



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

**ACTIVIDAD HIDROTHERMAL ASOCIADA A LOS
COMPLEJOS VOLCÁNICOS PLANCHÓN-PÉTEROA Y
DESCABEZADO GRANDE-QUIZAPU-CERRO AZUL,
36°S Y 37°S, ZONA VOLCÁNICA SUR, CHILE.**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO
OSCAR MATÍAS BENAVENTE ZOLEZZI**

**PROFESOR GUÍA:
FRANCISCO JAVIER GUTIÉRREZ FERRER**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MIGUEL ÁNGEL PARADA REYES
ALFREDO LAHSEN AZAR**

**SANTIAGO DE CHILE
DICIEMBRE 2010**

RESUMEN

El Complejo de Caldera Calabozos (CCC) y los Complejos Volcánicos Planchón-Peteroa (CVPP) y Descabezado Grande-Quizapu-Azul (CVDGQA), ubicados entre los 35-36° de latitud sur, Región del Maule, Chile; pertenecen al arco volcánico de la zona volcánica sur transicional, que corresponde a una franja de 300 km (34,4-37°S) en donde el arco alcanza un ancho de 150 km y la corteza tiene un ancho de 35-40 km.

El control espacial de los CVPP-CVDGQA-CCC y del sistema hidrotermal asociado, está determinado por estructuras NW-SE y NE-SW que tienen su desarrollo a lo largo de la faja plegada y corrida de Malargue (FPCM). La FPCM tiene un comportamiento predominante de piel gruesa en esta zona, caracterizado por una serie de bloques de basamento que limitan zonas internas de deformación de piel delgada. Así los CVPP y CVDGQA se disponen sobre fallas inversas de orientación NE-SO, desarrolladas en el contacto de las unidades Meso-Cenozoicas, mientras que el CCC aprovecha tanto las estructuras NE-SO, como las NO-SE para su emplazamiento.

Estudios previos del sistema hidrotermal asociado al CCC relacionan las manifestaciones termales (manantiales calientes y fumarolas) a fallas asociadas al colapso y resurgencia de la caldera, pudiendo diferenciarse química y espacialmente dos grupos de manantiales calientes: (i) asociados a la traza del actual arco, y (ii) asociados a los márgenes de la caldera. Para ambos grupos la máxima temperatura estimada para el reservorio es de 250°C según el geotermómetro de cuarzo y el diagrama cloro-entalpía.

En este trabajo se amplió el área de estudio considerada por los autores anteriores con el objetivo de estudiar el aporte de los CVPP y CVDGQA al sistema hidrotermal asociado a la CCC basado en la información superficial geológica, estructural y de la geoquímica de aguas. Para ello se realizaron campañas de terreno donde se recolectaron 26 muestras de aguas, tanto de manantiales calientes, como de aguas meteóricas para el análisis geoquímico de cationes, aniones e isótopos estables de oxígeno y deuterio.

Los resultados obtenidos muestran que: (i) El origen de las aguas termales está dada por la circulación somera y profunda de aguas meteóricas debido a la razón $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$, donde estas son calentadas por cámaras magmáticas someras (4 km). (ii) El origen de los componentes disueltos en las aguas es determinado principalmente por la interacción agua-roca debido a que las razones molares de elementos disueltos en las aguas muestran tendencias de disolución de los minerales de la zona (i.e. yeso, calcita, dolomita y feldespatos). A pesar de esto las muestras que están cercanas a manifestaciones del tipo fumarolas presentan concentraciones anómalas de SO_4 y CO_2 que se alejan de la tendencia de disolución. (iii) Las temperaturas estimadas por los geotermómetros de calcedonia y cuarzo y las estimadas por el equilibrio multimineral muestran un equilibrio general de las aguas a una temperatura variable entre 100 y 180°C, en cambio los geotermómetros de menor cinética de reacción, como el de Na-K-Ca, estiman temperaturas de hasta 353°C.

Debido a las diferentes temperaturas estimadas por los geotermómetros es posible plantear la existencia de dos reservorios. El reservorio más profundo estaría emplazado en las rocas pertenecientes al Grupo Cuyo y/o a la Fm. Lotena, donde los fluidos alcanzarían una temperatura de al menos 353°C. Desde estas rocas las aguas ascenderían por las zonas de fallas asociadas a la FPCM, mezclándose con aguas meteóricas durante su ascenso y reequilibrándose a las temperaturas estimadas por el geotermómetro de sílice y por el equilibrio multimineral. Así en los sectores donde las zonas de fallas de la FPCM afloran en superficie, es posible encontrar manifestaciones termales con evidencias de equilibrio con el reservorio más profundo. Mientras que en los sectores donde las trazas de las fallas de la FPCM están cubiertas por rocas volcánicas impermeables, por lo que las aguas ascenderían hasta este nivel, para luego transitar lateralmente hasta encontrar alguna zona permeable por donde emanar en los valles. El movimiento lateral de los fluidos ocurriría en las rocas de la Fm. Vega Negra correspondiente al reservorio más somero, donde las aguas termales serían calentadas conductivamente generando anomalías termales negativas superficiales, y estas tendrían tiempo suficiente para equilibrarse borrando toda huella de haber residido en el reservorio más profundo.

De esta manera el sistema hidrotermal asociado al CCC, y a los CVPP y CVDGQA se explica debido a la percolación de agua meteórica que es calentada mediante procesos de transferencia de masa y energía desde las cámaras magmáticas, y debido al consecuente disminución de densidad de los fluidos hidrotermales, estos ascenderían por las zonas permeables dadas por las fallas de la FPCM, donde se enfriarían de manera conductiva y adiabática. Así, a pesar del control litológico en la química de los fluidos, los aniones principales como SO_4 , HCO_3 y Cl se distribuyen de la misma manera que los sistemas geotermales ígneos, donde en la zona del upflow se encuentran las aguas sulfato-ácidas; en las zonas periféricas las aguas cloruradas; y entre estas zonas las aguas bicarbonatadas.

ÍNDICE

I	INTRODUCCIÓN	9
I.1	Organización del presente trabajo	9
I.2	Exposición del problema	10
I.3	Ubicación y acceso	11
I.4	Clima de la zona de estudio.....	12
I.5	Objetivos	15
I.6	Metodología general	15
I.7	Hipótesis de Trabajo	17
I.8	Conceptos generales sobre geotermia	17
I.8.1	Clasificación de los sistemas geotérmicos	19
I.9	Problema energético en Chile.....	23
I.10	Utilización de los recursos geotérmicos.....	24
I.10.1	Usos.....	24
I.10.2	Aspectos ambientales.....	26
II	MARCO GEOLÓGICO	29
II.1	Introducción	29
II.2	Marco geológico y tectónico regional.....	29
II.3	Marco geológico y tectónico de los Complejos Volcánicos Planchón-Peteroa y Descabezado Grande-Quizapu-Azul.....	34
II.3.1	Centros eruptivos.....	34
II.3.2	Basamento.....	42
II.3.3	Sistema hidrotermal	49
II.4	Manifestaciones termales superficiales	52
III	ANÁLISIS ESTRUCTURAL, TERMAL Y DE ALTERACIÓN MINERAL MEDIANTE SENSORES REMOTOS.....	67
III.1	Introducción	67
III.2	Antecedentes	67

III.2.1	Flujo Calórico.....	67
III.2.2	Estructuras y circulación de fluidos.....	70
III.2.3	Utilización de sensores remotos en campos geotermales.....	72
III.3	Metodología y resultados.....	73
III.4	Discusiones y conclusiones.....	81
III.4.1	Lineamientos.....	81
III.4.2	Alteración hidrotermal.....	83
III.4.3	Anomalía termal.....	83
IV	GEOQUÍMICA DE AGUAS TERMALES.....	85
IV.1	Introducción.....	85
IV.2	Metodología.....	85
IV.2.1	Trabajo de campo.....	85
IV.2.2	Métodos analíticos.....	88
IV.2.3	Calidad de datos en análisis de agua.....	89
IV.2.4	Antecedentes teóricos de la geoquímica hidrotermal.....	92
IV.2.5	Resultados.....	101
IV.2.6	Discusiones.....	151
IV.2.7	Conclusiones de la geoquímica de aguas.....	163
V	MODELO CONCEPTUAL.....	167
VI	MODELO NUMÉRICO.....	176
VI.1	Introducción.....	176
VI.2	Antecedentes.....	176
VI.3	Transporte de fluido.....	177
VI.4	Transporte de calor.....	178
VI.5	Parámetros del modelo.....	179
VI.6	Resultados y discusiones.....	181
VII	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	185
VII.1	Conclusiones.....	185
VII.2	Recomendaciones.....	187
VIII	REFERENCIAS.....	189

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura I-1: Ubicación del área de estudio. Se indican los puntos muestreados para este estudio, los volcanes holocenos, las vías de acceso y las principales ciudades. Imagen <i>Quick Bird</i> tomada de <i>Google Earth</i>	13
Figura I-2: Modelo conceptual de un sistema geotermal hospedado en un estratovolcán andesítico (Goff y Janik, 2000).	23
Figura I-3: Diagrama de Línal (Fridleifsson y Freestone, 1994).....	27
Figura I-4: Comparación de emisiones de CO ₂ ente distintos campos geotérmicos y plantas termoeléctricas basadas en combustibles fósiles (Barbier, 2002).....	28
Figura II-1: Marco geológico regional en el cual se indica área de estudio en cuadrado rojo. Compilado de Stern (2007) y Cembrano et al. (2009)	33
Figura II-2: Imagen de los factores que controlan el volcanismo en la ZVS. Entre los 33°-34°30'S existe una compresión este-oeste caracterizada por la sismicidad actual y los magmas que ascienden a través de reservorios horizontales conectados por fallas inversas antiguas y activas. Los volcanes en la zona de estudio (34°30'-36°S) se encuentran sobre fallas inversas antiguas y/o fallas de basamento con un rumbo N-NO que se conectan con grietas de tensión con rumbo N-NE, que servirían de canales para el ascenso de magmas. Por último al sur de los 37°S, los estratovolcanes están asociados tanto a grietas de tensión N-NE o estructuras del basamento N-NO sobre la LOFZ (Cembrano et al., 2009).....	35
Figura II-3: Mapa geológico del CVDGQA (Hildreth & Drake, 1992). Los flujos de lava de la erupción de 1846-47 fluyen tanto para el este como para el oeste desde el cráter. Decenas de metros de la pome de la erupción de 1932 cubren la mayoría del mapa. Elevación en metros.	39
Figura II-4: Mapa geológico simplificado del CCC (Grunder y Mahood, 1988). C Calabozos=Cajón Calabozos; VDG=Volcán Descabezado Grande; VDC=Volcán Descabezado Chico; CA=Cerro Azul; Q=Quizapu; DZ=Cuesta Durazno; DCM=Cerro del Medio; RC=Río Colorado. Elevación en metros.....	42
Figura II-5: (a) Mapa geológico simplificado del CCC (modificado de Grunder et al., 1987). En él se puede ver como espacialmente se encuentran asociadas las manifestaciones termales a las fallas del CCC. RC=Río Colorado; VDC=Volcán Descabezado Chico; CDM= Cerro del Medio; CN=Cerro Negro. (b) Gráfico de entalpía v/s cloro (modificado de Grunder et al., 1987). Círculos abiertos = aguas meteóricas; Círculos negros=aguas termales.	50
Figura II-6: Mapa geológico de la zona de estudio (modificado de: González y Vergara, 1961; Hildreth & Drake, 1992; Servicio Minero Argentino 1997; Godoy et al. 1999; Charrier et al., 2002; Giambiagi et al., 2003a; SERNAGEOMIN 2003; Silvestro et al., 2005; Fock et al., 2006; Giambiagi et al., 2009; Tapia, 2010).	51

Figura II-7: (a) y (b) Laguna de aguas calientes ladera sur y norte, respectivamente; y (c) muestra la manera en que el agua del manantial temperado correspondiente al punto 2 brota desde la toba Loma Seca.	53
Figura II-8: Manifestación termal correspondiente a las Termas del Tigre Naciente.	54
Figura II-9: Termas Potrerillo. (a) Muestra las piscinas que se han construido en la manifestación. (b) Muestra la manera de brotar del agua desde la toba Loma Seca.	55
Figura II-10: Termas Pellejo. (a) Muestra la manifestación y caudal del manantial. (b) Muestra la piscina que se ha construido en la manifestación.	55
Figura II-11: Termas de la Tierra humeante del Colorado. (a) Se muestra la roca por donde brota el agua. (b) Se muestra el tipo de manifestación termal.	56
Figura II-12: Termas de la Quebrada de los Colores. (a) Se muestra la alteración de la roca por la manifestación. (b) Se muestra la roca por donde brota el agua.	57
Figura II-13: Fumarolas del azufre. (a) Fumarolas. (b) Piscinas de barro.	58
Figura II-14: Fumarolas de Llolli. (a) Vista general de la manifestación de fumarolas. (b) Piscinas de barro.	59
Figura II-15: Termas Baños de la Yegua. (a) Piscinas creadas por el hombre. (b) Cuevas de travertino.	59
Figura II-16: (a) Fumarolas sobre el Volcán Planchón. (b) “Crater lake” en uno de los cráter del Volcán Planchón. (c) Grietas sobre el volcán donde yacen fumarolas.	60
Figura II-17: Termas de San Pedro. (a) Vista general de la manifestación. (b) Piscinas construidas por el hombre.	61
Figura II-18: Termas del Descabezado Grande. En la imagen se aprecia las piscinas construidas por el hombre y los ríos de agua caliente.	62
Figura II-19: Termas del estero Valle del Volcán. (a) Vista general de las manifestaciones. (b) Depósitos de <i>sinter sílice</i> . (c) Pozo de barro.	63
Figura II-20: Piscinas artificiales construidas en los manantiales calientes del médano.	64
Figura III-1: Mapa de flujo calórico mundial donde se aprecia las variaciones en el del flujo calórico de la corteza terrestre (Yañez, 2001). Valores en mW/m^2	68
Figura III-2: Mapa de flujo calórico de Sudamérica referenciado en grados. En cuadrado negro se muestra la zona de estudio. Valores en mW/m^2 . Modificado de Hamza y Muños (1996).	69
Figura III-3: Esquema de la arquitectura de una zona de falla de rumbo (Chester et al., 1993).	71
Figura III-4: Coeficientes de permeabilidad para diferentes tipos de roca y grado de fracturamiento (Isherwood, 1979)	72
Figura III-5: a) Mapa de lineamientos para la zona de estudio. b) Mapa de densidad de fractura y falla (DFF) para la zona de estudio. c) Mapa de lineamiento y los principales ríos de la zona de estudio. En las tres imágenes se le sobreimpone el <i>hill-shade</i> de la zona de estudio.	75
Figura III-6: Espectro general de transmisión atmosférica que muestra la localización de las bandas espectrales de la imagen ASTER (Rowan et al., 2003).76	

Figura III-7: Resumen del rango de longitud de onda para la identificación de diferentes minerales (Rowan et al., 2003).....	77
Figura III-8: Mapas de alteraciones obtenidas mediante imágenes ASTER según el método propuesto por Rowan et al. (2003). El cuadrado rojo resalta las manifestaciones termales que yacen en el río Colorado.....	79
Figura III-9: Mapa de anomalías termales en superficie (Lemus en preparación). En cuadrado rojo se muestra la zona con distribución de anomalía termal negativa....	82
Figura III-10: Dirección preferencial de los lineamientos mapeados en la zona de estudio.....	82
Figura IV-1: Proceso de filtrado del agua.....	87
Figura IV-2: Máquinas para el análisis químico de las aguas termales del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. a) Maquinarias para el procedimiento de titulación. b) ICP-óptico para el análisis de cationes. c) Cromatógrafo iónico para el análisis de aniones.....	89
Figura IV-3: Ejemplos de especiación para los elementos: S, Si y Mg (modificado de Murray y Wade, 1996).....	91
Figura IV-4: Contribución de H^+ y OH^- al balance iónico (modificado de Murray y Wade, 1996).....	92
Figura IV-5: Dependencia de la temperatura de la constante de equilibrio del ion bisulfato. Notar el aumento en 4 órdenes de magnitud, de la constante de equilibrio al ir de 300 a 25°C.....	99
Figura IV-6: Diagrama de aniones mayores (Giggenbach, 1988). El tamaño del símbolo es proporcional a la temperatura de la manifestación.....	103
Figura IV-7: Diagrama piper de clasificación de aguas, para los manantiales temperados de la zona de estudio. El tamaño del símbolo es proporcional a la temperatura de la manifestación.....	104
Figura IV-8: Diagrama de Cl-Li-B (Giggenbach y Goguel, 1989). El tamaño del símbolo es proporcional a la temperatura de la manifestación.....	105
Figura IV-9: Diagrama de dispersión Cl-B y Cl-Li, para los manantiales temperados de la zona de estudio. El tamaño del símbolo es proporcional a la temperatura de la manifestación.....	106
Figura IV-10: Diagrama Schoeller para los elementos K, Na, Li, Ca, Mg, Cl, SO_4 , HCO_3 , F y B.....	108
Figura IV-11: <i>Shifting</i> de oxígeno y deuterio para aguas termales (Sepulveda, 2005).....	110
Figura IV-12: Gráfico de ^{18}O versus deuterio para las muestras de la zona de estudio. En la imagen de la izquierda se observa la relación con las aguas andesíticas, magmáticas profundas y de mar propuestas por Giggenbach (1991). El tamaño del símbolo es proporcional a la temperatura de la manifestación.....	111
Figura IV-13: Proporcionalidad de la constante de equilibrio de intercambio isotópico de ^{18}O con diferentes fases minerales.....	112
Figura IV-14: Diagramas PER para los minerales calcita, dolomita, yeso y feldspatos (FdK-albita-anortita). En ellos se observa que en su conjunto los minerales explican de buena manera la composición de las aguas debido a la	

disolución de estos. El tamaño del símbolo es proporcional a la temperatura de la manifestación.	119
Figura IV-15: Solubilidad de varios polimorfos del sílice en el agua. A= sílice amorfa, B=ópalo-CT, C= α -cristobalita, D=calcedonia y E=cuarzo (extraído Fournier, 1991).	122
Figura IV-16: Curvas de solubilidad para soluciones en equilibrio con cuarzo, calcedonia y sílice amorfa en condiciones de saturación (Fournier, 1985). El punto A representa las condiciones de equilibrio de un hipotético reservorio a 250°C. En su ascenso con enfriamiento conductivo, el fluido se reequilibra con sílice amorfa (punto B) y para alcanzar las condiciones de ebullición (T=100°) en superficie, se produce un equilibrio dinámico donde precipita sílice amorfa hasta alcanzar el punto C.	126
Figura IV-17: Variación del log(Na/K) respecto a la temperatura absoluta. Se pueden apreciar curvas teóricas de dos polimorfos del feldespatos-K. Varios geotermómetros están graficados.	130
Figura IV-18: Geotermómetro de Na-K-Mg, para las fuentes termales de la zona de estudio (Giggenbach, 1988). El tamaño del símbolo es proporcional a la temperatura de la manifestación.	135
Figura IV-19: Gráficos de equilibrio multimineral. En línea punteada se muestran las temperaturas obtenidas por los geotermómetros del programa de especiación WATCH.	145
Figura IV-20: Gráficos de equilibrio multimineral. En línea punteada se muestran las temperaturas obtenidas por los geotermómetros del programa de especiación WATCH.	146
Figura IV-21: Gráficos de equilibrio multimineral. En línea punteada se muestran las temperaturas obtenidas por los geotermómetros del programa de especiación WATCH.	147
Figura IV-22: Gráficos de equilibrio multimineral. En línea punteada se muestran las temperaturas obtenidas por los geotermómetros del programa de especiación WATCH.	148
Figura IV-23: Gráficos de equilibrio multimineral. En línea punteada se muestran las temperaturas obtenidas por los geotermómetros del programa de especiación WATCH.	149
Figura IV-24: Diagramas PER que muestran la línea de control de disolución de feldespatos-calcita-dolomita-yeso y el aporte de SO ₄ y CO ₂ de origen hidrotermal que genera un corrimiento de algunas muestras desde esta línea.	153
Figura IV-25: Resumen de todos los geotermómetros de este estudio. En triángulo las temperaturas medidas en terreno; en cuadrado las temperaturas obtenidas por los geotermómetros de sílice con corrección de pH; en círculo las temperaturas obtenidas por los geotermómetros de Na-K; en rombo las temperaturas obtenidas por los geotermómetros de Na-K-Ca; en líneas las temperaturas obtenidas por los geotermómetros de evaporíticos; mientras que el rango de temperatura obtenido por el equilibrio multimineral se grafica en color rojo.	157
Figura IV-26: a) Diagrama Cl-entalpía para las muestras de la zona de estudio. b) Cuadrado rojo del diagrama a).	160

Figura IV-27: Diagramas Schoeller donde en a) se muestra la relación de dilución entre 36, 17 y 19; b) se muestra la relación de dilución entre 9, 15 y 35.	161
Figura IV-28: Mapa distribución de la concentración relativa de aniones principales en la zona de estudio.	165
Figura IV-29: Mapa interpretativo de la distribución espacial de los aniones principales (Cl, HCO ₃ y SO ₄).....	166
Figura V-1: Mapa geológico de la zona de estudio (Modificado de Puratich en preparación y Tapia 2010). En él se muestra la ubicación de los dos perfiles que representan el modelo conceptual de la zona de estudio.	171
Figura V-2: Perfiles del modelo conceptual de la zona en estudio representado en los perfiles A-A'' y B-B' (Modificado de Tapia 2010).	174
Figura V-3: a) Modelo conceptual para el sistema geotérmico asociado a los Complejos Volcánicos Planchón-Peteroa y Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul, y al Complejo de Caldera Calabozos. En él se muestra la ubicación de los perfiles de la Figura V-2. b) Diagrama Sr vs ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr para las lavas de los complejos volcánicos estudiados.	175
Figura VI-1: Propiedades físicas y condiciones de bordes usadas para el modelo numérico para los perfiles del norte y sur (arriba y abajo respectivamente. De fondo se muestra la malla de elementos finitos.	183
Figura VI-2: Resultado del transporte de fluido y calor para los perfiles norte y sur (arriba y abajo respectivamente). Las flechas rojas muestran la dirección de la velocidad de flujo cuyo tamaño es proporcional a la magnitud de esta. La escala e identificación de las formaciones se encuentran en la Figura VI-1.	184

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla I-1: Tipos de Central y Potencia Instalada. CNE, 2008	24
Tabla I-2: Capacidad instalada en los sistemas interconectados (CNE, 2008).....	24
Tabla I-3: Categorías de utilización de la energía geotérmica mundial, estadísticas periodo 2000-2005 (Lund et al., 2005)	25
Tabla I-4: Categorías de utilización de la energía geotérmica mundial, estadísticas periodo 2000-2005 (Lund et al., 2005).	26
Tabla IV-1: Criterio para validar los resultados de la geoquímica de agua, (STANDARD METHODS, 1992).	90
Tabla IV-2: Características químicas de las aguas termales y meteóricas superficiales correspondientes al sistema hidrotermal asociado a los Complejos Volcánicos Planchón-Peteroa y Descabezado Grande-Quizapu-Azul. Concentraciones de elementos en mg/l (ppm). Balance Iónico (%). Tipos de agua incluyen: MC=Manantial Caliente y PB=Pozos de Barro. Los colores de las muestras de aguas termales corresponden a la clasificación según el anión mayor predominante según la pH . ¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.....	96
Tabla IV-3: Análisis de isótopos estables para las fuentes termales (T) y meteóricas (F) del área de estudio.	114
Tabla IV-4: Factor de fraccionamiento α en %; Entalpías para líquido y vapor; Fracción de vapor y , para una mezcla de fluido ebulviendo. Datos obtenidos de Giggenbach (1991).....	115
Tabla IV-5: Temperaturas ($^{\circ}\text{C}$) estimadas para el equilibrio fluido-mineral, para diferentes fases del sílice.	124
Tabla IV-6: Temperaturas estimadas con los geotermómetros de sílice, corregidas por efecto de pH y sin corregir. Se considera el geotermómetro de cuarzo con máxima pérdida de vapor y el de calcedonia.	127
Tabla IV-7: Temperaturas estimadas con los geotermómetros de Na-K, tomando la reacción albíta-feldespato-K para diferentes autores.....	132
Tabla IV-8: Geotermómetro de Na-K-Ca (Fournier y Truesdell, 1973) y la respectiva corrección por Mg.....	134
Tabla IV-9: Geotermómetro de Dolomita-Calcita y Fluorita-Anhidrita (Marini et al., 1986).	137
Tabla IV-10: Resumen de la asociación mineral y rango de temperatura de equilibrio para las aguas termales de la zona de estudio estimadas por el software Watch. 150	
Tabla IV-11: Tasas de máximo velocidad de ascenso para generar un enfriamiento conductivo sin ebullición y de mínima velocidad de ascenso para un enfriamiento adiabático sin enfriamiento conductivo para diferentes profundidades (Fournier et al., 1976a)	156
Tabla VI-1: Parametros físicos considerados para el modelo de elementos finitos.	180

I INTRODUCCIÓN

En el presente trabajo se propone un modelo conceptual y numérico para los sistemas hidrotermales activos asociados a los Complejos Volcánicos Planchón-Peteroa y Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul (35° S, 36° S y 70.18° O, 71.18° O), en donde se describe el origen de las fuentes termales, la interacción agua roca y la relación entre los centros volcánicos activos (Planchón, Peteroa, Descabezado Grande, Quizapu y Cerro Azul) y las fallas pertenecientes a la Faja Plegada y Corrida de Malargue. Para ello se hizo un análisis químico de las aguas de la zona, junto con la caracterización de lineamientos geológicos, y de alteraciones hidrotermales del lugar mediante imágenes satelitales, lo que fue complementado con la caracterización de estructuras y anomalías termales realizadas paralelamente por otros autores.

I.1 Organización del presente trabajo

La presente memoria de Título ha sido organizada en seis capítulos.

Capítulo I: En Introducción se da a conocer la problemática y objetivos que abarca este trabajo, junto con entregar conceptos básicos de los sistemas geotérmicos.

Capítulo II: En Marco geológico se presenta el contexto geológico donde se desarrolla el presente estudio, dando énfasis a la relación entre volcanismo y tectónica. Además se describen las áreas termales estudiadas.

Capítulo III: En “Análisis estructural, termal y de detección mineral mediante sensores remotos” se interpretan las estructuras, anomalías térmicas y alteraciones minerales mediante imágenes satelitales.

Capítulo IV: En “Geoquímica de aguas termales” se presenta el análisis químico de las aguas termales del área de estudio.

Capítulo V: Los Capítulos II, III y IV son la esencia del análisis de este estudio, los cuales son unificados en el modelo conceptual simplificado del sistema geotérmico asociado a los complejos volcánicos Planchón-Peteroa y Descabezado Grande-Quizapu-Azul presentado en este capítulo.

Capítulo VI: En este capítulo el modelo conceptual es modelado numéricamente.

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

I.2 Exposición del problema

Un sistema geotermal posee tres características principales: (i) una fuente de calor, (ii) un reservorio para acumular calor, y (iii) una capa impermeable que mantenga el calor acumulado (Gupta & Roy, 2007). Existen diversos contextos geológicos donde estas características confluyen generando diferentes tipos de sistemas geotérmicos (Gupta & Roy, 2007).

En Chile existe una estrecha relación espacial entre las manifestaciones termales y los edificios volcánicos (Hauser, 1997), planteándose de manera genérica el desarrollo de sistemas geotermales del tipo ígneos (Goff and Janik, 2000).

Veinte fuentes termales catastradas en Chile central se ubican entre los 36°S y 37°S (Grunder et al., 1987; Hauser, 1997), las que se encuentran relacionadas espacialmente al arco volcánico de la Zona Volcánica Sur (ZVS), y a estructuras pertenecientes a la Faja Plegada y Corrida Mesozoica (FPCM). Estas estructuras son las trazas de fallas inversas asociadas al alzamiento de la Cordillera de los Andes, que se han desarrollado desde el Mioceno inferior temprano (23,8 Ma aproximadamente) hasta la actualidad (Charrier et al., 2002; Fock, 2005).

Así el estudio del origen de las fuentes termales se hace sumamente interesante, ya que la conjunción de estos elementos son características de primer orden en los

sistemas geotérmicos, pues controlan la fuente de calor y la permeabilidad respectivamente.

La fuente de calor determina la temperatura del sistema geotérmico y es el principal motor de la circulación de los fluidos geotérmicos debido al fenómeno de convección. Dentro de las fuentes de calor del área de estudio destaca la ocurrencia de dos complejos volcánicos como el Planchón-Peteroa y el Descabezado Grande-Quizapu-Azul a menos de 50 km de distancia, y al Complejo de Caldera Calabozos ubicado entre ambos complejos volcánicos. Mientras que las estructuras determinan la ubicación de las manifestaciones termales, pues estas funcionan como conductos para la circulación de fluidos geotermiales debido a que aumenta la permeabilidad de las rocas.

Estudios anteriores del sistema hidrotermal en esta zona (Grunder et al., 1987), asocian la ocurrencia de las fuentes termales a los márgenes de la Caldera Calabozos. Sin embargo, debido a la gran cercanía de dos complejos volcánicos (fuentes de calor) y al conocimiento actual del desarrollo de las fallas asociadas a la FPC, se hace necesario el reestudio de esta zona, para así determinar el rol que tiene el volcanismo y FPCM en el desarrollo del sistema hidrotermal, a través de un análisis comparativo entre la geoquímica de fluidos termales y las características termales y estructurales del área de estudio. De esta forma esta tesis está aportando en la presentación de datos científicos para una eventual evaluación de los recursos geotérmicos de la zona de estudio.

I.3 Ubicación y acceso

El área comprendida en este estudio abarca entre los 35°-36° de latitud Sur, y 71,05°-71,15° de longitud Este. No existe un camino norte-sur que sea capaz de recorrer todos los puntos de interés, por lo que es necesario tomar desviaciones desde la ruta 5 sur para acceder por vehículo a las diferentes zonas.

El ingreso a la parte norte de la zona de estudio (ver camino rojo en la Figura I-1), se realiza a través del acceso J-55 de la ruta 5 sur, camino que se encuentra al norte de la ciudad de Curicó con dirección hacia el paso fronterizo Vergara. Este

camino pasa la frontera Chile-Argentina, terminando en la ciudad de Malargue. A 8 km. del paso fronterizo argentino El Azufre, se encuentra el camino de Valle Grande por el cuál se accede al Complejo Volcánico Planchón-Peteroa y a las otras zonas de interés.

El ingreso a la parte central de la zona de estudio (ver camino verde en la Figura I-1), se realiza a través del acceso 115 de la ruta 5 sur que sale de la ciudad de Talca y pasa por la ciudad de San Clemente. A 17 km. de la ciudad de San Clemente, yendo por la ruta 115, se encuentra el desvío al pueblo de Vilches Alto, desde donde se puede acceder caminando al Complejo Volcánico Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul. Por otra parte, siguiendo por la ruta 115 es posible acceder a la comunidad del Médano y a la laguna del Maule.

Por último el ingreso a la parte sur de la zona de estudio (ver camino azul en la Figura I-1), se hace a través del acceso L-35 que queda al Este de la ciudad de Linares y llega a Colbún.

I.4 Clima de la zona de estudio

Debido a la menor elevación que alcanzan en la Región del Maule ambas cordilleras (400 y 4000 msnm de altitud para la Cordillera de la Costa y la Cordillera Frontal respectivamente) no es posible definir climas diferentes para cada una de sus zonas (Dirección Meteorológica de Chile, 2010). Dado esto en la VII Región se ha identificado un solo tipo clima, que corresponde al templado cálido con estación seca de 4 a 5 meses, aunque las diferencias de relieve y de latitud en la Región definen diferencias apreciables en los montos anuales de agua caída y en la duración de estación seca (Dirección Meteorológica de Chile, 2010).

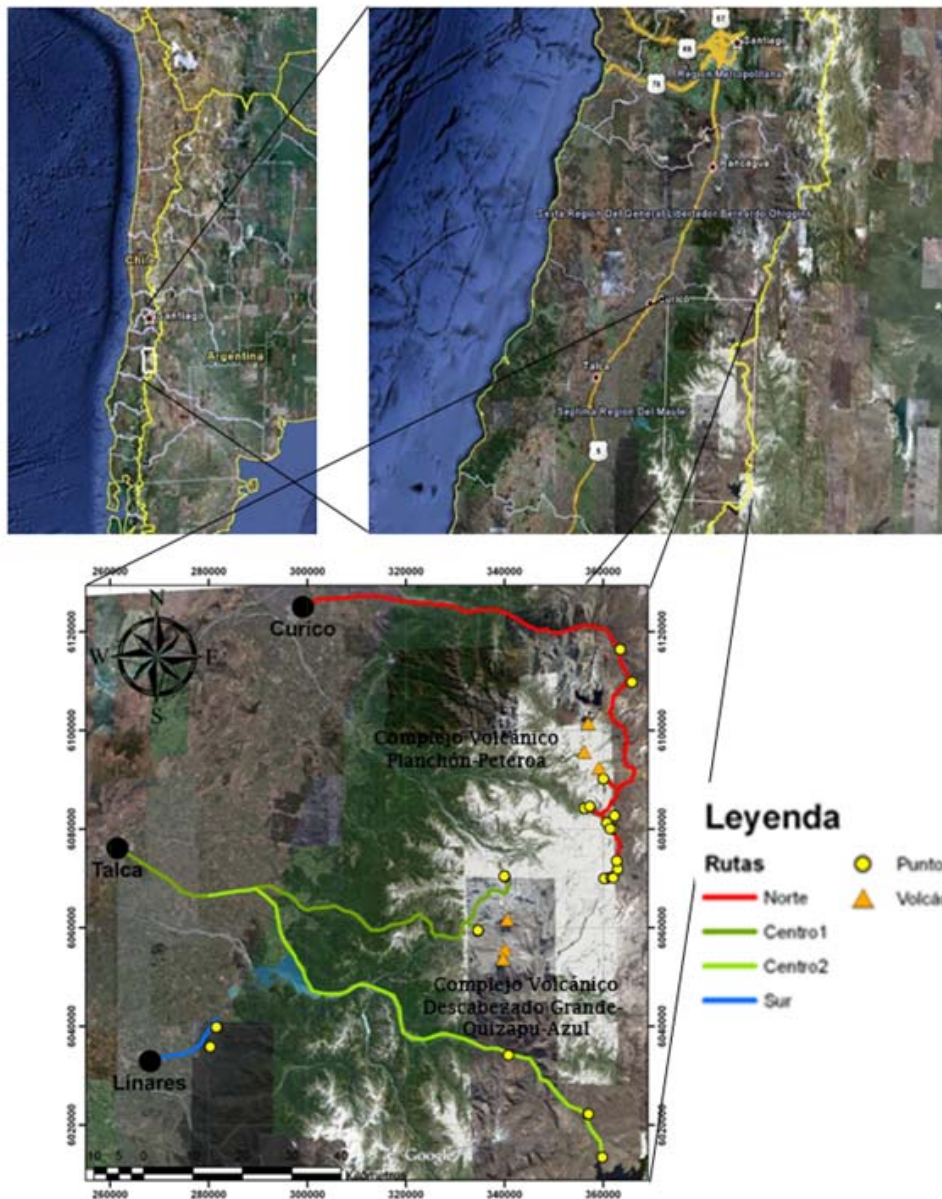


Figura I-1: Ubicación del área de estudio. Se indican los puntos muestreados para este estudio, los volcanes holocenos, las vías de acceso y las principales ciudades. Imagen *Quick Bird* tomada de *Google Earth*.

En esta Región, las precipitaciones son casi exclusivamente de origen frontal y más abundante en invierno (Dirección Meteorológica de Chile, 2010). El total de las precipitaciones entre mayo y agosto alcanza al 70% a 75% del total anual, lo que indica que en estas latitudes las precipitaciones que no son invernales son importantes (Dirección Meteorológica de Chile, 2010). Entre octubre y marzo ocurre la estación seca, que se prolonga por 4 hasta 6 meses, en que llueve menos de 40

mm mensuales (Dirección Meteorológica de Chile, 2010). En el invierno se presentan intensos nevazones en la cordillera que se constituyen en importantes reservas hídricas para la temporada estival y definen el desarrollo de los sistemas fluviales de la zona (Dirección Meteorológica de Chile, 2010).

Los montos anuales de precipitación, que en la costa superan los 800 mm, como en Constitución y el Cabo Carranza, disminuyen a 700 mm en Cauquenes, al lado oriental de la Cordillera de la Costa; aumentan nuevamente a 720 ó 730 mm en Curicó y Talca, superan los 1.000 mm en Linares y Panimávida, y los 2.500 mm en la alta cordillera (Dirección Meteorológica de Chile, 2010).

Las temperaturas medias anuales varían entre unos 13 y 15°C, observándose algunos sectores como Talca, con temperaturas mayores a las de Santiago, en especial en verano (Dirección Meteorológica de Chile, 2010). Los valores menores de temperatura media corresponden a la franja costera y la cordillera y los valores mayores se presentan en la depresión intermedia (Dirección Meteorológica de Chile, 2010).

La cercanía del océano y la continentalidad también determinan diferentes niveles de amplitud térmica (Dirección Meteorológica de Chile, 2010). La diferencia térmica entre el mes más cálido y el más frío es de 5° a 7° C en la costa (Constitución y Punta Carranza), en cambio alcanza los 13° en Curicó y Cauquenes y 14° en Talca y Linares (Dirección Meteorológica de Chile, 2010). También la oscilación térmica diaria es desigual: la diferencia media entre las máximas y las mínimas es inferior a 11° C en Constitución y supera los 14° C en Curicó y Talca (Dirección Meteorológica de Chile, 2010).

Así una de las principales características de los sistemas geotérmicos, como lo es la existencia de aguas que recargue el sistema, se ve suplida con la abundancia de precipitaciones que ocurren en la zona.

I.5 Objetivos

El objetivo general de este estudio es determinar un modelo conceptual del sistema hidrotermal activo asociado a los Complejos Volcánicos Planchón-Peteroa y Descabezado Grande-Quizapu-Azul.

Los objetivos específicos:

1. Identificar manifestaciones de aguas termales asociados a los Complejos Volcánicos Planchón-Peteroa y Descabezado Grande-Quizapu-Azul, y al Complejo de Caldera Calabozos
2. Determinar la mineralogía de alteración, estructuras y anomalías termales asociada a las diferentes manifestaciones termales de la zona.
3. Caracterizar geoquímicamente las aguas de las manifestaciones geotermales de la zona de estudio.
4. Establecer condiciones de temperatura y profundidad del sistema geotérmico.
5. Establecer un modelo conceptual del sistema hidrotermal activo y generar un modelo numérico asociados a los Complejos Volcánicos Planchón-Peteroa y Descabezado Grande-Quizapu-Azul.

I.6 Metodología general

- 1. Establecer zonas de interés para la detección de manifestaciones termales asociada a los Complejo Volcánico Planchón-Peteroa y Descabezado Grande-Quizapu-Azul.**

La metodología para la elección de zonas de interés corresponde a una completa revisión de los trabajos anteriores realizados en la zona, incluyendo litologías, estructuras, fuente de calor y manifestaciones termales.

2. Caracterizar la mineralogía de alteración, estructuras y anomalías termales asociada a las diferentes manifestaciones termales de la zona.

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

3. Caracterizar geoquímicamente las aguas de las diferentes manifestaciones geotermales de la zona de estudio.

Se recolectan muestras de aguas termales y meteóricas para el análisis geoquímico e isotópico (^{18}O y D) con el fin de analizar el origen de los fluidos hidrotermales.

4. Establecer condiciones de temperatura y permeabilidad del sistema geotérmico.

A partir de los análisis de agua en superficie, es posible estimar las condiciones de temperatura del reservorio, mediante el uso de diferentes ecuaciones que reflejan el equilibrio termodinámico de ciertos minerales, o la solubilidad de estos. También es posible caracterizar el sistema geotérmico mediante el uso de los diagramas PIPER y aniones mayores entre otros.

5. Determinar un modelo conceptual del sistema hidrotermal activo y generar un modelo numérico asociados a los Complejos Volcánicos Planchón-Peteroa y Descabezado Grande-Quizapu-Azul.

Considerando los datos geológicos, estructurales y químicos, se realiza un modelo conceptual que explique la ocurrencia de las manifestaciones termales estudiadas, así generar un modelo numérico que muestre gráficamente cómo funciona el modelo conceptual, dando énfasis en la percolación de las aguas, su posterior calentamiento y su ascenso por zonas de mayor permeabilidad.

I.7 Hipótesis de Trabajo

El origen de las fuentes termales estaría dado por la percolación de aguas meteóricas que son calentadas por el intenso flujo calórico debido a la existencia de cámaras magmáticas someras (4 km. de profundidad). Estas cámaras magmáticas están asociadas a la gran cantidad de centros eruptivos y productos volcánicos en un área relativamente pequeña como la estudiada, en comparación a otros complejos volcánicos de la ZVS. El ascenso de estos fluidos está controlado por zonas de baja permeabilidad dado por estructuras de fallas de orientación Norte-Sur que alinean las termas. La química en las aguas termales presenta una variación espacial, donde en la zona del *upflow* (zona de flujo ascendente) ocurren aguas sulfato-ácidas junto con fumarolas. Mientras que en la zona del *outflow* (zona de flujo lateral) se encontrarán aguas bicarbonatadas junto con aguas cloruradas.

Así el modelo conceptual del sistema hidrotermal activo asociado a los Complejos Volcánicos Planchón-Peteroa y Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul se explica como un sistema geotermal del tipo ígneo joven.

I.8 Conceptos generales sobre geotermia

Un sistema geotermal es el resultado del intercambio de calor desde una fuente en profundidad o a través del calentamiento de agua meteórica de circulación profunda, como consecuencia del alto gradiente geotérmico (Gupta & Roy, 2007). La mayoría del calor en la Tierra, que fluye desde el núcleo hasta la corteza, es generado a partir de 2 fuentes principales: (1) fuerza gravitacional (2) decaimiento radioactivo en la corteza continental, particularmente de los elementos U, Th. Este último parece ser el factor principal para explicar el flujo de calor observado en superficie y la distribución de temperatura en la corteza terrestre.

En el mundo la mayor cantidad de fuentes termales ocurren en márgenes de placas divergentes o convergentes, siendo este último un lugar preferencial, debido a la intensa actividad magmática que se genera. En el caso de los márgenes convergentes, la actividad magmática está dada por la fusión de la cuña

astenosférica por hidratación de esta, el posterior ascenso de magmas basálticos que son acumulados en la zona de *underplating*, y dado el proceso MASH, la formación de magmas que ascienden por la corteza continental a través de zonas de falla o zonas de debilidad (C. Annen et al, 2006). Estos magmas podrían estancarse en niveles más someros, formando cámaras magmáticas que liberan calor a su entorno mediante difusión ó advección, hasta alcanzar un equilibrio térmico.

De acuerdo a la compilación realizada por Pollack et al. (1993), el flujo promedio de calor en la corteza oceánica es de 101 mWm^{-2} , mientras que en la corteza continental alcanza un promedio de 65 mWm^{-2} . En el caso de los márgenes convergentes, el flujo de calor se modifica debido a la actividad magmática y volcánica que se genera. Regionalmente los flujos de calor que se pueden dar en zonas de arco volcánico son los siguientes: (1) 29 mWm^{-2} en la zona de antearco, (2) flujos de hasta 600 mWm^{-2} en el arco volcánico, y (3) valores de 90 mWm^{-2} típicos de las zonas de trasarco (Reeder, 1987).

El hecho de que la mayor concentración de fuentes termales se encuentre en márgenes convergentes resalta las condiciones geológicas favorables para la génesis de estos sistemas, lo que lleva a definir cuáles son los requerimientos esenciales que debe tener un sistema geotermal, siendo estos: (1) una gran fuente de calor anómala (cuerpo de magma o una roca caliente en profundidad), (2) fluidos que pueden transportar el calor, (3) roca permeable o fracturada que actúe como reservorio, y (4) una capa de roca impermeable sellante del sistema que evite el escape del fluido caliente (Ungemach, 1985; Gupta & Roy, 2007).

A través de los años diversos supuestos se han hecho sobre el origen de las fuentes termales, donde en un comienzo se asumía una gran contribución magmática en las fuentes termales (Lindgren, 1933; White, 1957). Posterior a esto los análisis de isótopos estables de deuterio realizados por Craig (1963) muestran que las aguas termales se mantienen cerca de la línea meteórica local sugiriendo que la componente magmática en estas aguas es menor. Ellis y Mahon (1964) reafirman la hipótesis de Craig (1963) demostrando que la mayoría de los solutos de las aguas termales pueden simplemente provenir de la lixiviación de la rocas corticales. Esto demuestra que al menos el 90% de los fluidos hidrotermales es de este origen meteórico, agua de mar, o una mezcla de ambos, siendo la componente

magmática importante solo en algunos casos (Craig, 1963; Giggenbach, 1992; Gupta & Roy, 2007). La máxima profundidad que alcanza la circulación de los fluidos de origen meteórico o de agua marina es la transición frágil/dúctil de la roca (Fournier, 1991). Esta transición está dada por la isoterma 400°C y frecuentemente alcanza profundidades de entre 5 a 8 km (e.g., Kissling and Weir, 2005).

Prácticamente todo tipo de roca puede servir como hospedador de un reservorio, solamente se necesita un grado de permeabilidad la cual puede ser primaria (debido a la formación de la roca) y/o secundaria (eventos posteriores a formación de la roca, por ejemplo fallas y fracturas). De esta forma, un sistema geotermal es alimentado por la percolación de aguas meteóricas desde las zonas de recarga del sistema, que luego de calentarse reaccionan con la roca huésped, produciendo lixiviación y agregando una gran cantidad de componentes químicos al fluido geotermal (Giggenbach, 1991). Posteriormente, los fluidos geotérmicos pueden acumularse en zonas permeables, que funcionan como reservorios geotérmicos y ocasionalmente alcanzan altas presiones y temperaturas (hasta 300°C). Si existen conductos que permitan el ascenso de los fluidos, se presentarán en superficie manifestaciones termales como fuentes termales y fumarolas, siendo esta la principal evidencia de la existencia de un sistema geotermal.

Existe un conjunto de condiciones geológicas que llevan a que diferentes sistemas geotérmicos difieran entre sí. Sin embargo, dependiendo de ciertas características comunes es posible clasificar estos sistemas.

1.8.1 Clasificación de los sistemas geotérmicos

Diferentes sistemas de clasificación para los sistemas geotérmicos han sido propuestos, siendo los más importantes: (1) sistemas de alta y baja temperatura (Bödvarsson, 1961), (2) sistemas líquido dominado (aguas calientes) y vapor dominados (White et al. 1971) y (3) sistemas volcánicos y no volcánicos (Goff and Janik, 2000); habiendo muchas veces un traslape en las diferentes clasificaciones. Por ejemplo, generalmente los sistemas de alta temperatura serán los sistemas volcánicos, mientras que los sistemas de baja temperatura serán los no volcánicos (Arnorsson, 2007).

Goff and Janik (2000) clasifican los sistemas geotermales en 5 tipos de acuerdo a las condiciones geológicas, geofísicas, hidrológicas y de acuerdo al criterio ingenieril de explotación. Para fines de este estudio esta es la clasificación que mejor se acomoda, pues se distinguen entre:

- **Sistemas ígneos jóvenes:** Están asociados a volcanismo Cuaternario e intrusiones magmáticas. El calor que transportan los flujos provienen de la cristalización de magmas recientes. Estos sistemas geotermales son en general los más calientes, donde el fluido alcanza temperaturas menores a 370°C y el reservorio tiene una profundidad cercana a 1,5 km.
- **Sistemas tectónicos:** Son sistemas con un elevado flujo de calor pero no presentan actividad ígnea. Ello ocurre en ambientes de trasarco, regiones con extensión cortical, zonas de colisión, y a lo largo de zonas de falla. Estos sistemas presentan alta sismicidad debido al fallamiento Cuaternario y el elevado flujo de calor encontrado se debe al espesor delgado de la corteza. El calor se mueve por fenómenos de advección, donde el agua meteórica percola por la corteza, calentándose en profundidad y ascendiendo a lo largo de fallas. La temperatura del reservorio en estos sistemas es menor a los 250°C y su profundidad mayor a 1,5 km.
- **Sistemas geopresurizados:** Se encuentran en cuencas sedimentarias, donde el agua del reservorio se encuentra en sobrepresión. La sismicidad y el flujo calórico en esta zona es relativamente normal. La mayoría de estos sistemas presenta características de campos de petróleo y gas. Las profundidades típicas para alcanzar el reservorio varían entre 1,5 a 3 km. mientras que la temperatura de este lo hace en 50° a 190°C.
- **Sistemas de rocas calientes secas:** Se da en lugares donde existe un gran flujo de calor y la roca que hospeda es impermeable. Esto genera que para su explotación es necesario realizar una malla de fracturas en profundidad que puedan contener el agua que se bombeará.
- **Sistemas magma:** Involucra la perforación de cuerpos de magma someros, para la instalación de intercambiadores de calor, lo cuales al hacer circular agua u otros fluidos, extraen calor del sistema y lo llevan a superficie. Tecnológicamente el uso de este tipo de sistema conlleva bastante dificultades

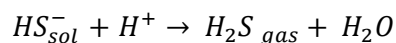
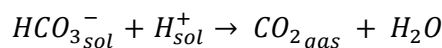
debido a que solo una prueba en la perforación de magmas se ha realizado en Hawaii. Por lo que es necesario realizar avances tecnológicos para la recuperación de calor de estos sistemas.

De acuerdo al contexto geológico en el que se realiza este trabajo de título, sólo el sistema ígneo joven es el más apropiados de analizar en profundidad.

I.8.1.1 Sistema Ígneo Joven

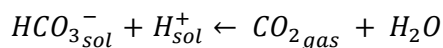
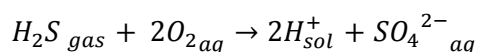
Este tipo de sistema se da generalmente en estratovolcanes activos, donde la temperatura de emplazamiento de las intrusiones andesíticas varía en un rango de entre 850° a 1050° C. Las aguas meteóricas percolan en profundidad donde son calentadas por los cuerpos intrusivos debido a los fenómenos conductivos. A medida que el agua caliente circula por las fracturas o rocas de alta permeabilidad, esta se va enriqueciendo de elementos como Cl, F, Br, B, SO₄, HCO₃, sílice, cationes mayores y metales solubles por efecto de la interacción agua-roca. Los componentes volátiles del magma como: H₂O, CO₂, compuestos sulfurados, HCL y HF, también pueden ser transferidos al agua por procesos como la condensación y posterior disolución, generando **aguas sulfato-cloruradas (aguas volcánicas)**. A medida que estas aguas ascienden por la estructura volcánica, debido al contraste de densidad que tienen con la roca circundante, procesos como: la interacción agua-roca y ebullición afectan al sistema; haciendo que el agua se neutralize y se enriquezca en componentes conservativos de acuerdo a la siguiente reacción:

(I-1)



, tomando un carácter químico conocido como **aguas cloruradas-neutras** (Figura I-2), que alteran la roca que las hospeda. El vapor separado en la ebullición, el cual contiene vapor de agua y otros gases no condensables, ascienden por la estructura del volcán, generando fumarolas de los sistemas geotermales. Muchas veces estos gases al ascender se condensan con aguas meteóricas generando la oxidación del H₂S y la acidificación de estas aguas, controladas por reacciones:

(I-2)



, generando sulfatos o ácido sulfúrico, que genera alteración del tipo argílica a argílica avanzada y produce los manantiales de **aguas sulfato-ácidas** (Figura I-2). Por otra parte la condensación de CO₂ en las aguas superficiales producirá las **aguas bicarbonatas**, al igual que la mezcla de aguas cloruradas y sulfato ácidas con aguas meteóricas ricas en CO₂.

