoluta y perseverancia. Sin tus sacrificios no sería el hombre que soy y espero cada día poder hacerte sentir más orgullosa del fruto de tu gran trabajo. A mis hermanos, Giovanni, Gino y Valeria, por su compañía, complicidad y amistad incondicional. A mis tatas, Julio y Gladys, mis segundos padres, por su infinita bondad y amor, y por nunca olvidarse de rezar por mí. A mi nonna Channy por apoyarme en todo momento. A mis tíos Betty y Juan por su afecto, preocupación y por estar siempre dispuestos a ayudarme y recibirme durante mi estadía en Santiago. A mi tía Cristina por sus consejos y apoyo durante esta etapa.

Es difícil resumir en tan pocas palabras tantas emociones y recuerdos... A todos ustedes muchas gracias por estar ahí.

A los Villalobos-Orchard.

Javiera. Desde el primer día en la Universidad has estado a mi lado incansablemente. Eres mi compañera, mi confidente y mi gran amor. Nuestra historia recién comienza y espero contar con tu compañía en todos los nuevos desafíos que están por venir. También te agradezco por permitirme conocer a tu familia. Especialmente quiero recordar a Ellen, quien me trató como a su hijo y en todo momento se preocupó del más mínimo detalle para hacerme sentir parte de su familia. La recordaré por siempre con gran afecto. Y también les agradezco a Andrés y a Francisca, por el cariño y el apoyo que me han dado todos estos años.

A mis amigos.

A los del Colegio y a quienes conocí en la Universidad, ya sea en Plan Común, en Geología, en natación, o simplemente porque la vida nos encontró. Muchas gracias por su compañía y por hacer que los días siempre fuesen divertidos, a pesar del estrés y ajetreo cotidiano.

Al Departamento de Geología

Le agradezco a todos quienes hacen posible la existencia y funcionamiento del Departamento de Geología. A mi profesora guía Linda Daniele, por su invaluable apoyo durante este trabajo. También a todos quienes conforman el CEGA, al Dr. Patrick Dobson por su apoyo con los análisis de isótopos, a Verónica Rodríguez por los análisis químicos y a José Lattus por facilitar las imágenes aster. Gracias a todos ustedes por permitir la realización de este Trabajo de Título.

TABLA DE CONTENIDO

CAPÍTULO 1.	ANTECEDENTES GENERALES	1
1.1	Introducción	1
1.2	Ubicación y Accesos.....	1
1.3	Hipótesis de Trabajo.....	4
1.4	Objetivos	4
1.5	Metodología	5
1.6	Estudios anteriores	9
CAPÍTULO 2.	DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	12
2.1	Clima	12
2.2	Relieve.....	14
2.3	Marco morfotectónico	14
2.4	Geología local.....	16
2.5	Geología Estructural.....	21
CAPÍTULO 3.	CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA DE LA ZONA	22
3.1	Descripción general de la subcuenca de Maipo Alto.....	22
3.2	Sub-subcuenca Río Yeso.....	24
3.3	Sub-subcuenca Río Volcán	27
3.4	Calidad de Aguas Superficiales.....	29
CAPÍTULO 4.	FUENTES TERMALES	31
4.1	Sistemas geotermales	31
4.2	Flujo Calórico.....	31
4.3	Fuentes Termales del área de estudio	32
4.4	Termas del Plomo (TP).....	34
4.5	Baños Morales (BM).....	36
4.6	Termas Baños de Colina (BC).....	38
4.7	Depósitos de travertino	39
4.8	Hidroquímica de referencia.....	40
CAPÍTULO 5.	RESULTADOS	42
5.1	Parámetros fisicoquímicos	42
5.2	Análisis químico de las aguas	43
5.3	Isótopos estables de oxígeno e hidrógeno	44
CAPÍTULO 6.	DISCUSIÓN	45

6.1	Clasificación hidroquímica	46
6.2	Tratamiento de datos.....	49
6.3	Origen de las aguas termales	59
6.4	Geotermometría.....	61
6.5	Alcances ambientales.....	63
6.6	Consideraciones sobre la hidrodinámica de las fuentes termales	64
CONCLUSIONES		69
BIBLIOGRAFÍA		71
ANEXOS		82

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1-1:	Ubicación de las manifestaciones termales estudiadas. (Coordenadas UTM - WGS 1984. Huso 19 S)	1
Tabla 2-1:	Promedio ($x \pm 2\sigma$) de temperaturas mensuales extremas, para el período 1978-2014.	13
Tabla 3-1:	Subdivisión hidrográfica de la cuenca de Alto Maipo.	22
Tabla 3-2:	Disponibilidad de agua de recarga para la parte alta de la sub-subcuenca del río Yeso, para un año normal, seco y lluvioso.	26
Tabla 3-3:	Disponibilidad de agua de recarga para la sub-subcuenca del río Volcán, para un año normal, seco y lluvioso.	29
Tabla 4-1:	Listado de manifestaciones termales de la cuenca de Maipo Alto. Las coordenadas se encuentran en datum WGS 1984, huso 19S.....	32
Tabla 5-1:	Parámetros fisicoquímicos de las manifestaciones termales estudiadas.....	42
Tabla 5-2:	Resultado de los análisis de elementos mayores de las aguas termales estudiadas, con los respectivos balances iónicos (BI).	43
Tabla 5-3:	Resultado de los análisis químicos de algunos elementos menores y traza de las aguas termales estudiadas.	44
Tabla 5-6:	Isótopos Estables (δD y $\delta^{18}O$) de las muestras de aguas termales.	44
Tabla 5-4:	Índices de saturación de algunas fases minerales, según las características fisicoquímicas de las muestras de aguas termales. En azul se destacan los valores positivos.	58
Tabla 5-5:	Síntesis de resultados de los modelos inversos con PHREEQC.	59
Tabla 5-7:	Estimaciones de temperatura del posible reservorio geotermal, basadas en distintos geotermómetros catiónicos.....	62

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1-1: Ubicación y vías de acceso del área de estudio. Además se observa la distribución espacial de las manifestaciones termales.....	2
Figura 1-2: Zona de estudio, y ubicación de las termas estudiadas en este trabajo. Se indican los principales cursos y masas de agua superficiales, vías de acceso, volcanes y glaciares.....	3
Figura 2-1: Zonas Climáticas de Koppen para la Región Metropolitana: Csb: clima templado cálido con lluvias invernales, Csc: clima templado frío con lluvias invernales, ETH: Tundra por efecto de altura. Además se ilustran las estaciones meteorológicas de la DGA (ANEXO A).....	12
Figura 2-2: Climograma para la estación meteorológica Embalse El Yeso, con datos del año 2014. Notar que entre los meses de mayo y septiembre se concentran las precipitaciones y se alcanzan los promedios de temperatura más bajos. Fuente: Elaboración propia basada en datos de la DGA.....	13
Figura 2-3: Principales cumbres (sobre 3.000 m.s.n.m), glaciares y cursos de agua de la zona de estudio. Se incluyen los edificios volcánicos con actividad reciente (10 ka.).	15
Figura 2-4: Segmentación morfoestructural del Orógeno Andino entre los 32° y 35°S basado en Charrier y Muñoz (1994), Giambiagi <i>et al.</i> (2003; 2012) y Tassara y Yáñez (2003). Tomado de Fock (2005).....	16
Figura 2-5: Mapa geológico de la zona de estudio. Basado en Fock (2005), Thiele (1980) y Calderón (2008). Además se presenta la traza de los perfiles A-A' y B-B'.	19
Figura 3-1: Divisiones de la subcuenca de Maipo Alto con sus respectivos códigos BNA. Además e ilustran las estaciones de control fluviométrico y de calidad de aguas superficiales disponibles en el Sistema Nacional de Información del Agua (SNIA) de la DGA.	23
Figura 3-2: Sub-subcuenca del Río Yeso, sector norte del área de estudio. Se muestran los principales influentes, glaciares y estaciones de control fluviométrico y de calidad de aguas superficiales existentes en el área. (Basado en información de cuencas y estaciones de la DGA).....	25
Figura 3-3: Sub-subcuenca del Río Volcán, principales cursos de agua y estaciones de control fluviométrico y de calidad de aguas superficiales. (Basado en información de cuencas y estaciones de la DGA).	27
Figura 4-1: Mapa de ubicación de las fuentes termales catastradas en la subcuenca de Maipo Alto, Región Metropolitana. Adicionalmente se muestran las estructuras disponibles en la base de datos de IDE Chile.	33
Figura 4-2: Imagen satelital en planta del sector de Termas del Plomo. Con flechas se indican los puntos de interés.	34
Figura 4-3: Vertiente termal El Plomo y pozas artificiales. Se indica la ubicación de los puntos de muestreo TP-M1 y TP-M2.	35

Figura 4-4: Chorro termal de TP. Notar la capa de hidróxidos de hierro recubriendo las rocas de la Fm. Lo Valdés.....	35
Figura 4-5: Imagen satelital en planta del sector de Baños Morales. Con flechas se indican los puntos de interés.	36
Figura 4-6: Vertiente de Baños Morales desde donde se extrajeron las muestras. Notar que el afloramiento que rodea las pozas termales está conformado por depósitos de travertinos.	37
Figura 4-7: Piscinas burbujeantes artificiales de Baños Morales.....	37
Figura 4-8: Imagen satelital en planta del sector de Baños Colina. Con flechas se indican los puntos de interés.	38
Figura 4-9: Termas Baños de Colina. Se observan los depósitos de travertino formando terrazas y las pozas de agua termal.....	39
Figura 4-10: Diagrama de Piper con las muestras recopiladas de la bibliografía existente.	41
Figura 6-1: Imagen satelital de la zona de Baños Morales y Lo Valdés. Se observan los depósitos de alteración hidrotermal Las Amarillas y su relación con las fallas de la zona. Fallas: Chacayes-Yesillo (Ch-Yes), Sistema de Fallas El Diablo-El Fierro (SFDF).....	46
Figura 6-2: Diagrama de Piper que incluye las siete muestras de aguas termales y la muestra de vertiente del Plomo (% de meq/L).....	47
Figura 6-3: a. Diagrama ternario Cl-Na-K. b. Diagrama ternario SO ₄ -Ca-Mg. En ambos se grafican las muestras respecto a la composición esperada de halita-silvita y yeso, respectivamente. El tamaño del símbolo es proporcional a los TDS de la muestra.	48
Figura 6-4: Diagramas de Stiff de las distintas muestras y su variación espacial.	49
Figura 6-5: Diagramas binarios (en meq/L) y coeficientes de correlación (R ²). La línea en rojo corresponde a Na:Cl=1:1 y las líneas en negro son los ajustes lineales. a. Na vs Cl b. SO ₄ vs Cl c. Ca vs Cl d. T vs Cl.	50
Figura 6-6: a. Diagrama binario (Ca –SO ₄) + Mg vs HCO ₃ b. Diagrama binario Ca + Mg – HCO ₃ vs SO ₄ . Además se incluyen las líneas de equimolaridad 1:1.	51
Figura 6-7: Diagrama binario Ca+Mg vs SO ₄ +HCO ₃ . Además se presenta la línea 1:1 de equimolaridad.	51
Figura 6-8: Diagramas binarios de algunos elementos traza frente a la temperatura (°C) e índices de correlación lineal (R ²). a. Sr vs T b. Li vs T c. As vs T d Fe vs T. Los diagramas c y d se muestran en escala logarítmica para visualizar de mejor forma los datos.	52
Figura 6-9: Diagramas binarios y correlaciones lineales de algunos elementos traza respecto al Cl. a. Sr vs cl b. Li vs Cl c. As vs Cl d Fe vs Cl. Los diagramas c y d se muestran en escala logarítmica para visualizar de mejor forma los datos.....	53
Figura 6-10: a. Diagrama B vs Li b. Diagrama Rb vs Cs c. Diagrama Fe vs As. d. Diagrama Li vs Cl. Adjunto a cada gráfico se encuentra el índice de correlación de la regresión lineal.	54
Figura 6-11: Dendrograma elaborado a partir de los parámetros considerados.	55

Figura 6-12: Dendrogramas obtenidos a partir del análisis de conglomerados.	56
Figura 6-13: Dendrograma elaborado con otros parámetros de entrada.	56
Figura 6-14: Dendrograma obtenido al ingresar nuevos parámetros.	57
Figura 6-15: Isótopos estables de oxígeno e hidrógeno de las aguas termales estudiadas, respecto a la línea de aguas meteóricas global (GMWL; Craig, 1961) y local (LMWL; Hoke, 2013).	60
Figura 6-16: Composición isotópica de las aguas termales muestreadas en este trabajo, comparada con los isótopos estables existentes para aguas de vertientes y termales de trabajos anteriores: ^(a) Bustamante <i>et al.</i> 2010 ^(b) Benavente, 2015.	61
Figura 6-17: Diagrama ternario Na-K-Mg ^{1/2} Giggenbach (1988), indicando el grado de madurez de las aguas estudiadas y las temperaturas de reservorio estimadas.	62
Figura 6-18: Letrero ubicado en el punto muestreo de aguas termales de BM.	63
Figura 6-19: Perfil esquemático sector El Yeso. Basado en Thielle (1980) y Fock (2005).	66
Figura 6-20: Perfil esquemático sector El Volcán. Basado en Thielle (1980), Fock (2005) y Calderón (2008). La leyenda y simbología corresponde a la de la figura anterior.	67

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO A. Nombre y ubicación de las estaciones meteorológicas de la cuenca del río Maipo.	83
ANEXO B. Parámetros de calidad de Aguas Superficiales para los ríos Yeso y Volcán. Año 2006.	84
ANEXO C. Estimaciones de disponibilidad de agua de recarga – Río Yeso.	85
ANEXO D. Estimaciones de disponibilidad de agua de recarga – Río Volcán.	87
ANEXO E. Calidad de Aguas Superficiales.	89
ANEXO F. Recopilación bibliográfica de análisis químicos.	91
ANEXO G. Resultados completos de los análisis químicos realizados.	92
ANEXO H. Límites de Detección y de Cuantificación de los análisis químicos.	94
ANEXO I. Matriz de correlaciones de Spearman entre los elementos analizados.	95
ANEXO J. Razones molares entre elementos típicos de secuencias evaporíticas.	96
ANEXO K. Ejemplo de simulación geoquímica (input) utilizando el software PHREEQC (USGS).	97
ANEXO L. Tratamiento de imágenes satelitales de la zona de alteración hidrotermal Las Amarillas.	98

CAPÍTULO 1. ANTECEDENTES GENERALES

1.1 Introducción

Este estudio se enmarca en un proyecto del Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA), cuyo objetivo principal es la generación de conocimiento científico para el desarrollo de la energía geotérmica en el país. Chile tiene un alto potencial geotérmico estimado en 16.000 MW por Lahsen (1986) y, más recientemente, en hasta 1300 y 1400 MW, en la zona norte y sur del país respectivamente (Procesi, 2014; Aravena y Lahsen, 2012). Sin embargo, los estudios de base necesarios para disponer de un conocimiento de detalle se comenzaron a desarrollar solo hace algunos años.

Si bien en la actualidad, la energía geotérmica como alternativa energética sustentable ha adquirido mayor interés mediático y científico, lamentablemente, aun es escaso el conocimiento acerca de las fuentes termales existentes en la región Metropolitana, particularmente en lo que respecta a su origen y a las dinámicas hidrogeológicas que las determinan.

En el área central del país donde se concentra la mayor parte de la población, es importante la generación de información científica que apoye el futuro desarrollo de la geotermia. En este sentido, este Trabajo de Título busca aportar al conocimiento mediante el estudio y el análisis de la composición química de las aguas termales que afloran en los valles del río Yeso y del río Volcán, ubicados en la alta cordillera de la región Metropolitana, con el fin de determinar su origen, las dinámicas hidrogeológicas y las posibles relaciones entre ellas. Las fuentes termales estudiadas son: Termas del Plomo (TP), Baños Morales (BM) y Baños Colina (BC).

1.2 Ubicación y Accesos

La zona de estudio (Figura 1-1) se ubica en la Región Metropolitana de Santiago y pertenece administrativamente a la comuna de San José de Maipo, Provincia Cordillera. Comprende el límite más oriental de la Cordillera de los Andes, entre los 33° 34' S y los 33° 54' S.

Se estudiaron tres manifestaciones termales, cuya ubicación se indica de norte a sur en la Tabla 1-1. La distribución espacial de las termas se puede observar en la Figura 1-2, destacándose que la Termas del Plomo se encuentran separadas por aproximadamente 25 km de las otras fuentes. Así, se diferencian dos sectores dentro del área de estudio: zona norte o sector *El Yeso* y zona sur o sector *El Volcán*.

Tabla 1-1: Ubicación de las manifestaciones termales estudiadas. (Coordenadas UTM - WGS 1984. Huso 19 S)

Manifestación Termal	UTM S (m)	UTM E (m)	Altura (m.s.n.m.)
Termas del Plomo (TP)	6.279.871	415.537	2.975
Baños Morales (BM)	6.256.813	401.926	1.830
Baños de Colina (BC)	6.253.370	409.430	2.538

Para acceder al sector *El Yeso*, desde la Comuna de Puente Alto, se debe utilizar la ruta G-25 o “Camino al Volcán”. Al llegar a la localidad de San Gabriel (km 56) se debe hacer el registro con carabineros para continuar. Luego, al llegar al sector del Romeral (km 58) se debe tomar el desvío llamado “Camino al Embalse El Yeso” para acceder a la Ruta G-455. Al llegar al km 25 se debe cruzar el pórtico de acceso al “Parque Valle del Yeso” y continuar por la Ruta G-457 hasta las Termas del Plomo (km 43). El camino es de ripio, está en malas condiciones y se recomienda utilizar un vehículo de doble tracción. Durante los meses de invierno, es muy probable que el camino se encuentre cortado o el acceso sea restringido por motivos de seguridad.

Por otro lado, para acceder al sector *El Volcán*, desde San Gabriel se debe continuar por el “Camino al Volcán” hasta el poblado de Baños Morales (km 76), donde se encuentran las termas homónimas, o bien, continuar hasta Baños Colina por la misma ruta (km 93). Para acceder a Baños Colina también se recomienda hacerlo en un vehículo de doble tracción y el sector se encuentra cerrado entre los meses de mayo y septiembre por seguridad de los visitantes.

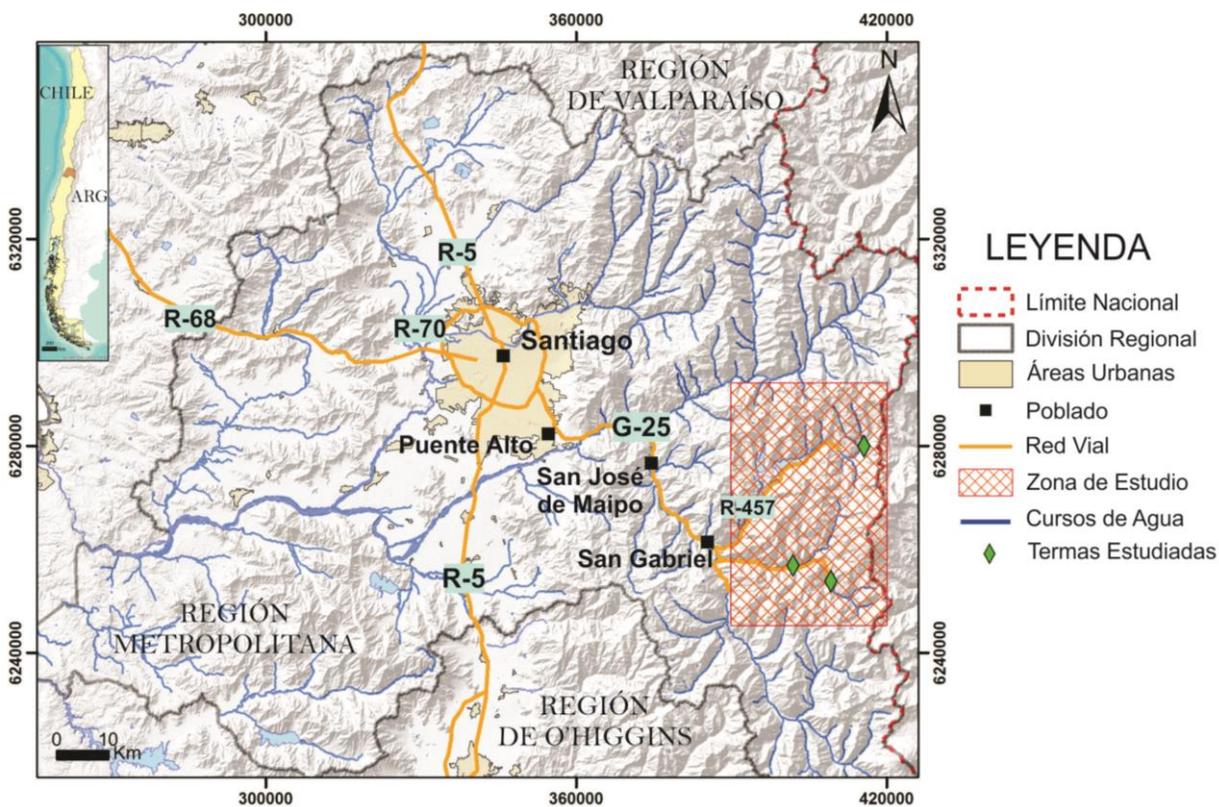


Figura 1-1: Ubicación y vías de acceso del área de estudio. Además se observa la distribución espacial de las manifestaciones termales.

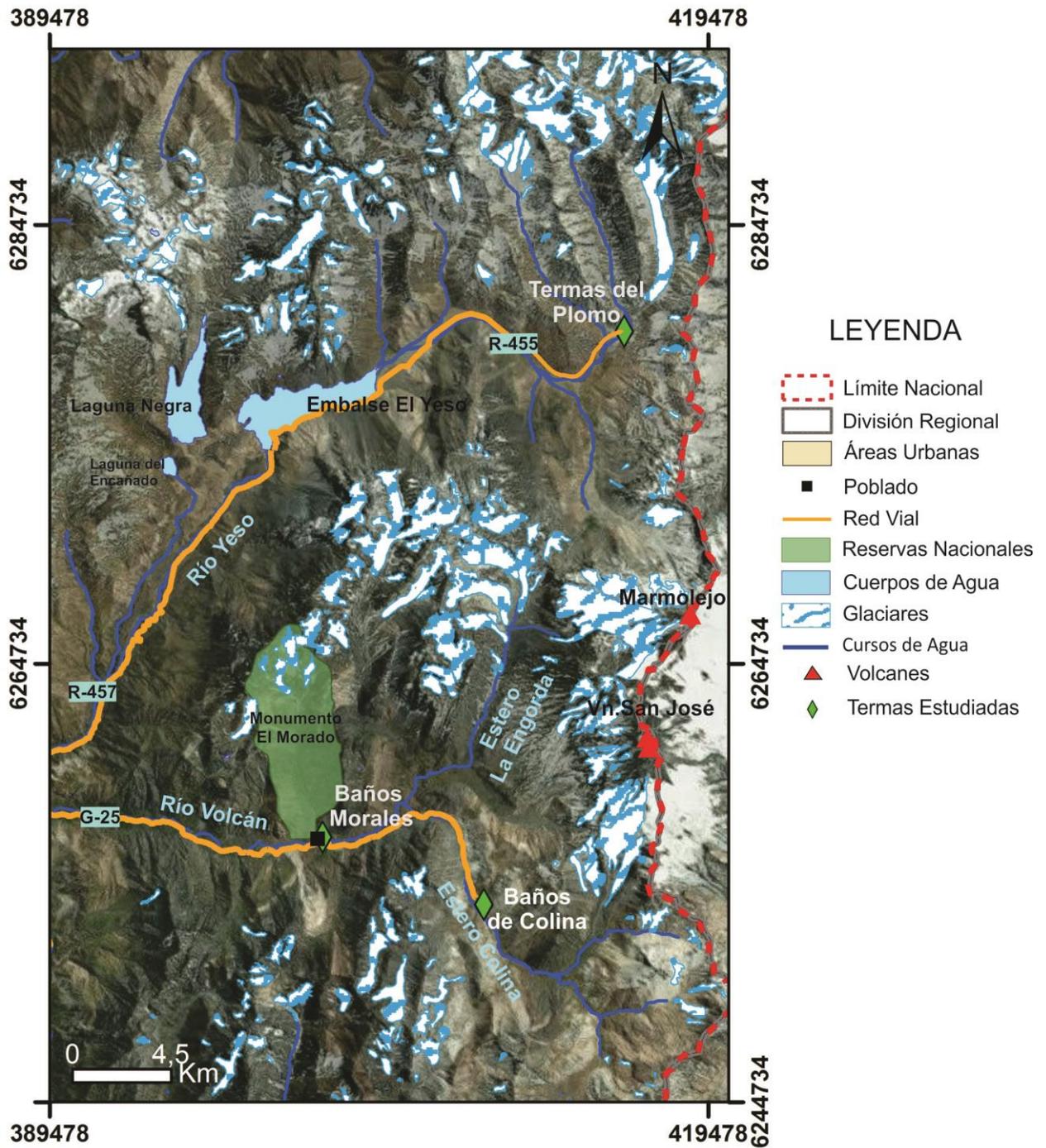


Figura 1-2: Zona de estudio, y ubicación de las termas estudiadas en este trabajo. Se indican los principales cursos y masas de agua superficiales, vías de acceso, volcanes y glaciares.

1.3 Hipótesis de Trabajo

El área de estudio está ubicada en una zona de volcanismo activo, siendo los volcanes más cercanos el Tupungatito y San José, por lo que probablemente puedan existir influencias de estos cuerpos ígneos.

En este Trabajo de Título se plantea que los manantiales termales estudiados se originarían por circulación hidráulica en un medio fracturado en presencia de un gradiente termal elevado, que no necesariamente está ligado a la actividad magmática de los centros volcánicos activos mencionados. Se plantea además, que la ocurrencia de las fuentes está controlada por la existencia de fallas, las que dadas las condiciones estructurales de la zona no se conectarían en profundidad.

La hipótesis planteada sugiere que el origen de las fuentes termales es principalmente la recarga meteórica y las variaciones en las propiedades fisicoquímicas que presentan estarían dadas por la interacción con las rocas fracturadas por las cuales circulan los fluidos.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo General

El objetivo principal es establecer el origen de los iones que determinan la composición química y el funcionamiento hidrodinámico de las principales aguas termales del Cajón del Maipo: Termas del Plomo, Baños Morales y Baños de Colina.

1.4.2 Objetivos Específicos

- Estimar la disponibilidad de recursos hídricos existentes en las cuencas que hospedan las manifestaciones termales estudiadas.
- Analizar las características hidrogeoquímicas para las aguas termales y meteóricas de la zona, a partir de análisis existentes.
- Determinar la composición química e isotópica de las aguas termales del área de estudio.
- Establecer patrones de distribución de elementos y las relaciones existentes entre las distintas aguas termales, a partir de la química de las aguas.
- Simular la composición química de las aguas utilizando PHREEQC.
- Integrar los datos para determinar y explicar el origen de las aguas y los procesos hidrogeoquímicos dominantes.

1.5 Metodología

1.5.1 Consideraciones generales

En primer lugar se revisó la bibliografía existente para la zona de estudio y así se definieron sus características geológicas generales, incluyendo la geología local, las principales estructuras, el relieve y drenaje de la zona. Luego se realizó una búsqueda de información más específica sobre la hidrogeología de la zona de estudio, con lo cual se efectuaron estimaciones de disponibilidad de agua en las cuencas involucradas, a través de cálculos simples entre los valores de entrada y salida de agua superficial y subterránea del sistema.

Paralelamente, se recopilaron los análisis químicos previos de las manifestaciones termales estudiadas y se procesaron los datos con los métodos establecidos para el estudio de aguas, incluyendo balances iónicos sobre los datos, diagramas de clasificación y comparación de valores.

1.5.2 Descripción del trabajo de campo

La campaña de muestreo se desarrolló durante tres jornadas de trabajo en terreno. La primera de ellas se realizó el día 01/04, la segunda el día 10/04 y la tercera el 28/04 del año 2015; sumando un total de ocho puntos de control, de los cuales cuatro pertenecen al sector de las Termas del Plomo (TP), dos a Baños Morales (BM) y dos a las Termas Baños de Colina (BC). El objetivo de las muestras extraídas es el análisis de aniones, cationes, elementos traza e isótopos estables de hidrógeno y oxígeno.

A continuación se señalan las principales consideraciones metodológicas del muestreo hidrogeoquímico realizado.

1.5.2.1 Registro de parámetros fisicoquímicos

- Se determinó la temperatura, el pH, los sólidos disueltos totales, la conductividad eléctrica y el potencial eléctrico (Eh).
- La temperatura de las fuentes termales se midió usando un termómetro digital, con resolución 0,1°C.
- El pH, Eh, temperatura y conductividad eléctrica se midieron con un multi-parámetro de terreno, marca Hach, modelo 40D, de resolución 0,1.
- Los sólidos disueltos totales se registraron con el multi-parámetro para aguas Hanna HI 9811-5, de resolución 10 mg/L.
- La alcalinidad expresada como HCO_3^- , se midió con el método de titulación acidimétrica, utilizando HCl 0,01 N y naranja de metilo como indicador.

1.5.2.2 Muestreo de las fuentes termales

El lugar exacto de extracción de las muestras de las distintas manifestaciones termales se definió teniendo en consideración la representatividad de la muestra, es decir, se escogieron lugares donde las surgencias no se vieran afectadas por perturbaciones

antrópicas, por lo que se realizó un monitoreo general de los parámetros fisicoquímicos antes de tomar las muestras definitivas.

Luego, una vez seleccionado el lugar a muestrear, se registraron los parámetros fisicoquímicos (temperatura, pH, TDS, CE) y se procedió al muestreo, respetando la siguiente metodología:

- Ambientación de la jeringa (60 ml) con la cual se extrajo el agua termal y de las botellas plásticas donde se almacenó (125 o 250 ml) al menos tres veces, para evitar contaminación.
- Las muestras tomadas para análisis de aniones, cationes y elementos traza, se filtraron utilizando un filtro millipore de 0,45 μm .
- Para las muestras destinadas al análisis cationes y trazas, se acidificó el contenido de la botella utilizando ácido nítrico (HNO_3) de concentración 4 N, aplicando un volumen de 1,25 a 2,5 ml, dependiendo del volumen de la botella hasta obtener un $\text{pH} < 2$. Este procedimiento tiene como objetivo evitar la precipitación de fases minerales, que podría ocurrir al enfriarse la muestra.
- El agua muestreada para el análisis de isótopos estables se almacenó en botellas plásticas de 125 ml sin aplicar filtro y evitando dejar burbujas de aire al interior.
- Se rotularon las botellas indicando el código asignado a la muestra, la fecha en la cual fue tomada y el tipo de análisis al que será sometida, además de los parámetros fisicoquímicos de registrados (pH, T, EC).
- Inmediatamente después de tomadas las muestras, se mantuvieron refrigeradas en una nevera portátil y luego en un refrigerador (a 4°C).

1.5.3 Métodos Analíticos

Los análisis químicos de las muestras se realizaron en los laboratorios de Geoquímica de Fluidos y Geoquímica Isotópica del Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA), ubicados en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile, a cargo de la analista Verónica Rodríguez.

Para la determinación de aniones (Br^- , Cl^- , F^- , NO_3^- y SO_4^{2-}), se utilizó un Cromatógrafo Iónico Thermo Scientific Dionex ICS-2100, excepto HCO_3^- y CO_3^{2-} , los que se determinaron mediante titulación volumétrica.

Para el análisis de cationes mayores (Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2}) se utilizó un espectrofotómetro de absorción atómica con llama (F-AAS) modelo Perkin Elmer PinAAcle 900F, con nebulizador estándar. El K^+ fue analizado por el método de emisión atómica con llama.

Los elementos traza se determinaron por espectrometría de masas en cuadrupolo con fuente de plasma de acoplamiento inductivo y celda de colisión, modelo Thermo Scientific ICP-MS Q iCAP Q.

La medición de sílice se efectuó con un espectrofotómetro portátil Hanna Instruments HI 96705.

Los límites de detección y cuantificación de los distintos elementos analizados se adjuntan en el ANEXO H.

Los análisis de isótopos estables, fueron realizados en el *Center for Stable Isotope Biogeochemistry* (CSIB), de la Universidad de California, por gentileza del Dr. Patrick Dobson. El D/H se analizó mediante *dual inlet* (DI) utilizando un reactor de cromo en un espectrómetro de masa *Thermo Delta Plus XL*. El ^{18}O se analizó por flujo continuo (CF) utilizando *Thermo Gas Bench II* conectado al espectrómetro de masa. Los resultados se expresaron como desviaciones isotópicas respecto al estándar internacional Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW), según se indica en la siguiente fórmula:

$$\delta(\text{‰}) = \frac{R_{\text{muestra}} - R_{\text{VSMOW}}}{R_{\text{VSMOW}}} \times 10^3,$$

donde R_{muestra} es la razón isotópica de la muestra ($^2\text{H}/\text{H}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$).

1.5.4 Calidad de los Datos

Los resultados analíticos fueron validados mediante el cálculo del balance iónico (BI) de las muestras, basándose en la propiedad de electroneutralidad del agua. El valor obtenido se expresa en términos porcentuales y equivale al error analítico de las muestras, calculándose según la siguiente expresión:

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

El error aceptable ha sido discutido por diversos autores, aunque en general se aprueban las muestras con un error inferior al 10 %. Matthes (1982) establece que el error debe ser menor al 2%, mientras que Custodio y Llamas (1996) indican que si la conductividad eléctrica de las muestras excede los 2.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ el error admisible es del 2%. Se debe señalar que en algunos casos donde se tienen elementos traza no considerados en el balance, en concentraciones muy altas, el error calculado puede elevarse considerablemente.

1.5.5 Trabajo de gabinete

Este trabajo consistió en el procesamiento e interpretación de los resultados de los análisis químicos e isotópicos de las aguas muestreadas, utilizando distintos tipos de gráficos para clasificar y representar las muestras (e.g. diagramas de Stiff, Piper, Shöeller, binarios, etc.). Además se emplearon métodos estadísticos para establecer posibles relaciones entre distintos parámetros, involucrando la elaboración de una matriz de índices de correlación de los elementos químicos analizados en las aguas termales, su distribución espacial y complementariamente el análisis multivariante de conglomerados.

A continuación se detallan los alcances metodológicos y las consideraciones más relevantes de los análisis realizados.

Elaboración del sistema de información geográfica (SIG) y procesamiento de imágenes satelitales

En todo estudio hidrogeológico es necesaria la existencia de una base SIG para la visualización y gestión de los datos, para lo cual se utilizó el software ArcMap 10.2 de ESRI. En esta etapa de trabajo, se recopilaron los mapas base y coberturas SIG disponibles en el sitio IDE Chile y Albers (2012), a las cuales se añadieron las capas de información generadas en este Trabajo de Título.

Por otro lado, se utilizó el software ENVI 5.0 para procesar imágenes satelitales de la zona, con el objetivo de identificar contrastes litológicos que permitieran reconocer zonas de alteración hidrotermal y sus patrones de distribución.

Análisis de conglomerados (multivariado)

El análisis de conglomerados o clúster es un método jerárquico de análisis multivariado que busca formar grupos de observaciones o variables semejantes entre sí, para lo cual se determina una distancia que puede ser calculada a través de distintos métodos estadísticos. El tratamiento de las muestras se realizó utilizando el programa Statgraphics Centurion XVI.I para Windows.

Los resultados del análisis se representan en gráficos llamados *dendrogramas*, donde en el eje de las abscisas se indican las variables u observaciones consideradas y en el eje de las ordenadas se indica la distancia que separa las variables. La técnica de conglomerados permite obtener información rápida y eficiente sobre la similitud entre muestras a través de la visualización gráfica y reducir la información (Morgano M. *et al.*, 1999)

El dendrograma es similar a un árbol, donde cada ramificación indica un grupo. Los pasos de agrupamiento se muestran como líneas verticales que separan un conglomerado de otro. La distancia a la que se combinan los conglomerados se indica por líneas verticales y a mayor distancia menor similitud. Previamente se deben definir y seleccionar los parámetros a utilizar en el análisis, seleccionando un número de variables compatible con el número de observaciones o muestras a estudiar.

Simulaciones geoquímicas con PHREEQC: modelamiento inverso

El modelamiento inverso se utiliza para estudiar la evolución de la composición química de una solución inicial a otra, considerando las posibles interacciones con el medio (litología). Este último se representa mediante fases minerales reactivas ingresadas como *input*, pudiéndose forzar su disolución o precipitación. La selección de las fases minerales a utilizar en el modelamiento se debe realizar considerando las características litológicas y geológicas del área por donde circulan los fluidos estudiados.

Adicionalmente, el programa determina la especiación esperada en la solución de acuerdo a las características fisicoquímicas de la muestra, según una base de datos estándar fijada antes de comenzar los modelamientos. En este caso se utilizó la base de datos LNLL.dat, ya que considera los parámetros termodinámicos para temperaturas que se aproximan a las de las muestras estudiadas.

El resultado del modelamiento inverso es un ajuste de intercambio de moles para las composiciones dadas, indicando la fidelidad del ajuste a los datos ingresados. Se obtiene la cantidad transferida de moles de cada fase mineral (en mmol/Kg) necesaria para simular el cambio en la composición de las aguas. Si existe disolución de una fase, los valores de intercambio de moles serán positivos, y por otra parte, si ocurre precipitación los valores serán negativos.

Finalmente, se integró la información existente con la obtenida en este Trabajo de Título para explicar el origen y dinámicas que determinan las características de las aguas termales estudiadas, planteando los procesos fisicoquímicos que son capaces de reproducir los rasgos naturales de las aguas termales.

1.6 Estudios anteriores

De acuerdo a la bibliografía consultada, se establece que actualmente no existen publicaciones que expliquen a menor escala el origen y relaciones de las aguas termales aquí estudiadas, al mismo tiempo que tampoco se da explicación a las diferencias que presentan en su química y tipo de depósitos que generan. Por este motivo, el presente trabajo busca profundizar estas temáticas desde una perspectiva hidrogeológica e hidroquímica, para entender de mejor forma la proveniencia, dinámicas de interacción, diferencias y relaciones de las aguas estudiadas.

A continuación se presenta una síntesis de los estudios realizados en el área de estudio.

1.6.1 Hauser (1997)

Realizó un catastro de aguas termales y minerales a nivel nacional, reconociendo 304 fuentes, de las cuales 244 corresponden a aguas termales, 46 a aguas minerales y 14 a aguas mixtas, a través del estudio de la composición química y la comprensión de los procesos geológicos involucrados.

Estableció que la distribución de las fuentes termales se extiende desde el litoral hasta la cordillera y, en general, se asocia a la presencia de sistemas de fallas regionales y centros volcánicos activos. Adicionalmente, Hauser determinó que las fuentes termales registraron un aumento de temperatura y niveles de mineralización a medida que se aproximan a los centros volcánicos. Las fuentes termales de mayor temperatura (85 a 100°C) se encuentran en la zona altiplánica del extremo norte del país, mientras que el mayor número de fuentes termales (30% del total) se concentran en el segmento andino ubicado entre los 38° y 42° S, asociadas al sistema de falla Liquiñe-Ofqui.