Las aguas cloruradas-neutras generalmente se encuentran por debajo de las aguas sulfato-ácidas y las bicarbonatadas, pero en muchos casos se pueden encontrar mezcla de todas estas aguas. Debido a la topografía y al gradiente hidrológico, los fluidos tienden a migrar lateralmente, alejándose de la del centro volcánico, formando las zonas de *outflow*. Es por esta migración, que frecuentemente se pueden encontrar manantiales de aguas cloruradas-neutras a decenas de kilómetros del reservorio principal. Si el intrusivo ha sufrido un proceso de cristalización casi total debido a su edad o su tamaño, o si este se ha emplazado a gran profundidad, la contribución del componente volátil magmático sería nulo, por lo que la generación de aguas sulfato-ácidas no debiera ocurrir. Los sistemas ígneos jóvenes pueden tener configuraciones distintas a las mostradas en la Figura I-2, dado que no todo cuerpo intrusivo se expresan como volcánes, o que debido a los procesos de diferenciación magmática, la generación de calderas también cabe en esta clasificación.

Así el análisis de este tipo de sistemas geotérmicos se hace contingente dado que en la zona de estudio contamos con 6 estratovolcanes y más de 5 volcanes monogenéticos,.

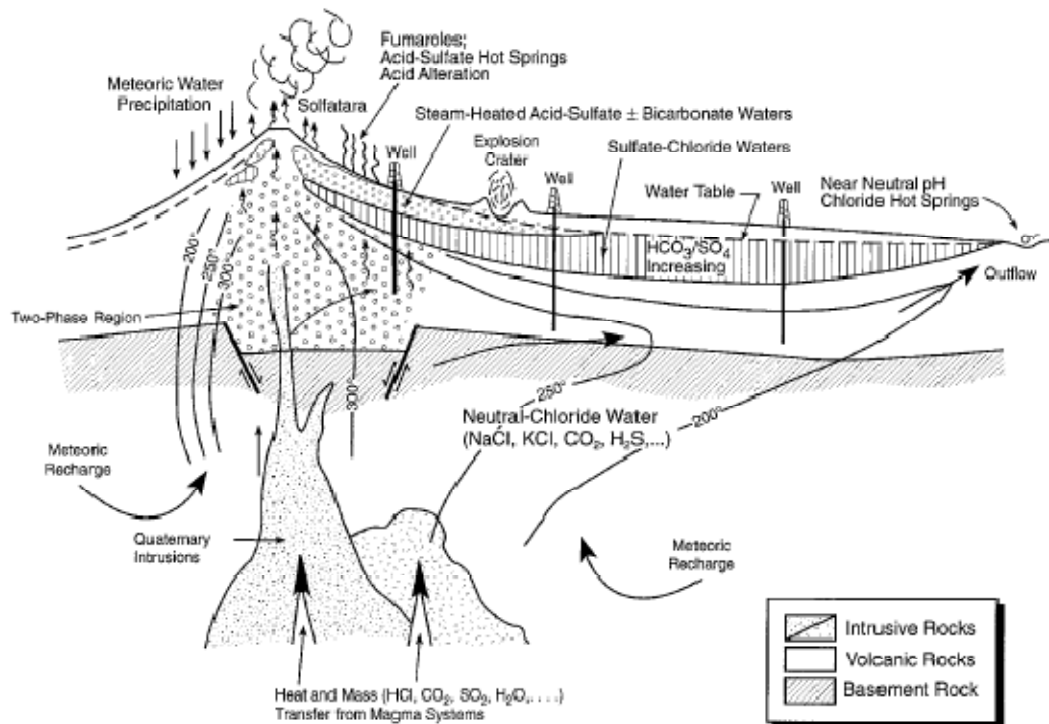


Figura I-2: Modelo conceptual de un sistema geotermal hospedado en un estratovolcán andesítico (Goff y Janik, 2000).

I.9 Problema energético en Chile

La capacidad energética instalada en Chile es de 13098,60 MW (Comisión nacional de Energía, CNE 2008), en donde los principales productores de electricidad (Tabla I-1) son las plantas termoeléctricas (62,2%) y las hidroeléctricas (37,6%). Esta energía se distribuye en tres sistemas interconectados (Tabla I-2): Sistema Interconectado del Norte Grande: (SING), Sistema Interconectado Central (SIC) y el Sistema de Magallanes y Antártica.

Debido al constante crecimiento del consumo energético del país durante la última década, liderado principalmente por las industrias relacionadas con la Minería y la Manufacturera con una participación del 32 y 28% respectivamente, la participación de la energía geotérmica para el abastecimiento energético del país pasa a ser un nicho de mayor interés. Actualmente su participación en el abastecimiento energético del país es nulo, a pesar de ser un medio renovable a escala humana, limpio y amigable con el medio ambiente natural y social, y por encima de todo por

ser los Andes uno de los lugares con mayor potencial geotérmico del planeta Tierra, en donde Lahsen (1988) estima un potencial para Chile del orden de varios de miles de MWt.

Tabla I-1: Tipos de Central y Potencia Instalada. CNE, 2008

Tipo de Central	Potencia Instalada (MW)	Porcentaje
Termoeléctricas	8182,37	62,24
Hidroeléctricas	4943,20	37,60
Renovables	1,98	0,02
Eólicas	18,20	0,14
Total	13145,75	100,00

Tabla I-2: Capacidad instalada en los sistemas interconectados (CNE, 2008).

Sistema Interconectado	Potencia Instalada (MW)	Porcentaje
SIC	9347,59	71,36
SING	3601,86	27,50
Magallanes	98,71	0,75
Aysén	50,45	0,39
Total	13098,60	100,00

A pesar de este gran potencial estimado para Sudamérica, actualmente existen muy pocas plantas geotermales en funcionamiento, donde una de las principales plantas es la central Copahue en Neuquén, Argentina que produce una cantidad bastante pequeña de energía (700 kW).

Es por esto que Chile se encuentra en un contexto único para no solo diversificar su matriz energética con el uso del recurso geotérmico, sino también para llegar a ser una potencia científica geotérmica en la región.

I.10 Utilización de los recursos geotérmicos

I.10.1 Usos

La utilización de la energía geotérmica empieza con el nacimiento de las primeras civilizaciones. Los etruscos, romanos y griegos, entre otros, hicieron uso de aguas

termales con fines domésticos, recreacionales y curativos. Los etruscos comenzaron con la comercialización de la vasija “Sigillata” en el mundo antiguo, la cual era recubierta con un esmalte en base de óxidos de hierro y sales de boro extraídos de las áreas termales naturales de la zona. En la edad media los árabes y turcos difundieron el uso de los baños termales como el uso actual de los “baños turcos”.

Actualmente la energía geotérmica tiene una serie de aplicaciones directas, tanto en faenas industriales como en la fabricación de alimentos y calefacción. En orden de importancia según su uso, las aplicaciones directas se puede clasificar según la Tabla I-3. En general, el uso directo de la energía geotérmica es eficiente, con un costo de mantenimiento bajo y cuenta con las tecnologías maduras probadas en diferentes países (Tabla I-4). El desincentivo de sus usos son los costos iniciales de capital, que son relativamente altos en comparación a otras energías, por lo que su uso debe estar confinado a áreas cercanas a la fuente de calor (i.e. anillo del pacífico).

Tabla I-3: Categorías de utilización de la energía geotérmica mundial, estadísticas periodo 2000-2005 (Lund et al., 2005)

Categoría	Capacidad				Utilización			
	MWt		%		TJ/año		%	
	2000	2005	2000	2005	2000	2005	2000	2005
Baños y piscinas termales	3957	4911	26	18	79546	75289	42	29
Bombas de calor geotérmicas	5275	15723	35	57	23275	86673	12	33
Calefacción residencial	3263	4158	22	15	42926	52868	23	20
Invernaderos	1246	1348	8	5	17864	19607	9	8
Acuicultura	605	616	4	2	11733	10969	6	4
Usos industriales	474	489	3	2	10220	11068	5	4
Secado de productos agrícolas	74	157	0.5	0.6	1038	2013	0.5	0.8
Enfriamiento y derretimiento de nieve	114	338	0.8	1.2	1063	1885	0.6	0.7
Otros	137	86	0.9	0.3	3034	1045	1.6	0.4
Total	15145	27826			190699	261417		

Debido a los grandes altos costos de capital, el uso directo de la energía geotérmica es más eficiente en un esquema de cascada, donde el remanente de un proceso es usado como fuente de calor para el siguiente proceso, lo cual es representado por el Diagrama de Lándal (Figura I-3). En este diagrama el uso de la energía geotérmica está dado por la temperatura a la que se encuentra el fluido

geotermal, así los usos que requieran mayor cantidad de energía como la electricidad demandarán fluidos geotermales de mayor temperatura.

Tabla I-4: Categorías de utilización de la energía geotérmica mundial, estadísticas periodo 2000-2005 (Lund et al., 2005).

	Pais	Instalado MWt	Producción GWh/año		Pais	Instalado MWt	Producción GWh/año
1	China	3687	12605	11	Rusia	308	1707
2	Suecia	3840	10001	12	Francia	308	1443
3	EEUU	7817	8678	13	Japón	413	1434
4	Islandia	1791	6615	14	Suiza	582	1175
5	Turquía	1177	5451	15	Australia	110	825
6	Austria	352	2229	16	Rumania	145	789
7	Hungría	694	2206	17	Canadá	461	707
8	Italia	607	2099	18	Argelia	152	671
9	Nueva Zelanda	308	1969	19	Noruega	450	643
10	Georgia	250	1751	20	Finlandia	260	542

Así, dentro de la cadena de utilización, la generación eléctrica puede ser el primer uso de un sistema de cascada como: (i) la planta geotérmica de Kawerau, Nueva Zelanda, donde el vapor geotérmico utilizado para la generación eléctrica es reutilizado para el secado de papel, producción de sílice, descortezamiento de troncos y el funcionamiento de equipo mecánico; (ii) la planta geotérmica de Wairakei, Nueva Zelanda, donde el agua separada se utiliza para temperar piscinas de cultivo de camarones; o (iii) en la planta geotérmica de Svartsengi, Islandia el agua separada se utiliza para el llenado de las piscinas temperadas para uso turístico (*Blue Lagoon*).

I.10.2 Aspectos ambientales

La utilización de la energía geotérmica en la generación de electricidad onlleva la extracción de grandes volúmenes de vapor y agua. Este vapor usualmente es acompañado por pequeñas cantidades de gases como: CO₂, H₂S, NH₃, CH₄, N₂ y H₂, de los cuales CO₂ es el principal componente. Las emisiones de CO₂ de las plantas geotérmicas son menores que las emisiones de plantas termoeléctricas constituyendo una de las principales ventajas comparativas de la geotermia en el marco de Protocolo de Kyoto (Figura I-4). Otro compuestos de especial cuidado son el H₂S, boro y amoniaco que a pesar de ocurrir en bajas cantidades, provocan un

fuerte hedor y son disueltos en contacto con aguas superficiales, por lo que junto con elementos como el mercurio, plomo, sílice, cloruros, sulfatos, carbonatos entre otros, son reinyectados al reservorio, así evitar contaminación con aguas y suelos superficiales.

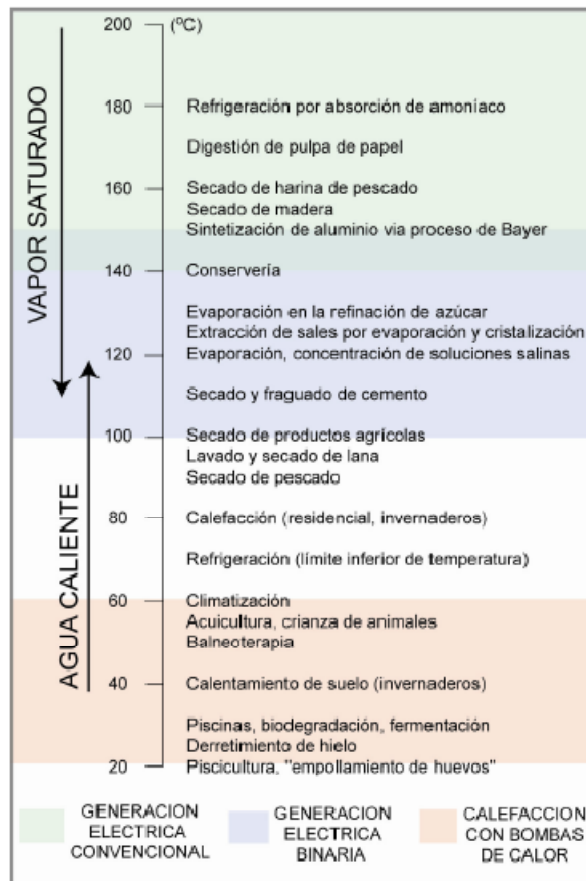


Figura I-3: Diagrama de Lindal (Fridleifsson y Freestone, 1994)

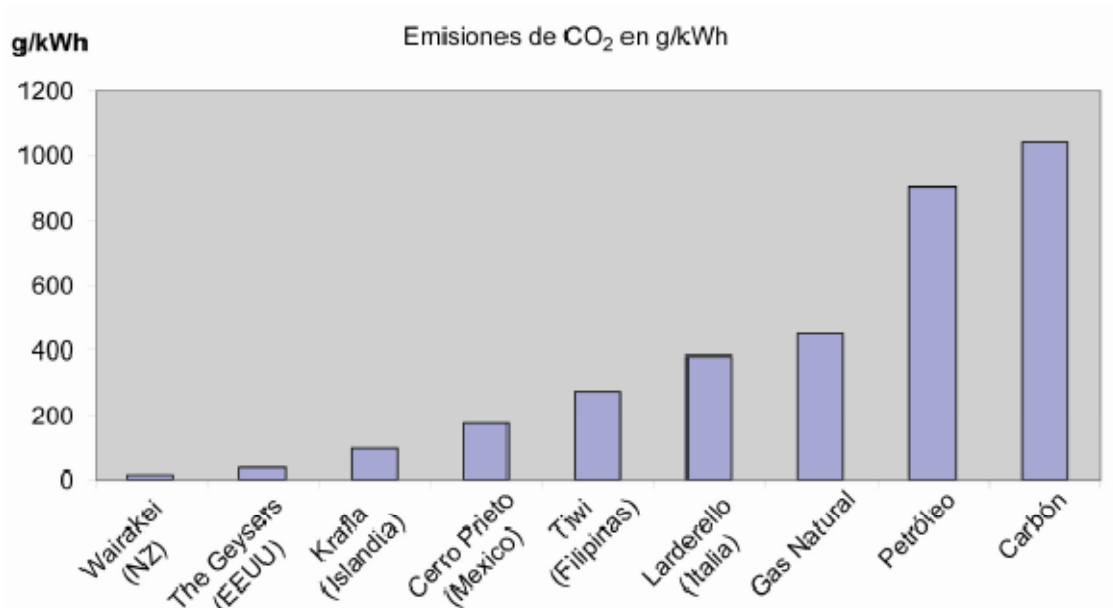


Figura I-4: Comparación de emisiones de CO₂ ente distintos campos geotérmicos y plantas termoeléctricas basadas en combustibles fósiles (Barbier, 2002).

II MARCO GEOLÓGICO

II.1 Introducción

En este capítulo se describe la geología a escala regional de la zona de estudio, con énfasis en las estructuras que controlan la deformación y el volcanismo, siendo estas las principales variables que determinan la ocurrencia de los sistemas geotermales. Esto posiblemente se debe al control de las estructuras y el magmatismo, en la permeabilidad y la generación de calor respectivamente. Además, se presenta la caracterización de las fuentes termales y un estudio del análisis termal en la zona por medio de imágenes satelitales.

II.2 Marco geológico y tectónico regional

El desarrollo del volcanismo en Chile está controlado principalmente por la convergencia oblicua de las Placas Sudamericana y de Nazca (7-9 cm/año). Debido a esta oblicuidad el régimen de stress de la placa Sudamericana (σ_1 y σ_3 horizontales, y σ_2 vertical) sería el apropiado para el ascenso de magmas a través de diques paralelos a la dirección de máximo stress (NO-SE) (Cembrano, 2009).

El arco volcánico andino se compone de cuatro segmentos llamados las zonas volcánicas Norte (ZVN; 2°N-5°S), Central (ZVC; 14-28°S), Sur (ZVS; 33-46°S) y Austral (ZVA; 49-55°S) (Figura II-1). Esta segmentación está dada por la geometría de la subducción debido a cambios en la profundidad de la Placa de Nazca (zona de Wadati-Benioff; Jordan et al., 1983), haciendo que a lo largo del margen oeste de Sudamérica existan zonas sin volcanismo Cuaternario (e.g. 28-33°S) producto del bajo ángulo de subducción (10°) en comparación con los segmentos con volcanismo activo (30°). El cambio en el ángulo de subducción ha sido atribuido a la

subducción de la Dorsal de Juan Fernandez (33°) que desde hace 14 Ma y a la subducción del ridge de Chile, los que estaría cambiando el acoplamiento entre las placas de Nazca y Sudamericana causando una disminución en el ángulo de subducción (Jordan et al., 1983).

Los complejos volcánicos abarcados en este estudio se encuentran dentro de la ZVS, un arco volcánico continuo por más de 1400 km comprendido entre los volcanes Tupungato (33,3°S) y Hudson (46°S; Baranzangi e Isacks, 1976). La ZVS corresponde a un segmento de subducción 'tipo Chilena' con un ángulo de subducción que varía entre 30 y 35° (Uyeda y Kanamori, 1979) y se encuentra limitada por las zonas de subducción de bajo ángulo (*flat slab*) relacionada a la subducción de la Dorsal de Juan Fernández en el límite norte, y a la Dorsal de Chile en el límite Sur.

Dentro del ZVS, el área de estudio abarcada en esta investigación, comprendida entre los Complejo Volcánico Planchón-Peteroa y Descabezado Grande-Quizapu-Azules, corresponde a una franja de 300 km, entre los 34,4°S y 37°S, denominada zona volcánica sur transicional (ZVST) (cuadro rojo Figura II-1), donde existen una serie de rasgos geológicos relevantes como:

- i. Los rasgos morfoestructurales que caracterizan a los Andes, corresponden a franjas norte-sur: (1) Cordillera Costa, (2) Depresión Central, (3) Cordillera Principal, siendo este último el lugar donde se ubica el volcanismo actual. La Cordillera Principal corresponde a un basamento de rocas ígneas y sedimentarias (marinas y continentales) de edad Meso-Cenozoica e intrusiones Mio-Pliocenas (e.g. Charrier et al., 2002; Farías, 2007).
- ii. El control espacial de calderas y estratovolcanes estaría determinado por estructuras NW-SE y NE-SW (Stern et al., 2007) (Figura II-1). Estas estructuras tienen su desarrollo a lo largo de la faja plegada y corrida de Malargue (FPCM), la cual tiene un comportamiento predominante en esta zona de piel gruesa, caracterizado por una serie de bloques de basamento que limitan zonas internas de deformación de piel delgada (Ploszkiewicz 1988, Manceda y Figueroa 1995, Nocioni 1995, Dimieri 1997, Zapata et al. 1999, Rojas y Radic 2002, Silvestro y Kraemer 2005, Giampaoli et al 2002, 2005, Dicarlo y Cristallini 2007). El mecanismo de deformación ha sido

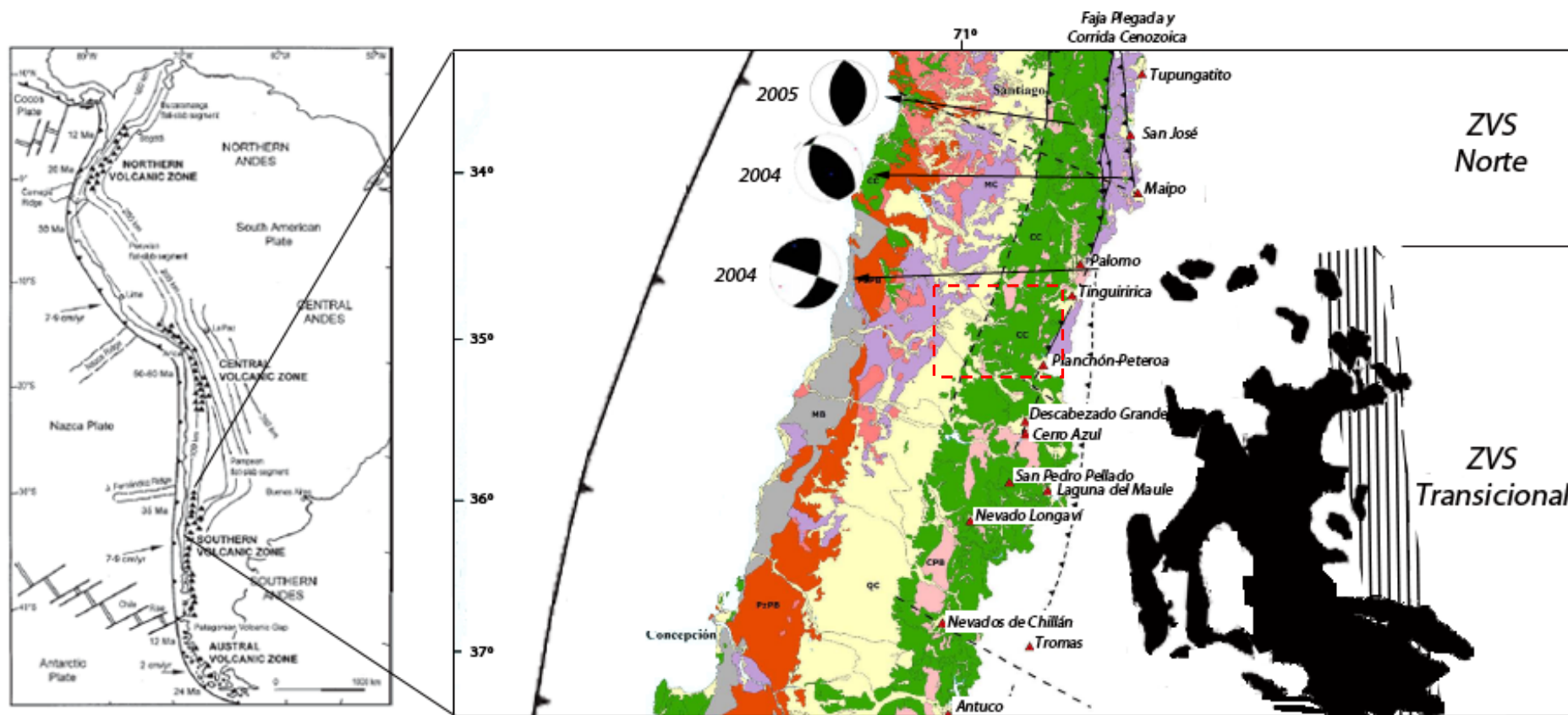
interpretado como el desarrollo de corrimientos de bajo ángulo e inversión de fallas normales de alto ángulo. Las primeras serían estructuras relativamente más jóvenes de orientación NS a NNE, mientras que las segundas, corresponderían a estructuras formadas durante la extensión mesozoica e invertidas durante la compresión cenozoica con una orientación NNO a NO (Giambiagi et al., 2009). El acortamiento disminuye gradualmente de norte a sur desde un 25% (25 km) a los 35°30'S de latitud, hasta un 12% (10 km) a los 36°17'S (Giambiagi et al., 2009), lo que coincide con la disminución de la elevación de la Cordillera Principal. La edad de la FPCM ha sido acotada mediante depósitos sinorogénicos de edad terciaria. La edad más antigua encontrada para la deformación es de 15,8 Ma al SW de la ciudad de Malargue, mientras que la más joven es de 1 Ma al este de la misma ciudad. Esto evidencia que la deformación de la FPCM en este sector se puede acotar a una edad Mioceno Superior—Plioceno, con una propagación del frente de deformación hacia el antepaís durante el Pleistoceno-Holoceno (Silvestro et al. 2005). Así, los estratovolcanes se construyen sobre fallas inversas paralelas al margen, que se desarrollan dentro de las unidades Mesozoicas o en el contacto Meso-Cenozoico (Cembrano, 2009).

- iii. La cinemática actual en la Cordillera Principal está dominada por un tensor de movimiento de rumbo dextral a inversa, según el registro de los sismos someros en la corteza que de los últimos 30 años (e.g. Chinn y Isacks, 1983) (Figura II-1).
- iv. Los centros volcánicos muestran una gran variedad de composiciones que varían desde basaltos toleíticos a riolitas ricas en K. Las lavas de composición andesítica son las más comunes, pero existe un aumento en la proporción de basaltos hacia el sur, siendo esta composición la que domina en las rocas más antiguas (Cembrano et al., 2009). Grandes volúmenes de riolitas fueron eruptadas desde la caldera Calabozos, donde los datos isotópicos indican que la generación de éstas involucra una significativa contribución de fusión parcial cortical (Hildreth et al., 1984; Grunder, 1987). Los basaltos alcalinos aparecen en un contexto geotectónico de trasarco

generando volcanes de escoria como el Llanquanelo ubicado en Argentina (Risso et al., 2008).

- v. La corteza continental disminuye su espesor cortical desde 55 a 65 km (33°S), a espesores de 35 a 40 km a los 37°S, y a espesores de 30 a 35 km al sur de esta latitud (Hildreth & Moorbath, 1988). Hickey et al. (1986), Tormey et al. (1991) y Stern (1991) infieren que la variación sistemática en los basaltos de la ZVS de sur a norte, indican un aumento de la presión en la cristalización fraccionada, lo cual coincide con el incremento del espesor cortical, y a diferencias en los componentes derivados de la cuña astenosférica y de la placa subducida.

De los rasgos geológicos mencionados anteriormente es claro que existe una estrecha relación entre la tectónica y volcanismo en el área de estudio. El primer orden de esta relación es la creación de espacio para los magmas a través de estructuras (como consecuencia de la tectónica), donde se emplaza y/o transporta el magma; y a su vez, el calor y la sobrepresión magmática debilita la roca, favoreciendo la propagación de las estructuras (Cembrano et al., 2009). Basado en lo anterior, Cembrano et al. (2009) plantea que debido a que la cubierta Meso-Cenozoica se encuentra sometida a una compresión de intraarco (σ_3 vertical; con un espesor cortical estimado entre 35-40 km) y, suponiendo periodos de baja presión de fluidos, el magma se encontraría formando reservorios horizontales con tiempos de residencia suficiente para la cristalización fraccionada y la consecuente diferenciación magmática (Figura II-2). Una vez que la presión de fluido se incrementa hasta valores cercanos a la presión litoestática, debido a la cristalización fraccionada de minerales anhidros, las fallas inversas preexistentes o recientemente creadas conectan las cámaras magmáticas horizontales con niveles horizontales más someros, generando niveles de estancamiento de magmas cada vez más diferenciados. A su vez, la deformación dextral de la corteza superior (Figura II-1) generaría grietas tensionales de rumbo NE que se ven reflejadas en fallas de alto ángulo que marcan contactos regionales entre las secuencias Meso-Cenozoica, siendo estas los conductos para el ascenso de los magmas, explicando la distribución espacial de los CVPP y CVDGQA (Cembrano et al., 2009).



Leyenda

QC Cubierta Cuaternaria	CPE Basamento plutónico Cenozoico	GL Glaciar	L Limite este del arco volcánico Cenozoico
CC Cubierta Cenozoica	CPE Basamento plutónico Mesozoico	V Volcán	L Lavas Cuaternarias
MC Cubierta Mesozoica	CPE Basamento plutónico Paleozoico	FM Falla Mapeada	
	MB Basamento Metamórfico	FI Falla Inferida	

Figura II-1: Marco geológico regional en el cual se indica área de estudio en cuadrado rojo. Compilado de Stern (2007) y Cembrano et al. (2009) .

Este modelo magmático y estructural favorecería la ocurrencia sistemas geotermales debido a la ocurrencia de cámaras magmáticas someras (<10 km) como fuente de calor de estos sistemas (Gupta y Roy, 2007).

II.3 Marco geológico y tectónico de los Complejos Volcánicos Planchón-Peteroa y Descabezado Grande-Quizapu-Azul.

II.3.1 Centros eruptivos

II.3.1.1 Planchón-Peteroa (CVPP)

El CVPP comprende un conjunto de tres estratovolcanes (Azufre-Planchón-Peteroa) cuya edad se estima en menos de 550 miles de años (Hildreth et al., 1984).

El Volcán Azufre es el volcán más antiguo y el más grande del complejo; este estratovolcán consiste en 30 km³ de lavas de composición bimodal basalto-andesítico a dacítico, lahares y unidades piroclásticas (Tormey et al., 1995). Las lavas basálticas-andesíticas poseen fenocristales de olivino, plagioclasa, óxidos y augita. La plagioclasa constituye un 60-80% del total de fenocristales, donde la mayor parte de ellas es consistente con una cristalización de un fundido calcoalcalino y toleítico a 1 atm de presión. Los cristales de plagioclasa son euhedrales a subhedrales, y su diámetro varía en 0,5 a 5 mm. En ellos ocurre zonación normal en rangos An₈₆ a An₅₆. Los fenocristales de olivino son euhedrales a subhedrales donde el diámetro varía de 0,5 a 3 mm. Presentan zonación normal en rangos de Fo₈₅ a Fo₅₆. Alguno de estos cristales presentan embayamientos sugiriendo una reequilibrio con el fundido posterior a su formación (Tormey et al., 1995).

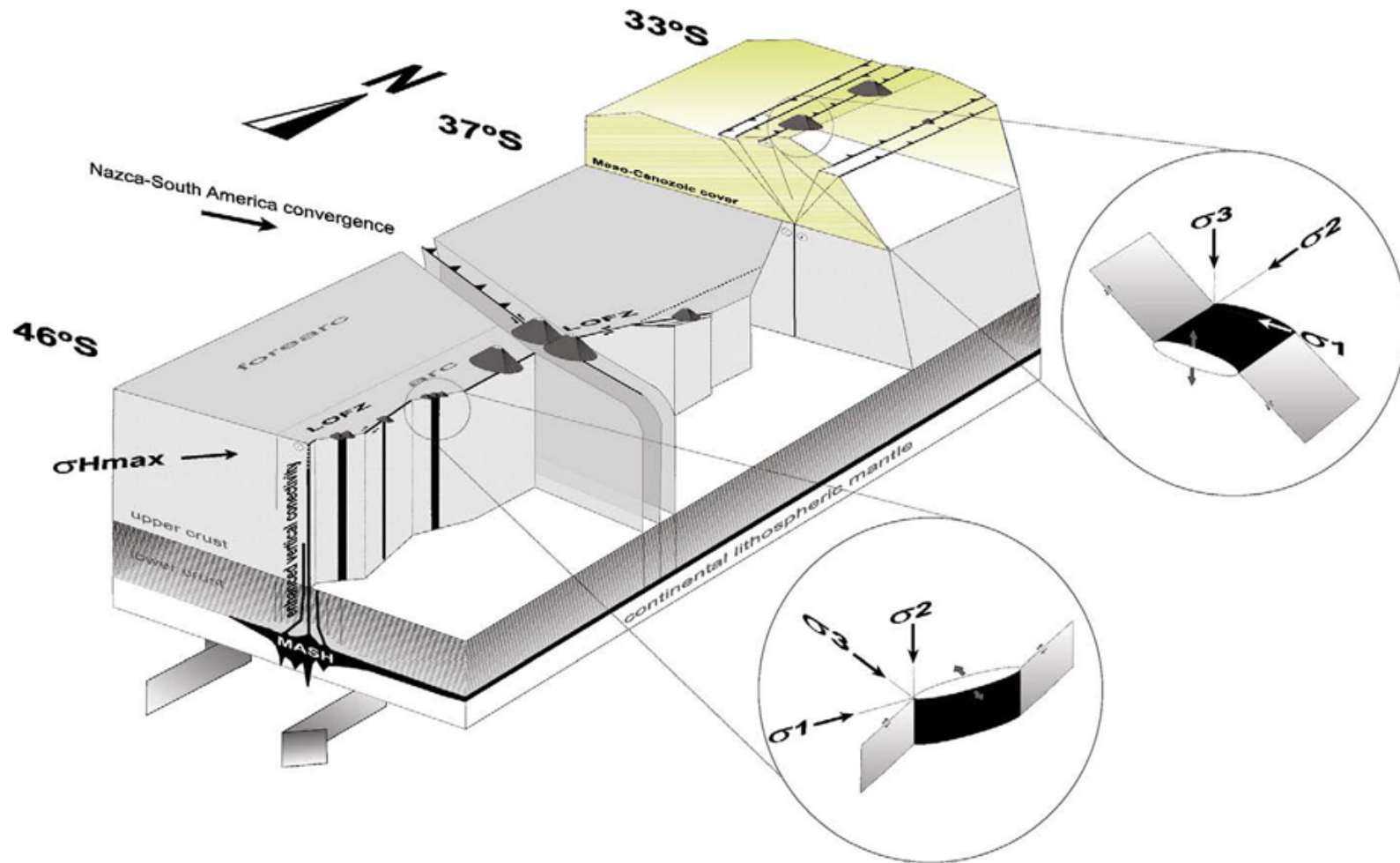


Figura II-2: Imagen de los factores que controlan el volcanismo en la ZVS. Entre los 33°-34°30'S existe una compresión este-oeste caracterizada por la sismicidad actual y los magmas que ascienden a través de reservorios horizontales conectados por fallas inversas antiguas y activas. Los volcanes en la zona de estudio (34°30'-36°S) se encuentran sobre fallas inversas antiguas y/o fallas de basamento con un rumbo N-NO que se conectan con grietas de tensión con rumbo N-NE, que servirían de canales para el ascenso de magmas. Por último al sur de los 37°S, los estratovolcanes están asociados tanto a grietas de tensión N-NE o estructuras del basamento N-NO sobre la LOFZ (Cembrano et al., 2009).

La coprecipitación de olivino y magnetita condiciones relativamente oxidadas (cerca al buffer níquel-óxido). Por otro lado las dacitas contienen cristales de augita, piroxenos bajos en calcio, plagioclasas, magnetita, ilmenita y apatito dentro de una masa fundamental vítrea a criptocristalina. Las temperaturas de equilibrio estimadas para la coexistencia de piroxenos bajos en calcio y augita varían entre 1000° y 1100°C según el método de Lindsley (1983), mientras que la coexistencia de magnetita e ilmenita arrojan temperaturas de 1000°C y fugacidades de oxígeno cercanas a 10^{-9} (entre los buffer de níquel-óxido de níquel y cuarzo-fayalita-magnetita) según el método de Spencer & Lindsley (1981).

Volcán Planchón es el volcán basáltico más al norte de la ZVS, este se encuentra 6 km al norte del volcán Azufre y comprende 25 km³ de basaltos y basalto-andesita toleíticos a calco-alcalinos (Tormey et al., 1995). Aproximadamente hace 9000 años un sector del volcán Planchón colapsó formando una avalancha que viajó por la ladera oeste del volcán a 75 km río abajo, terminando en la depresión central. Un nuevo edificio creció en la parte no colapsada, Planchón II, que comprende un volumen de 5 km³ de basaltos y basalto-andesitas muy similares a las del Planchón, pero están asociadas a mayores cantidades de depósitos piroclásticos (Tormey et al., 1995; Naranjo, 2002). La mineralogía de los basaltos y basalto-andesita es muy similar a la de las rocas del Volcán Azufre (Tormey et al., 1995).

Volcán Peteroa es el volcán más joven del complejo y el único que ha presentado actividad reciente (Tormey et al., 1995). Este volcán comprende <1 km³ de lavas y unidades piroclásticas calco-alcalinas de composición andesítica, a diferencia del Azufre y Planchón. Dentro de las unidades piroclásticas, las tobas de composición riódacíticas de edad holocena son las más diferenciadas de todo el complejo (Tormey et al., 1995).

Las lavas andesíticas y dacíticas del volcán Peteroa formadas por mezcla de magma, indican que el sistema volcánico ha evolucionado en los últimos 500.000 años desde un volcanismo bimodal basalto-dacítico (Azufre) y basaltos (Planchón) a una mezcla andesítica (Peteroa) (Tormey et al., 1995).

Dos tipos de contaminación cortical son evidenciadas para el sistema Planchón-Azufre, mediante elementos trazas e isótopos (Tormey et al., 1995). El volcán Planchón presenta evidencias de asimilación de corteza profunda (fusión parcial de

granulitas) debido al aumento en la razón La/Yb pero sin efectos en la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Mientras que el volcán Azufre muestra evidencia de asimilación de corteza somera (calizas Mesozoicas y lavas Terciarias) debido al incremento en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $\delta^{18}\text{O}$. Una característica común en estos dos procesos es la abundancia de elementos como Rb, Cs y Th (Tormey et al., 1995).

Los factores físicos que controlan las variaciones composicionales en este complejo volcánico son (Tormey et al., 1995): (1) Grosor cortical, que interviene en la cristalización fraccionada y en la asimilación cortical. (2) Tasa de inyección magmática, que es baja en el volcán Azufre permitiendo el desarrollo de volcanismo bimodal (basalto-dacitas); alta en el volcán Peteroa permitiendo el desarrollo de andesitas con evidencias de mezcla. (3) Temperatura cortical.

II.3.1.2 Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul (CVDGQA)

El CVDGQA consiste en 15 centros eruptivos, clasificables de la siguiente manera (Hildreth & Drake, 1992; Figura II-3): (a) Cinco volcanes monogenéticos máficos, de edad Holocena a lo largo del SW de la zona. (b) Siete flujos de lava riódacíticas al norte de la base del Descabezado Grande, de edad Pleistocena a Holocena. (c) Un grupo de volcanes de escoria conocidos como el clúster del Descabezado Chico, de edad Pleistocenas. (d) Los principales centros eruptivos de la zona son el Descabezado Grande, Quizapu y Cerro azul. Estos centros eruptivos se encuentran sobre un plató de lavas de una etapa temprana de la construcción de estos estratovolcanes, llamado el escudo Casitas (Wulff, 2005).

Los volcanes Cerro Azul y Descabezado Grande son estratovolcanes adyacentes (distanciados por 7 Km) con una altitud de 3788 y 3953 m, respectivamente, y una edad Holocena temprana a Pleistocena tardía (Hildreth & Drake, 1992). El volcán Descabezado Grande tiene un diámetro basal de 11 km, un volumen de 30 km^3 y un cráter de diámetro 1.4 km. Sus lavas varían composicionalmente entre andesitas y riódacitas. Por otra parte el volcán Cerro Azul posee un volumen de 11 km^3 y un cráter asimétrico de 500 m de ancho. Este se compone de flujos piroclásticos aglutinados y lavas con una composición variable entre 51-63% de SiO_2 (Hildreth & Drake, 1992).

El volcán Quizapu, ubicado entre los volcanes Descabezado Grande y Cerro Azul, en el flanco norte de este último, es uno de los volcanes de tipo pliniano más altos del mundo, donde la altitud del anillo del cráter varía entre 3080-3230 m (Hildreth & Drake, 1992). Este es el único volcán del complejo volcánico que ha presentado actividad en los últimos 100 años, habiendo tenido 2 erupciones (Hildreth & Drake, 1992). En 1846 se produjo la primera erupción con las siguientes características (Hildreth & Drake, 1992): (1) Erupción efusiva que emite 5 km³ de lava. (2) Composición de la lava dacítica. (3) Esta erupción da origen al cráter de este volcán. Posterior a este evento, entre 1907 y 1932, el volcán siguió con un actividad del tipo freática a estromboliana, que culmina el 10-11 de Abril de 1932 en su segunda erupción con las siguientes características (Hildreth & Drake, 1992): (1) Erupción pliniana que emite 4-5 km³. (2) Composición de la lava dacítica. Ambas erupciones tienen concentraciones similares de SiO₂ y de elementos incompatibles, lo que sugiere que los magmas provienen de la misma cámara magmática (Hildreth & Drake, 1992).

Las lavas dacíticas en ambas erupciones contienen 15-19% de fenocristales y tienen una relación similar en la abundancia de plagioclasa > opx ≈ hornblenda > titanomagnetita > ilmenita ≈ cpx > apatito (es importante notar la ausencia de cuarzo) (Hildreth & Drake, 1992).

Debido a la estabilidad de la ilmenita y titanomagnetita, y la partición de Mg/Mn dentro de esas fases minerales, el rango estimado de temperatura para la cámara magmática varía entre 817°-870°C (Hildreth & Drake, 1992). Por otro lado la estabilidad de la anfíbola bajo los rangos de temperatura anteriores, estiman la profundidad mínima de la cámara magmática en 4 km (Hildreth & Drake, 1992).

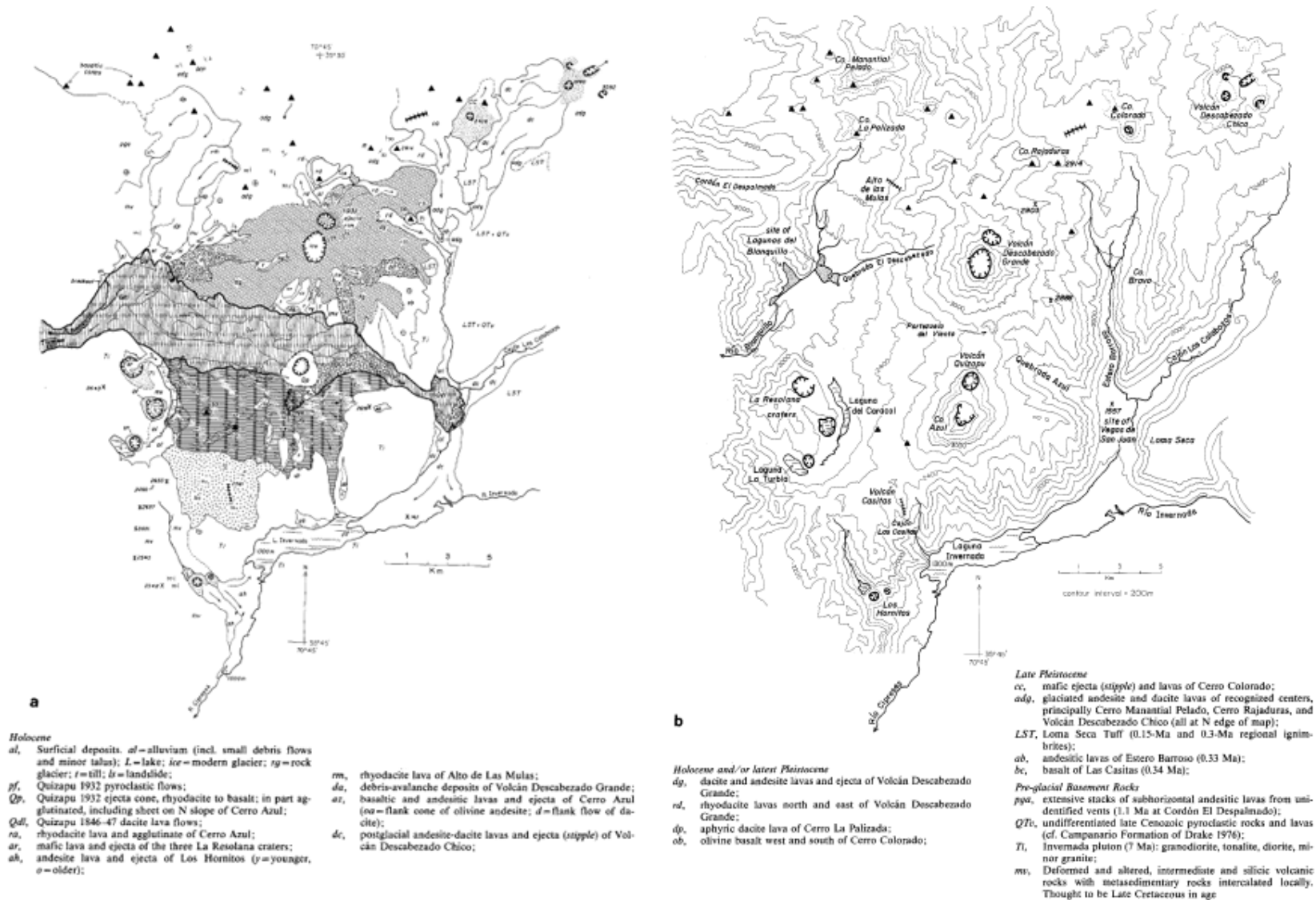


Figura II-3: Mapa geológico del CVDGQA (Hildreth & Drake, 1992). Los flujos de lava de la erupción de 1846-47 fluyen tanto para el este como para el oeste desde el cráter. Decenas de metros de la pome de la erupción de 1932 cubren la mayoría del mapa. Elevación en metros.

II.3.1.3 Complejo de Caldera Calabozos (CCC)

El CCC es un centro volcánico de edad Pleistocena que se encuentra a 25 km al NE del CVDGQA a 2600 m.s.n.m. (Figura II-4; Hildreth et al., 1984; Grunder, 1987; Grunder y Mahood, 1988). Las rocas del CCC varían en composición desde basalto-andesita a riocacitas calco-alcalinas de alto K (Hildreth et al., 1984). Más de 1000 km³ de magma dacíticos a riocacíticos han sido eruptados en 3 capas de flujo de ceniza correspondientes a la unidad Loma Seca (Figura II-4; Hildreth et al., 1984). Las capas representan 3 eventos eruptivos del complejo cuyas edades y volúmenes son: Unidad L (0,8 Ma y 500 km³), Unidad V (0,3 y 350 km³), y Unidad S (0,15 Ma y 200 km³), representando más del 95% del volumen eruptado del CCC (Hildreth et al., 1984; Grunder, 1987). Tanto el volumen como el tiempo de reposo decrecen con las erupciones sucesivas de la toba de Loma Seca (Hildreth et al., 1984). La unidad L no posee zonación composicional respecto a su posición estratigráfica, en cambio las unidades V y S se encuentran composicionalmente sonadas desde riocacitas en la base, a dacitas en el techo (Hildreth et al., 1984). El contenido de cristales varía de unidad en unidad, siendo de 2-7% en la unidad L, 2-25% en la unidad V y 5-25% en la unidad S, generalmente aumentando su contenido a medida que disminuye el %SiO₂ (Hildreth et al., 1984).

La mineralogía de la Toba de Loma Seca es (Hildreth et al., 1984; Grunder y Mahood, 1988): (1) plagioclasa, donde los fenocristales varían en tamaño entre 0.2 y 1.5 mm, pero se pueden encontrar tamaños de 1.5 cm en los techos de las unidades V y S. (2) Pequeños cristales de clinopiroxeno, (2) ortopiroxeno, (3) titanomagnetita, y (4) ilmenita. La composición de los fenocristales varía sistemáticamente en función de la composición total en las unidades V y S (Grunder y Mahood, 1988). Ortopiroxeno excede a clinopiroxeno en las partes con mayor %SiO₂ excepto cuando la biotita está presente (Grunder y Mahood, 1988). La anfíbola ocurre en las partes superiores de estas unidades (Grunder y Mahood, 1988). Apatito es un mineral accesorio común en todas las unidades (Grunder y Mahood, 1988). Feldespato alcalino está ausente en todas las unidades; cuarzo solo ocurre en la base de la unidad V (Grunder y Mahood, 1988).

Dada la mineralogía y su respectiva composición, es posible estimar las variables intensivas del CCC. La composición de los piroxenos encontrados en la Toba de

Loma Seca las temperaturas estimadas de la cámara magmática del CCC según el diagrama de Lindsay varía entre 800-1000°C (Grunder y Mahood, 1988). Por otra parte la temperatura estimada según coexistencia de Ilmenita y Titanomagnetita, varían entre 800- 1000°C (Grunder et al., 1987). La presión de la cámara magmática del CCC se estima mediante la reacción de equilibrio entre ortopiroxeno, titanomagnetita y cuarzo, cuyo resultado es un rango amplio entre 0 y 200 MPa (Grunder y Mahood, 1988). A pesar del amplio rango estimado y el error asociado al uso de este geobarómetro, las presiones calculadas indican que la cámara magmática del CCC reside a profundidades muy someras dentro de la corteza continental (Grunder et al., 1987).

Dado los datos expuestos Grunder y Mahood (1988) construyen el modelo eruptivo para el CCC, en donde se plantea un reservorio magmático que antes de cada erupción estuvo sonado en: elementos mayores y trazas, mineralogía, composición mineralógica y contenido volátil; la parte superior del reservorio se caracterizó por una magma riodacítico pobre en cristales (plagioclasa > clinopiroxeno > magnetita > ortopiroxeno > ilmenita > apatito > biotita), con contenidos de aguas >4% wt., temperaturas de 800°C y una presión de 200 MPa. Este magma grada en profundidad a composiciones más dacíticas con un mayor contenido de cristales (la misma asociación mineralógica, pero sin biotita y localmente con anfíbolos) con un contenido de aguas <3% wt., y una temperatura entre 900-950°C. Los magmas riodacíticos provienen de las dacitas por cristalización fraccionada. Debido a los bajos valores de $\delta^{18}\text{O}$ del CCC, en comparación con rocas volcánicas Cenozoicas de la misma composición (0.5-1.4‰ << 5.7-6.7‰), el modelo de cristalización fraccionada no puede ser utilizado por sí solo. Por ello el modelo acopla a la cristalización fraccionada, la asimilación de corteza continental con un empobrecimiento de $\delta^{18}\text{O}$, donde este empobrecimiento de la corteza se explica por e intercambio isotópico de la roca con aguas termales.

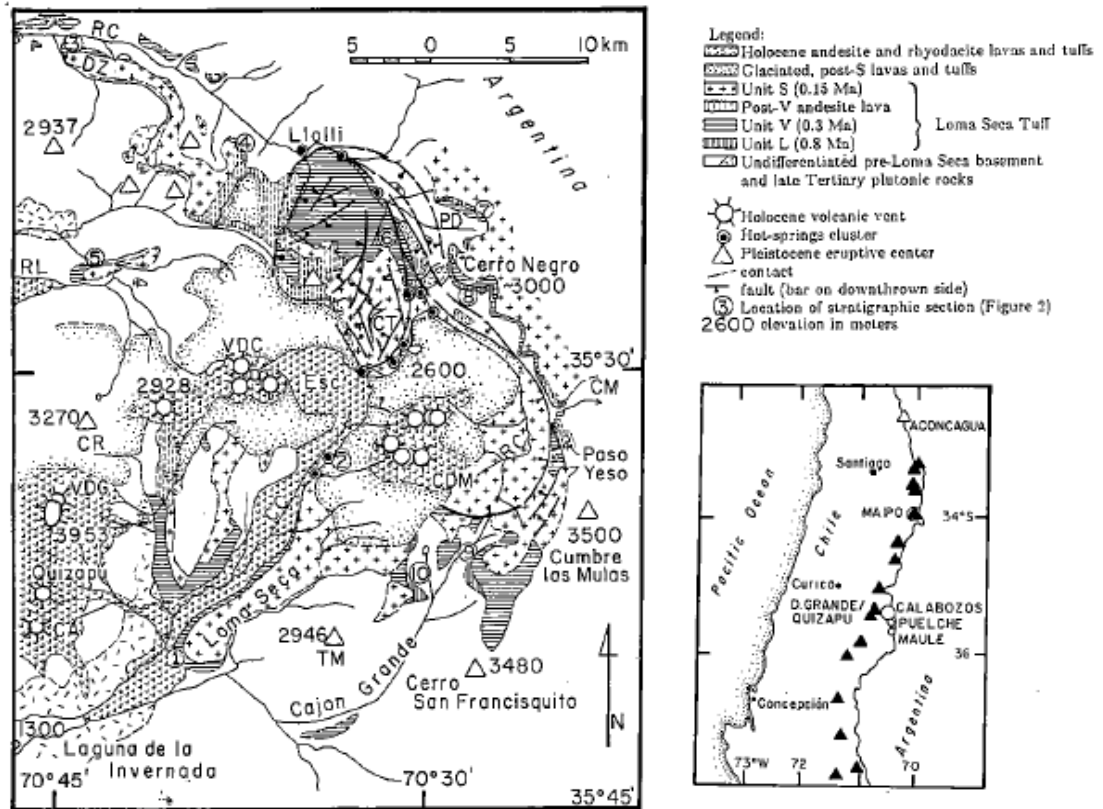


Figura II-4: Mapa geológico simplificado del CCC (Grunder y Mahood, 1988). C Calabozos=Cajón Calabozos; VDG=Volcán Descabezado Grande; VDC=Volcán Descabezado Chico; CA=Cerro Azul; Q=Quizapu; DZ=Cuesta Durazno; DCM=Cerro del Medio; RC=Río Colorado. Elevación en metros.