Respecto al origen de las aguas, se establece que éstas provendrían mayoritariamente de la recarga de aguas meteóricas junto al aporte de la ablación de nieves y hielo de zonas andinas, mientras que la composición química de las aguas sería predominantemente de tipo clorura y/o sulfatada sódica, seguida del tipo sulfatada y/o clorurada-cálcica-magnésica y aguas bicarbonatadas-cálcicas-magnésicas.

1.6.2 Martini (2008)

Estudió 22 manantiales termales ubicados en la Cordillera Principal de Chile entre los 32°30' S y 34°00' S, asociando su existencia a dos sistemas regionales de falla: zonas de falla Pocuro – San Ramón y El Diablo – El Fierro. El autor propone que a través de estas estructuras se canalizaría la circulación de las aguas termales, siendo un factor de primer orden en la química de ellas. Así define un grupo de aguas carbonatadas y otro de aguas cloruradas, respectivamente. Adicionalmente, aplicando geotermometría de sílice y cationes estimó la temperatura de ambos sistemas geotermales, obteniendo una temperatura de equilibrio entre 70° y 100° C para el primer grupo y de 120° a 180°C para el segundo.

1.6.3 Risacher y Hauser (2008)

Los autores realizaron un catastro de las principales fuentes termales de Chile a lo largo de la Cordillera desde Arica hasta Puerto Montt, que incluye un total de 132 muestras de distintas fuentes. El estudio realiza una comparación entre la composición química de las fuentes termales de la zona norte, central y sur, distinguiendo a su vez dos grandes grupos. El primero debe su composición a la redisolución de antiguas evaporitas o la mezcla con salmueras profundas, reuniendo aguas de alta salinidad (hasta 40 g/l) principalmente en la zona norte y central. El segundo conjunto debe su composición a la interacción con alteraciones hidrotermales y su salinidad es más baja (menor a 1 g/l).

1.6.4 Bustamante *et al.* (2010)

Esta investigación fue desarrollada en el área de las Termas del Plomo, enmarcada en el convenio de “Exploración geológica para el fomento de la energía geotérmica” del SERNAGEOMIN en conjunto con el Ministerio de Minería. Su objetivo era determinar la existencia de un sistema geotérmico, a través de un estudio integral que involucró la geología regional, hidrogeología y geofísica del área de interés. Los autores determinaron que las aguas de las fuentes termales de la zona de estudio estarían conectadas a través de sistemas estructurales de alto ángulo, gran profundidad y larga extensión, y su química indicaría un posible origen hidroquímico común. Además establecieron que en las Termas del Plomo se desarrollaría un sistema de agua termal de baja entalpía, de acuerdo con la temperatura de 80°C obtenida a partir de geotermometría de Na-K-Mg. Finalmente concluyen que no habría reservorio geotermal subyacente, ya que el método geofísico de mayor profundidad (magnetotelúrico) no registró anomalías de resistividad atribuibles a zonas de almacenamiento.

1.6.5 Benavente (2015)

En su tesis de doctorado, el autor realizó un estudio geoquímico de gases y aguas de las distintas manifestaciones y áreas geotermales ubicadas en la Cordillera Principal de Chile Central (entre 32,5°S y 36°S), con el objetivo de determinar el origen y naturaleza de los fluidos. En esta zona, definió tres dominios hidrotermales distintos (oriental, central y occidental), cuya tendencia general era el aumento de la salinidad, la temperatura y la disminución del pH, a medida que se aproximan a los volcanes holocenos. Además, el autor establece que existe una contribución de fluidos profundos, la cual es más intensa al sur del oroclino del Maipo. Específicamente, al norte de éste la mayor carga hidráulica

regional dada por las grandes diferencias topográficas y la menor permeabilidad vertical de las zonas de falla debido a su orientación desfavorable frente al estrés compresivo E-O, suprime parcialmente el ascenso de fluidos profundos y la convección de aguas meteóricas en las zonas de fallas, resultando fluidos termales con una fuerte signatura meteórica.

1.6.6 Benavente *et al.* (2016)

El autor establece que las aguas de vertientes frías y termales de la Cordillera Principal de Chile central son de origen meteórico, siendo determinadas por la geología local, distribuida en franjas, y por estructuras regionales profundas. En particular, las manifestaciones termales de la zona más oriental de la Cordillera Principal son ricas en Na, Cl y SO₄, aportados por disolución de secuencias mesozoicas evaporíticas, sin descartar el aporte de salmueras ascendentes, sugerido por la ocurrencia de He mantélico (~ 19 %). Además en su trabajo reconoce la presencia de aguas maduras en la zona, una adición de gases ricos en CO₂ y la influencia de los centros volcánicos en las manifestaciones más próximas a ellos, caracterizadas por aguas inmaduras SO₄-HCO₃. Mediante la composición isotópica de He en gases provenientes de las áreas volcánicas de Tinguiririca, Planchón-Peteroa, Mariposa (al sur del oroclino del Maipo), y San José, señala la ocurrencia de fluidos magmáticos, acompañada de un gradiente geotermal anómalo.

CAPÍTULO 2. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

2.1 Clima

En el área de estudio se distinguen dos zonas climáticas de acuerdo a la clasificación de Koppen, cuya distribución se observa en la Figura 2-1.

Bajo los 2.500 m.s.n.m el clima es templado frío con lluvias invernales y estación seca prolongada de 4 a 5 meses (Csc). Por otra parte, a medida que el relieve alcanza mayor altura hacia el E, el clima predominante es tundra por efecto de altura (ETH), caracterizado por bajas temperaturas (comúnmente bajo cero) y abundancia de precipitaciones sólidas, lo que favorece la formación de glaciares en las quebradas y cumbres de más altas.

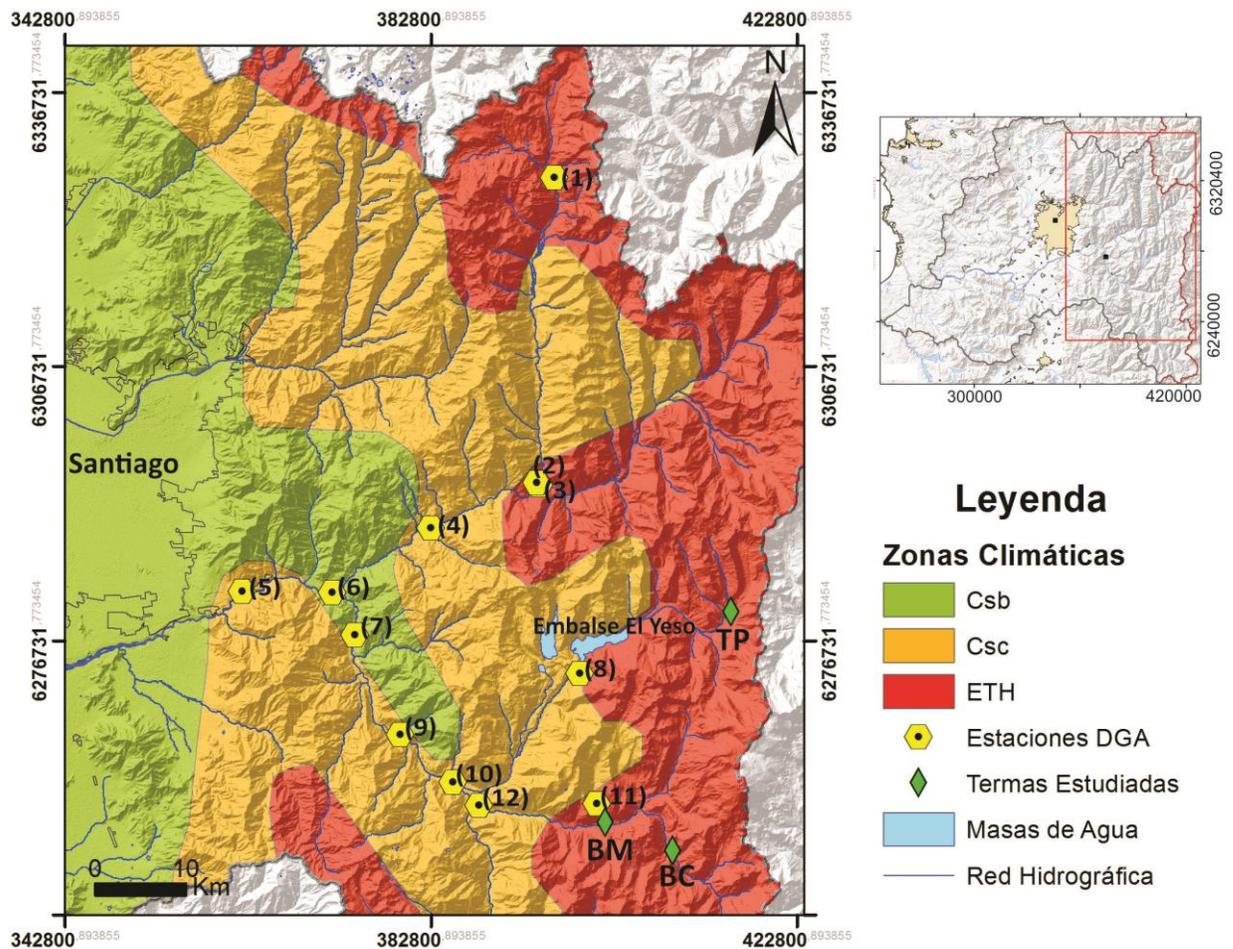


Figura 2-1: Zonas Climáticas de Koppen para la Región Metropolitana: Csb: clima templado cálido con lluvias invernales, Csc: clima templado frío con lluvias invernales, ETH: Tundra por efecto de altura. Además se ilustran las estaciones meteorológicas de la DGA (ANEXO A).

2.1.1 Precipitaciones y temperaturas

La Dirección General de Aguas (DGA), dispone de una red meteorológica de monitoreo (Figura 2-1). No obstante, la estación Embalse el Yeso (2.475 m.s.n.m) es la única que cuenta con un registro completo de datos meteorológicos, disponible a partir del año 1978. En la Figura 2-2 se presenta un climograma elaborado a partir de la información de dicha estación, con las precipitaciones y temperaturas medias mensuales para el periodo 1978-2014, ilustrando las variaciones climáticas estacionales. La precipitación media anual para el período estudiado es de 630 mm, la cual se concentra en los meses de mayo y septiembre, siendo junio el mes más lluvioso del año. Se destaca que aproximadamente el 65% del total de precipitaciones se acumula en el período mencionado, de las cuales el 60% corresponde a nieve.

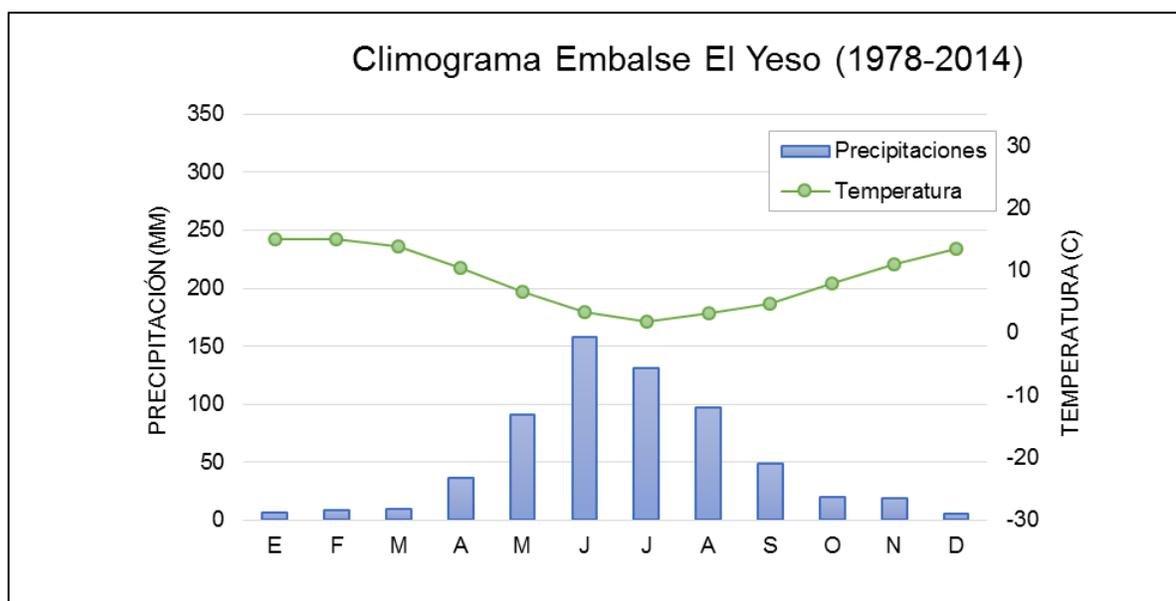


Figura 2-2: Climograma para la estación meteorológica Embalse El Yeso, con datos del año 2014. Notar que entre los meses de mayo y septiembre se concentran las precipitaciones y se alcanzan los promedios de temperatura más bajos. Fuente: Elaboración propia basada en datos de la DGA.

Adicionalmente, en la Tabla 2-1 se señalan los valores extremos de temperaturas registrados en la estación meteorológica mencionada. Se observa que durante los meses invernales las mínimas son comúnmente bajo cero, mientras que entre los meses de octubre y marzo se evidencia un aumento de las temperaturas mínimas y máximas. En este período se produce el deshielo de la nieve acumulada, con un derretimiento de más del 50% de la cobertura nival.

Tabla 2-1: Promedio ($x \pm 2\sigma$) de temperaturas mensuales extremas, para el período 1978-2014.

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	
T (°C)	Min	9,1 ± 1,7	9,1 ± 1,9	8,1 ± 1,7	5,3 ± 2,0	2,3 ± 3,3	-0,3 ± 3,3	-1,8 ± 3,4	-0,9 ± 4,0	0,0 ± 3,6	2,8 ± 2,4	5,4 ± 2,1	7,6 ± 2,1
	Max	21,1 ± 2,2	21,0 ± 2,8	19,5 ± 2,4	15,3 ± 3,5	10,6 ± 4,1	6,8 ± 4,1	5,7 ± 4,3	7,5 ± 4,4	9,6 ± 4,4	13,3 ± 3,5	16,5 ± 2,9	19,3 ± 2,9

Fuente: Elaboración propia basada en datos de la estación meteorológica Embalse El Yeso de la DGA.

2.2 Relieve

Los rasgos geomorfológicos de la zona de estudio son los característicos de una región de alta cordillera andina, donde destacan las altas cumbres rocosas, glaciares de hielo y roca, valles glacio-fluviales y volcanes. En general el relieve es abrupto y montañoso, con laderas de alta pendiente que otorgan una morfodinámica activa a la zona, evidenciada en los depósitos coluviales, flujos aluviales y remociones en masa. A esto se agrega la gran influencia de los glaciares en la modelación del paisaje, debido a la constante actividad erosiva del hielo sobre las quebradas y valles.

Entre los cerros de mayor altura, destacan el Marmolejo (6.100 m.s.n.m) y Mesón Alto (6.100 m.s.n.m), en el sector *El Yeso*, y El Morado (5.060 m.s.n.m) y Cortaderas (5.330 m.s.n.m), en el sector *El Volcán* (Figura 2-3). La importancia de éstos radica en que, en general, sobre sus laderas se ve favorecida la acumulación de nieve y la consecuente formación de glaciares, cuya distribución también se puede observar en la Figura 2-3.

En la zona norte, el principal rasgo geomorfológico es el valle del Yeso, de tipo glacio-fluvial, bastante estrecho y con una forma característica en 'U'. Sus laderas son escarpadas y a los pies de éstas se ha producido la acumulación de material morrénico, coluvial y aluvial.

El sector sur de la zona de estudio, se encuentra en el valle del río Volcán y presenta características similares al anterior. En esta zona destacan los estratos subverticales de Lo Valdés, la remoción en masa Las Amarillas y morfologías de origen glacial.

Por otra parte, la reanudación del volcanismo en la zona central del país está representada por los volcanes Tupungatito (al NE de la zona de estudio), Marmolejo y el complejo volcánico San José (5.856 m.s.n.m.). Estos edificios volcánicos se encuentran prácticamente alineados en dirección NS y por su gran altura actúan como divisoria de aguas.

2.3 Marco morfotectónico

El área de estudio se encuentra en el segmento de transición entre una zona de subducción normal y otra de carácter subhorizontal (Sillitoe, 1974; Lawrie y Hey, 1981; Giambiagi *et al.*, 2001), provocada por la subducción de la dorsal de Juan Fernández bajo la placa Sudamericana, definiendo los 33° S como un límite tectónico mayor (Yáñez *et al.*, 2002). Por este motivo, en la región, la cordillera de los Andes alcanza alturas considerablemente superiores que los segmentos ubicados inmediatamente al norte y al sur, y reaparece el volcanismo, dando inicio a la Zona Volcánica Sur.

Este segmento del territorio, se compone de las siguientes unidades morfoestructurales de orientación norte – sur: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Antepaís, siendo los dos últimos parte del territorio argentino. La distribución espacial de estas unidades se observa en la Figura 2-4.

De acuerdo a lo anterior, el área de estudio se ubica completamente en la Cordillera Principal, la que a su vez, puede ser dividida en un miembro Occidental y uno Oriental. El primer miembro, está conformado por rocas cenozoicas de las formaciones Abanico y

Farellones, los cuales pertenecen a la faja volcánica eocena-miocena (López-Escobar y Vergara, 1997). Por otra parte, la Cordillera Principal Occidental está conformada por rocas mesozoicas de origen marino y continental, deformadas por la acción de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua (FPCA). Las tres fuentes termales analizadas en este Trabajo de Título, se encuentran en este último grupo litológico.

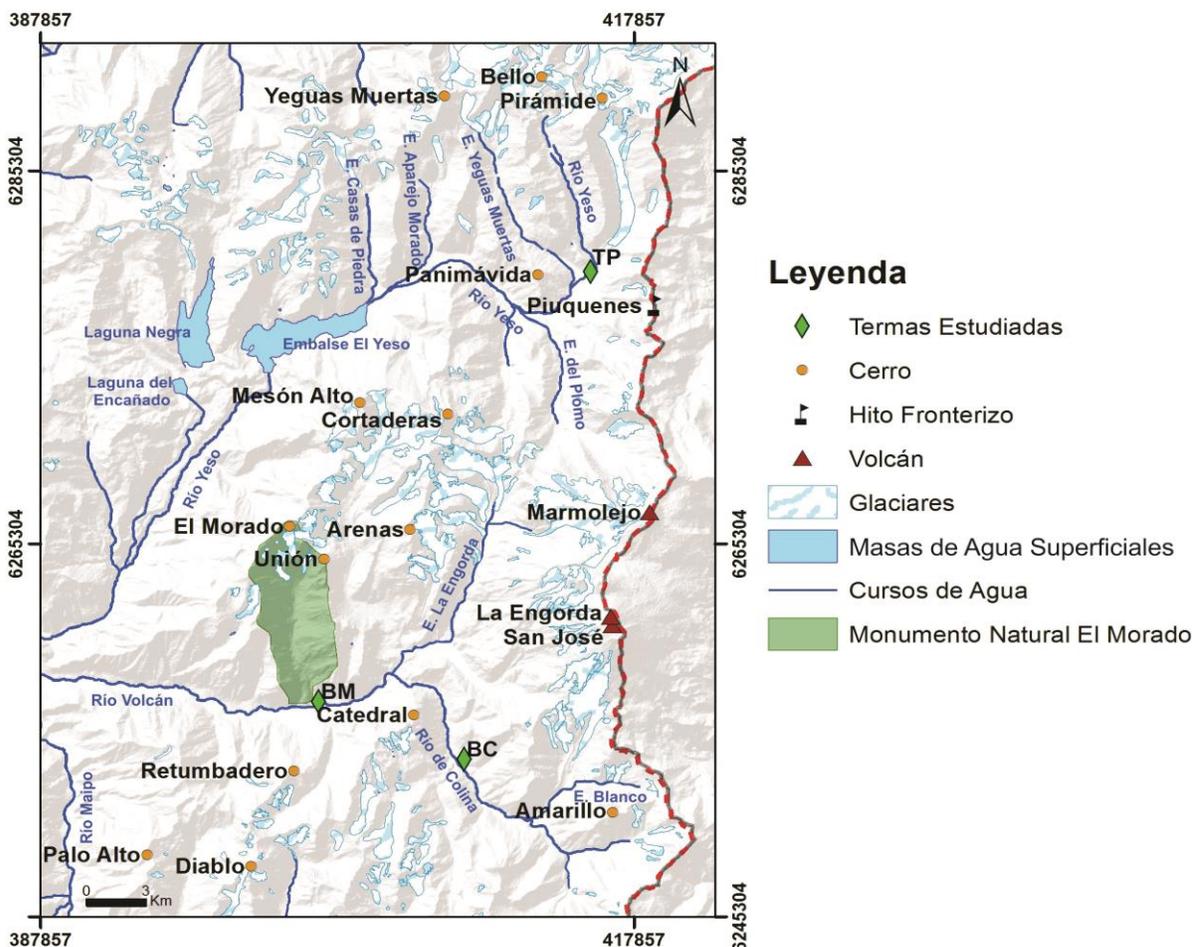


Figura 2-3: Principales cumbres (sobre 3.000 m.s.n.m), glaciares y cursos de agua de la zona de estudio. Se incluyen los edificios volcánicos con actividad reciente (10 ka.).

La actividad volcánica reciente (10 ka) está representada por los voluminosos depósitos del volcán Marmolejo, de edad pleistocena inferior a media, los cuales se encuentran fuertemente erosionados por el efecto de colapsos laterales, avalanchas de detritos (Stern *et al.*, 2007) y erosión glaciar. Adicionalmente, los volcanes Tupungatito, San José y Maipo han presentado actividad histórica (1987, 1906 y 1912, respectivamente), mientras que los dos primeros manifiestan actividad solfatarica permanente (Stern *et al.*, 2007). Dentro de los volcanes de esta zona, solo el volcán San José registra una concentración de actividad sísmica en el periodo 1986-2001 (Barrientos *et al.*, 2004).

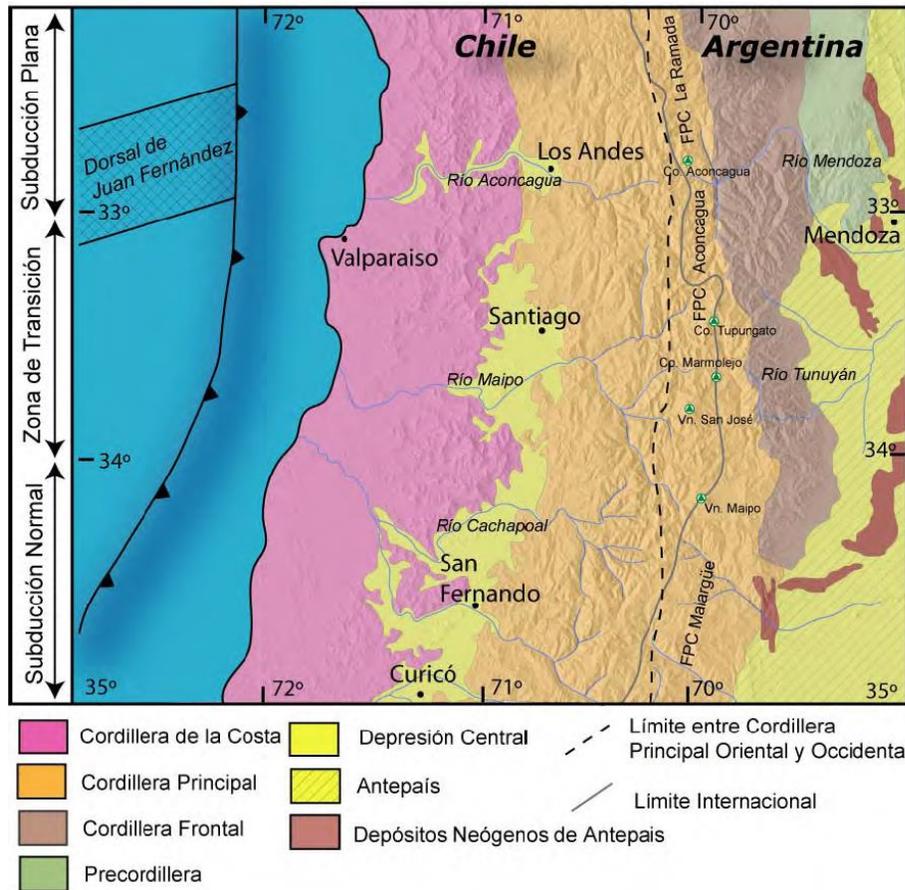


Figura 2-4: Segmentación morfoestructural del Orógeno Andino entre los 32° y 35°S basado en Charrier y Muñoz (1994), Giambiagi *et al.* (2003; 2012) y Tassara y Yáñez (2003). Tomado de Fock (2005).

2.4 Geología local

2.4.1 Rocas estratificadas

Las rocas estratificadas del área de estudio, consisten en rocas volcánicas, sedimentarias marinas y continentales, cuyas edades se ubican entre el Mesozoico y el Holoceno. Estas formaciones pueden observarse en el mapa geológico presentado en la Figura 2-5.

Formación Nieves Negras [Batoniano – Caloviano temprano]

Consiste en una secuencia de areniscas finas a medias con intercalaciones de pelitas negras, limolitas y brechas subordinadas en su base. Los niveles superiores muestran una serie rítmica de capas de areniscas de grano grueso y niveles delgados de limolita (Álvarez *et al.*, 1997; Charrier *et al.*, 2002). Su espesor máximo estimado es de 400 m y se distribuye en afloramientos discontinuos en una franja de orientación NNW, entre los esteros Caballo y Yeguas Muertas (Bustamante *et al.*, 2010). Constituye el núcleo del anticlinal de Yeguas Muertas (Giambiagi, 2001).

A partir de su contenido fosilífero se asigna temporalmente al Batoniano - Caloviano Temprano (Álvarez *et al.*, 1997) y subyace concordantemente a la Fm. Río Colina.

Formación Río Colina [Caloviano – Oxfordiano]

Corresponde a una secuencia de sedimentos marinos compuesta principalmente por calizas y lutitas calcáreas, lutitas fisibles finamente estratificadas, areniscas y conglomerados finos, con algunas intercalaciones de rocas volcánicas andesíticas (Fock, 2005). Además presenta yeso interestratificado y formando intrusiones diapíricas (Thiele, 1980) los que corresponderían a los niveles de despegue de la FPCA (Ramos *et al.*, 1996). Su espesor mínimo es de 800 m y aflora en la vertiente oriental de la Cordillera Principal.

De acuerdo al material fósil encontrado, su edad sería Caloviano – Oxfordiano. (Thiele, 1980; Álvarez *et al.*, 1996) y subyace concordantemente a la Fm. Río Damas.

Formación Río Damas [Kimmeridgiano]

Se trata de una secuencia continental de conglomerados y brechas conglomerádicas gruesas a medianas, con intercalaciones de areniscas, limonitas, lavas andesíticas y pequeños niveles de yeso. Su espesor es de aproximadamente 3.000 m y aflora en la parte oriental de la Cordillera Principal formando varias escamas tectónicas.

Dado que la Fm. Río Damas está bien delimitada por la Fm. Río Colina de edad oxfordiana en la base y por la Fm. Lo Valdés del Titoniano en su techo, su edad ha sido asignada al Kimmeridgiano (Thiele, 1980).

Formación Lo Valdés [Titoniano Inferior - Hauteriviano Superior]

Está compuesta por una secuencia de lavas andesíticas con intercalaciones de sedimentos marinos en su miembro inferior y calizas, calizas fosilíferas, calcilutitas, lutitas y areniscas calcáreas en su miembro superior (Hallam *et al.*, 1986). Su espesor estimado es de 1.350 m, y forma una amplia franja norte - sur en la Cordillera Principal Oriental, constituyendo escamas tectónicas.

En base al contenido fosilífero encontrado se le asigna una edad Tithoniano – Hauteriviano y se dispone concordantemente sobre la Formación Río Damas y bajo la Formación Colimapu (Thiele, 1980).

Formación Colimapu [Campaniano]

Corresponde a una secuencia continental compuesta por areniscas, lutitas, conglomerados e intercalaciones de tobas, andesitas y calizas, siendo atravesada por varios sets de diques. Localmente su espesor alcanza aproximadamente 2.000 m, (Thiele, 1980) y se encuentra en capas lateralmente discontinuas, aflorando en el límite occidental de la Cordillera Principal Oriental.

Su edad se ha acotado entre el Hauteriviano, por su contacto basal concordante, y Albiano, en base a material fósil (Fock, 2005) y subyace discordantemente a la Formación Abanico (Charrier *et al.*, 1996; Charrier *et al.*, 2002).

Unidad Volcánica Antigua [Pleistoceno]

Definida por Thiele y Katsui (1969), incluye los esqueletos de volcanes extinguidos, formados principalmente de coladas andesíticas y traquiandesíticas, que afloran principalmente en el área fronteriza. Destacan entre ellos los volcanes extintos Tupungato y Marmolejo (Thiele, 1980).

La base de la Unidad Volcánica Antigua está conformada por las formaciones paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas expuestas en la vertiente oriental de la Cordillera Principal, y solo se encuentra afectada por fallas menores.

Se le asigna una edad pleistocena (Thiele, 1980) y se encuentra sellando las estructuras de pliegues y fallas de fines del Mioceno que caracterizan la región.

Unidad Volcánica Nueva [Holoceno]

En esta unidad se agrupan los productos de los volcanes que presentan manifestaciones históricas de actividad, como el volcán Tupungatito y el San José. Adicionalmente en ellos se reconocen emanaciones fumarólicas y solfatáricas actuales.

La Unidad está formada por coladas andesíticas frescas, con intercalaciones de mantos de brechas y depósitos piroclásticos menores (bombas, lapilli y cenizas), predominantemente oscuras (Thiele, 1980).

Su base se encuentra en contacto con rocas de la Unidad Volcánica Antigua (Thiele y Katsui, 1969) y su edad se asigna al Holoceno (Thiele, 1980).

2.4.2 Depósitos No Consolidados

Depósitos fluviales, fluvioglaciales y aluviales

Corresponden a bloques, gravas, arenas, limos y arcillas, provenientes de la meteorización y erosión de las unidades geológicas nombradas anteriormente. Su distribución se limita a valles, quebradas, terrazas, remociones recientes y abanicos aluviales.

Depósitos lacustres

Depósitos de limos y arcillas, finamente laminados, acumulados en lagos formados detrás de algunas morrenas frontales o de depósitos producidos por desmoronamientos en los valles de los ríos Colina, Colorado, Maipo y Yeso (Thiele, 1980).

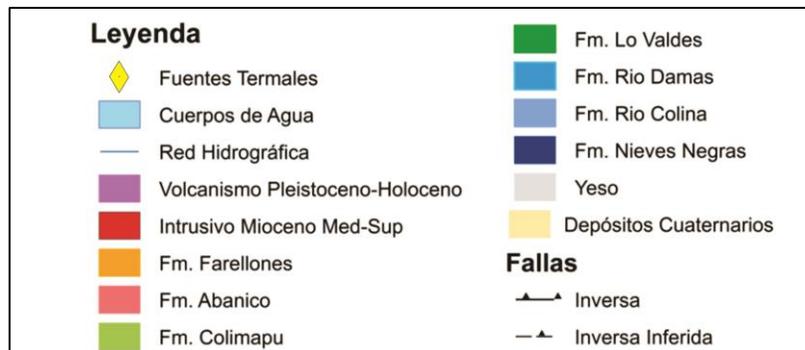
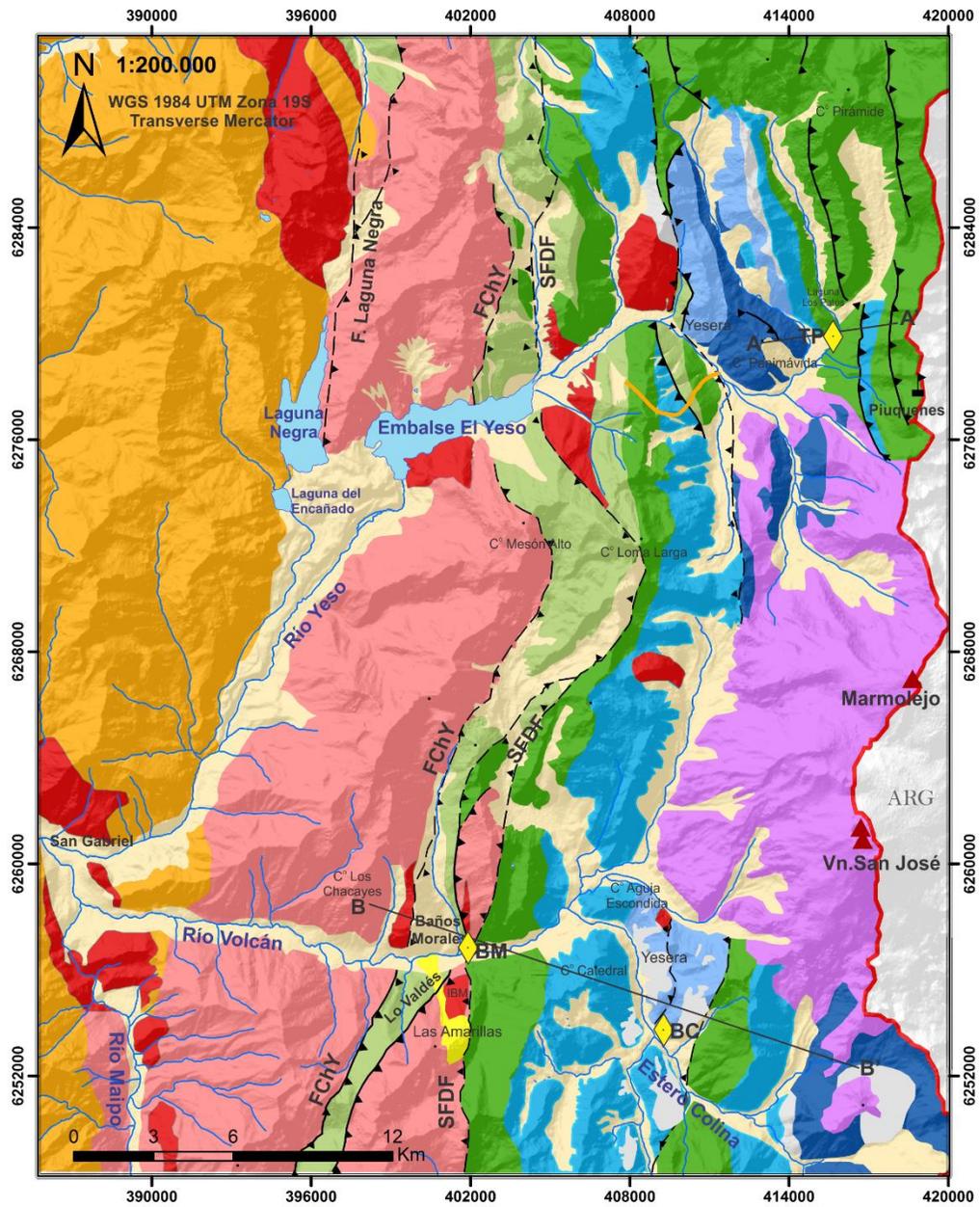


Figura 2-5: Mapa geológico de la zona de estudio. Basado en Fock (2005), Thiele (1980) y Calderón (2008). Además se presenta la traza de los perfiles A-A' y B-B'.

Depósitos gravitacionales

Estos depósitos se reconocen prácticamente en toda el área, formando coluvios. Los más importantes son aquellos resultantes de la reptación del suelo y talud, los cuales producen acumulaciones detríticas importantes en la base de las pendientes suaves, los primeros, y en las pendientes fuertes, los segundos (Thiele, 1980). La formación de este tipo de depósitos se ve favorecida por el movimiento de fallas activas que generan inestabilidad de bloques de roca.

Depósitos glaciales

Conformados por morrenas (de fondo, frontales y laterales) y acumulaciones de detritos provenientes de glaciares de roca que se pueden encontrar en la mayoría de las cabeceras de los esteros por sobre la cota de 2.500 m.s.n.m., en circos glaciales y nichos en las altas cumbres (Thiele, 1980).

2.4.3 Rocas Intrusivas

Los cuerpos intrusivos de la Cordillera Principal de Chile Central se encuentran distribuidos en franjas norte – sur y se pueden agrupar según su edad de la siguiente manera:

Eoceno Superior – Mioceno Inferior

Unidad de intrusivos hipabisales: stocks, filones manto, cuellos volcánicos y diques; de composición variable desde gabros a andesitas de piroxeno (Fock, 2005). Se presentan intruyendo rocas de la Fm. Abanico, constituyendo cuerpos de tamaño inferior a 8 km². De acuerdo a Thiele (1980) estos intrusivos pertenecen a la Unidad Intrusiva II, que de acuerdo a su edad y geoquímica serían similares a las lavas de la Fm. Abanico y posiblemente corresponderían a sus conductos alimentadores (Wall *et al.*, 1999).

Mioceno Inferior

Cuerpos intrusivos principalmente granodioríticos, que se encuentran intruyendo a rocas de la Fm. Abanico. Entre ellos destacan el Plutón La Obra y el Plutón San Francisco. Su rango de edad varía entre los 20 y 18 Ma (Fock, 2005).

Mioceno Medio – Superior

Intrusivos de litología granodiorítica, monzogranítica y monzonítica cuarcífera (Kurtz *et al.*, 1997). Ejemplos de ellos, son el Plutón San Gabriel y La Gloria, cuyo rango de edad varía entre los 13 y 8 Ma (Fock, 2005).

Plioceno – Pleistoceno

Intrusivos tonalíticos a pórfidos dacíticos, aflorando en la franja más oriental de plutones de Chile Central (Fock, 2005). Sus edades varían desde los 3,4 Ma (Ramos *et al.*, 1996) hasta ~1 Ma (Godoy y Lara, 1994).

2.5 Geología Estructural

Las estructuras que controlan la geología local son principalmente fallas y pliegues apretados, de orientación N – NW, que concentran la deformación y provocan el basculamiento de las rocas que conforman la Cordillera Principal Occidental y dan lugar a la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua (FPCA).

Este dominio estructural involucra fallas inversas de alto ángulo y pliegues que desplazan bloques de rocas mesozoicas hacia el este, aunque también se desarrollan retrocorrimientos de vergencia opuesta. El resultado de este proceso es el acortamiento, engrosamiento cortical y alzamiento de la Cordillera de Los Andes y el desplazamiento del frente de deformación hacia el este.

El estilo de deformación de esta faja estructural es complejo. Por una parte, sería de tipo piel gruesa, involucrando bloques de basamento pre-Jurásico en su parte interna y, por otro lado, esta deformación se traspasaría hacia sectores más someros y generaría una deformación de piel delgada (Giambiagi y Ramos, 2002). Adicionalmente, la presencia de niveles evaporíticos de baja competencia se ha asociado a superficies de despegue que favorecen la deformación (Dahlstrom, 1970).

A continuación se mencionan las estructuras más relevantes de la zona de estudio.

2.5.1 Falla Chacayes – Yesillo (FChY)

Falla inversa de vergencia oeste, de alto ángulo, manteo aproximado 80° E y rumbo N 20° E (Fock, 2005). Pone en contacto rocas de la Fm. Colimapu con la Fm. Abanico, (Baeza, 1999; Bustamante, 2001; Charrier *et al.*, 2002, 2005). Relacionado a esta falla, se desarrolla un pliegue sinclinal de arrastre con su flanco oriental volcado hacia el oeste, siendo su eje paralelo a la traza de la falla.

2.5.2 Sistema de Fallas El Diablo – El Fierro (SFDF)

De acuerdo a Fock (2005), esta estructura corresponde a un retrocorrimiento inverso de vergencia al este, que en el sector *El Yeso* monta la Fm. Colimapu sobre la Fm. Lo Valdés (sector del Cerro Mesón Alto – Loma Larga). Su rumbo varía de norte sur a N10°E y corresponde a una estructura subvertical (Calderón, 2008).

La importancia de esta estructura, es que pone en contacto rocas mesozoicas con rocas cenozoicas en el sector de *El Volcán*, marcando un cambio en el estilo de la deformación y controlando regionalmente el desarrollo del orógeno. Además, en el trabajo de Calderón (2008) se menciona la existencia de salvanda de roca asociada a esta falla, aproximadamente a 1 km al ENE de Baños Morales

Sobre la falla El Diablo se desarrolla una intensa actividad sísmica superficial (15-20 km de profundidad), es decir, se trata de actividad sísmica localizada dentro de la placa continental, la cual no está ubicada en el plano de subducción (Charrier, 2005; Giambiagi *et al.*, 2010). La Falla El Diablo sería la continuación al norte del corrimiento El Fierro, descrito por Davidson (1971) y Godoy (1991), por lo que en este trabajo se hará referencia al sistema de fallas El Diablo – El Fierro.

CAPÍTULO 3. CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA DE LA ZONA

3.1 Descripción general de la subcuenca de Maipo Alto

La subcuenca de Maipo Alto corresponde al área drenada por la parte alta del río Maipo, desde su nacimiento en la cordillera de los Andes hasta la estación fluviométrica Maipo en El Manzano, abarcando una superficie de aproximadamente 4.858 km². Incluye a sus principales influentes: río Colorado, río Olivares, río Yeso y río Volcán. En toda esta subcuenca se aprecia un marcado régimen nival, con sus mayores caudales en diciembre y enero, producto de los deshielos cordilleranos (CADE-IDEPE, 2008), mientras que el período de estiaje es el que registra menores caudales, entre los meses de junio y agosto. Además, toda la subcuenca presenta su régimen hidrológico alterado por la actividad antrópica, el río Yeso por la existencia del embalse El Yeso y los ríos Colorado y Volcán por las centrales hidroeléctricas Los Maitenes, El Alfalfal y Queltehues, respectivamente.

Según la delimitación de cuencas de la Dirección General de Aguas (2000) la cuenca Alta del río Maipo esta particionada en ocho sub-subcuencas, mostradas en la Tabla 3-1. Adicionalmente, en la Figura 3-1 se presentan las subdivisiones mencionadas, con énfasis en las que conforman la zona de estudio.

Tabla 3-1: Subdivisión hidrográfica de la cuenca de Alto Maipo.

Código Cuenca	Código Subcuenca	Código BNA sub-subcuenca	Nombre de la sub-subcuenca	Área Drenada (km ²)
057	0570	05707	Río Colorado entre río Olivares y río Maipo	338,12
		05706	Río Olivares hasta junta río Colorado	543,20
		05705	Río Colorado antes junta río Olivares	788,82
		05704	Río Maipo entre río Volcán y río Colorado	533,37
		05703	Río Yeso hasta junta río Maipo	627,01
		05702	Río Volcán hasta junta río Maipo	523,28
		05701	Río Maipo entre río Negro y río Volcán	737,07
		05700	Río Maipo bajo junta río Negro	767,53
Total				4858,40

Fuente: Videla (2013), basado en datos oficiales de la DGA (200).

De acuerdo al Mapa Hidrogeológico de Chile (1986), se establece que en general la subcuenca presenta una muy baja permeabilidad al estar conformada por rocas sedimentarias y volcánicas triásicas a paleocenas, que convencionalmente son consideradas como basamento de los acuíferos en la zona central de Chile. Sin embargo, la abundancia de vertientes y zonas de surgencia natural de agua, revela la importancia de la permeabilidad secundaria para la circulación de fluidos.

Adicionalmente, se reconoce la existencia de un acuífero menor en el sector cordillerano, de carácter aluvial y coluvial, específicamente en el cauce de los ríos Volcán y Yeso (CADE-IDEPE, 2008).

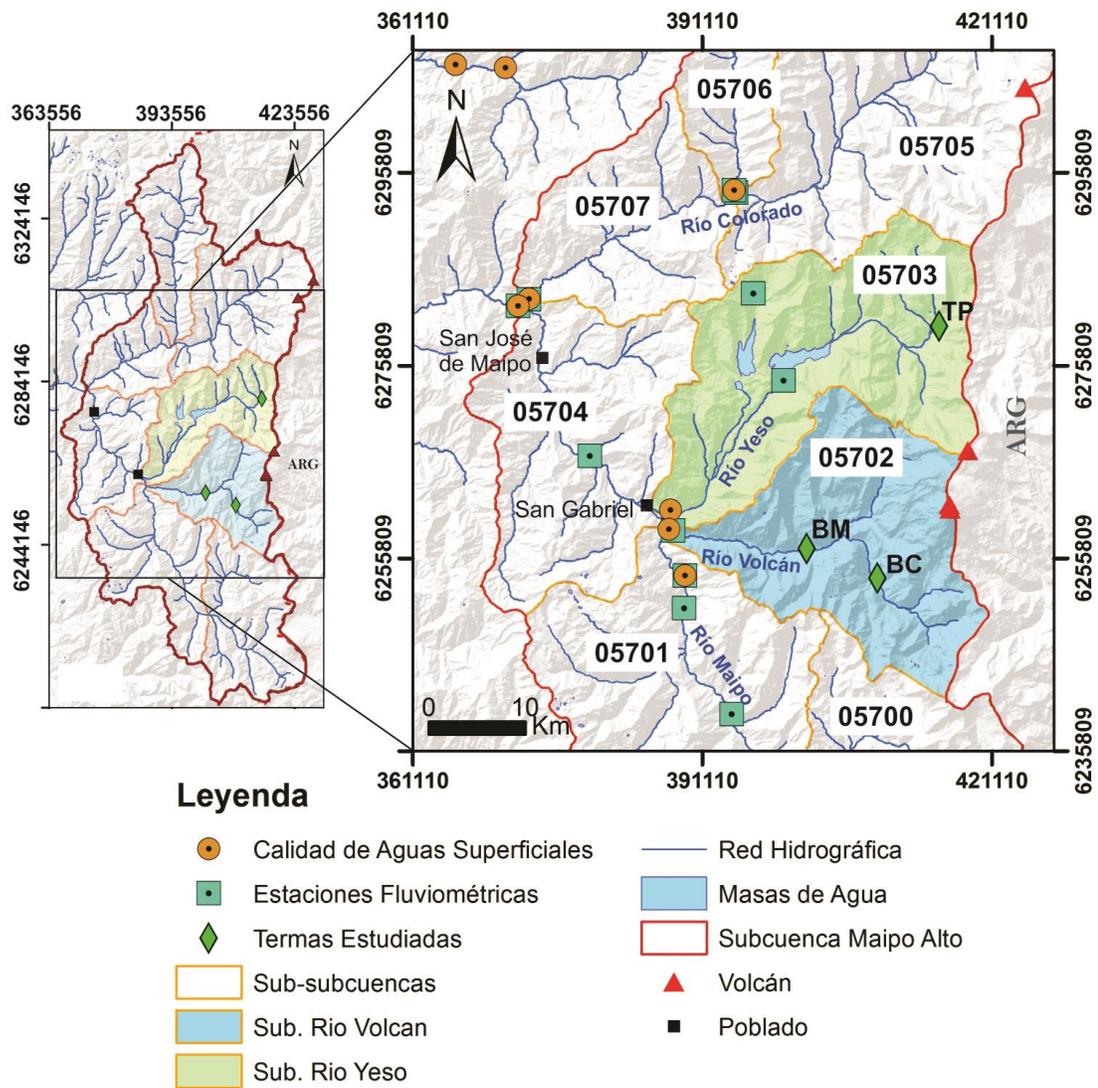


Figura 3-1: Divisiones de la subcuenca de Maipo Alto con sus respectivos códigos BNA. Además e ilustran las estaciones de control fluviométrico y de calidad de aguas superficiales disponibles en el Sistema Nacional de Información del Agua (SNIA) de la DGA.

Los valles de los ríos Colorado, Yeso y Volcán, presentan un tipo de permeabilidad primaria con una importancia alta en términos de disponibilidad. Esta ocurrencia de aguas subterráneas se asocia a depósitos de relleno no consolidado, sedimentos fluviales, glaciales, aluviales, lacustres, aluvionales y eólicos. Por lo general, la presencia de napas es de tipo libre o semiconfinada y la permeabilidad es variable (Vásquez, 2009). Como referencia, en la zona de San José de Maipo se han registrado transmisibilidades de 2000 m²/día (CNR, 1984), dando una idea de las características hidráulicas de los acuíferos cordilleranos aluviales.

Respecto a la calidad de las aguas superficiales, se tiene que los mayores valores de conductividad eléctrica se registran en otoño e invierno, de acuerdo a los datos registrados en las estaciones de muestreo río Yeso antes junta río Maipo y río Volcán antes de junta con río Maipo. Este comportamiento responde a la disminución de los caudales en los

meses fríos, debido al menor aporte de aguas de deshielo, aumentando así la concentración de elementos disueltos. En el ANEXO B se presenta un listado con los parámetros medidos en las estaciones de monitoreo de calidad de aguas superficiales mencionadas.

3.2 Sub-subcuenca Río Yeso

3.2.1 Introducción

La sub-subcuenca del río Yeso comprende desde la confluencia de los ríos Yeso y Maipo, en la localidad de San Gabriel, hasta la línea limítrofe chileno-argentina al oriente, drenando una superficie aproximada de 627 km² y con una altura media de 2760 m.s.n.m. El río Yeso, nace en las cercanías de las termas del Plomo y tiene una longitud de 40 km hasta su confluencia con el río Maipo en San Gabriel.

El sistema hídrico del Yeso posee tres espejos de agua, naturales y artificiales, de importancia: laguna Negra, laguna Lo Encañado y embalse El Yeso. La laguna Lo Encañado posee un comportamiento hidrológico nival, con caudales de descarga máximos en noviembre y un caudal medio anual en régimen natural de 0,76 m³/seg. La Laguna Negra, de similar comportamiento hidrológico, posee un volumen de aproximadamente 600 Mm³ e infiltra hacia la laguna Lo Encañado, la cual descarga sus aguas a través del estero El Manzanito hacia el río Yeso (Vásquez, 2009).

La cuenca influente al embalse el Yeso, define un área de 360 km², siendo la más alta con una elevación media de 4.000 msnm (Serrano, 2014) y un gradiente hidráulico estimado de 0,51 (Bustamante *et al.*, 2010). Al ser una cuenca de gran altura posee un marcado régimen nival con caudales máximos en diciembre y un caudal medio anual de 8,4 a 10 m³/s (Niemeyer, 1980; Vásquez, 2009; Serrano, 2014). El embalse fue construido en un sector de baja pendiente en el cual las aguas naturalmente se acumulaban debido al represamiento provocado por depósitos morrénicos y de remoción en masa. Posee una capacidad de 253 Mm³ (Serrano, 2014) y es considerado como la principal reserva de agua potable de la región Metropolitana, siendo administrada por Aguas Andinas.

3.2.2 Acuíferos y características hidráulicas

Tal como se mencionó, en esta sub-subcuenca se ha descrito la presencia de un acuífero freático a semiconfinado, conformado por los depósitos aluviales, glaciales y coluviales que rellenan el valle y conforman terrazas. Se infiere un espesor de relleno sedimentario con potencias variables entre 250 y 400m, con un máximo de 500 m en la parte central del valle. Estos espesores disminuyen fuertemente hacia los bordes por acuñaamiento progresivo de los depósitos.

Por otro lado, en el sector de las termas del Plomo, el valle se estrecha y el área de influencia sobre éste es 61,86 km² (18% de la superficie de la sub-subcuenca) con un gradiente hidráulico de 0,53 (Bustamante *et al.*, 2010). Las manifestaciones termales afloran en rocas estratificadas (calizas fosilíferas y lutitas) con presencia de diques andesíticos de la Fm. Lo Valdés, por lo que sus características hidráulicas estarían dadas por planos de estratificación y permeabilidad secundaria provocada por fracturamiento.

Esta unidad ha sido clasificada como un posible acuífero de media a baja importancia hidrogeológica en roca fisurada (Bustamante *et al.*, 2010).

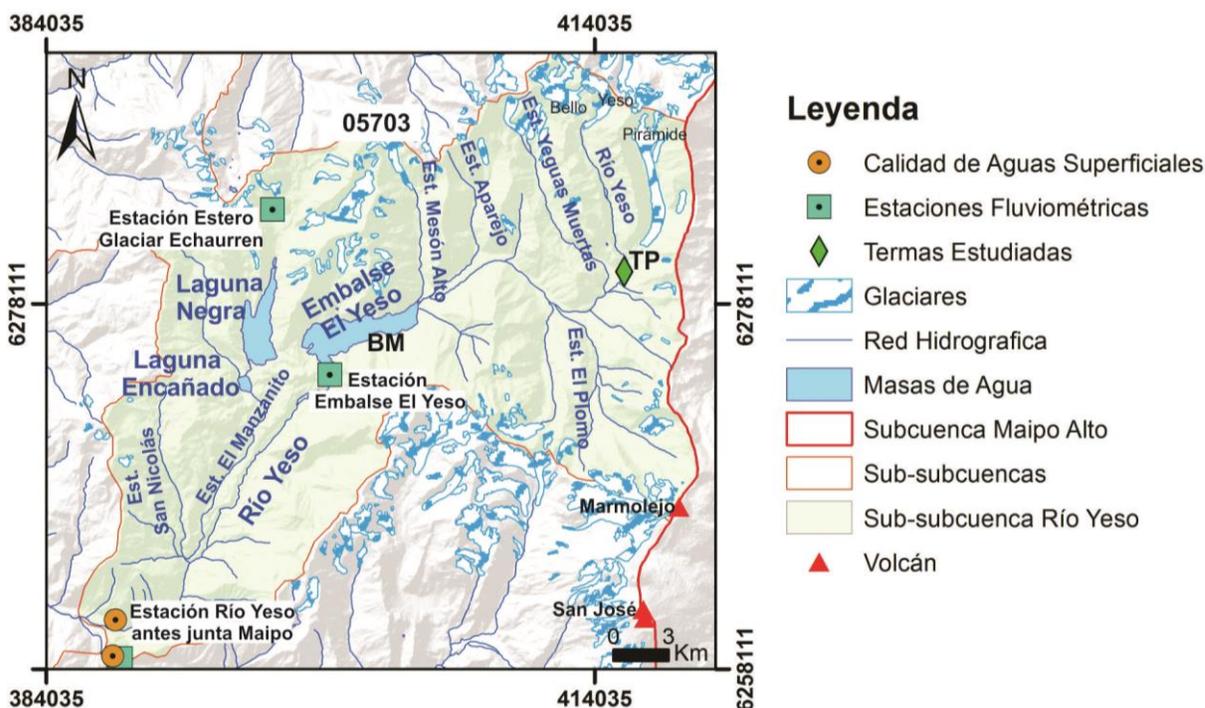


Figura 3-2: Sub-subcuenca del Río Yeso, sector norte del área de estudio. Se muestran los principales influentes, glaciares y estaciones de control fluviométrico y de calidad de aguas superficiales existentes en el área. (Basado en información de cuencas y estaciones de la DGA).

En el trabajo de Bustamante *et al.* (2010), se realizó un levantamiento de datos geotécnicos sobre los macizos de roca ubicados en un radio de 500 m de las termas del Plomo. Se determinó que las rocas presentes en la zona poseen clase geotécnica R3 a R4, es decir, son de calidad baja y con presencia de agua fluyendo. El sistema de estratificación predominante posee dirección de 16°- 48°W y un manteo de 70°- 78°NE. Estos planos son de gran persistencia y le dan a la roca una alta transmisibilidad hidráulica debido a sus aberturas provocadas por movimientos tectónicos regionales, a los que también se atribuye la presencia de diaclasas, pliegues y fallas.

3.2.3 Disponibilidad de agua de recarga

Para estimar la disponibilidad de agua en la sub-subcuenca del Yeso, particularmente el área comprendida aguas arriba del embalse El Yeso, donde se pierde el régimen hidrológico natural de la cuenca, es necesario estimar las entradas y salidas de agua al sistema.

3.2.3.1 Entradas (Mm³/año)

Las entradas de agua al sistema hídrico del Yeso están dominadas por las precipitaciones líquidas y sólidas. Además se podría considerar el agua aportada por los glaciares y los posibles aportes subterráneos laterales, aunque dada la complejidad de cuantificar estas contribuciones, éstas no serán consideradas en las siguientes estimaciones.

La estimación del aporte de las precipitaciones se efectuó multiplicando la precipitación total mensual por el área ubicada aguas arriba del embalse (360 km²). De esta manera se obtiene un flujo disponible promedio de 138 Mm³/mes y de 1.660 Mm³/año. En el ANEXO C se muestra el detalle los cálculos realizados.

3.2.3.2 Salidas (Mm³/año)

En la sub-subcuenca estudiada no existen registros de explotación de aguas subterráneas, tanto para consumo como para uso agrícola, por lo que las salidas estarán dadas por el caudal superficial entrante al embalse El Yeso y por las pérdidas de agua por evaporación. De manera análoga al cálculo de las precipitaciones, se estimó el componente de evaporación de las salidas multiplicando el área del balance por el valor de evaporación calculado para el sector del embalse El Yeso. Este procedimiento permite obtener un valor aproximado de la evaporación para la sub-subcuenca, aunque posiblemente se está sobreestimando debido a que las mediciones se realizaron en la zona de influencia del espejo de agua del embalse.

Como resultado de este análisis, se obtuvo una descarga promedio al embalse de 269 Mm³/año y pérdidas por evaporación de 535 Mm³/año. Para más detalles, consultar el ANEXO C.

3.2.3.3 Estimación de la recarga y descarga

La recarga se obtiene al calcular la diferencia entre las entradas y las salidas del sistema. A continuación, en la Tabla 3-2, se indican los valores mensuales y anuales (en Mm³) estimados de recarga para la zona estudiada.

Tabla 3-2: Disponibilidad de agua de recarga para la parte alta de la sub-subcuenca del río Yeso, para un año normal, seco y lluvioso.

	Promedio	Mínima	Máxima
Mes	(Mm ³)	(Mm ³)	(Mm ³)
Ene	-132,1	-239,2	-75,7
Feb	-105,0	-193,8	-58,0
Mar	-87,3	-181,1	-19,2
Abr	-42,6	-93,1	-7,4
May	19,5	-19,6	45,8
Jun	189,6	154,0	210,5
Jul	271,4	245,3	287,7
Ago	490,0	464,9	506,1
Sep	501,3	467,0	531,9
Oct	-49,7	-93,5	-0,3
Nov	-80,4	-126,2	-21,4
Dic	-119,2	-188,3	-67,2
Promedio (Mm³/mes)	71,3	16,4	111,1
Total (Mm³/año)	855,5	196,5	1332,6

Los resultados obtenidos indican que el sistema hídrico es efluente-influente entre el río Yeso y el sistema acuífero subterráneo que se desarrolla a través del valle generado por su cauce (Bustamante *et al.*, 2010), es decir, entre los meses de octubre y abril, el acuífero experimenta la descarga de sus aguas en el río y entre junio y septiembre se recarga, esperando un aumento en el nivel de las aguas subterráneas.

3.3 Sub-subcuenca Río Volcán

3.3.1 Introducción

La sub-subcuenca del Río Volcán, está limitada al W por la confluencia con el río Maipo, donde se ubica la estación fluviométrica y de calidad de aguas superficiales Los Queltehues, y al E por el límite fronterizo chileno-argentino (Figura 3-3). Cubre un área de drenaje aproximada de 524 km² y su elevación media es de 3.300 m.s.n.m. (Serrano, 2014).

El valle principal es de tipo fluvio-glacial y corresponde al cauce del río Volcán, el cual se forma a los pies de volcán San José producto del deshielo de nieves y glaciares acumulados en sus laderas. Los cursos de agua más importantes encontrados en la cabecera son el río de Colina y el estero La Engorda, que al confluir forman el curso principal del río Volcán. Aguas abajo, continúa el aporte de pequeñas quebradas y esteros, siendo el más importante de ellos el estero Morado, que se forma por el derretimiento de los glaciares Morado y San Francisco.

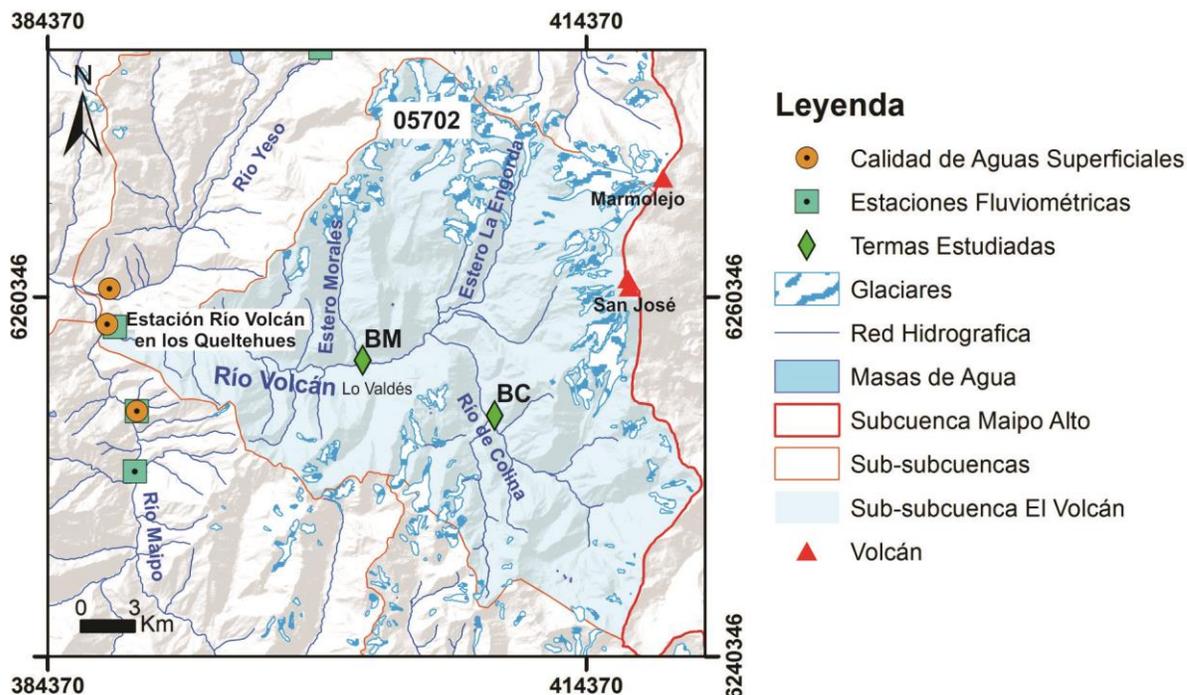


Figura 3-3: Sub-subcuenca del Río Volcán, principales cursos de agua y estaciones de control fluviométrico y de calidad de aguas superficiales. (Basado en información de cuencas y estaciones de la DGA).

3.3.2 Acuíferos y características hidráulicas

En la sub-subcuenca del río Volcán, al igual que en la del Yeso, se ha descrito la presencia de un acuífero de dimensiones acotadas al relleno del valle, de origen aluvial, coluvial y glacial. En la exhaustiva búsqueda de bibliografía para la cuenca no se encontraron descripciones respecto a las dimensiones del relleno.

Por otra parte, según el estudio de impacto ambiental “Proyecto Hidroeléctrico Alto Maipo” (AES Gener, 2007), las rocas que se encuentran en el sector al ser principalmente volcánicas e intrusivas presentan nula porosidad efectiva (primaria). En el caso de las rocas sedimentarias, estas presentan matrices impermeables y los elementos que las componen se encuentran bien soldados entre sí. Por esto, la permeabilidad y la circulación de fluidos a través de las rocas estarían dadas por fracturas y zonas donde abundan los materiales solubles (como CaCO_3). En el estudio mencionado, se realizaron ensayos de permeabilidad en sondajes, los cuales demostraron que existe una disminución considerable de la permeabilidad secundaria a los 250 m de profundidad, dada por un aumento de la presión litostática, alcanzando valores bajo los 10^{-9} m/s.

3.3.3 Disponibilidad de agua de recarga

Los cálculos se realizaron de manera análoga a la subcuenca anterior, aunque en este caso se consideró la superficie total de la subcuenca del río Volcán, ya que esta se encuentra intervenida únicamente en la confluencia con el río Maipo.

3.3.3.1 Entradas ($\text{Mm}^3/\text{año}$)

Al igual que en *El Yeso*, las entradas están determinadas por las precipitaciones líquidas y sólidas, siendo estas últimas las que se acumulan y al fundirse alimentan el sistema los meses sin precipitaciones.

La estimación del aporte de las precipitaciones se efectuó multiplicando la precipitación total mensual por el área total de la sub-subcuenca (524 km^2), obteniéndose un flujo disponible promedio de $209 \text{ Mm}^3/\text{mes}$ y de $2.503 \text{ Mm}^3/\text{año}$. En el ANEXO D se muestra el detalle los cálculos correspondientes.

3.3.3.2 Salidas ($\text{Mm}^3/\text{año}$)

En la sub-subcuenca estudiada se desconoce la explotación de aguas subterráneas, por lo que las salidas estarán dadas por el caudal superficial tributado al río Maipo. Además, se consideran las pérdidas por evaporación, calculadas de forma análoga a la subcuenca del río Yeso.

Se obtuvo un valor promedio de tributación al Maipo de $542 \text{ Mm}^3/\text{año}$ y de pérdidas por evaporación de $535 \text{ Mm}^3/\text{año}$.

3.3.3.3 Estimación de la recarga y descarga

La recarga se obtiene al calcular la diferencia entre las entradas y las salidas del sistema. A continuación, en la Tabla 3-2, se indican los valores mensuales y anuales (en Mm^3) estimados de recarga para la zona estudiada.

Tabla 3-3: Disponibilidad de agua de recarga para la sub-subcuenca del río Volcán, para un año normal, seco y lluvioso.

	Promedio	Mínima	Máxima
Mes	(Mm3)	(Mm3)	(Mm3)
Ene	-171,0	-296,7	-97,5
Feb	-132,2	-240,4	-70,7
Mar	-111,0	-220,2	-34,8
Abr	-50,3	-111,7	-11,5
May	52,3	9,2	87,4
Jun	287,9	240,9	310,9
Jul	421,0	390,1	440,8
Ago	720,8	688,4	739,5
Sep	743,6	704,9	777,5
Oct	-64,6	-113,2	-5,9
Nov	-106,3	-156,2	-29,9
Dic	-163,9	-252,5	-81,1
Promedio (Mm3/mes)	118,9	53,5	168,7
Total (Mm3/año)	1426,2	642,6	2024,6

Los resultados obtenidos indican que el sistema hídrico es efluente-influente entre el río Volcán y el acuífero subterráneo, con un comportamiento similar al presentado por el río Yeso.

3.4 Calidad de Aguas Superficiales

Existe una estación de monitoreo de calidad de aguas superficiales del río Yeso aproximadamente a dos kilómetros al E de la confluencia con el río Maipo (Figura 3-2) y una estación de control para el río Volcán ubicada en Los Queltehues (Figura 3-3). Los registros históricos de ambas estaciones son distintos: el río Yeso ha sido monitoreado periódicamente desde 1986, mientras que el río Volcán solo desde el año 1995.

La calidad de aguas superficiales puede variar a causa de múltiples factores, tanto naturales como antrópicos. Entre los factores naturales, destaca la variación estacional de los caudales entre los meses de invierno y verano, donde se registran los mínimos (máxima concentración) y máximos caudales (máxima dilución), respectivamente. Además el efecto de posibles remociones en masa o aluviones que pueden arrastrar sedimentos al río, los cuales a su vez pueden contener diversos minerales reactivos y sales, alterando la composición química de las aguas (e.g. flujo de detritos Las Amarillas, 23 y 24 de abril de 1997). Por otra parte, dentro de los efectos antrópicos más importantes en la zona está la actividad productiva de la minera El Volcán y su posible intervención en el régimen natural de las aguas.

En el ANEXO E (Tabla E-1) se presenta la situación de la calidad de aguas superficiales en los ríos Yeso y Volcán, respecto a la norma chilena de Agua Potable (NCh409/1. Of 2005). Se consideraron los análisis químicos realizados el día 08/09/2006, por ser la fecha más reciente que posee el registro completo de los parámetros de medición, es decir, valores a

los cuales fue posible aplicar la verificación del balance iónico, obteniéndose un error del 2% y 2,2% respectivamente.

Se establece que la calidad de las aguas superficiales en ambas sub-subcuencas es buena, ya que casi todos los parámetros igualan o son inferiores a los límites admisibles. El único parámetro que excede la norma es el de coliformes fecales, que en ambos casos supera los 200 NMP/100 ml, por lo que se recomienda hervir el agua previo a su consumo.

Finalmente, en la Tabla E-2 del mismo anexo, se efectuó la comparación entre los parámetros medidos en las subcuencas estudiadas y la norma chilena de agua para riego (NCh1333. Of 78). Se observa que, en general, los valores de los distintos elementos incluidos en la norma son aceptables, a excepción del boro, que se encuentra levemente sobre el límite.

CAPÍTULO 4. FUENTES TERMALES

4.1 Sistemas geotermales

Para definir un sistema geotermal se consideran tres elementos principales: la existencia de un reservorio permeable de rocas, agua para transportar el calor desde el reservorio hasta la superficie y una fuente de calor. Los sistemas geotermales comúnmente producen manantiales calientes y fumarolas como expresiones superficiales de los reservorios profundos (Goff y Janik, 2000).

Existen cinco tipos de sistemas geotermales según criterios geológicos, geofísicos, hidrológicos y de ingeniería. Dentro de esta clasificación se encuentran los sistemas ígneos jóvenes que se asocian a volcanismo cuaternario e intrusiones magmáticas, siendo generalmente los de mayor temperatura (≤ 370 °C) y más someros ($\leq 1,5$ km). También se distinguen los sistemas tectónicos, que ocurren en zonas con flujos calóricos elevados en ausencia de actividad ígnea y se asocian a fallas cuaternarias que favorecen el ascenso de fluidos. Estos sistemas se caracterizan por temperaturas de reservorio más bajas (≤ 250 °C) y mayores profundidades de emplazamiento del reservorio ($\geq 1,5$ km). Los otros tipos de sistemas son los geopresurizados, *dry rock* y *magma tap* (Goff y Janik, 2000), los que dado su contexto geológico no son relevantes en este Trabajo de Título.

Por otra parte, existen numerosas definiciones y clasificaciones basadas en la temperatura y las propiedades termodinámicas de los fluidos. Según estos criterios se pueden diferenciar los sistemas de baja (< 100 °C), moderada (100-200 °C) y alta entalpía (> 200 °C) (Benderitter y Cormy, 1990), aunque los rangos de temperaturas que los separan dependen del autor que los defina (Moeck, 2014; Lee, 2001).

Los manantiales calientes (*hot springs*) consisten en descargas de fluidos termales hacia la superficie a través de suelos permeables y/o rocas fracturadas. La surgencia ocurre donde el nivel freático intersecta la superficie. Existen distintos criterios para definir un agua como *termal*, dentro de los cuales algunos autores consideran como referencia el clima y otros la temperatura absoluta del agua. Según Llamas (1992), se consideran aguas termales aquellas que presentan una temperatura 4°C sobre la temperatura media del aire del lugar.

4.2 Flujo Calórico

La zona de estudio se ubica en una región donde convergen una serie de condiciones geodinámicas favorables para la ocurrencia de sistemas geotermales. Específicamente las heterogeneidades termales que presenta la corteza son fundamentales para comprender las dinámicas de los sistemas geotérmicos, pues favorecen el proceso de calentamiento de las aguas meteóricas infiltrantes.

El flujo calórico mide la cantidad de calor transferido desde el interior de la corteza hacia la superficie por unidad de tiempo y área, lo que ocurre a través de mecanismos como conducción, convección y advección. Como referencia se tiene que el flujo calórico promedio en la corteza continental es de 57 mW/m² (Ehlers, 2005), mientras que mediciones realizadas en la Mina La Africana en la cuenca de Santiago indicaron un flujo

calórico de 79 mW/m², lo que fue corroborado mediante termometría geoquímica (Hamza y Muñoz, 1997). En la misma latitud (~ 33°S) las mediciones en la Mina La Disputada en el flanco W de la Cordillera de los Andes indican en valores de 61 mW/m² (Hamza y Muñoz, 1997). Adicionalmente, a partir de interpolaciones sobre el mapa de flujo calórico de Sudamérica, en la zona de estudio el flujo se encuentra en el rango de 80 a 100 mW/m², por lo que se espera que la isoterma de 350°C se encuentre a una profundidad de 15 a 17 km (Martini, 2008).

4.3 Fuentes Termales del área de estudio

Las fuentes ubicadas en la cuenca de Maipo Alto se relacionarían al SFDF (Martini, 2008) y se conectarían en profundidad a través de estructuras y fracturas (Bustamante *et al.*, 2010). Adicionalmente, las características fisicoquímicas de las aguas termales, su composición química e isotópica, entregan información valiosa acerca de las condiciones del reservorio en profundidad, por lo que serán las principales herramientas para las interpretaciones realizadas en este Trabajo de Título.

De acuerdo a los catastros de aguas termales de Hauser (1997) y Risacher y Hauser (2008), en la subcuenca mencionada se reconocen siete sectores con manifestaciones termales (ver Tabla 4-1). Se observa que prácticamente todas las aguas termales son de tipo clorurada, a excepción de la manifestación termal Tupungato que es de tipo sulfatada-cálcica.

Tabla 4-1: Listado de manifestaciones termales de la cuenca de Maipo Alto. Las coordenadas se encuentran en datum WGS 1984, huso 19S.

Nombre	Código	UTM E (m)	UTM S (m)	Cota (m)	T (°C)	Tipo de Agua
Tupungato ⁽²⁾	TUPU	415984	6308513	2983	28,3	Sulf-calc
Salinillas ⁽¹⁾	SAL	396897	6293234	1611	33,0	Clorurada
Termas del Plomo ⁽²⁾	TP	414726	6278468	2929	44,0	Clorurada
Baños Morales ⁽¹⁾	BM	407534	6247777	2374	28,0	Clorurada
Baños de Colina ⁽²⁾	BC	409164	6253549	2525	52,0	Clorurada
Puente de Tierra ⁽²⁾	PT	404732	6226552	2185	41,2	Clorurada
Baños Azules ⁽¹⁾	BA	404946	6219347	2500	35,0	S/I

⁽¹⁾ Temperatura tomada de Hauser (1997) ⁽²⁾ Temperatura tomada de Risacher y Hauser (2008)

La distribución espacial de las manifestaciones termales presenta un lineamiento aproximado norte-sur y en general éstas se encuentran sobre o próximas a trazas de fallas, tal como se observa en la Figura 4-1.

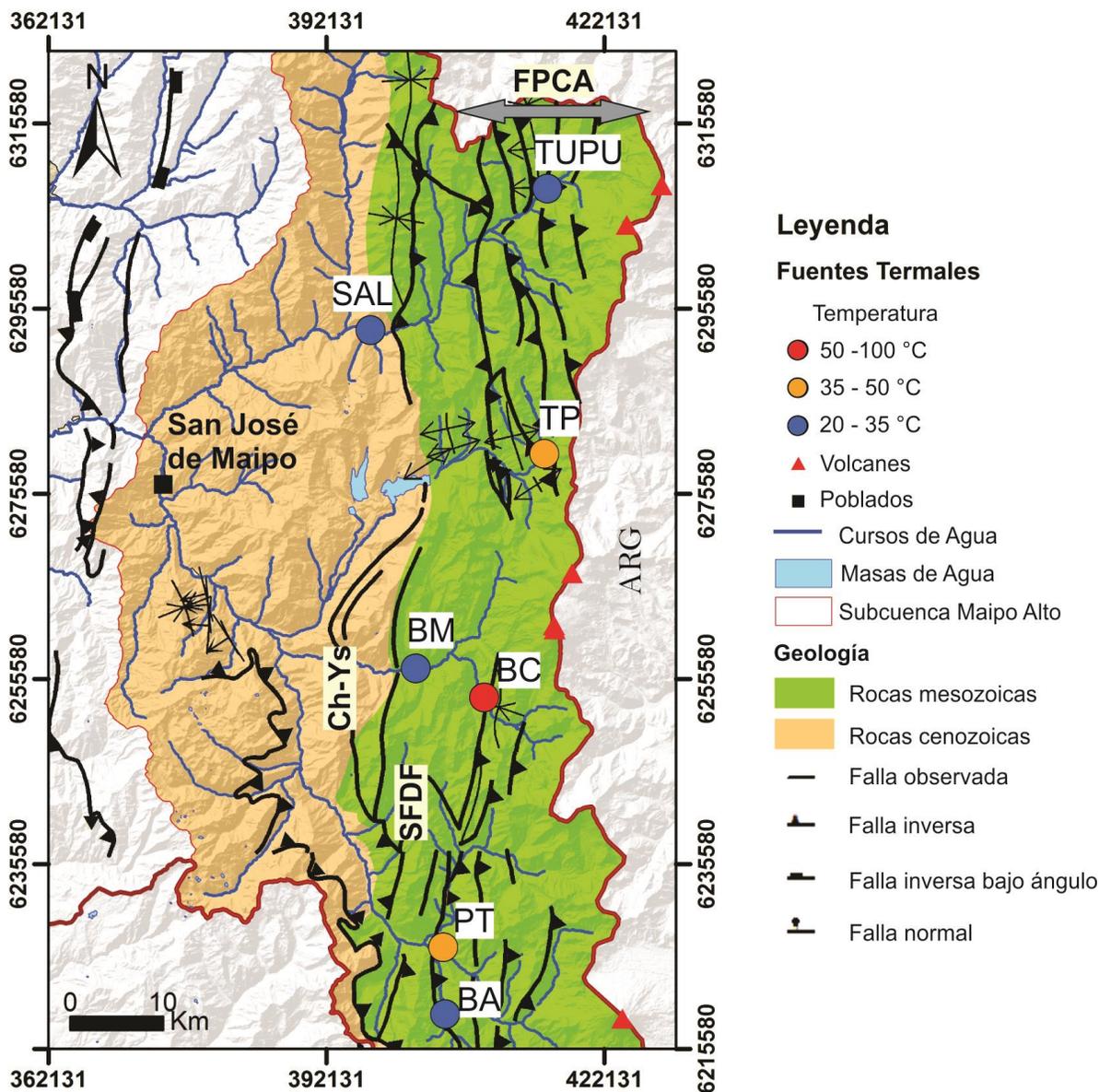


Figura 4-1: Mapa de ubicación de las fuentes termales catastradas en la subcuenca de Maipo Alto, Región Metropolitana. Adicionalmente se muestran las estructuras disponibles en la base de datos de IDE Chile.