II.3.2 Basamento

Como ya se había mencionado, el zona de estudio se ubica en la Cordillera Principal, la cual se encuentra formada por las rocas Cenozoicas de las Formaciones Abanico y Farellones, y por las rocas más antiguas del sector, de edad Mesozoica, correspondiente a secuencias sedimentarias marinas-continentales fuertemente deformadas. Las primeras afloran tanto en la franja occidental como en la oriental de la Cordillera Principal, mientras que las segundas se encuentran en la vertiente oriental de la misma, dispuestas en una orientación preferencial N-S a NNE-SSW (González y Vergara, 1961; Servicio Minero Argentino 1997; Godoy et al. 1999; Charrier et al., 2002; Giambiagi et al., 2003a; SERNAGEOMIN 2003; Silvestro et al., 2005; Fock et al., 2006; Giambiagi et al., 2009).

Las rocas Mesozoicas fueron acumuladas durante el Triásico Superior-Cretácico inferior en el borde occidental de la Cuenca de Neuquén, una cuenca que espacialmente se desarrolla entre 32°-40°S y su evolución temporal ha sido considerada en tres etapas (Franzese et al., 2006). La primera, desarrollada durante el Triásico superior-Jurásico inferior, se caracteriza por la ausencia de subducción en el margen occidental de Gondwana y la presencia de grandes sistemas de fallas transcurrentes formando una tectónica extensional dentro de la cuenca, donde se depositan rocas volcanoclásticas y sedimentos continentales (Franzese et al., 2006). La segunda, desarrollada durante el Jurásico inferior-Cretácico inferior, se caracteriza por el reinicio de la subducción en el borde occidental de Gondwana junto con un régimen extensional en el trasarco, en donde se ubica la cuenca de Neuquén (Franzese et al., 2003). Es en esta etapa donde se depositan las extensas sucesiones marinas y continentales, que representan diferentes ciclos de transgresión-regresión (Howell et al., 2005). La tercera etapa, desarrollada desde el Cretácico tardío, se caracteriza por un cambio en la geometría de subducción provocando un cambio en el régimen compresivo de la cuenca, causando una inversión en las estructuras extensionales; dando origen a la faja plegada y corrida de Malargue (FPCM) (Vergani et al., 1995) y a la acumulación de depósitos sintectónicos de antepaís en territorio argentino.

Las secuencias Mesozoicas se encuentran en contacto con secuencias volcánicas y volcanosedimentarias Terciarias (Formación Abanico) hacia el oeste. Esta última se habrían depositados en una cuenca extensional continental desarrollada durante el Oligoceno-Mioceno Temprano, la cual habría sufrido un proceso de inversión tectónica durante el Mioceno (e.g. Godoy y Lara, 1994; Zapata, 1995; Wyss et al., 1996; Godoy et al., 1999; Charrier et al., 2002,2005; Fock et al., 2006).

El contacto entre las secuencias Mesozoicas y Cenozoicas ha sido interpretado como un sistemas de fallas normales en el borde de la cuenca de Abanico que ha sufrido algún grado de inversión (e.g. Charrier et al., 2002,2005; Fock et al., 2006; Farías et al., 2010).

II.3.2.1 Estratigrafía

La estratigrafía utilizada en este trabajo se basa principalmente en la revisión de Tapia (2010), que a su vez es una modificación que considera antecedentes de diferentes trabajos (e.g. González y Vergara, 1961; Drake, 1974, 1982a, 1982b; Vergara, 1983; Hildreth et al., 1984; Grunder et al., 1987; Naranjo et al. 1999; Naranjo y Haller, 2002) y datos recopilados en su propio trabajo.

II.3.2.1.1 Grupo Cuyo (Groeber, 1946)

El Grupo Cuyo incluye de base a techo a las formaciones Sierra de Chacaicó, Chanchil, Los Molles, Lajas, Challacó y Tábanos que representan en su conjunto 3 litofacies distintivas como:

- Lutitas negras, fangolitas negras o grises con intercalaciones de areniscas densas en bancos delgados y calizas arcillosas grises organógeas. Son portadoras de amonites, pelcípodos foraníferos, ostrácodos y ocasionalmente restos vegetales.
- Areniscas grises de grano fino a grueso, en partes conglomerádicas finas, con cemento calcáreo y estratificación gruesa alternantes con fangolitas verdes y lutitas grises. El contenido fosilífero corresponde a lentes de coquina en areniscas, polen y hojas en lutitas.
- Areniscas conglomerádicas, fangolitas rojas y evaporitas que constituyen la culminación del Grupo.

En la zona de estudio estas rocas no afloran, pero sería las rocas sedimentarias más profundas de la serie estratigráfica.

La sedimentación de esta unidad abarca en conjunto una etapa de pronunciada subsidencia en la que se depositaron sedimentitas detríticas con espesores máximos cercanos a los 2.500 metros en ambiente marino y continental. Sobre la base de dataciones paleontológicas se le atribuye una edad comprendida entre el Liásico medio a superior y el Dogger superior (Pliensbachiano a Calloviano).

II.3.2.1.2 Formación Lotena (Groeber, 1946)

La Formación Lotena pertenece al Grupo Lotena, compuesto además por las Formaciones La Manga y Auquilco. Esta sobreyace al Grupo Cuyo por discordancia. Esta unidad constituye en conjunto una nueva etapa de transgresión y regresión, y no aflora en la zona de estudio.

Litológicamente se inicia con depósitos litorales que gradan a acumulaciones marinas de baja energía de conglomerados, areniscas y pelitas. Luego se depositaron calizas, brechas calcáreas y areniscas correspondientes a sedimentación marina con circulación abierta de mediana a baja energía y desarrollo de crecimientos organógenos. La secuencia culmina con estratos de yeso con intercalaciones de limolitas que se formaron por sedimentación evaporítica en aguas someras con influencia continental.

II.3.2.1.3 Formación Valle Grande (González y Vergara, 1961)

La Formación Valle Grande está constituida por rocas sedimentarias clásticas marinas fosilíferas. En el área de estudio aflora en una franja con rumbo N-S. Esta formación fue definida por González y Vergara (1961) en la localidad homónima, siendo agrupada en dos miembros, inferior y superior. El miembro inferior está constituido por un conjunto de areniscas multicolores, conglomerados y calizas fosilíferas. El miembro superior consta de gruesos mantos de yeso con algunas intercalaciones de calizas. El contenido fósil encontrado en González y Vergara (1961) y Tapia (2010) se basa en ammonoideos como: *Sonninia* aff. *sowerbyi* Miller, *Harpoceras* aff. *lythense* von Buch, *Sphaeroceras rotundus* Tornquist. Estas especies indicarían una edad correspondiente al Caloviano.

El miembro superior es correlacionable con la Formación Auquilco, llamada también "Yeso Principal" (Legarreta y Uliana, 1999; Charrier et al. 2007; González y Vergara, 1962). Por lo que la edad de la Formación Valle Grande se acota a Caloviano- Oxfordiano.

Dada su edad y litología la Formación Valle Grande se correlaciona con la Formación Río Colina, en las zonas cercanas a Santiago y definida por González (1963). La base de la formación en el área de estudio (Tapia, 2010), y el techo corresponde al contacto concordante con la Formación Vega Negra.

II.3.2.1.4 Formación Vega Negra (González y Vergara, 1961)

Corresponde a una potente secuencia continental constituida por conglomerados y brechas conglomerádicas gruesas a medianas, con intercalaciones de areniscas y limolitas de tonalidades rojizas. Estas últimas presentan algunas estructuras sedimentarias como grietas de desecación, impresiones de gotas de lluvia, clastos imbricados y estratificación cruzada. Esta formación fue definida por González y Vergara (1961) en la localidad homónima. La formación Vega Negra se dispone en una franja N-S, sobreyaciendo a la Formación Valle Grande y subyaciendo a la Unidad Debia. Dada estas relaciones de contacto es posible correlacionar esta unidad con la Formación Río Damas definida por Klohn (1960) cuya edad es Oxfordiano superior-Titoniano inferior.

II.3.2.1.5 Unidad Debia (Tapia, 2010)

En la cabecera del Estero Debia, cercano a la frontera con Argentina, aflora una secuencia que presenta estratificación fina en bancos de 30 a 50 cm de espesor compuesta de areniscas calcáreas, calizas, lutitas calcáreas de color negro y areniscas gruesas, en la parte superior de la misma. La secuencia sedimentaria tiene un espesor observable de 300 m y subyace concordantemente rocas sedimentarias rojas pertenecientes a la Formación Vega Negra.

Por su ubicación estratigráfica y litología, es probable que esta unidad sea correlacionable con los depósitos marinos del Titoniano-Hauteriviano de la Formación Baños del Flaco (Davidson, 1971; Charrier et al., 1996, Piquer et al., 2010), descritos más al norte entre los valles de los ríos Teno y Tinguiririca, y con el

Grupo Mendoza en Argentina (Charrier et al., 2008). De hecho unos pocos kilómetros al oeste, en el sector de los arroyos Montañez y El Fierro, afloran rocas pertenecientes al Grupo Mendoza (Hoja de Malargue y Koslowsky, 1993).

II.3.2.1.6 Formación Abanico (Aguirre, 1960)

Corresponde principalmente a rocas volcánicas y volcanoclásticas, con menor cantidad de lutitas, areniscas finas y calizas en su base. Esta secuencia fue dividida en tres unidades de acuerdo con sus características litológicas, las cuales se describen a continuación.

Unidad El Afligido (U1). Corresponde a una serie de estratos delgados que afloran en las cercanías de la Cuesta El Afligido, ubicadas en la ladera norte del valle del río Colorado. Su litología consta de fangolitas con laminación milimétrica, lutitas negras, areniscas finas de color rojo y verde. El espesor de esta unidad es de 175 m. La base es desconocida y se encuentra en contacto por falla con rocas de la Formación Río Damas.

Unidad El Guanaco (U2). Corresponde a brechas y areniscas brechosas rojas y grises, con clastos de 5 a 20 cm de composición principalmente andesítica con intercalaciones de tobas de color rojizo. En su base, en el contacto con la Unidad El Afligido, afloran areniscas gruesas de color rojo. La mejor exposición de esta unidad es frente al Estero El Guanaco, en la ladera norte del valle del río Colorado y su espesor es de 1100 m. Esta unidad se encuentra concordante sobre la Unidad El Afligido y bajo la Unidad Los Lunes.

Unidad Los Lunes (U3). Esta unidad aflora en las cercanías del Estero Los Lunes, frente al Puente Las Yeguas. Consta principalmente de tobas de lapilli y cristalinas de color morado rojizo. El espesor de esta unidad es de 775 m. El techo de esta unidad es desconocida ya que se extiende más allá del área de estudio.

Todas las unidades descritas anteriormente se disponen discordantemente bajo rocas volcánicas Pliocenas-Pleistocenas en la parte superior de los cerros que conforman el valle del río Colorado.

La Formación Abanico fue definida por Aguirre (1960) en la zona de Santiago-Aconcagua (33°S). Luego, Klohn (1960) llamó Formación Coya-Machali a las rocas aflorantes entre los 34°S-36°S, equivalentes a la Formación Abanico. Posteriormente González y Vergara (1962) la reconocieron entre los 35°S-38°S llamándola Cura-Mallín. En el presente trabajo se hará referencia a esta unidad como Formación Abanico.

II.3.2.1.7 Estratos del Colorado (Tapia, 2010)

Con el nombre de Estratos del Colorado se designará un conjunto de rocas sedimentarias continentales, y que Hildreth (1984) agrupó dentro de la Unidad S, perteneciente a la Formación Loma Seca definidas por Tapia (2010). Se desarrollan en una franja más o menos continua con orientación NNW.

Esta unidad está principalmente conformada por areniscas de color marrón amarillento con estratificación cruzada y en artesa muy bien conservadas, con estratos de 0.1 a 0.5 m. Intercalada entre las areniscas, aflora una brecha sedimentaria, polimíctica, matriz-soportada. Su matriz es de color rojo y los clastos son de composición volcánica, intrusiva, y de areniscas calcáreas. Lentes de limos de color morado aparecen en la parte superior de la unidad. El máximo espesor observado es 500 m.

La edad de esta secuencia sedimentaria es difícil estimar ya que no presenta niveles apropiados para dataciones radiométricas. Al encontrarse bajo la Formación Cola de Zorro se puede acotar una edad mínima Plioceno, pero no se puede delimitar muy bien una edad máxima, siendo presumiblemente post Mioceno Inferior dada su conservación e incipiente alteración, en contraste con la alta alteración que presenta la Formación Abanico.

II.3.2.1.8 Formación Cola de Zorro (González y Vergara, 1962)

Se denomina Formación Cola de Zorro al conjunto de rocas volcánicas andesíticas-basálticas, que se caracterizan por ser una secuencia bien estratificada con gran extensión areal y una disposición horizontal sobre rocas más antiguas deformadas (González y Vergara, 1962).

Las relaciones de contacto observadas en terreno muestran que la edad máxima de la Formación Cola de Zorro sería post-Mioceno inferior, al encontrarse bajo rocas deformadas de la Formación Abanico, y una edad mínima pre-Pleistoceno al ubicarse bajo las rocas volcánicas de los CVPP, CVDGQA y la Formación Loma Seca. Lo anterior es consistente con la edad Plioceno (Vergara, 1978) que se le asigna a esta formación.

II.3.3 Sistema hidrotermal

En la zona de estudio se han desarrollado dos trabajos en relación al sistema hidrotermal (Thompson et al., 1983; Grunder et al., 1987). En ambos se relacionan las manifestaciones termales (manantiales calientes y fumarolas) a fallas asociadas al colapso y resurgencia del CCC (Figura II-4 y Figura II-6a), pudiendo diferenciarse dos grupos de muestras: (1) Las termas del Colorado, que yacen a lo largo de la traza del actual arco, y (2) las termas del Puesto Calabozos que yacen en los márgenes del CCC.

La edad del sistema hidrotermal se encuentra constreñida por diversas evidencias indirectas (Grunder et al., 1987) que sugieren que la edad del sistema es tan antigua como la unidad V de Loma Seca. Esto se debe a que parte de la unidad V presenta alteración argílica avanzada, donde esta alteración debió transcurrir inmediatamente posterior a la erupción de esta unidad, ya que encima de la unidad V yace un lava intracaldera de la misma edad, que no presenta esta alteración (Grunder et al., 1987). La unidad S también presenta alteración hidrotermal, lo que

lleva a decir que desde hace 300.000 años existe un sistema hidrotermal en la zona. Esto se reafirma por lo bajos valores de $\delta^{18}\text{O}$ en plagioclasas de la unidad S, que indican que el magma de la unidad S asimiló rocas con bajos valores $\delta^{18}\text{O}$, debido a que estas rocas interactuaron con el sistema hidrotermal asociado a la unidad V (Grunder, 1987; Grunder y Mahood, 1988).

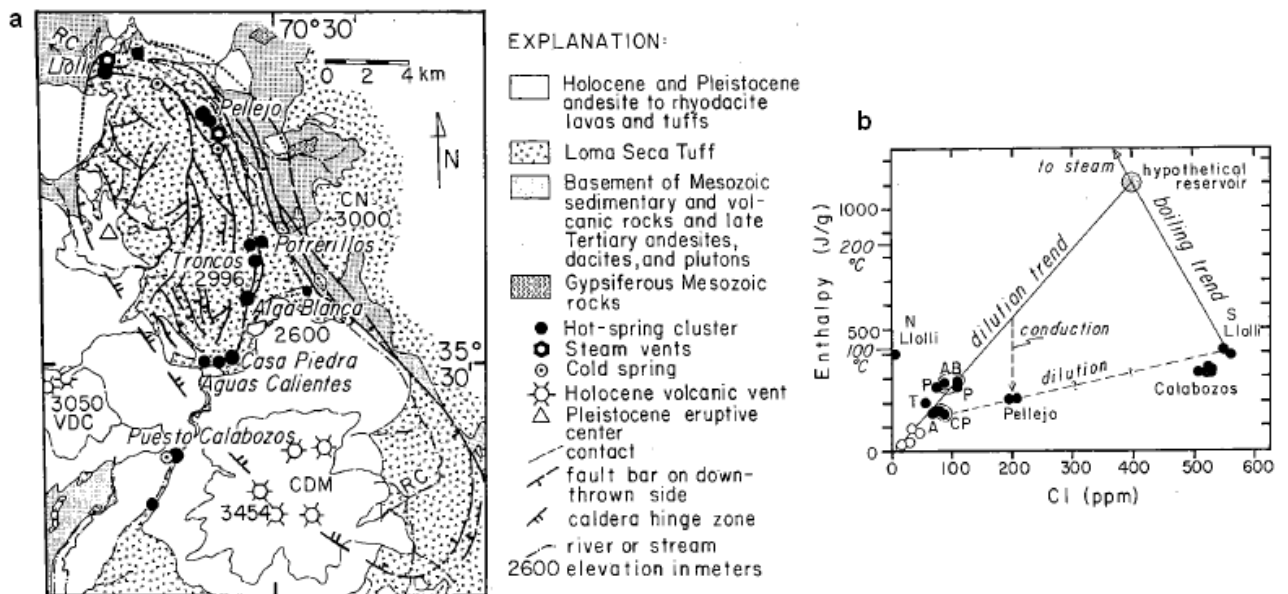


Figura II-5: (a) Mapa geológico simplificado del CCC (modificado de Grunder et al., 1987). En él se puede ver como espacialmente se encuentran asociadas las manifestaciones termales a las fallas del CCC. RC=Río Colorado; VDC=Volcán Descabezado Chico; CDM= Cerro del Medio; CN=Cerro Negro. (b) Gráfico de entalpía v/s cloro (modificado de Grunder et al., 1987). Círculos abiertos = aguas meteóricas; Círculos negros=aguas termales.

El modelo planteado por Grunder et al. (1987) para el sistema hidrotermal comprende un agua parental hipotética, que por ebullición genera los manantiales de Llolli y por dilución con aguas meteóricas los manantiales de Potrerillo y Aguas Calientes (Figura II-6b). Los manantiales de Pellejo y los de Puesto Calabozos no caen en el mismo *trend* de dilución que los otros manantiales de Colorado, por lo que su origen es una mezcla de las aguas ebullicas de Llolli con aguas meteóricas. Las razones Li/Cl sugieren un origen común a excepción de las muestras de Calabozos. En cambio en todas las muestras, el SO_4 y B no tienen un comportamiento lineal con el Cl, debido a que existen rocas sedimentarias evaporíticas por donde el fluido circula.

Mapa Geológico Zona de estudio

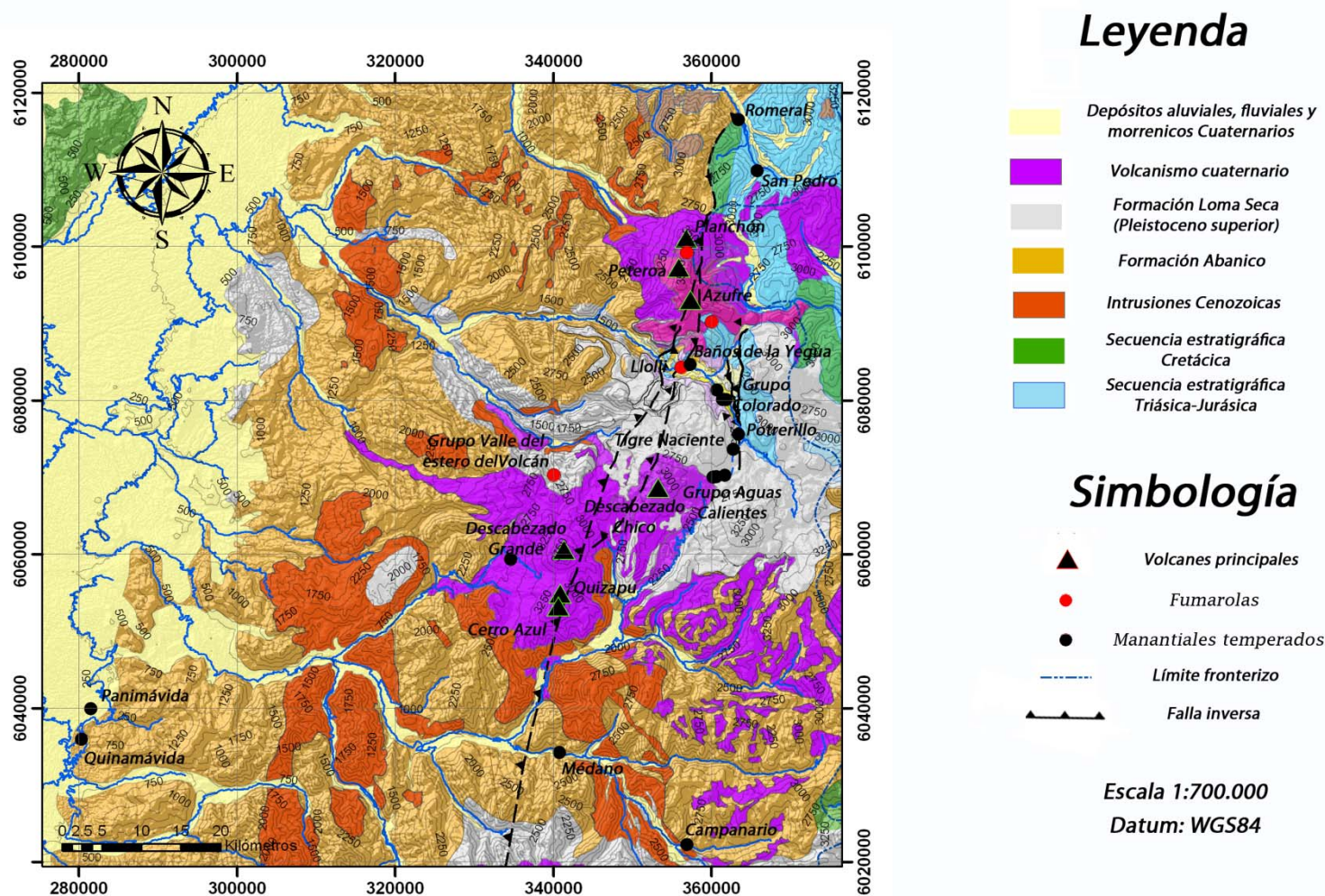


Figura II-6: Mapa geológico de la zona de estudio (modificado de: González y Vergara, 1961; Hildreth & Drake, 1992; Servicio Minero Argentino 1997; Godoy et al. 1999; Charrier et al., 2002; Giambiagi et al., 2003a; SERNAGEOMIN 2003; Silvestro et al., 2005; Fock et al., 2006; Giambiagi et al., 2009; Tapia, 2010).

II.4 Manifestaciones termales superficiales

En este trabajo se estudiaron veintiún fuentes termales de las cuales dieciocho se encuentran catastradas en los trabajos de Hauser (1998) y Grunder et al. (1987), mientras que las tres restantes fueron ubicadas con la ayuda de personas de la zona. A continuación se presenta una detallada descripción de las manifestaciones estudiadas considerando ubicación, pH y temperatura superficial, tipo de roca por la que brota, entre otras características.

Termas de Aguas calientes

El área termal Aguas Calientes está ubicada a 22 km. del CVDGQA y 17 km. de Valle Grande y corresponde a una laguna homónima que es alimentada por seis riachuelos, ubicados al norte y sur de esta. Los tres riachuelos ubicados al norte de la laguna son manantiales termales. Estos corresponden a los puntos de muestreo 1 (360646E-6070055S/2573 m.s.n.m.¹), 2 (360200E-6069989S/2569 m.s.n.m.) y 3 (361680E-6070203S/2563 m.s.n.m.) que se encuentran distanciados en 800 m. Tanto las aguas termales como las freáticas brotan desde un nivel cota permeable representado por una toba cristalina con fiames de tamaño mayor a 10 cm asignada a la Fm. Loma Seca. Las características físico-químicas de las aguas termales son similares, con variaciones mínimas en la temperatura (36,4-38,9°C) y pH (7,4-7,9), y diferencias mayores en los caudales que van desde 1 l/s (muestra 1) a más de 30 l/s (muestra 3). Estas aguas son incoloras, inodoras e insípidas. En la zona de surgencia no se logra apreciar alteración hidrotermal, pero si precipitación de calcita secundaria y burbujeo desde el fondo del manantial. Por otra parte los riachuelos al sur de la laguna son fríos (6°C) y con aguas de pH neutro (6,9). A diferencia de los tres riachuelos de aguas freáticas frías al sur de la laguna, los manantiales calientes presentan un color verdoso debido al crecimiento de algas de color verde-amarillo.

¹ Coordenadas en longitud-latitud/altura en UTM WGS 1984, Zona 19S.

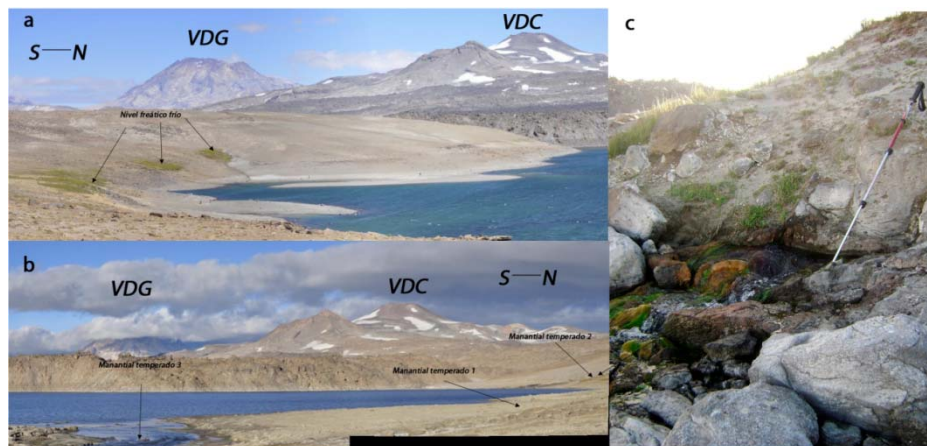


Figura II-7: (a) y (b) Laguna de aguas calientes ladera sur y norte, respectivamente; y (c) muestra la manera en que el agua del manantial temperado correspondiente al punto 2 brota desde la toba Loma Seca.

Termas del Tigre Naciente

Él área termal del Tigre Naciente se ubica 5 km. al norte del sector de Aguas Calientes. En esta zona solo existe una manifestación termal reconocida (muestra 6: 362754E-6073577S/2563 m.s.n.m.), donde el agua termal emerge desde una toba cristalina con fiames de tamaño mayor a 10 cm. correspondiente a la Fm. Loma Seca, siguiendo la misma cota de nivel permeable del sector de Aguas Calientes. El agua brota a una temperatura de 64,9°C, con un caudal de 1 l/s y un pH levemente alcalino (7,5). Estas son incoloras, inodoras e insípidas. En la zona de surgencia no se logra apreciar alteración hidrotermal, pero si precipitación de calcita secundaria. En los sectores donde el agua puede estancarse se logra observar burbujeo desde el fondo de la manifestación. De la misma manera que en el sector de Aguas Calientes, los manantiales tienen un color verdoso debido al crecimiento de algas de color verde-amarillo.



Figura II-8: Manifestación termal correspondiente a las Termas del Tigre Naciente.

Termas Potrerillos

Él área termal de Potrerillo se ubica 2 km. al norte de las Termas del Tigre Naciente. En esta zona solo existe una manifestación termal reconocida (muestra 7: 363420E-6075560S/2343 m.s.n.m.), donde el agua emerge desde una toba cristalina con fiames de tamaño mayor a 10 cm. correspondiente a la Fm. Loma Seca, nivel estratigráfico permeable de las dos termas anteriormente mencionadas. El agua brota a una temperatura de 46°C, con un caudal menor a 1 l/s y un pH levemente alcalino (7,4). Estas son incoloras, inodoras e insípidas. En la zona de surgencia no se logra apreciar alteración hidrotermal, pero si precipitación de calcita secundaria. En los sectores donde el agua puede estancarse se logra observar burbujeo desde el fondo de la manifestación. Existe un aprovechamiento recreacional de estas aguas termales mediante el uso de ellas para el llenado de 2 piscinas individuales.

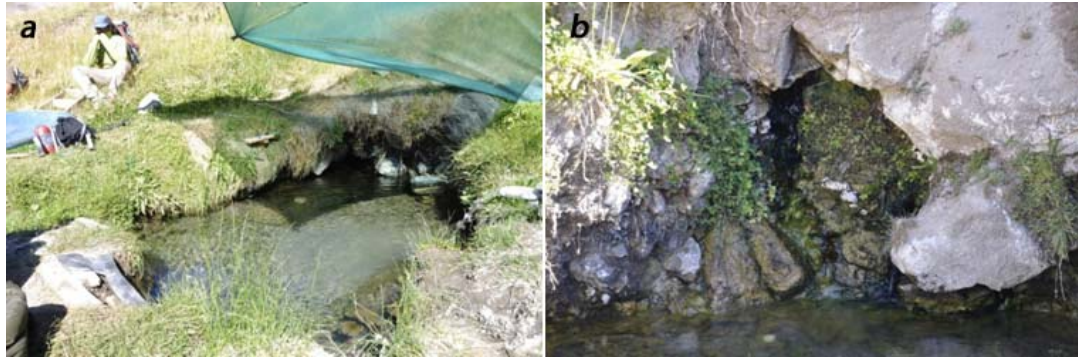


Figura II-9: Termas Potrerillo. (a) Muestra las piscinas que se han construido en la manifestación. (b) Muestra la manera de brotar del agua desde la toba Loma Seca.

Termas del Pellejo

El área termal de Pellejo se ubica 6 km. al norte de las Termas del Tigre Naciente, en la ribera norte del río Colorado. En esta zona solo existe una manifestación termal reconocida (muestra 8: 360694E-6081288S/2129 m.s.n.m.), donde el agua emerge desde un conglomerado perteneciente a los Estratos del Colorado. El agua brota con una temperatura de 48,5°C, un caudal de 30 l/s y un pH levemente ácido (6,7). Estas son incoloras, inodoras e insípidas. En la zona de surgencia y en los sectores aledaños a esta quebrada se logra apreciar una intensa alteración hidrotermal del tipo argílica, debido a la presencia de arcillas y texturas de lixiviación (*vuggy silica*), aunque pareciera ser anterior a este fluido hidrotermal. En los sectores donde el agua puede estancarse se logra observar burbujeo desde el fondo de la manifestación. Existe un aprovechamiento recreacional de estas aguas termales mediante el uso de ellas para el llenado de piscinas individuales.

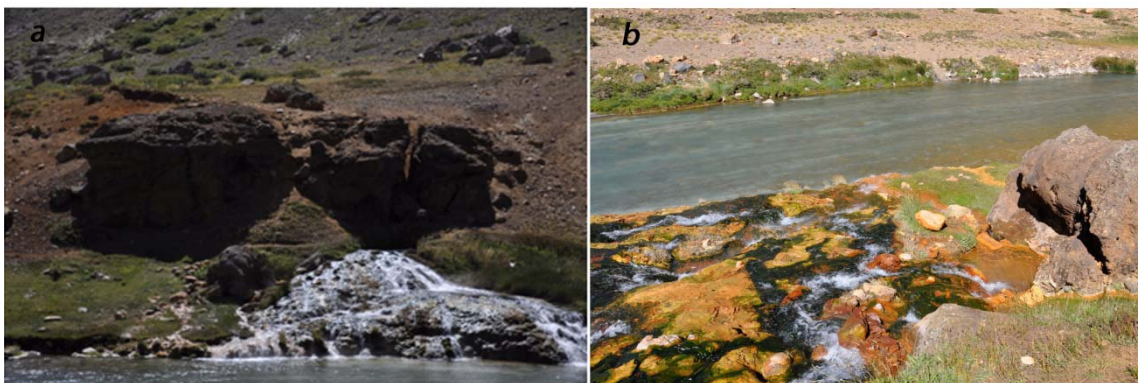


Figura II-10: Termas Pellejo. (a) Muestra la manifestación y caudal del manantial. (b) Muestra la piscina que se ha construido en la manifestación.

Termas de la Tierra humeante del Colorado

El área termal de la Tierra humeante del Colorado Pellejo se ubica 1.5 km. al sur de las Termas del Pellejo, a un lado del río Colorado. En esta zona existen diversas manifestaciones termales reconocidas como: manantiales temperados (muestra 9: 361881E-6080029S/2154 m.s.n.m.) y fumarolas. Ambos tipos de manifestaciones brotan desde una brecha volcanosedimentaria perteneciente a los Estratos del Colorado. El agua emerge con una temperatura de 75°C, un caudal menor a 1 l/s y un pH levemente ácido (6,7). Estas son incoloras, inodoras y un sabor salado. En la zona de surgencia de fluidos termales no se logra reconocer alteración hidrotermal, pero si precipitación de calcita secundaria, mientras que en los sectores donde se encuentran las fumarolas existe una alteración hidrotermal del tipo argílica con minerales secundarios como arcillas y azufre nativo.

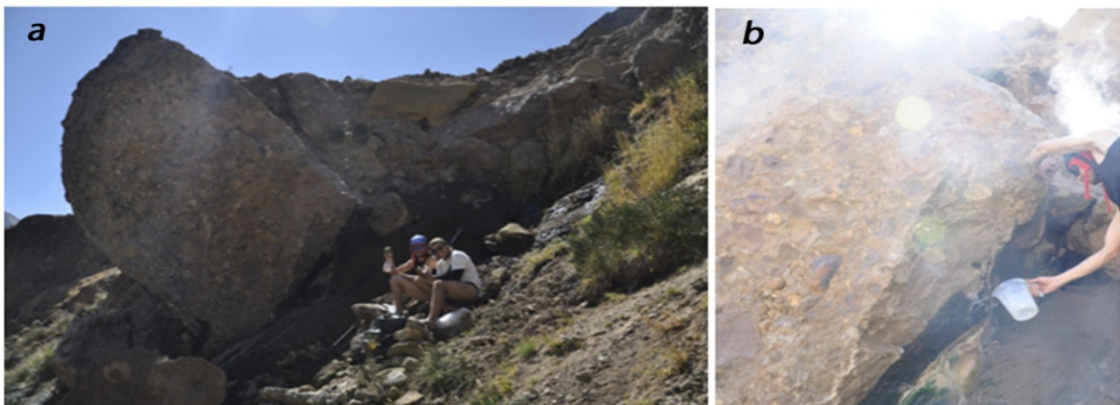


Figura II-11: Termas de la Tierra humeante del Colorado. (a) Se muestra la roca por donde brota el agua. (b) Se muestra el tipo de manifestación termal.

Termas de la Quebrada de Colores

El área termal de la Quebrada de Colores ubicada entre las termas del Pellejo y de la Tierra humeante del Colorado, 500 m por la Quebrada de Colores desde el río Colorado. En esta zona solo existen diversos puntos de surgencia de fluidos termales, que emergen desde las paredes de la quebrada, rocas del tipo sedimentaria –conglomerados- pertenecientes a los Estratos del Colorado. De los diversos puntos de surgencia se eligió el de mayor temperatura (30,2°C) (muestra 10: 361386E-6080040S/2185 m.s.n.m.), con un pH levemente ácido (6,7) y un caudal menor a 1 l/s. Estas aguas son inodoras, incoloras y con un sabor salado-

amargo. En la zona de surgencia y en los sectores aledaños a esta quebrada se logra apreciar una pátina de óxidos sobre la roca y precipitación de carbonatos. Esta quebrada es cortada por un río al cual caen los fluidos hidrotermales. Este río tiene una temperatura de 6°C y un pH neutro-alcalino (7,2).



Figura II-12: Termas de la Quebrada de los Colores. (a) Se muestra la alteración de la roca por la manifestación. (b) Se muestra la roca por donde brota el agua.

Fumarolas del Azufre

El área termal de la Fumarola del Azufre se ubica 8 km. de la Laguna Seca y 3 km. del cráter del volcán Azufre (CVPP). En esta zona existen diversas manifestaciones termales reconocidas como: fumarolas y piscinas de barro en las zonas más altas, y manantiales temperados en las más bajas (muestra 11 y 12: 360011E-6090191S/2738 m.s.n.m.). Estas emanan desde rocas sedimentarias (areniscas y conglomerados) pertenecientes a la Fm. Río Damas. El agua en las piscinas de barro tienen una temperatura de 88°C y pH ácido (4,8), mientras que las aguas de los manantiales temperados brota con una temperatura de 70°C, un caudal menor a 1 l/s y un pH ácido (6,7). Estas tienen un color café debido a las arcillas disueltas y un olor a azufre al igual que toda el área correspondiente a esta manifestación. En las zonas de surgencia se observa una intensa alteración hidrotermal del tipo argílica, debido a la presencia de arcillas, azufre nativo y texturas de lixiviación (*vuggy silica*).



Figura II-13: Fumarolas del azufre. (a) Fumarolas. (b) Piscinas de barro.

Fumarolas de Llolli

El área termal de Llolli se ubica 6 km. de la intersección entre los ríos de Valle Grande y Colorado, en la rivera norte del río Colorado. En esta zona existen diversas manifestaciones termales reconocidas como: fumarolas y piscinas de barro (muestra 13 y 14: 356196E-6084260S/2002 m.s.n.m.), que emanan desde rocas del tipo areniscas y conglomerados pertenecientes a la Fm. Río Damas. El agua en las piscinas de barro tiene una temperatura de 94,5°C y pH ácido (2). Estas presentan un color café debido a las arcillas disueltas y un olor a azufre al igual que toda el área correspondiente a esta manifestación. En las zonas de surgencia se observa una intensa alteración hidrotermal del tipo argílica, debido a la presencia de arcillas, azufre nativo y texturas de lixiviación (*vuggy silica*).

Es interesante notar que existen solfataras en ambas riveras del río Colorado con una orientación N15E coincidente con la traza de la falla el Fierro, misma falla responsable de la ocurrencia de los CVPP y CVDGQA.

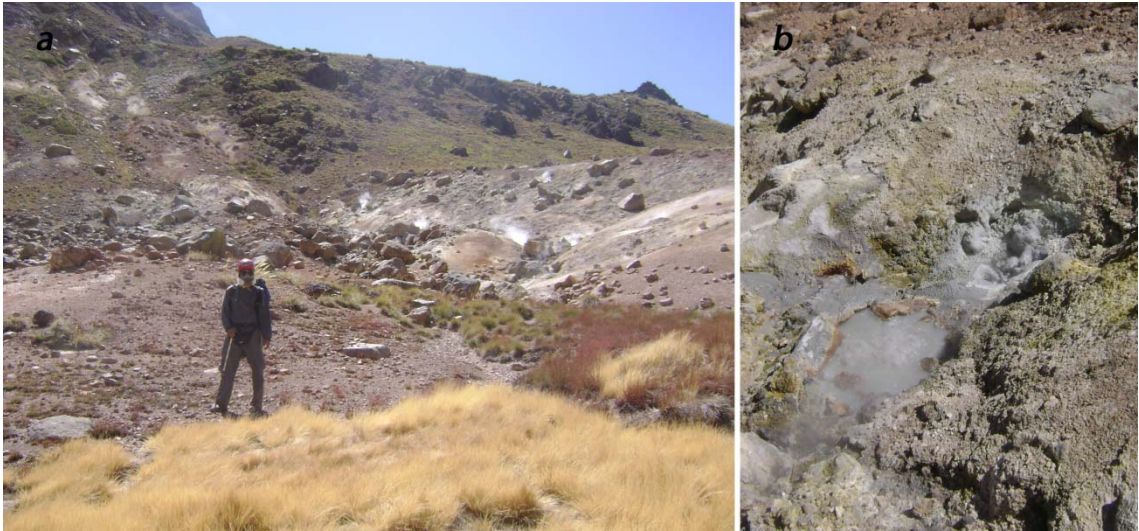


Figura II-14: Fumarolas de Llolli. (a) Vista general de la manifestación de fumarolas. (b) Piscinas de barro.



Figura II-15: Termas Baños de la Yegua. (a) Piscinas creadas por el hombre. (b) Cuevas de travertino.

Termas Baños de la Yegua

Él área termal de Baños de la Yegua se ubica 4 km. de la intersección entre los ríos de Valle Grande y Colorado., a un lado del río Colorado. En esta zona solo existe una manifestación termal reconocida (muestra 15: 357295E-6084620S/1995 m.s.n.m.) donde el agua emerge desde un conglomerado perteneciente a la Fm. Río Damas. El agua brota con una temperatura de 54°C, un caudal de 5 l/s y un pH levemente ácido (6,7). Estas son incoloras, inodoras e insípidas. En la zona de surgencia no se aprecia alteración hidrotermal, pero si existe precipitación de

travertino. En los sectores donde el agua puede estancarse se logra observar burbujeo desde el fondo de la manifestación. Existe un aprovechamiento recreacional de estas aguas termales mediante el uso de ellas para el llenado de piscinas individuales.

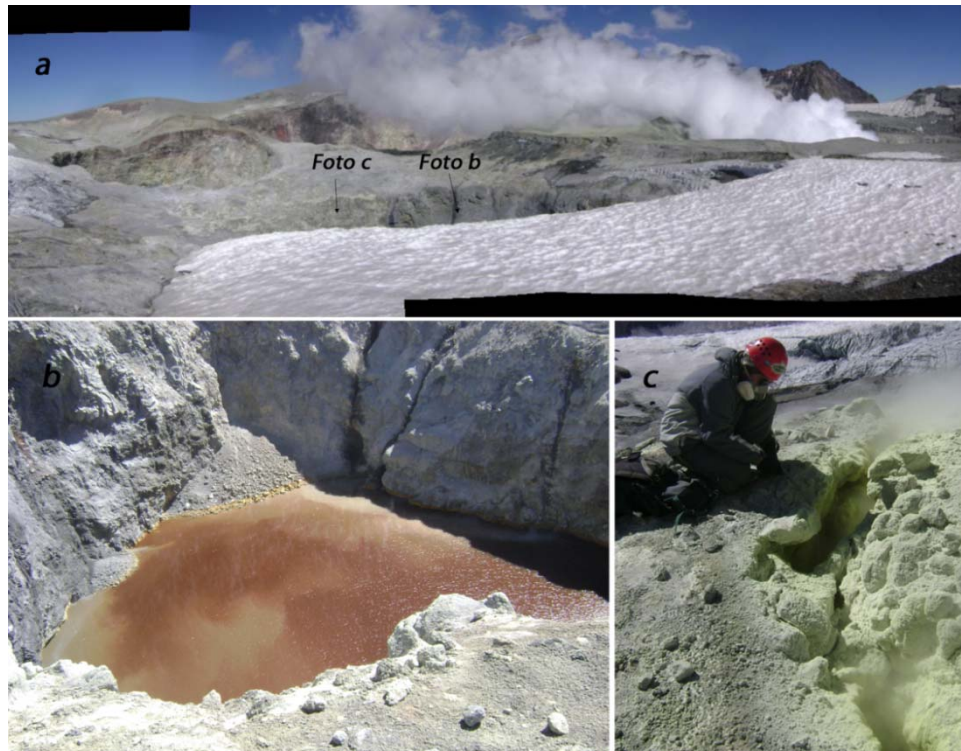


Figura II-16: (a) Fumarolas sobre el Volcán Planchón. (b) “Crater lake” en uno de los cráter del Volcán Planchón. (c) Grietas sobre el volcán donde yacen fumarolas.

Fumarolas de los cráteres del Volcán Planchón

Él área termal del Volcán Planchón se ubica 6 km. al oeste de la gendarmería argentina, encargada del custodio del Paso Fronterizo Vergara, justo sobre el cráter principal del Volcán Planchón. En esta zona existen diversas manifestaciones termales como: *cráter lake* que yacen en los subcráteres dentro del cráter principal, y fumarolas que se encuentran en los subcráteres y en fracturas sobre el cráter principal (muestra 16: 356874E-6099198S/3308 m.s.n.m.). Asociadas a las zonas de surgencia de las fumarolas la roca presenta alteración argílica con minerales

secundarios como azufre nativo y arcillas. Existe un aprovechamiento turístico de estas manifestaciones termales.

Termas de San Pedro

El área termal de San Pedro se ubica 6 km. al Este del Paso Fronterizo Vergara a un lado del río Teno. En esta zona solo existe una manifestación termal reconocida (muestra 17: 365777E-6109783S/1732 m.s.n.m.) donde el agua emerge desde una lava andesítica perteneciente a la Fm. Abanico. El agua brota con una temperatura de 24°C, un caudal de 3 l/s y un pH neutro-alcalino (7,1). Estas son incoloras, inodoras e insípidas. En la zona de surgencia no se aprecia alteración hidrotermal, pero si existe precipitación de carbonatos. En los sectores donde el agua puede estancarse se logra observar burbujeo desde el fondo de la manifestación. Existe un aprovechamiento recreacional de estas aguas termales mediante el uso de ellas para el llenado de piscinas individuales construidas por el hombre en la roca del afloramiento. En esta zona el agua meteórica del río tiene una temperatura de 7,4°C y un pH neutro-alcalino (7,2).



Figura II-17: Termas de San Pedro. (a) Vista general de la manifestación. (b) Piscinas construidas por el hombre.

Termas de Romeral

El área termal de Romeral se ubica 1 km. al Oeste del Paso Fronterizo Vergara a un lado del río Teno. En esta zona solo existe una manifestación termal reconocida (muestra 19: 363400E-6116454/1433 m.s.n.m.) donde el agua emerge desde una lava andesítica perteneciente a la Fm. Abanico. El agua brota con una temperatura

de 6°C, un caudal menor a 1 l/s y un pH alcalino (8,6). Estas son incoloras, inodoras e insípidas. En la zona de surgencia no se aprecia alteración hidrotermal, pero si existe leve precipitación de carbonatos. Existe un aprovechamiento recreacional de estas aguas termales.

Termas del Descabezado Grande

El área termal del Descabezado Grande se ubica 36 km. al este desde el Pueblo de Vilches, en las faldas del lado Oeste del CVDGQA. En esta zona existen diversos manantiales temperados reconocidos (muestra 30: 334606E-6059316S/1880 m.s.n.m.) donde el agua emerge desde la cubierta de tefra correspondiente a la erupción de 1932 del volcán Quizapu. El agua brota con una temperatura de 29,8°C, un caudal de 3 l/s y un pH ácido (5,8). Estas son incoloras, con un olor leve de azufre y un sabor salado que refleja el contenido de sólidos disueltos (640 ppm). En la zona de surgencia no se aprecia alteración hidrotermal. En los sectores donde el agua puede estancarse se logra observar burbujeo desde el fondo de la manifestación. Existe un aprovechamiento recreacional de estas aguas termales mediante el uso de ellas para el llenado de piscinas individuales construidas por el hombre en la roca del afloramiento. En esta zona existen riachuelos de agua fría que también brotan del mismo nivel permeable, pero con una temperatura menor (12,2°C), un pH levemente ácido (6,2) y un contenido de sólidos disueltos menor que las aguas termales (170 ppm).



Figura II-18: Termas del Descabezado Grande. En la imagen se aprecia las piscinas construidas por el hombre y los ríos de agua caliente.



Figura II-19: Termas del estero Valle del Volcán. (a) Vista general de las manifestaciones. (b) Depósitos de *sinter sílice*. (c) Pozo de barro.

Termas del Valle del Estero del Volcán

El área termal del Valle del Azufre se ubica 17 km. al norte desde las termas del Descabezado Grande, en las faldas del lado norte del CVDGQA., a través del valle del estero del volcán en las nacientes del río Lontué. En esta zona existen diversas manifestaciones termales reconocidos como: fumarolas, piscinas de barro, manantiales termales con *sinter sílice* y aguas de río calentadas por estas fumarolas (muestra 32, 33 y 34: 339996E-6070452S/1960 m.s.n.m.), donde todas estas manifestaciones emergen desde lavas andesíticas correspondientes a la Fm. Abanico. El agua de río calentada por la fumarola se encuentra a temperatura de ebullición (94,5°C), con un pH levemente ácido (6,4) y un contenido de sólidos disueltos menor (110 ppm). Los pozos de barro se encuentran a temperatura de ebullición, un pH ácido (5,8) y un contenido total de sólidos disueltos mayor (920 ppm), donde el agua tiene un color grisáceo debido a las arcillas disueltas y un olor leve a azufre. Por último los manantiales con precipitación de *sinter sílice* se encuentran con una temperatura de 79,5°C, un pH levemente ácido (6) y un

contenido de sólidos disueltos de (460 ppm). En las zonas de surgencia se aprecia una intensa alteración hidrotermal del tipo argílica debido a la presencia de azufre nativo y arcillas. En los sectores donde el agua puede estancarse se logra observar burbujeo desde el fondo de la manifestación. Existe un aprovechamiento recreacional de estas aguas termales mediante el uso de ellas para el llenado de piscinas individuales construidas por el hombre en la roca del afloramiento.



Figura II-20: Piscinas artificiales construidas en los manantiales calientes del médano.

Termas del Médano

El área termal del Médano se ubica 63 km. al Este desde el embalse Colbún por la carretera 115 que conecta Chile-Argentina en la VII-Región. En esta zona existen 6 manantiales temperados reconocidos (muestra 35: 340794E-6034171S/988 m.s.n.m.) donde el agua emerge desde un nivel cota en el lecho del río Maule (Figura II-20) y manifestaciones vapor en las rocas cercanas. El agua brota con una temperatura de 29,5°C, un caudal de 1 l/s, un pH levemente ácido (6,6) y un contenido total de sólidos disueltos de 730 ppm. Estas son incoloras, inodoras e insípidas. En la zona de surgencia no se aprecia alteración hidrotermal, sin embargo en toda la zona existe una intensa alteración argílica con presencia de

óxidos de Fe y arcillas. Existe un aprovechamiento recreacional de estas aguas termales mediante el uso de ellas para el llenado de piscinas individuales construidas por el hombre en la roca del afloramiento y tinas de vapor en las rocas que presentan estas emanaciones. Las aguas del río tienen una temperatura 15°C, un pH neutro-alcalino (7,8) y un contenido de sólidos disueltos de 50 ppm.

Termas del Campanario

El área termal del Campanario se ubica 22 km. al Este desde las termas del Médano por la carretera 115 que conecta Chile-Argentina en la VII-Región. En esta zona existe una manifestación reconocida correspondiente a pozos de aguas termales (muestra 36: 356841E-6022201S/1544 m.s.n.m.) donde el agua emerge desde un nivel cota en el lecho del río. El agua brota con una temperatura de 54,5°C, un caudal de 6 l/s, un pH levemente ácido (5,4) y un contenido total de sólidos disueltos de 8880 ppm. Estas aguas son rojizas debido a las arcillas disueltas, inodoras y con un sabor salado. En la zona de surgencia se aprecia alteración hidrotermal del tipo argílica, con presencia de óxidos de Fe y arcillas. Existe un aprovechamiento recreacional de estas aguas termales mediante el uso de ellas para el llenado de piscinas individuales construidas por el hombre a un lado del río. Las aguas del río tienen una temperatura 16,7°C, un pH neutro-alcalino (7,7) y un contenido de sólidos disueltos de 50 ppm.

Termas Panimávida

El área termal de Panimávida se ubica 10 km. al sur de el embalse Colbún. En esta zona existe una manifestación reconocida correspondiente a pozos de aguas termales (muestra 39: 281522E-6039846S/970 m.s.n.m.) donde el agua emerge desde varios pozos y estanques construidos por el hombre. El agua brota con una temperatura de 33,7°C, un caudal de 5 l/s, un pH alcalino (9,3) y un contenido total de sólidos disueltos de 320 ppm. Estas aguas incoloras, con un olor leve a azufre y un sabor a huevo. En la zona de surgencia no es posible apreciar alteración hidrotermal, debido a que todas ellas están intervenidas por el hombre. Existe un

aprovechamiento de estas aguas para su uso en balneoterapia, en el centro hotelero que por nombre lleva el mismo que las termas en donde está construido.