En este Trabajo de Título se estudiaron tres de las siete manifestaciones termales reconocidas en la subcuenca. Sin embargo es importante tener presente que todas las manifestaciones existentes pueden aportar información valiosa para una mayor comprensión de las dinámicas que las controlan.

4.4 Termas del Plomo (TP)

Están ubicadas en la subcuenca del río Yeso, en el sector del *Plomo*. En dicho lugar se reconocen tres pozas artificiales (piscinas burbujeantes) y un *chorro* de agua termal que aflora a través de planos de estratificación de calizas y lutitas calcáreas de la Fm. Lo Valdés, aproximadamente a tres metros por sobre el nivel de las pozas (Figura 4-2).

La poza ubicada bajo el *chorro* tiene forma ovalada y mide aproximadamente 5 metros de diámetro (Figura 4-4), siendo la que presenta la temperatura más baja de las tres (21°C). Un par de metros más al sur, se ubica una gran poza ovalada de unos 15 m de largo por 2 a 9 m de ancho, con una profundidad de 10 a 80 cm (Figura 4-3). La tercera poza se ubica entre las dos primeras y se caracteriza por ser la de menor diámetro (aproximadamente 3 metros) y por presentar las temperaturas más altas (48°C).

Las pozas se utilizan con fines balneológicos. Sus aguas se caracterizan por ser de un tono verdoso a incoloro y sabor salado. Adicionalmente, desde el lecho de las piscinas se observa la surgencia de burbujas, identificadas como CO₂ (Bustamante *et al.*, 2010; Benavente, 2015), las que se asocian a un aumento local de la temperatura del agua.

En el borde de las piscinas se observaron cristales de halita color blanco, además de una capa delgada de hidróxidos de hierro de coloración anaranjada, los que también recubren las rocas a través de las cuales aflora el *chorro* termal (Figura 4-4). Además en la poza ubicada inmediatamente bajo éste, se observó la presencia de algas de color verde.

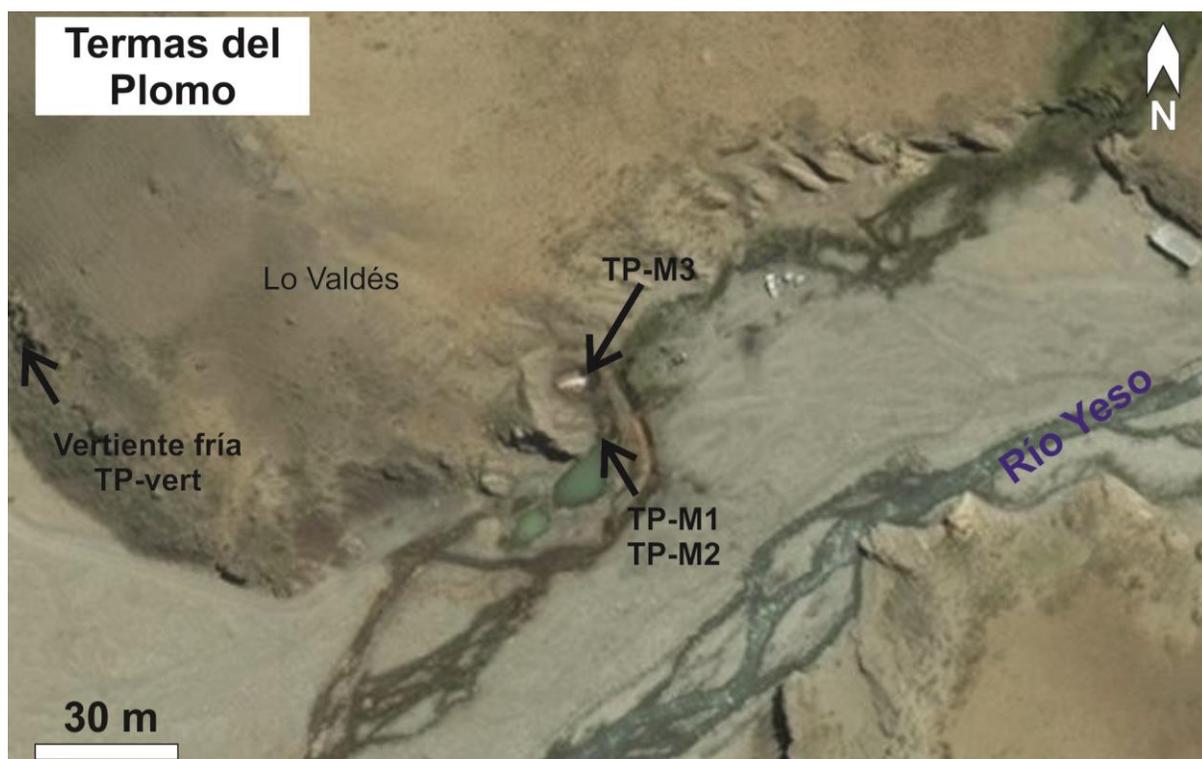


Figura 4-2: Imagen satelital en planta del sector de Termas del Plomo. Con flechas se indican los puntos de interés.



Figura 4-3: Vertiente termal El Plomo y pozas artificiales. Se indica la ubicación de los puntos de muestreo TP-M1 y TP-M2.



Figura 4-4: Chorro termal de TP. Notar la capa de hidróxidos de hierro recubriendo las rocas de la Fm. Lo Valdés.

4.5 Baños Morales (BM)

Estos baños termales se encuentran ubicados en la localidad homónima, siendo las manifestaciones termales más reconocidas en el sector (Figura 4-5). Se utilizan con fines balneológicos, para lo cual se han construido dos piscinas artificiales (Figura 4-7).

Las aguas brotan desde una pequeña vertiente ubicada aproximadamente 2 m sobre las piscinas, con aguas de temperaturas entre 17° y 24°C (Figura 4-6) y abundantes burbujas de CO₂ emergiendo desde el lecho. Además el agua se caracteriza por ser incolora a levemente verdosa, inodora y por tener sabor salado. Dentro de la poza formada por la vertiente, se observaron algas de color blanco a pardo, formando una costra en la superficie del agua.

En el sector se reconocen depósitos de travertino (Figura 4-6), ubicados inmediatamente sobre la zona de surgencia de agua y más al sur de ella, alcanzando incluso la ribera del río Volcán. Su potencia es variable entre 1 a 5 m y su identificación se dificulta por la presencia de vegetación.



Figura 4-5: Imagen satelital en planta del sector de Baños Morales. Con flechas se indican los puntos de interés.

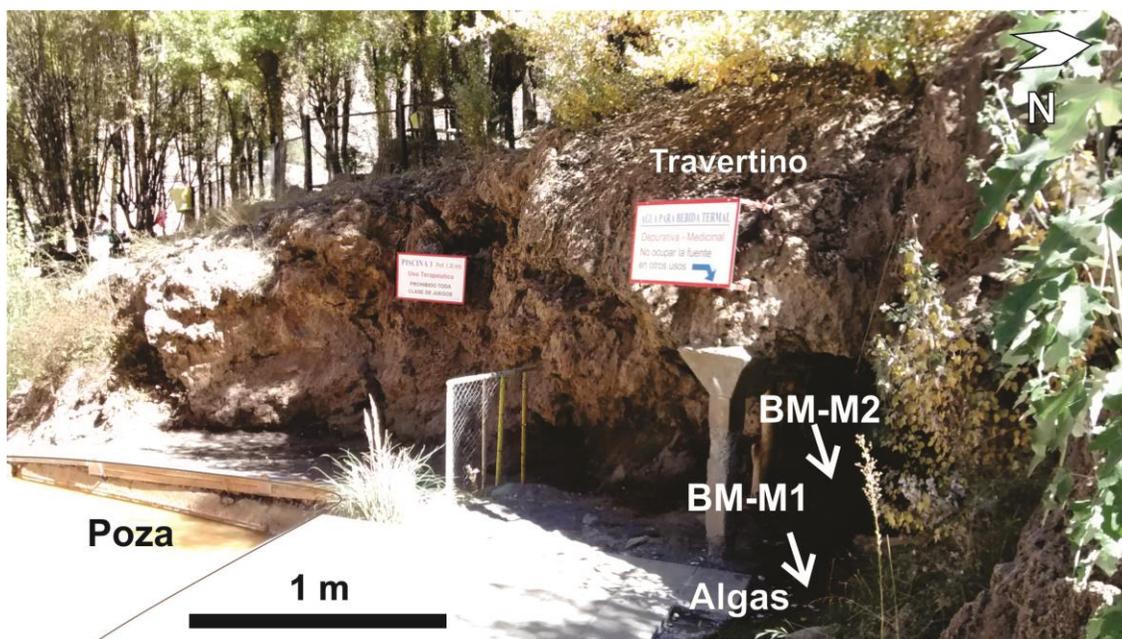


Figura 4-6: Vertiente de Baños Morales desde donde se extrajeron las muestras. Notar que el afloramiento que rodea las pozas termales está conformado por depósitos de travertinos.

Por otra parte, en las piscinas artificiales se observó la surgencia de burbujas de CO_2 y se midieron temperaturas en torno a los 23°C . A diferencia del agua que brota directamente desde la vertiente, estas aguas poseen abundantes sedimentos en suspensión que les dan un color pardo lechoso (Figura 4-7) y que al depositarse en el fondo forman un barro termal que es utilizado y comercializado por los locatarios para fines terapéuticos.



Figura 4-7: Piscinas burbujeantes artificiales de Baños Morales.

4.6 Termas Baños de Colina (BC)

Estas termas se encuentran en un terreno privado localizado al SE de Baños Morales, aproximadamente a 12 km del sector de Lo Valdés. Consisten en 7 a 8 pozas ovaladas distribuidas en la ladera del cerro formando terrazas (Figura 4-8).

El agua termal aflora a través de depósitos de yeso que han sido relacionados a la Fm. Río Colina. A partir de este punto las aguas son canalizadas para facilitar su escorrentía hacia cotas inferiores, abasteciendo las piscinas burbujeantes (Figura 4-9). En la surgencia principal de agua, se registró la mayor temperatura (52 °C), mientras que la temperatura de las pozas va disminuyendo a medida que se ubican más distantes al origen y se mezclan con aguas de menor temperatura y origen meteórico.

El agua se presenta incolora a verdoso traslúcido y tiene un sabor intensamente salado, ambas propiedades dadas por la gran cantidad de sales disueltas que contiene.

La manifestación termal más distante a la fuente de mayor temperatura, se ubica aproximadamente a 100 m al SW de ésta y forma una poza de aproximadamente 4 m de diámetro en el sector llamado “La gruta” (Figura 4-8). En dicho lugar el agua presenta una temperatura en torno a los 30°C y se observa la emisión de burbujas de gas desde el lecho y también se identifica una abundante presencia de algas.

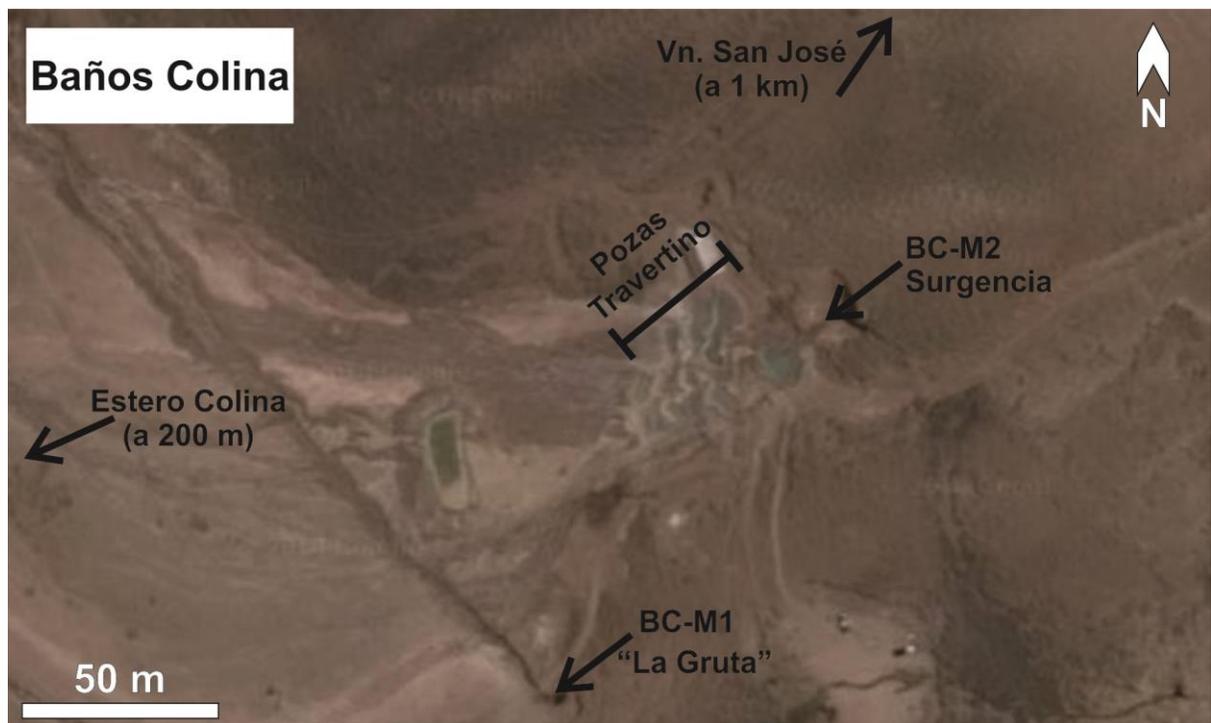


Figura 4-8: Imagen satelital en planta del sector de Baños Colina. Con flechas se indican los puntos de interés.

El principal rasgo que caracteriza esta manifestación termal es la existencia de depósitos de travertino que delimitan y contienen el agua de las terrazas (Figura 4-9). Éstos se formarían actualmente a partir de las aguas termales surgentes, dando lugar al desarrollo de diversas texturas y morfologías. Además se observaron depósitos antiguos a unos 150 m al NW de la surgencia principal, los cuales evidencian que el sistema se ha desplazado hacia el S, o bien poseía una extensión mayor en el pasado.



Figura 4-9: Termas Baños de Colina. Se observan los depósitos de travertino formando terrazas y las pozas de agua termal.

4.7 Depósitos de travertino

El término travertino se refiere a todos los precipitados carbonáticos no marinos, formados en o cerca de vertientes continentales, ríos, lagos y cavernas (Sanders y Friedman, 1967). Los depósitos de travertino formados en vertientes termales son llamados también sinter de carbonatos (Fouke *et al.*, 2000). Normalmente se encuentran de manera coliforme o en concreciones, formando capas individuales compactas, pero con alta porosidad entre ellas (Sanders y Friedman, 1967).

El travertino se forma por precipitación de carbonato de calcio mediante procesos bióticos y abióticos. En particular, su formación se ha asociado a actividad aeróbica de cianobacterias fototrópicas, las que capturan el carbono inorgánico disuelto (DIC) como parte de la fotosíntesis y liberan dióxido de carbono como resultado de la respiración durante la noche (Kandianis *et al.*, 2008), influenciando la alcalinidad del agua. En ambientes termales, la química de las aguas, el transporte hidrológico y la comunidad bacteriana determinan la formación y facies deposicionales del travertino (Fouke *et al.*, 2000).

La composición química de las aguas a partir de las cuales precipitan los depósitos de travertino es variable, según se trate de aguas termogénicas o meteogénicas. Para comprender la deposición del carbonato de calcio es necesario estudiar el sistema Ca-H-CO₂ y algunos elementos menores que puedan tener influencia en las reacciones (Pentecost, 2005). La formación de los depósitos depende de muchos factores, por lo que no existe una regla aplicable a todos ellos. Sin embargo, como referencia Kele (2011) señaló que la deposición de travertino comienza cuando los valores de Eh se vuelven negativos y el pH es mayor o igual a 6,8. La precipitación ocurre a medida que el agua termal va perdiendo temperatura, dando lugar a las distintas texturas, fábricas y diferencias en la química y signatura isotópica de los depósitos (Pentecost, 2005).

A pesar de que los manantiales termales son frecuentes alrededor del mundo, pocos de ellos parecen depositar travertino y estos han recibido una escasa atención (Pentecost, 2005), siendo más comúnmente encontrados en aguas salinas frías o lagos. Algunos ejemplos de depósitos termales de travertino son los de Utah Hot Springs (EEUU), Pamukkale (Turquía) y algunas fuentes termales altiplánicas de Bolivia (Risacher y Eugster, 1979). De estos lugares, las termas de Pamukkale tienen los depósitos de travertino más reconocidos, por su interés turístico y escenográfico.

4.8 Hidroquímica de referencia

Se ha definido como aguas salinas a aquellas con contenidos de sólidos disueltos totales (TDS) mayores a 3 g/l (Williams, 1989) o 5 g/l (Beadle, 1974). Por otra parte, se consideran como aguas hipersalinas a las que poseen un valor de TDS mayor a 34,7 g/l, que es el promedio de la salinidad del agua de mar (Pentecost, 2005).

De acuerdo a la recopilación de análisis químicos existentes en la bibliografía consultada (ANEXO F), todas las aguas estudiadas son salinas. A partir de estos datos, a su vez, se construyó un diagrama de Piper (Figura 4-10) para identificar la facies hidrogeoquímica de las aguas estudiadas, resultando ser del tipo Cl-Na, a excepción de la muestra del Tupungatito y del Monumento El Morado, las cuales corresponderían a aguas SO₄-Ca y HCO₃-Ca, respectivamente.

En el grupo de las aguas Cl-Na, se establece que las aguas termales de Salinillas son las que presentan mayor contenido relativo de Na y Cl, mientras que las termas del Plomo tienen el mayor contenido relativo de SO₄ y Ca. Las aguas de Baños Morales y Colina se encuentran graficadas en una posición intermedia entre las dos fuentes mencionadas.

Por otro lado, la muestra denominada Tupungatito se ubica en una zona afectada directamente por gases asociados a actividad fumarólica del volcán homónimo (Benavente *et al.*, 2013), por lo que su composición difiere notablemente del resto de las manifestaciones termales (Figura 4-1).

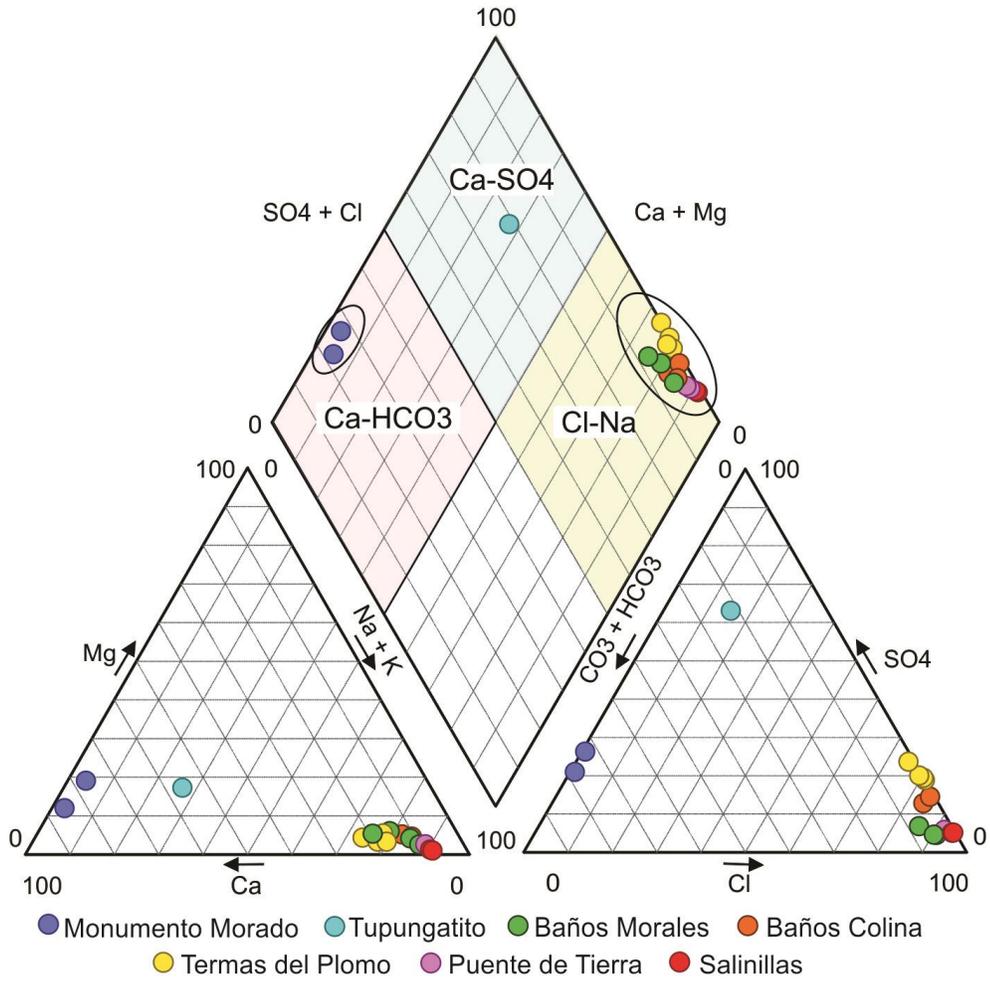


Figura 4-10: Diagrama de Piper con las muestras recopiladas de la bibliografía existente.

Finalmente la muestra Monumento Morado corresponde a agua de vertiente tomada en la quebrada del mismo nombre y su química está determinada por las abundancia de rocas calcáreas circundantes.

CAPÍTULO 5. RESULTADOS

5.1 Parámetros fisicoquímicos

En el área *El Yeso* se tomaron cuatro muestras, de las cuales tres pertenecen a la manifestación termal El Plomo y la cuarta a agua de vertiente fría (Figura 4-2). Sus parámetros fisicoquímicos se sintetizan en la Tabla 5-1.

Se registraron temperaturas variables según la ubicación del punto de medición, dentro del rango 23°- 45 °C aproximadamente. El pH medido es levemente ácido a neutro, con valores entre 6,5 y 7,1. Por otra parte, los sólidos disueltos totales (TDS) y la conductividad eléctrica (CE) no se registraron in situ por encontrarse fuera del rango de medición del dispositivo multiparamétrico, por lo que estas medidas se realizaron en laboratorio (Tabla 5-1).

La muestra *TP-vert* presenta características diferentes a las descritas anteriormente, pues posee una temperatura de 5,7 °C, un pH de 7,7 y una CE de 1,6 mS/cm, ya que se trata de agua dulce de vertiente, ubicada aproximadamente a 400 metros al SW de las TP, aflorando a través de rocas de la Fm. Río Damas.

Tabla 5-1: Parámetros fisicoquímicos de las manifestaciones termales estudiadas.

Fecha muestreo	Localidad	Código	T (°C) (2)	pH (1)	TDS (g/l) (1)	CE (mS/cm) (1)	eH (mV)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)
01-04-15	El Plomo	TP-M1	44,8	6,7	14,5	28,9	(3)	(3)
01-04-15	El Plomo	TP-M2	40,9	6,8	14,8	29,5	(3)	(3)
28-04-15	El Plomo	TP-M3	25	6,9	7,1	14,1	(3)	(3)
28-04-15	El Plomo	TP-vert	5,7	7,7	0,8	1,6	(3)	(3)
10-04-15	B. Morales	BM-M1	17,7	7,1	8,1	16,2	111,3 ⁽²⁾	833,1 ⁽²⁾
10-04-15	B. Morales	BM-M2	23,7	7,1	14,9	29,7	75,2 ⁽²⁾	1078,1 ⁽²⁾
10-04-15	B. Colina	BC-M1	32,1	6,5	18,3	36,6	155,3 ⁽²⁾	679,1 ⁽²⁾
10-04-15	B. Colina	BC-M2	50,8	6,6	26,0	52,0	113,7 ⁽²⁾	808,4 ⁽²⁾

(1) Medido en laboratorio, (2) Medido in situ (3) Sin implementos.

Fuente: Elaboración propia.

En el sector *El Volcán* (BC-M2) se registró la temperatura más alta (51°C). Las temperaturas más bajas (17 °C - 24 °C) se midieron en las muestras tomadas en BM. El pH de las muestras de esta zona se situó entre 6,5 a 7,1; es decir, las aguas son neutras a levemente ácidas, al igual que en *El Yeso*. Los puntos de medición en cada terma de este sector se pueden ver en la Figura 4-5 y Figura 4-8, respectivamente. Los valores TDS más altos se registraron en BC-M2 (26 g/l) y los más bajos en *BM-M1* (8,1 g/l), pudiéndose considerar las aguas como de tipo salino, ya que sus sólidos disueltos superan los 3 g/l (Williams, 1981). Los datos indican que en el sector *El Volcán*, el contenido de sales aumenta con la temperatura.

A diferencia del sector *El Yeso*, en el sector sur se midió el potencial de oxidación (eH), con valores de entre 75 y 155 mV, es decir, condiciones oxidantes. Además se calculó la alcalinidad in situ de las aguas, con valores entre 679 y 833 mg/l de HCO₃.

5.2 Análisis químico de las aguas

Elementos mayores

Los resultados de los análisis de elementos mayores se presentan en la Tabla 5-2. En general las aguas termales tienen alta salinidad, dada por concentraciones elevadas de iones de Na, Cl, Ca y SO₄. La concentración del catión Na tiene un valor mínimo de 2.350 mg/l en el manantial termal *TP-M3* y máximo de 11.300 mg/l en *BC-M2*, mientras que el anión Cl muestra un comportamiento similar, con un mínimo de 3.752 mg/l y máximo de 15.806 mg/l, respectivamente.

Tabla 5-2: Resultado de los análisis de elementos mayores de las aguas termales estudiadas, con los respectivos balances iónicos (BI).

Muestra	Na ⁺ (mg/L)	K ⁺ (mg/L)	Ca ⁺² (mg/L)	Mg ⁺² (mg/L)	HCO ₃ ⁻ (mg/L)	SO ₄ ⁻² (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	NO ₃ ⁻ (mg/L)	SiO ₂ (mg/L)	B.I.
TP-M1	5400	42,7	929	101	137	2439	7957	0,1	34,2	2,4
TP-M2	6000	40,2	892	99,0	138	2417	7846	0,1	31,4	7,0
TP-M3	2350	20,6	517	63,0	136	1415	3752	0,1	18,8	-1,4
TP-vert	5,40	5,10	226	22,9	93	534	2,82	0,1	7,60	3,2
BM-M1	3000	96,0	421	78,0	801	520	4743	0,1	47,0	0,9
BM-M2	6875	170	719	141	1092	750	9024	0,1	56,5	9,9
BC-M1	7050	270	1047	180	669	2735	10548	3,36	95,0	2,1
BC-M2	11300	412	1112	267	955	2824	15806	0,1	141	5,4

La muestra de vertiente (*TP-vert*) tiene una composición química diferente a las aguas termales, pues los iones más abundantes son Ca y SO₄, con concentraciones de 226 y 534 mg/l, respectivamente.

Elementos menores y traza

En la Tabla 5-3 se presentan los resultados de los análisis de elementos menores y traza más relevantes, mientras que el listado completo de elementos analizados se adjunta en el ANEXO G. Se observa que el Fe, Mn y As alcanzan su máxima concentración en la muestra BM-M2, con valores de 6.180, 1.307 y 2.119 µg/l, respectivamente. En tanto, el Li, B y Sr se encuentran altamente concentrados en la muestra BC-M2, con valores de 11.035, 36.234 y 27.138 µg/l, respectivamente.

Tabla 5-3: Resultado de los análisis químicos de algunos elementos menores y traza de las aguas termales estudiadas.

Muestra	Li (µg/L)	B (µg/L)	Sr (µg/L)	Rb (µg/L)	Cs (µg/L)	Ba (µg/L)	Fe (µg/L)	Mn (µg/L)	As (µg/L)
TP-M1	480	3980	18617	114	26,6	26	1683	333	33,3
TP-M2	482	4041	18443	114	26,6	7,9	1604	335	32,6
TP-M3	272	1851	10037	57,1	14,1	17,6	279	144	9,5
TP-vert	8,4	69,9	1551	1,3	0,02	8,8	1,6	0,15	0,8
BM-M1	1058	3360	6299	192	61,6	38,6	2200	680	691
BM-M2	2100	6251	10605	349	107	52,5	6180	1307	2119
BC-M1	7418	24275	21530	840	374	40,1	160	127	5,7
BC-M2	11035	36234	27138	1261	636	41,2	160	5,9	8,4

5.3 Isótopos estables de oxígeno e hidrógeno

Los resultados de los análisis de isótopos estables de oxígeno e hidrógeno se observan en la Tabla 5-4 y se encuentran expresados respecto al estándar VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*). Las aguas termales presentan valores de $\delta^{18}\text{O}$ en un rango de -18,85 a -14,75 ‰ VSMOW; mientras que el δD varía entre -138,8 a -110,6 ‰ VSMOW.

Tabla 5-4: Isótopos Estables (δD y $\delta^{18}\text{O}$) de las muestras de aguas termales.

Muestra	Ubicación	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ VSMOW	δD ‰ VSMOW
TP-M1	El Plomo	-18,87	-138,8
BM-M2	Baños Morales	-15,05	-110,6
BC-M2	Baños Colina	-14,75	-114,2

CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN

Elementos mayores

A partir de los resultados de los análisis químicos, se establece que existen diferencias significativas en la concentración de iones mayoritarios entre las muestras de los distintos manantiales (e.g. Na, Cl y HCO_3), lo que indica que los procesos que determinan la composición de las aguas son diferentes entre sí, o bien, son comunes pero ocurren con diferente intensidad. Además, se observan diferencias composicionales a nivel local entre muestras situadas a muy poca distancia y también variaciones en la temperatura de descarga (e. g. TP-M2 y TP-M3). Esta condición puede deberse a que los fluidos provienen de profundidades y/o recorridos diferentes dentro del posible reservorio, o a procesos de mezcla con aguas superficiales en distintas proporciones. En particular, el alto contenido de HCO_3 presentado en las aguas termales de BM y BC, en comparación a TP, sería indicativo de un aporte adicional de iones dado por procesos que no ocurrirían o que se darían en baja intensidad en el sector de *El Yeso*.

Por otra parte, el agua de vertiente se caracteriza por un alto contenido relativo de Ca y SO_4 , distinguiéndose de las muestras provenientes de manantiales termales. Es probable que el agua de vertiente en su recorrido interactúe con yeso, que por su alta solubilidad pasa en solución rápidamente determinando la composición del agua.

Respecto a la validez de estos resultados, de acuerdo al balance iónico se tiene que todas las muestras poseen errores bajo el 10% (ver Tabla 5-2). Ahora bien, en el Capítulo 1 se mencionó que cuando la conductividad eléctrica supera los 2.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ el error admisible debe ser menor al 2%, pero si este fuera el límite a considerar solo dos muestras (BM-M y TP-M3) serían válidas. Sin embargo, para la realización de este trabajo y dado el número reducido de muestras, las ocho muestras extraídas se consideran válidas.

Elementos menores y traza

Según los resultados presentados en la Tabla 5-3 se observa que, en general, estos elementos tienen altas concentraciones en todas las aguas termales analizadas, aunque existen diferencias entre las manifestaciones. Se debe considerar, que el comportamiento de los elementos traza está fuertemente controlado por su afinidad geoquímica. Esto se evidencia en la pauta distintiva que presentan las aguas de BM, donde algunos metales de transición, comúnmente siderófilos y calcófilos, se encuentran más concentrados (e.g. Fe, Mn y As), frente a las aguas de BC, que tienen una mayor presencia de elementos litófilos (e.g. Li, B, Rb y Cs).

La alta concentración de As, Fe y Mn detectada en las muestras de BM (ver Tabla 5-3) representan un foco de interés tanto para determinar el origen de las aguas, como por sus implicancias ambientales. Para explicar estas concentraciones, en principio se plantea el aporte de metales desde fluidos provenientes de la zona de alteración hidrotermal *Las Amarillas* (Figura 6-1), próxima al sector de Baños Morales y cuya circulación podría verse favorecida por el control estructural existente (SFDF). Otra alternativa para explicar el origen del As podría ser la mezcla con fluidos profundos, ya que los altos niveles de B, Li y Rb frecuentemente se asocian a fluidos provenientes de etapas tardías de cristalización

de cuerpos magmáticos (Chowdhury *et al.*, 1974). Adicionalmente, se plantea la opción de que el origen de estos elementos esté dado por la presencia de piritita en capas reducidas asociadas a las rocas a través de las cuales circulan los fluidos, específicamente a las lutitas negras presentes en el área (Fm. Lo Valdés y Fm. Río Colina). Finalmente, estos resultados son consistentes con la bibliografía existente que indica una concentración de 1.310 µg/L de As en las aguas termales de BM (Risacher y Hauser, 2008).

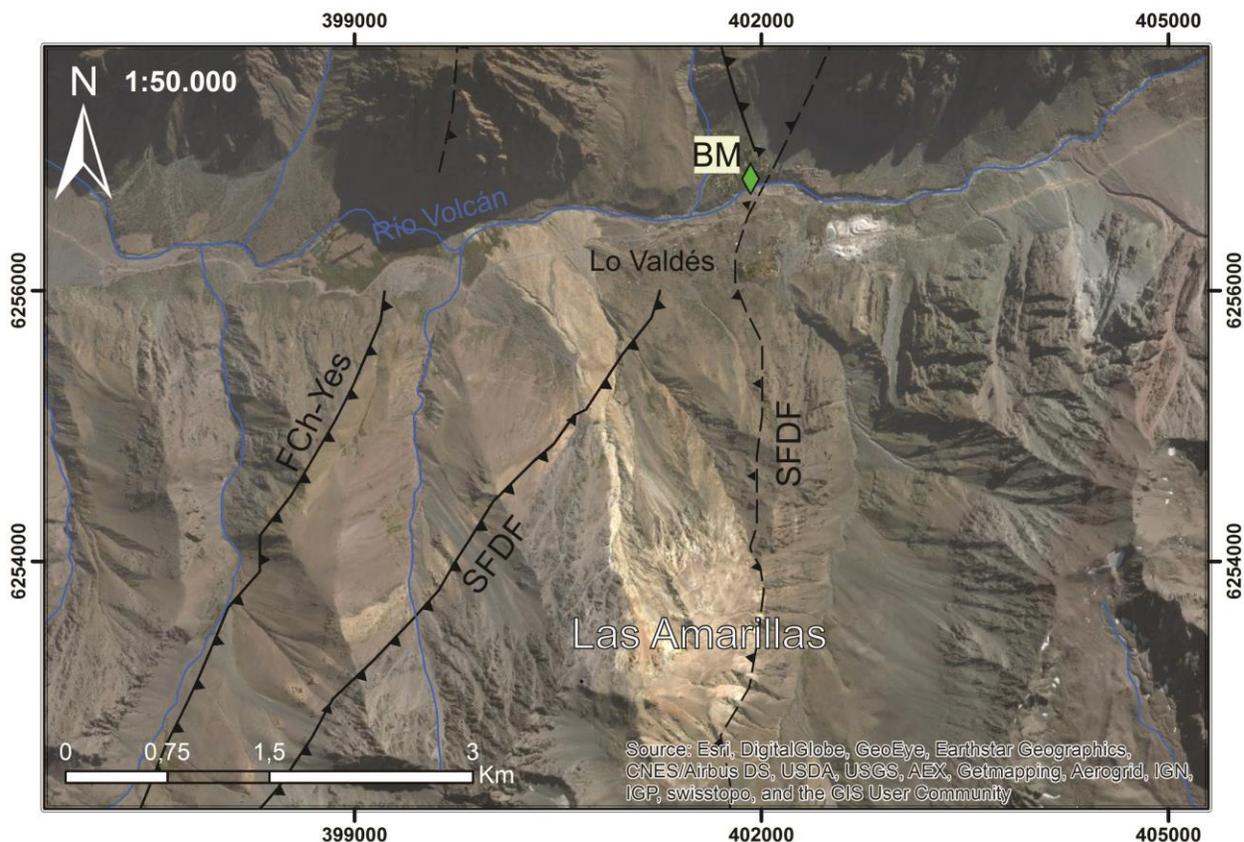


Figura 6-1: Imagen satelital de la zona de Baños Morales y Lo Valdés. Se observan los depósitos de alteración hidrotermal Las Amarillas y su relación con las fallas de la zona. Fallas: Chacayes-Yesillo (Ch-Yes), Sistema de Fallas El Diablo-El Fierro (SFDF).

6.1 Clasificación hidroquímica

De acuerdo al diagrama de Piper presentado en la Figura 6-2, todas las aguas termales estudiadas se pueden clasificar como cloruradas-sódicas lo cual es consistente con la bibliografía consultada (Hauser, 1997; Risacher y Hauser, 2008; Bustamante *et al.*, 2010; Benavente, 2015). Además, se graficaron los diagramas de Stiff en un mapa de la zona, para visualizar distribución espacial de los tipos de agua (Figura 6-4).

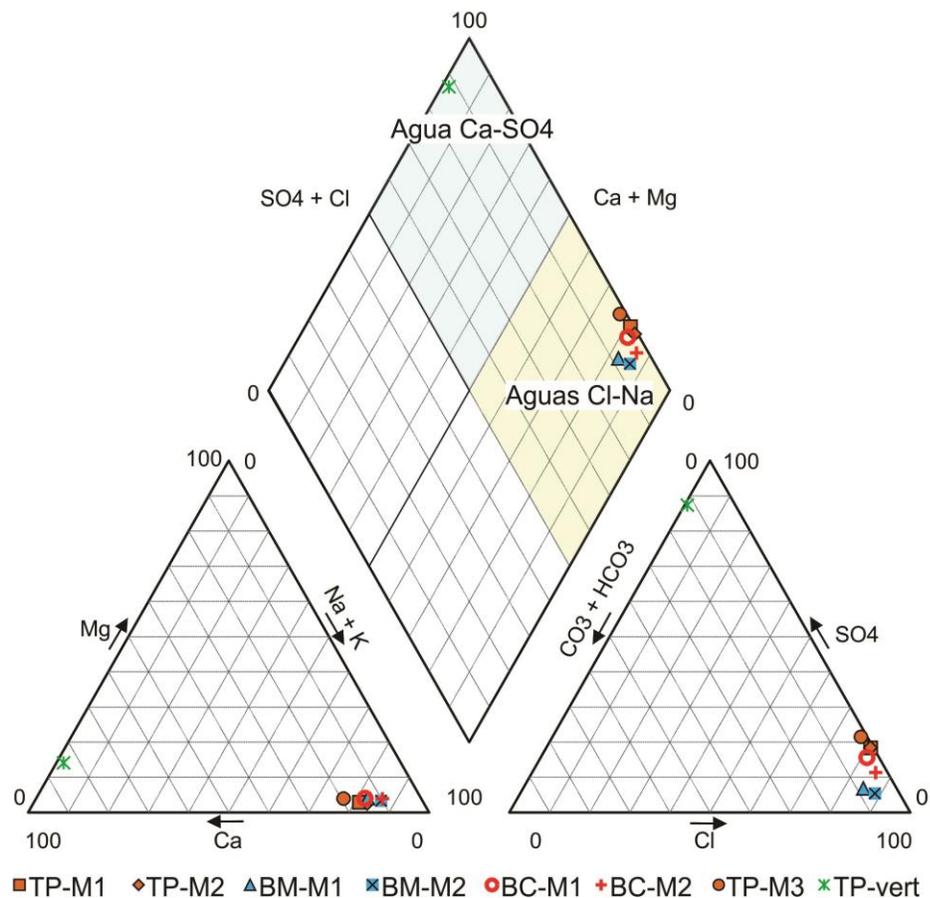


Figura 6-2: Diagrama de Piper que incluye las siete muestras de aguas termales y la muestra de vertiente del Plomo (% de meq/L).