Termas Quinamávida

El área termal de Quinamávida se ubica 5 km. al sur de las termas Panimávida. En esta zona existe una manifestación reconocida correspondiente a pozos de aguas termales (muestra 40: 280284E-6035883S/970 m.s.n.m.) donde el agua emerge desde pozos y estanques construidos por el hombre. El agua brota con una temperatura de 23,3°C, un caudal de al menos 1 l/s, un pH alcalino (9,2) y un contenido total de sólidos disueltos de 170 ppm. Estas aguas tienen un color oscuro, con un olor leve a azufre y un sabor a huevo. En la zona de surgencia no es posible apreciar alteración hidrotermal, debido a que ellas están intervenidas por el hombre. Existe un aprovechamiento de estas aguas, para su uso en balneoterapia y la fabricación de bebidas carbonatadas de fantasía y cerveza.

III ANÁLISIS ESTRUCTURAL, TERMAL Y DE ALTERACIÓN MINERAL MEDIANTE SENSORES REMOTOS

III.1 Introducción

En este capítulo se presenta la caracterización de lineamientos, alteración hidrotermal y anomalías térmicas existentes en la zona de estudio, realizada a través del estudio de imágenes ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) y modelos de elevación numérica (DEM).

Este tipo de análisis tiene gran relevancia en la exploración de sistemas geotermales, debido a que si existen zonas donde se cumpla la ocurrencia a la vez de (i) alta temperatura superficial, (ii) gran permeabilidad secundaria dada por fallas y fracturas, y (iii) una fuerte alteración hidrotermal, estas serán los principales blancos para la búsqueda de manifestaciones termales superficiales. Debido a que en la zona de estudio gran parte de las manifestaciones ya son conocidas, en este trabajo el análisis este tipo de análisis se realiza para entender la distribución espacial del sistema hidroterma a través de sus expresiones superficiales.

III.2 Antecedentes

III.2.1 Flujo Calórico

El flujo calórico terrestre es la cantidad de calor que es transferido desde el interior de la tierra hacia superficie por unidad de tiempo y unidad de área. En la Figura III-1 se aprecia que el flujo calórico no es homogéneo sobre la corteza terrestre,

variando en promedio desde 99 mW/m² sobre la corteza oceánica, a 54 mW/m² en la corteza continental (Uyeda, 1988).

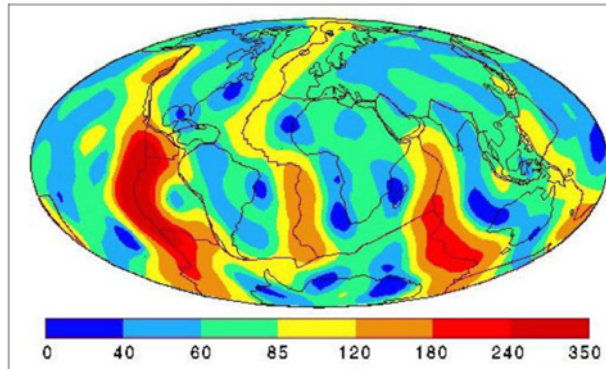


Figura III-1: Mapa de flujo calórico mundial donde se aprecia las variaciones en el del flujo calórico de la corteza terrestre (Yañez, 2001). Valores en mW/m².

El calor se puede transportar mediante tres mecanismos: (i) conducción o difusión, (ii) radiación, y (iii) convección o advección (movimiento de masa), siendo este último la forma más eficiente de transportar calor desde la profundidad de la corteza terrestre hacia la superficie de esta (Gupta & Roy, 2007). Por convección termal se debe entender el desplazamiento de material de diferentes temperaturas. La convección es fundamental en los sistemas geotermales, ya que permite el ascenso de fluidos (líquidos y gases) por contraste de densidad.

En la corteza continental el flujo calórico es modificado por procesos termales corticales, tales como: tectónica, magmatismo e hidrología, donde la interacción de estos mecanismos provoca la incorporación nuevas fuentes de calor, cambian la superficie por erosión o sedimentación, y promueven la circulación de fluidos que controlan el proceso de transporte de calor en ambientes geotermales y volcánicos. Un ejemplo de esto se aprecia en la Figura III-2, donde Hanza y Muñoz (1996) documentan el flujo calórico en Sudamérica, donde se alcanzan flujos calóricos máximos (100 mW/m²) asociados al arco volcánico andino.

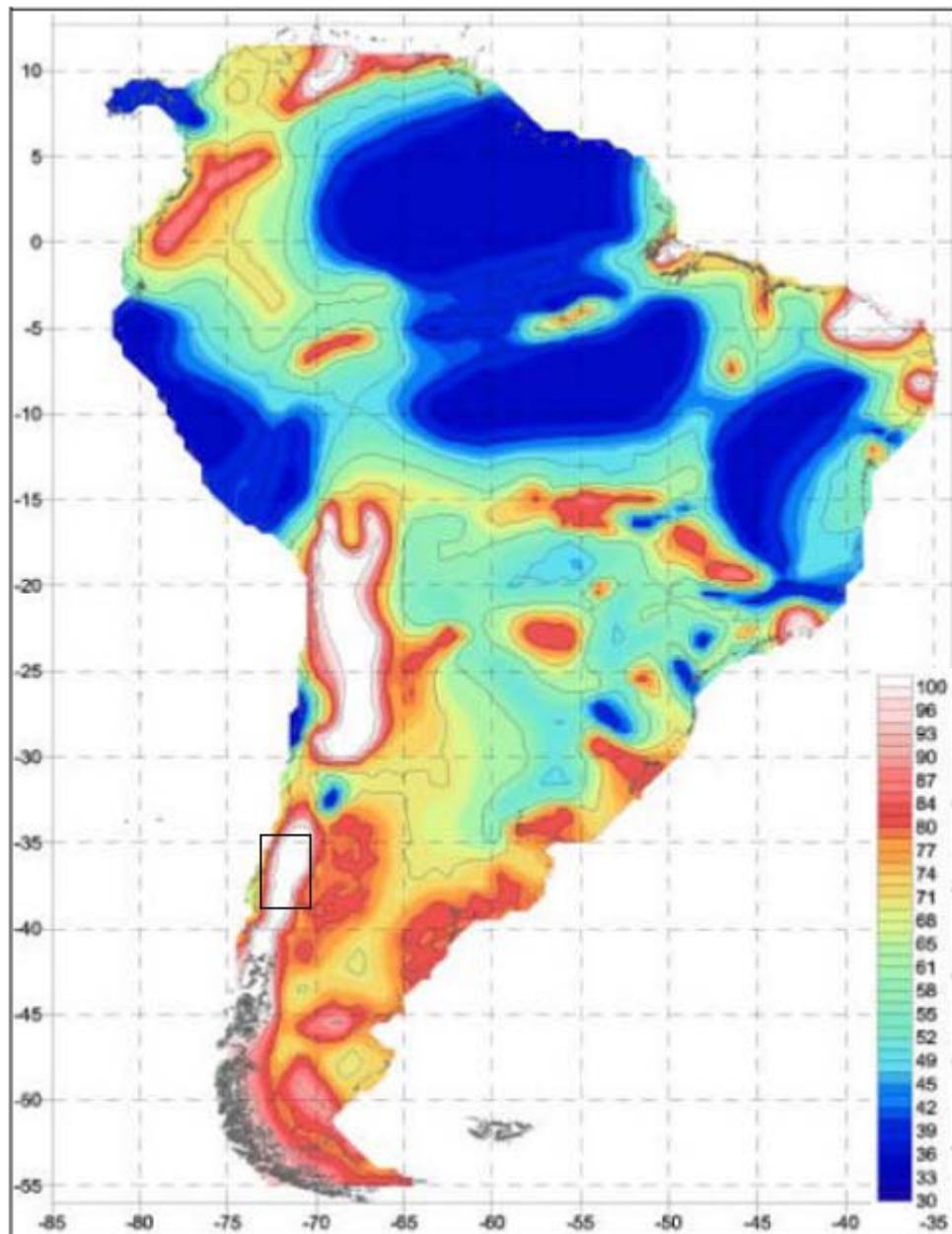


Figura III-2: Mapa de flujo calórico de Sudamérica referenciado en grados. En cuadrado negro se muestra la zona de estudio. Valores en mW/m². Modificado de Hamza y Muños (1996).

El flujo calórico se relaciona a la temperatura mediante la ley de Fourier:

(III-1)

$$q = -k(\nabla T)$$

, en donde q es el flujo calórico (mW/m²), k es la conductividad térmica (W/mK) y T es la temperatura (K). Esta ecuación permite estimar el flujo calórico a través de

mediciones del gradiente geotérmico de la corteza realizadas en pozos o en minas subterráneas. La conductividad térmica es una propiedad característica de cada roca. Esta varía desde 1,5 a 6 W/mK dependiendo de la cristalinidad, composición, porosidad, permeabilidad, densidad de fractura y alteración hidrotermal de la roca, siendo 3 W/mK un valor promedio propuesto por Ehlers (2007) para la corteza superior.

III.2.2 Estructuras y circulación de fluidos

La relación espacial entre sistemas estructurales y cuerpos magmáticos ha sido detallada por diversos autores (e.g. Grocott et al., 1994; Lara et al., 2006; Cembrano, 2007), donde magmas se emplazan y ascienden a través de sistemas de cizalle. Entender esta relación es fundamental, debido a que en las zonas más someras los fluidos hidrotermales aprovechan las mismas redes de fractura interconcentradas para percolar y ascender debido a diferencias de densidad y sobreresión generada por cambios de fase durante la ebullición, formando celdas convectivas.

En Chile central el evidente patrón N-S de las manifestaciones termales sugiere la posibilidad que las estructuras correspondientes a la faja plegada y corrida cenozoica (Figura II-5) estén actuando directamente como las zonas por donde se transportan los fluidos hidrotermales, donde la interacción fluido-roca deja una impronta a su paso como alteraciones químicas y depósitos minerales característicos. Así el entendimiento de la circulación de fluidos queda supeditado al entendimiento de la arquitectura de las zonas de falla, la permeabilidad relacionada a estas y su variación en el tiempo.

Chester et al. (1993) define una zona de falla como un volumen de roca alrededor del plano de falla que exhibe una intensa deformación frágil significativamente mayor que la roca circundante. Esta se compone de tres elementos principales: (i) núcleo de falla, (ii) zona de daño y (iii) protolito no deformado. El núcleo de la falla corresponde a la zona de la falla donde se acomoda la mayor parte de la deformación, incluyendo superficies de deslizamiento, salbanda de falla rica en arcillas o zonas de cataclasita endurecidas (Caine et al., 1996; Rawling et al.,

2001). La zona de daño corresponde a la red de estructuras adyacentes al núcleo de falla, incrementando la permeabilidad relativamente al núcleo y al protolito no deformado. Estas estructuras adyacentes incluyen falas pequeñas, vetillas, fracturas, clivaje y pliegues (Caine et al., 1996). Por último el protolito no deformado, corresponde a la zona no dañada de la roca que hospeda la zona de falla.

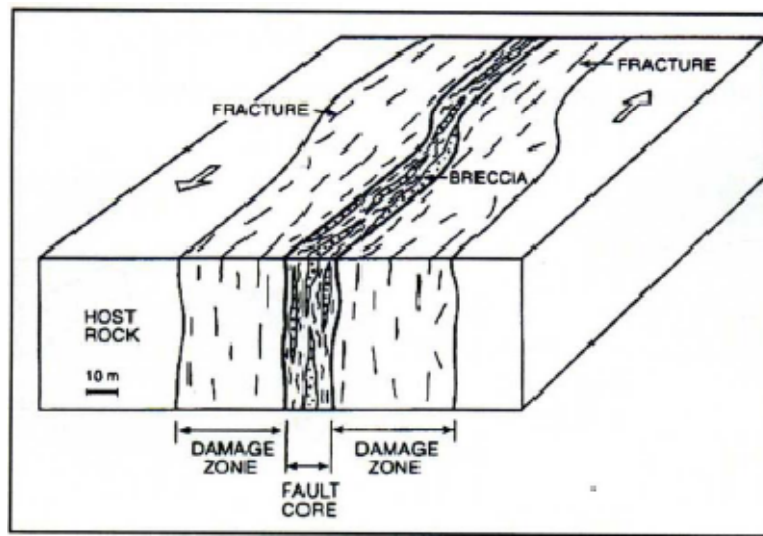


Figura III-3: Esquema de la arquitectura de una zona de falla de rumbo (Chester et al., 1993).

El núcleo de falla puede actuar como conducto para el transporte de fluidos durante la deformación y como barrera cuando los poros abiertos son rellenados de minerales precipitados después de la deformación, mientras que la zona de daño por lo general tendrá una mayor permeabilidad que el núcleo de falla y que la roca no deformada (Caine et al., 1996). Así las zonas de falla pueden actuar como conducto para el transporte dilatando fracturas, o como una barrera lateral que compacta los granos (Wibberley et al., 2008).

La capacidad de una roca de almacenar y transmitir agua se resume en tres parámetros básicos: (i) porosidad, (ii) coeficiente de almacenamiento, y (iii) permeabilidad. La porosidad es un parámetro que corresponde a una razón entre el volumen no ocupado por las partículas de una roca y el volumen total. El coeficiente de almacenamiento se refiere a la capacidad que tiene un acuífero de liberar agua, que considera al volumen total del acuífero y el volumen que es capaz de ceder. La

permeabilidad es el parámetro físico que permite evaluar la capacidad de una formación rocosa de transmitir agua, y se define como el coeficiente k correspondiente al caudal que es capaz de atravesar una sección unitaria (Ley de Darcy). De estos tres parámetros el fracturamiento y fallamiento de la roca afecta directamente a la permeabilidad de esta, lo que se denomina permeabilidad secundaria, haciendo que esta aumente en varios órdenes de magnitud (Figura III-4).

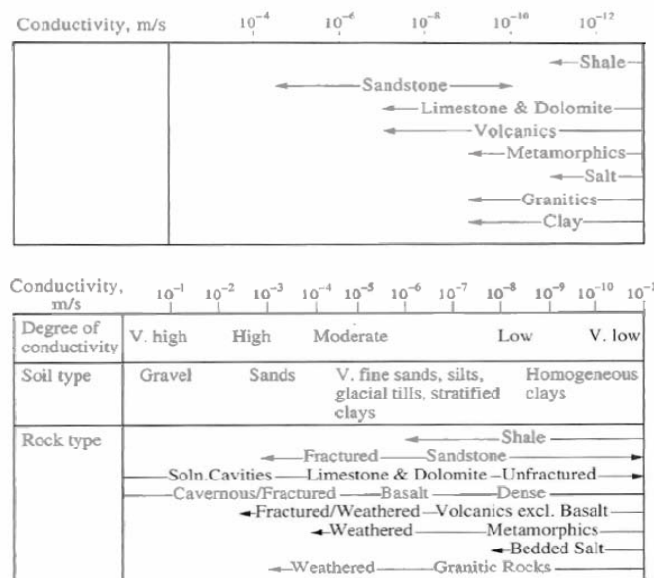


Figura III-4: Coeficientes de permeabilidad para diferentes tipos de roca y grado de fracturamiento (Isherwood, 1979)

III.2.3 Utilización de sensores remotos en campos geotermales

El primer uso geológico de los sensores remotos fue en la exploración minera en la década de los 70 (Vincent, 1997). Abrams et al. (1977) identificó los minerales de alteración en el distrito minero de Cuprita mediante el uso de imágenes multiespectrales aerotransportadas de la NASA pudiendo identificar las rocas alteradas debido a su ausencia de óxidos de hierro y a la presencia de minerales de arcilla. Desde entonces diferentes aplicaciones a la geología se han desarrollado dentro de las cuales se encuentran las aplicaciones directas a la exploración de campos geotérmicos como: (i) Análisis de lineamiento y su relación espacial con las manifestaciones termales superficiales (Soengkono, 2000), (ii) Análisis de alteración

y depósitos minerales asociados a manantiales calientes (Melanie et al., 2004), y (iii) Detección de anomalías térmicas en campos geotermales (Coolbaugh et al., 2007).

III.3 Metodología y resultados

III.3.1.1 Análisis de lineamientos

Este análisis relaciona la presencia de rasgos lineares asociados a la existencia de fracturas y fallas que influyan en la permeabilidad secundaria de los sistemas geotérmicos. La obtención de estos rasgos lineares se hace desde el análisis de modelos de elevación numérica (DEM), bajo la hipótesis que las estructuras geológicas pueden desarrollar expresiones distinguibles en la topografía, en forma de lineamientos superficiales (Soengkono, 2000). Esto se refiere a que cambios abruptos en el relieve pueden tener su raíz en fallas o fracturas.

En este trabajo se ocuparon modelos de elevación numérica (DEM) del tipo ASTER GDEM3 - *ASTER Global Digital Elevation Model*- con una resolución horizontal de 1 arco de segundo, (c.a. 30 m) y una precisión vertical de ± 6 m en el cono sur del continente americano (ASTER, 2008) disponibles on-line en <http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/>, los que sirvieron para generar las imágenes de relieve sombreado (*shaded relief*) que muestran cambios en la elevación de un terreno a través de efectos de luz y sombra dada una cierta posición del sol, determinada por la altitud y el azimut de este. La generación del relieve sombreado se hizo mediante la utilización del software ENVI con los parámetros dados por Soengkono (2000), elevación de 45° y ocho distintos valores de azimut, que varían en 45° a partir del ángulo 0°.

Dentro de la metodología se trató de buscar otro ángulo para la elevación, no encontrándose ninguno que entregara mayor y mejor información. Respecto a los ángulos del azimut solo se considerarán tres casos en la posición aparente del sol

(0°, 45° y 90°), debido a que las demás producen un efecto óptico que confunde las quebradas con las cuchillas.

El criterio ocupado para determinar los lineamientos es marcar toda zona donde se produjeran cambios violentos en la altitud, lo que se representa como sombras en los relieves sombreados. Para ello, se marcaron todos los lineamientos de rumbo E-O con la imagen de relieve sombreado con el azimut a 0°; análogamente se marcaron los lineamientos de rumbo NE-SO y NO-SE con la imagen de relieve sombreado con el azimut a 45°; por último los lineamientos de rumbo N-S se marcaron con la imagen de relieve sombreado con el azimut a 90°. Finalmente, los resultados son presentados considerando el parámetro de Densidad de de Fractura y Falla (DFF), definido como el largo total de lineamientos por unidad de área (Soengkono, 1999). Para ello se utiliza la herramienta *Spatial Analysis* del software Arcgis, la que determina el largo total de lineamientos en un área circular definida, de esta forma cada pixel de la imagen tiene un valor de DFF en unidades de (Km/Km²).

Los lineamientos mapeados a partir de la metodología explicada anteriormente se muestran en la Figura III-5. En ella se aprecia que el DFF es relativamente bajo en las cercanías de los volcanes lo que es esperable debido a los depósitos volcánicos recientes que cubren los rasgos líneas. Por otro lado, las manifestaciones termales no muestran una relación directa con las zonas de mayor densidad de lineamientos. En la misma figura se puede apreciar la clara relación de la mayoría de los lineamientos con las redes de drenaje.

III.3.1.2 Análisis de alteración hidrotermal

Este análisis relaciona la presencia de ciertas asociaciones mineralógicas de alteración a la ocurrencia de manifestaciones termales como manantiales y fumarolas entre otros. La obtención de estas asociaciones mineralógicas se hace desde el análisis de imágenes satelitales bajo la hipótesis que es la interacción entre el fluido geotermal y la roca la que genera una asociación mineralógica de alteración que dependerá tanto de la naturaleza del fluido como de la roca.

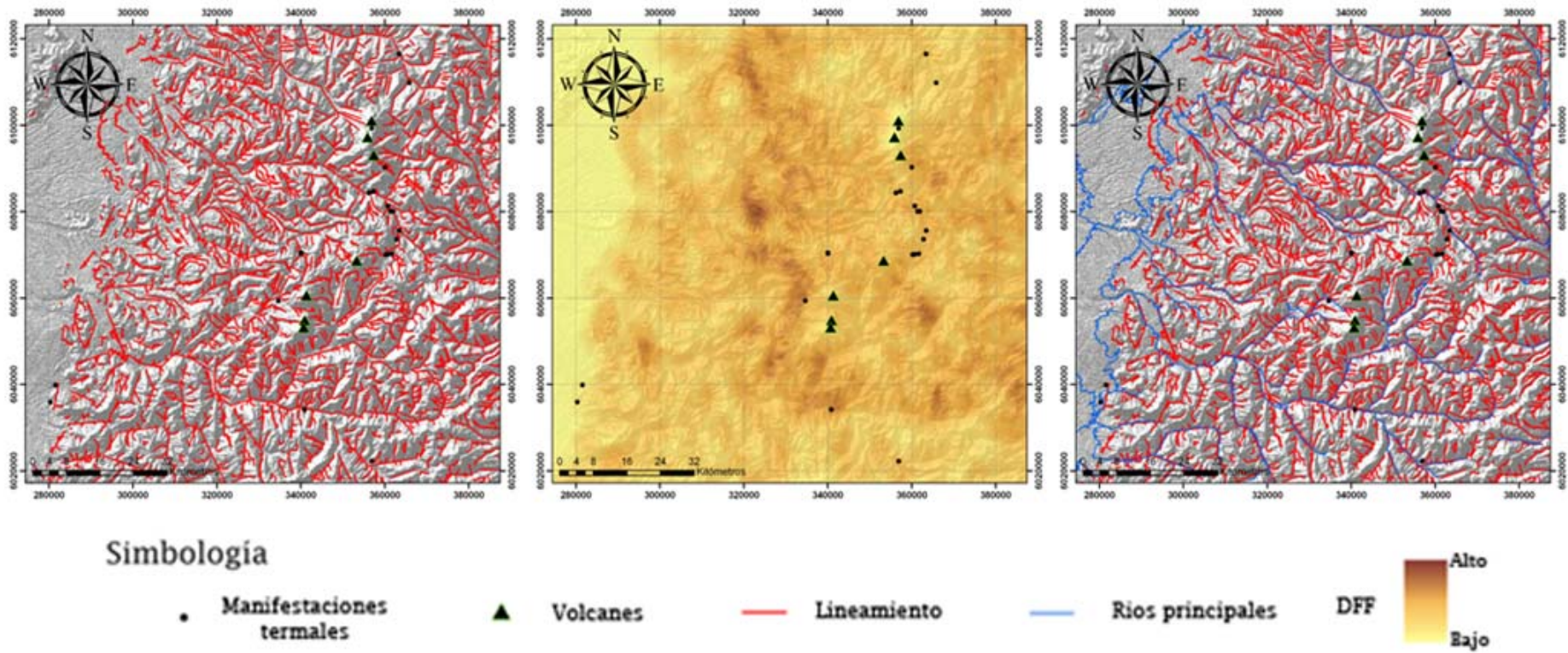


Figura III-5: a) Mapa de lineamientos para la zona de estudio. b) Mapa de densidad de fractura y falla (DFF) para la zona de estudio. c) Mapa de lineamiento y los principales ríos de la zona de estudio. En las tres imágenes se le sobreimpone el *hill-shade* de la zona de estudio.

El mapeo de alteraciones mediante sensores remotos ha sido desarrollado favorablemente en la exploración de recursos minerales debido a que las asociaciones mineralógicas involucradas poseen características espectrales idóneas para su identificación remota (Rowan et al., 2003).

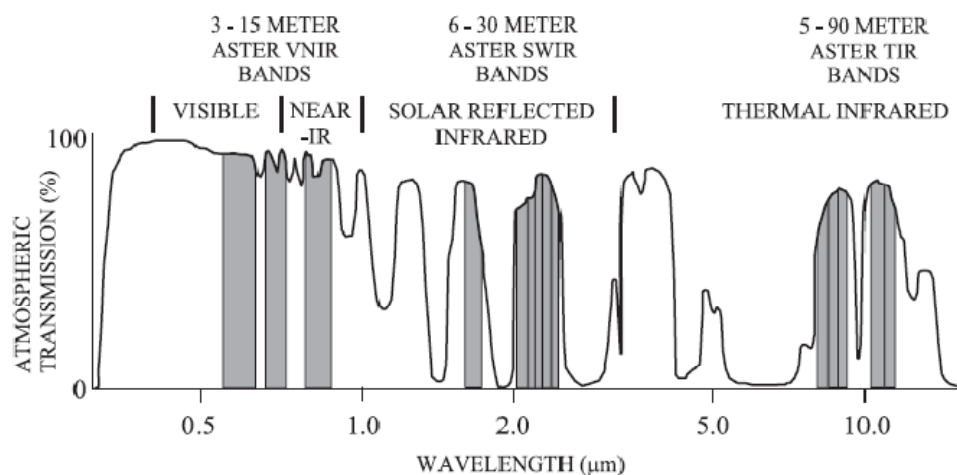


Figura III-6: Espectro general de transmisión atmosférica que muestra la localización de las bandas espectrales de la imagen ASTER (Rowan et al., 2003).

En este trabajo se emplearon imágenes ASTER, que corresponden a 14 bandas con diferente longitud de onda variables entre el verde visible el infrarrojo térmico (0,52-11,65 μm). Las bandas son agrupados en tres subsistemas (VNIR, SWIR y TIR) con una resolución espacial de 15, 30 y 90 metros por pixel respectivamente (Figura III-6), donde cada una de estas bandas entregará información única de cada mineral, debido a que cada mineral posee espectros diferentes e identificables (Rowan et al., 2003).

Los minerales óxidos de Fe^{+2} , Fe^{+3} , Mn, Cr y Ni son detectados en el VNIR (Huntington, 1996). El SWIR es el mejor rango para observar minerales de alteración como arcillas, sulfatos y carbonatos. Por ejemplo, las arcillas no son posibles identificarlas a la vista porque no tienen ningún rasgo espectral distintivo para el rango de onda visible, mientras que en el rango del SWIR cada arcilla presenta patrones de absorción diferentes (Huntington, 1996). Por último, el TIR es el rango que permite discriminar las características generales de los sistemas

hidrotermales, debido a su capacidad de determinar sílice hidrotermal y otros minerales formadores de roca (Huntington, 1996). La capacidad de cada rango de longitud para la identificación de los minerales se resume en la Figura III-7.

Con el fin de identificar las asociaciones minerales y alteraciones cercanas a las manifestaciones termales estudiadas en este trabajo, se utilizó el *software* ENVI para identificar las zonas correspondientes a vegetación-hielo-agua, zonas ricas en minerales de Fe⁺³, alunita-kaolinita, muscovita-smectita-illita-sericita y carbonatos-epidota-clorita. La vegetación se identificó mediante la razón de bandas B3/B2 que entrega valores altos para los pixeles con vegetación minerales (Rowan et al., 2003), mientras que el hielo y el agua se identificaron con la herramienta *spectral angle mapper* de ENVI a la cual se le entrega como argumento pixeles de agua-hielo, devolviendo todos los pixeles parecidos a estos (Figura III-8).

ASTER SPECTRAL REGION/ SPATIAL RESOLUTION	BAND CENTER, MICROMETERS	COMPOSITIONAL INFORMATION
VNIR / 15 m	B1 - 0.56 B2 - 0.66 B3 - 0.81	FERRIC AND FERROUS IRON AND REE ABSORPTION
SWIR / 30 m	B4 - 1.65 B5 - 2.17 B6 - 2.21 B7 - 2.26 B8 - 2.33 B9 - 2.40	-AL-O-H IN CLAYS, MICAS, SULFATE MINERALS - CO ₃ IN CARBONATES - Mg-O-H IN AMPHIBOLES, MICAS - H-O-H IN EVAPORITES, CLAYS
TIR / 90 m	B10 - 8.30 B11 - 8.65 B12 - 9.10 B13 - 10.00 B14 - 11.30	- SILICATE MINERALS, ESPECIALY SHIFT TO SHORTER WAVELENGTHS - SULFATE MINERALS - CARBONATE MINERALS

Figura III-7: Resumen del rango de longitud de onda para la identificación de diferentes minerales (Rowan et al., 2003).

Una vez identificada la vegetación-hielo-agua se genera una imagen máscara que limpiará a las 14 bandas de la imagen ASTER de estos pixeles, así identificar las asociaciones minerales sin incorporar algún error. La razón de bandas (B4+B6)/B5 resalta la asociación alunita-kaolinita que representa una alteración argílica-argílica avanzada (Rowan et al., 2003). La razón de bandas (B5+B7)/B6 resalta la

asociación muscovita-smectita-illita-sericita que representa una alteración filica (Rowan et al., 2003). Por último la razón $(B7+B9)/B8$ resalta la asociación carbonatos-epidota-clorita que representa la alteración propilítica (Rowan et al., 2003).

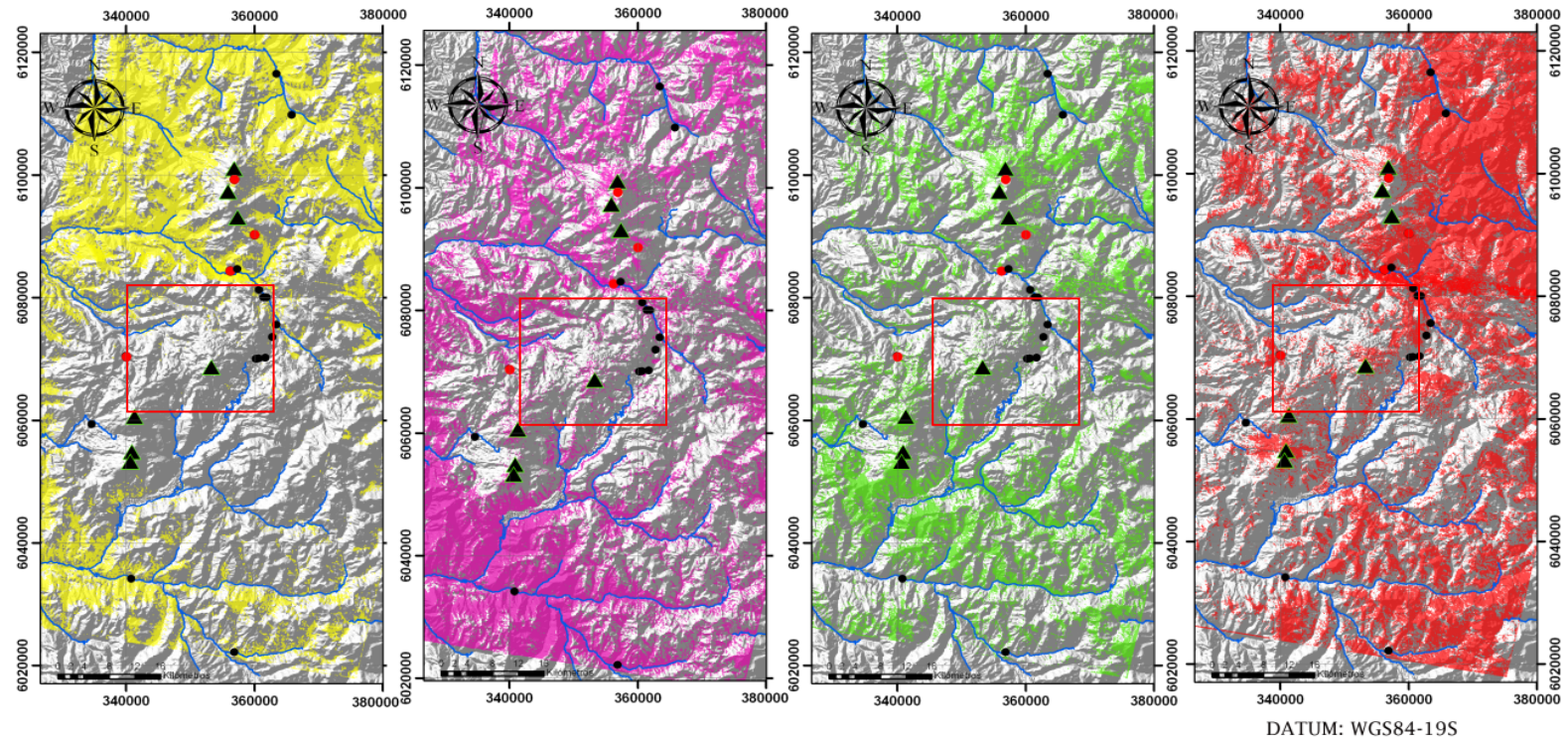
En terreno se pudo identificar alteraciones en las cercanías de las termas (se detalla en la sección II-4) los minerales alunita y azufre en las cercanías de las manifestaciones tipo fumarolas y óxidos y carbonatos (calcita-travertino) en las cercanías de las manifestaciones tipo manantiales calientes. Por lo que las razones de bandas descritas anteriormente abarcarían la totalidad de los minerales identificados en terreno.

Las alteraciones mapeadas a partir de la metodología explicada anteriormente se muestran en la Figura III-8. En ella es posible ver que existe una correlación entre las alteraciones mapeadas en terreno con las obtenidas mediante las imágenes satelitales. Las fumarolas caen en zonas donde destacan la alunita-jarosita y los minerales de Fe^{+3} lo que es lo esperado dado que en terreno las fumarolas generan una alteración argílica a argílica avanzada con presencia de óxidos de Fe. En cambio los manantiales calientes caen en zonas donde destaca los minerales de Fe^{+3} y alunita-jarosita, y la asociación mineral de carbonatos-epidota-clorita, lo que es lo esperable debido a lo encontrado en terreno (sección II-4).

III.3.1.3 Análisis de anomalías termales

La detección de anomalías termales superficiales asociadas a sistemas geotermales a través de sensores remotos requiere de un proceso de múltiples correcciones y filtros que permitan borrar el ciclo normal de calentamiento diurno que perdura durante la noche, lo que es cuantificable en función de la inercia térmica de los distintos cuerpos y por ende de la señal térmica total (Lemus, en preparación.). Coolbaugh et al. (2006) realiza un estudio en el campo geotermal de Brandys, Nevada (USA) donde el mapeo de anomalías termales se hace utilizando el subsistema termal TIR de la imagen ASTER, la cuál es procesada para minimizar variaciones de: (i) temperatura causadas por el efecto del calentamiento diurno

Mapas de Alteraciones



Leyenda

- Alunita-jarositita
- Minerales de Fe^{+3}
- Carbonatos-epidota-clorita-
- Muscovita-esmectita-ilita-sericita

Simbología

- Fumarolas
- Manantiales Calientes
- Principales volcanes
- Principales ríos

Figura III-8: Mapas de alteraciones obtenidas mediante imágenes ASTER según el método propuesto por Rowan et al. (2003). El cuadrado rojo resalta las manifestaciones termales que yacen en el río Colorado.

producto de la radiación solar, (ii) variaciones causadas por los cambios de albedo superficial considerando el subsistema VNIR y un DEM para corregir el efecto topográfico y (iii) mediciones en terreno de temperaturas superficiales del suelo durante 24 horas, así corregir los efectos de la inercia termal incorporando imágenes ASTER de día y de noche.

Lemus (en preparación) realiza un análisis a las anomalías termales de la zona de estudio en base a la metodología propuesta por Coolbaugh (2006) considerando los siguientes puntos:

- **Corrección por emisividad:** La emisividad se define como la absorptividad para el rango de longitud de onda del TIR en cada tipo de roca. Como la temperatura se estima mediante la radianza, que a su vez es función de la emisividad, es necesario limpiar la señal sacando el efecto de variación de la emisividad con la longitud de onda según el algoritmo desarrollado por Gillispie et al. (1998) denominado "*Temperature and Emissivity separation*"
- **Corrección por inercia termal:** Debido a que las rocas diferentes tienen tasas de aumento o disminución de temperatura disímiles para un mismo flujo de calor, es necesario generar una corrección que abarque este problema. Con el fin de resolver este problema, Coolbaugh (2006) propone generar un promedio ponderado de las temperaturas de día y de noche sobre un promedio de 24 horas en el punto espacial que se esté considerando así entender las variaciones por inercia termal de la roca. Para esto se pueden hacer mediciones de temperatura en diversos lugares en terreno en momentos de máxima y mínima temperatura durante un periodo de 24 horas. Estos valores son ponderados hasta obtener la mínima varianza entre la media ponderada de temperaturas máximas y mínimas, y la media en un periodo de 24 horas.
- **Corrección por topografía, albedo y flujo solar absorbido:** Debido a que existen variaciones en las temperaturas superficiales de la roca asociadas al gradiente adiabático y al flujo solar absorbido diferencialmente durante el día por los diferentes materiales, en función del albedo del material, la posición del sol durante el día, y el momento en que el satélite toma la imagen; es necesario hacer una corrección. Para ello se requiere generar una imagen

shaded relief con el DEM, una de reflectividad con la ASTER y la toma de mediciones de albedo en terreno. Con todos estos datos es posible generar la imagen de flujo solar absorbido que sirve como corrección de los datos. Una vez que las imágenes de flujo solar absorbido más el aporte termal producto del gradiente adiabático son sustraídas de la imagen ASTER es posible generar la imagen geotermal residual, que corresponde a la temperatura en superficie debido solo al flujo calórico proveniente desde el interior de la Tierra.

La Figura III-9 corresponde a la imagen geotermal residual obtenida por Lemus (en preparación) para esta zona de estudio, en ella es clara la relación entre litología y las anomalías termales. Las mayores temperaturas superficiales obtenidas se correlacionan con rocas consolidadas como las rocas intrusivas cenozoicas, Fm. Abanico, Fm. Vega Negra y la Fm. Valle Grande (Figura II-5), mientras que las menores temperaturas superficiales se correlacionan con rocas más disgregadas correspondientes al volcanismo cuaternario y a la Fm. Loma Seca (Figura II-5).

III.4 Discusiones y conclusiones

III.4.1 Lineamientos

Como ya se había mencionado, de la Figura III-5 no es posible correlacionar las zonas con mayor densidad de fractura a la presencia de manifestaciones termales como se ha hecho en otros trabajos (i.e. Sánchez, 2010). Esto se debe en gran medida a que en la zona de estudio existe una cubierta volcánica que cubre los rasgos estructurales lineales de las rocas más antiguas relacionados a fallas y fracturas. Esta cubierta volcánica reciente no alcanza a ser deformada de manera de tal de heredar las zonas de fallas de la roca subyacente, lo que no quiere decir la distribución espacial de la red de drenaje pueda dar cuenta del campo de stress a la que está sometida la zona de estudio. La Figura III-10 muestra el rumbo de los lineamientos mapeados en la Figura III-5, de ella se desprende que la dirección preferencial de los lineamientos es E-O, lo que es otra evidencia más del control de la red de drenaje en los lineamientos.

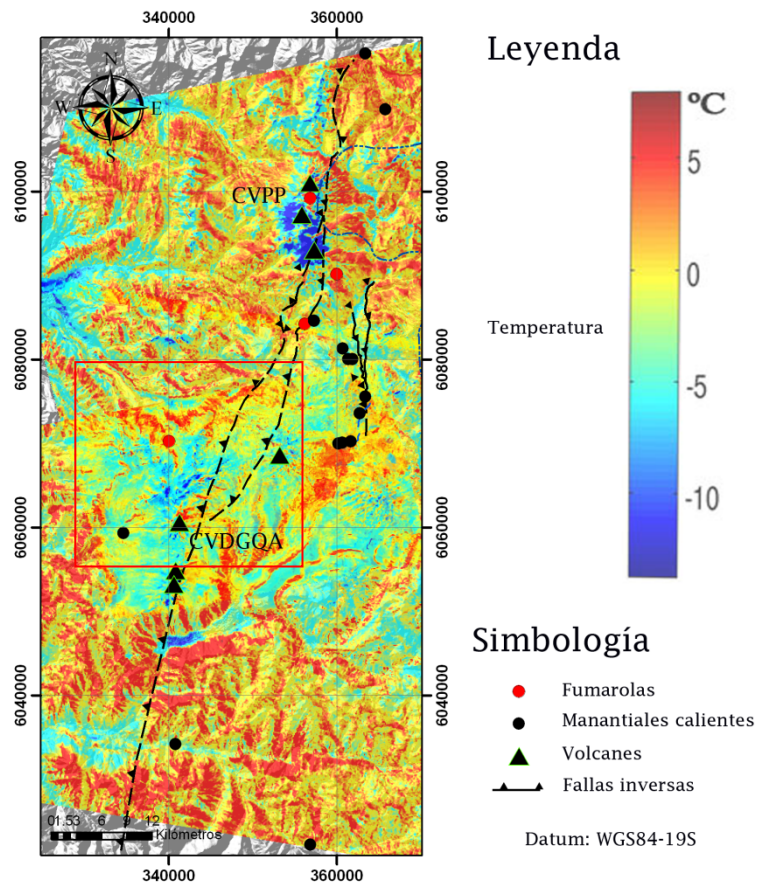


Figura III-9: Mapa de anomalías termales en superficie (Lemus en preparación). En cuadrado rojo se muestra la zona con distribución de anomalía termal negativa.

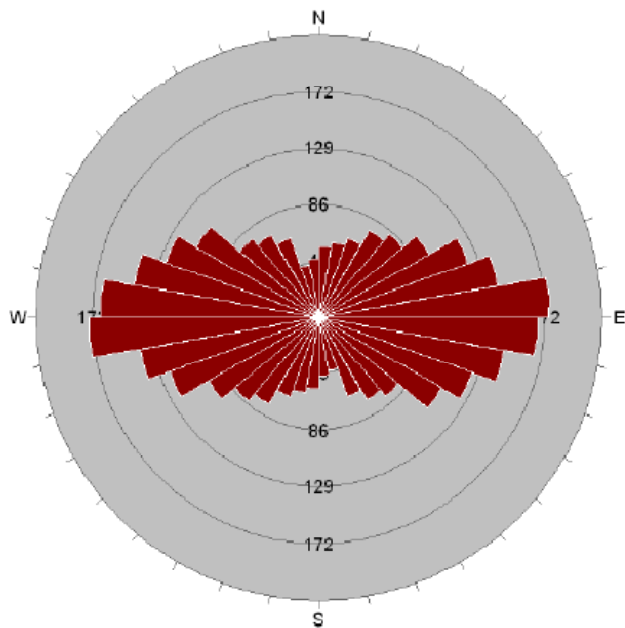


Figura III-10: Dirección preferencial de los lineamientos mapeados en la zona de estudio.

III.4.2 Alteración hidrotermal

De la Figura III-8 se observa como las manifestaciones termales yacen en zonas con alteración, lo que concuerda en gran medida con las observaciones en terreno. Sin embargo esta herramienta no es una clara guía de exploración geotermal debido a que cada análisis de alteración abarca una gran zona respecto a la puntualidad de las manifestaciones, por lo que podría ser usado como identificador de potenciales zonas con manifestaciones geotermales, pero no de manifestaciones puntuales.

Un rasgo importante a resaltar de la Figura III-8 es la distribución espacial de las alteraciones, donde para los cuatro tipos mapeados en este trabajo, la zona donde se emplaza el volcanismo cuaternario y la Fm. Loma Seca presenta mínimas evidencias de alteración hidrotermal, en cambio las rocas más antiguas son las que presentan mayor evidencia de alteración. Esto se debe a dos factores principalmente: (i) Debido a que las rocas volcánicas recientes y la Fm. Loma Seca son las rocas más nuevas de la zona de estudio, estas son las que han tenido menos tiempo para ser alteradas por los diferentes eventos. (ii) Tanto las rocas volcánicas recientes como la Fm. Loma Seca funcionan como un nivel impermeable que sella superiormente el sistema hidrotermal actual, por lo que estas rocas no pueden ser alteradas por los fluidos hidrotermales ya que en la mayor parte de la zona no habría interacción fluido-roca. Los lugares donde las rocas volcánicas recientes como la Fm. Loma Seca presentan alteración suelen coincidir con quebradas (ver cuadrado rojo en Figura III-8), donde los fluidos pueden salir a superficie debido a que las quebradas cortan toda la potencia de las rocas impermeables, llegando a las rocas sedimentarias como conglomerados, areniscas y calizas, que funcionarían como el nivel permeable por donde transitan los fluidos

III.4.3 Anomalía termal

De la Figura III-9 (ver cuadrado rojo) se observa que las mínimas temperaturas superficiales estimadas coinciden con las rocas volcánicas recientes y con las de Fm. Loma Seca (Figura II-5), mientras que las máximas temperaturas superficiales

lo hacen con las rocas de las secuencias sedimentarias Triásicas-Jurásicas y Cretácicas, Fm. Abanico y los intrusivos Cenozoicos. Como ya se había mencionado, Hanza y Muñoz (1996) estiman un flujo calórico geotermal de 100 mW/m^2 para la zona de estudio, por lo que variaciones en las temperaturas superficiales será solo producto de la conductividad térmica de cada tipo de roca (ecuación III-1).

Por otro lado, de la misma figura, las manifestaciones termales no presentan una correlación evidente con las anomalías termales superficiales, sin embargo estas no yacen en las zonas de menor temperatura.

Como ya se mencionó en las discusiones de la alteración hidrotermal y de los lineamientos, las rocas volcánicas y las de la Fm. Loma Seca funcionan como un nivel impermeable que sella el sistema. Por lo que las rocas que se encuentran en la base de las rocas impermeables, correspondientes a las rocas sedimentarias de la Fm. Vega Negra y Valle Grande, podría actuar como un potencial reservorio para los fluidos hidrotermales, así cuando los fluidos geotermales durante su ascenso se encuentran con el contacto de la capa volcánica impermeable, comenzarán con su transporte lateral siendo capaces de brotando en superficie por las quebradas que logran cortar toda la potencia de estas roca impermeable y permiten el afloramiento de las unidades sedimentarias Jurásicas (ver cuadrado rojo en Figura III-9). Este movimiento lateral de las aguas sería la explicación de la baja anomalía térmica bajo las rocas volcánicas recientes, pues el fluido estaría trasportando advectivamente el calor, haciendo que este se mueva lateralmente, lo que generaría una anomalía negativa justo sobre la capa impermeable. Por otro lado las manifestaciones termales que no se encuentran emplazadas en las rocas volcánicas cuaternarias y la Fm. Loma Seca, si se encuentran en zonas con anomalías positivas de temperatura, sin embargo estas abarcan una gran zona respecto a la puntualidad de las manifestaciones.

Como conclusión este método es de gran ayuda para en la identificación de zonas de interés geotérmico debido a que localiza espacialmente la distribución de la anomalía termal, pero no siempre es capaz de identificar las manifestaciones termales debido al contraste con la anomalía de la roca que la rodea.

IV GEOQUÍMICA DE AGUAS TERMALES

IV.1 Introducción

Los métodos geoquímicos han jugado un rol importante en las etapas preliminares de exploración en geotermia desde los inicios de la década del 60 debido a los grandes costos que conlleva la perforación de pozos geotérmicos (Gupta & Roy, 2007). La gran importancia de los métodos geoquímicos radica en que los datos químicos de agua y gas son útiles indicadores de la factibilidad de explotación de recursos geotérmicos en zonas vírgenes, ya que proporcionan información de las variables intensivas del sistema geotérmico en subsuperficie. La geotermometría, o determinación de la temperatura como variable intensiva del reservorio, se basa en supuestos termodinámicos usando la química del fluido, y es una de las maneras más usuales de estimar el potencial energético de un prospecto geotermal en base a las temperaturas calculadas.

En el presente capítulo se discute acerca de los métodos utilizados para el muestreo de aguas termales, su análisis y los resultados obtenidos, incluyendo los datos químicos e isotópicos de aguas termales y meteóricas.

IV.2 Metodología

IV.2.1 Trabajo de campo

El trabajo de campo consistió en 2 campañas consecutivas, dedicadas al muestreo geoquímico, en los meses de Marzo y Abril de año 2010. Durante la campaña del mes de Marzo se recolectaron 16 muestras de aguas para análisis químico y 12 para análisis de isótopos estables. Durante la campaña del mes de Abril se recolectaron 11 muestras de agua para análisis químico e isotópico.

IV.2.1.1 Muestreo y análisis in-situ de aguas termales

El punto de muestreo es elegido bajo el siguiente criterio:

- La manifestación de mayor temperatura.
- La manifestación que presenta un menor contacto con suelo o alguna otra fuente de agua.

Los parámetros a medir en terreno son:

- Temperatura, mediante el uso de termómetros digitales de contacto y láser con resolución de 0,1° C.
- pH, mediante pHímetro digital (HI-9811-5) con resolución 0,1.
- Conductividad eléctrica (proporcional al contenido total de sólidos disueltos) con medidor combinado (HI-9811-5).
- Alcalinidad, mediante titulación acidimétrica con solución de ácido hidrociorídico e indicadores de fenoftaleina (alcalinidad de fenoftaleina) y bromofenol azul (alcalinidad total) así se puede obtener la concentración de carbonatos y bicarbonatos utilizando el test de alcalinidad (HI-3811).
- Sílice, mediante espectrofotometría con un medidor portátil de radiación UV.
- Amonio, mediante espectrofotometría con un medidor portátil de radiación UV.
- Caudal.

La metodología en el muestreo corresponde a:

- Determinación de cationes: enjuague del jarro con el que se toma el agua, con la misma, al menos 2 veces, antes de sacar el agua termal a analizar. Posteriormente esta se filtra el agua con una membrana de 0,45 micras para evitar el ingreso de material en suspensión o cúmulos de bacterias en la muestra, los que pueden dañar el equipo de laboratorio en el posterior análisis y pueden alterar la concentración de algunos elementos como NH₃,

SO₄ y Mg. Luego del filtrado, las muestras son acidificadas con 0,5 ml. de ácido nítrico 4N (HNO₃) lo que es suficiente para alcanzar un pH<2, necesario para evitar la precipitación de sílice y metales, ya que su solubilidad es inversamente proporcional al pH. Luego se procede al llenado de una botella de polietileno de 200 ml.

- Determinación de aniones: enjuague del jarro con el que se toma el agua, con la misma, al menos 2 veces, antes de sacar el agua termal a analizar. Posteriormente esta se filtra el agua con una membrana de 0,45 micras para evitar el ingreso de material en suspensión o cúmulos de bacterias en la muestra, los que pueden dañar el equipo de laboratorio en el posterior análisis y pueden alterar la concentración de algunos elementos como NH₃, SO₄ y Mg. Luego se procede al llenado de una botella de polietileno de 200 ml.
- Determinación de isótopos: llenado en botellas de polietileno de 200 ml. previo enjuague. Se procura llenar hasta su máxima capacidad con el fin de reducir el entrapamiento de aire en burbujas y en el menor tiempo posible, así evitar el fraccionamiento isotópico entre la muestra y el aire.



Figura IV-1: Proceso de filtrado del agua.

IV.2.2 Métodos analíticos

IV.2.2.1 Análisis de agua

Los análisis químicos de las muestras fueron realizados en el laboratorio de geoquímica del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Estas consistieron en (Figura IV-2): (i) Cromatografía iónica (IC), modelo IC 861 Advanced Compact –Metrohm- para aniones; (ii) Espectrometría de emisión atómica con fuente de plasma acoplado (ICP-AES) modelo Optima 7300V -Perkin Elmer- para cationes; y (iii) Titulación volumétrica para medir el HCO_3^- y el CO_3^{2-} siguiendo el procedimiento propuesto por Giggenbach y Gouguel (1989).

Los análisis de isótopos estables fueron realizados en los laboratorios de la Comisión Chilena de Energía Nuclear utilizando la espectrometría de masas con fuente de plasma acoplado (ICP-MS).

- **Cromatografía de intercambio iónico (*Ion-exchange chromatography*)**

Esta metodología permite la separación de iones y moléculas eléctricamente cargadas, basado en la retención de los analitos moleculares mediante interacciones químicas. De esta forma se pueden obtener los grupos iónicos que interactúan con los iones analitos de carga opuesta. Este tipo de cromatografía se subdivide a su vez en la cromatografía de intercambio catiónico y cromatografía de intercambio aniónico. La cromatografía de intercambio catiónico retiene cationes cargados positivamente debido a que la fase estacionaria muestra un grupo funcional cargado negativamente, como un ácido fosfórico. La cromatografía de intercambio de aniones retiene aniones usando grupos funcionales cargados positivamente, como un catión de amonio.