Al comparar este diagrama de piper con el de referencia (Figura 4-10), se establece la coherencia entre ellos. Ambos indican que todas las aguas de la zona de estudio son Cl-Na, reiterando que las muestras de TP son las más sulfatadas, mientras que las de BM son las más carbonatadas respecto al resto de las muestras.

La presencia de aguas cloruradas o maduras, comúnmente se relaciona a zonas de descargas laterales en sistemas geotermales asociados a volcanes andesíticos (Goff y Janik, 2000) y clásicamente se considera un indicador de la existencia de un reservorio geotermal (Giggenbach, 1997). No obstante, en este caso, la composición de las aguas termales parece estar relacionada a la disolución de secuencias evaporíticas, ampliamente distribuidas en la zona de estudio. Dicha influencia se destaca en los diagramas ternarios presentados a continuación (Figura 6-3), donde se representa la composición de las aguas según la abundancia relativa de los cationes y aniones, comparándola con la composición de la halita, silvita y yeso.

Todas las muestras de agua termal se aproximan al campo de disolución de halita (Figura 6-3a), mientras que, por otra parte, al considerar el sulfato y los iones carbonaticos las muestras pertenecientes a BM se alejan del resto (Figura 6-3b), sugiriendo la existencia de otro factor interviniendo en su composición. Se debe considerar que en la zona de

estudio abundan las rocas carbonatadas (e.g. Fm. Lo Valdés), las que por su fácil disolución tienen un alto impacto en la hidroquímica de las aguas.

Con estos resultados se sugiere que la condición Cl-Na de las aguas termales no necesariamente sería indicativa de aguas maduras. Además, los pH medidos y el tipo de agua determinado indican que no existe una importante influencia de gases de origen volcánico, pues si este fuera el caso, se esperaría que las aguas tuviesen un pH más bajo y fuesen del tipo $\text{SO}_4\text{-HCO}_3$, de acuerdo al modelo de sistema geotermal ígneo joven de Goff y Janik (2000).

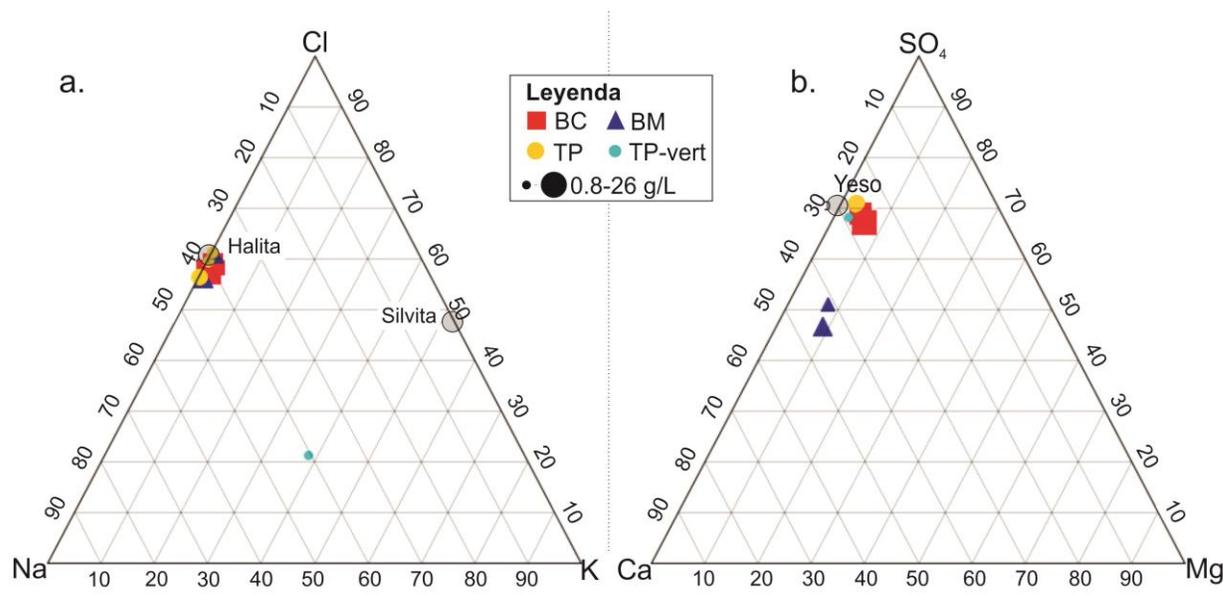


Figura 6-3: a. Diagrama ternario Cl-Na-K. b. Diagrama ternario $\text{SO}_4\text{-Ca-Mg}$. En ambos se grafican las muestras respecto a la composición esperada de halita-silvita y yeso, respectivamente. El tamaño del símbolo es proporcional a los TDS de la muestra.

Por otra parte, Risacher y Hauser (2008) propusieron que la alta salinidad de las aguas está dada por el aporte profundo de salmueras, lo que también fue propuesto por Benavente *et al.* (2016). Esta hipótesis es acorde a la ausencia de depósitos de halita de en superficie, aunque estos podrían ubicarse a mayores profundidades, o bien, haber sido disueltos previamente.

A pesar que todas las aguas termales son del tipo Cl-Na, éstas presentan diferencias en la concentración de iones según su ubicación espacial y temperatura. En la Figura 6-4, se observa el aumento de la salinidad hacia el sector *El Volcán*, particularmente en los puntos de mayor temperatura de cada manifestación termal (BM-M2 y BC-M2, respectivamente). Una mayor temperatura de descarga puede ser indicativa de una mayor profundidad de penetración de aguas meteóricas a través de fallas en una corteza afectada por un gradiente geotermal anómalo o de diferentes aportes profundos debido a recorridos distintos de los fluidos a través de fracturas.

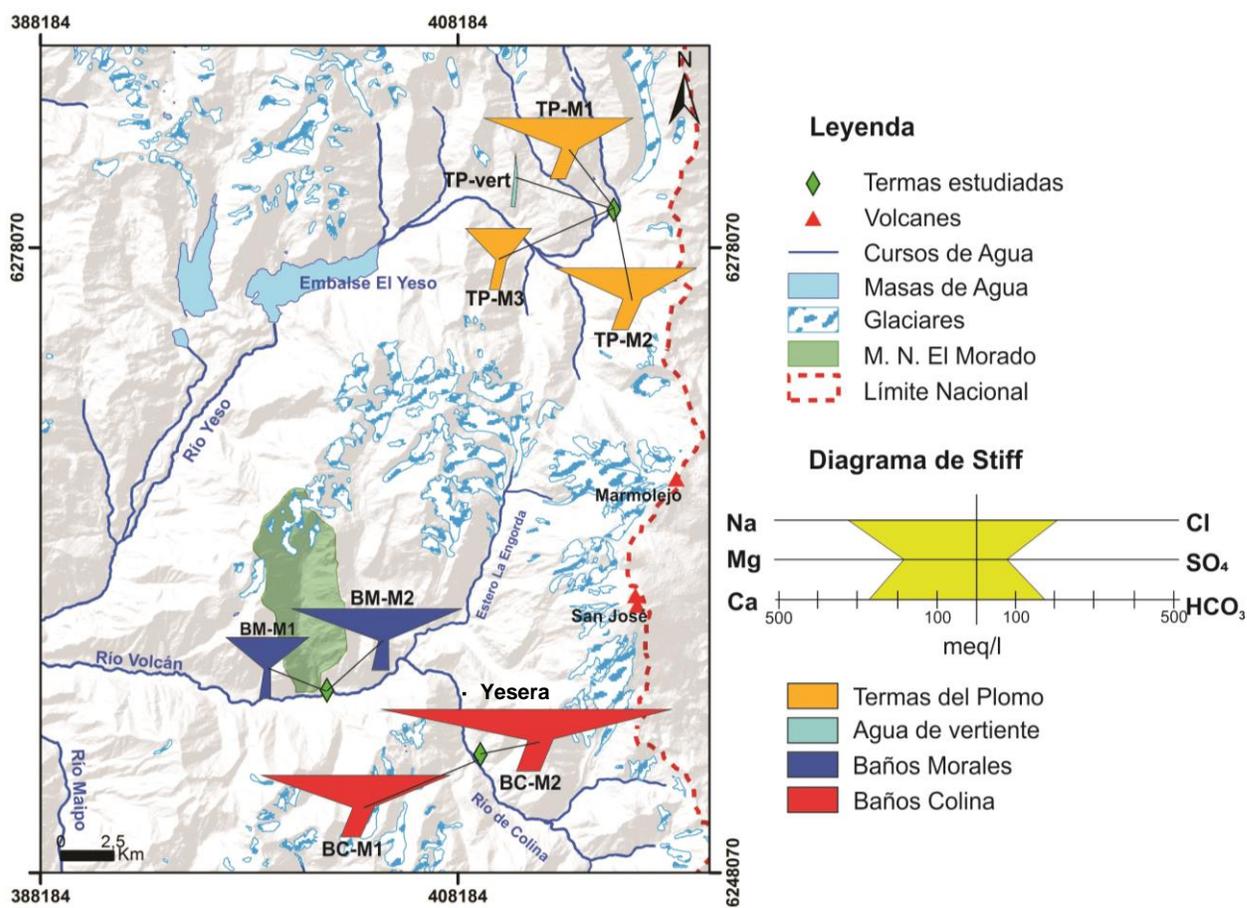


Figura 6-4: Diagramas de Stiff de las distintas muestras y su variación espacial.

Finalmente, se plantea que las diferencias hidroquímicas expuestas podrían estar dadas por variaciones litológicas durante la circulación de los fluidos a través de estructuras, por la heterogeneidad de los procesos de mezcla con fluidos profundos, por la diferencia en el tiempo de residencia de los fluidos, o bien, por diferencias en las condiciones superficiales.

6.2 Tratamiento de datos

6.2.1 Diagramas binarios y correlaciones

Elementos mayores

Se elaboraron diagramas de concentración de Cl versus otros iones (en meq/L), debido a que el Cl es considerado un elemento conservativo en aguas subterráneas. Las concentraciones de Na y Cl se correlacionan linealmente con un coeficiente de Spearman de 0,99 (Figura 6-5a) y prácticamente todas las muestras se ubican sobre la línea 1:1, es decir, el aporte de moles de Na y Cl es acorde con la disolución de halita. En tanto, el Ca también presenta una buena correlación de 0,84 respecto al Cl (Figura 6-5c), aunque se observa una mayor distancia de las muestras en torno a la línea de tendencia.

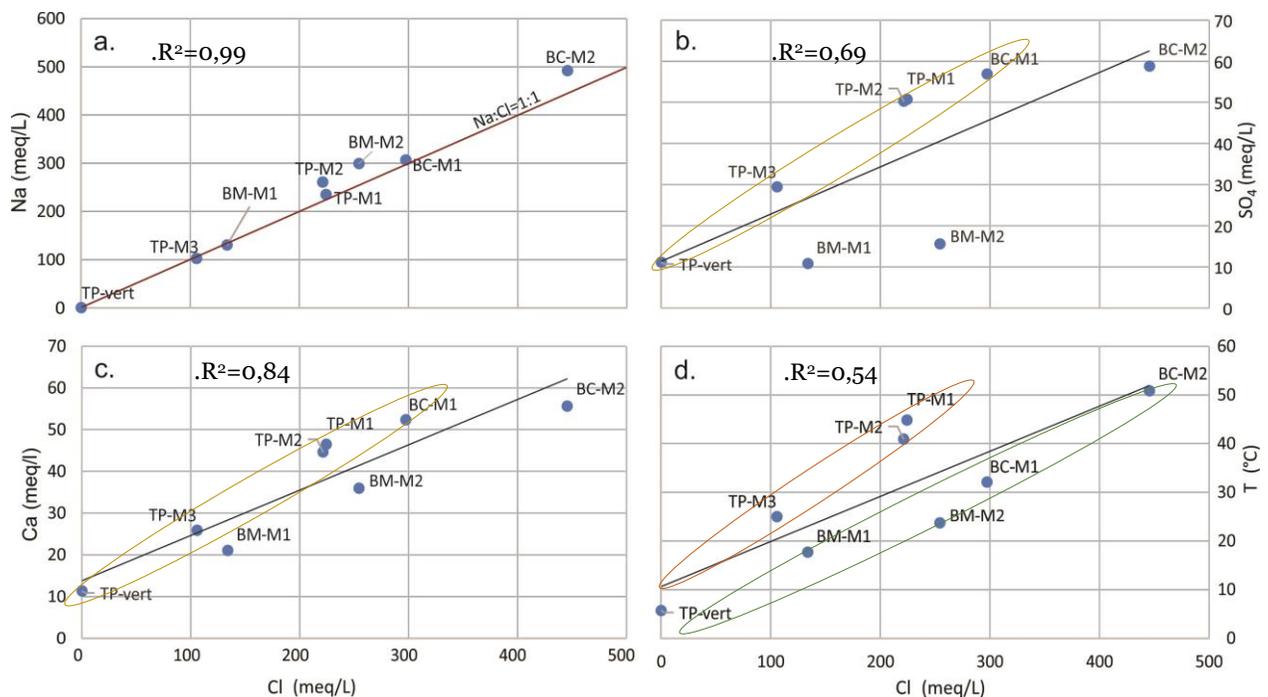


Figura 6-5: Diagramas binarios (en meq/L) y coeficientes de correlación (R^2). La línea en rojo corresponde a Na:Cl=1:1 y las líneas en negro son los ajustes lineales. a. Na vs Cl b. SO₄ vs Cl c. Ca vs Cl d. T vs Cl.

Por otra parte, el SO₄ presenta una correlación positiva de 0,69 respecto al Cl, aunque en el gráfico (Figura 6-5b) se observa que los datos se alejan significativamente del ajuste lineal. Además, las muestras de TP y BC-M1 tienen una tendencia similar a la observada en la Figura 6-5c, lo que podría indicar que los procesos que determinan la concentración de SO₄ y Ca son comunes para dichas muestras.

Como se mencionó anteriormente, en general se observa una tendencia creciente de la salinidad al aumentar la temperatura (Figura 6-5d). No obstante, las muestras de BM tienen mayor concentración de Cl que las muestras de TP, a pesar que estas últimas presentan una temperatura más alta, es decir, las muestras mencionadas son una excepción a la tendencia. Luego, se distinguen dos grupos de muestras sobre y bajo la línea de tendencia, respectivamente (Figura 6-5d); donde es posible afirmar que al aumentar la temperatura de las aguas aumenta el contenido de Cl, reconociéndose una separación espacial entre las muestras que conforman los grupos identificados en los gráficos anteriores (TP y BM-BC).

Para determinar la influencia que ejerce la litología sobre las aguas termales, se elaboraron los diagramas binarios que se presentan a continuación (Figura 6-6). Este método se basa en la conservación de la relación estequiométrica de algunas fases minerales al disolverse, considerando además el aporte que pueda proceder de otro mineral (efecto ión común) o proceso fisicoquímico. Por ejemplo, la disolución de calcita aporta 1 mol de HCO₃ por cada mol de Ca(o Mg), pero existe la posibilidad de que una parte del Ca sea aportado por la disolución de yeso. Por este motivo, para aislar el aporte de Ca dado por calcita, se resta la componente que correspondería al yeso, cuya relación estequiométrica es de 1:1

En la Figura 6-6a se representa el aporte a la composición química de las aguas atribuible a los carbonatos y la distribución de las muestras respecto a la línea 1:1. Se observa que la mayor parte de las muestras se ubican sobre o muy próximas a esta línea, pero las muestras BM-M1, BM-M2 y BC-M2 tienen un exceso de Ca (Mg) que provendría de otro proceso. Adicionalmente, en la Figura 6-6b se observa el gráfico análogo para la disolución de yeso, notando que las muestras extraídas en TP se ubican sobre la línea 1:1 y las muestras de BM y BC presentan en general un exceso de Ca(Mg).

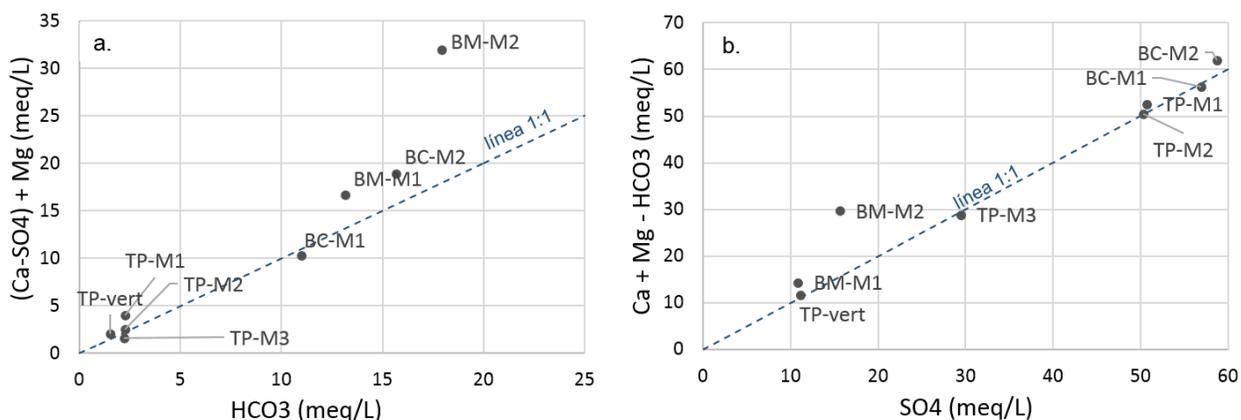


Figura 6-6: a. Diagrama binario $(Ca - SO_4) + Mg$ vs HCO_3 b. Diagrama binario $Ca + Mg - HCO_3$ vs SO_4 . Además se incluyen las líneas de equimolaridad 1:1.

Adicionalmente, se realizó un diagrama binario integrado que considera el aporte de iones provenientes de la disolución de yeso y carbonatos (Figura 6-7), para así demostrar que el origen del Ca y Mg en las muestras de BM-M1, BM-M2 y BC-M2 no es atribuible exclusivamente a dichas fases minerales, ni tampoco se detectó la existencia de un proceso de intercambio catiónico (e.g. Na). En otras palabras, el exceso de Ca(Mg) presente en estas muestras estaría dado por otro proceso que aporta iones a la solución, como podría ser la interacción con otro fluido, o bien, la disolución de una fase mineral no considerada.

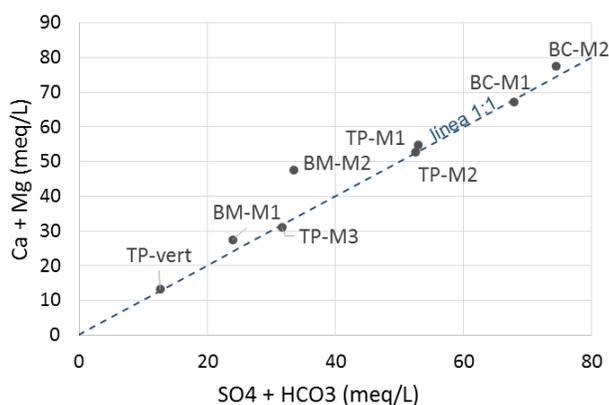


Figura 6-7: Diagrama binario $Ca+Mg$ vs SO_4+HCO_3 . Además se presenta la línea 1:1 de equimolaridad.

Elementos menores y traza

Dada la gran cantidad de relaciones posibles entre los elementos minoritarios y traza, a través de una matriz de correlación (coeficientes de Spearman) se identificaron las principales asociaciones existentes entre ellos (ANEXO I). Así, se establecieron correlaciones altas entre varios elementos químicos, entre las cuales destaca el grupo formado por Li-B-Rb-Cs y otro por As-Fe-Mn.

Se analizó la relación entre la temperatura y algunos de los elementos mencionados (Figura 6-8), estableciéndose tres comportamientos distintos. En primer lugar se tiene que el Sr presenta una buena correlación con la temperatura (0,88) (Figura 6-8a), lo cual es consistente con la buena correlación de este elemento con el Ca (0,99), el que a su vez mostró aumentar su concentración con la temperatura. Esto se explica al considerar que el Sr reemplaza al Ca durante la cristalización.

En segundo lugar, se encuentra el Li (Figura 6-8b) que presenta dos tendencias claras: por un lado están las muestras cuya concentración permanece casi constante al aumentar la temperatura (TP) y por el otro las muestras donde se tiene que a mayor temperatura, mayor concentración de Li (BM y BC). Esta diferencia se podría considerar como evidencia de una circulación profunda de las aguas del sector sur (White, 1957), o bien, su interacción con fluidos tardimagmáticos ricos en elementos alcalinos incompatibles (Chowdhury *et al.*, 1974), proceso que no ocurriría o sería de menor intensidad en el sector *El Yeso*.

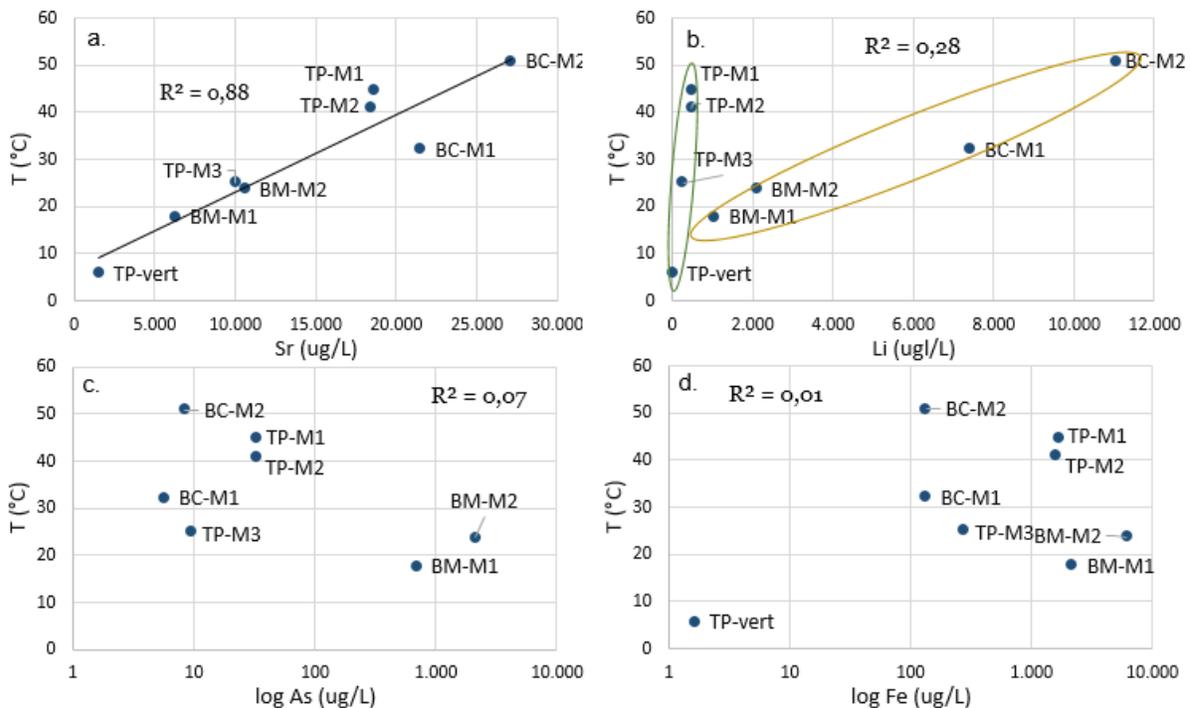


Figura 6-8: Diagramas binarios de algunos elementos traza frente a la temperatura (°C) e índices de correlación lineal (R^2). a. Sr vs T b. Li vs T c. As vs T d. Fe vs T. Los diagramas c y d se muestran en escala logarítmica para visualizar de mejor forma los datos.

En tercer lugar, se encuentran el As y el Fe (Figura 6-8c y d), los que no presentan una buena correlación con la temperatura. No obstante, destaca el enriquecimiento relativo de As y Fe en las muestras de BM, donde sí se puede establecer que la muestra de mayor temperatura posee la mayor concentración. Además se observa que las muestras TP-M1 y M2 presentan un contenido de Fe mayor a las muestras de BC, el que no se corresponde con las concentraciones de As de dichas muestras. Se plantea que en BM ocurriría un enriquecimiento de As posiblemente asociado a procesos de interacción agua-roca que no estarían presentes en el resto de las manifestaciones estudiadas.

De forma análoga al estudio de elementos mayores, se graficaron los diagramas binarios de algunos elementos traza frente al Cl (Figura 6-9). Se observa que el Sr y el Li presentan buenas correlaciones respecto al Cl (Figura 6-9a y b), mientras que el As y el Fe tienen correlaciones prácticamente nulas (Figura 6-9c y d). Con estos resultados es posible establecer que el aporte de Sr y Li (y elementos asociados a él) respondería en cierta medida al aumento de salinidad de las aguas, a diferencia del As y Fe, que aparentemente indicarían a un proceso que no depende de la salinidad.

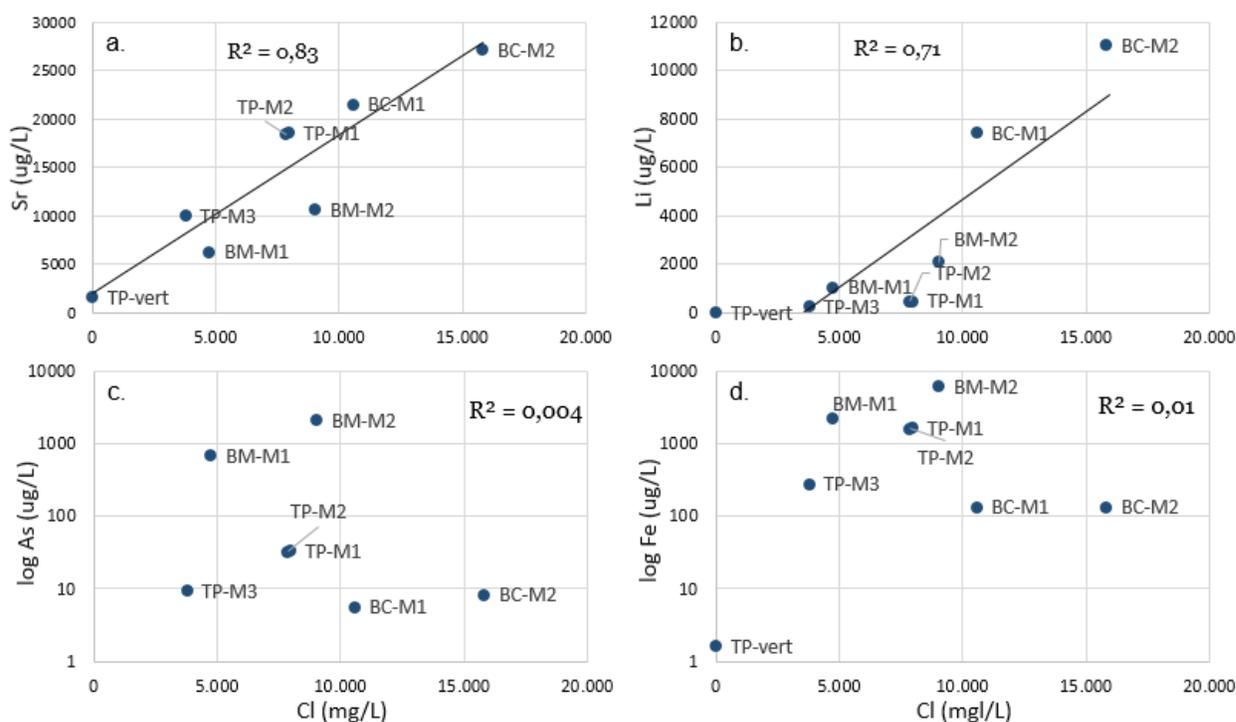


Figura 6-9: Diagramas binarios y correlaciones lineales de algunos elementos traza respecto al Cl. a. Sr vs cl b. Li vs Cl c. As vs Cl d Fe vs Cl. Los diagramas c y d se muestran en escala logarítmica para visualizar de mejor forma los datos.

Por otra parte, la alta correlación (0,99) presentada por el B, Li, Rb y Cs en las aguas termales (Figura 6-10a y b), se puede explicar a través de la afinidad geoquímica de estos elementos y permitiría suponer un origen común. En particular, el B se asocia a la circulación profunda en un ambiente con sedimentos de origen marino (White, 1957) o a la lixiviación de secuencias evaporíticas (Nicholson, 1993), mientras que el Li es un elemento conservativo que comúnmente se asocia al Cl y B. (Davis y De Wiest, 1971).

Además se ha planteado que las altas concentraciones de Cl y Li (Figura 6-10d) junto con una alta razón Cl/B, sugieren que los fluidos derivan de un reservorio de alta temperatura (Benavente, 2015). Sin embargo, en caso de existir depósitos de halita o un aporte de salmueras profundas, el contenido de Cl en las aguas podría aumentar sin la necesidad de provenir de un reservorio profundo (ver ANEXO J). Por otra parte, la alta correlación (0,91) del grupo As-Fe-Mn (Figura 6-10c), es una evidencia que permitiría suponer un origen común, dado posiblemente por procesos de interacción agua-roca en profundidad.

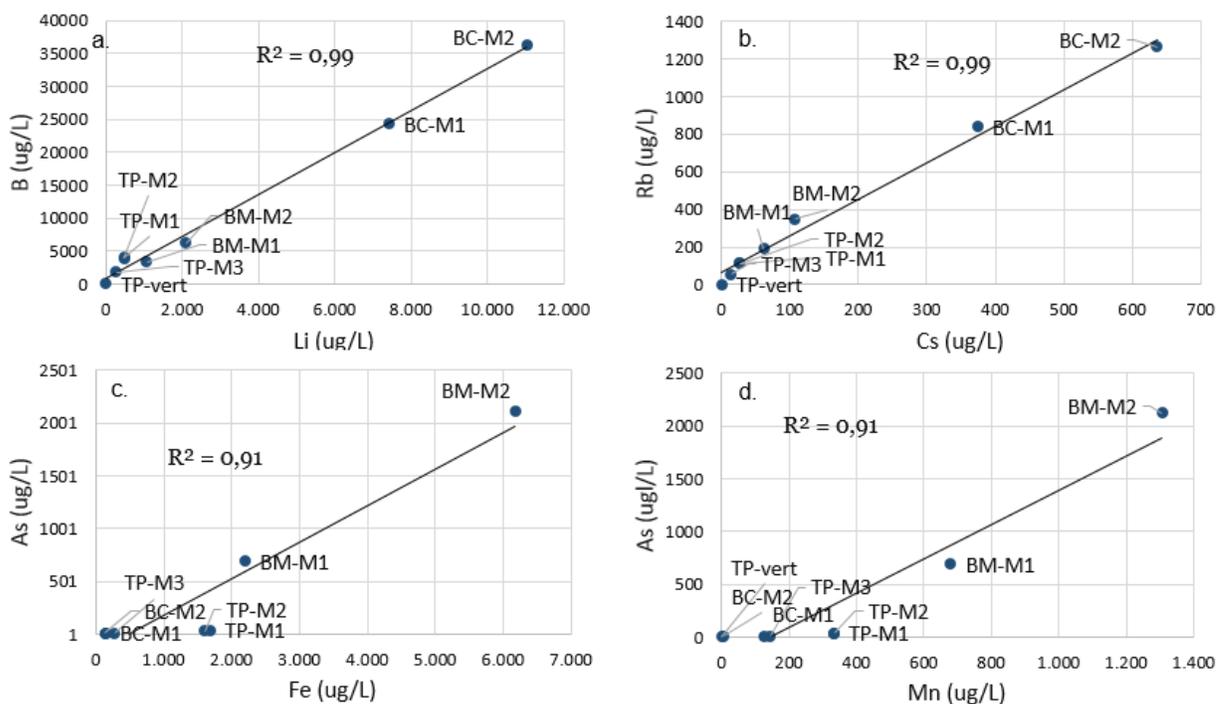


Figura 6-10: a. Diagrama B vs Li b. Diagrama Rb vs Cs c. Diagrama Fe vs As. d. Diagrama Li vs Cl. Adjunto a cada gráfico se encuentra el índice de correlación de la regresión lineal.

6.2.2 Análisis de conglomerados

Se utilizó el análisis de conglomerados (*cluster*) para establecer una estructura jerárquica de relaciones entre los elementos químicos y entre las muestras de agua tomadas. Las distancias entre los distintos parámetros fueron calculadas mediante el método Euclidiano estandarizado y los grupos se formaron siguiendo el criterio de vecino más cercano.

Esta técnica permite analizar tanto las variables, como las observaciones o muestras. Para la elaboración de los diagramas se consideraron solo algunos de los parámetros medidos en las muestras de agua termal, utilizando un número de variables menor o igual a la cantidad de agrupaciones a formar, correspondiente a las siete muestras de agua termal.

En una primera iteración, se elaboró un dendrograma a partir de la concentración de los elementos mayoritarios y la temperatura, es decir, las siete variables consideradas fueron: Na, Ca, Mg, Cl, SO₄, HCO₃ y T. Con esta configuración se obtuvieron las asociaciones mostradas en la Figura 6-11, en la cual se observa que los elementos se congregan en dos

grupos principales: Na-Cl-Mg y Ca-SO₄-T, es decir, el proceso que aporta estos iones sería común para ambos grupos. En otras palabras, lo más probable es que la adquisición de estos iones se deba a la disolución de halita y yeso, respectivamente.

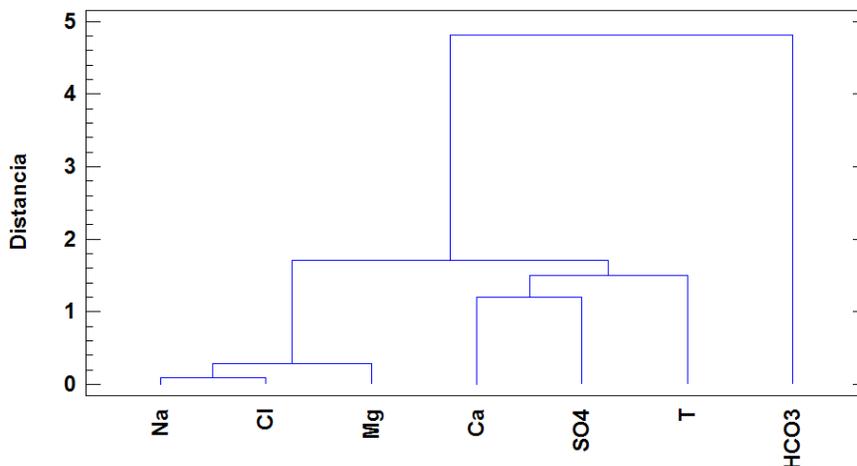


Figura 6-11: Dendrograma elaborado a partir de los parámetros considerados.

Adicionalmente, se observa que el HCO₃ es el último elemento en juntarse a las demás variables. Quizás una parte del aporte se deba a un proceso adicional a la circulación por carbonatos. Se plantea la adición de CO₂ (g), que interactuaría con rocas carbonatadas y agua (e.g. secuencias calcáreas de las Fm. Río Colina, Río Damas y Lo Valdés), favoreciendo la formación de HCO₃ (Appelo, 2005). En efecto, durante la toma de muestras se ha observado la presencia de burbujas de gas en las distintas pozas termales; proceso observado también por otros autores en trabajos previos (Benavente, 2015; Bustamante, 2010; Martini, 2005). Éste proceso no ocurriría en la misma magnitud entre los dos sectores, ya que en el sector *El Volcán* la concentración de HCO₃ es en promedio seis veces mayor a *El Yeso*, donde además no se observan depósitos de travertino.

Luego, al formar grupos de muestras según la similitud de los parámetros considerados, se establecen dos conglomerados principales: por un lado se encuentra el grupo conformado por las muestras TP-M1, TP-M2 y BC-M1 y, por otro lado, está el conglomerado formado por BM-M1, TP-M3 y BM-M2 (Figura 6-12), destacando que los *clusters* están integrados por muestras de distinta fuente, es decir, se asemejan geoquímicamente a pesar de la distancia que las separa. Además, de forma similar al diagrama anterior, la muestra BC-M2 se mantiene en una ramificación independiente de los grupos principales. Con estos resultados difícilmente se puede establecer una relación directa entre las muestras de cada manifestación, que permita plantear un proceso distintivo en cada una. Si fuera éste el caso, lo esperado hubiera sido que los conglomerados reflejaran claramente la separación espacial de las muestras.

En una segunda iteración, se modificaron los parámetros de entrada y se consideraron los siguientes elementos: T, Cl, SO₄, Li, B, HCO₃ y As. Al agregar algunos elementos traza es probable obtener una reagrupación de las muestras y así reflejar alguno de los procesos que provoca las diferencias detectadas en su concentración.

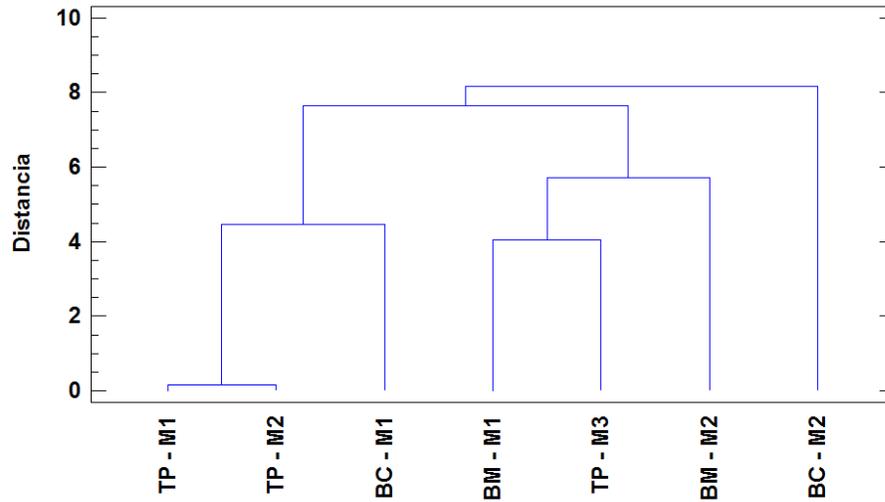


Figura 6-12: Dendrogramas obtenidos a partir del análisis de conglomerados.

En la Figura 6-13 se presenta el dendrograma formado con los parámetros utilizados, y se observan dos grandes grupos de elementos. Por un lado, se tiene la asociación T-SO₄ y Li-B-Cl, la que podría deberse a que estos iones provendrían principalmente de la interacción del agua de recarga con rocas sedimentarias evaporíticas presentes en la zona. Por otro lado, se tiene el grupo conformado por HCO₃ y As; revelando que probablemente el proceso que origina las altas concentraciones de HCO₃, se relaciona al aporte de As. Por este motivo se plantea la posibilidad de que la alta concentración de HCO₃ en las aguas de BM, se deba a procesos de interacción agua-roca que a su vez liberan As y otros elementos con buena correlación respecto a éste (e.g. Fe, Mn).

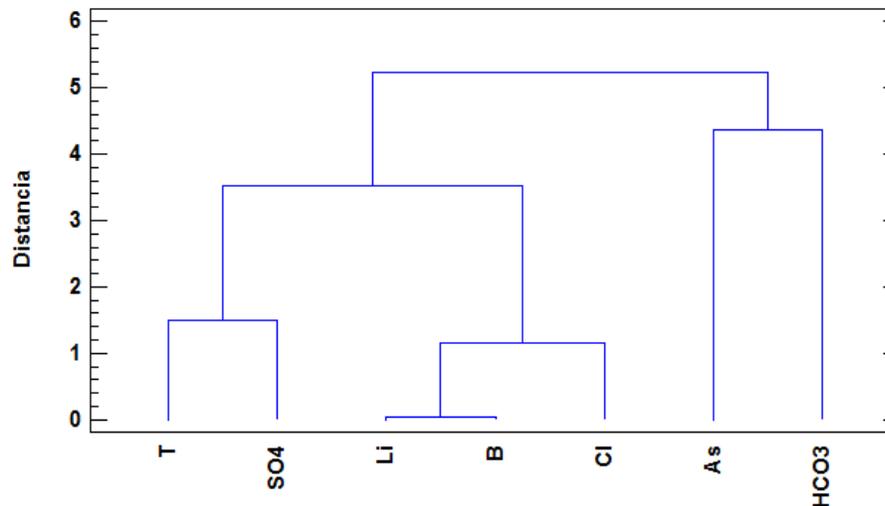


Figura 6-13: Dendrograma elaborado con otros parámetros de entrada.

Posteriormente, se agruparon las muestras de acuerdo a los nuevos parámetros, obteniéndose el gráfico presentado a continuación (Figura 6-14). Se observa que la

distribución de muestras en grupos presenta diferencias considerables respecto a la primera iteración. Se obtuvo que las muestras de TP se agrupan en un conglomerado, al que luego se agregan las muestras de BM, las que actuarían como nexo entre este primer grupo y otro conformado por BC. Estos resultados reflejarían que las aguas de BM presentan una mayor afinidad con las muestras del sector *El Yeso*, que con las de BC.

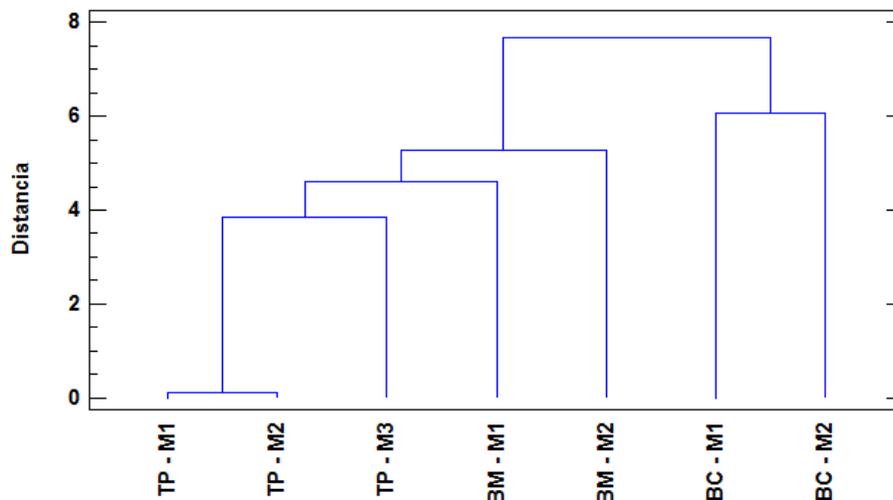


Figura 6-14: Dendrograma obtenido al ingresar nuevos parámetros.

Finalmente, el análisis de conglomerados permitió establecer la probable influencia de los procesos de interacción agua-roca con secuencias evaporíticas (halita y yeso). Además se mostró que el HCO_3 parece tener mayor afinidad con el As que con los otros elementos considerados. No obstante, dado el escaso número de muestras y el bajo número de variables utilizadas para este análisis, no fue posible establecer conglomerados que permitan afirmar con certeza la correlación de las aguas de las distintas manifestaciones termales.

6.2.3 Simulaciones geoquímicas con PHREEQC: modelos inversos

Utilizando el software PHREEQC, se realizó una simulación geoquímica de las aguas termales a partir de los resultados de los análisis químicos y en conocimiento de las características litológicas de la zona de estudio. Las simulaciones se efectuaron considerando como solución inicial la muestra TP-vert, que representaría al agua meteórica o de recarga y como solución final las distintas muestras de aguas termales, con una incerteza del 10%. Los modelamientos solo fueron exitosos para las muestras de TP, mientras que no fue posible simular la composición de las aguas termales de BM y BC con las condiciones ingresadas.

Los parámetros utilizados fueron los elementos que presentan la mayor concentración en las aguas termales: Na, K, Ca, Mg, SO_4 , HCO_3 , Cl, Si, B y Li. En paralelo, se definieron las fases minerales involucradas en las reacciones de interacción agua roca de acuerdo a la litología dominante en ambos sectores: secuencias sedimentarias calcáreas y evaporíticas. Así, las simulaciones se efectuaron según la mineralogía más común en este tipo de secuencias (Branson, 1915; Boggs, 2006): calcita (CaCO_3), anhidrita (CaSO_4), yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), halita (NaCl) y silvita (KCl). En términos de fracciones molares el

modelamiento no distingue entre anhidrita y yeso, por lo que solo se consideró la fase hidratada.

Los resultados más relevantes de cada modelamiento inverso, son la especiación y los índices de saturación de las fases esperadas según las características fisicoquímicas y composicionales de las muestras, sin considerar la cinética de las reacciones. Adicionalmente, cuando el modelamiento es exitoso se obtienen las fracciones molares necesarias de cada solución para alcanzar la composición final y los moles transferidos para lograr el balance, junto con los errores de transferencia redox asociados.

En el ANEXO K se presenta un ejemplo del código ingresado en PHREEQC. Como los resultados de los modelamientos son muy extensos, en la Tabla 6-1 se incluyen solo las fases minerales que podrían encontrarse en secuencias evaporíticas, con sus respectivos índices de saturación (IS). Los valores en torno a cero indican que el mineral está en equilibrio con los fluidos, mientras que los valores negativos indican que la solución se encuentra subsaturada por lo que el mineral podría ser disuelto. En contraste, los valores positivos (resaltados en color azul) indican que la solución se encuentra saturada y el mineral podría precipitar (Gemici y Filiz, 2001).

Tabla 6-1: Índices de saturación de algunas fases minerales, según las características fisicoquímicas de las muestras de aguas termales. En azul se destacan los valores positivos.

Fase	Índices de Saturación (IS)						
	TP-M1	TP-M2	TP-M3	BM-M1	BM-M2	BC-M1	BC-M2
Anhidrita	-0,13	-0,2	-0,56	-1,16	-0,96	-0,25	-0,16
Aragonito	-0,19	-0,15	-0,38	-0,58	-0,21	0,08	0,48
Bórax	-14,86	-14,38	-15,57	-15,15	-13,69	-11,33	-11,06
Ácido Bórico	-3,49	-3,45	-3,61	-3,26	-3,06	-2,57	-2,58
Calcita	-0,04	0	-0,23	-0,43	-0,07	0,23	0,63
Calcedonia	-0,14	-0,12	-0,08	0,47	0,43	0,51	0,4
Epsomita	-3,57	-3,57	-3,67	-3,97	-3,81	-3,3	-3,33
Yeso	-0,14	-0,18	-0,38	-0,91	-0,78	-0,14	-0,23
Halita	-3,22	-3,17	-3,8	-3,58	-3,02	-2,98	-2,66
Magnesita	-1,08	-1,05	-1,39	-1,45	-0,98	-0,7	0,02
MgSO4	-9,31	-9,51	-10,44	-11,14	-10,64	-9,68	-8,75
SiO2(am)	-1,04	-1,04	-1,09	-0,6	-0,59	-0,46	-0,47
Silvita	-4,98	-4,98	-5,36	-4,52	-4,12	-3,96	-3,8
Talco	-2,54	-2,39	-4,26	-6,41	-5	-2,18	0,37

Al analizar los valores expuestos se establece que la mayor parte de las fases minerales incluidas tiene IS negativos, indicando que si las aguas interactúan con ellas tendrían la capacidad de disolverlas (e.g. anhidrita, yeso, halita, silvita y epsomita). Por otra parte, los carbonatos (calcita y aragonito) poseen IS positivos en las muestras de BM, lo que resulta llamativo al considerar la existencia de depósitos de travertino en el área circundante a

dichas manifestaciones termales. En este caso, el complejo equilibrio de los carbonatos y su precipitación, puede resultar en IS positivos muy próximos al estado neutro.

Luego, en la Tabla 6-2 se presenta una síntesis de los resultados de las simulaciones, donde se observa que todas las fases minerales incluidas poseen transferencias de moles positivas, es decir, se disolverían para dar al agua su composición final. Como se mencionó anteriormente, las simulaciones solo fueron exitosas para las muestras de TP, por lo que las interpretaciones posibles se restringen al sector *El Yeso*.

Tabla 6-2: Síntesis de resultados de los modelos inversos con PHREEQC.

Input		Incerteza	Fracciones		Transferencia de moles				Error
Solución inicial	Solución final		Sol _{in}	Sol _{fin}	Calcita	Yeso	Halita	Silvita	Sum of Residuals
TP-vert	TP-M1	0.1	1,0E+0	1,0E+0	3,8E-4	1,8E-2	2,3E-1	9,8E-4	6,4E+0
TP-vert	TP-M2	0.1	1,0E+0	1,0E+0	3,9E-4	1,7E-2	2,4E-1	9,2E-4	7,5E+0
TP-vert	TP-M3	0.1	1,0E+0	1,0E+0	3,5E-4	7,8E-3	1,0E-1	4,0E-4	6,5E+0

Se determinó que la hidrogeoquímica de las aguas de TP se puede reproducir considerando solo la interacción con fases minerales de las litologías presentes, lo que se refleja en la transferencia de moles positivas desde dichas fases a la solución (Tabla 6-2). En contraste, para las muestras de BM y BC esta configuración no permite reproducir su hidrogeoquímica, lo que induce a pensar que estas aguas estarían influenciadas por otros procesos, además de la interacción con las rocas sedimentarias que caracterizan la zona. Este factor posiblemente es el mismo que provoca los altos valores de HCO₃⁻ en estas aguas, como puede ser algún proceso de interacción agua-roca con otras litologías o un aporte profundo de iones.

6.3 Origen de las aguas termales

Isótopos Estables (δD y $\delta^{18}O$)

Al representar gráficamente los resultados mostrados en la Tabla 5-4 con respecto a las líneas de aguas meteóricas global (GMWL; Craig, 1961) y local (LMWL; Hoke, 2013), se observa que las aguas de TP y BM se encuentran sobre la línea meteórica global, mientras que *BC-M2* se encuentra levemente desplazada a la derecha de esta línea. A simple vista, las aguas se ajustan mejor a la GMWL que a la LMWL.

Los isótopos de oxígeno e hidrógeno, permiten establecer el origen meteórico de las aguas termales y las pequeñas desviaciones podrían deberse a otros procesos que actuarían con baja intensidad (e.g. muestra BC-M2).

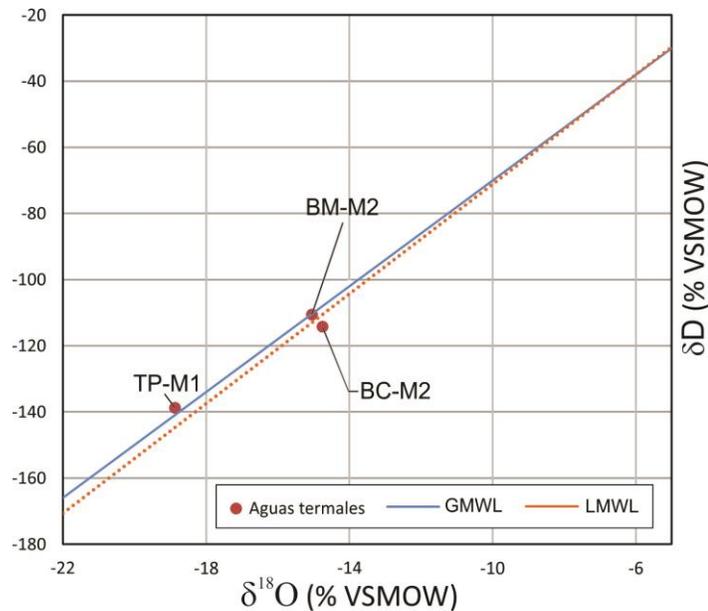


Figura 6-15: Isótopos estables de oxígeno e hidrógeno de las aguas termales estudiadas, respecto a la línea de aguas meteóricas global (GMWL; Craig, 1961) y local (LMWL; Hoke, 2013).

Para validar los resultados obtenidos, éstos fueron comparados con los existentes en referencias (para aguas de vertientes frías y termales), tal como se muestra en la Figura 6-16. Se observa que las muestras de este estudio (en rojo) se alinean con las muestras de vertientes frías y termales TP-O1 y TP-O2 (Bustamante *et al.*, 2010), aunque el punto BC-M2 se desvía levemente a la derecha de la GMWL, lo cual podría deberse a procesos de interacción agua-roca a alta temperatura (Doménico y Schwartz, 1998). No obstante esta excepción, a través de la gráfica se confirma la validez de los resultados y que las aguas provienen de la recarga de aguas meteóricas.

Por otra parte, al observar la signatura isotópica de las muestras analizadas en la tesis de doctorado de Benavente (2015), se evidencia la diferencia significativa que posee la muestra tomada en El Plomo, respecto a los resultados obtenidos en este Trabajo de Título para el mismo punto. En el estudio mencionado además se planteó que la desviación que presenta dicha muestra respecto a la línea meteórica global (Figura 6-16), empobrecida en ^{18}O , se atribuye a un posible intercambio isotópico entre el agua líquida y el CO_2 (Epstein y Mayeda, 1953), siendo un proceso que comúnmente afecta a las piscinas burbujeantes ricas en CO_2 (Pauwels *et al.*, 1997) y aguas termales ricas en HCO_3^- (Peiffer et al, 2014). Según los datos obtenidos en este estudio, no se observa tal desviación, lo que es consistente con los resultados de Bustamante et al. (2010). Si este proceso tuviera lugar, se esperaría que todas las muestras presentaran una tendencia similar, pues en todas las manifestaciones se observaron emisiones de CO_2 (g) y alto contenido de HCO_3^- , especialmente en BM y BC.

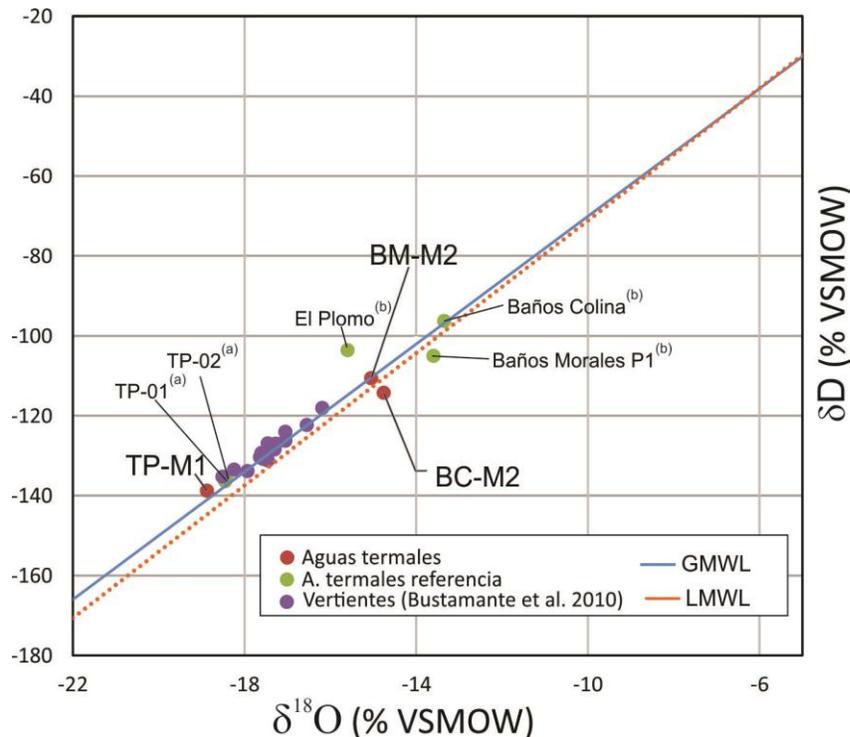


Figura 6-16: Composición isotópica de las aguas termales muestreadas en este trabajo, comparada con los isótopos estables existentes para aguas de vertientes y termales de trabajos anteriores. ^(a) Bustamante *et al.* 2010 ^(b) Benavente, 2015.

6.4 Geotermometría

Los geotermómetros son relaciones matemáticas empíricas basadas en las variaciones de solubilidad y las reacciones de intercambio catiónico de algunos solventes dependientes de la temperatura (D'Amore, 1992), con el objetivo de estimar la temperatura del reservorio geotermal. La clave de la aplicación de estos métodos es que el fluido debe representar las condiciones de equilibrio con el reservorio. Existen múltiples geotermómetros dependiendo de las especies minerales y fluidas consideradas en las reacciones de equilibrio, los cuales han sido calibrados de forma empírica.

En la Tabla 6-3 se presentan los resultados obtenidos a través de varios geotermómetros catiónicos. Se observa que existen diferencias significativas entre los distintos métodos, posiblemente debido a los algoritmos en que se basa cada uno. El geotermómetro Na/K–Mg (Giggenbach, 1988), es uno de los más utilizados para estas estimaciones (Figura 6-17). Los resultados calculados según este método señalan una temperatura de reservorio entre 81 y 91 °C para TP, 140-155 °C en BM y de 163-166 °C para BC.

Luego, al comparar los resultados obtenidos con las estimaciones realizadas por otros autores, se reconocen discrepancias en la temperatura de reservorio. Mediante la aplicación del geotermómetro de Na-Li, Hamza y Muñoz (1997) calcularon una temperatura de 257 °C para BC y de 75 °C para BM, mientras que con el geotermómetro de Na-K-C corr. Mg obtuvieron temperaturas de 77 y 126 °C, respectivamente. Por otra parte, los resultados obtenidos por Benavente (2015) se aproximan mejor a las estimaciones de este Trabajo de Título, ya que el autor señala que entre los 33-34 °S las

manifestaciones termales cordilleranas tienen temperaturas de equilibrio variables entre 50 y 160°C, según los geotermómetros de K-Mg y Na-K-Ca-Mg.

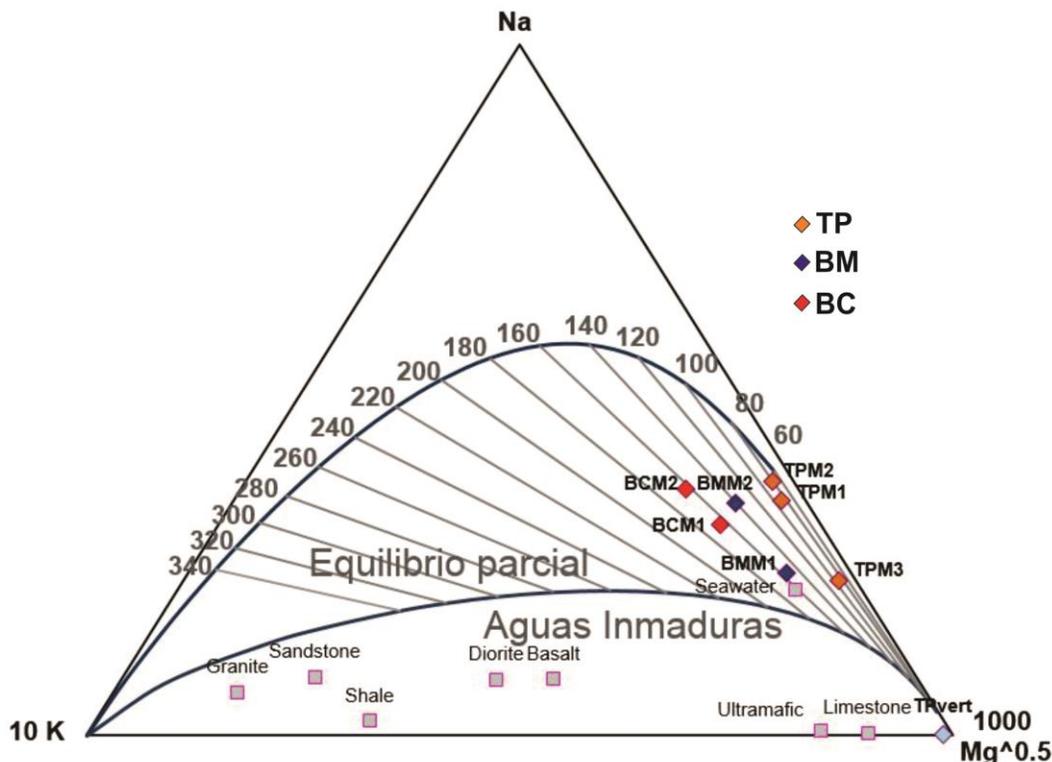


Figura 6-17: Diagrama ternario Na-K-Mg^{1/2} Giggenbach (1988), indicando el grado de madurez de las aguas estudiadas y las temperaturas de reservorio estimadas.

Tabla 6-3: Estimaciones de temperatura del posible reservorio geotermal, basadas en distintos geotermómetros catiónicos.

Muestra	Na-K-Ca (Fournier y Truesdell, 1973)	Na-K-Ca Mg corr. Mg (Fournier y Potter II, 1979)	Na/K (Fournier, 1979)	Na/K (Nieva y Nieva, 1987)	Na/K (Arnorsson, 1983)	K/Mg (Giggenbach, 1986)	Na/K (Giggenbach, 1988)
TP-M1	92,1	92,1	66,3	56,6	28,3	74,3	87,7
TP-M2	87,8	87,8	59,6	50,1	21,5	73,1	81,1
TP-M3	85,8	85,8	70,6	60,8	32,7	62,9	91,9
BM-M1	145,9	78,9	135,5	124,2	101,9	98,1	155,2
BM-M2	142,7	75,8	120,7	109,7	85,7	105,8	140,9
BC-M1	160,9	85,2	146,5	134,9	114,0	115,7	165,8
BC-M2	165,9	68,6	143,5	131,9	110,6	122,5	162,8

Cálculos realizados utilizando la planilla de cálculos de Powell&Cumming (2010).

Las estimaciones realizadas son discutibles dada la naturaleza de las rocas que caracterizan la zona de estudio, pues la presencia de rocas sedimentarias químicas muy

solubles altera las condiciones de aplicabilidad de los geotermómetros catiónicos (Baldi *et al.*, 1973; D'Amore *et al.*, 1979; Duchi *et al.*, 1986). Por este motivo, las temperaturas obtenidas son solo referenciales y no necesariamente reflejarían el equilibrio de los fluidos en el posible reservorio.

6.5 Alcances ambientales

Las altas concentraciones de As detectadas en BM representan un peligro ambiental para las personas expuestas a estas aguas, específicamente en caso de ser ingeridas habitualmente y de forma directa, o bien, por mezcla con el agua potable que abastece a la comunidad local. La norma chilena de agua para consumo (NCh409/1. Of 2005) establece un límite de 0,01 mg/L de As, valor superado ampliamente por los 2,1 mg/L medidos en la surgencia termal BM-M2.

Una prolongada exposición a As puede provocar varias enfermedades, incluyendo afecciones a la piel (Tondel *et al.*, 1999; Rahman *et al.*, 2001), problemas en el sistema circulatorio (Chen *et al.*, 1996; Karimi Nezhad *et al.*, 2010), enfermedades cardiovasculares (Wang *et al.* 2007), complicaciones neurológicas (Mukherjee *et al.*, 2003), desórdenes reproductivos (Ahmad *et al.*, 2001), enfermedades respiratorias (Milton *et al.*, 2001), diabetes mellitus (Rahman *et al.*, 1998) y puede aumentar el riesgo de cáncer, especialmente a la piel, vejiga, pulmones y riñones (Karimi Nezhad *et al.*, 2010).

En conocimiento de lo anterior, se debería considerar afirmaciones como “*Agua para bebida termal: Depurativa – Medicinal*”, observada en un letrero ubicado en el sector de muestreo de BM (Figura 6-18). En particular, deben tener precaución las personas que trabajan en el lugar porque son quienes se exponen más frecuentemente a las aguas enriquecidas con As.



Figura 6-18: Letrero ubicado en el punto muestreo de aguas termales de BM.

Por otra parte, en el sector de Baños Colina si bien los locatarios recomiendan a los visitantes a tratar sus afecciones oculares con las aguas termales, por sus propiedades curativas, no es claro el efecto adverso que se podría producir. En particular, estas aguas presentan altas concentraciones de B, que alcanza hasta 36 g/L en BC-M2. Como referencia, la Organización Mundial de la Salud (OMS) recomienda evitar el consumo de agua con contenido de B mayor a 0,5 mg/L, pues puede provocar consecuencias negativas. Por ejemplo, se ha estudiado el daño en la función testicular en ratas (Lee *et al.*,

1978), mientras que se establece un efecto perjudicial para las plantas a partir de 1 mg/L (Dotsika *et al.*, 2004). Sin embargo no existe consenso en las consecuencias que podría provocar en la salud humana (Hilal, 2011), e incluso hay quienes establecen los posibles efectos positivos de su consumo (Murray, 1995).

Considerando lo expuesto, se recomienda evitar la exposición innecesaria a estos elementos y en el caso de tener una interacción prolongada con estas aguas, se recomienda estar atento ante cualquier síntoma o efecto adverso. Adicionalmente se propone un estudio hidroquímico del agua potable que abastece a la comunidad, para determinar si existe contaminación de As.

6.6 Consideraciones sobre la hidrodinámica de las fuentes termales

A partir de la caracterización hidrogeológica de la zona de estudio, se determinó que las rocas a través de las cuales afloran las aguas termales en superficie, poseen una baja permeabilidad primaria de 10^{-5} a 10^{-9} m/s (Hudson y Harrison, 2000), por lo cual la permeabilidad secundaria dada por planos de estratificación, fracturas y fallas es fundamental para el transporte de fluidos en el sector; conformando un potencial acuífero en roca fracturada. Esta condición permite el desarrollo tanto de las vertientes frías como termales observadas existentes en la zona. Por otra parte, se demostró la gran disponibilidad de agua en ambas sub-subcuencas, es decir, existe suficiente agua de recarga para abastecer los sistemas termales (71 y 119 Mm³, respectivamente a cada sector), por lo que se cumple una de las condiciones para la existencia de un sistema geotermal.

La presencia de fallas, fracturas y diaclasas que generan porosidad y permeabilidad secundaria son fundamentales para el flujo e infiltración de aguas meteóricas, al mismo tiempo que permiten el ascenso de los fluidos calentados en profundidad (Cinti *et al.*, 2009). En ambos sectores de la zona de estudio, se observa la abundancia de estructuras de diversa extensión (Figura 2-5), desde fallas regionales que atraviesan toda la zona de estudio (SFDF), fallas asociadas a la FPCA, hasta diaclasas y fracturas que afectan pervasivamente las secuencias sedimentarias que rodean las manifestaciones termales (e.g. Fm Lo Valdés y Río Colina).

Las propiedades hidráulicas de una zona de falla (ZF), en tanto, están dadas por la permeabilidad de las fallas y fracturas individuales y por su geometría en tres dimensiones (Faulkner, 2010). En general una ZF consiste en dos partes: el núcleo de la falla y la zona de daño. La primera posee baja permeabilidad y puede encontrarse sellada por minerales secundarios o salvanda fina. La segunda al presentar un fracturamiento pervasivo de la roca de caja, experimenta un aumento considerable en la permeabilidad (Mitchell, 2012). Este puede ser el caso de la SFDF y fallas menores asociadas, cuya traza se ubica en el sector de Baños Morales y donde se han reconocido rocas muy fracturadas (Calderón, 2008). Además, Nara *et al.* (2011) indicaron que la permeabilidad de microfracturas domina el flujo a gran profundidad. Así, las aguas meteóricas pueden penetrar e interactuar con rocas a profundidades tan grandes como 10 km (Evans *et al.*, 1997). Sin embargo, esta condición no es suficiente para que exista un sistema geotermal, pues además es necesaria la existencia de un reservorio donde se almacene el fluido y se mantenga el calor (Gupta y Roy, 2007).

Por otra parte, Bustamante *et al.* (2010) establecieron un patrón de circulación de fluidos entre las distintas manifestaciones termales para explicar las diferencias en los parámetros fisicoquímicos y composicionales observados entre ellas, proponiendo que ellas tendrían su origen en el sector de Baños Colina y circularían a través de estructuras hacia los distintos puntos de menor temperatura y concentración de iones, basándose en electro estructuras detectadas en quebrada de Salinillas mediante la exploración magnetotelúrica. Se discute este modelo, pues se destaca que las manifestaciones de ambos valles están separadas por al menos 25 km de distancia en línea recta, por lo que se considera poco probable que los fluidos circulen horizontalmente tal distancia, ya que hidráulicamente estos deberían transportarse preferentemente de forma vertical, frente a las estructuras de alto ángulo existentes en el área. Además en la Figura 2-5 se observa que tanto las TP como BC, no se encuentran directamente ubicadas sobre el SFDF, a diferencia de BM que se encuentra exactamente ella. Las dos primeras manifestaciones mencionadas se producen sobre fallas asociadas a la FPCA, por lo que no se puede asumir una conexión profunda de escala regional entre los fluidos termales.

Respecto al funcionamiento del sistema geotermal, se mencionó la importancia de la existencia de una fuente de calor y un reservorio. Una de las fuentes de calor probable son los cuerpos volcánicos activos ubicados en el límite oriental de la zona de estudio (Figura 4-1), entre los que destaca el volcán San José, que se ubica próximo a la manifestación termal de BC. La otra alternativa es la transferencia de calor en presencia de un flujo calórico elevado, que en este caso alcanzaría entre 80 a 100 mW/m² (Hamza y Muñoz, 1997). Este valor es equivalente a un gradiente geotermal entre 27 y 33 °C/km, aunque los centros volcánicos activos cercanos podrían alzar las isotermas. Este gradiente fue calculado para rocas granodioríticas, posible basamento, con una conductividad térmica promedio de 3 W/m°C. Bajo este escenario, la profundidad que deberían alcanzar los fluidos en BC para alcanzar una temperatura de 166 °C, correspondiente al reservorio según geotermometría, es de 5 km. Sin embargo, la presencia de los centros volcánicos activos se ha asociado a un gradiente geotermal anómalo (Benavente *et al.*, 2016), por lo que las aguas podrían alcanzar su temperatura máxima a profundidades considerablemente menores.

Por otro lado, Bustamante *et al.* (2010) mediante el método geofísico magnetotelúrico determinaron que en el sector de El Yeso no habría reservorio, ya que no se detectaron anomalías de resistividad atribuibles a zonas conductivas o de almacenamiento. En tanto, los resultados preliminares de las tomografías eléctricas realizadas en el estudio geofísico de Diego Naranjo en torno a las termas de BC, indican que las zonas conductivas se restringen únicamente a estructuras, lo que podría interpretarse como un acuífero en roca fracturada. En cuanto los resultados de este estudio sean publicados, será posible aclarar si existe o no, un reservorio geotermal bajo las manifestaciones de mayor temperatura.

A partir de la hidroquímica de las fuentes termales, se estableció que las aguas de TP se diferenciarían de BC, mientras que las aguas de BM presentan rasgos transicionales entre ambas (tal como se observa en el dendrograma de la Figura 6-12b), aunque la influencia de alteraciones hidrotermales podría alterar la composición de las aguas (e .g Las Amarillas). En la Figura 6-19 y Figura 6-20 se presentan perfiles esquemáticos para ilustrar y sintetizar estos planteamientos. Cabe destacar que estos perfiles al ser esquemáticos carecen de precisión en términos estructurales, por lo que se consideran

solo referenciales. En estos esquemas, se destaca que el modelo que explica la existencia de aguas termales en la zona no considera la intervención directa de un centro volcánico, por lo que se enfatiza el carácter tectónico de este sistema geotermal, donde las estructuras permiten la circulación, convección y ascenso de fluidos termales.

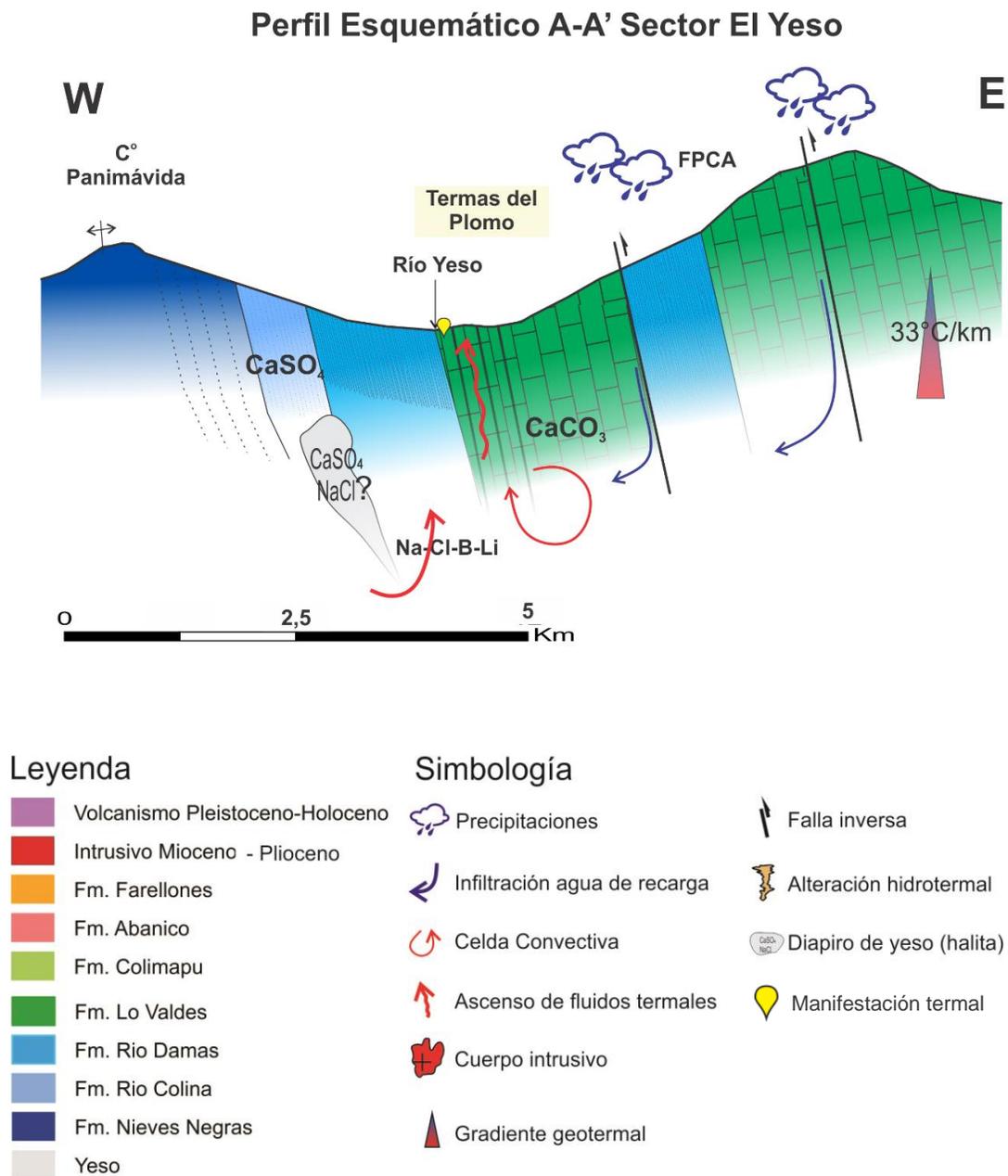


Figura 6-19: Perfil esquemático sector El Yeso. Basado en Thielle (1980) y Fock (2005).

Perfil Esquemático B-B' Sector El Volcán

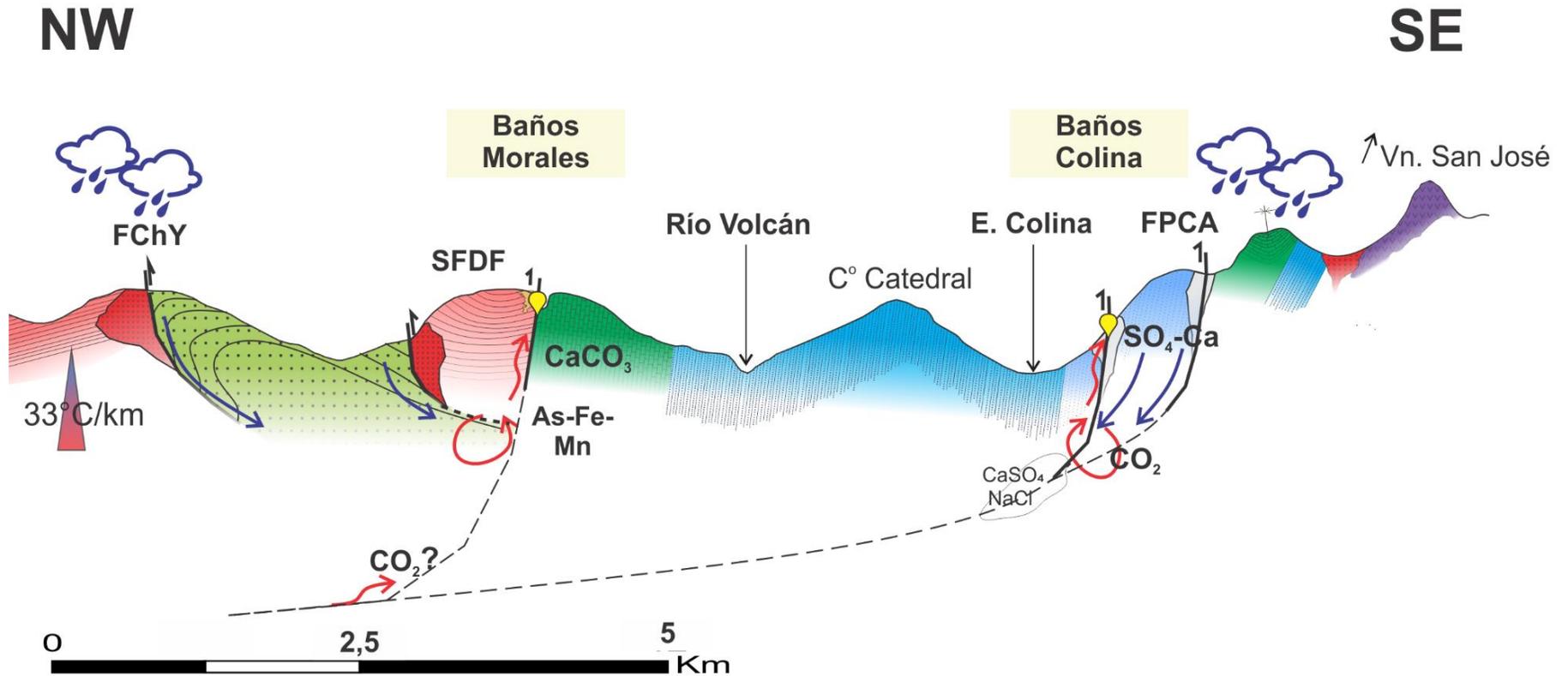


Figura 6-20: Perfil esquemático sector El Volcán. Basado en Thielle (1980), Fock (2005) y Calderón (2008). La leyenda y simbología corresponde a la de la figura anterior.