- **ICP-OES (*Inductively Coupled Plasma - Optical Emission Spectrometry*)**

Este método se basa en la excitación energética de una muestra líquida mediante la interacción con plasma. Esto hace que los electrones de los átomos a analizar,

salten a niveles energéticos mayores. Cuando los electrones retornan a su estado inicial, liberan una onda energética con una cierta longitud de onda, característica de cada elemento, y una intensidad proporcional a la concentración de este. Para generar plasma se suministra gas argón a la bobina antorcha, aplicándose corriente eléctrica de alta frecuencia a la bobina en la punta del tubo antorcha. De esta forma el campo electromagnético creado en el tubo antorcha ioniza el argón, generando plasma. Este plasma tiene una alta densidad de electrón y alta temperatura (1000 Kelvin), siendo utilizada su energía para la excitación-emisión de la muestra.

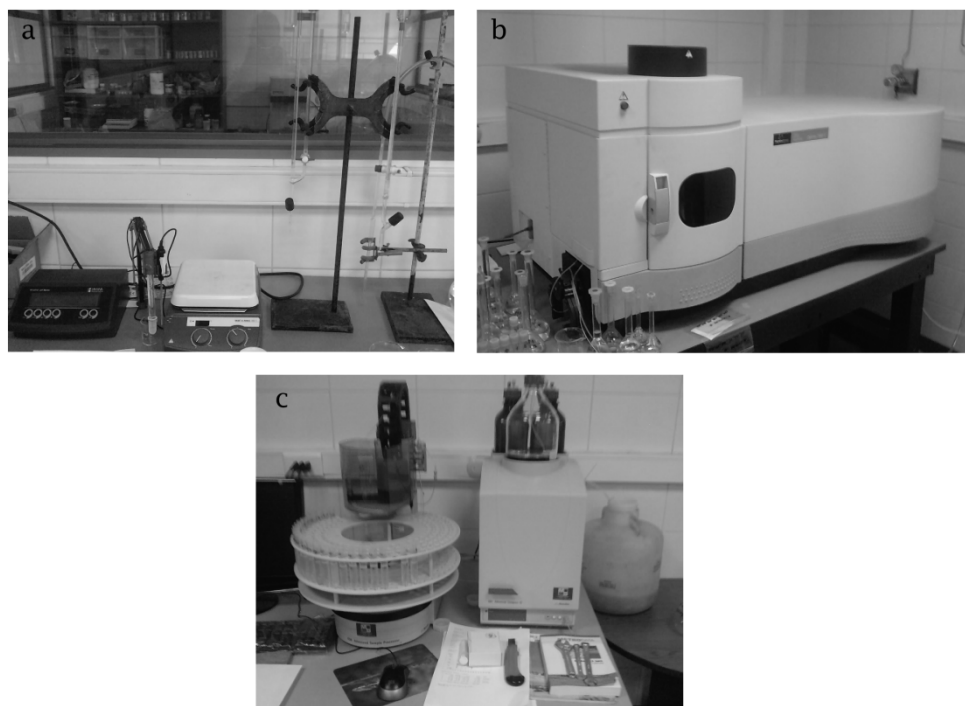


Figura IV-2: Máquinas para el análisis químico de las aguas termales del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. a) Maquinarias para el procedimiento de titulación. b) ICP-óptico para el análisis de cationes. c) Cromatógrafo iónico para el análisis de aniones.

IV.2.3 Calidad de datos en análisis de agua

Una forma de chequear la calidad de los análisis de elementos disueltos en el agua es el concepto de balance iónico. Este se basa en la diferencia porcentual entre las cargas positivas y negativas en el agua definida de la siguiente manera (IV-1):

$$\text{Balance iónico (\%)} = 100 * \left(\frac{\sum \text{cationes} - \sum \text{aniones}}{\sum \text{cationes} + \sum \text{aniones}} \right)$$

, en donde la sumatoria de las cargas están en unidades de meq/l (miliequivalentes por litro). Para aguas eléctricamente neutras, el balance iónico tiene un valor igual a 0, pero el balance iónico generalmente será distinto de 0 debido a: (i) errores en la medición de los datos; y/o (ii) mayor concentración de iones generan diferencias mayores en el balance iónico (STANDARD METHODS, 1992).

Tradicionalmente el cálculo de los meq/l de cada grupo, tanto para cationes como aniones, se hace en base a la medida de las concentraciones de los iones simples (ej: Na⁺, K⁺, Mg²⁺, SO₄²⁻ y Cl⁻ entre otros) multiplicada por sus respectivas valencias y ponderadas por el peso de ión. Para aguas potables, esta forma de aplicar el balance iónico es bastante asertiva.

Tabla IV-1: Criterio para validar los resultados de la geoquímica de agua, (STANDARD METHODS, 1992).

Criterio para aceptar	
Suma de aniones (meq/l)	Diferencia aceptable (‰)
0-3	± 0,2 meq/l
3-10	± 2‰
10-800	± 2-5‰

Sin embargo, a medida que la concentración de solutos aumenta en las aguas o las condiciones de pH difieren de la neutralidad se origina un problema de especiación, ya que aparecen componentes específicos debido a que las cargas de los iones simples dejan de ser las usuales.

IV.2.3.1 Metodología para determinar balance iónico

La mejor manera de establecer el balance iónico para un análisis químico de agua es usar un programa de especiación en donde se obtienen las concentraciones de cada elemento de acuerdo a la especie estable para determinadas condiciones

fisicoquímicas basado en las concentraciones de los iones simples y las condiciones fisicoquímicas a las cuales se muestrearon las aguas. En la Figura IV-3 se observan tres iones simples como Mg^{2+} , Si^{4+} y SO^{2-} , y su respectiva especiación. Para el caso del Mg^{2+} a pH menores a 9, la especie dominante es Mg^{2+} , pero a pH mayores la especie $MgOH^+$ aparece haciéndose la especie dominante a pH mayores a 11,5, por lo cual el cálculo tradicional del balance iónico en aguas ultra básicas estaría erróneo, ya que se considera Mg con su carga +2 y no la especie dominante $MgOH$ con su carga +1. En este trabajo se ocupa el programa de especiación denominado WATCH, ya que ha sido desarrollado por el grupo de química de aguas de Islandia específicamente para la interpretación de análisis de aguas y gases geotermales.

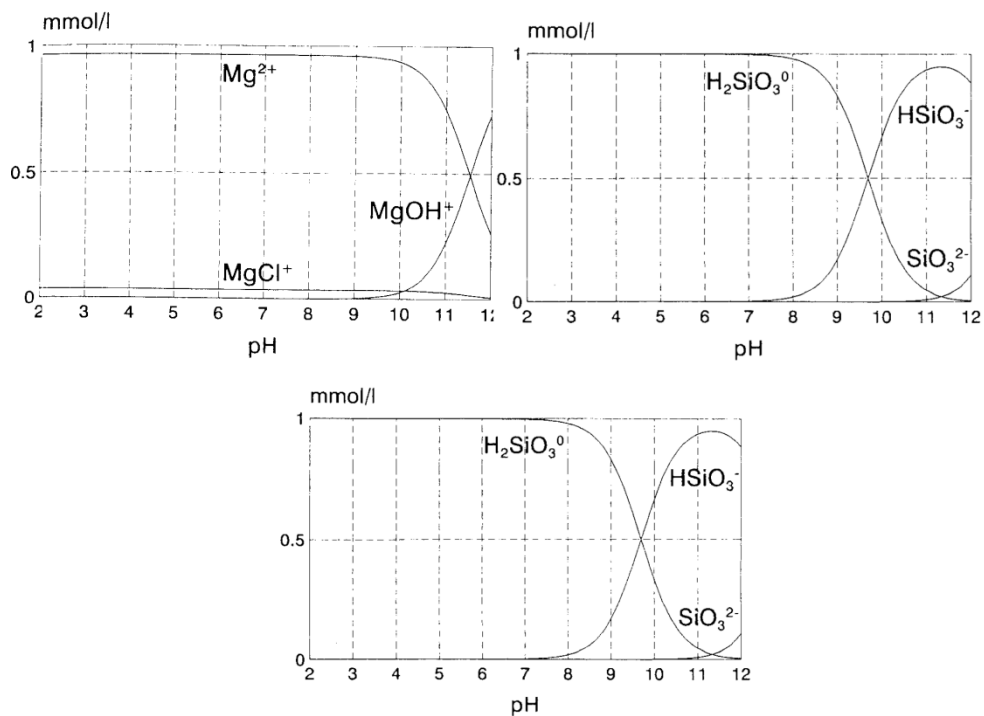


Figura IV-3: Ejemplos de especiación para los elementos: S, Si y Mg (modificado de Murray y Wade, 1996).

IV.2.3.2 Contribución de H^+ y OH^-

Para valores extremos de pH bajos y altos hay una contribución de H^+ y de OH^- , respectivamente, en las concentraciones de cationes y aniones en meq/l, como se observa en la Figura IV-4. Por ejemplo, a valores de pH igual a 2 habría una contribución de 10 meq/l a la sumatoria de cationes y de -10 para valores de pH igual 12. Por ejemplo, a la muestra 14 (Tabla IV-2) debe sumársele 10 a la suma de los miliequivalente de los cationes por la corrección antes planteada.

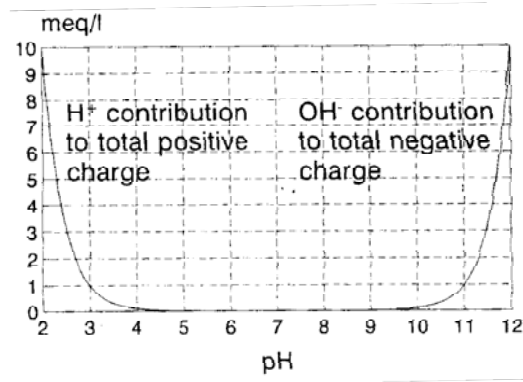


Figura IV-4: Contribución de H^+ y OH^- al balance iónico (modificado de Murray y Wade, 1996).

IV.2.4 Antecedentes teóricos de la geoquímica hidrotermal

El objetivo principal de la geoquímica geotérmica es la identificación del origen de los fluidos geotermales y la cuantificación de los procesos que gobiernan su composición junto con la transformación química y mineralógica de la roca con la cual el fluido interactúa. Después de todo, las descargas de gases y aguas en superficie, traen una impronta de su historia en subsuperficie debido a esta interacción con la roca que las hospeda y a la incorporación de componentes magmáticos.

Giggenbach (1991) propone que los constituyentes encontrados en estos fluidos pueden ser subdivididos en dos grupos mayores de acuerdo al tipo de información que entregan: (i) conservativos (o trazadores o inertes) y (ii) geoindicadores o reactivos. Los elementos conservativos constituyen un grupo de elementos que una

vez se han introducido en la fase fluida, estos permanecerán en ella sin cambio alguno, otorgando información sobre su propia fuente, como de la fuente del fluido. Por otra parte los elementos geoindicadores constituyen un grupo de elementos reactivos, cuya concentración en el fluido responde a cambios en los parámetros fisicoquímicos en el ambiente que se encuentran, por lo que un buen conocimiento acerca de estos cambios será útil para conocer las condiciones de equilibrio.

Bajo los conceptos de la termodinámica, los componentes conservativos no se han equilibrado y son independientemente variables. Por otra parte, los componentes reactivos no son independientemente variables, sino reflejan el estado del sistema (temperatura, presión y composición).

La movilidad es la razón de un componente entre el fluido y la roca. Para un componente móvil su concentración en el agua es relativamente mayor que en la roca, mientras que para el caso contrario se hablará de componentes inmóviles. Si la movilidad es 100‰ para un componente, este solo ocupará la fase fluida y este tendrá un comportamiento conservativo. Existen componentes reactivos que pueden ser muy móviles, como el Li en sistemas geotermales de alta temperatura. Cuando este es el caso, puede ser aceptable la aproximación que un componente reactivo se comporte como uno conservativo (Arnórsson, 2000)

Algunos componentes son conservativos en sistemas geotermales porque ellos solo forman minerales solubles y la fuente de donde son extraídos es limitada para saturar los fluidos. Ejemplo de este tipo de componentes conservativos son Cl, B y Br. Otros constituyentes químicos son verdaderamente inertes como los gases nobles, mientras que otros reaccionan muy lento y pueden ser considerados conservativos para propósitos prácticos como el N₂ (Arnórsson, 2000; Giggenbach, 1991)

Especies como Na, K, Mg, Ca y SiO₂ forman parte de reacciones, por lo que su concentración es dependiente de la temperatura de los fluidos hidrotermales y de la roca que hospeda el sistema geotermal. El H₂, H₂S, CH₄ y CO₂ están involucrados en reacciones de oxidación, por lo que su el fraccionamiento entre la fase gaseosa y la roca es presión y temperatura dependiente, por lo que pueden ser asumidos como geoindicadores (Giggenbach, 1991).

El límite entre estas dos definiciones no es rígido ya que un componente puede comportarse como conservativo bajo ciertas condiciones o como reactivo si las condiciones cambian. Por ejemplo, Cs a temperaturas mayores a 250°C se comporta de manera conservativa, pero a temperaturas menores es incorporado a zeolitas secundarias, comportándose como un elemento reactivo (Giggenbach, 1991).

En base al comportamiento de los componentes visto anteriormente, Arnórsson et al. (2007) propone una clasificación de los fluidos geotermales, distinguiendo dos tipos: (i) primarios y (ii) secundarios. Los fluidos primarios se encuentran en la parte inferior de las celdas convectivas y pueden ser mezclas de dos o más tipo de fluidos, como aguas cloruradas, aguas sulfato-ácidas y salmueras híper salinas. Cuando estos fluidos primarios alcanzan la superficie ellos pueden sufrir diferentes procesos que llevan a la formación de los fluidos secundarios, tales como:

- Ebullición por despresurización (*flasheo*) que lleva a la formación de una fase líquida y gaseosa.
- Separación de las fases de un fluido salino en una salmuera híper salina y un vapor más diluido.
- Condensación de vapores en aguas meteóricas superficiales que produce aguas sulfato-ácidas o bicarbonatadas sódicas.
- Mezcla de CO₂ gaseoso de una fuente profunda con aguas termales.
- Mezcla de fluidos geotermales con aguas superficiales frías (dilución).

IV.2.4.1 Fluidos primarios

La composición de los fluidos primarios está determinada por: (i) la composición de la fuente inicial, (ii) las reacciones de disolución de la roca primaria y (iii) la precipitación de minerales secundarios. El origen de las aguas es usualmente meteórico o de origen marino (o una mezcla de ambos), pero también puede haber una componente magmática, metamórfica o aguas connatas.

- **Aguas Cloruradas (Na-Cl)**

Es el tipo de aguas más común en sistemas geotermales. Las concentraciones de Cl pueden variar entre cientos y miles de ppm, y dependerá de la disponibilidad del soluto en la roca fuente, si el proceso de proveniencia principal es la lixiviación, o puede ser añadido por fluidos magmáticos profundos. Otra alternativa para los fluidos salinos es la reacción entre HCl magmático y los minerales formadores de roca (olivino, piroxeno, plagioclasas entre otros).

Entre 100°C y 150°C la concentración de la mayoría de los elementos principales en este tipo de aguas está controlada por el equilibrio con minerales secundarios. El único componente mayoritario conservativo en estas aguas es Cl, mientras que la mayoría de los cationes están controlados por la precipitación de minerales sulfurados.

- **Aguas Sulfato-ácidas**

Este tipo de aguas es común en sistemas geotermales volcánicos asociado a magmas andesíticos. La acidez es causada por la adición de HCl y SO₂ aportados por la desgasificación del magma a los fluidos de circulación profunda, generando HCl y HSO₄⁻. A condiciones ambientales el pH de la solución es 2, mientras que el pH de los fluidos magmáticos que aportan los gases es neutro la temperatura del reservorio. Esto se debe a que HSO₄⁻ se vuelve un ácido fuerte a temperaturas bajas (Figura IV-5).

La diferencia principal de este tipo de aguas con las cloruradas, es que el principal buffer de pH para las primeras es CO₂/HCO₃⁻ en un comienzo, para luego ser HSO₄⁻/SO₄²⁻ (Figura IV-5). La concentración en estas aguas de sulfatos y de elementos menores, como Fe y Mg (que son controlados por la solubilidad de minerales que contienen estos elementos), son muy altas, comparado con las aguas cloruradas.

Tabla IV-2: Características químicas de las aguas termales y meteóricas superficiales correspondientes al sistema hidrotermal asociado a los Complejos Volcánicos Planchón-Peteroa y Descabezado Grande-Quizapu-Azul. Concentraciones de elementos en mg/l (ppm). Balance iónico (%). Tipos de agua incluyen: MC=Manantial Caliente y PB=Pozos de Barro. Los colores de las muestras de aguas termales corresponden a la clasificación según el anión mayor predominante según la pH . No se encuentra el origen de la referencia..

Muestra	UTM		Tipo	Altitud	T(°C) en terreno 1	pH en terreno 1	T(°C) en terreno 2	pH en terreno 2	T(°C) en laboratorio	pH en laboratorio	TSD	CO ₃	HCO ₃	F
	N	E												
AGUAS TERMALES														
9	361881	6080029	MC	2154	75	7,4	-	-	18,9	8	-	0,00	244,67	1,74
17	365777	6109783	MC	1732	24	7,1	-	-	20,6	6,95	-	0,00	564,40	0,00
19	363400	6116454	MC	1433	6	8,6	-	-	21,2	7,85	-	0,00	96,41	0,12
36	356866	6022183	MC	1546	54,5	5,4	25	7,5	21,4	6,78	8880	0,00	518,03	0,00
35	340794	6034171	MC	988	29,5	6,6	-	-	21,6	7,34	730	0,00	36,61	0,67
39	281522	6039846	MC	970	33,7	9,3	-	-	18,5	9,44	320	3,61	5,49	0,34
1	360650	6070051	MC	2573	36,4	7,9	-	-	21,8	7,75	-	0,00	244,67	1,28
2	360200	6069989	MC	2569	38,9	7,5	-	-	21,1	7,59	-	0,00	262,37	2,11
3	361680	6070203	MC	2563	37,9	7,4	-	-	21,3	7,72	-	0,00	314,84	1,66
6	362754	6073577	MC	2563	64,9	7,5	-	-	20	7,82	-	0,00	275,18	4,58
7	362259	6082717	MC	2343	46	7,4	-	-	18,7	7,84	-	0,00	295,32	2,98
8	360694	6081288	MC	2129	48,9	6,7	32,2	7,7	19,8	7,19	-	0,00	812,73	2,62
10	361386	6080040	MC	2185	30,2	6,8	-	-	18,7	6,92	-	0,00	1434,49	1,43
12	360011	6090191	MC	2738	70	6,7	-	-	20,3	7	-	0,00	485,08	0,25
15	357295	6084620	MC	1995	54	6,7	-	-	20,3	7,38	-	0,00	680,33	2,06
30	334606	6059316	MC	1880	29,8	5,8	-	-	21,4	6,85	640	0,00	611,99	0,35
32	340045	6070274	MC	1945	94	-	25,3	6,4	21,8	7,32	110	0,00	69,56	0,01
34	339969	6070449	MC	1964	79,5	6	25,9	8	21	7,95	460	0,00	497,28	0,00
40	280303	6035896	MC	966	23,3	9,2	-	-	20,1	9,24	170	12,62	156,21	0,22
14	356168	6084260	PB	1996	94,5	2	-	-	19,2	2,01	-	0,00	0,00	0,17
33	339996	6070451	PB	1962	84,5	5,8	19,7	7,7	21,5	6,68	920	0,00	49,42	0,21

Continuación Tabla IV-2:

Muestra	CL	Br	NH ₃	P	SO ₄	Mg	Li	Fe	B	Sr	Mn	Ca	Na	K	Ba	Al	SiO ₂	Balance iónico
AGUAS TERMALES																		
9	1243,69	0,00	1,55	0,00	106,23	6,35	1,20	0,03	5,52	1,31	0,83	80,43	556,40	67,20	0,08	0,05	117,45	12,47%
17	8389,90	127,70	11,04	0,00	1177,20	25,00	3,15	6,17	9,92	9,81	6,06	767,90	3698,00	728,70	0,02	0,10	32,09	9,76%
19	910,92	0,00	2,81	0,00	118,64	7,29	0,75	0,03	1,66	1,78	0,00	141,20	464,10	25,47	0,02	0,05	11,51	1,16%
36	11960,50	0,00	0,00	0,00	628,70	98,28	6,72	9,19	14,90	34,50	2,45	1818,00	5391,00	328,30	0,16	0,07	71,45	1,54%
35	330,90	0,00	1,55	0,00	266,20	5,14	0,56	0,02	10,00	1,23	0,00	103,90	134,05	7,91	0,02	0,08	41,07	3,31%
39	53,09	0,00	1,48	0,00	151,53	0,03	0,09	0,02	1,57	0,01	0,00	29,82	57,25	1,31	0,00	0,08	29,95	4,56%
1	38,32	0,00	2,17	0,00	51,52	3,90	0,30	0,02	0,42	0,25	0,00	28,59	74,63	3,40	0,00	0,03	35,30	8,76%
2	61,26	0,00	1,89	0,00	80,28	5,89	0,36	0,01	0,89	0,47	0,00	43,79	113,80	3,98	0,00	0,02	42,79	-1,26%
3	70,98	0,00	1,65	0,00	84,02	5,48	0,31	0,04	1,15	0,44	0,00	44,91	98,01	3,70	0,00	0,04	45,14	3,83%
6	95,28	0,00	1,47	0,00	110,36	1,06	0,44	0,02	4,60	0,19	0,00	20,80	146,30	3,10	0,00	0,04	49,20	4,48%
7	52,80	0,00	1,47	0,00	265,27	5,45	0,27	0,01	0,66	0,71	0,00	65,03	133,15	5,42	0,02	0,04	47,71	9,87%
8	195,28	0,00	1,50	0,00	134,75	32,46	0,45	3,37	2,50	0,89	0,99	125,20	194,35	20,62	0,05	0,05	116,59	7,26%
10	39,73	0,00	1,47	0,00	374,81	93,70	0,68	9,21	1,03	1,59	1,52	227,00	176,75	8,47	0,03	0,04	69,31	7,92%
12	3,66	0,00	1,60	0,00	2,50	23,81	0,15	0,47	0,00	0,65	1,60	62,63	60,37	10,95	0,09	0,20	170,50	0,08%
15	723,68	0,00	1,53	0,00	497,96	15,30	1,21	1,95	7,82	4,60	1,71	314,10	392,25	52,70	0,04	0,10	136,06	5,15%
30	100,99	0,00	1,53	1,67	137,32	101,30	0,25	0,04	5,44	0,53	0,01	53,50	96,18	23,84	0,03	0,07	99,91	-4,80%
32	3,14	0,00	1,45	0,00	79,81	9,68	0,23	0,47	0,09	0,05	0,07	13,71	21,39	4,67	0,00	0,09	26,53	5,27%
34	2,36	0,00	1,45	0,00	65,31	23,10	0,17	0,07	0,60	0,29	0,25	81,10	75,21	3,90	0,01	0,09	152,53	0,30%
40	3,49	0,00	1,58	0,00	8,70	0,15	0,15	0,31	0,42	0,00	0,02	1,19	53,88	1,51	0,00	0,33	34,66	10,97%
14	1,67	1,47	1,35	0,00	1656,94	27,72	0,16	37,20	0,03	0,08	0,96	19,10	36,95	14,64	0,00	39,72	267,41	24,37%
33	3,17	0,00	1,41	0,00	1015,07	31,69	0,17	0,04	0,43	0,40	0,38	191,00	142,30	8,32	0,03	0,16	102,26	8,17%

Continuación Tabla IV-2:

Muestra	UTM		Altitud	T(°C) en terreno 1		pH en terreno 1		T(°C) en terreno 2		pH en terreno 2		T(°C) en laboratorio		pH en laboratorio		TSD	CO ₃	HCO ₃	F
	N	E																	
AGUAS METEÓRICAS																			
4	362042	6070118	2573	12,3	8,3	-	-	20,1	7,87	-	0,00	97,02	0,46						
5	362946	6071897	2580	12,6	9,1	-	-	20,7	6,47	-	0,00	3,05	0,00						
18	365777	6109783	1732	7,4	9,72	-	-	21,5	7,78	-	0,00	70,17	0,04						
31	334574	6059459	1879	12,2	6,4	-	-	21,9	7,08	170	0,00	186,71	0,09						
37	359787	6013471	2159	15	7,8	-	-	21,7	7,41	50	0,00	23,80	0,00						
38	357009	6022221	1554	16,9	7,7	-	-	21,5	7,57	50	0,00	31,12	0,00						
Muestra	CL	Br	NH ₃	P	SO ₄	Mg	Li	Fe	B	Sr	Mn	Ca	Na	K	Ba	Al	SiO ₂		
AGUAS METEÓRICAS																			
4	45,30	0,00	1,80	0,00	62,47	8,36	0,22	0,02	0,20	0,05	0,00	11,66	53,06	1,64	0,00	0,05	24,17		
5	1,80	0,00	1,54	0,00	2,68	0,23	0,20	0,01	0,00	0,00	0,00	0,41	5,75	0,58	0,00	0,02	3,40		
18	20,78	0,00	1,41	0,00	429,50	5,75	0,17	0,08	0,12	1,18	0,02	200,20	29,95	4,87	0,02	0,10	13,97		
31	10,20	0,00	2,00	1,15	25,93	22,09	0,22	0,03	0,40	0,11	0,00	19,77	32,96	7,94	0,01	0,05	51,56		
37	22,24	0,00	1,42	0,00	7,88	2,21	0,15	0,05	0,00	0,14	0,01	8,54	16,32	2,57	0,01	0,09	20,26		
38	14,88	0,00	1,46	0,00	37,71	3,80	0,13	0,07	0,00	0,12	0,01	13,96	13,73	3,20	0,01	0,10	29,31		

- **Salmueras**

Estas aguas se pueden formar por varios procesos que concentran sales en la fase líquida. Estos procesos son: (i) dilución de evaporitas por fluidos de origen meteórico y posterior reacción con minerales formadores de roca y HCl magmático; (ii) aguas connotas salinas que han sido originadas en cuencas sedimentarias; y (iii) separación de una fase gaseosa a través de enfriamiento o despresurización de un fluido moderadamente salino, dando lugar a un fluido secundario residual hipersalino.

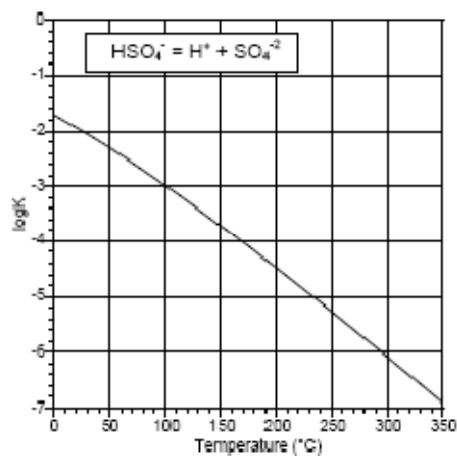


Figura IV-5: Dependencia de la temperatura de la constante de equilibrio del ion bisulfato. Notar el aumento en 4 órdenes de magnitud, de la constante de equilibrio al ir de 300 a 25°C.

IV.2.4.2 Fluidos secundarios

- **Aguas sulfato-ácidas vapor calentadas**

En muchos campos geotérmicos de alta temperatura, las manifestaciones superficiales corresponden a fumarolas. La condensación de vapores ricos en H_2S por pérdida de calor o por mezcla con aguas superficiales lleva a la oxidación de H_2S permitiendo la precipitación de azufre nativo, thiosulfatos, varios polisulfuros y, por último, sulfatos. Estas aguas se caracterizan por baja concentraciones de Cl y alto sulfato (concentraciones relativas entre estos dos elementos) y, generalmente, con $\text{pH} < 1$. Debido al bajo pH, estas aguas poseen una alta concentración de metales, ya que pueden lixiviar los minerales formadores de roca, así dejan una mineralogía residual rica en sílice amorfa, azufre nativo, aluminio-sulfatos, esmectita

y caolinita. La alteración es denominada argílica debido a la amplia variedad de minerales de arcillas. La alteración es denominada argílica avanzada cuando consiste en caolinita, cuarzo, hematina y limonita, y los feldespatos son alterados a sericita. A alta temperatura la alteración dará lugar a pirofilita (mica blanca) en lugar de caolinita.

- **Aguas carbonatadas**

Estas aguas son comunes en áreas con actividad volcánica, pero también se encuentran en zonas sísmicamente activas en ausencia de volcanismo. En el primer caso, las aguas se encuentran alrededor de los volcanes y tienen como origen: (i) condensación de CO₂ proveniente del manto, del magma o del metamorfismo, en aguas superficiales, generando acuíferos colgados; o (ii) por mezcla de condensados ricos en CO₂ con fluidos primarios. En el segundo caso, las aguas carbonatadas también se pueden generar por mezcla de fluidos geotermales de alta temperatura de infiltración profunda, que no han sufrido procesos de separación, con aguas meteóricas frías.

- **Aguas mezcladas**

En las zonas del *up-flow* de los sistemas geotermales, aguas primarias, que pueden o no haber sufrido ebullición, se mezclan con aguas superficiales. Este proceso es uno de los más comunes que afectan a los fluidos geotermales durante su ascenso (Fournier, 1991). Esta mezcla se separa en 2 fases (líquido y vapor) y exhibe razones de mezcla variables que son reconocidas por una correlación inversa de la temperatura y el caudal de las manifestaciones, y una razón proporcional a la concentración de los componentes conservativos e isótopos. La mezcla afecta a los estados de equilibrio entre la fase fluida y la mineralogía primaria y secundaria, lo cual conlleva a cambios en las concentraciones iniciales en los componentes reactivos. Estos cambios involucran generalmente un incremento en Ca y Mg, y una disminución en la razón de Na/K. Es por ello que el uso de geotermómetros y diagramas multimineral en este tipo de aguas debe hacerse cuidadosamente, corrigiendo e interpretando los resultados.

IV.2.5 Resultados

IV.2.5.1 Clasificación de las aguas termales

Giggenbach (1997) propone una regla general para la clasificación de las aguas termales donde los aniones mayores, como Cl^- , SO_4^{2-} y HCO_3^- , derivan de constituyentes magmáticos (en su mayoría), mientras que los cationes como Na, K, Ca y Mg, entre otros, provienen de la lixiviación de la roca debido a la interacción con el fluido hidrotermal.

IV.2.5.1.1 Diagrama ternario de aniones mayores

La mayoría de las técnicas geoquímicas pueden ser aplicadas sobre fluidos de cierta composición determinada. Por ejemplo, los geotermómetros solo funcionan si se usan en aguas de pH neutro, cuyo principal anión mayor es el cloro. Por lo que cualquier interpretación de muestras de aguas, será llevada a cabo de mejor manera si existe una clasificación inicial (Giggenbach, 1991).

Giggenbach (1988) propone un diagrama de clasificación ternaria en término de los aniones más abundantes de las aguas (e.g. Cl , SO_4 y HCO_3). Este diagrama permite relacionar el contenido relativo de los aniones con el origen de los fluidos y/o procesos posteriores que ocurren en el camino a la superficie. De esta manera el Cl puede ser asumido que deriva esencialmente del HCl, el SO_4 del SO_2 y el HCO_3 del CO_2 . Todos estos componentes serían de origen magmático y se encuentran directamente envueltos en la conversión de aguas inmaduras, ácidas, oxidadas y consideradas fluidos magmáticos a aguas maduras, neutras, reducidas típico de los sistemas hidrotermales (Giggenbach, 1997).

Giggenbach (1997) propone una interpretación para este diagrama ternario donde la absorción de vapores magmáticos en aguas meteóricas de circulación profunda, lleva a la formación de aguas extremadamente ácidas, oxidadas, donde las proporciones de Cl y S son cercanas a la de la fase vapor original. Por el contrario,

la reactividad de CO_2 gaseoso en estas aguas profundas es nula, por lo que HCO_3 no se formaría en estas aguas. Asumiendo que la mayoría del S se transforma a SO_4 , las aguas volcánicas se graficarían a lo largo del eje $\text{SO}_4\text{-Cl}$. Al empezar la ebullición por despresurización, el S se particiona a la fase vapor, a diferencia del Cl que tiende a quedarse en el líquido. Esta reacción de ebullición aumenta el pH generando aguas cloruradas-neutras, moviéndose por el eje $\text{SO}_4\text{-Cl}$ en dirección hacia el Cl. A profundidades suficientemente altas, y por lo tanto a presiones suficientemente altas, el CO_2 , originalmente magmático, se mantiene en solución en el fluido hidrotermal profundo como $\text{CO}_{2(\text{aq})}$. Una vez que la temperatura disminuye por debajo de los 330°C , el $\text{CO}_{2(\text{aq})}$ se vuelve reactivo comenzando la aparición de bicarbonato y calcita que alteran la roca que contiene el fluido hidrotermal. Debido a la solubilidad inversamente proporcional de la calcita respecto a la temperatura en aguas poco salinas, el contenido de bicarbonato disuelto en el equilibrio, aumenta a medida que disminuye la temperatura. Por lo que una completa conversión del $\text{CO}_{2(\text{aq})}$ en HCO_3 llevará a razones de HCO_3/Cl máximas, determinada por la razón CO_2/Cl de vapores magmáticos originales. La absorción de vapores magmáticos a profundidades someras lleva a la formación de las aguas vapor calentadas, las que, debido a la oxidación de H_2S , contienen HSO_4^- más H^+ , lo cual acidifica las aguas y lleva a un desplazamiento de estas al campo del sulfato. Este modelo conceptual es generalmente aceptado para explicar la evolución de las aguas desde profundidad a superficie corresponde a un movimiento en el sentido del reloj en el diagrama ternario que parte y termina en las aguas con alto contenido de sulfato (Figura IV-6) y puede ser complicado por procesos de mezcla con aguas meteóricas o entre ellas mismas.

En la Figura IV-6 se puede observar las fuentes termales analizadas. Estas se distribuyen por todo los dominios definidos por Giggenbach (1988) clasificándose de la siguiente manera: las fuentes 35 y 39 como aguas sulfato-cloruradas, las fuentes 9, 17, 19 y 36 como aguas cloruradas, las fuentes 1, 2, 3, 6, 7, 8, 10, 12, 15, 30, 32, 34 y 40 como aguas bicarbonatadas, y por último las fuentes 14 y 33 como aguas sulfato ácidas. Las muestras 7, 15 y 32 se encuentran en los límites de los campos bicarbonatadas-cloruradas y bicarbonatas-sulfatadas, pero serán clasificadas como aguas bicarbonatadas debido a la cercanía de estas con manifestaciones bicarbonatadas.

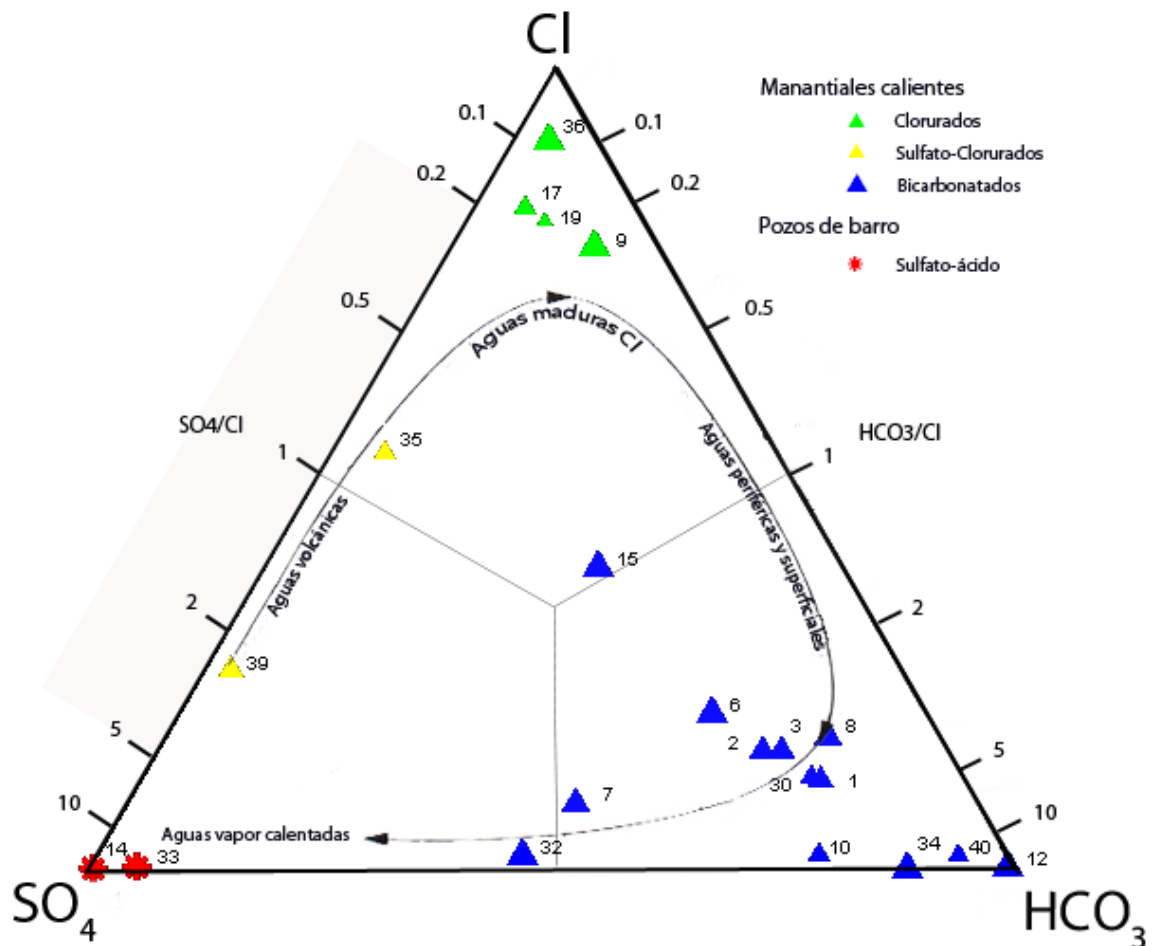


Figura IV-6: Diagrama de aniones mayores (Giggenbach, 1988). El tamaño del símbolo es proporcional a la temperatura de la manifestación.

IV.2.5.1.2 Diagrama piper

Este diagrama permite clasificar las aguas según sus aniones y cationes mayores, así tener una vista general de las composiciones de las aguas. De la Figura IV-7 es claro ver la relación de los aniones y cationes mayores. Las aguas cloruradas poseen como catión mayor al Na y K (álcalis). Por otra parte, las aguas bicarbonatadas tienen una clara afinidad en Na, K y Ca (álcalis-térreos). Por último las aguas sulfatadas no presentan una tendencia clara.

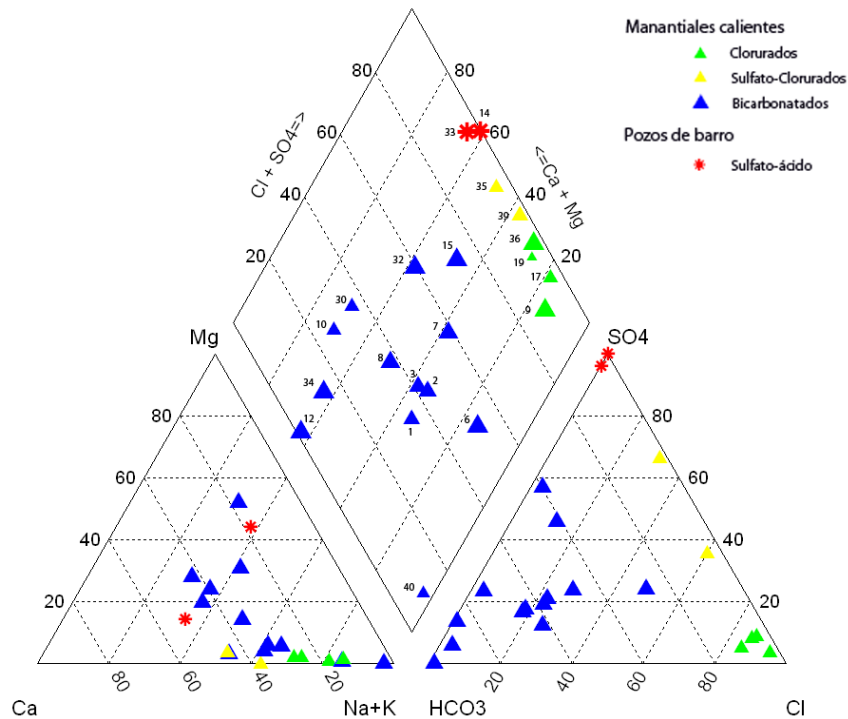


Figura IV-7: Diagrama piper de clasificación de aguas, para los manantiales templados de la zona de estudio. El tamaño del símbolo es proporcional a la temperatura de la manifestación.

IV.2.5.1.3 Diagrama ternario de Cl-Li-B

Giggenbach y Goguel (1989) proponen la utilización del diagrama ternario Cl-Li-B, para dilucidar el origen de las aguas termales y la existencia de diferentes *upflow*. Li es el metal alcalino que menos se ve afectado por absorciones secundarias dada su gran movilidad (Arnórsson, 2000; Giggenbach, 1991), por lo que puede ser utilizado indicador de la roca inicial donde ocurrió su dilución. Además sirve de referencia para evaluar el origen de 2 importantes elementos como lo son Cl y B, donde el B se asume como conservativo a temperaturas mayores a 150°C, ya que a temperaturas menores este se incorpora a minerales de arcilla como la illita (Arnórsson, 1995), mientras que el Cl se comporta como elemento conservativo en todo rango de temperatura. Estos elementos pueden tener un origen: (i) magmático transportados como HCl y H₃BO₃ a altas o bajas temperaturas, lo que generará razones de B/Cl altas y bajas respectivamente, siendo esta razón un reflejo de la madurez del sistema; (ii) pueden ser extraídos de ciertas rocas volcánicas y sedimentarias (Arnórsson, 1995), donde las concentraciones de B varían entre 1 a

1000 ppm, y el Cl varía desde entre 10 ppm a más de 20 gr/L, por lo que diferentes razones de B/Cl en las aguas representarán las razones en las cuales estos elementos se encuentran en la roca; (iii) atmosférico, ya que la razón de B/Cl en el aire varía de costa a continente adentro debido a la influencia de la brisa marina en la costa; por último (iv) la mezcla con agua marina que tiene una razón conocida de Cl/B de 1330.

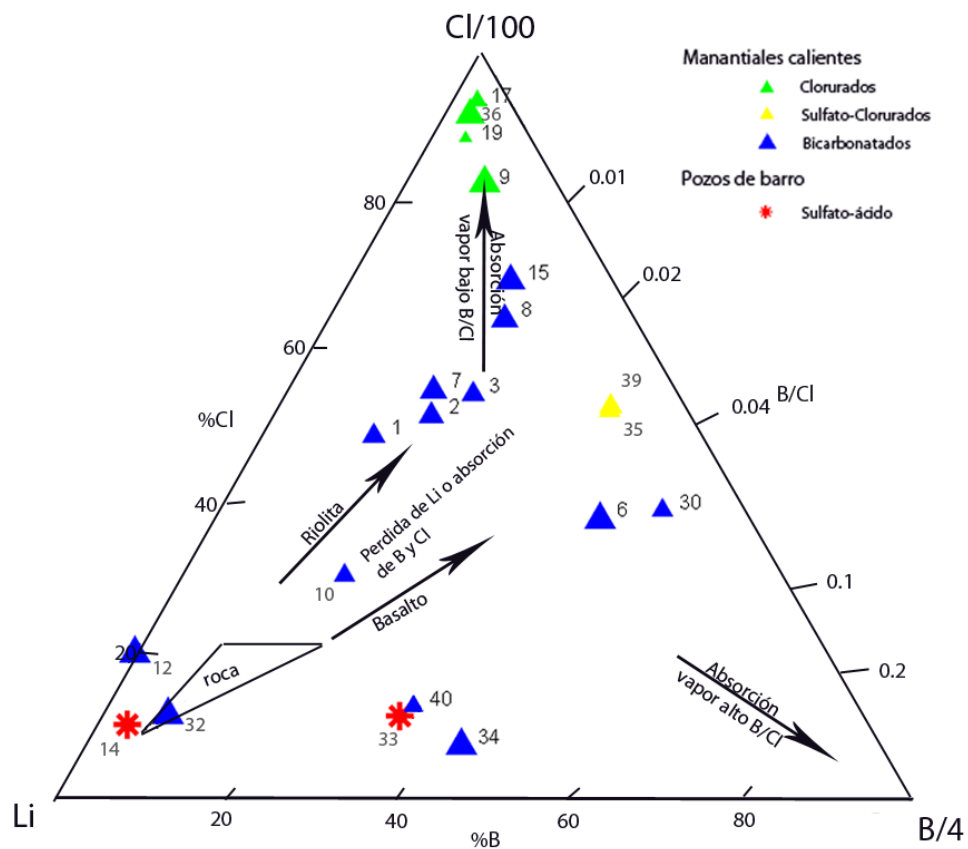


Figura IV-8: Diagrama de Cl-Li-B (Giggenbach y Goguel, 1989). El tamaño del símbolo es proporcional a la temperatura de la manifestación.

En el diagrama Cl-Li-B (Figura IV-8) se puede apreciar como las muestras 12, 14, 32, 33, 34 y 40 caen cerca del campo de la composición de la corteza continental lo que Giggenbach (1991) interpreta como aguas lixiviadas de las rocas. Mientras que las demás fuentes termales se distribuyen por los campos de vapores absorbidos con altas y bajas razones de B/Cl.

IV.2.5.1.4 Diagrama de dispersión

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

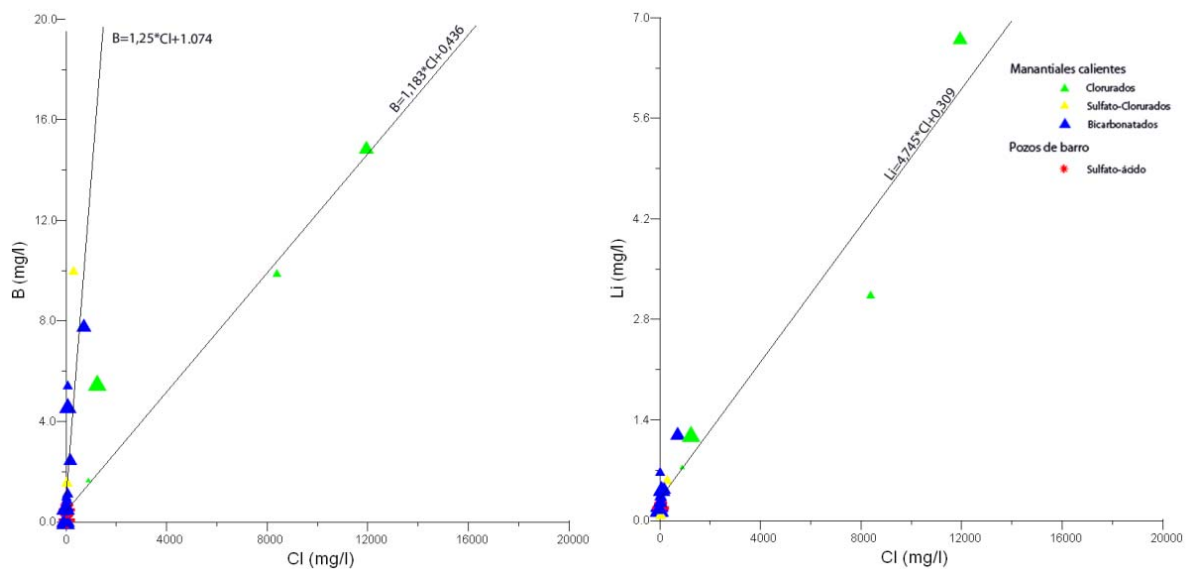


Figura IV-9: Diagrama de dispersión Cl-B y Cl-Li, para los manantiales templados de la zona de estudio. El tamaño del símbolo es proporcional a la temperatura de la manifestación.

En este trabajo se asumirá el comportamiento del Cl como conservativo, debido a que: (i) este elemento posee una gran movilidad en la fase acuosa; (ii) procesos secundarios como ebullición solo concentran el Cl en la fase líquida, mientras que la mezcla con aguas meteóricas solo diluyen su concentración.

La Figura IV-9 muestra las líneas de correlación entre Cl-B y Cl-Li, de esta es posible observar el comportamiento del Li como un elemento conservativo dada la correlación casi perfecta ($R=0,93$) entre estos dos elementos, y para el caso del B existe una dispersión mayor de los datos pudiéndose identificar dos razones de Cl/B en las aguas debido a que: (i) existen dos zonas de flujo ascendente de donde provienen las fuentes termales, ya que la proveniencia del B como del Cl se asume en su mayoría magmática (Giggenbach, 1991; Giggenbach, 1992) (Sección I.8.1), y/o (ii) las aguas están interactuando con dos tipos de rocas con diferentes razones

de Cl/B (Arnórsson, 1995). Sin embargo del diagrama Cl-Li-B (Figura IV-8) se observa que las muestras poseen diversas razones Cl/Li y Cl/B, por lo que las líneas que muestran el comportamiento conservativo del Cl y Li serían un efecto de escala dada por las altas concentraciones de Cl, Li y B en las muestras cloruradas (9 y 36).

IV.2.5.1.5 Diagramas Scholler

Truesdell (1991) propone la utilización de estos diagramas para ver los efectos de mezcla de aguas meteóricas con aguas termales comparando el logaritmo de la concentración de ciertos elementos. Asumiendo que el efecto de la mezcla es la dilución sin la precipitación de fases minerales, las aguas que hayan pasado por diferentes proporciones de mezcla mostrarán pendientes de líneas paralelas desplazadas verticalmente, mostrando diferentes concentraciones de elementos pero iguales razones entre ellos.

En la Figura IV-10 se puede ver que para cada grupo de muestras existe un comportamiento similar, o sea pendientes parecidas entre cada elemento, lo que según Truesdell (1991) indicaría dilución en diferente proporción de aguas parentales para generar el resto de las aguas.

IV.2.5.1.6 Isótopos estables

Los isótopos son definidos como 2 o más especies atómicas que tienen el mismo número de protones pero diferente masa atómica (diferente número de neutrones en el núcleo), lo que lleva a comportamientos físicos diferentes, manteniendo un comportamiento químico similar. El hidrógeno posee 3 isótopos (^1H , ^2H y ^3H) dos estables y uno radioactivo, tritium (^3H), siendo el ^1H el más abundante. Por otra parte el oxígeno también posee 3 isótopos ^{16}O , ^{17}O , ^{18}O , siendo el ^{16}O más abundante que los demás. Se define la razón isotópica, R, de un elemento como el número de átomos de un isótopo dado respecto al isótopo más abundante.

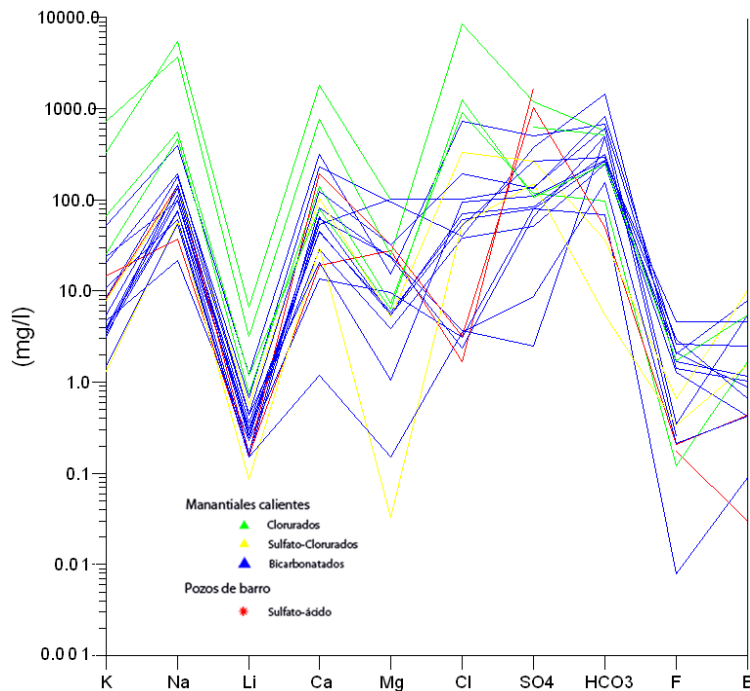


Figura IV-10: Diagrama Schoeller para los elementos K, Na, Li, Ca, Mg, Cl, SO₄, HCO₃, F y B.

(IV-2)

$$R_{2H} = \frac{2H}{1H} \quad R_{18O} = \frac{18O}{16O}$$

La razón isotópica para el deuterio y oxígeno 18 en el agua de mar es 156×10^{-6} (Hagemann et al., 1970) y 2005×10^{-6} (Baertschi, 1976) respectivamente. No es fácil medir estos valores absolutos de las razones isotópicas de manera precisa, pero diferencias en las razones isotópicas si se pueden medir con mayor precisión. Es por esta razón que las concentraciones isotópicas son convenientemente expresadas en notaciones de delta (δ) como partes por mil:

(IV-3)

$$\delta = \frac{R_{muestra} - R_{estandar}}{R_{estandar}}$$

Diferentes estándar son usados para los diferentes isótopos, en el caso del oxígeno y de los isótopos estables del hidrógeno, el estándar usado es el V-SMOW (Viena Standard Mean Ocean Water).

En los trabajos de Craig et al. (1956) y Craig (1963) se determinaron las razones isotópicas de las precipitaciones de una gran variedad de localidades que difieren entre sí en la latitud y altitud. Las muestras de latitudes y altitud mayores muestran un comportamiento progresivo a isótopos más liviano (valores del δ más negativos), a diferencia de las muestras tomadas en latitudes cercanas al 0° y altitudes menores. Los valores de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en las precipitaciones pueden ser relacionadas a la línea meteórica global (GML) como:

(IV-4)

$$\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$$

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ para aguas geotermales generalmente son más pesados (δ menos negativo) que los estimados por la línea meteórica local (LML), a esto se le llama el desplazamiento del isótopo de oxígeno (*shifting*; Figura IV-10). Este desplazamiento es comúnmente atribuido al intercambio isotópico a altas temperaturas (mayores a 150°C) entre aguas meteóricas y las rocas que están enriquecidas en $\delta^{18}\text{O}$. Los valores de $\delta^2\text{H}$ son generalmente constantes, pero en muchos sistemas geotermales y volcánicos a lo largo de márgenes convergentes se ha demostrado que también estos valores pueden estar enriquecidos y que lo hacen linealmente con $\delta^{18}\text{O}$, lo que refleja tres posibles procesos mayores (Giggenbach, 1992): (i) intercambio aparente de oxígeno 18 con la roca; (ii) mezcla de aguas con diferente origen; y (iii) ebullición y posterior separación de la fase vapor.

Por otra parte Ellis and Mahon (1964, 1967) mostraron que la mayor proporción de solutos en los fluidos hidrotermales pueden simplemente provenir de la lixiviación de estos desde las rocas corticales, mientras que los fluidos hidrotermales tienen un origen principalmente meteórico, Sin embargo, existen algunos casos en donde las incertezas en las razones isotópicas indican la posibilidad de pequeñas pero significativas contribuciones (5-10‰) magmáticas o juveniles (Barbier, 2002).

Las aguas termales del área de estudio se mantienen cercanas a la GMW a excepción de algunas aguas que presentan un enriquecimiento en isótopos más pesados de oxígeno (muestra 14 y 33 Figura IV-12). Este desplazamiento se cuantifica mediante $^{18}\text{O}_{\text{exceso}}$, la diferencia entre $\delta^{18}\text{O}_{\text{muestra}}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ para un mismo valor de $\delta^2\text{H}_{\text{V-SMOW}}$. Este desplazamiento se aprecia en Figura IV-11 y 12, y

la Tabla IV-3, que se podría deber a procesos químicos o físicos que involucren fraccionamiento isotópico.

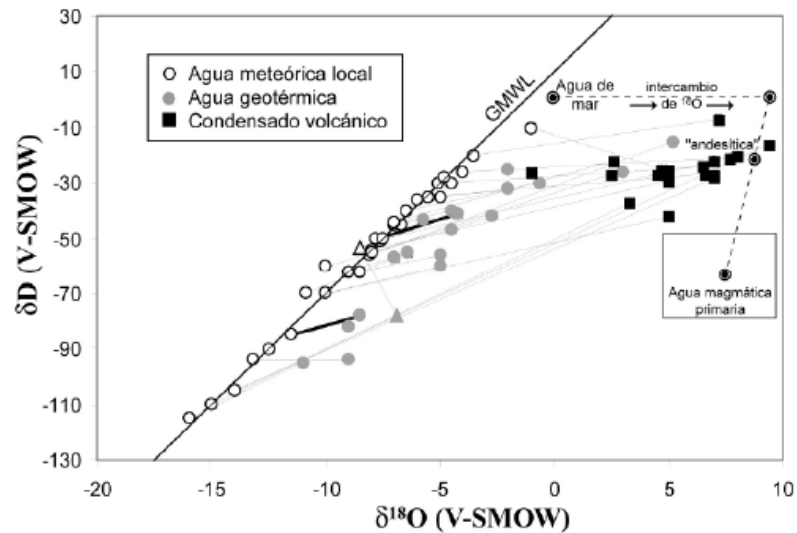


Figura IV-11: *Shifting* de oxígeno y deuterio para aguas termales (Sepulveda, 2005).

El factor de fraccionamiento isotópico α , es la razón entre razones isotópicas en diferentes especies o fases de un sistema. En el equilibrio, α está relacionado a la constante de equilibrio K para el intercambio isotópico entre 2 substancias (Bigeleisen, 1965), mediante la siguiente relación general:

(IV-5)

$$\alpha = K^{1/n}$$

, en donde n es el número de átomos involucrados en el intercambio generalmente es 1, por lo que α es igual a K .

Finalmente, las aguas termales que sean producto de la circulación profunda de aguas meteóricas calentadas conservarán su contenido isotópico, mientras que las aguas que hayan sufrido algún proceso como intercambio isotópico agua-roca a alta temperatura, mezcla de aguas o ebullición, tendrán un desplazamiento del isótopo de oxígeno respecto a la GMWL (Giggenbach 1991; Nuti 1991).

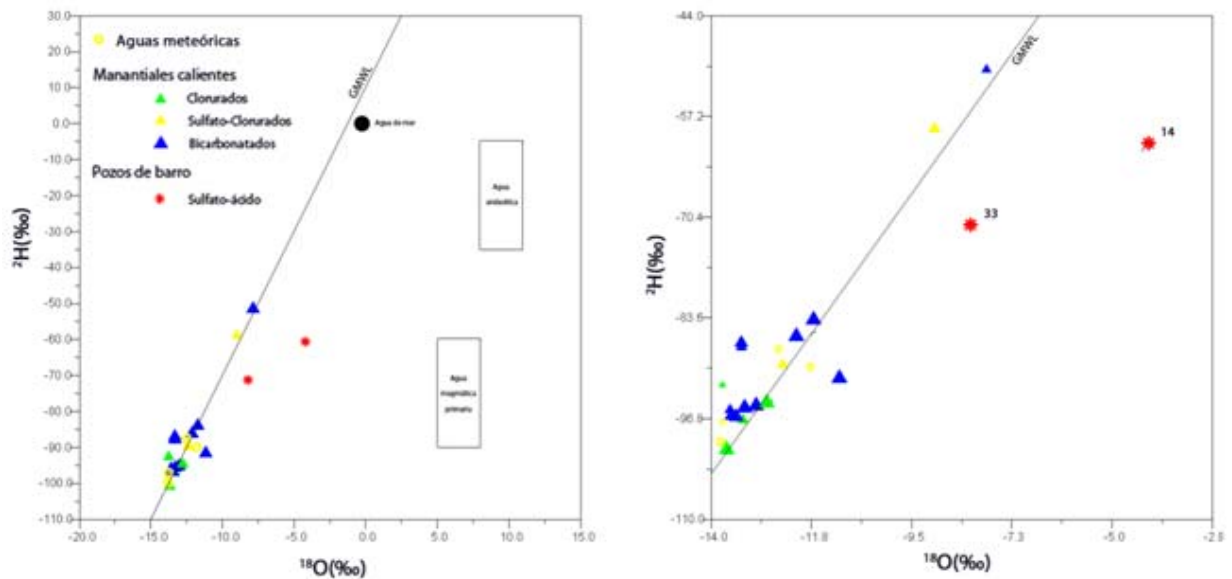


Figura IV-12: Gráfico de ^{18}O versus deuterio para las muestras de la zona de estudio. En la imagen de la izquierda se observa la relación con las aguas andesíticas, magmáticas profundas y de mar propuestas por Giggenbach (1991). El tamaño del símbolo es proporcional a la temperatura de la manifestación.

- **Intercambio isotópico entre aguas termales y roca**

En los procesos de interacción agua-roca, el mayor intercambio isotópico lo produce el ^{18}O que está gobernado por la constante de equilibrio de acuerdo a la siguiente ecuación:

(IV-6)

$$1000 \ln \alpha_{A-B} \cong 1000(\alpha_{A-B} - 1) = \varepsilon_{AB} = \delta_A - \delta_B$$

, en donde ε_{A-B} se refiere al factor termodinámico de fraccionamiento entre dos fases (A y B).

La constante de equilibrio para la reacción de intercambio de ^{18}O es proporcional al incremento de fuerza del enlace que sostiene al O en un mineral, por lo que el equilibrio dependerá de cada mineral (Figura IV-13). Por otra parte la tasa de intercambio es inversamente proporcional a la temperatura. Por ende, la magnitud del desplazamiento del isótopo de oxígeno dependerá de la temperatura, del grado de intercambio y de la proporción relativa del isótopo en ambas fases. Si este desplazamiento se produce en aguas cloruradas se considera un buen indicador de altas temperaturas (>250°C) en el reservorio (Giggenbach, 1991).

Debido a que el intercambio no solo se produce por un mineral particular, sino por todos los minerales involucrados que se encuentren en equilibrio con el fluido, lo que se debe hacer es una ponderación para el estudio de todo el sistema.

Grandes desplazamiento del isótopo de oxígeno serán indicativos de bajas proporciones de agua reaccionando con rocas a altas temperaturas, por lo que el equilibrio es fácilmente alcanzable (e.g. sistema geotermal de Ngawha; Giggenbach and Lyon, 1977). Mientras que pequeños desplazamientos son interpretados como grandes proporciones de agua meteórica circulando por el sistema reaccionando con la roca (i.e. sistema geotermal de Wairakei; Stewart , 1978).

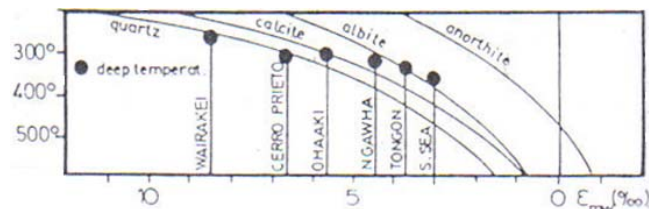


Figura IV-13: Proporcionalidad de la constante de equilibrio de intercambio isotópico de ¹⁸O con diferentes fases minerales.

- **Mezcla de aguas con diferente origen**

La mezcla de aguas se debe discutir teniendo en cuenta las potenciales fuentes de aguas (Taylor, 1979) como por ejemplo el caso del agua de mar. Como se observa en el sistema geotermal Campi Flegrei en Italia, las aguas termales caen cerca del agua de mar en un gráfico $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ (alejado de la línea de agua meteórica local), lo que es interpretado por Giggenbach (1991) como interacción de aguas meteóricas con aguas marinas fósiles. Otro posible origen para las aguas de mezcla son las aguas metamórficas producidas por la deshidratación de las rocas sedimentarias (White et al., 1973), pero dada su baja proporción disponible en la fuente no parecen contribuir de gran manera en los sistemas geotermales.

La más obvia fuente para los sistemas geotermales asociados a sistemas volcánicos son las aguas magmáticas. Craig (1963), basado en datos isotópicos, concluyó que de existir esta contribución sería muy menor, pero su base de datos incluía muchos sistemas geotermales sedimentarios, en los cuales la signatura

magmática ha sido borrada (Giggenbach, 1991). Debido al pequeño factor de fraccionamiento a temperaturas magmáticas, este tipo de aguas tiene una composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ similar a la del magma parental (+5 a +10 ‰). Para las aguas provenientes de magmas basálticos asociados a márgenes divergentes, el contenido de $\delta^2\text{H}$ varía entre -60 y -90‰ (Allard, 1983), mientras que para aguas provenientes de magmas andesíticos asociadas a márgenes convergentes, denominadas aguas andesíticas, variaciones entre -10 y -30‰ han sido sugeridas (Sakai and Matsubaya, 1977; Taran et al., 1988).

En zonas volcánicas montañosas, con una topografía variable, tanto las aguas meteóricas como geotermales, se pueden originar a diferentes altitudes, por lo que su contenido isotópico puede diferir notablemente, por lo que para la explicación de procesos de mezcla es necesario tomar en cuenta estos procesos.

Si se acepta el desplazamiento del isótopo de oxígeno como el reflejo de la mezcla de aguas meteóricas con una razón X_a de aguas andesíticas en los sistemas geotermales a lo largo de los márgenes convergentes, la relación de mezcla se puede estimar de la siguiente relación:

(IV-7)

$$x_a = (\delta_d - \delta_r) / (\delta_a - \delta_r)$$

, en donde los subíndice a , d y r se refieren a aguas andesíticas, mezcla de aguas meteóricas y andesíticas, y aguas meteóricas, respectivamente. Generalmente se asume un agua andesítica con contenidos de ^2H de -20‰ y de ^{18}O de 10‰. Esta relación de mezcla ha sido confirmada por otros autores (e.g. Giggenbach, 1987; Glover, 1977; Mahon and Finlayson, 1972) mediante el estudio del Cl en este proceso. Giggenbach (1987) reporta contenidos de Cl de 15000 mg/kg en la fase gaseosa de 2 importantes volcanes neozelandeses, White Island y Ruapehu. Estos autores obtienen el porcentaje de mezcla (ecuación IV-7) suponiendo un traspaso de todo el HCl de la fase magmática al fluido hidrotermal (IV.2.4) y la posterior mezcla con agua meteórica.

Tabla IV-3: Análisis de isótopos estables para las fuentes termales (T) y meteóricas (F) del área de estudio.

Muestra	$\delta\text{‰}^2\text{H}$	$\delta\text{‰}^{18}\text{O}$	$\delta\text{‰}^{18}\text{O}_{\text{exceso}}$
AGUAS TERMALES			
9	-94,4	-12,75	0,3
17	-96,8	-13,28	0,07
19	-92,3	-13,73	-0,9425
36	-100,6	-13,64	0,185
35	-89,5	-12,4	0,0375
39	-58,6	-8,99	-0,415
3	-86,6	-13,31	-1,235
6	-95,1	-13,25	-0,1125
7	-96,1	-13,53	-0,2675
8	-96,3	-13,44	-0,1525
10	-95,5	-13,57	-0,3825
12	-91,2	-11,13	1,52
15	-94,8	-12,98	0,12
30	-87,3	-13,31	-1,1475
32	-85,7	-12,08	-0,1175
34	-83,5	-11,7	-0,0125
40	-50,9	-7,83	-0,2175
14	-60,7	-4,23	4,6075
33	-71,4	-8,22	1,955
AGUAS METEÓRICAS			
4	-	-	-
5	-	-	-
18	-97,3	-13,74	-0,3275
31	-87,7	-12,48	-0,2675
37	-90	-11,78	0,72
38	-99,9	-13,78	-0,0425

- **Separación líquido-vapor profunda**

Durante el ascenso de aguas geotermales de alta temperatura (>100°C) la presión de vapor excede la presión hidroestática, dando lugar al proceso de ebullición (*flasheo*). Este proceso de separación de fases es acompañado del fraccionamiento isotópico, en donde los isótopos pesados (^2H y ^{18}O) se particionan a la fase líquida,

dejando empobrecida la fase gaseosa. Para el deuterio esto es cierto a temperaturas menores a 220°C, ya que a temperaturas mayores se particiona preferentemente a la fase gaseosa (Giggenbach, 1991).

La termodinámica relacionada al fraccionamiento isotópico de ^2H y ^{18}O está relacionada a la medida del $\epsilon_{\text{A-B}}$ o $\alpha_{\text{A-B}}$, donde A es la composición de la fase líquida, y B a la gaseosa. Valores de $\epsilon_{\text{A-B}}$ para ^2H y ^{18}O se encuentran en la Tabla IV-4.

Tabla IV-4: Factor de fraccionamiento ϵ en %; Entalpías para líquido y vapor; Fracción de vapor y , para una mezcla de fluido ebulviendo. Datos obtenidos de Giggenbach (1991).

Temp °C	$\epsilon_{^{18}\text{O}}$ ‰	$\epsilon_{^2\text{H}}$ ‰	H_l J/g	H_v J/g	y 300°	Y 260°
0	11,72	112,2	0	2499	0,538	0,454
60	6,95	48,6	251	2610	0,463	0,374
120	4,54	21,7	504	2706	0,382	0,286
180	2,9	7,4	763	2778	0,288	0,184
240	1,77	-2,2	1037	2804	0,174	0,055
300	0,94	-3,4	1344	2749	0	-
360	0,19	-0,5	1761	2481	-	-

Además de la temperatura, la distribución de los isótopos entre el líquido y vapor también depende de la fracción de vapor formado, lo que a su vez depende de la temperatura inicial, la entalpía del fluido original y la manera de separación del vapor. Esta última puede ser de las siguientes maneras: (i) separación de vapor en un solo paso, que corresponde al caso donde líquido y vapor separados se mueven juntos en un equilibrio isotópico hasta que se separan a una temperatura determinada; (ii) separación de vapor continua, en donde el vapor se separa del líquido una vez se ha formado; y (iii) evaporación en equilibrio isotérmico o de Rayleigh, (Giggenbach y Stewart, 1982), en donde existe un sistema vapor dominado que solo contiene pequeñas fracciones de líquido suspendido en los poros y que súbitamente se enfrenta a la descompresión.

Debido a la rápida tasa de equilibrio isotópico entre agua y vapor (Giggenbach, 1971), la separación vapor-líquido en sistemas líquido-dominados se explica como

un proceso de un solo paso (Truesdell et al., 1977; Giggenbach, 1978; Giggenbach and Stewart, 1982). En este caso la composición de la fase vapor (δ_v) y la fase líquida (δ_l) se relacionan con la descarga inicial (δ_d) mediante un balance de masa (IV-8), considerando la fracción de la fase vapor formado y , mediante la siguiente ecuación:

(IV-8)

$$\delta_d = (1 - y)\delta_l + y\delta_v$$

Esta fracción puede ser obtenida de la siguiente relación:

(IV-9)

$$y = (H_d - H_l)/(H_v - H_l)$$

, en donde H_d , H_v y H_l son la entalpía de la descarga, la del vapor y la del líquido separado, respectivamente. Juntando la ecuación (IV-8) y (IV-9) permite describir la composición isotópica del líquido y vapor de la siguiente manera:

(IV-10)

$$\delta_l = \delta_d + y\varepsilon, \quad \delta_v = \delta_d + (1 - y)\varepsilon$$

- **Evaporación superficial en piscinas vapor calentadas**

En algunas áreas, las únicas aguas accesibles para el muestreo geoquímico tienen una composición bajas en cloro y altas en sulfato, con un pH bajo que se forman debido a la absorción de vapores profundos en aguas superficiales. Estos casos se modelan como sistemas abiertos (Giggenbach, 1991), en donde la evaporación superficial es modelada como un procesos de dos pasos considerando la formación de una capa que sobreyace la superficie del líquido en un proceso gobernado por el fraccionamiento en equilibrio ε (Giggenbach, 1991). El proceso que gobierna la evaporación de las moléculas de aguas a la atmósfera es la difusión. Para lugares donde la humedad atmosférica puede ser menospreciada, todo el proceso puede ser descrito en términos de un fraccionamiento cinético de factor ε' como:

(IV-11)

$$\varepsilon' = \varepsilon + n\varepsilon_k$$

, en donde n es un factor de peso empírico que determina la importancia relativa del efecto cinético y ε_k describe el proceso de fraccionamiento cinético y es función de la velocidad relativa de difusión de diferentes especies isotópicas en el aire, que puede ser obtenido de acuerdo a la siguiente relación:

(IV-12)

$$\varepsilon_k = 1000 \left(\frac{D_{light}}{D_{heavy}} \right)$$

, en donde D es la coeficiente de difusión en el aire de los isótopos en cuestión (Merlivat, 1970). ε_k es 24‰ para $(^2\text{H})_2\text{O}$ y 28‰ para H_2^{18}O (Giggenbach, 1991). Giggenbach y Stewart (1982) calcularon un valor de n de 0,35 para describir la evaporación de piscinas vapor calentadas y un valor de ε' de 50‰ para deuterio y 16‰ para oxígeno 18. Se debe considerar que en lugares afectados por el viento la velocidad de éste puede hacer variar estos valores enormemente.

Giggenbach y Stewart (1982) describen la pendiente que conecta los puntos de las piscinas vapor calentadas como:

(IV-13)

$$\sigma_p = (\delta^2\text{H}_{si} - \delta^2\text{H}_{wi} + \varepsilon'_{2H}) / (\delta^{18}\text{O}_{si} - \delta^{18}\text{O}_{wi} + \varepsilon'_{18O})$$

, donde los subíndices si y wi se refieren a la composición del vapor que calienta la piscina y la del agua calentada, respectivamente. Reordenando la ecuación (IV-13) con los valores de la ecuación (IV-12) se obtiene la siguiente ecuación:

(IV-14)

$$\delta^2\text{H}_{si} = \sigma \delta^{18}\text{O}_{si} + (\delta^2\text{H}_{wi} - \sigma \delta^{18}\text{O}_{wi} + 16\sigma - 50)$$

, en donde σ corresponde a la razón $\varepsilon'_{2H} / \varepsilon'_{18O}$.

IV.2.5.1.7 Diagramas PER (*Pearce Element Ratios*)

El análisis PER, desarrollado por Pearce (1968), se basa en el uso de razones molares de elementos, donde el denominador es un elemento conservativo para así evitar el efecto de clausura (Pearce, 1968). Este análisis ha sido utilizado en la cuantificación de procesos de transferencias de masas en rocas como: alteración hidrotermal, metamorfismo, cristalización en cámaras magmáticas, entre otros. Para el propósito de este trabajo, se empleará el análisis PER para entender el proceso de interacción agua-roca, donde el agua disolverá los minerales con los que interactúe y/o precipitará minerales según su estado de saturación lo que llevará a que las razones molares de los elementos que componen esos minerales se fijen en la proporción en la que se encuentran en el mineral. Por ejemplo si agua (pura) disolviera calcita (CaCO_3), la razón de Ca^{+2} y CO_3^{-2} en el agua sería 1:1, por lo que diferentes aguas que hayan sufrido este proceso podrán ser unidas por un línea de pendiente 1 en un gráfico Ca v/s CO_3 .

En este trabajo se empleará el análisis PER para identificar los minerales con los que han interactuado los fluidos hidrotermales debido al proceso de dilución. Para ello se tomará el Cl como el elemento conservativo, por lo explicado en la sección IV.2.5.1.4 (Figura IV-9) así construir los diagramas PER para los minerales yeso, calcita, dolomita y feldespatos, que en su conjunto explican de buena manera la mineralogía encontrada en terreno (Figura II-5).

En la Figura IV-14 se presentan los diagramas PER para los minerales anteriormente nombrados. Al hacer el análisis para cada mineral individual, sólo el yeso pareciera definir una tendencia de disolución en las aguas. Sin embargo, al hacer un análisis en conjunto para todos los minerales, la mayoría de las muestras caen en la tendencia de disolución. Cabe decir que las muestras relacionadas con manifestaciones de tipo fumarolas muestran mayor dispersión en el patrón de disolución, y esta dispersión se debe siempre a un enriquecimiento en la abscisa.

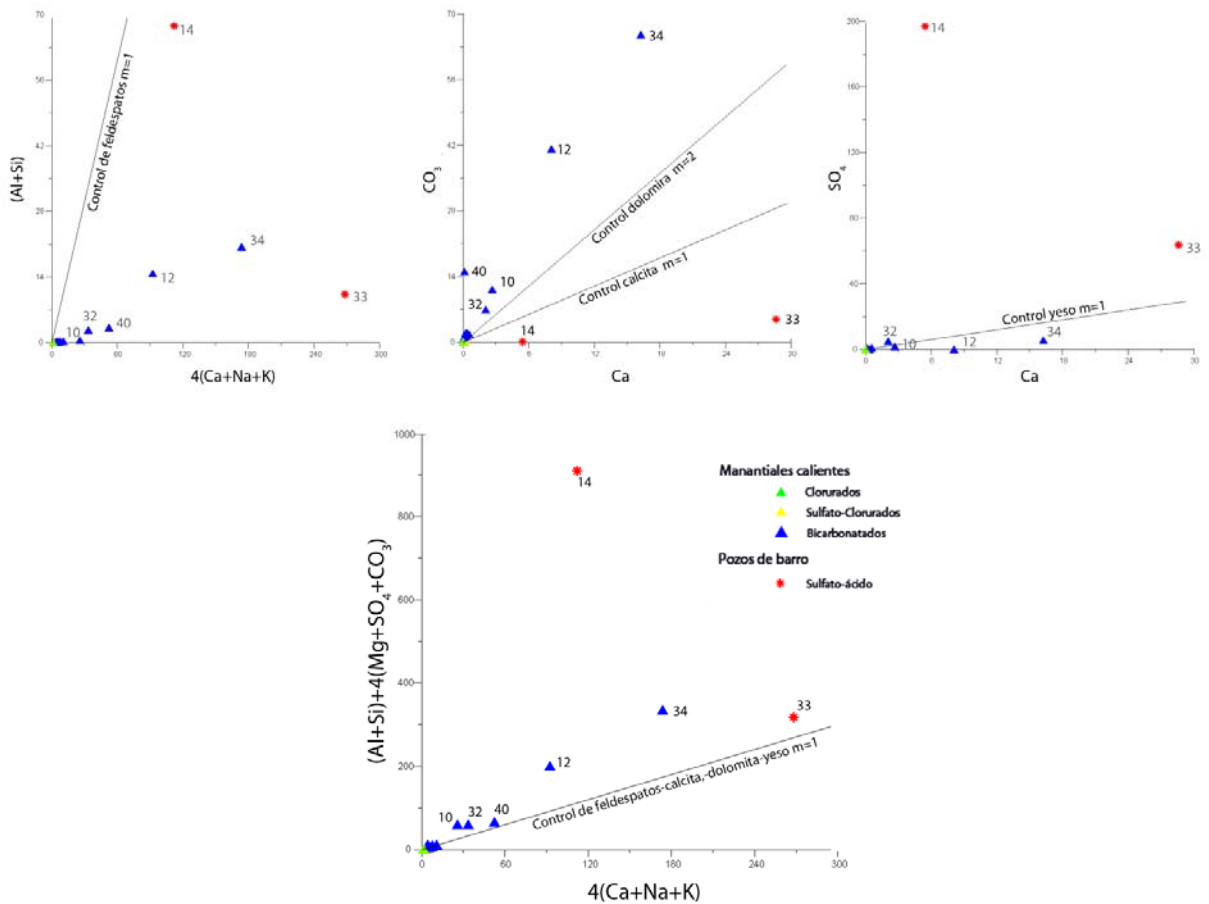


Figura IV-14: Diagramas PER para los minerales calcita, dolomita, yeso y feldspatos (FdK-albita-anortita). En ellos se observa que en su conjunto los minerales explican de buena manera la composición de las aguas debido a la disolución de estos. El tamaño del símbolo es proporcional a la temperatura de la manifestación.

IV.2.5.1.8 Geotermometría

Los geotermómetros son indicadores de la temperatura en subsuperficie de los fluidos hidrotermales. Su desarrollo parte de la observación de las variaciones mineralógicas y químicas a lo largo de los pozos (diferentes temperaturas). Posteriormente, los experimentos de interacción agua-roca, permitieron establecer las características termodinámicas de éstos.

Dado que, $\Delta G^{\circ} = \Delta H^{\circ} - T\Delta S^{\circ}$ y $\Delta G^{\circ} = -RT \ln K$, la constante de equilibrio se relaciona a la entalpía y entropía de acuerdo a la siguiente ecuación de van't Hoff:

(IV-15)

$$\ln K = -\frac{\Delta H^{\circ}}{RT} + \frac{\Delta S^{\circ}}{R}$$

La ecuación (IV-15) permite el cálculo de la constante de equilibrio desde una base termodinámica. Debido a esto la ecuación toma la forma de:

(IV-16)

$$\ln K = \frac{a}{T} + b$$

, en donde a y b son $-\Delta H^{\circ}/R$ y $\Delta S^{\circ}/R$, respectivamente. Asumiendo que ΔH° y ΔS° se mantienen constantes con las variaciones de temperatura (solo si $\Delta G^{\circ}=0$), se genera una relación lineal entre $\ln(K)$ y $1/T$.

Los supuestos necesarios para la utilización de estos geotermómetros (Fournier, 1977);

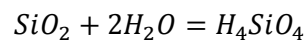
- Existe equilibrio químico fluido-mineral en profundidad.
- La reacción de equilibrio dependiente sólo de la temperatura.
- Los minerales y especies fluidas involucradas en las reacciones de equilibrio se encuentran presentes en cantidades adecuadas.
- La reequilibración de los fluidos hidrotermales en su ascenso es despreciable o nula.
- El efecto de procesos secundarios como dilución, mezcla o ebullición, es despreciable o cuantificable y por ende corregible.

Los geotermómetros acuosos pueden ser clasificados en dos grupos: (i) aquellos que se basan en la variación de la solubilidad de un mineral individual dependiente de la temperatura, y (ii) aquellos que se basan en la dependencia de la temperatura del intercambio catiónico que fija las razones de ciertos componentes disueltos. Dentro del primer grupo, los polimorfos del sílice son ideales, ya que los otros minerales comunes requieren la evaluación de coeficientes de actividad de 2 o más especies disueltas para calcular la temperatura de equilibrio entre fluido y roca (Fournier, 1991).

IV.2.5.1.8.1 Geotermómetro de sílice

El entendimiento de la base teórica de este geotermómetro se basa en la reacción de disolución del sílice,

(IV-17)



, en donde se asume que tanto el agua como el sílice son compuestos puros, por lo que la constante de equilibrio se hace igual a $a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}$. Además, el coeficiente de actividad de especies neutras como H_4SiO_4 , es cercano a la unidad, por lo que la constante de equilibrio para la reacción (IV-17) se iguala a la concentración de H_4SiO_4 . Insertando estos resultados en la ecuación (IV-15), el equilibrio del sílice se modela según esta relación:

(IV-18)

$$\ln m_{\text{H}_4\text{SiO}_4} = \frac{a}{T} + b$$

Utilizando la concentración de sílice, C_{SiO_2} , la expresión queda de la siguiente manera,

(IV-19)

$$\ln C_{\text{SiO}_2} - \ln MW_{\text{SiO}_2} = \frac{a}{T} + b$$

, en donde MW_{SiO_2} es el peso molecular de sílice.

- **Solubilidad del sílice**

A temperaturas menores a 340°C la solubilidad de todos los minerales silicatados es proporcional a la temperatura (Fourier, 1991). Para el caso de sílice, la dependencia de la solubilidad de sus polimorfos con la temperatura se observa en el Figura IV-15, donde en un rango entre 20° y 250°C, se comportan como líneas rectas (Fournier, 1973).

A temperaturas menores a 300°C, las variaciones en la presión, a condiciones hidrostáticas, tienen poca preponderancia en las solubilidades del cuarzo y sílice amorfa (Fournier and Potter, 1982^a; Fournier and Rowe, 1977) y la adición de sales disueltas tiene un efecto significativo sólo a concentraciones mayores a 2-3 wt% (Fournier, 1985; Fournier and Marshall, 1983). A temperaturas mayores a 300°C, pequeñas variaciones en las concentraciones de sales o presión son muy importantes en la solubilidad, al igual que variaciones del pH, para pH mayores a 7.5, debido a la especiación del sílice (Figura IV-3)

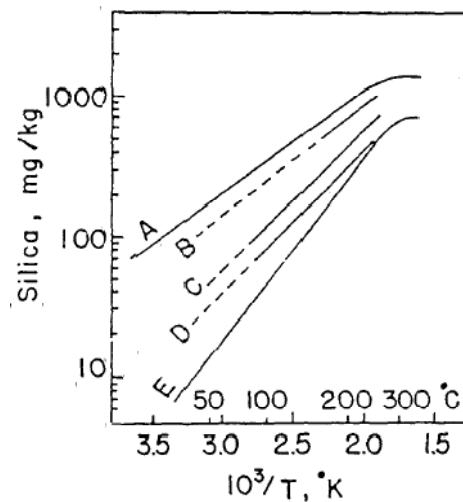


Figura IV-15: Solubilidad de varios polimorfos del sílice en el agua. A= sílice amorfa, B=ópalo-CT, C=α-cristobalita, D=calcedonia y E=cuarzo (extraído Fournier, 1991).

De la Figura IV-15 se observa que de acuerdo a la fase mineral que controle la solubilidad del sílice, existirán diferentes curvas de equilibrio fluido-mineral. Utilizando la concentración de sílice, C_{SiO_2} , la expresión queda de la siguiente manera,

(IV-19) que Fournier (1977) propone de la siguiente manera:

- Cuarzo sin pérdida de vapor (50-250°C)

(IV-20)

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

- Cuarzo con máxima pérdida de vapor (100-250°C)

(IV-21)

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

- Calcedonia (50-250°C)

(IV-22)

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

- Cristobalita α (100-250°C)

(IV-23)

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

- Sílice amorfa

(IV-24)

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

Aplicando los geotermómetros de sílice con los valores de temperatura en terreno para las muestras de las manifestaciones termales de este estudio se obtienen los valores de temperatura de equilibrio con aquellas fases de sílice (Tabla IV-5).

Existe una ambigüedad en la elección del geotermómetro correcto ya que se debe determinar la fase mineral que está controlando la solubilidad del sílice. A temperaturas mayores a 180°C cuarzo es la fase principal que controla la solubilidad del sílice (Fournier, 1991). Mientras que a temperaturas entre 120-180°C, la calcedonia aparece junto con el cuarzo. La precipitación de una de estas dos fases depende exclusivamente del crecimiento de los cristales, ya que la calcedonia es una variedad criptocristalina del cuarzo, por lo que variables como temperatura, tiempo de residencia y composición del fluido controlarían la aparición de una de las dos fases a las temperaturas antes mencionadas (Fournier, 1991).

Por último, a temperaturas menores a 120°C, cristobalita es la fase comúnmente considerada.

En algunos casos, la solubilidad del sílice puede estar determinada por la sílice amorfa. Fournier (1985) notó que la cinética de reacción de la sílice amorfa es relativamente más rápida que la del cuarzo y calcedonia, por lo que en manantiales calientes en equilibrio con *sinter* sílice (precipitaciones de grano fino compuestos esencialmente de sílice amorfa) raramente se preservarán concentraciones mayores a 350 ppm de SiO₂, lo que impondrá temperaturas máximas para estos geotermómetros (Figura IV-16).

Tabla IV-5: Temperaturas (°C) estimadas para el equilibrio fluido-mineral, para diferentes fases del sílice.

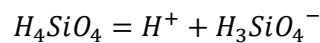
Fuentes termales	Temperatura en terreno	pH en terreno	Cuarzo sin pérdida de vapor	Cuarzo con máxima pérdida de vapor	Calcedonia	Cristobalita α	Sílice Amorfo
9	75	7,4	146,38	140,42	120,72	95,83	25,20
17	24	7,1	82,21	85,50	51,01	32,32	-30,59
19	6	8,6	43,88	51,44	11,23	-4,26	-61,81
36	54,5	5,4	119,24	117,51	90,75	68,62	1,05
35	29,5	6,6	92,86	94,80	62,30	42,66	-21,64
39	33,7	9,3	79,34	82,99	47,99	29,55	-32,97
1	36,4	7,9	86,24	89,04	55,28	36,23	-27,21
2	38,9	6,9	94,68	96,38	64,25	44,44	-20,09
3	37,9	7	97,10	98,48	66,83	46,80	-18,04
6	64,9	7,2	101,06	101,91	71,08	50,68	-14,66
7	46	7,4	99,63	100,68	69,55	49,28	-15,88
8	48,9	6,7	145,95	140,06	120,24	95,40	24,81
10	30,2	6,8	117,69	116,19	89,06	67,08	-0,31
12	70	6,7	169,34	159,45	146,66	119,27	46,31
15	54	6,7	155,15	147,73	130,56	104,74	33,19
30	29,8	5,8	137,14	132,67	110,43	86,51	16,88
32	94	0	74,41	78,65	42,80	24,80	-37,06
34	79,5	6	162,22	153,58	138,56	111,96	39,69
40	23,3	9,2	85,46	88,35	54,45	35,47	-27,87
14	94,5	2	200,64	184,90	182,92	151,87	76,14
33	84,5	5,8	138,45	133,77	111,88	87,82	18,05

Debido a que el SiO₂ tiene un comportamiento volátil solo a temperaturas mayores a 350°C, un evento de pérdida de vapor a temperaturas menores, provocará un aumento en la concentración de este en el fluido, determinándose temperaturas mayores de equilibrio que las verdaderas. Al contrario, procesos como la dilución de aguas termales con aguas meteóricas, provocará una disminución de la concentración de sílice, lo que llevará la subestimación de las temperaturas de equilibrio.

- **Efectos del pH**

La ecuación (IV-17) muestra la reacción de disolución-precipitación de los polimórfos del sílice. En ella se puede ver que el sílice y el agua dan como resultado ácido silícico (H₄SiO₄), el cuál es un ácido débil que se disocia a valores de pH alto según la siguiente reacción:

(IV-25)



Por otra parte, los análisis de sílice en soluciones acuosas entregan la concentración de sílice total que es igual a la suma de este componente presente en todas sus especies (e.g. H₄SiO₄ y H₄SiO₃⁻).

Fournier (1991) plantea que para los rangos de pH donde se disocia el ácido silícico (IV-25) se debe hacer una corrección a la concentración del sílice para el uso de los geotermómetros respectivos. La corrección se trata del cálculo de la especiación del sílice, o proporción de H₄SiO₄, respecto al sílice total medido en laboratorio, debido a que es este el valor que se debe ocupar en la estimación de la temperatura (IV-17). La manera de estimar esta proporción viene dada por el cálculo del grado de disociación de la reacción (IV-25) en función del pH y la temperatura (Arnórsson, 2000):

(IV-26)

$$[H_4SiO_4] = \frac{SiO_2_{analizado}}{\frac{K_{H_4SiO_4}}{[H^+]} + 1}$$

De la ecuación (IV-26) es posible obtener la proporción de sílice debido al ácido silíceo tomando como datos el $\text{SiO}_{2\text{analizado}}$, el pH de la muestra de agua y la constante de equilibrio para el ácido silíceo que depende de la temperatura a la que fue medido el pH, de la siguiente manera:

(IV-27)

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

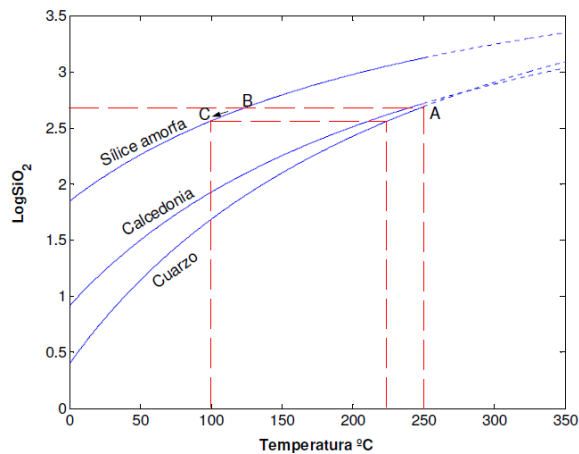


Figura IV-16: Curvas de solubilidad para soluciones en equilibrio con cuarzo, calcedonia y sílice amorfa en condiciones de saturación (Fournier, 1985). El punto A representa las condiciones de equilibrio de un hipotético reservorio a 250°C. En su ascenso con enfriamiento conductivo, el fluido se reequilibra con sílice amorfa (punto B) y para alcanzar las condiciones de ebullición ($T=100^\circ$) en superficie, se produce un equilibrio dinámico donde precipita sílice amorfa hasta alcanzar el punto C.

IV.2.5.1.8.2 Geotermómetros de cationes

La geotermometría de cationes es comúnmente usada para el cálculo de temperaturas en subsuperficies de aguas recolectadas tanto de manantiales calientes como en pozos. Existen diversos geotermómetros planteados por diferentes autores, los cuales resultados similares, especialmente cuando se aplican en aguas termales (Fournier, 1991).

Tabla IV-6: Temperaturas estimadas con los geotermómetros de sílice, corregidas por efecto de pH y sin corregir. Se considera el geotermómetro de cuarzo con máxima pérdida de vapor y el de calcedonia.

Fuentes termales	Temperatura en terreno	pH en terreno	Sin corrección		Con corrección	
			Cuarzo con máxima pérdida de vapor	Calcedonia	Cuarzo con máxima pérdida de vapor	Calcedonia
9	75	7,4	140,42	120,72	139,98	120,13
17	24	7,1	85,50	51,01	85,47	50,97
19	6	8,6	51,44	11,23	51,23	10,99
36	54,5	5,4	117,51	90,75	117,48	90,71
35	29,5	6,6	94,80	62,30	94,71	62,20
39	33,7	9,3	82,99	47,99	75,16	38,67
1	36,4	7,9	89,04	55,28	88,82	55,01
2	38,9	6,9	96,38	64,25	96,23	64,06
3	37,9	7	98,48	66,83	98,27	66,57
6	64,9	7,2	101,91	71,08	101,66	70,76
7	46	7,4	100,68	69,55	100,43	69,24
8	48,9	6,7	140,06	120,24	139,99	120,15
10	30,2	6,8	116,19	89,06	116,16	89,02
12	70	6,7	159,45	146,66	159,40	146,59
15	54	6,7	147,73	130,56	147,61	130,40
30	29,8	5,8	132,67	110,43	132,64	110,39
32	94	0	78,65	42,80	78,57	42,71
34	79,5	6	153,58	138,56	153,12	137,92
40	23,3	9,2	88,35	54,45	82,63	47,56
14	94,5	2	184,90	182,92	184,90	182,92
33	84,5	5,8	133,77	111,88	133,75	111,85

La base teórica de estos geotermómetros son las reacciones de intercambio catiónico, cuya constante de equilibrio (K_{eq}) depende de la temperatura dada por la ecuación de van't Hoff (IV-15). Un ejemplo es el intercambio de Na^+ y K^+ entre feldespatos alcalinos:

(IV-28)



, cuya constante de equilibrio es:

(IV-29)

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

, en donde los paréntesis cuadrados denotan la actividad de la especie encerrada.

Para la aplicación de la ecuación (IV-28) se asumen ciertas simplificaciones como: (i) la actividad de las especies sólidas en la reacción son iguales a 1; y (ii) los coeficientes de actividad de las especies disueltas son iguales a 1, por lo que la actividad de las especies disueltas se pueden aproximar por su concentración en la solución. La ecuación (IV-28) se reduce a:

(IV-30)

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

, en donde Na^+ y K^+ son las concentraciones de los iones respectivos en solución. De la ecuación nace la ventaja de utilizar los geotermómetros catiónicos en lugar de componentes individuales, ya que los primeros son menos susceptibles a ser modificados por procesos secundarios como ebullición y dilución, debido a que su constante de equilibrio depende de una razón de cationes (IV-29) y no de un componente individual como es el caso del geotermómetro de sílice (IV-17).

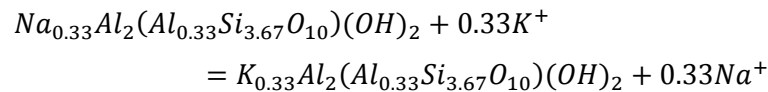
- **Geotermómetros de Na-K**

Ellis y Wilson (1961) ocuparon inicialmente este geotermómetro para la localización de la zona de surgencia (*upflow*) en el campo geotérmico de Wairakei. En este tiempo existía una opinión generalizada que las razones de Na/K en las aguas termales estaban controladas por el equilibrio entre los feldespatos alcalinos y la solución acuosa (Arnórsson, 2001). Diversos experimentos realizados (Orville, 1963; Hemley, 1967) mostraron que: (i) las reacciones de intercambio de Na y K, entre feldespatos alcalinos y los fluidos hidrotermales proceden lentamente a temperaturas menores a 300°C; y (ii) existe una tendencia de los geotermómetros de Na/K a estimar temperaturas mayores que los geotermómetros de sílice, debido

a que este último se reequilibra más rápido, por lo que el primero sirve para estimar temperaturas de las partes más profundas del sistema donde las aguas residen por más tiempo.

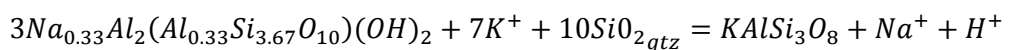
La Figura IV-17 muestra el $\log(\text{Na}/\text{K})$ versus la temperatura para el intercambio de albita-adularia y entre albita-microclina, que fueron calculadas usando la constante de equilibrio publicada por Arnórsson et al. (1982) y diferentes geotermómetros sugeridos por distintos autores. Cabe resaltar que todos los geotermómetros caen entre las dos curvas empíricas y que a temperaturas cercanas a 300°C las razones Na/K en equilibrio son similares. Fourier (1991) interpreta esta variación de los diferentes geotermómetros como diferentes grados de participación de los polimorfos del feldespato-K, que explican las diferentes razones en equilibrio de Na/K. Otra interpretación es que existen otros minerales que pueden participar en la reacción de intercambio catiónico, como la montmorillonita potásica y sódica (IV-31), dada por la siguiente reacción:

(IV-31)



, cuya constante de equilibrio es igual a la razón de las actividades de Na/K al igual que la reacción de albita y feldespato-K (IV-29). Además, en algunos ambientes de baja temperatura, la albita puede no estar presente y la reacción (IV-31) queda como:

(IV-32)



, cuya constante de equilibrio es:

(IV-33)

$$K_{eq} = \frac{[Na^+][H^+]^6}{[K^+]^7}$$

Se debe considerar que no existe un geotermómetro de Na/K mejor que otro, sino que solo se debe ocupar aquel que se adecue mejor a la asociación mineralógica presente en el caso de estudio (Fournier, 1991).

A pesar que la albita y feldespato-K son las fases minerales secundarias más comunes para diferentes tipos de rocas (diferentes composiciones), estas fases minerales no se forman en todas las rocas sujetas a alteración hidrotermal. Arnórsson y Stefánsson (1999) concluyeron que cuando albita de baja y microclina controlan la razón Na/K, estas fases minerales son válidas solo para rocas volcánicas (de composición basáltica a riolítica) y algunas rocas sedimentarias maduras como las greywacas (cuya composición es andesítica).

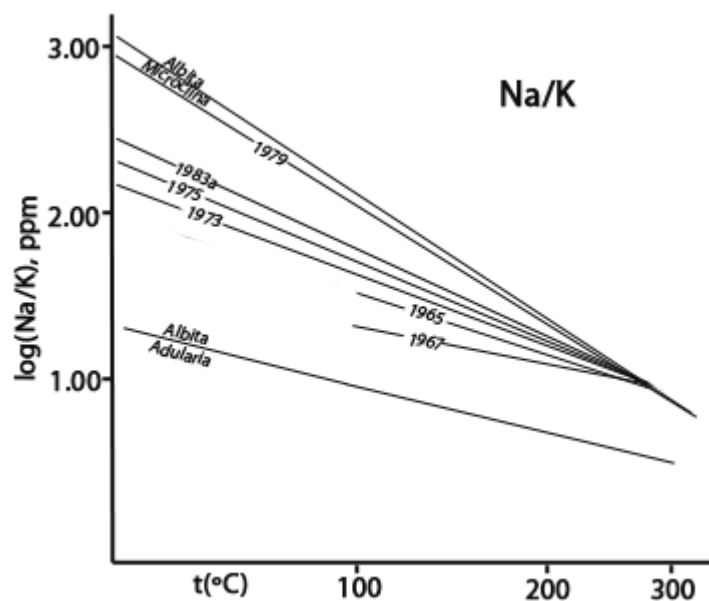


Figura IV-17: Variación del $\log(\text{Na}/\text{K})$ respecto a la temperatura absoluta. Se pueden apreciar curvas teóricas de dos polimorfos del feldespato-K. Varios geotermómetros están graficados.

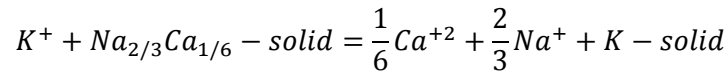
- **Geotermómetro de Na-K-Ca**

Desarrollado por Fournier y Truesdell (1973), este geotermómetro es empíricamente calibrado tomando en cuenta reacciones de intercambio de Na^+ , K^+ y Ca^{2+} con un mineral que presenta solución sólida con los componentes anteriormente expuesto. La ventaja respecto a otros geotermómetros (e.g.

geotermómetro de SiO₂ y Na-K), es que para aguas no equilibradas no entrega resultados altos o confusos (Arnórsson, 2001).

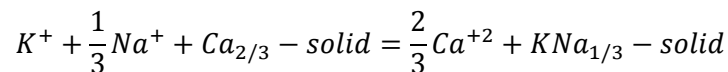
A temperaturas mayores a 100°C la reacción es:

(IV-34)



A temperaturas menores a 100°C la reacción es:

(IV-35)



La forma general de la ecuación de reacción es:

(IV-36)

$$\log K_{eq} = \log \left(\frac{Na}{K} \right) + \beta \log \left(\frac{\sqrt{Ca}}{Na} \right)$$

, en donde β es 1/3 para aguas equilibradas sobre 100°C y 4/3 en el caso contrario. Existe un caso especial de β igual 1/3 para aguas equilibradas a temperaturas menores a 100°C cuando el $\log \left(\frac{\sqrt{Ca}}{Na} \right)$ es negativo.

No son conocidos los minerales involucrados en el control relativo de la abundancia de Na, K y Ca en las aguas naturales, pero diferentes autores han propuesto a los feldspatos, micas y arcillas (Arnórsson, 2001). Este geotermómetro entrega buenos resultados para aguas cuya temperatura de equilibrio es mayor a 200°C. Sin embargo, en aguas con temperaturas de equilibrio menores los resultados son erráticos debido a: (i) efectos por alta presión parcial de CO₂; (ii) intercambio de Na, K y Ca con otros cationes (e.g. Mg); y (iii) precipitación de carbonatos de Ca por ebullición en el ascenso de los fluidos camino a la superficie.

La corrección por P_{CO2} propuesta por Pâces (1975) involucra la adición de un término I en la ecuación donde I es:

(IV-37)

$$I = -1,36 - 0,253 \log (P_{CO_2})$$

, sin embargo Fournier (1991) encuentra que esta corrección no se requiere si la corrección de Mg se hace en el fluido.

Tabla IV-7: Temperaturas estimadas con los geotermómetros de Na-K, tomando la reacción albita-feldespató-K para diferentes autores.