Desde una perspectiva superficial, se reconocieron diferencias notorias entre los manantiales termales estudiados. Las TP afloran en rocas calcáreas de la Fm. Lo Valdés (Figura 2-5), mientras que la surgencia de BM ocurre en el contacto entre rocas de la Fm. Abanico con Lo Valdés y las aguas de BC brotan directamente desde afloramientos de yeso pertenecientes a la Fm. Río Colina, como se observó en las figuras anteriores (Thiele, 1980; Fock, 2005). Este yeso se habría originado en el Oxfordiano por procesos de evaporación en un ambiente hipersalino (Thiele, 1980; Legarreta and Uliana, 1996) y posiblemente se formó junto a capas de anhidrita, halita, calcita y silvita, minerales característicos de secuencias evaporíticas (Carpenter *et al.*, 1978; Boggs, 2006). Sin embargo, en la bibliografía consultada no se señala la existencia de depósitos de halita en la zona, lo cual plantea una interrogante respecto a la proveniencia de la alta concentración de Na y Cl medida en las aguas y, como alternativa, se plantea el aporte profundo de salmueras (Risacher y Hauser, 2008).

Otra diferencia detectada entre las aguas termales, es que la concentración de HCO_3^- de las muestras de TP es considerablemente menor que la de las otras aguas termales analizadas (ver Tabla 5-2). Por otro lado, las muestras de BM presentan una de las concentraciones de HCO_3^- más altas de todo el país, de acuerdo al catastro de Hauser (1997) y Risacher y Hauser (2008). La menor concentración de HCO_3^- y la ausencia de depósitos de travertino, indicaría que las aguas de TP habrían sufrido procesos de reequilibrio distintos a los de las otras termas. Este rasgo también se podría relacionar a los procesos de interacción agua-roca durante la circulación profunda de los fluidos y a la gran cantidad de depósitos calcáreos que rodean la zona, los cuales a su vez pueden estar asociados a una mayor abundancia de CO_2 y elementos del grupo As-Fe-Mn.

Finalmente, se reconocen condiciones favorables para la existencia de manifestaciones termales, tales como la disponibilidad de agua de recarga, estructuras regionales, permeabilidad secundaria y un gradiente geotermal elevado para transferir calor y generar celdas convectivas que permitan el posterior ascenso de los fluidos infiltrados. Sin embargo, no se detectó la influencia de los cuerpos volcánicos cercanos a las termas en la composición de las aguas, por lo que el sistema geotermal se asemeja más a uno del tipo tectónico, controlado por estructuras (Goff y Janik, 2000), como se observa en los perfiles esquemáticos (Figura 6-19 y Figura 6-20).

CONCLUSIONES

A partir de la caracterización hidrogeológica de la zona de estudio, se estableció la importancia de la permeabilidad secundaria para la circulación subterránea de los fluidos que dan origen a las manifestaciones termales y zonas de surgencia natural de aguas, destacando la posibilidad de la existencia de un acuífero en roca fracturada. Además, mediante estimaciones de primer orden, se logró establecer un volumen de agua disponible para recarga de 71 Mm³/mes en la parte alta de la subcuenca del río Yeso y de 118,9 Mm³/mes El Volcán, volúmenes importantes y suficientes para abastecer las distintas vertientes frías y termales de la zona.

De acuerdo al análisis de las características fisicoquímicas de las aguas termales estudiadas, se establece que todas ellas son de pH neutro a levemente ácido (6,5 a 7,1) y presentan altos niveles de TDS (hasta 26 g/l), por lo que se consideran salinas. Éstas son características comunes a todas las muestras de aguas termales.

A partir de los análisis químicos, se determinó que las tres termas estudiadas presentan aguas de tipo Cl-Na, notando que en todas ellas existe una clara influencia de disolución de evaporitas (halita y yeso), aunque existen diferencias significativas en la concentración de iones entre las muestras de las distintas termas.

Se ha determinado que las aguas de TP por sus diferencias geoquímicas y por su distancia a las manifestaciones termales de *El Volcán*, presentan procesos fisicoquímicos diferentes y/o que se dan con diferente intensidad. La ausencia de depósitos de travertino, el bajo contenido de HCO₃ de sus aguas, y el menor contenido de Li-B-Rb-Cs en comparación a las otras manifestaciones, son los principales rasgos distintivos de estas aguas. Adicionalmente, a nivel local, se evidencian posibles procesos de mezcla entre las aguas termales y superficiales (muestra TP-M3).

Las simulaciones geoquímicas realizadas reproducen solo la hidrogeoquímica las aguas TP, considerando el proceso de disolución de fases minerales propias de secuencias evaporíticas. Estas mismas simulaciones no logran reproducir la hidrogeoquímica de las otras aguas, indicando que podrían existir otros procesos influyendo en su composición.

Las muestras de BM resultaron ser las más complejas e interesantes de analizar, pues su hidroquímica marca una pauta distintiva respecto al resto de las termas. Específicamente, éstas se caracterizan por una alta concentración de HCO₃, por presentar un exceso de Ca(Mg) respecto a la disolución de yeso-carbonatos y por un importante enriquecimiento de As, Fe y Mn. Se ha planteado que estos rasgos, específicamente la mayor abundancia de elementos metaloides, están dados por procesos de interacción agua-roca propios del sector de BM que no se asociarían a la salinidad de las aguas y que, posiblemente, se relacionan a la alteración hidrotermal *Las Amarillas*, la que a su vez estaría asociada a la actividad del SFDF.

La manifestación termal de mayor temperatura (51°C) corresponde a la surgencia principal de BC. En ella también se midieron las concentraciones más altas de todos los iones analizados, a excepción de As-Fe-Mn. El alto contenido de Li-B-Rb-Cs y la imposibilidad de modelar la hidrogeoquímica de estas aguas, hace suponer la existencia

de un aporte profundo de iones; situación que se dio también para las muestras de BM. Este supuesto podría estar también evidenciado por el comportamiento del Li frente a la temperatura, ya que las aguas de ambas termas se alinearon en una tendencia diferente a la presentada por las aguas de TP, donde no existiría este aporte. Sin embargo, como el Li, y elementos afines, puede provenir también de disolución de fases evaporíticas no es posible establecer con certeza la existencia de un aporte profundo.

A partir de los isótopos de hidrógeno y oxígeno, se ha determinado el origen meteórico de las aguas termales. Las pequeñas desviaciones presentadas, podrían reflejar procesos de mezcla con fluidos profundos, aunque de ser así, esto ocurriría en una baja intensidad. Adicionalmente, a través del estudio de isótopos e hidroquímica de las aguas, no se identificaron evidencias claras de influencia de los centros volcánicos activos (e.g. Vn. San José).

Se estableció, según geotermometría, que las aguas podrían alcanzar temperaturas de más de 160 °C. En presencia de un gradiente geotermal de 33 °C/km, se podría alcanzar esta temperatura a una profundidad de 5 km. No obstante, se debe considerar que la presencia de volcanes activos y la influencia de secuencias evaporíticas en la zona, podría afectar al gradiente geotermal y la aplicabilidad de los geotermómetros catiónicos, respectivamente.

Con las evidencias existentes se plantea que las aguas termales responden a un modelo de sistema geotermal del tipo tectónico (Goff y Janik, 2000), donde el reservorio se presentaría como un medio rocoso fracturado.

Se propone estudiar las diferencias entre las aguas de TP, particularmente entre el *chorro* termal y las pozas, para determinar así la influencia de los procesos de dilución por mezcla en estas aguas. Además se propone analizar los depósitos de hidróxidos existentes en el área, ya que pueden ayudar a comprender las condiciones de equilibrio de las aguas. Por otra parte, se ha considerado la alternativa de que en BM exista un mayor aporte de CO₂ profundo, aunque no se observan indicios en la signatura isotópica del agua. Se propone además, realizar un estudio más detallado en BM, para detectar variaciones locales en la composición y parámetros fisicoquímicos de las aguas, con el objetivo de determinar el origen e importancia del alto contenido de As en ellas, en las vertientes frías cercanas, y en los depósitos de travertino (e.g. Keshavarzi, 2011). También, contribuiría medir la tasa de emisión de CO₂ y estudiar la composición de las rocas de alteración de Las Amarillas para determinar si existe en ellas un enriquecimiento de As similar al presentado en las aguas termales.

Por último, se propone realizar un estudio hidroquímico estacional, para determinar las posibles variaciones en las aguas. Con un mayor número de muestras, se propone un análisis químico e isotópico completo, que permita un análisis estadístico más robusto (e.g. componentes principales). Además, se plantea el estudio de otros isótopos (e.g. B, Sr, C y Cl) para determinar si existe un aporte profundo de iones.

BIBLIOGRAFÍA

- AES Gener S.A., 2007. Estudio de Impacto Ambiental “Proyecto Hidroeléctrico Alto Maipo”. Servicio de Evaluación Ambiental, Gobierno de Chile.
- ALBERS, C., 2012. Coberturas SIG para la enseñanza de la Geografía en Chile. www.rulamahue.cl/mapoteca. Universidad de La Frontera. Temuco
- ÁLVAREZ, P. *et al.*, 1997. Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile (33° 45' -34° 00' LS). En VII Congreso Geológico Chileno.
- ÁLVAREZ, P.P., AGUIRRE-URRETA, M., GODOY, E., RAMOS, V.A., 1997. Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile (33° 45' – 34° 00' LS). Actas VIII Congreso Geológico Chileno, Vol. 1, p. 425-429.
- APPELO, C. J., POSTMA, D., 2005. Geochemistry, groundwater and pollution. CRC press.
- AQUILINA, L. *et al.*, 2002. Origin, evolution and residence time of saline thermal fluids (Balaruc springs, southern France): implications for fluid transfer across the continental shelf. *Chemical Geology*, vol. 192, no 1, p. 1-21.
- ARAVENA, D., LAHSEN, A., 2012. Assessment of exploitable geothermal resources using magmatic heat transfer method, Maule Region, Southern Volcanic Zone, Chile. *Geothermal Resources Council Transactions*, vol. 36. California, p. 1307–1313.
- BALDI, P. *et al.*, 1973. Hydrogeochemistry of the region between Monte Amiata and Rome. *Geothermics*, vol. 2, no 3, p. 124-128.
- BARRIENTOS, S. *et al.*, 2004. Crustal seismicity in central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 16, no 8, p. 759-768.
- BEADLE, L. C. *et al.*, 1974. The inland waters of tropical Africa. An introduction to tropical limnology. Longman Group Ltd, Publishers, 74 Grosvenor Street, London W.
- BENAVENTE, O., 2015. Origen y naturaleza de los fluidos de los sistemas volcánicos e hidrotermales activos de los Andes de Chile Central (32.5-36° S). Tesis de Doctorado. Universidad de Chile.
- BENAVENTE, O., TASSI, F., GUTIÉRREZ, F., VASELLI, O., AGUILERA, F., & REICH, M., 2013. Origin of fumarolic fluids from Tupungatito Volcano (Central Chile): interplay between magmatic, hydrothermal, and shallow meteoric sources. *Bulletin of volcanology*, 75(8), 1-15.
- BENAVENTE, O., TASSI, F., REICH, M., AGUILERA, F., CAPECCHIACCI, F., GUTIÉRREZ, F., RIZZO, A., 2016. Chemical and isotopic features of cold and thermal fluids discharged in the Southern Volcanic Zone between 32.5° S and 36° S: Insights into the physical and chemical processes controlling fluid geochemistry in geothermal systems of Central Chile. *Chemical Geology*, 420, 97-113.

- BENCINI, A., DUCHI, V., MARTINI, M., 1977. Geochemistry of thermal springs of Tuscany (Italy). *Chemical Geology*, vol. 19, no 1, p. 229-252.
- BENDERITTER, Y., CORMY, G., 1990. Possible approach to geothermal research and relative costs. *Small geothermal resources: A guide to development and utilization*, UNITAR, New York, p. 59-69.
- BOGGS S., 2006. *Principles of sedimentology and stratigraphy*. Pearson Prentice Hall.
- BRAITSCH, O., BUREK, P. J., NAIRN, A., 1971. Salt deposits, their origin and composition (Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten, engl.)
- BRANSON, E. B., 1915. Origin of thick gypsum and salt deposits. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 26, no 1, p. 231-242.
- BUSTAMANTE M., SILVA C., VIVALLOS J., CORTÉS R., PINCEHIRA W., ORTIZ M., CÁCERES D., WALL R., 2010. Exploración geológica para el fomento de la energía geotérmica: Área Termas del Plomo, Región Metropolitana de Santiago. Informe inédito. Subdirección Nacional de Geología. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- BUSTAMANTE, M. A., 2001. El contacto entre la Formación Abanico y las unidades mesozoicas, valle del río Volcán, Región Metropolitana. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 54 p.
- CADE-IDEPE, 2004. Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad. Cuenca del Río Maipo. Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas. Santiago.
- CALDERÓN S., 2008. Condiciones físicas y químicas del metamorfismo de muy bajo grado de las secuencias mesozoicas en el valle del Río Volcán (33°50'-34°00'S). Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile.
- CARPENTER, A. B. *et al.*, 1978. Origin and chemical evolution of brines in sedimentary basins. En SPE Annual Fall Technical Conference and Exhibition. Society of Petroleum Engineers.
- CHARRIER, R., ALVAREZ, P. P., ZURITA, E., 2002. Hallazgo de Jurásico marino en la Faja Plegada y Corrida del río Las Leñas, Alta Cordillera de Chile (34°30'S). En 15 Congreso Geológico Argentino.
- CHARRIER, R. *et al.*, 1996. New evidence for late Mesozoic-early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35 S), central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 9, no 5, p. 393-422.
- CHARRIER, R. *et al.*, 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33–36 SL). *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 15, no 1, p. 117-139.
- CHARRIER, R. *et al.*, 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean

- uplift. (With 5 figures). *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen*, vol. 236, no 1-2, p. 43-78.
- CHARRIER, R., MUÑOZ, N., 1994. Jurassic Cretaceous Palaeogeographic evolution of the Chilean Andes at 23–24 S latitude and 34–35 S latitude: A comparative analysis. En *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer Berlin Heidelberg, p. 233-242.
- CHEN, C. J., *et al.*, 1996. Dose-response relationship between ischemic heart disease mortality and long-term arsenic exposure. *Arteriosclerosis, thrombosis, and vascular biology*, vol. 16, no 4, p. 504-510.
- CHOWDHURY, A., HANDA, B., DAS, A., 1974. High lithium, rubidium and cesium contents of thermal spring water, spring sediments and borax deposits in Puga valley, Kashmir, India. *GEOCHEMICAL JOURNAL*, vol. 8, no 2, p. 61-65.
- CINTI, D. *et al.*, 2009. Geochemistry of thermal waters along fault segments in the Beas and Parvati valleys (north-west Himalaya, Himachal Pradesh) and in the Sohna town (Haryana), India. *Geochemical Journal*, vol. 43, no 2, p. 65-76.
- CNR: Comisión Nacional de Riego. IPLA Ingenieros Consultores, 1984. Proyecto Maipo: estudio hidrológico e hidrogeológico.
- CRAIG, H., 1963. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, vol. 133, no 3465, p. 1702-1703.
- CRISTI, J. M., 1973. *Geología de Chile, prepaleozoico-paleozoico y mesozoico*. Andres Bello.
- CUSTODIO E. y LLAMAS M. R., 1996. *Hidrología Subterránea*. Tomo I 1194 pp, Tomo II 1224 p. Editorial Omega.
- CUSTODIO, E. *et al.*, 1976. *Hidrología subterránea*. ed. Omega.
- DAHLSTROM, Clinton DA., 1970. Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, vol. 18, no 3, p. 332-406.
- D'AMORE, F., 1992. Applications of geochemistry in geothermal reservoir development. UNITAR/UNDP Centre on Small Energy Resources.
- D'AMORE, F., PANICHI, C., SQUARCI, P., BERTRAMI, R. and CECCARELLI, A., 1979. Studio hidrológico e Geochimico dei sistemi termali della zona Latera-Canino (Lazio settentrionale). C.N.R., P.F.E., SI 1, Rome, p. 470 481.
- DAVIDSON, J., 1971. Tectónica y paleogeografía de la Cordillera Principal en el área de la Nacientes del Teno, Curicó, Chile. Memoria, Depto. de Geología, Universidad de Chile, Santiago, p. 160.
- DAVIS S., DE WIEST R., 1971. *Hidrogeología*.

- DAVIS S., *et al.* 2001. Chlorine-36, bromide, and the origin of spring water. *Chemical Geology*, vol. 179, no 1, p. 3-16.
- DIMIEMI, L.V., FORTUNATTI, N.B. y NULLO, F.E., 2005. Estructura duplex plegada en el frente montañoso de la Cordillera Principal, río Atuel, provincia de Mendoza. *Rev. Asoc. Geol. Argent*, vol.60, n.4, p. 644-650. ISSN 1851-8249.
- DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS, 1986, Mapa Hidrogeológico de Chile. Escala 1: 2.500.000.
- DOMENICO, Patrick A., SCHWARTZ, Franklin W., 1998. *Physical and chemical hydrogeology*. New York: Wiley.
- DOTSIKA, E, *et al.*, 2011. Distribution and Origin of Boron in Fresh and Thermal Waters in Different Areas of Greece. En *Water Security in the Mediterranean Region*. Springer Netherlands, p. 209-228.
- DUCHI, V., MINISSALE, A. A., ROSSI, R., 1986. Chemistry of thermal springs in the Larderello-Travale geothermal region, southern Tuscany, Italy. *Applied geochemistry*, vol. 1, no 6, p. 659-667.
- EHLERS, T. A., 2005. Crustal thermal processes and the interpretation of thermochronometer data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 58, no 1, p. 315-350.
- ELANGO, L., KANNAN, R., 2007. Rock–water interaction and its control on chemical composition of groundwater. *Developments in environmental science*, vol. 5, p. 229-243.
- EPSTEIN, S., MAYEDA, T. K., 1953. Variations of the $^{18}O/^{16}O$ ratio in natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 4, p. 213-224.
- EVANS, J P., FORSTER, C B., GODDARD, J V, 1997. Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones. *Journal of Structural Geology*, vol. 19, no 11, p. 1393-1404.
- FAULKNER, D. R. *et al.*, 2010. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology*, vol. 32, no 11, p. 1557-1575.
- FERNANDEZ E. 2006. La calidad de las aguas en función de su uso. Libro, editorial Grafinat. 156 p.
- FOCK, A., 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el neógeno de los andes de Chile central entre los 33° y los 34° sur. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile.
- FOUKE, Bruce W. *et al.*, 2000. Depositional facies and aqueous-solid geochemistry of travertine-depositing hot springs (Angel Terrace, Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, USA). *Journal of Sedimentary Research*, vol. 70, no 3, p. 565-585.

- GEMICI U., FILIZ S., 2001. Hydrochemistry of the Çeşme geothermal area in western Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal research*, vol. 110, no 1, p. 171-187.
- GIAMBIAGI, L. B. *et al.*, 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33 and 34 south latitude. *Tectonics*, vol. 22, no 4.
- GIAMBIAGI, L. B., RAMOS, V. A., 2002. Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33 30'–33 45' S), Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 15, no 1, p. 101-116.
- GIAMBIAGI, L. B., TUNIK, M. A., GHIGLIONE, M., 2001. Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment (33 30'–34 S), western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 14, no 7, p. 707-724.
- GIAMBIGI, L. *et al.*, 2010. Estructuras y cinemática de las deformaciones pre-andinas del sector sur de la Precordillera, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. 66, no 1-2, p. 05-20.
- GIGGENBACH, W F., 1997. Relative importance of thermodynamic and kinetic processes in governing the chemical and isotopic composition of carbon gases in high-heatflow sedimentary basins. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 61, no 17, p. 3763-3785.
- GODOY, E., 1991. El Corrimiento El Fierro reemplaza a la discordancia intrasenoniana en el río Cachapoal, Chile Central. *Actas VI Congreso Geológico Chileno*, p. 635-639.
- GODOY, E., LARA, L., 1994. Segmentación estructural andina a los 33-34: nuevos datos en la Cordillera Principal. *En Congreso Geológico Chileno*. p. 1344-1348.
- GOFF, F., JANIK, C. J. 2000. Geothermal systems. *Encyclopedia of Volcanoes*, p. 817-834.
- GOLDSCHMIDT, V. M. 1937. The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. The seventh Hugo Müller Lecture, delivered before the Chemical Society on March 17th, 1937. *Journal of the Chemical Society (Resumed)*, p. 655-673.
- GONFIANTINI, R., 1978. For stable isotope measurements in natural compounds. *Nature* 271, 534–536.
- GUNDUZ, O., SIMSEK, C., HASOZBEK, A., 2010. Arsenic pollution in the groundwater of Simav Plain, Turkey: its impact on water quality and human health. *Water, Air, and Soil Pollution*, vol. 205, no 1-4, p. 43-62.
- GUPTA H. K., ROY S., 2007. Worldwide status of geothermal resource utilization (Chapter 8). *Geothermal Energy: An Alternative Resource for the 21st Century*, Elsevier Science, Amsterdam, p. 199-229.
- HAENEL, R., RYBACH, L., STEGENA, L., 1988. Fundamentals of geothermics. *En Handbook of terrestrial heat-flow density determination*. Springer Netherlands, p. 9-57.

- HALLAM, A., BIRÓ-BAGÓCZKYL, L., PÉREZ, E., 1986. Facies analysis of the Lo Valdés Formation (Tithonian – Hauterivian) of the High Cordillera of central Chile, and paleogeographic evolution of the Andean Basin. *Geological Magazine*, Vol. 123, N° 4, p. 425-435.
- HAMZA V. M., MUÑOZ M., 1996. Heat flow map of South America. *Geothermics*, 25(6), 599-646.
- HAUSER, A., 1997. Catastro y caracterización de las fuentes de aguas minerales y termales de Chile (No. 50). Servicio Nacional de Geología y Minería.
- HEM, J. D., 1985. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. Department of the Interior, US Geological Survey,
- HILAL, N, KIM, G. J., SOMERFIELD, C., 2011. Boron removal from saline water: a comprehensive review. *Desalination*, vol. 273, no 1, p. 23-35.
- HOCHSTEIN, M. P., 1988. Assessment and modelling of geothermal reservoirs (small utilization schemes). *Geothermics*, vol. 17, no 1, p. 15-49.
- HOKE G. *et al.*, 2013. Seasonal moisture sources and the isotopic composition of precipitation, rivers, and carbonates across the Andes at 32.5–35.5 S. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol. 14, no 4, p. 962-978.
- HUDSON, J A., HARRISON, J P., 2000. *Engineering rock mechanics-an introduction to the principles*. Elsevier.
- KANDIANIS, M T., *et al.* 2008. Microbial biomass: A catalyst for CaCO₃ precipitation in advection-dominated transport regimes. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 120, no 3-4, p. 442-450.
- KARIMI NEZHAD M, GHAHROUDI Tali M, HASHEMI MAHMOUDI M, PAZIRA E. 2010. Spatial variability of Ss and Cd concentrations in relation to land use, parent material and soil properties in topsoils of Northern Ghorveh, Kurdistan Province, Iran. *World Appl Sci*.
- KELE S. *et al.*, 2011. Stable isotope geochemical study of Pamukkale travertines: new evidences of low-temperature non-equilibrium calcite-water fractionation. *Sedimentary Geology*, vol. 238, no 1, p. 191-212.
- KESHAVARZI B. *et al.*, 2011. The source of natural arsenic contamination in groundwater, west of Iran. *Water Quality, Exposure and Health*, vol. 3, no 3-4, p. 135-147.
- KHAN, M., HO, Y., 1889. Arsenic in drinking water: a review on toxicological effects, mechanism of accumulation and remediation. *Asian Journal of Chemistry*, 2011, vol. 23, no 5.
- KNIGHTS A. V., STENNER R. D., 1999. The role of ion balances in examining the reliability of analytical data: A case study of Mendip stream (somerset). *Proc. Univ. Bristol. Spelaeol. Soc.*, 21(3): 235-249.

- KURTZ, Andrew C. *et al.*, 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34-35 S). *Andean Geology*, vol. 24, no 1, p. 75-90.
- LAHSEN A., 1986. Origen y potencial de energía geotérmica en los Andes de Chile, en Frutos, J., Oyarzún, R., Pincheira, M. (eds.), *Geología y Recursos Minerales de Chile*, Universidad de Concepción, p. 423-438.
- LAHSEN, A., 1988. Chilean geothermal resources and their possible utilization. *Geothermics* 17, p. 401-410.
- LAWRIE, A., 1981. Geological and geophysical variations along the western margin of Chile near lat 33° to 36°S and their reaction to Nazca plate subduction, Nazca Plate Crustal Formation and Andean Convergence.
- LEE, I. P., SHERINS, R. J., DIXON, R. L., 1978. Evidence for induction of germinal aplasia in male rats by environmental exposure to boron. *Toxicology and applied pharmacology*, vol. 45, no 2, p. 577-590.
- LEE, K. C., 2001. Classification of geothermal resources by exergy. *Geothermics*, vol. 30, no 4, p. 431-442.
- LEGARRETA, L., ULIANA, M. A., 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 120, no 3, p. 303-330.
- LLAMAS, R., BACK, W., MARGAT, J., 1992. Groundwater use: equilibrium between social benefits and potential environmental costs. *Applied Hydrogeology*, vol. 1, no 2, p. 3-14.
- LOPEZ-ESCOBAR L., VERGARA M., 1997. Eocene-Miocene longitudinal depression and Quaternary volcanism in the Southern Andes, Chile (33-42.5 S): a geochemical comparison. *Andean Geology*, 24(2), p. 227-244.
- MARTINI, S., 2008. Sistemas estructurales y recursos geotermales en la Cordillera Principal de Chile Central: 32° 30' - 34° 00' de Latitud Sur. Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- MATTHES, G., 1982. *The properties of Groundwater*. John Wiley and Sons Inc., New York, 406 p.
- MILTON, A. H. *et al.*, 2001. Chronic arsenic poisoning and respiratory effects in Bangladesh. *Journal of occupational health*, vol. 43, no 3, p. 136-140.
- MINISSALE, A. A., DUCHI, V., 1988. Geothermometry on fluids circulating in a carbonate reservoir in north-central Italy. *Journal of volcanology and Geothermal Research*, vol. 35, no 3, p. 237-252.
- MINISSALE, A., 1991. Thermal springs in Italy: their relation to recent tectonics. *Applied geochemistry*, vol. 6, no 2, p. 201-212.

- MINISTERIO DE SALUD, 2006. Norma NCh409/1.Of2005 Agua Potable Decreto Exento N°446. Diario Oficial N°38.498.
- MITCHELL, T. M., FAULKNER, D. R., 2012. Towards quantifying the matrix permeability of fault damage zones in low porosity rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 339, p. 24-31.
- MOECK, I. S., 2014. Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, vol. 37, p. 867-882.
- MORGANO M, QUEIROZ S, FERREIRA M, 1999. Application of exploratory analysis to the differentiation of vegetables. *Braz. J. Food Technology*, vol. 2, no 1-2, p. 73-79.
- MUFFLER, L P., GUFFANTI, M., 1979. Assessment of geothermal resources of the United States. US Geological Survey.
- MUKHERJEE, S. C. *et al.*, 2003. Neuropathy in arsenic toxicity from groundwater arsenic contamination in West Bengal, India. *Journal of Environmental Science and Health, Part A*, vol. 38, no 1, p. 165-183.
- MURRAY, F. J., 1995. A human health risk assessment of boron (boric acid and borax) in drinking water. *Regulatory Toxicology and Pharmacology*, vol. 22, no 3, p. 221-230.
- NARA, Y. *et al.*, 2011. Influence of macro-fractures and micro-fractures on permeability and elastic wave velocities in basalt at elevated pressure. *Tectonophysics*, vol. 503, no 1, p. 52-59.
- NICHOLSON, K., 1993. *Geothermal fluids: chemistry and exploration techniques*. Springer Science & Business Media.
- NIEMEYER, H., 1980. *Hoyas Hidrográficas de Chile: Región Metropolitana*. Dirección general de Aguas, Centro de Información Recursos Hídricos.
- PAUWELS, H. *et al.*, 1997. The isotopic and chemical composition of CO₂-rich thermal waters in the Mont-Dore region (Massif-Central, France). *Applied geochemistry*, vol. 12, no 4, p. 411-427.
- PEIFFER, L. *et al.*, 2014. Fluid geochemistry and soil gas fluxes (CO₂-CH₄-H₂S) at a promissory Hot Dry Rock Geothermal System: The Acoculco caldera, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 284, p. 122-137.
- PENTECOST, A., 2005. *Travertine*. Springer Science & Business Media.
- POMEROL, C., RICOUR, J., 1992. *Terroirs et thermalisme de France*. BRGM éd., 288p.
- PROCESI, M., 2014. Geothermal potential evaluation for northern Chile and suggestions for new energy plans. *Energies* 7, p. 5444-5459.
- PUEYO, J., 1991. *Génesis de formaciones evaporíticas: modelos andinos e ibéricos*. Edicions Universitat Barcelona.

- RAHMAN, M, *et al.*, 2001. Chronic arsenic toxicity in Bangladesh and West Bengal, India—a review and commentary. *Journal of Toxicology: Clinical Toxicology*, vol. 39, no 7, p. 683-700.
- RAHMAN, M. *et al.*, 1998. Diabetes mellitus associated with arsenic exposure in Bangladesh. *American Journal of epidemiology*, vol. 148, no 2, p. 198-203.
- RAMOS, V.A., GODOY, E., GODOY, V., PÁNGARO, F., 1996. Evolución tectónica de la Cordillera Principal Argentino – Chilena a la latitud del Paso de Piuquenes. *Actas XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Vol. II, p. 337-352.
- RISACHER F., FRITZ, B. HAUSER, A., 2010. Origin of components in Chilean thermal waters. *Journal of South American Earth Sciences*.
- RISACHER F., HAUSER, A., 2008. Catastro de las principales fuentes de aguas termales de Chile. Informe Inédito. SERNAGEOMIN, Santiago, Chile.
- RISACHER, F., EUGSTER, H., 1979. Holocene pisoliths and encrustations associated with spring-fed surface pools, Pastos Grandes, Bolivia. *Sedimentology*, vol. 26, no 2, p. 253-270.
- RODRÍGUEZ, K. *et al.*, 2012. Aplicación de datos Aster para la detección de zonas de alteración en los alrededores del A. del Guindo, Cordillera Frontal de Mendoza, Argentina. *Congreso Geológico Chileno*, 13, Antofagasta, Chile, p.960-962.
- RUIZ, C., 1946. Informe geológico sobre las vertientes termales de Baños Morales. Dirección general de informaciones y cultura, Departamento de turismo. Departamento de Minas y Petróleo, Santiago, 7p.
- SANDERS, J. E., FRIEDMAN, G. M., 1967. Origin and occurrence of limestones. *Developments in Sedimentology*, vol. 9, p. 169-265.
- SERRANO, R., 2014. Proyecciones de disponibilidad del recurso hídrico en la cuenca alta del Maipo, bajo escenarios recientes de cambio climático.
- SHANKAR, S. *et al.*, 2014. Arsenic Contamination of Groundwater: A Review of Sources, Prevalence, Health Risks, and Strategies for Mitigation. *The Scientific World Journal*.
- SHAVER, R. B., 1993. Field vs. lab alkalinity and pH: Effects on ion balance and calcite saturation index. *Groundwater Monitoring & Remediation*, vol. 13, no 2, p. 104-112.
- SILLITOE R., 1974. Tectonic segmentation of the Andes Implications for magmatism and metallogeny, *Nature*, p. 542–545.
- SOFFIA, J., CLAVERO, J., 2010. Doing geothermal exploration business in Chile, *Energia Andina* experience. *Geotherm Resour Counc Trans*, vol. 34, p. 637-41.
- STERN, C.R. *et al.*, 2007. Chilean volcanoes. *The geology of Chile*, p. 149-180.

- STERN, C.R., SKEWES, M.A., 1995. Miocene to present magmatic evolution at the northern end of the Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 22, N° 2, p. 261-272.
- TASSARA, A., YÁÑEZ, G., 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47 S). *Revista geológica de Chile*, vol. 30, no 2, p. 159-186.
- THIELE, R., 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N° 29, 21p.
- THIELE, R., KATSUI, Y., 1969. Contribución al conocimiento del volcanismo post-Micénico de los Andes en la provincia de Santiago, Chile. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Publicación, vol. 35, p. 23.
- TONDEL, M. *et al.*, 1999. The relationship of arsenic levels in drinking water and the prevalence rate of skin lesions in Bangladesh. *Environmental Health Perspectives*, vol. 107, no 9, p. 727.
- VÁSQUEZ C., 2009. Informe final proyecto hidroeléctrico Alto Maipo, Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Escuela de Geografía, Universidad de Chile. 6 p.
- VENGOSH, A., HELVACI, C., KARAMANDERESI, I., 2002. Geochemical constraints for the origin of thermal waters from western Turkey. *Applied Geochemistry*, vol. 17, no 3, p. 163-183.
- VERGARA, M. *et al.*, 2004. Late Tertiary volcanic episodes in the area of the city of Santiago de Chile: New geochronological and geochemical data. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 17, no 3, p. 227-238.
- VIDELA, Y., 2013. Modelación hidrológica de la cuenca alta del río Maipo mediante la aplicación del software "Cold Region Hydrological Model"(2008-2012).
- WALL, R., SELLÉS, D., GANA, P., 1999. Área Tilttil-Santiago, Región Metropolitana. Servicio nacional de geología y minería.
- WANG, C. *et al.*, 2007. A review of the epidemiologic literature on the role of environmental arsenic exposure and cardiovascular diseases. *Toxicology and applied pharmacology*, vol. 222, no 3, p. 315-326.
- WHITE, D. E., 1957. Magmatic, connate, and metamorphic waters. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 68, no 12, p. 1659-1682.
- WHO (World Health Organization), 2001. Environmental health criteria 224. Arsenic and arsenic compounds, 2nd edn. World Health Organization, Geneva.
- WHO (World Health Organization), 2004. Guidelines for drinking water quality, 3rd edn, vol 1. WHO, Geneva, 515 p.

WILLIAMS, R., 1989. Limekilns and Limeburning, 45 p., Buckingham, UK (Shire Publications).

YÁÑEZ, G. A. *et al.*, 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32–34 S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 106, no B4, p. 6325-6345.

ANEXOS

ANEXO A. **Nombre y ubicación de las estaciones meteorológicas de la cuenca del río Maipo.**

Estación	Código	BNA	Cuenca	Subcuenca	UTM S (m)	UTM E (m)	Altura (m)
Valle Olivares	1	05706003-4	Río Maipo	Maipo Alto	6327380	396313	2787
Río Olivares antes Junta Río Colorado	2	05706001-8	Río Maipo	Maipo Alto	6294001	394398	1500
Río Colorado antes Junta Río Olivares	3	05705001-2	Río Maipo	Maipo Alto	6293757	394633	1500
Maitenes Bocatoma	4	05707003-K	Río Maipo	Maipo Alto	6289061	382842	1143
La Obra Recinto Emos	5	05710007-9	Río Maipo	Maipo medio	6282102	362172	796
Río Maipo en El Manzano	6	05710001-K	Río Maipo	Maipo medio	6281962	372023	850
San José de Maipo Retén	7	05704006-8	Río Maipo	Maipo Alto	6277311	374507	943
El Yeso Embalse	8	05703008-9	Río Maipo	Maipo Alto	6273104	399083	2475
Río Maipo en San Alfonso	9	05704002-5	Río Maipo	Maipo Alto	6266439	379489	1092
San Gabriel	10	05704004-1	Río Maipo	Maipo Alto	6261211	385240	1266
Glaciar San Francisco en Aguas Panimávida	11	05702011-3	Río Maipo	Maipo Alto	6258861	400956	2220
Río Volcán en Queltehues	12	05702001-6	Río Maipo	Maipo Alto	6258689	388100	1365

Coordenadas UTM WGS 1984, huso 19 S.
Fuente: Dirección General de Aguas.

ANEXO B. **Parámetros de calidad de Aguas Superficiales para los ríos Yeso y Volcán. Año 2006.**

Sub-subcuenca	Fecha	T (°C)	pH	CE (mhos/cm)	Dda. Química de Oxígeno	O Disuelto	K	Na	SO ₄	Mg	Mn	HCO ₃	F	Al	As	Coliformes (nmp/100)
Río Yeso	08-09-2006	11,09	7,94	507	12,8	9,31	1,7	16,2	106	9,07	0,01	121,6	0,015	0,3	0,003	-
Río Volcán	08-09-2006	13,08	7,8	793	19,2	9,22	3,8	79,8	72	14	0,01	166,7	0,01	0,3	0,003	-

	B	Cl	Cd	Ca	Co	Cu	Cr	Fe t	Hg	Mo	N	Ni	Ag	Pb	Se	Zn
Río Yeso	1	19,2	0,01	69,3	0,01	0,01	0,01	0,05	0,001	0,05	0,26	0,02	0,01	0,05	0,001	0,02
Río Volcán	1	115,1	0,01	62	0,01	0,01	0,01	0,04	0,001	0,05	0,22	0,02	0,01	0,05	0,001	0,02

Fuente: Dirección General de Aguas. Estaciones. Los resultados están expresados en mg/L.