Fuentes termales	Temperatura medida en terreno	Truesdell (1976) (100- 275°C)	Fournier (1979)	Tonani (1980)	Arnórsson et al. (1983b) (25-250°C)	Arnórsson et al. (1983b) (250-350°C)	Nieva y Nieva (1987)	Giggenbach et al. (1988)	Arnórsson et al. (1998) (0-350°C)
9	75,00	209,10	243,40	217,42	215,07	230,86	220,15	247,84	277,64
17	24,00	274,72	294,63	287,63	276,18	275,42	268,36	292,95	346,98
19	6,00	131,08	177,83	135,07	140,86	172,52	158,26	188,55	195,52
36	54,50	139,90	185,51	144,31	149,33	179,43	165,52	195,59	204,64
35	29,50	137,15	183,12	141,43	146,69	177,29	163,27	193,41	201,80
39	33,70	69,73	122,30	71,14	81,27	121,94	105,69	136,94	133,82
1	36,40	116,26	164,75	119,56	126,56	160,71	145,89	176,52	180,30
2	38,90	96,80	147,26	99,26	107,70	144,81	129,34	160,30	160,62
3	37,90	102,35	152,29	105,04	113,09	149,39	134,10	164,98	166,20
6	64,90	65,05	117,91	66,29	76,68	117,89	101,53	132,81	129,25
7	46,00	107,70	157,10	110,62	118,28	153,77	138,65	169,44	171,60
8	48,90	194,28	231,35	201,68	201,11	220,25	208,79	237,07	261,89
10	30,20	120,15	168,20	123,62	130,31	163,83	149,15	179,70	184,27
12	70,00	262,40	285,27	274,38	264,80	267,34	259,55	284,78	334,07
15	54,00	222,00	253,75	231,16	227,18	239,93	229,89	257,03	291,35
30	29,80	312,05	322,32	327,97	310,43	299,14	294,35	316,89	385,61
32	94,00	290,89	306,76	305,08	291,07	285,84	279,74	303,47	363,82
34	79,50	126,37	173,69	130,13	136,32	168,79	154,35	184,76	190,66
40	23,30	81,91	133,62	83,77	93,18	132,34	116,42	147,57	145,80
14	94,50	406,72	388,24	431,54	395,63	354,62	356,10	372,74	478,95
33	84,50	136,38	182,45	140,62	145,95	176,69	162,63	192,79	201,00

Fournier y Potter (1979) notaron que al aplicar el geotermómetro de Na-K-Ca en aguas ricas en Mg, se estimaban temperaturas relativamente altas, por lo que al advertir este problema divisaron la corrección por Mg en base a la variable R definida como:

(IV-38)

$$R = \frac{Mg}{Mg + 0,61Ca + 0,31K}$$

, en donde no es necesario la corrección por Mg si: (i) R es menor a 1,5; o (ii) ΔT_{Mg} es menor a cero. Si R es mayor a 50, es tan alta la corrección que se debe asumir que estas aguas provienen de un reservorio cuya temperatura relativamente es baja, probablemente igual a la temperatura medida del manantial (Fournier, 1991).

- **Geotermómetro de Na-K-Mg**

Giggenbach *et al.* (1983) propuso el geotermómetro de K-Mg y su calibración se basa en el cálculo de la constante de equilibrio para la siguiente reacción:

(IV-39)



Posteriormente Giggenbach (1988) realiza una revisión de este geotermómetro usando los datos termodinámicos de Helgeson *et al.* (1978) y concluyendo la siguiente relación entre la razón K^2/Mg y la temperatura:

(IV-40)

$$t(^{\circ}C) = \frac{4410}{14 - \log\left(\frac{K^2}{Mg}\right)}$$

Tomando en cuenta las reacciones (IV-28) y (IV-39), y los geotermómetros respectivos, Giggenbach (1988) propone el diagrama triangular Na-K-Mg para la clasificación y cálculo de temperaturas de equilibrio de aguas totalmente equilibradas con la roca, parcialmente equilibradas e inmaduras (aguas provenientes de la lixiviación de la roca). Este diagrama permite la representación de isorazones de Na/K y $K/Mg^{1/2}$ que son equivalentes a temperaturas dados los geotermómetros respectivos, con lo que estas líneas de isorazones son de también isotermas. La intersección de dos isotermas de igual temperatura, entrega razones de Na/K y $K/Mg^{0,5}$, correspondientes al equilibrio del fluido con las fases minerales que controlan el equilibrio (IV-28 y IV-39), y la unión de estos puntos a diferentes temperaturas genera la curva de equilibrio total.

A diferencia de otros geotermómetros como el de Na-K y Na-K-Ca, que necesitan de una preselección de las muestras a analizar basado en su pH, o en el diagrama ternario de aniones (generalmente se usan las aguas cloruradas maduras), el geotermómetro de Na-K-Mg entrega una clasificación automática de las aguas dependiendo del campo donde cae (Figura IV-18).

La aplicación individual del geotermómetro de Na-K y K-Mg generalmente lleva a diferencias significativas de la temperatura de equilibrio. Giggenbach (1991) propone que estas diferencias se deben a diferentes tasas de reajuste al equilibrio producidas por cambios físicos en el ambiente durante el ascenso de los fluidos hidrotermales.

Tabla IV-8: Geotermómetro de Na-K-Ca (Fournier y Truesdell, 1973) y la respectiva corrección por Mg.

ID	Temperatura medida en terreno	β	Fournier y Truesdell (1973) [°C]	R	ΔT_{Mg} °C	T- ΔT_{Mg} °C
9	75,00	1/3	368,53	8,33	14,52	354,01
17	24,00	1/3	461,32	3,48	27,61	433,71
19	6,00	1/3	280,05	7,20	-80,23	280,05
36	54,50	1/3	323,27	7,51	-29,69	323,27
35	29,50	1/3	257,49	7,24	-114,37	257,49
39	33,70	1/3	191,06	0,18	0	191,06
1	36,40	1/3	240,36	17,41	-148,30	240,36
2	38,90	1/3	227,00	17,41	-186,41	227
3	37,90	1/3	228,65	16,09	-186,48	228,65
6	64,90	1/3	208,39	7,23	-218,57	208,39
7	46,00	1/3	236,36	11,64	-172,53	236,36
8	48,90	1/3	313,42	28,17	73,44	239,98
10	30,20	1/3	239,80	39,91	3,45	236,36
12	70,00	1/3	338,26	36,40	168,40	169,85
15	54,00	1/3	343,73	6,85	-12,44	343,73
30	29,80	1/3	391,28	71,68	0	391,28
32	94,00	1/3	347,62	49,65	265,47	82,15
34	79,50	1/3	237,37	31,31	-68,29	237,37
40	23,30	1/3	235,60	11,22	-174,15	235,60
14	94,50	1/3	431,08	63,13	0	431,08
33	84,50	1/3	250,83	21,02	-102,26	250,83

Así, la reacción (IV-39) se reequilibra más rápido que la reacción (IV-28), es decir, la temperatura estimada por el geotermómetro de K-Mg entregará temperaturas menores que la del Na-K, por lo que al graficar manantiales calientes y sus

respectivos pozos en el diagrama ternario Na-K-Mg^{0.5}, los primeros presentan un corrimiento hacia el Mg en relación a los últimos (Giggenbach, 1991).

En la Figura IV-18 se presentan los datos para las muestras de las fuentes termales correspondientes al área de estudio. No existe ninguna muestra que caiga en la línea de equilibrio total, pero si existen muestras que caen en el campo de equilibrio parcial (muestras 17, 36 y 39). Estas muestras son las únicas en donde este geotermómetro de Na-K-Mg podría tener validez, ya que los demás valores caen en el campo de las aguas inmaduras debido a su gran contenido de Mg, en donde la aplicación de los geotermómetros de Na-K y K-Mg se vuelve incierta. Esto es consistente con el alto contenido de bicarbonato (triángulos azules) y bajos valores de pH de las muestras sulfatas-ácidas (asteriscos rojos), las que según Giggenbach (1991) son las manifestaciones termales menos apropiadas para la aplicación de este geotermómetro.

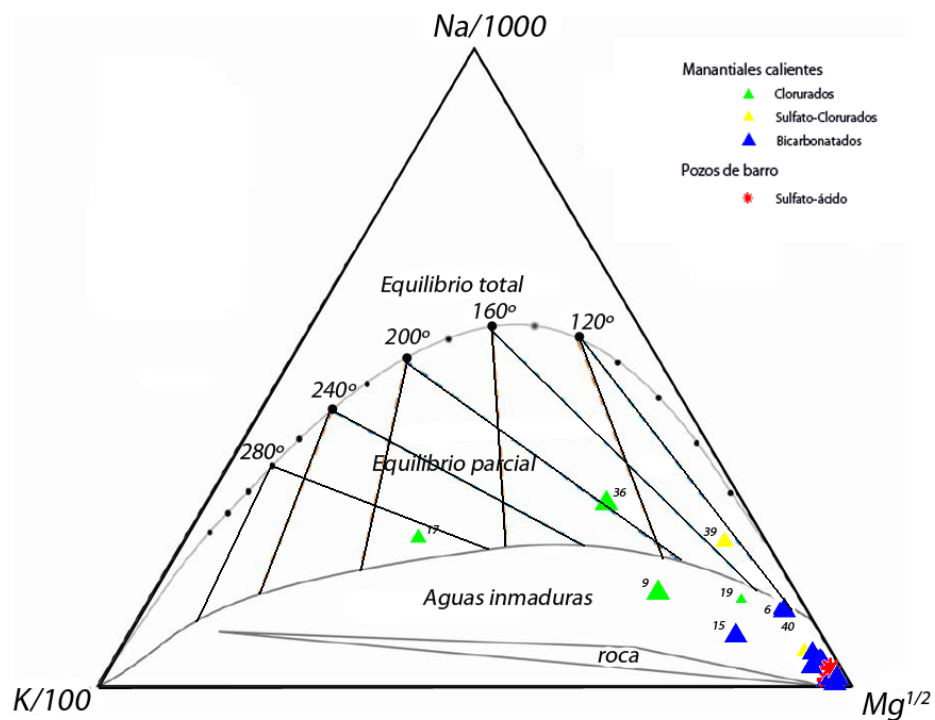


Figura IV-18: Geotermómetro de Na-K-Mg, para las fuentes termales de la zona de estudio (Giggenbach, 1988). El tamaño del símbolo es proporcional a la temperatura de la manifestación.

- **Geotermometría en ambientes evaporíticos-carbonatados**

En la zona de estudio las rocas por donde los fluidos hidrotermales transitan no solo presentan una asociación mineralógica feldespática, sino que minerales como calcita, dolomita y yeso también se encuentran presentes (ver Mapa Geológico Figura II-5), lo que se ve reflejado en la composición de las aguas (Figura IV-14). Esto hace que al aplicar los geotermómetros de Na-K, Na-K-Ca y Na-K-Mg, a aguas que provengan de un reservorio carbonatado o evaporítico, los resultados sean inconsistentes debido a que la asociación mineralógica en equilibrio es diferente a la feldespática.

En el mundo existen diversos casos de reservorios geotérmicos emplazados en rocas evaporíticas-carbonatadas, siendo los casos emblemáticos los campos geotérmicos de Larderello y Amiata (Italia) emplazados en rocas fracturadas evaporíticas-carbonatadas del Mesozoico (Marini *et al.*, 1986; Duchi *et al.*, 1987; Minissale and Duchi, 1988). La manera de estimar la temperatura en subsuperficie ha sido mediante la construcción de geotermómetros apropiados a la mineralogía encontrada. Marini *et al.* (1986) plantea dos geotermómetros en base al equilibrio de calcita-dolomita y anhidrita-fluorita, construyéndolos a partir de las razones de las constantes de equilibrio de formación de cada mineral(IV-41), donde se asume como pura las fases minerales correspondientes ($a_{mx}=1$).

(IV-41)

$$K_{Cal} = a_{Ca^{2+}} * a_{CO_3^{2-}}$$

(IV-42)

$$K_{Dol} = a_{Ca^{2+}} * a_{Mg^{2+}} * (a_{CO_3^{2-}})^2$$

(IV-43)

$$K_{Anh} = a_{Ca^{2+}} * a_{SO_4^{2-}}$$

(IV-44)

$$K_{Fl} = a_{Ca^{2+}} * (a_{F^-})^2$$

El geotermómetro calcita-dolomita se obtiene mediante la razón (IV-41)²/(IV-42) y asumiendo iguales los coeficientes de actividad de Ca y Mg, generando la siguiente relación:

(IV-45)

$$K_{CD} = m_{Ca^{2+}} / m_{Mg^{2-}}$$

, en donde K_{CD} es la razón $(K_{Cal})^2/K_{Dol}$ y m_x es la concentración de Ca y Mg disueltos en el fluido.

Tabla IV-9: Geotermómetro de Dolomita-Calcita y Fluorita-Anhidrita (Marini et al., 1986).

ID	T _{Dolomita-Calcita} °C	T _{Fluorita-Anhidrita} °C
9	230,62	929,84
17	100,36	-
19	158,56	201,84
36	165,28	-
35	152,32	396,65
39	-85,21	323,48
1	368,91	967,17
2	364,60	1209,15
3	334,70	980,94
6	157,13	2308,33
7	242,66	986,65
8	674,47	1166,93
10	1172,52	548,06
12	1049,52	888,23
15	150,17	626,18
30	-2276,90	337,26
32	3397,68	31,97
34	745,44	-
40	345,73	544,65
14	-3707,56	119,40
33	438,99	152,04

Por otra parte el geotermómetro de anhidrita-fluorita se obtiene mediante la razón (IV-43)/(IV-44) generando la siguiente relación:

(IV-46)

$$K_{AF} = m_{SO_4^{2-}} / (m_{F^-})^2$$

, en donde K_{AF} es la razón (K_{Anh}/K_{Fl}), m_x son las concentraciones de SO_4 y F. En la Tabla IV-9 se presentan las temperaturas obtenidas para los geotermómetros de calcita-dolomita y anhidrita-fluorita. Muchas de las temperaturas calculadas son irreales ya que son valores mayores a $400^\circ C$ o negativos, ya que en la zona no sólo tienes rocas carbonatadas y evaporíticas, sino existen lavas y tobas que aportan iones al fluido.

IV.2.5.1.9 Equilibrio multimineral

Teóricamente cualquier componente controlado por una reacción dependiente de la temperatura puede ser usado como geotermómetro bajo el supuesto básico de equilibrio termodinámico entre una fase mineral específica y el fluido hidrotermal. Sin embargo, procesos secundarios, como el enfriamiento conductivo, ebullición, intercambio catiónico con arcillas, desgasificación de CO_2 , mezcla con aguas superficiales frías y pérdida o ganancia de vapor, pueden modificar la química del fluido en su ascenso llevando a interpretaciones erróneas (Fournier y Truesdell, 1974; Arnórsson, 1983). Con el fin de explicar la influencia de alguno de estos procesos anteriormente nombrados, Reed y Spycher (1984) proponen un método que usa la composición de los fluidos y sus propiedades físico-químicas para encontrar la temperatura a la que un determinado grupo de minerales de alteración están simultáneamente controlando la química del fluido hidrotermal.

Usando la actividad de las especies disueltas, considerando equilibrio homogéneo a diferentes temperaturas, es posible deducir el grado de saturación de una especie mediante el cálculo del coeficiente de reacción (Q) de este. La comparación entre el coeficiente de reacción (Q) y la constante de equilibrio (K) permite la evaluación del estado de equilibrio o saturación de un mineral. Este estado de saturación de un mineral k se expresa en términos de $\log \left(\frac{Q}{K}\right)_k$ definido como:

(IV-47)

$$\log \left(\frac{Q}{K}\right)_k = \log \left(\prod_{i=1}^i a_{i,m}^{v_{i,m}} \right) - \log (K_k)$$

, en donde K_k es la constante de equilibrio para el mineral k , $a_{i,k}$ es la actividad y $v_{i,k}$ es el coeficiente estequiométrico de la especie disuelta i en la expresión del equilibrio de acción de masa para el mineral k . El resultado $\log \left(\frac{Q}{K}\right)_k$ también es conocido como el Índice de Saturación (IS), siendo mayor que cero para un estado sobresaturado (mineral precipita), igual a cero para un estado saturado y menor que cero para un estado subsaturado (mineral se disuelve).

La ventaja de esta metodología radica en el cálculo de la especiación acuosa para un rango de temperaturas dado, así poder graficar el $\log \left(\frac{Q}{K}\right)_k$ versus la temperatura para diferentes minerales. Así, si un grupo de minerales convergen en el estado de saturación (equilibrio) en una temperatura específica, esta temperatura corresponderá a la cual el fluido geotermal obtuvo el último equilibrio con la roca caja (Tole et al., 1993). Este tipo de diagramas es similar a los diagramas de actividad, pero la desventaja de estos últimos es que muestran solo dos variables composicionales, mientras que los diagramas de Q/K toman un rango de temperaturas e implícitamente toman en cuenta las actividades de todos los componentes de cada minera y muestran varios minerales a la vez (Reed y Spycher, 1984).

El cálculo de la especiación acuosa requiere el uso de programas computacionales de especiación. Estos programas permiten el cálculo de las actividades de cada especie para una temperatura determinada, obviando los cambios de las propiedades termodinámicas debidos a la presión ya que para los rangos de temperaturas y presión de los fluidos geotermales, entre 0-350°C y 1-200 bar, el efecto de la temperatura es mucho mayor (Arnórsson, 2000). En el mercado existen diversos software de especiación, pero no todos ellos poseen la base de datos termodinámica adecuada para el tratamiento de fluidos geotermales. En este trabajo el software elegido es el WATCH. Creado por Arnórsson y Bjarnason (1993), WATCH es un software ampliamente utilizado en el cálculo de la especiación en fluidos geotermales a partir de los análisis químicos de las muestras de manantiales calientes como *input* (e.g. Arnórsson et al. 2007; Gudmundsson y Arnórsson, 2005; Stéfansson, 2000). La base de datos y métodos de cálculo utilizados por WATCH pueden ser consultados en Arnórsson et al. (1982).

Una parte importante del análisis multimineral es la elección de minerales de alteración a estudiar. Las fases minerales elegidas deben incluir en el mejor caso las identificadas en los pozos de la zona de estudio si es que los hay, en el caso contrario se deben incluir las fases identificadas en superficie o las fases identificadas en otros sistemas geotérmicos que ocurren dentro de un contexto geológico similar al estudiado. Dentro de las fases minerales que deben ser consideradas se encuentran todas las utilizadas por los geotermómetros (e.g. polimórfos del sílice, feldespatos alcalinos), así poder determinar cuan válidos son las temperaturas estimadas (Reed y Spycher, 1984), además de calcita, anhidrita, fluorita, zeolitas, esmectita, clorita, wairakita, prenita, epidota y moscovita.

IV.2.5.1.9.1 Efectos de procesos secundarios en el análisis multimineral

La convergencia de las curvas de $\log \left(\frac{Q}{K}\right)_k$ en cero para un conjunto de minerales a una cierta temperatura, es la base para determinar la asociación mineralógica y temperatura de equilibrio de los fluidos geotermales. Algunos procesos secundarios, como ebullición o dilución, generan variaciones en la convergencia de las curvas de saturación, pues se perturban los valores de Q y K, lo que puede llevar a interpretaciones erróneas de una muestra (Reed y Spycher, 1984).

- **Ebullición**

El efecto de la ebullición en los diagramas de IS versus temperatura corresponde a una dispersión irregular de las curvas IS debido a: (1) aumentos en las concentraciones relativas de cada especie, como es el caso del SiO₂ que se comporta como un elemento conservativo en este proceso, y (2) aumento en el pH, debido a la pérdida de CO₂ y H₂S que forman ácidos débiles cuando están disueltos en el agua, lo que tiene efecto en la especiación (Reed y Spycher, 1984).

- **Dilución**

Se entiende por dilución a la mezcla de fluidos hidrotermales con aguas meteóricas relativamente puras (bajo contenido de iones y sólidos disueltos). Cuando este es el caso, el efecto de la dilución en los diagramas IS versus temperatura corresponde a un corrimiento pseudo-paralelo de las curvas a valores de $\log \left(\frac{Q}{K}\right)_k$ más bajos, ya que la dilución perturba los valores de Q debido a: (1) cambia la fuerza iónica y por tanto los coeficientes de actividad cambian, y (2) al variar el número de productos y reactantes acuosos, cambiará el valor de Q, aún cuando todas las actividades se modifiquen en un mismo factor.

Ambos efectos podrán ser notados en los diagramas y por ende podrán ser corregidos, pero si estas aguas llegasen a reequilibrarse con la roca caja, la evidencia de ebullición y mezcla serían borradas (Reed y Spycher, 1984).

IV.2.5.1.9.2 Gráficos de equilibrio multimineral

El análisis de equilibrio multimineral se realizó para las 21 muestras del área de estudio, considerando el caso de que todos estos fluidos tuvieron un ascenso simple (sin dilución, ni ebullición) enfriándose conductivamente con las paredes de la roca por donde circularon. El cómputo se realizó para un rango de temperaturas entre 20 y 200°C, para cubrir las temperaturas obtenidas por los geotermómetros de mayor cinética y las temperaturas medidas en superficie (a excepción de la muestra 19, cuya temperatura superficial es de 6°C).

Como se discutió anteriormente una parte importante en el análisis multimineral es la elección de las fases minerales a analizar. En este estudio se considerarán todas las fases minerales con las que trabaja el software WATCH, así poder: (1) identificar la asociación mineralógica que controla el equilibrio en las aguas, y (2) corroborar los geotermómetros anteriormente utilizados al corroborar la hipótesis de equilibrio entre las fases mineral que utilizan (e.g. feldespatos alcalinos, polimorfos del sílice, clorita Mg y montmorillonitas de K, Mg, Na y Ca). Para poder visualizar de manera sencilla esto, se presentan gráficos de temperatura versus las diferentes fases minerales que entrega el WATCH (Figura IV-19 a Figura IV-23) en los cuales

se muestra con una barra el rango de temperaturas en el que se encuentra sobresaturado cada una de las fases minerales. En este tipo de gráficos se hablará de equilibrio multimineral cuando exista un rango de temperatura en el cual un grupo de minerales alcanzan el grado de saturación, o sea donde empieza, o termina la barra que marca el estado sobresaturado. Debido a que las aguas pueden haber ebullido, las curvas de IS versus temperatura pueden haberse dispersado, por lo que un grupo de minerales que en un principio estaban en equilibrio, después de la ebullición se dispersan en diferentes grupos de minerales que pueden denotar diferentes temperaturas de equilibrio. Así, se estima un rango de temperatura si es que existe más de una asociación mineralógica. De forma adicional, en los gráficos de equilibrio multimineral se agregarán las temperaturas de los geotermómetros de Na-K (Arnórsson et al., 1983), cuarzo (Fournier & Potter, 1982) y calcedonia (Fournier, 1977) estimadas por el software WATCH, y las temperaturas superficiales de cada muestra.

Los diagramas son agrupados en 5 grupos diferentes de acuerdo a los siguientes criterios:

- Figura IV-19 corresponde al grupo de muestras 1, 2, 3, 6 y 7. cuyos rango de temperatura y pH superficial varía entre 36.4-64.9°C. y 7.59-7.84, respectivamente. En estas aguas bicarbonatadas es posible identificar 2 asociaciones mineralógicas en equilibrio, la primera corresponde a cuarzo-muscovita-crisotilo y la segunda a microclina-calcedonia-montmorillonitas de (K-Na-Ca-Mg)-albita de baja-laumontita cuyos rangos de temperatura de equilibrio varían entre 85-100°C y 55-70°C, respectivamente.
- Figura IV-20 corresponde al grupo de muestras 8, 9, 10 y 30, cuyos rango de temperatura y pH superficial varía entre 29.8-75°C y 6.68-8 respectivamente. A pesar de no presentar una asociación mineralógica en equilibrio clara a una misma temperatura, en el rango de temperatura entre el geotermómetro de calcedonia y el de cuarzo, minerales como cuarzo, calcedonia, microclina, montmorillonitas, albita de baja, Mg-clorita, muscovita, laumontita y crisotilo encuentran un estado de saturación, definiéndose una temperatura de equilibrio entre 100-140°C.

Figura IV-21 corresponde al grupo de muestras 12, 14, 15, 32, 33 y 34 cuyos rangos de temperatura y pH superficial varía entre 54-94.5°C y 2.01-7.95 respectivamente. Estas muestras son todas aguas cercanas a manifestaciones termales de tipo fumarolas. No es posible identificar una asociación mineralógica común entre todas las muestras, pues las características de cada manifestación influyen de gran manera en la química de estas. Por ejemplo, en la muestra 14, correspondiente a una piscina de barro, es posible observar que a la temperatura de muestreo solo cuarzo y calcedonia son fases minerales estables, mientras que minerales como las arcillas se encontrarían disueltas, lo que concuerda con las observaciones de terreno. Las muestras 12 y 15 son manantiales termales bicarbonatados cercanos a la fumarola de la muestra 14, estas aguas presentan gráficos similares, donde la mayoría de las fases minerales que se encuentran en equilibrio lo hacen a temperaturas entre 120 y 160°C. Las muestras 32, 33 y 34, son manifestaciones cercanas a una fumarola con una influencia meteórica importante, debido a estas yacen al lado de un río. La muestra 32 y 34 son aguas bicarbonatadas en las cuales no es posible identificar una asociación mineralógica en equilibrio, además de que las temperaturas estimadas por los geotermómetros de sílice arrojan temperaturas menores a las superficiales. Por último de la muestra 33, correspondiente a una piscina de barro, no es posible la identificación de una asociación mineralógica.

- Figura IV-22 corresponde al grupo de muestras de aguas cloruradas 17, 19 y 36, cuyos rangos de temperatura y pH superficial varían entre 7,4-54,5°C y 5,4-8,6. En ellas es posible encontrar una asociación mineralógica correspondiente a cuarzo, Fd-K, albita y montmorillonitas de Na, K, Ca y Mg. Así es posible definir una temperatura de equilibrio de las muestras 17, 19 y 36 de 80, 40 y 120°C respectivamente.
- Figura IV-22 corresponde al grupo de muestras de aguas cloruradas 35, 39 y 40, cuyos rangos de temperatura y pH superficial varían entre 23,3-33,7°C y 6,6-9,3. En ellas es posible encontrar una asociación mineralógica correspondiente a cuarzo, microclina, albita y laumontita. Así es posible definir una temperatura de equilibrio variable entre 70 y 90°C.

Cabe destacar que para todos los gráficos es común que fases minerales como pirita, pirrotina, marcasita, epidota, magnetita y goetita, presenten índices de saturación mayores a 100. Esto no quiere decir en ningún caso que todas estas fases minerales se encuentren presentes en las manifestaciones, de hecho en terreno solo se pudo identificar óxidos e hidróxidos de hierro en los bordes de los manantiales. El rango de temperatura y asociación mineral en equilibrio se resumen en la Tabla IV-10.

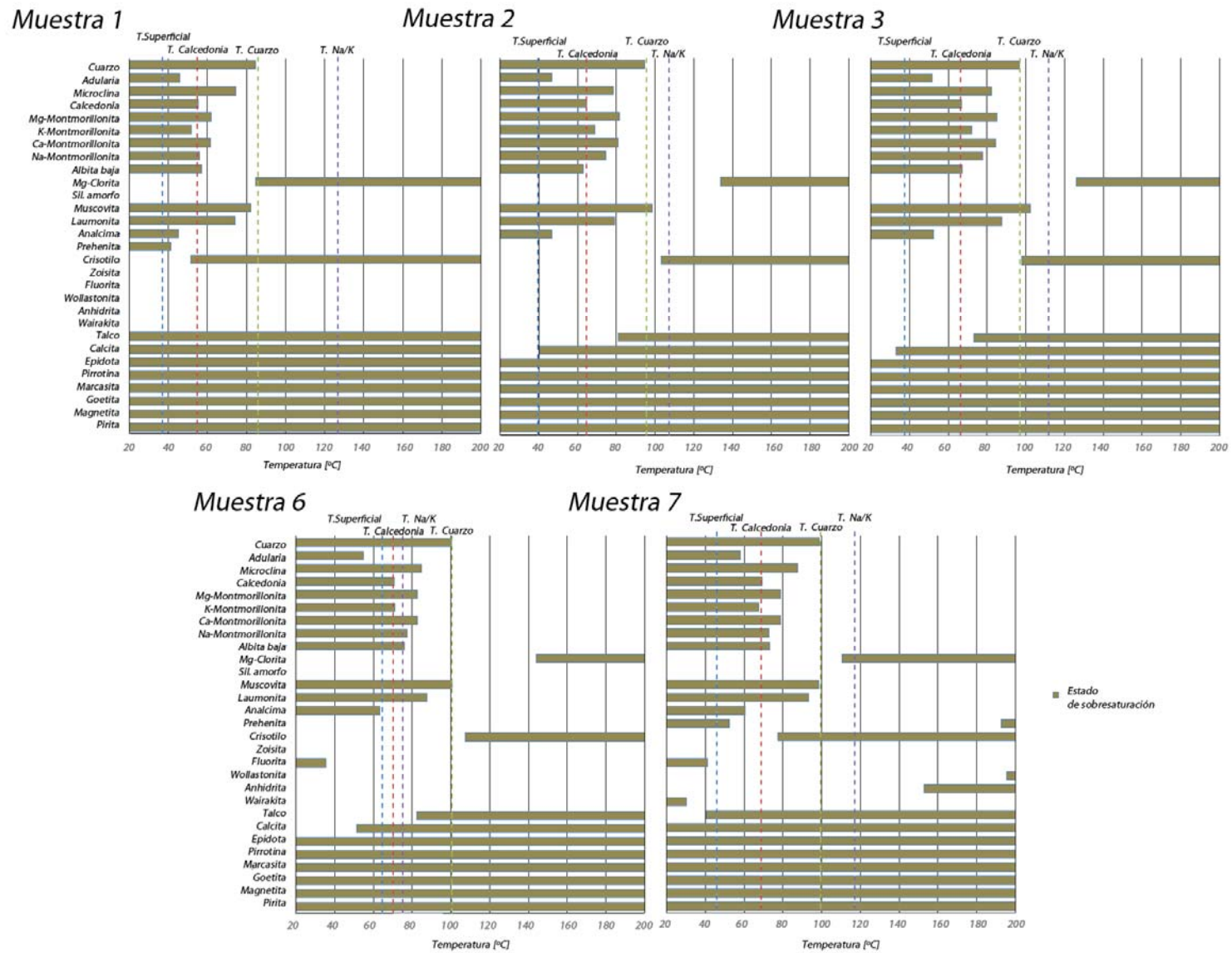


Figura IV-19: Gráficos de equilibrio multiminerar. En línea punteada se muestran las temperaturas obtenidas por los geotermómetros del programa de especiación WATCH.

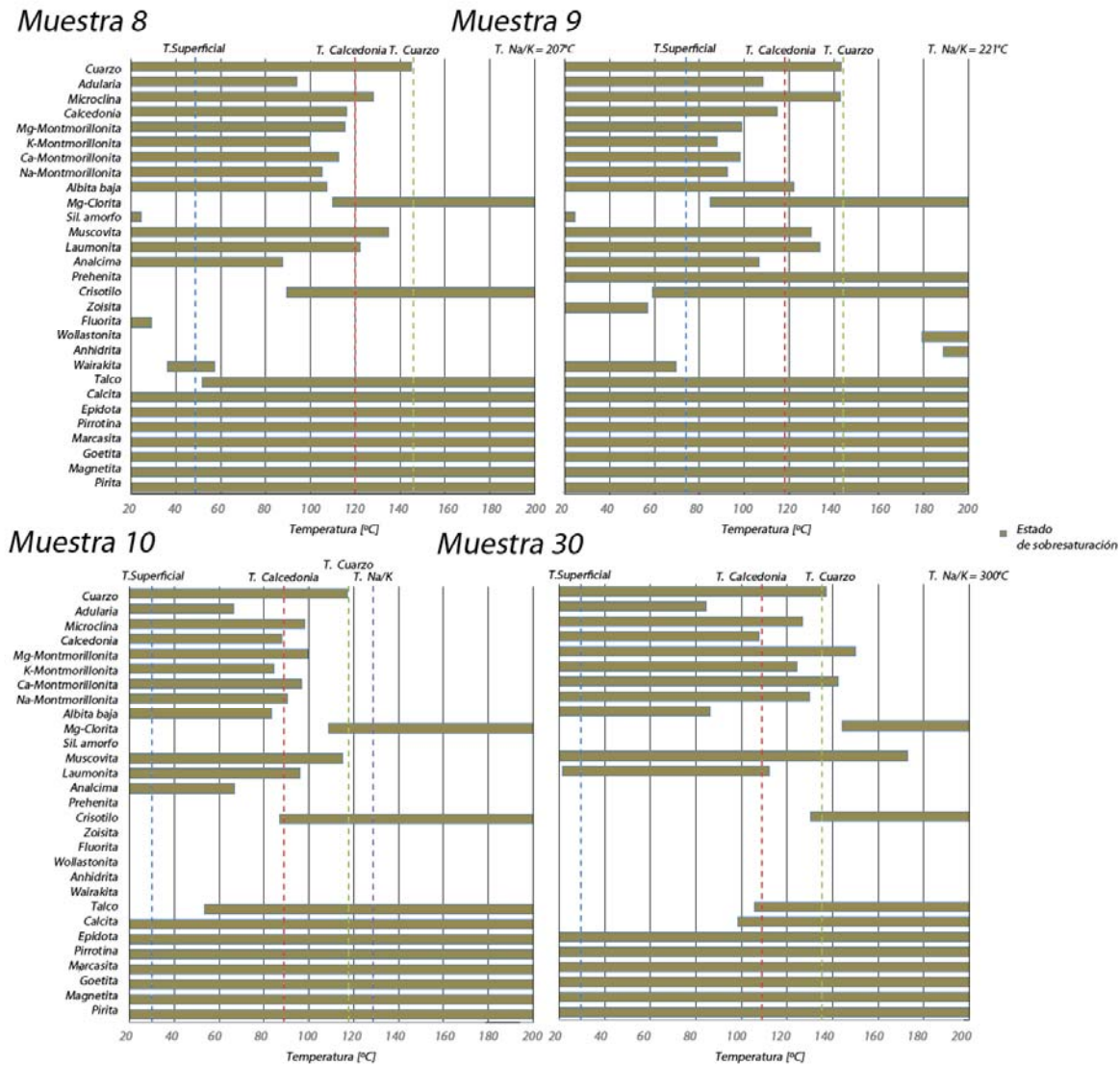
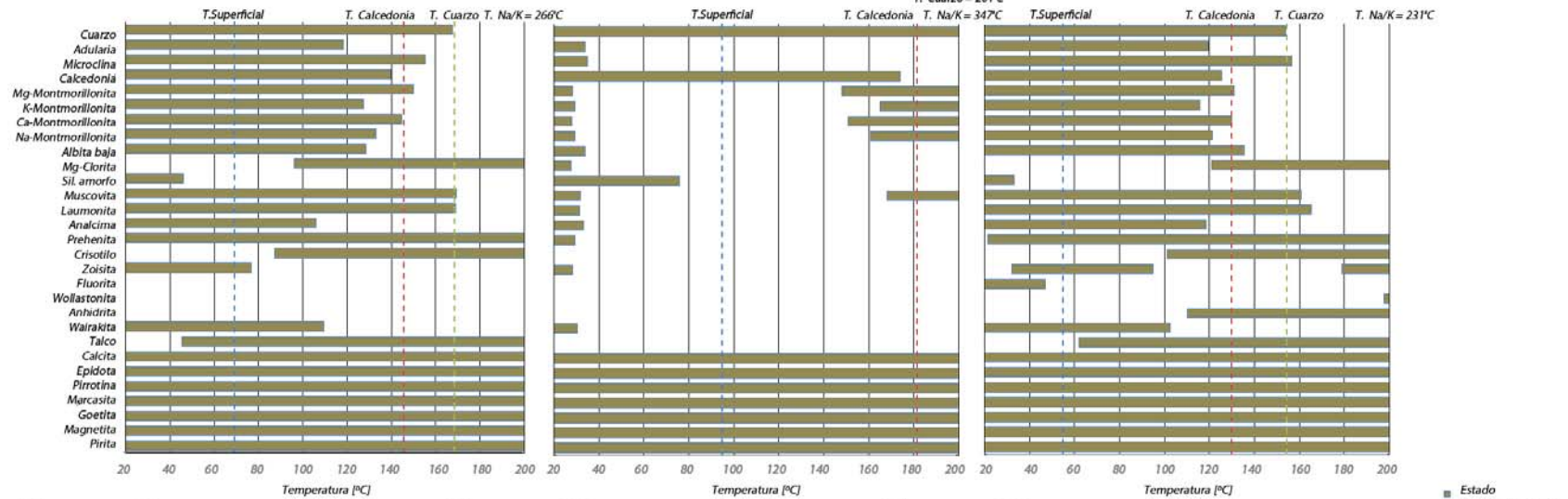


Figura IV-20: Gráficos de equilibrio multimineral. En línea punteada se muestran las temperaturas obtenidas por los geotermómetros del programa de especiación WATCH.

Muestra 12

Muestra 14

Muestra 15



Muestra 32

Muestra 33

Muestra 34

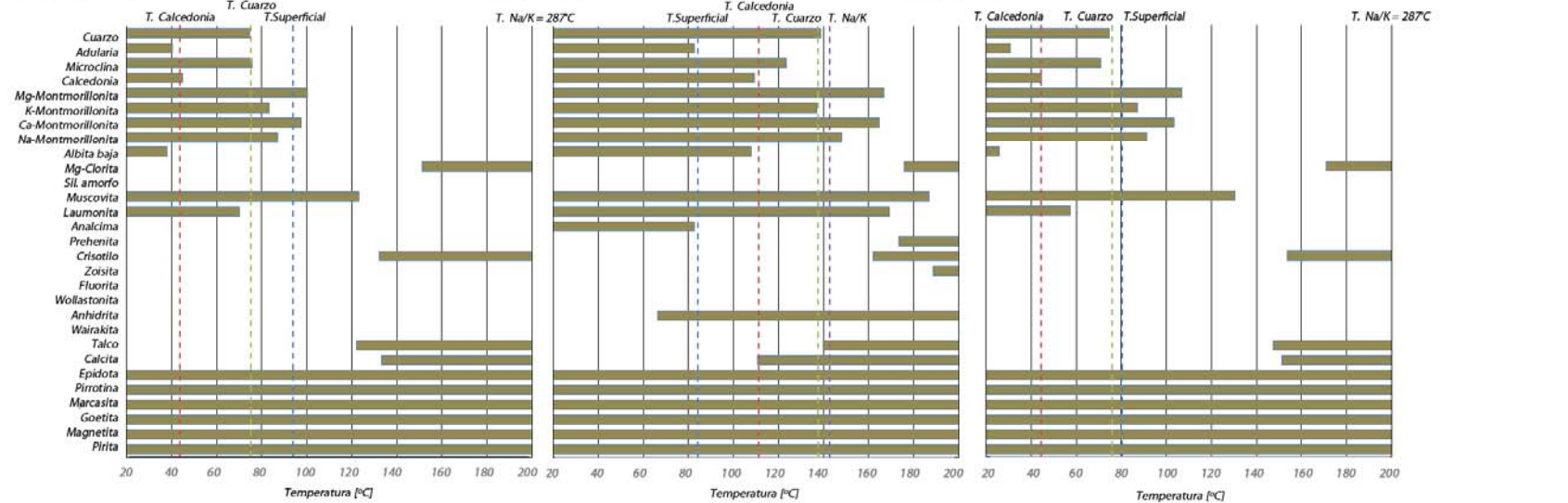
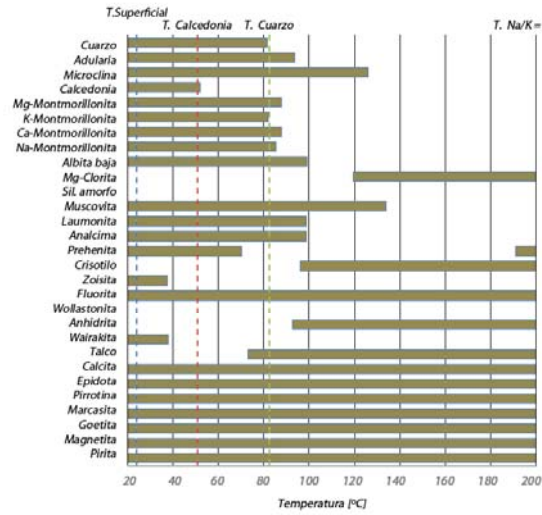
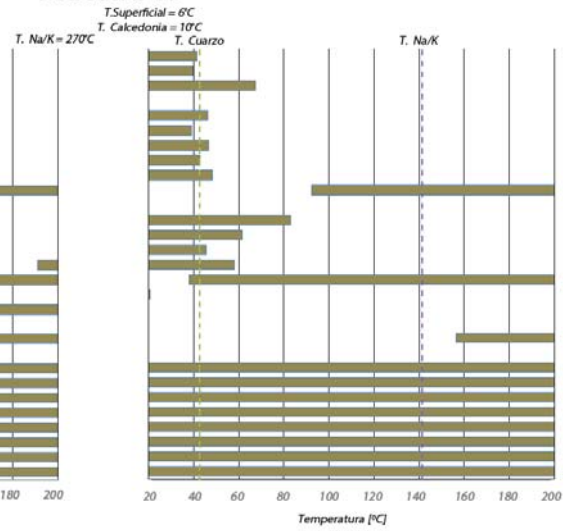


Figura IV-21: Gráficos de equilibrio multiminerar. En línea punteada se muestran las temperaturas obtenidas por los geotermómetros del programa de especiación WATCH.

Muestra 17



Muestra 19



■ Estado de sobresaturación

Muestra 36

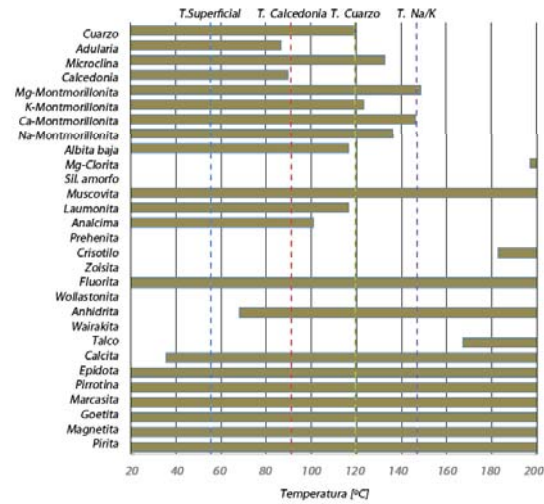
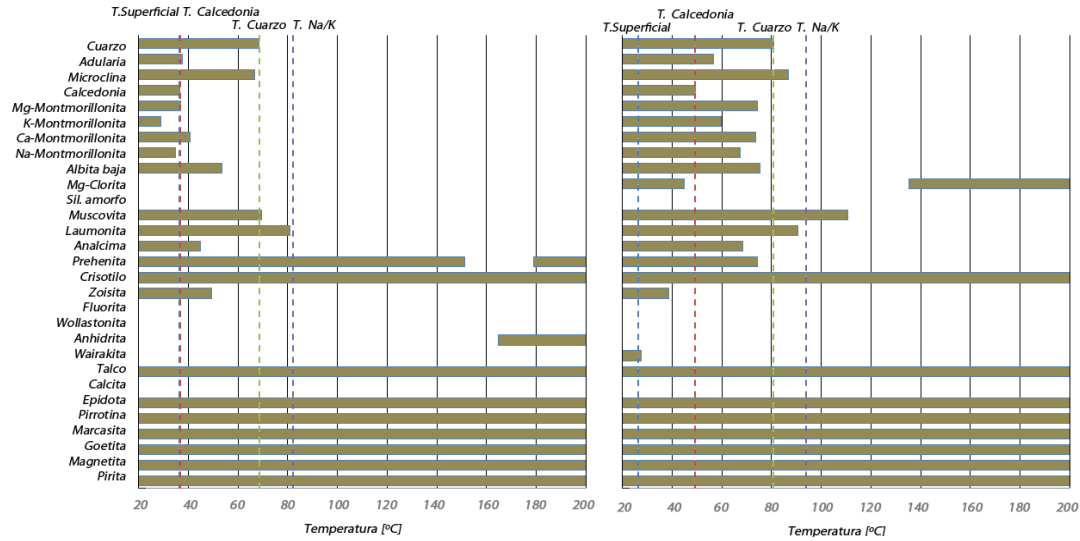


Figura IV-22: Gráficos de equilibrio multimineral. En línea punteada se muestran las temperaturas obtenidas por los geotermómetros del programa de especiación WATCH.

Muestra 39

Muestra 40



Muestra 35

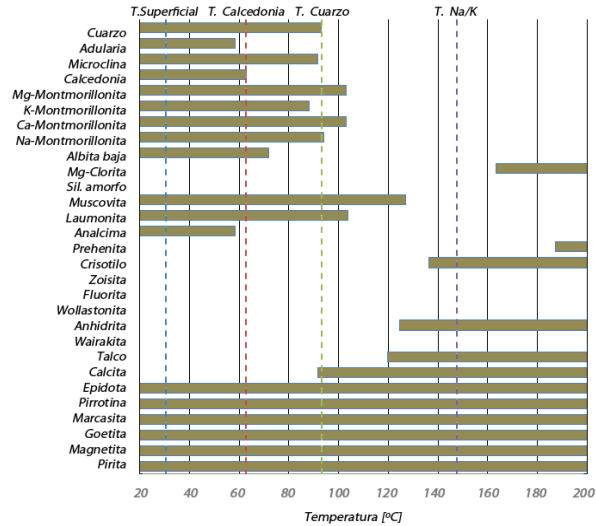


Figura IV-23: Gráficos de equilibrio multiminerar. En línea punteada se muestran las temperaturas obtenidas por los geotermómetros del programa de especiación WATCH.

Tabla IV-10: Resumen de la asociación mineral y rango de temperatura de equilibrio para las aguas termales de la zona de estudio estimadas por el software Watch.

ID	9	17	19	36	35	39	1	2	3	6	7	8	10	12	15	30	32	34	40	14	33
Cuarzo	x	x	X	x	X		x	x	x	x	x	x	x	x		x	x	x	x		x
Adularia	x	x	X			x						x			x						x
Microclina	x		X	x	X		x	x	x	x	x	x	x	x		x	x	x	x		x
Calcedonia	x					x	x					x			x						
Montmorillonita-Mg	x	x	X	x	X	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			x		x
Montmorillonita-K		x	X	x	X	x	x					x			x	x	x	X			x
Montmorillonita-Ca	x	x	X	x	X	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			x		x
Montmorillonita-Na		x	X	x	X	x	x	x	x	x	x	x			x	x	x	X			x
Albita baja	x	x	X	x	X	x	x			x	x	x			x				x		x
Clorita-Mg							x				x		x		x	x					x
Sil. Amorfa																					
Muscovita	x						x	x	x	x	x		x	x					x		x
Laumonita	x	x	X	x	X		x	x	x	x	x	x	x	x			x				x
Analcima	x	x	X			x									x						x
Prehenita			X																x		x
Crisotilo		x	X				x	x	x	x	x					x					x
Zoisita						x															x
Fluorita																					
Wollastonita																					
Anhidrita		x													x						
Wairakita																					x
Talco		x								x											
Calcita																					
Epidota																					
Pirrotina																					
Marcasita																					
Goetita																					
Magnetita																					
Pirita																					
T equilibrio ° C	100-140	80-100	40-60	120-140	80-100	40	60-80	80-100	80-100	80-100	80-100	100-120	100-120	140-160	120	120-140	80	80	60-80	30	140-160

IV.2.6 Discusiones

IV.2.6.1 Origen de los fluidos hidrotermales

Como se mencionó en la sección IV.2.4 y IV.2.5, el origen de los fluidos hidrotermales ha sido una de las grandes interrogantes, habiendo diferentes posibilidades: (i) aguas meteóricas, (ii) aguas marinas, (iii) aguas volcánicas, (iv) aguas connatas, entre otras.

En la Figura IV-12 la mayoría de las fuentes termales de este estudio se grafican sobre la GWML, lo que da cuenta del origen meteórico de estas. De la misma figura también se desprende la existencia de una minoría de fuentes termales (14 y 33) que presentan un enriquecimiento en O^{18} y D respecto a las fuentes termales de origen meteórico. Como ya se había mencionado este enriquecimiento en isótopos pesados puede ser el resultado de tres procesos principalmente: (i) intercambio isotópico de O^{18} con la roca que hospeda el mineral, (ii) mezcla de aguas con diferente origen; y (iii) enriquecimiento de los isótopos pesados debido a procesos de ebullición y separación de la fase vapor. Las muestras 14 y 33 fueron extraídas desde pozas de barro que se encuentran relacionadas espacialmente a manifestaciones del tipo fumarola, por lo que el enriquecimiento en isótopos más pesados, se explica mediante el proceso de evaporación por condensación de gases de origen hidrotermal en acuíferos colgados, donde estos gases tienen temperaturas mayores a la de ebullición a 1 atm. Este proceso explicaría de buena manera el enriquecimiento en los isótopos más pesados de las muestras 14 y 33 respecto a la tendencia meteórica, así las aguas meteóricas o termales relacionadas espacialmente con estos puntos se unen mediante la línea de evaporación.

Los isótopos de O^{18} y D indican que el origen de los fluidos hidrotermales asociados al sistema hidrotermal de los CVPP-DGQA proviene de la percolación y calentamiento de aguas meteóricas, los que posteriormente ascienden por diferencia de densidad.

IV.2.6.2 Origen de los aniones y cationes mayores en los fluidos hidrotermales

Los iones disueltos en los fluidos hidrotermales pueden tener diferentes orígenes. Como ya se mencionó anteriormente Giggenbach (1997) propone una clasificación general en donde los aniones mayores (Cl , SO_4 y HCO_3) derivan de la condensación de vapores magmático en aguas meteóricas profundas, mientras que los cationes mayores (Na , K , Mg , Ca , etc) provienen de la lixiviación de la roca que hospeda los fluidos hidrotermales, debido a la interacción de estas fases (Ellis and Mahon 1964, 1967).

A diferencia de las rocas volcánicas que hospedan los sistemas geotermales en donde Giggenbach formula sus trabajos, en este estudio los fluidos hidrotermales se encuentran en rocas evaporíticas, lavas, tobas y areniscas (Figura II-5). Las rocas sedimentarias posiblemente son las que aportan un gran contenido de aniones, debido a que el yeso, caliza y dolomita son solubles en el agua, liberando iones de SO_4 y CO_3 a esta. Este hecho se puede observar en una primera instancia en el diagrama Piper (Figura IV-7), donde las aguas con dominancia de HCO_3 y SO_4 presentan como catión mayor Ca y Mg .

De los diagramas PER (Figura IV-14 y IV-24) se dilucida de mejor manera la clara relación que tienen los elementos como el Ca , Na y K con el aluminio, sílice, sulfato y carbonato, ya que la mayoría de las muestras caen en la línea de control de disolución de feldespatos-yeso-calcita-dolomita.

En el diagrama PER (Figura IV-24) las muestras 12, 14, 33 y 34 se alejan de la línea de control de disolución debido a que se encuentran enriquecidas en los valores de la ordenada. Todas estas se encuentran espacialmente relacionadas con fumarolas (Figura II-5), de lo que se concluye que el corrimiento que presentan estas muestras, se debe al aporte de SO_4 y CO_2 de las fumarolas que condensa en acuíferos someros.

Por su parte el origen del Cl no es posible dilucidarlo sólo con los datos obtenidos en este trabajo. Por un lado se sabe que este anión no proviene de la disolución de alguna sal (halita y silvita), ya que las razones molares de Na/Cl y K/Cl son

diferentes de 1. Debido a que en este estudio no se cuentan con análisis químico de las rocas de la zona de estudio, ni análisis de isótopos de Cl en la roca y en el fluido, no es posible contrastar cuanto Cl proviene de la interacción agua-roca y cuanto proviene de la absorción de HCl en aguas profundas.