ANEXO C. Estimaciones de disponibilidad de agua de recarga – Río Yeso

Derechos de aguas

A partir de la búsqueda de antecedentes bibliográficos no se obtuvo información respecto a derechos de aguas otorgados en la cabecera de la sub-subcuenca El Yeso. Esto es avalado por la investigación realizada por Bustamante *et al.* (2010), donde se descartó la existencia de pozos para uso en faenas mineras o para consumo.

Consecuentemente con la información ya descrita, los únicos piezómetros existentes en la cuenca se ubican en el sector del muro del embalse El Yeso, en un par de pozos construidos hacia el estribo izquierdo del muro y que son utilizados para el control interno del funcionamiento del embalse, propiedad de la empresa Aguas Andinas S.A. (Bustamante *et al.*, 2010).

Caudales

De acuerdo a la recopilación de datos fluviométricos entre el año 1982-2004, el caudal de entrada del río Yeso al embalse homónimo se presenta en la Tabla C-1, considerando el valor promedio (50% probabilidad de excedencia), un escenario seco (90% de probabilidad de excedencia) y otro lluvioso (10% de probabilidad). Adicionalmente, en la Figura C-1 se observa la curva de variación mensual para los distintos escenarios posibles, destacándose que entre los meses de abril y octubre se produce una disminución considerable de los caudales, mientras que en los meses de diciembre y enero, se alcanzan los máximos. Este comportamiento evidencia el marcado régimen nival de la subcuenca.

Tabla C-1: Estadística de caudal influente al embalse El Yeso, para el período 1984-2004.

Mes	Q (m ³ /s)			Desv. Est
	Promedio	Mínimo	Máximo	
Ene	19,9	7,9	46,3	10,0
Feb	15,0	7,1	37,5	7,5
Mar	9,5	4,5	22,1	4,3
Abr	6,0	2,3	12,8	2,6
May	4,5	1,3	8,0	1,9
Jun	4,0	1,2	8,1	1,9
Jul	3,6	1,2	7,1	1,7
Ago	3,4	1,3	6,1	1,3
Sep	3,8	1,3	7,8	1,6
Oct	5,2	2,4	7,9	1,5
Nov	10,4	4,0	18,8	3,1
Dic	17,4	7,2	33,1	7,2

Fuente: Serrano (2014)

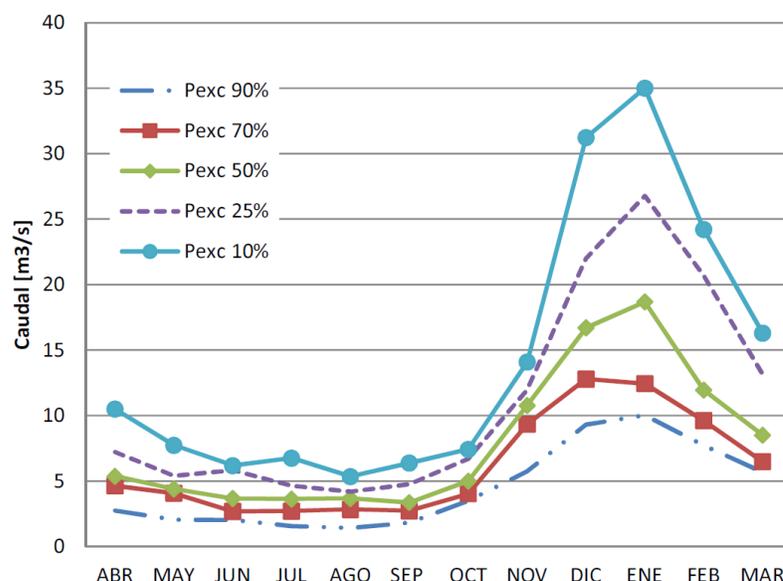


Figura C-1: Curva de variación estacional de caudales (m³/s). Datos de la estación fluviométrica del embalse El Yeso. Figura tomada del trabajo de Serrano (2015).

Precipitaciones

Se estableció que la principal fuente de recarga de la sub-subcuenca es la infiltración de la precipitación líquida y sólida fundida. Al sumar estas fuentes es posible obtener una aproximación del total de agua disponible mensualmente para un año promedio en la subcuenca El Yeso (Bustamante *et al.*, 2010), registrando un promedio anual de 4610 mm (ver Tabla C-2), según los datos proporcionados por el Subdepartamento de Meteorología y Nieves de la DGA y el método de la gradiente de precipitación.

Tabla C-2: Precipitación mensual líquida, sólida y total (mm) de la sub-subcuenca del río Yeso.

Mes	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
Pp Líquida	6,2	8,2	9,8	37,7	81,3	143,8	128,2	92,5	44,0	21,2	19,1	7,9	599,8
Pp. Sólida	0	0	0	7,2	78,4	451,5	685,3	1344	1443,8	0	0	0	4010,2
Pp. Total	6,2	8,2	9,8	44,9	159,7	595,3	813,5	1436,5	1487,8	21,2	19,1	7,9	4610

Fuente: Modificado de Bustamante *et al.* 2010 a partir de datos de la DGA.

Pérdidas de evaporación

La evaporación y evapotranspiración son la principal causante de pérdidas de agua en la zona de estudio. La estación meteorológica del embalse El Yeso cuenta con datos de evaporación diaria (en mm) desde 1962 al 2008, pero no existe información respecto a la evapotranspiración en la zona. En el trabajo de Bustamante *et al.* (2010) se procesaron los datos y se obtuvo que en promedio las pérdidas de evaporación equivalen a 1.486 mm (ver Tabla C-3). Adicionalmente, se cuenta con la aproximación de pérdidas de agua por evaporación realizada en el Balance Hídrico de Chile (Ministerio de Obras Públicas, 1987), equivalente a 1.759 mm/año.

Tabla C-3: Evaporación (mm) registrada en la estación Embalse El Yeso (DGA).

Mes	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Total
Promedio	225,1	199,0	181,7	120,0	72,0	39,9	32,8	50,0	68,0	120,5	167,6	209,6	1486,1
Máxima	326,3	294,5	348,3	211,4	154,7	109,1	79,2	99,7	134,4	222,1	234,2	284,6	2498,5
Mínima	157,7	121,6	29,7	49,0	22,9	2,0	5,4	21,0	1,0	4,2	49,8	141,1	605,4

Fuente: Bustamante *et al.* 2010 a partir de datos de la DGA.

ANEXO D. Estimaciones de disponibilidad de agua de recarga – Río Volcán

Derechos de aguas

Durante el trabajo de recopilación de material bibliográfico para la zona, no se tuvo acceso a información sobre derechos de agua en esta zona. Posiblemente existen derechos otorgados en la localidad de Baños Morales, o bien, asociados a la actividad productiva de la minera “El Volcán”, ubicada en la cabecera del valle.

Caudales

De la recopilación de datos fluviométricos entre el año 1982-2004, incluida en el trabajo de Serrano (2015), se extraen los caudales medios mensuales en la estación de monitoreo ubicada en el sector de Los Queltehues (presentados en la Tabla D-1). Los valores promedio, mínimo y máximo corresponden a probabilidades de excedencia de 50, 90 y 10%, respectivamente. Adicionalmente, en la Figura D-1, se presenta la curva de variación estacional construida a partir de estos datos, para distintos escenarios de probabilidad de excedencia de precipitaciones. Se observa que el caudal del río Volcán presenta el mismo comportamiento que el río Yeso, reflejando que el caudal del río depende fuertemente del deshielo de nieves y hielo glacial acumulado en las partes altas del valle.

Tabla D-1: Estadística de caudal del río Volcán en Los Queltehues, para el período 1984-2004.

Mes	Q (m ³ /s)			Desv. Est
	Promedio	Mínimo	Máximo	
Ene	34,7	16,3	68,0	12,93
Feb	25,8	11,9	56,3	9,95
Mar	18,6	10,6	37,0	6,24
Abr	12,4	7,3	23,4	3,73
May	9,5	3,0	14,5	2,70
Jun	9,5	5,9	18,0	2,71
Jul	9,3	5,6	14,6	2,55
Ago	8,8	5,7	14,2	2,04
Sep	9,5	5,7	15,2	2,52
Oct	12,7	6,4	17,2	2,84
Nov	21,9	8,8	31,9	5,15
Dic	33,9	12,2	56,9	11,81

Fuente: Serrano (2015)

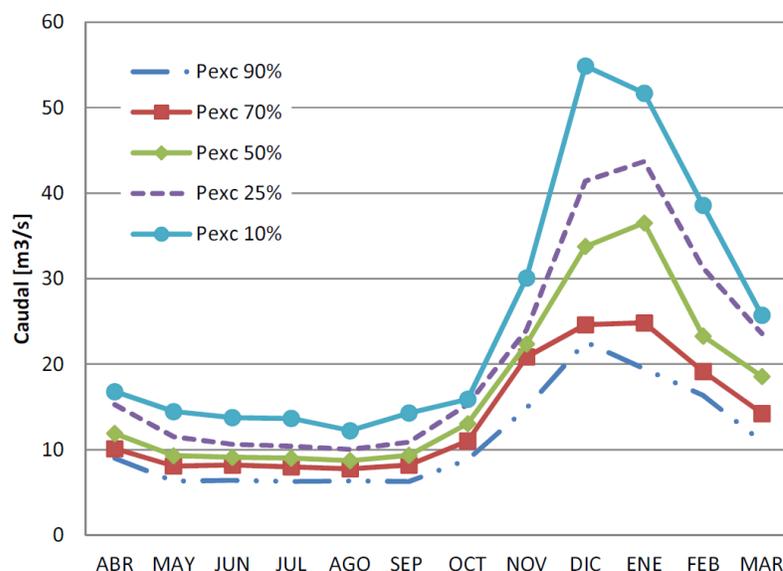


Figura D-1: Curva de variación estacional de caudales (m³/s). Datos de la estación fluviométrica Volcán en Los Queltehues. Figura tomada del trabajo de Serrano (2015).

Precipitaciones

La estadística de precipitaciones líquidas mostrada a continuación (Tabla D-2) corresponde a los datos registrados en la estación meteorológica Central Queltehues (1.365 m.s.n.m.) ubicada en la confluencia de los ríos Maipo y Volcán. Respecto a las precipitaciones sólidas, no se encontró información específica de la sub-subcuenca del río Volcán, por lo que para estimaciones posteriores se utilizarán los datos del río Yeso.

Tabla D-2: Precipitaciones líquidas, sólidas y totales medias mensuales (mm) para la sub-subcuenca del río Volcán. Período de estudio 1977-2004.

Mes	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
Pp. Líquida (mm)	5,6	3,5	8,1	40,6	119,5	172,3	188,2	110,9	68,9	24,4	20,6	4,5	767,1
Pp. Sólida (mm)*	0	0	0	7,2	78,4	451,5	685,3	1344	1443,8	0	0	0	4010,2
Pp. Total (mm)	5,6	3,5	8,1	47,8	197,9	623,8	873,5	1454,9	1512,7	24,4	20,6	4,5	4777,3

Fuente: Bustamante *et al.* (2010)

Pérdidas por evaporación

En la investigación bibliográfica no se encontraron registros de pérdidas de agua por evaporación para la cuenca estudiada, por lo que para la estimación del balance se utilizaron los datos disponibles para la sub-subcuenca del río Yeso.

ANEXO E. Calidad de Aguas Superficiales

Tabla E-1: Comparación de la composición química de las aguas de los ríos Yeso y Volcán, respecto a la normativa de agua potable vigente.

	Parámetro	Límite	Unidad	Río Yeso	Río Volcán
Elementos Esenciales	Cobre	2,0	mg/L	0,01	0,01
	Cromo total	0,1	mg/L	0,01	0,01
	Fluoruro	1,5	mg/L	ND	ND
	Hierro	0,3	mg/L	0,05	0,04
	Manganeso	0,1	mg/L	0,01	0,01
	Magnesio	125,0	mg/L	9,07	14
	Selenio	0,01	mg/L	0,001	0,001
	Zinc	3,0	mg/L	0,02	0,02
Elementos No Esenciales	Arsénico	0,01	mg/L	0,003	0,003
	Cadmio	0,01	mg/L	0,01	0,01
	Cianuro	0,05	mg/L	ND	ND
	Mercurio	0,001	mg/L	0,001	0,001
	Nitrato	50,00	mg/L	1,16	0,95
	Nitrito	3,00	mg/L	ND	ND
	Razón Nitrato + nitrito	1,00	mg/L	ND	ND
	Plomo	0,05	mg/L	0,05	0,05
Características Organolépticas	Amoniaco	1,50	mg/L	ND	ND
	Cloruro	400,00	mg/L	19,2	115,1
	pH	6,5-8,5		7,94	7,8
	Sulfato	500,00	mg/L	106,3	72
	Sólidos Disueltos Totales	1500,00	mg/L	ND	ND
	Coliformes Fecales	5,00	NMP/100 ml	220*	240*

(*) Valores extraídos de análisis realizado el 03/12/2008, siendo el único de su tipo disponible. ND: No determinado. Fuente: Elaboración propia con datos de la DGA.

Tabla E-2: Comparación de la composición química de las aguas de los ríos Yeso y Volcán, respecto a la normativa de agua de riego vigente.

Parámetro	Límite	Unidad	Río Yeso	Río Volcán
Cloruro	200	mg/L	19,2	115,1
Cianuro	0,2	mg/L	ND	ND
Fluoruro	1	mg/L	ND	ND
pH	5,5-9,0		7,94	7,8
Sulfato	250	mg/L	106,3	72
Plata	0,2	mg/L	0,01	0,01
Aluminio	5	mg/L	0,3	0,3
Arsénico	0,1	mg/L	0,003	0,003
Bario	4	mg/L	ND	ND
Berilio	0,1	mg/L	ND	ND
Boro	0,75	mg/L	1	1
Cadmio	0,01	mg/L	0,01	0,01
Cobalto	0,05	mg/L	0,01	0,01
Cromo	0,1	mg/L	0,01	0,01
Cobre	0,2	mg/L	0,01	0,01
Hierro	5	mg/L	0,05	0,04
Mercurio	0,001	mg/L	0,001	0,001
Litio	2,5	mg/L	ND	ND
Manganeso	0,2	mg/L	0,01	0,01
Molibdeno	0,01	mg/L	0,05	0,05
Níquel	0,2	mg/L	0,02	0,02
Plomo	5	mg/L	0,05	0,05
Selenio	0,02	mg/L	0,001	0,001
Vanadio	0,1	mg/L	ND	ND
Zinc	2	mg/L	0,02	0,02
Sodio Porcentual	35	% Na	ND	ND
Coliformes Fecales	1000	NMP/100 ml	220*	240*

(*) Valores extraídos de análisis realizado el 03/12/2008, siendo el único de su tipo disponible. ND: No determinado. Fuente: Elaboración propia con datos de la DGA.

ANEXO F. Recopilación bibliográfica de análisis químicos.

Fuente	Muestra	UTM E	UTM S	T	pH	Cond	TDS	Na	K	Ca	Mg	Li	Cl	SO4	HCO3	CO3	SiO2	B	B.I.
		m.	m.	° C		µS/cm	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	%
Risacher y Hauser (2008)	El Plomo	414726	6278468	44	6,8	19860	15009	82,7	31,6	870	92,1	0,568	6850	2380	141	0,646	13,8	2,97	
Risacher y Hauser (2008)	Baños Morales	407534	6247777	23	6,31	36900	27231	87,6	242	986	223	3,54	14600	1100	1440	1,38	45,9	7,29	
Risacher y Hauser (2008)	Colina Maipo	409164	6253549	52	6,52	40700	30670	87,5	391	1100	267	12	14900	3090	1050	3,76	73,9	31,6	
Bustamante et al. (2010)	El Plomo	415545	6279834	48,2	7,06	22600	16976	4850	26	1045	100	0,54	7490	2485	2,59	0		5,78	
Bustamante et al. (2010)	El Plomo	425552	6279872	22,6	7,18	12420	8830	2300	14,2	595	64	0,28	3875	1234	2,6	0		2,79	
Benavente (2014)	Termas del Plomo	415546	6279865	26,8	7,1	16150	8910	2707	14	518	91	3,97	3763,4	1610,1	142,2	b.d.l.	29	0,83	
Benavente (2014)	Baños Morales P1	401927	6256821	15,2	6,2	15680	7461	2024	83	461	72	0,44	20,7	806,9	2862,9	b.d.l.	61,3	1,77	
Benavente (2014)	Baños Morales P2	401927	6256821	28,2	6,2	60000	28680	9125	279	1093	231	3,67	3785,3	426,5	540	b.d.l.	46	3,34	
Benavente (2014)	Baños Colina	409262	6253744	51,3	6,4	70000	31746	9950	342	1416	314	14,67	15183,6	1016,1	1420,5	b.d.l.	86	19,15	

ANEXO G. Resultados completos de los análisis químicos realizados.

Muestra N°	X	Y	Z	T (°C)	pH	pH Lab	EC (mS/cm)	TDS (g/l)	Na (mg/L)	K (mg/L)	Ca (mg/L)	Mg (mg/L)	Bicarbonato (mg/L)	Sulfato (mg/L)	Cloruro (mg/L)	Nitrato (mg/L)
TP-M1	415555	6279862	2968	44,8	6,7	7,63	FR		5400	42,7	929	101	137	2439	7957	0,1
TP-M2	415556	6279864	2968	40,9	6,8	7,64	29,4801	14,7528	6000	40,2	892	99,0	138	2417	7846	0,1
BM-M1	401922	6256824	1834	17,7	*	7,1	16,24	8,1275	3000	96,0	421	78,0	801	520	4743	0,1
BM-M2	401921	6256826	1834	23,7	*	7,12	29,7	14,8629	6875	170	719	141	1092	750	9024	0,1
BC-M1	409199	6253651	2511	32,1	*	6,54	36,6	18,3156	7050	270	1047	180	669	2735	10548	3,36
BC-M2	409271	6253749	2543	50,8	*	6,62	52	26,0218	11300	412	1112	267	955	2824	15806	0,1
TP-M1	415564	6279859	2970	25	6,9	6,9	14,126	7,06963	2350	20,6	517	63,0	136	1415	3752	0,1
TP-vert	415189	6279994	2972	5,7	7,7	6,91	1,64	0,82166	5,40	5,10	226	22,9	93	534	2,82	0,1

Muestra N°	SiO2 (mg/L)	Si (mg/L)	Bromuro (mg/L)	Fluoruro (mg/L)	Li (µg/L)	Be (µg/L)	B (µg/L)	Al (µg/L)	V (µg/L)	Cr (µg/L)	Fe (µg/L)	Mn (µg/L)	Co (µg/L)	Ni (µg/L)	Cu (µg/L)
TP-M1	34,2	16,0	0,76	1,70	480	0,0125	3980	3,5	*	1,9	1683	333	0,71	5,9	29,2
TP-M2	31,4	14,7	0,74	1,73	482	0,0125	4041	3,5	*	0,70	1604	335	0,69	5,9	30,0
BM-M1	47,0	22,0	0,89	0,05	1058	0,0125	3360	3,5	*	1,2	2200	680	2,9	4,5	19,4
BM-M2	56,5	26,4	1,91	0,05	2100	0,0125	6251	3,5	*	0,75	6180	1307	5,8	9	42,1
BC-M1	95,0	44,4	2,67	1,37	7418	0,125	24275	35	*	0,75	135	127	1,5	9	43,5
BC-M2	141	65,9	4,96	**	11035	0,125	36234	35	*	14,8	135	5,9	0,77	9	93,1
TP-M1	18,8	8,79	0,34	0,92	272	0,0125	1851	3,5	*	0,08	279	144	0,43	4,3	14,4
TP-vert	7,60	3,55	0,05	0,15	8,4	0,0125	69,9	3	*	0,11	1,35	0,15	0,14	1,8	0,59

Muestra Nº	Zn (µg/L)	Ge (µg/L)	As (µg/L)	Se (µg/L)	Rb (µg/L)	Sr (µg/L)	Mo (µg/L)	Cd (µg/L)	Sb (µg/L)	Cs (µg/L)	Ba (µg/L)	Tl (µg/L)	Pb (µg/L)	U (µg/L)
TP-M1	13,5	4,0	33,3	6,1	114	18617	6,4	0,005	0,008	26,6	26	0,17	0,014	1,18
TP-M2	16,3	4,0	32,6	7,1	114	18443	6,6	0,005	0,008	26,6	7,9	0,00035	0,014	0,54
BM-M1	129	0,46	691	0,7	192	6299	1,1	1,4	0,008	61,6	38,6	1,902	0,014	1
BM-M2	290	1,2	2119	7	349	10605	0,45	2,8	0,08	107	52,5	3,552	0,14	1,11
BC-M1	36,5	19,8	5,7	7	840	21530	0,45	0,05	0,08	374	40,1	0,358	0,014	0,28
BC-M2	1394	35,1	8,4	7	1261	27138	0,45	0,05	0,08	636	41,2	0,352	0,014	0,3
TP-M1	6,2	2,0	9,5	0,7	57,1	10037	5,3	0,005	0,008	14,1	17,6	0,036	0,14	0,0425
TP-vert	19,8	0,11	0,8	2,0	1,3	1551	5,5	0,005	0,008	0,02	8,8	0,036	0,14	0,0425

ANEXO H. **Límites de Detección y de Cuantificación de los análisis químicos.**

Elemento	Unidad	Límite de Detección (LOD)	Límite de Cuantificación (LOQ)
Na	mg/L	0,05	0,15
K	mg/L	0,2	0,7
Ca	mg/L	0,15	0,5
Mg	mg/L	0,003	0,009
SiO₂	mg/L	0,05	0,2
Fluoruro	mg/L	0,05	0,1
Cloruro	mg/L	0,05	0,1
Sulfato	mg/L	0,05	0,1
Bromuro	mg/L	0,05	0,1
Nitrato	mg/L	0,05	0,1
Li	µg/L	0,03	0,11
Be	µg/L	0,0025	0,0084
B	µg/L	0,04	0,15
Al	µg/L	0,7	2,3
Cr	µg/L	0,015	0,051
Fe	µg/L	0,27	2,50
Mn	µg/L	0,02	0,063
Co	µg/L	0,001	0,003
Ni	µg/L	0,054	0,182
Cu	µg/L	0,042	0,14
Zn	µg/L	0,08	0,26
Ge	µg/L	0,002	0,007
As	µg/L	0,005	0,017
Se	µg/L	0,14	0,47
Rb	µg/L	0,0006	0,0018
Sr	µg/L	0,01	0,033
Mo	µg/L	0,009	0,03
Cd	µg/L	0,001	0,003
Sb	µg/L	0,0016	0,0054
Cs	µg/L	0,0003	0,0008
Ba	µg/L	0,02	0,067
Tl	µg/L	0,00022	0,00072
Pb	µg/L	0,0028	0,0094
U	µg/L	0,00025	0,00085

ANEXO I. Matriz de correlaciones de Spearman entre los elementos analizados.

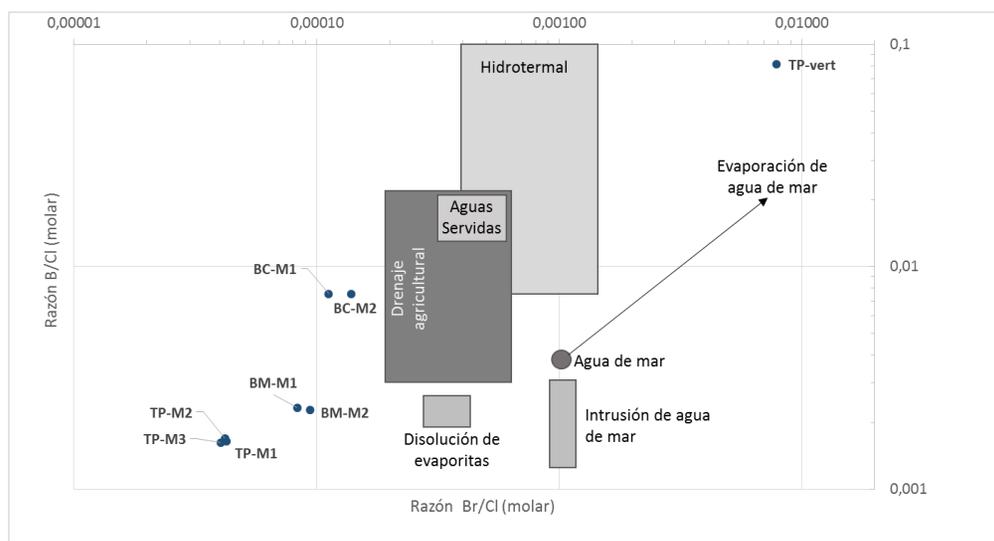
En color amarillo se destacan los coeficientes mayores a 0,7; en verde se los valores mayores a 0,8 y en rojo las correlaciones negativas mayores a 0,7.

T	Na	K	Ca	Mg	HCO3	SO4	Cl	NO3	Si	Li	B	Br	Be	Al	Cr	Fe	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ge	As	Se	Rb	Sr	Mo	Cd	Sb	Cs	Ba	Tl	Pb				
T																																					
Na	0,50																																				
K	0,21	0,86																																			
Ca	0,86	0,82	0,61																																		
Mg	0,54	0,96	0,89	0,86																																	
HCO3	-0,18	0,64	0,79	0,14	0,61																																
SO4	0,89	0,68	0,46	0,96	0,71	-0,07																															
Cl	0,54	0,96	0,89	0,86	1,00	0,61	0,71																														
NO3	0,00	0,41	0,41	0,41	0,41	0,00	0,41	0,41																													
Si	0,21	0,86	1,00	0,61	0,89	0,79	0,46	0,89	0,41																												
Li	0,20	0,88	0,99	0,59	0,88	0,81	0,45	0,88	0,41	0,99																											
B	0,52	0,99	0,88	0,85	0,99	0,63	0,70	0,99	0,41	0,88	0,89																										
Br	0,21	0,86	1,00	0,61	0,89	0,79	0,46	0,89	0,41	1,00	0,99	0,88																									
Be	0,47	0,79	0,79	0,79	0,79	0,32	0,79	0,79	0,65	0,79	0,80	0,80	0,79																								
Al	0,47	0,79	0,79	0,79	0,79	0,32	0,79	0,79	0,65	0,79	0,80	0,80	0,79	1,00																							
Cr	0,43	0,45	0,67	0,49	0,59	0,45	0,40	0,59	-0,10	0,67	0,60	0,53	0,67	0,40	0,40																						
Fe	-0,59	-0,41	-0,27	-0,67	-0,38	0,25	-0,81	-0,38	-0,51	-0,27	-0,29	-0,40	-0,27	-0,80	-0,80	-0,03																					
Mn	-0,68	-0,39	-0,32	-0,71	-0,43	0,25	-0,86	-0,43	-0,41	-0,32	-0,31	-0,41	-0,32	-0,79	-0,79	-0,23	0,96																				
Co	-0,46	0,39	0,68	-0,07	0,43	0,86	-0,29	0,43	0,20	0,68	0,67	0,41	0,68	0,16	0,16	0,40	0,45	0,43																			
Ni	0,36	0,95	0,84	0,73	0,95	0,69	0,54	0,95	0,43	0,84	0,85	0,96	0,84	0,66	0,66	0,42	-0,21	-0,21	0,54																		
Cu	0,50	1,00	0,86	0,82	0,96	0,64	0,68	0,96	0,41	0,86	0,88	0,99	0,86	0,79	0,79	0,45	-0,41	-0,39	0,39	0,95																	
Zn	0,00	0,71	0,86	0,29	0,68	0,96	0,11	0,68	0,00	0,86	0,88	0,70	0,86	0,47	0,47	0,58	0,05	0,04	0,75	0,69	0,71																
Ge	0,88	0,70	0,45	0,96	0,70	-0,05	0,99	0,70	0,41	0,45	0,45	0,71	0,45	0,80	0,80	0,33	-0,84	-0,85	-0,31	0,55	0,70	0,13															
As	-0,54	-0,39	-0,25	-0,64	-0,36	0,29	-0,79	-0,36	-0,61	-0,25	-0,27	-0,38	-0,25	-0,79	-0,79	0,04	0,99	0,93	0,43	-0,21	-0,39	0,11	-0,81														
Se	0,45	0,73	0,32	0,58	0,58	0,34	0,45	0,58	0,21	0,32	0,40	0,66	0,32	0,33	0,33	-0,04	-0,21	-0,06	0,06	0,69	0,73	0,34	0,53	-0,21													
Rb	0,20	0,88	0,99	0,59	0,88	0,81	0,45	0,88	0,41	0,99	1,00	0,89	0,99	0,80	0,80	0,60	-0,29	-0,31	0,67	0,85	0,88	0,88	0,45	-0,27	0,40												
Sr	0,86	0,82	0,61	1,00	0,86	0,14	0,96	0,86	0,41	0,61	0,59	0,85	0,61	0,79	0,79	0,49	-0,67	-0,71	-0,07	0,73	0,82	0,29	0,96	-0,64	0,58	0,59											
Mo	0,15	-0,63	-0,85	-0,30	-0,67	-0,74	-0,19	-0,67	-0,42	-0,85	-0,84	-0,65	-0,85	-0,66	-0,66	-0,34	0,19	0,22	-0,70	-0,68	-0,63	-0,74	-0,17	0,19	-0,06	-0,84	-0,30										
Cd	-0,54	0,36	0,65	-0,17	0,36	0,90	-0,36	0,36	0,11	0,65	0,66	0,36	0,65	0,17	0,17	0,29	0,40	0,39	0,95	0,47	0,36	0,80	-0,36	0,39	0,00	0,66	-0,17	-0,78									
Sb	0,14	0,87	0,87	0,58	0,87	0,72	0,43	0,87	0,47	0,87	0,87	0,87	0,87	0,73	0,73	0,29	-0,29	-0,29	0,58	0,91	0,87	0,72	0,44	-0,29	0,45	0,87	0,58	-0,90	0,61								
Cs	0,20	0,88	0,99	0,59	0,88	0,81	0,45	0,88	0,41	0,99	1,00	0,89	0,99	0,80	0,80	0,60	-0,29	-0,31	0,67	0,85	0,88	0,88	0,45	-0,27	0,40	1,00	0,59	-0,84	0,66	0,87							
Ba	-0,11	0,64	0,86	0,29	0,71	0,86	0,11	0,71	0,20	0,86	0,83	0,68	0,86	0,47	0,47	0,50	0,09	0,00	0,82	0,75	0,64	0,82	0,07	0,11	0,11	0,83	0,29	-0,93	0,84	0,87	0,83						
Tl	-0,54	0,29	0,64	-0,14	0,36	0,79	-0,32	0,36	0,20	0,64	0,61	0,32	0,64	0,16	0,16	0,36	0,41	0,36	0,96	0,45	0,29	0,68	-0,36	0,39	-0,15	0,61	-0,14	-0,78	0,95	0,58	0,61	0,86					
Pb	-0,47	-0,32	-0,32	-0,47	-0,32	0,00	-0,47	-0,32	-0,26	-0,32	-0,32	-0,32	-0,32	-0,40	-0,40	-0,56	0,32	0,32	0,00	-0,17	-0,32	-0,16	-0,48	0,32	-0,25	-0,32	-0,47	-0,16	0,17	0,09	-0,32	0,16	0,16				
U	-0,04	-0,04	0,04	-0,11	0,07	0,29	-0,29	0,07	-0,41	0,04	-0,02	0,02	0,04	-0,47	-0,47	0,47	0,77	0,64	0,43	0,13	-0,04	0,18	-0,34	0,79	0,04	-0,02	-0,11	0,19	0,24	-0,14	-0,02	0,18	0,32	-0,16			

Elaborado utilizando Statgraphics Centurion XVI.I para Windows

ANEXO J. Razones molares entre elementos típicos de secuencias evaporíticas

Muestra Nº	Br/Cl	B/Cl	Cl/B	Li/Cl	Sr/Cl	Ca/Cl	Mg/Cl	SO ₄ /Cl	K/Cl	Na/Cl	Ca/Sr
TP-M1	0,000	0,002	609,643	0,000	0,001	0,103	0,019	0,113	0,005	0,679	109,089
TP-M2	0,000	0,002	592,064	0,000	0,001	0,101	0,018	0,114	0,005	0,765	105,733
BM-M1	0,000	0,002	430,451	0,001	0,001	0,079	0,024	0,040	0,018	0,633	146,112
BM-M2	0,000	0,002	440,209	0,001	0,000	0,070	0,023	0,031	0,017	0,762	148,216
BC-M1	0,000	0,008	132,501	0,004	0,001	0,088	0,025	0,096	0,023	0,668	106,311
BC-M2	0,000	0,008	133,019	0,004	0,001	0,062	0,025	0,066	0,024	0,715	89,578
TP-M3	0,000	0,002	618,110	0,000	0,001	0,122	0,024	0,139	0,005	0,626	112,606
TP-vert	0,008	0,081	12,302	0,015	0,223	70,884	11,842	69,911	1,640	1,915	318,546



Variaciones de las razones Br/Cl y B/Cl para muestras de aguas termales, respecto a valores típicos de agua de distinta naturaleza (Vengosh *et al.* 1991; Vengosh and Spivack 2000). Modificado de Keshavarzi (2011).

ANEXO K. Ejemplo de simulación geoquímica (input) utilizando el software PHREEQC (USGS).

SOLUTION_SPREAD

Number	Description	Temperature	Na ppm	K ppm	Ca ppm	Mg ppm	S(6) ppm	Cl(-1) ppm	N(5) ppm	Si ppm	Li ppm	B ppm	pH	C(4)
1	TPM1	44.8	5400	42.7	929	101	2439	7957	0.1	16	0.48	3.98	6.7	137
2	TPM2	40.9	6000	40.2	892	99	2417	7846	0.1	14.7	0.482	4.041	6.8	138
3	BMM1	17.7	3000	96	421	78	520	4743	0.1	22	1.058	3.36	6.3	801
4	BMM2	23.7	6875	170	719	141	750	9024	0.1	26.4	2.1	6.251	6.3	1092
5	BCM1	32.1	7050	270	1047	180	2735	10548	3.36	44.4	7.418	24.275	6.5	669
6	BCM2	50.8	11300	412	1112	267	2824	15806	0.1	65.9	11.035	36.234	6.5	955
7	TPM3	25	2350	20.6	517	63	1415	3752	0.1	8.79	0.272	1.851	6.9	136
8	TPvert	5.7	5.4	5.1	226	22.9	534	2.82	0.1	3.55	0.0084	0.0699	7.7	93

INVERSE_MODELING 1

- solutions 8 1
 - uncertainty 0.1 0.1
 - phases
 - Calcite
 - Gypsum
 - Halite
 - Sylvite
 - minimal
 - tolerance 1e-10
 - mineral_water true
- END

ANEXO L. Tratamiento de imágenes satelitales de la zona de alteración hidrotermal Las Amarillas

Se analizó el sector de la alteración hidrotermal Las Amarillas mediante el uso de imágenes satelitales ASTER (SWIR y VNIR). Utilizando la combinación de bandas y razones entre ellas, fue posible caracterizar en un primer orden esta alteración hidrotermal.

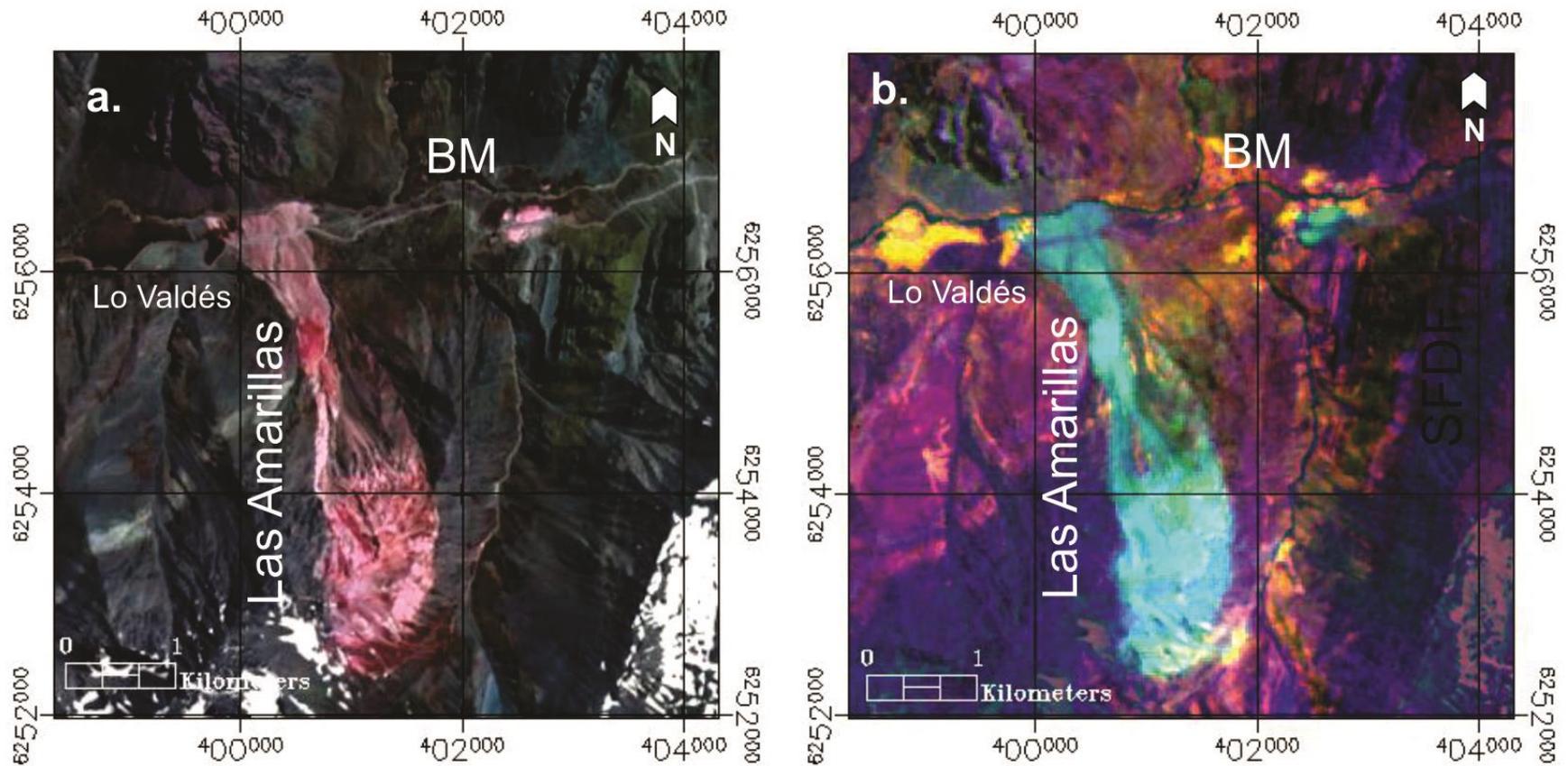


Figura a. Presenta la composición RGB 468, la cual se utiliza para una discriminación inicial de la alteración en el área. Los tonos rosados se asocian a alteraciones argílicas (Rodríguez *et al.*, 2012).

Figura b. Presenta los cocientes de bandas 3/1, 4/6 y 7/5. Los tonos azules realzan los minerales con contenido de AlOH, respondiendo a la alteración argílica. Además los tonos verdes, indican alteración filítica en presencia de illita.