Así la hipótesis de Giggenbach (1997) sobre la proveniencia de los componentes disueltos estaría parcialmente correcta, ya que a pesar que los cationes disueltos en las aguas termales tienen su origen en la interacción de agua-roca, los aniones principales provendrían tanto de una fuente magmática como desde la interacción agua-roca.

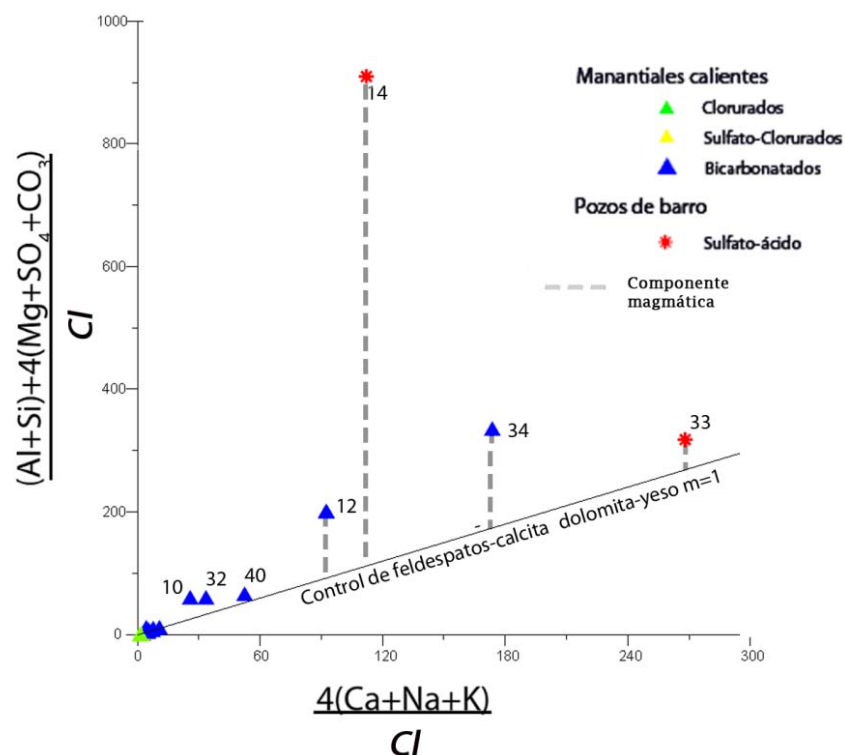


Figura IV-24: Diagramas PER que muestran la línea de control de disolución de feldspatos-calcita-dolomita-yeso y el aporte de SO_4 y CO_2 de origen hidrotermal que genera un corrimiento de algunas muestras desde esta línea.

IV.2.6.3 Geotermometría

Como ya se mencionó, la Figura IV-24 muestra una tendencia de disolución de minerales en las aguas, lo que se considera como la primera base para la aplicación de los geotermómetros, ya que se logra dilucidar que la proveniencia de los cationes es la interacción agua-roca. Si a esto se le agregan los siguientes supuestos (Fournier, 1977): (i) existe equilibrio químico fluido-mineral, (ii) la reacción sólo es temperatura dependiente, (iii) los minerales y especies involucradas en las reacciones se encuentran presentes en cantidades adecuadas, (iv) la reequilibración es nula en el ascenso del fluido, y (v) procesos secundarios como ebullición, mezcla y dilución son despreciables o cuantificables, por lo que se pueden corregir; se interpreta las temperaturas obtenidas por los diferentes geotermómetros como temperaturas de equilibrio basado en las cinéticas de reacción correspondientes.

La Figura IV-25 resume las temperaturas de todos los geotermómetros empleados en este estudio, además de los rangos de temperatura estimados en el equilibrio multimineral. De ella se desprende que: (i) Las temperaturas mayores a 400°C estimadas por los geotermómetros no se considerarán, debido a que Arnórsson (2007) estima que la máxima profundidad que alcanza un líquido es la transición frágil-dúctil dada por la isoterma 400°C, por lo que temperaturas mayores darían cuenta de un error en el geotermómetro. (ii) Las temperaturas estimadas por los geotermómetros de Na-K arrojan valores mayores a los estimados por los geotermómetros de sílice. (iii) Las mayores temperaturas estimadas (>300°C) están dadas por los geotermómetros de Na-K-Ca, dolomita-calcita y fluorita-anhidrita. (iv) Las temperaturas estimadas por el equilibrio multimineral representan rangos donde una asociación mineralógica se encuentra en equilibrio. Estas temperaturas varían desde mínimos de 80°C a máximos de 160°C. (v) En la mayoría de las muestras los valores de los geotermómetros de calcedonia y cuarzo con máxima pérdida de vapor son los que más se acercan al rango de temperatura estimado por el equilibrio multimineral.

De los cinco puntos anteriores es posible concluir que la mayoría de las aguas, a excepción de las vapor calentadas (muestras 12, 14, 32, 33 y 34) se encuentran equilibradas a temperaturas variables entre 80-160°C según los geotermómetros de

calcedonia y cuarzo con máxima pérdida de vapor, y las temperaturas obtenidas por el equilibrio multimineral. Por otro lado, los geotermómetros de Na-K, Na-K-Ca, dolomita-calcita y anhidrita-fluorita entregan temperaturas de 300°C, mayores a las estimadas por el equilibrio multimineral y los geotermómetros de sílice. Esto se puede atribuir a que los primeros poseen tasas de reequilibrio más bajas, lo que indicaría la existencia de fluidos profundos a una temperatura altas (>200°C según los geotermómetros de Na-K y Na-K-Ca), los que posteriormente al ascender se reequilibran con la roca a temperaturas entre 80-160°C.

IV.2.6.4 Evolución de los fluidos geotermales

Como se mencionó anteriormente, al usar los geotermómetros para estimar temperaturas de las aguas en subsuperficie se deben tener en cuenta una serie de supuestos implícitos en el método (Fournier, 1973). También se deben sopesar las complejidades hidrológicas del lugar, complejidades como la existencia de reservorios interconectados a diferentes profundidades y temperaturas, donde los fluidos se encuentran equilibrados con la roca del reservorio más profundo y durante el ascenso hacia el reservorio somero, el fluido se reequilibra con la roca ya que (Fournier, 1979): (i) el fluido pierde calor por procesos de mezcla, ebullición o pérdida de calor por conducción y/o (ii) el fluido atraviesa diferentes tipos de roca por lo que la composición de la roca cambia abruptamente; así ambos procesos representan cambios en las variables intensivas del sistema (T-X), que conllevan a cambios en el estado de equilibrio fluido-roca. Entonces para entender la evolución de los fluidos geotermales es necesario contar con herramientas que permitan cuantificar los diferentes procesos por los que el fluido intercambia calor y registra composicionalmente diferentes momentos en el equilibrio agua-roca.

El diagrama entalpía versus cloro, propuesto por Fournier *et al.* (1976a), es una herramienta diseñada para la cuantificación de procesos de pérdida de calor. En este tipo de diagramas el enfriamiento conductivo se representa por rectas paralelas al eje de la entalpía debido a que sólo existe pérdida de calor del fluido y los cambios de composición serán menores, estando asociados a cambios en la constante de solubilidad de los minerales, por lo que la concentración de los

elementos conservativos en el sistema, como el Cl, debiesen mantenerse constantes en este proceso. Para saber si una fuente termal ha sufrido enfriamiento por conducción esta debería presentar una dispersión importante en las temperaturas estimadas por los geotermómetros. Esto se debe a que el enfriamiento conductivo solo llega ser apreciable si las aguas ascienden a velocidades lo suficientemente bajas (Tabla IV-11) para permitir el traspaso de calor desde el fluido a la roca, así el fluido tiene el tiempo suficiente para reequilibrarse en el ascenso y como cada reacción química tiene su cinética propia, todos los geotermómetros debiesen arrojar temperaturas disímiles.

El enfriamiento adiabático en estos gráficos se representa por líneas con pendiente negativa que cortarían al eje de la entalpía en el punto 2777,7112 Joule/gr, donde este punto representa la máxima entalpía teórica que un agua pura puede alcanzar (Fournier et al., 1979). La pendiente negativa viene dada porque el proceso de ebullición que enfría el líquido debido al traspaso de calor por el cambio de fase, lo que hace disminuir la entalpía del primero, mientras que los componentes conservativos en el fluido se concentrarán en esta debido la pérdida de masa del primero. En un principio cualquier agua cuya temperatura de inicio esté sobre la temperatura de ebullición a presión atmosférica (100°C a 1 atm), y posee tasas de ascenso lo suficientemente rápidas (Tabla IV-11), puede presentar proceso de ebullición.

Tabla IV-11: Tasas de máximo velocidad de ascenso para generar un enfriamiento conductivo sin ebullición y de mínima velocidad de ascenso para un enfriamiento adiabático sin enfriamiento conductivo para diferentes profundidades (Fournier et al., 1976a)

Profundidad (Km)	Tasa máxima de ascenso para enfriamiento conductivo (Kg/min)	Tasa mínima de ascenso para enfriamiento adiabático o ebullición (Kg/min)
0,5	13	117
1	26	234
1,5	40	355

Por último, la pérdida de calor por mezcla en este tipo de gráficos se representará por aguas que caen en una línea que une los miembros extremos: (i) fuente termal parental, y (ii) aguas meteóricas, donde estas últimas suelen encontrarse en punto

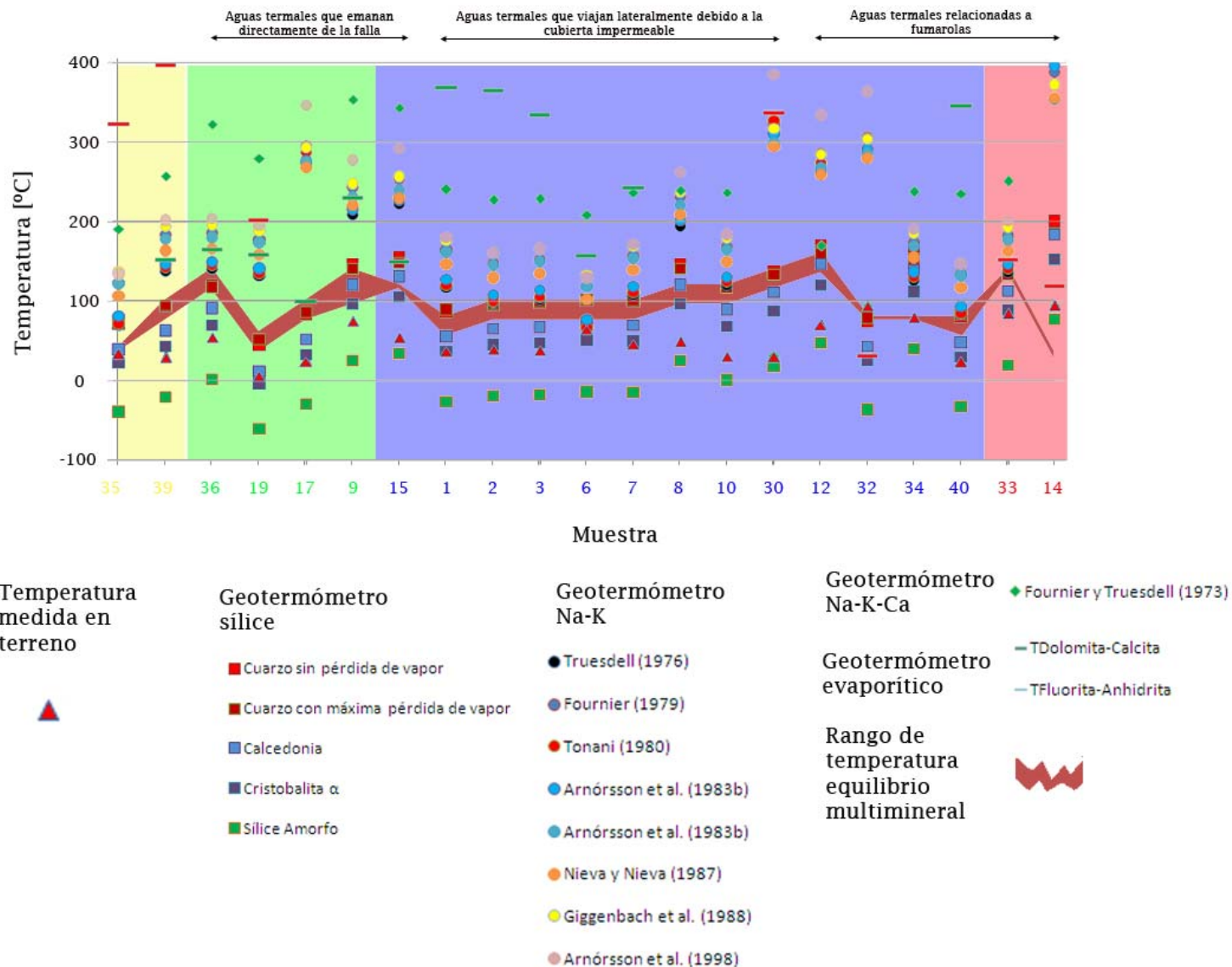


Figura IV-25: Resumen de todos los geotermómetros de este estudio. En triángulo las temperaturas medidas en terreno; en cuadrado las temperaturas obtenidas por los geotermómetros de silice con corrección de pH; en círculo las temperaturas obtenidas por los geotermómetros de Na-K; en rombo las temperaturas obtenidas por los geotermómetros de Na-K-Ca; en líneas las temperaturas obtenidas por los geotermómetros de evaporíticos; mientras que el rango de temperatura obtenido por el equilibrio multimineral se grafica en color rojo.

de origen del gráfico, ya que poseen contenidos de cloro bajo y una temperatura superficial baja ($<25^{\circ}\text{C}$).

Cualquier fluido caliente tiene la posibilidad de mezclarse con aguas frías en las partes superficiales o marginales del sistema, lo que puede llevar al reequilibrio si la temperatura después de la mezcla es mayor a 100°C (Fournier et al., 1979). Algunas maneras de reconocer el proceso de mezcla en las aguas son (Fournier et al., 1979): (i) variaciones en el contenido de cloro muy grandes para ser explicadas solo por ebullición, (ii) variaciones en las razones de los elementos conservativos (i.e. B/Cl), (iii) variaciones en los isótopos de hidrógeno y oxígeno de los fluidos calientes, (iv) manantiales fríos cuyas temperaturas estimadas por los geotermómetros difieren en más de 50°C con la temperatura superficial, (v) variaciones sistemáticas en la composición y temperatura de los fluidos geotermales, siendo más diluidos y más fríos las aguas más mezcladas.

En la Figura IV-26 se presenta el diagrama Cl-Entalpía para las aguas termales de la zona de estudio. De ella se desprenden tendencias lineales de algunas aguas termales (35, 15 y 9; 19, 17 y 36) con las aguas meteóricas, las que son interpretadas como líneas de mezcla. De los diagramas Schoeller (Figura IV-27a y b) se puede corroborar este proceso de mezcla.

Para el grupo de muestras 36, 19 y 17, según la Figura IV-27a, las razones de elementos son similares (iguales pendientes) pero las concentraciones totales son diferentes, lo que es una evidencia de dilución de una concentración inicial en diferentes proporciones, siendo la 36 la menos mezclada y la 19 la más mezclada con aguas meteóricas. Existe algunas variaciones entre las muestras 17 y 19 con la muestra 36, y esto se debe a que ambas muestras están en diferentes hoyas hidrográficas y afloran de rocas diferentes, donde las muestras 17 y 19 lo hacen en el contacto de rocas evaporíticas y lavas, mientras que la 36 lo hace lavas, lo que explicaría el enriquecimiento en bicarbonato y sulfato de las primeras.

Para el grupo de muestras 9, 15 y 35 la línea de mezcla del diagrama entalpía-cloro no es reflejada tan claramente en el diagrama Schoeller (Figura IV-27b), pues existen algunas variaciones en el contenido de aniones principalmente debido a la ubicación geográfica de las aguas, ya que emergen desde rocas diferentes (Figuras II-5 y IV-24) que aportan CO_3 y SO_4 al agua en proporciones diferentes. Tomando

en cuenta este factor se llega a la misma conclusión del grupo anterior y es que existe un agua termal parental que al diluirse con aguas meteóricas en diferentes proporciones generan las aguas 9, 15 y 35.

Algunas evidencias indican la existencia de miembros parentales que se relacionan por un proceso de ebullición a diferentes temperaturas, y que se mezclan posteriormente con aguas meteóricas. Estas evidencias son:

- La existencia de dos líneas de mezcla que indiquen la existencia de dos aguas parentales con diferente contenido de Cl.
- Las temperaturas estimadas (354 y 323°C) mediante el geotermómetro de menor cinética de reacción (Na-K-Ca) para las muestras menos diluidas de cada línea de mezcla (muestras 9 y 36) que señalan la existencia de un fluido parental de mayor temperatura.

La ebullición o enfriamiento adiabático, como se vio anteriormente, se modela en los diagramas entalpía-cloro mediante una línea que conecta la entalpía máxima de un líquido sin contenido de cloro con la muestra con mayor contenido de cloro que se encuentre sobre la temperatura de ebullición a presión atmosférica. Debido a que no se cuenta con pozos en la zona, todas las aguas caen debajo de la línea de temperatura ebullición a presión atmosférica (Figura IV-26) por lo que para elegir una línea de ebullición correcta es necesario plantear diferentes hipótesis.

- **Caso 1:** Se asume la existencia de un miembro extremo de la línea de mezcla 1 representado por un agua proveniente de la ebullición a presión atmosférica de un agua parental, lo que en la Figura IV-26 se representa por la intersección de la línea de mezcla de las muestra 36, 17y 19 y la línea azul. Al intersectar esta última con la línea de mezcla de las muestras 9, 15 y 35 se obtiene el agua parental con una temperatura de 380°C.

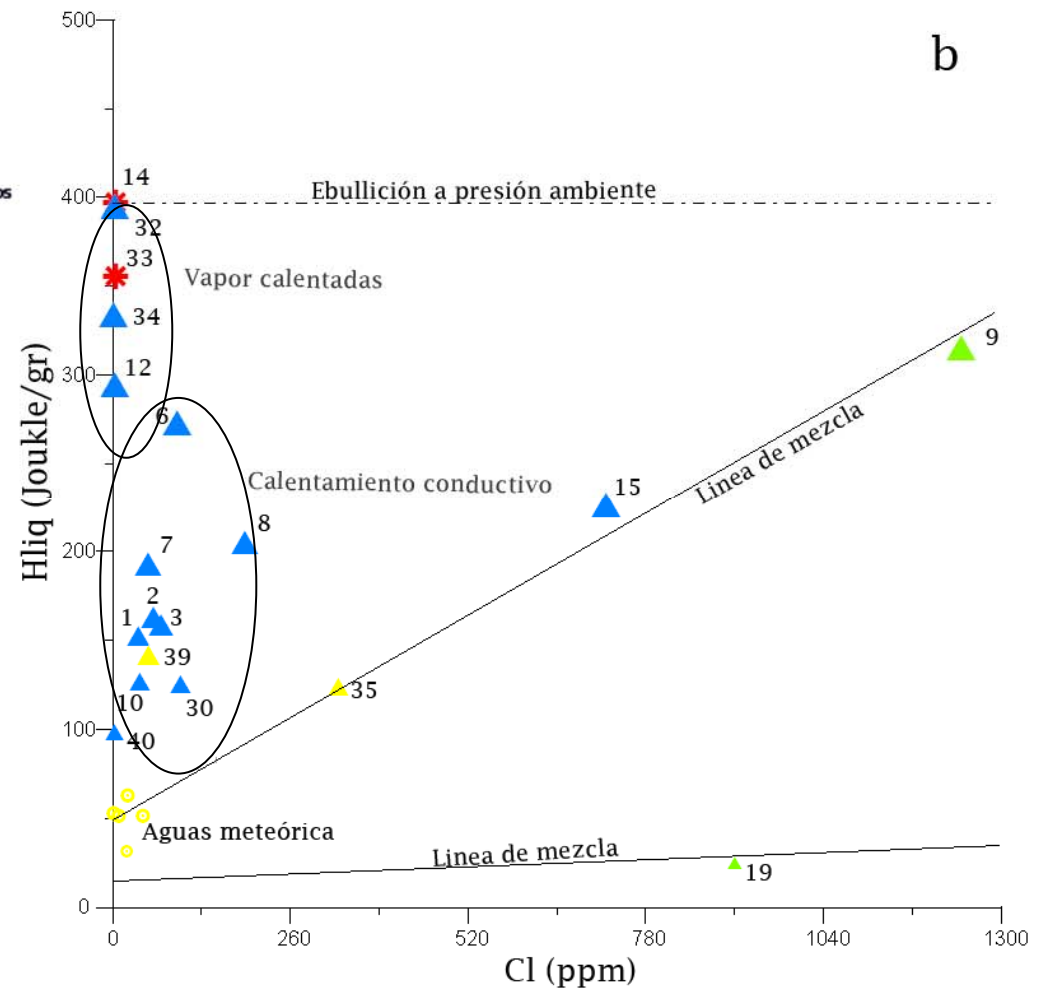
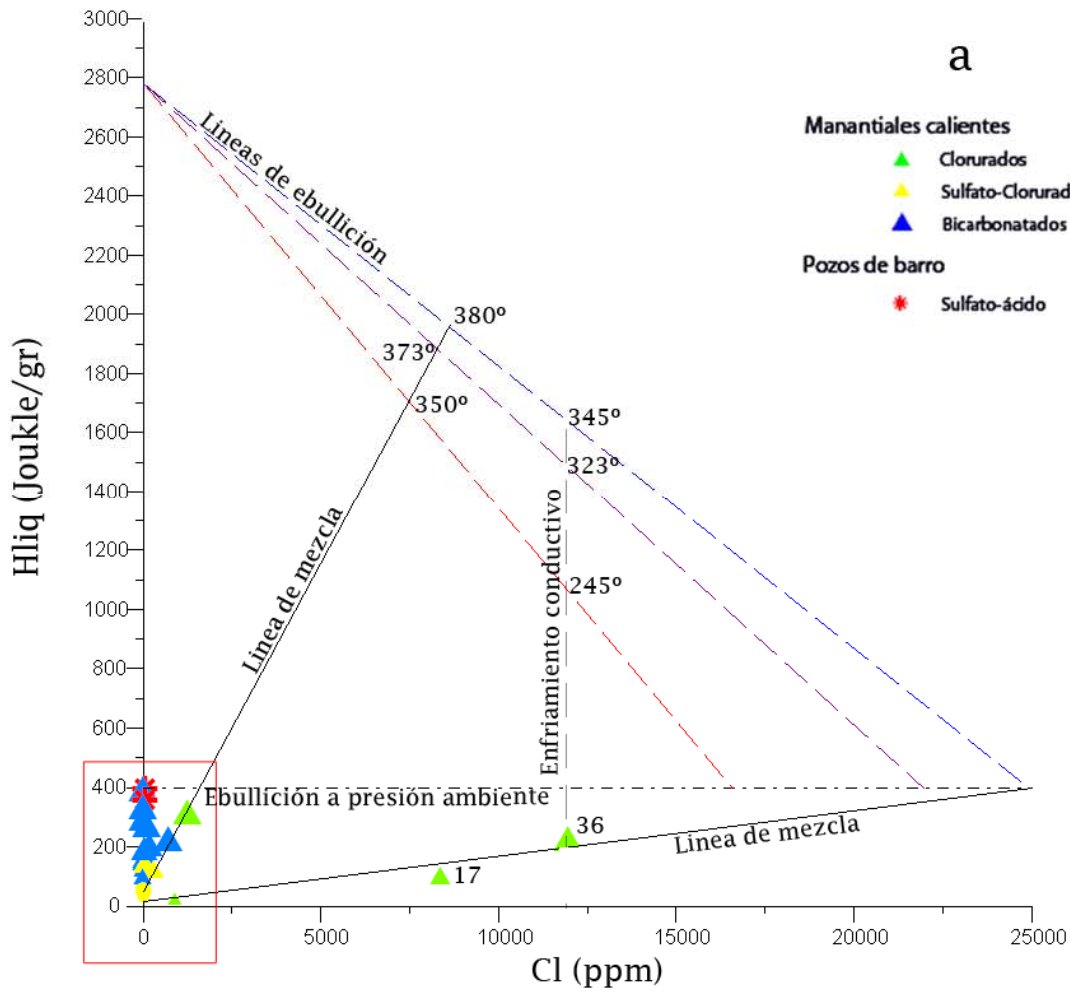


Figura IV-26: a) Diagrama CI-entalpía para las muestras de la zona de estudio. b) Cuadrado rojo del diagrama a).

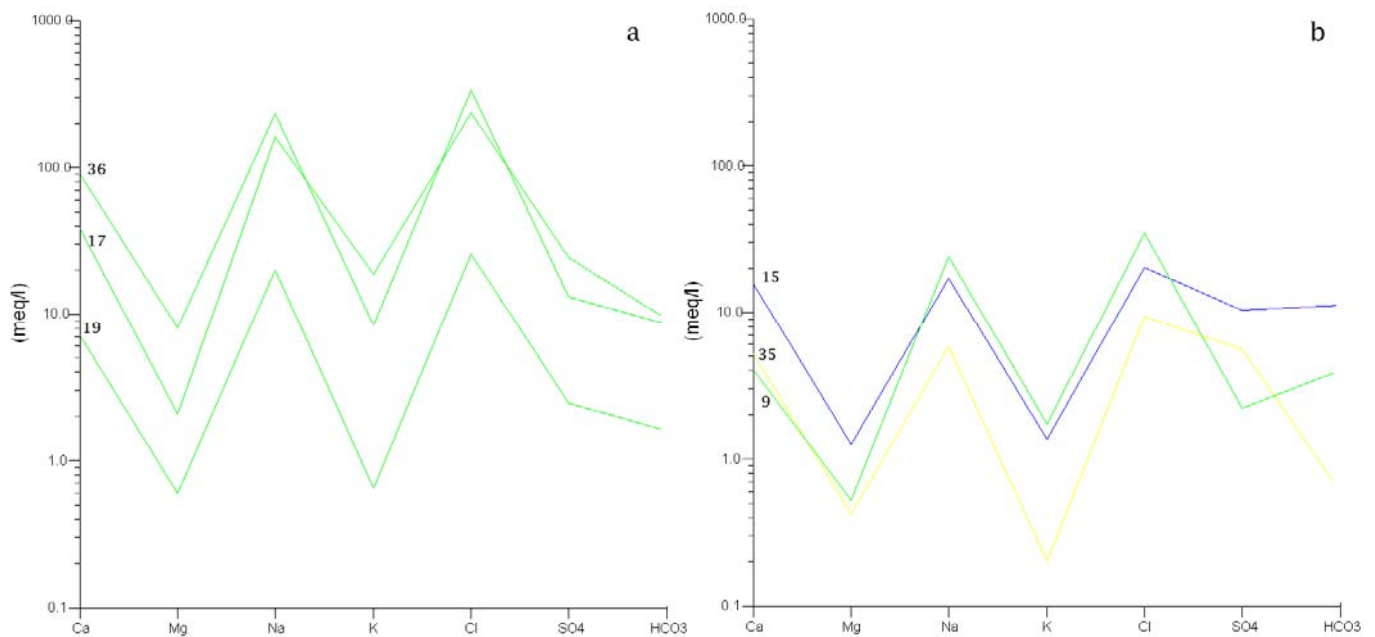


Figura IV-27: Diagramas Schoeller donde en a) se muestra la relación de dilución entre 36, 17 y 19; b) se muestra la relación de dilución entre 9, 15 y 35.

- Caso 2:** A diferencia del caso anterior que supone la existencia de un agua ebullicida a presión ambiente como aguas parental para trazar la línea de mezcla de las muestras 36, 17 y 19, en este caso se generará la muestra 36 por enfriamiento conductivo, pasando a ser esta muestra el miembro extremo de las muestras más diluidas (17 y 19). Esto se puede hacer ya que el geotermómetro de Na-K-Ca indica que las muestras 17, 19 y 36 han estado en equilibrio a 323°C, por lo que un enfriamiento conductivo desde un agua parental a esa temperatura es muy probable. Con esto se obtienen aguas parentales con una temperatura de 380 y 345°C para las diferentes líneas de mezcla, temperaturas que son mayores (10%) que las estimadas mediante el geotermómetro de Na-K-Ca para las muestras 9 y 36 (353 y 320°C, respectivamente).
- Caso 3:** Debido a que la intersecciones de las líneas de mezcla (muestras 9, 15 y 35) y de enfriamiento conductivo (muestra 36) con la línea de ebullición azul (Figura IV-26) sobreestiman las temperaturas del geotermómetro de Na-K-Ca, se pueden construir otras líneas de ebullición que coincidan con las temperaturas estimadas por este geotermómetro. Así se construye la línea de ebullición roja y púrpura. La primera coincide con la

temperatura estimada por el geotermómetro de Na-K-Ca para la muestra 9 (353°C), pero subestima la temperatura para el agua parental de la muestra 36 (245°C). Al contrario, la segunda coincide con la temperatura estimada por el geotermómetro de Na-K-Ca para la muestra 36 (323°C) pero sobreestima la temperatura para el agua parental de la muestra 9 (373°C). El hecho de que no exista una única línea que pueda explicar las temperaturas estimadas por el geotermómetro de Na-K-Ca, se debe a que las aguas puedan haber experimentado algún grado de reequilibrio y siendo este el caso, la línea púrpura sería una estimación mínima para las temperaturas posibles de las aguas parentales.

Además de las muestras que presentan las tendencias lineales anteriormente mencionadas en la Figura IV-26 (aguas cloruradas en su mayoría), las aguas sulfatadas y la mayoría de las aguas carbonatadas se distribuyen verticalmente por sobre las dos líneas de mezcla. Si las aguas son cogenéticas, se puede plantear que las muestras que se encuentran sobre la línea de mezcla lo hacen por alguno de estos factores: (i) Las aguas una vez diluidas se calientan por la absorción de gases o por conducción del calor desde la roca. (ii) Las aguas se diluyen pero mantienen su entalpía debido a la inercia termal de la roca.

Las muestras sulfatas y carbonatadas asociadas a fumarolas (muestras 12, 14, 32, 33 y 34) pertenecerían al primer grupo, ya que estas presentan temperaturas altas debido a que son aguas calentadas por la condensación de vapores hidrotermales como H_2S y CO_2 . Esto también explicaría su concentración nula en Cl. Por otra parte las muestras 1, 2, 3, 6, 7, 8, 10, 30 y 39, que son aguas carbonatadas en su mayoría, pueden ser explicadas como aguas que se diluyen, pero aumentan su entalpía debido a la condensación de vapores o por calentamiento conductivo desde la roca.

IV.2.6.5 Distribución espacial de los aniones principales

La Figura IV-28 muestra la distribución espacial de los aniones principales en porcentaje relativo entre ellos. De ella se desprende que: (i) Las mayores concentraciones de Cl en las aguas están en la periferia del sistema. (ii) Las mayores concentraciones de SO₄ en las aguas están relacionadas espacialmente con la presencia de los edificios volcánicos. (iii) Las mayores concentraciones de HCO₃ en las aguas se ubican espacialmente entre las mayores concentraciones de Cl y SO₄.

Así es posible interpretar que el sistema hidrotermal asociado a los CVPP-DGQA y CCC químicamente distribuye sus aniones al igual que lo hacen los sistemas hidrotermales del tipo ígneo (Sección I.8.1.1; Figura I-2), donde las razones de SO₄/Cl, SO₄/HCO₃ aumentan hacia la zona del *upflow*, mientras que la razón HCO₃/Cl disminuye hacia la periferia del sistema.

IV.2.7 Conclusiones de la geoquímica de aguas

El contenido relativo de los aniones principales sitúa a las aguas termales en todos los campos según el diagrama de clasificación de Giggenbach (1988) (Figura IV-6). A pesar de que los aniones no tienen un origen puramente magmático, la interpretación de este diagrama concuerda con el modelo generado a partir de los geotermómetros y el diagrama Cl-entalpía.

En el caso de las aguas vapor calentadas (muestras 12, 14, 32, 33 y 34) estas están cercanas a manifestaciones del tipo fumarolas por lo que dependiendo de la composición del vapor que las calienta, estas aguas tienen contenidos de SO₄ y CO₂ relativamente altos (Figura IV-6), temperaturas cercanas a la de ebullición y un pH relativamente bajo, lo que es coincidente con la interpretación de Giggenbach (1988).

Las aguas cloruradas (muestras 17, 19 y 36) son aguas que caen en la línea de mezcla en el diagrama Cl-entalpía (Figura IV-26). A pesar de que el origen de este elemento no puede ser dilucidado con estos datos, el alto contenido de Cl en estas

muestras está dado por comportamiento conservativo de este elemento ante la ebullición. Así su interpretación es coincidente con la de Giggenbach (1988).

Las aguas carbonatadas (muestras 1, 2, 3, 6, 7, 8, 10, 30 y 40) son aguas que una vez ascendidas tienen el tiempo suficiente para diluirse manteniendo su entalpía. Para que ocurra esto las aguas deben transitar lentamente en algún estrato permeable superficial (posiblemente las rocas sedimentarias Jurásicas: areniscas, conglomerados y calizas; Figura II-5), y dado que la solubilidad de la calcita es inversamente proporcional a la temperatura, las aguas aumentan su contenido de bicarbonato debido a que tienen el tiempo suficiente para hacerlo por su lento transitar. Por lo que su interpretación es coincidente con la de Giggenbach (1988).

Por últimos las muestras 35 y 39 correspondientes a aguas volcánicas (sulfato-cloruradas) según la clasificación de Giggenbach (1988), no estarían bien clasificadas pues no representan aguas geotermales de origen profundo, ya que si fuese así estas aguas deberían ser las que estimen las mayores temperaturas en los geotermómetros de menor cinética reacción, lo cual no se cumple. Es más, estas muestras tienen un comportamiento similar con otros tipos de agua según los diagramas de geotermometría y el de Cl-Entalpía (Figura IV-25 y IV-26), donde la muestra 35 tiene un comportamiento similar con las aguas cloruradas y la muestra 39 con las aguas bicarbonatadas, por lo que su interpretación es igual a la de esas aguas.

Por otra parte los fluidos presentan evidencia de alcanzar temperaturas máximas de 380°C sobre la zona del *upflow*. Luego los fluidos ascienden diluyéndose con aguas meteóricas y alcanzan temperaturas de reequilibrio de 80-160°C estimadas por los geotermómetro de sílice y por el equilibrio multimineral (Figuras IV-25, 26 y 27).

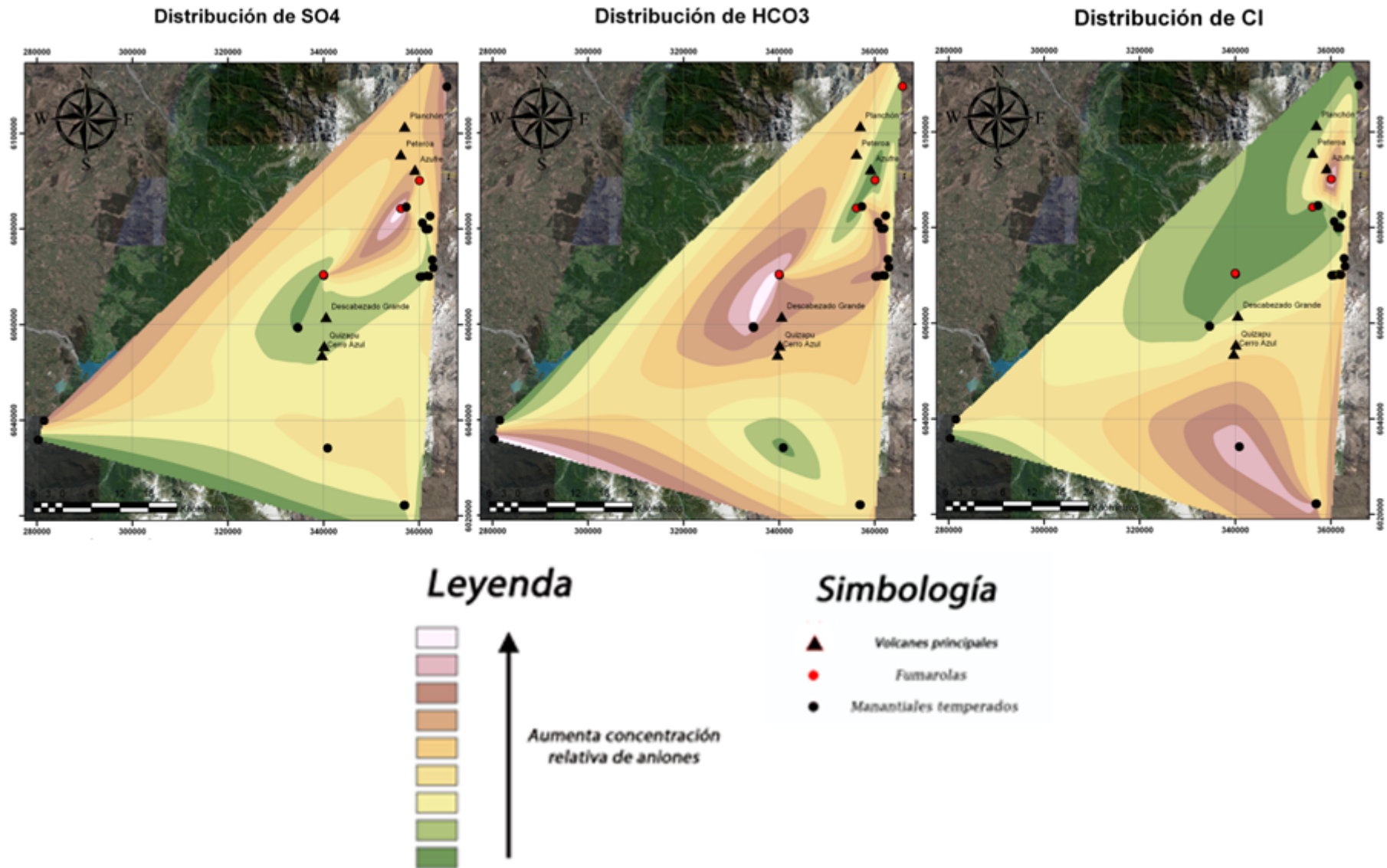


Figura IV-28: Mapa distribución de la concentración relativa de aniones principales en la zona de estudio.

Así, el sistema geotermal asociado a los CVPP-DGQCA y al CCC, se puede interpretar como un sistema geotermal donde aguas de origen meteórico (Figura IV-12) circulan profundamente interactuando con la roca, mientras que la distribución espacial de la concentración relativa de los aniones principales (Cl, SO₄ y HCO₃; Figura IV-28 y VI-29) presenta el patrón de distribución típico de los sistemas geotermales del tipo ígneo, donde las razones de SO₄/Cl, SO₄/HCO₃ aumentan hacia la zona del *upflow*, mientras que la razón HCO₃/Cl disminuye hacia la periferia del sistema (*outflow*).

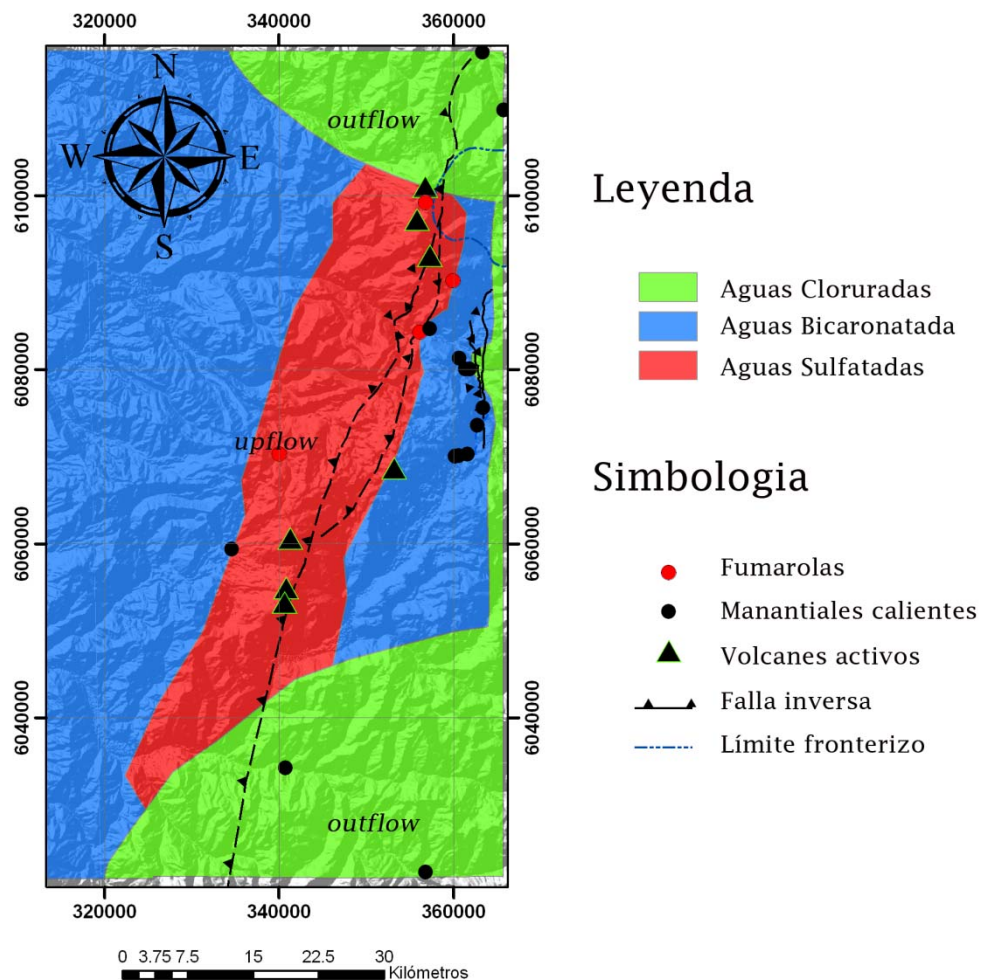


Figura IV-29: Mapa interpretativo de la distribución espacial de los aniones principales (Cl, HCO₃ y SO₄)

V MODELO CONCEPTUAL

En este capítulo se presenta el modelo conceptual del sistema hidrotermal asociado a los CVPP-DGQA. El modelo se basa en la interpretación de los resultados discutidos en el capítulo anterior, considerando tanto la caracterización química de los fluidos termales de la zona, como también el análisis de alteraciones, temperatura y estructuras mediante imágenes satelitales.

El modelo debe considerar los siguientes aspectos geológicos en donde se enmarca este estudio:

- La cinemática actual en el arco está dominada por un tensor de movimiento de rumbo dextral a inversa (Chinn y Isacks, 1983).
- Existe un control espacial de calderas, estratovolcanes y manifestaciones termales determinados por estructuras NW-SE y NE-SW, que tienen su desarrollo en la Faja Plegada y Corrida de Malargue (Cembrano, 2009). Parte de este control viene dado por la relación entre el ascenso y la creación de reservorios de magma a través de estructuras y diferencias reológicas, y entre el calor y la sobrepresión magmática, las cuales debilitan la roca, favoreciendo la propagación de estructuras y cámaras magmáticas tipo sill (Cembrano, 2009).
- La química de las rocas pertenecientes a los CVPP-DGQA y CCC indican que las cámaras magmáticas de donde provienen estas tendrían condiciones de temperatura variables entre 800-1000°C y profundidades mínimas de 4 km (Grunder, 1987; Hildreth & Drake, 1992; Tormey et al., 1995).
- El arco volcánico actual en la ZVST está controlado espacialmente por la falla el Novillo o el Fierro de rumbo NE-SW. Esta pone en contacto las unidades Meso-Cenozoicas y corresponde al borde de cuenca donde se depositó la Fm. Abanico (Cembrano, 2009).

- Las cámaras magmáticas se encontrarían formando reservorios horizontales con tiempos de residencia suficientes para que la cristalización aumente la presión de fluido cercana a la litoestática, generando fallas y/o fracturas de rumbo NE-SW dado el tensor de stress actual en la cordillera principal. Por estas fallas los magmas ascienden y se estancan en niveles magmáticos cada vez más someros y diferenciados (Cembrano, 2009).

Respecto al análisis de imágenes satelitales, el modelo debe considerar los siguientes aspectos:

- El análisis de lineamientos muestra que la mayoría de los rasgos lineales en la zona de estudio tienen un rumbo W-E. Esto se atribuye a que la mayoría de los lineamientos reflejan el patrón de drenaje desde la cordillera al mar (este a oeste), ya que los rasgos lineales asociados a fallas y fracturas se encuentran cubiertos por productos volcánicos recientes sin deformación, en donde se desarrolla el drenaje.
- Tanto el análisis de alteraciones como el termal muestran la existencia de una zona que presenta la mínima alteración hidrotermal y las menores anomalías termales en superficie en toda el área de estudio. Esta zona corresponde al lugar donde se emplazan las rocas de la Fm. Loma Seca y las del volcanismo reciente (principalmente material piroclástico asociados a la erupción del Volcán Quizapu en 1932). De esto se deduce que la cubierta de rocas volcánicas funcionaría como un nivel impermeable al calor y al fluido.

Respecto al análisis químico de las aguas termales, el modelo debe considerar los siguientes aspectos:

- El origen de los fluidos geotermales en la zona de estudio se debe a la circulación somera y posiblemente profunda de aguas meteóricas.
- El contenido relativo de los aniones principales en las aguas termales presenta una distribución espacial similar a los modelos propuestos para sistemas geotérmicos en contextos volcánicos, donde las zonas con una concentración relativamente alta de SO_4 se encuentran en el *upflow*, sobre la cámara magmática; las razones de HCO_3/SO_4 y Cl/SO_4 disminuyen en

dirección del *upflow*, y las zonas más distales del sistema poseen el mayor contenido relativo de Cl.

- El contenido relativo de Cl-Li-B muestra como las aguas vapor calentadas poseen una composición cercana a la de la corteza, mientras que las aguas cloruradas y bicarbonatadas poseen diferentes razones de Cl/B, interpretándose que las aguas cloruradas han sufrido una ebullición mayor que las bicarbonatadas.
- Existe un control litológico en la composición de las aguas termales, lo que indica que los fluidos alcanzan un equilibrio fluido-roca determinado por las rocas sedimentarias mesozoicas y las rocas volcánicas cenozoicas y cuaternarias.
- Los geotermómetros de sílice y el de equilibrio multimineral estiman un rango de temperatura de un eventual reservorio entre 80-140°C. Sin embargo los geotermómetros de menor cinética de reacción como el de Na-K y Na-K-Ca estiman temperaturas mayores que alcanzan los 380°C.
- El diagrama Cl versus entalpía muestra como las aguas termales que emergen directamente desde las zonas de falla correspondientes a la FPCM forman dos líneas de mezcla. Las aguas termales que se encuentran más cerca a los volcanes cuaternarios forman una línea de mezcla cuyos miembros extremos corresponden a un agua termal cuya temperatura varía entre 350-380°C y aguas meteóricas frías. Mientras que las aguas más distales a estos volcanes forman una línea de mezcla cuyos miembros extremos corresponde a un agua termal de temperatura menor a la anterior, que se enfría conductivamente para luego mezclarse con aguas meteóricas someras frías. En cambio, las aguas termales que no emergen directamente de zonas de fallas poseen una entalpía mayor a la esperada para su contenido de Cl lo que da cuenta que las aguas están siendo recalentadas conductivamente y/o debido a la condensación de vapores geotermales.

Considerando lo anterior se presenta el modelo conceptual propuesto para el sistema geotermal asociado a los CVPP-DGQA y CCC (Figura V-1, V-2 y V-3), esquematizado en dos perfiles y un modelo en tres dimensiones que representa los procesos principales asociados a este sistema hidrotermal.








El sistema geotermal de la zona de estudio tiene como principal motor las cámaras magmáticas emplazadas a 4 km de profundidad en la traza de la falla el Fierro, falla que pone en contacto las secuencias Mesozoicas y Cenozoicas (Figura V-2). Estas cámaras magmática someras entregan calor a las aguas meteóricas de circulación profunda, mediante los procesos de conducción o condensación de vapores magmáticos ricos en HCl, SO₂ y HF, haciendo que los fluidos alcancen temperaturas máximas de hasta 380°C (Figura V-2 y V-3). Debido al contraste de densidad de estos fluidos termales, estos ascienden por las zonas de falla correspondientes a la FPCM. Durante su ascenso el agua ebulle debido a la despresurización del sistema, haciendo que elementos como el azufre y carbono sean particionados a la fase vapor como H₂S y CO₂ respectivamente, mientras que el cloro se conserva en la fase líquida (Figura V-2 y V-3). Estos procesos explicarían de buena manera la distribución espacial que se observan en las aguas termales de la zona de estudio ya que (Figura V-1, V-2 y V-3): (i) Las aguas sulfato ácidas del área de estudio (Figura V-1: 12-fumarolas del Azufre; 14-fumarolas de Llolli; 32-fumarolas del Estero del Volcán) se encuentran asociadas espacialmente a las zonas de fallas el Fierro y de Baños Llolli, fallas que controlan espacialmente el volcanismo. Estas aguas están relacionadas a manifestaciones termales del tipo fumarolas y son producto de la condensación y posterior oxidación de H₂S en aguas superficiales. Estas aguas estarían marcando la zona del *upflow*. (ii) Las aguas bicarbonatadas del área de estudio (Figura V-1 1,2 y 3-Grupo Aguas Calientes; 6-Termas del tigre naciente; 7-Termas de Potrerillo; 8-Termas de Pellejo; 10-Termas de la Quebrada de los Colores; 15-Termas de la Yegua) se encuentran asociadas espacialmente a la zona de falla Baños Llolli y a la quebrada del río Colorado, a una distancia cercana a la zona del *upflow*. Estas aguas son la fase líquida residual de la ebullición de las aguas termales profundas, que luego de ebulir disminuyen su temperatura durante su ascenso, permitiendo la disolución de las rocas carbonatadas del lugar y la condensación de CO₂ de origen magmático, ya que la solubilidad de la calcita es inversamente proporcional a la temperatura. Así las aguas se enriquecen en bicarbonato. (iii) Las aguas cloruradas del área de estudio (Figura V-1 9-Termas de la tierra humeante del Colorado) se distribuyen en las zonas periféricas del sistema (*outflow*), asociadas a las zonas de falla el Fierro y a la Falla de Valle Hermoso. Estas aguas presentan evidencia de provenir de la ebullición de un agua termal profunda a menor temperatura que la bicarbonatada

(<350°C), la que posteriormente se enfría conductivamente con la roca. Debido a que estas aguas se encuentran en zonas periféricas del sistema, el aporte de CO₂ gaseoso de origen magmático se considera nulo, por lo que estas aguas mantendrían como anión principal el Cl.

Leyenda

-  Depósitos aluviales, fluviales y morrénicos cuaternarios
-  Rocas volcánicas cuaternarias
-  Fm. Loma Seca (Pleistoceno superior)
-  Fm. Loma Seca (Pleistoceno superior)
-  Fm. Loma Seca (Pleistoceno superior)
-  Fm. Loma Seca (Pleistoceno superior)
-  Unidad volcán Azufre-Peteroa (Pleistoceno)
-  Fm. Cola de Zorro (Plioceno)
-  Estratos del Colorado (Mioceno superior?-Plioceno inferior)
-  Intrusivos Cretácicos
-  Fm. Abanico (Eoceno medio-Mioceno temprano)
-  Rocas Jurásicas-Cretácicas indiferenciadas
-  Fm. Vega Negra (Kimmerdgiano-Titoniano)
-  Fm. Valle Grande (Batoniano-Oxfordiano)

Simbología

-  Limite fronterizo Chile-Argentina
-  Falla inversa
-  Traza perfil
-  Rio
-  Aguas sulfato-ácidas
-  Aguas bicarbonatadas
-  Aguas cloruradas

Datum: WGS84-19S
Escala 1:250.000

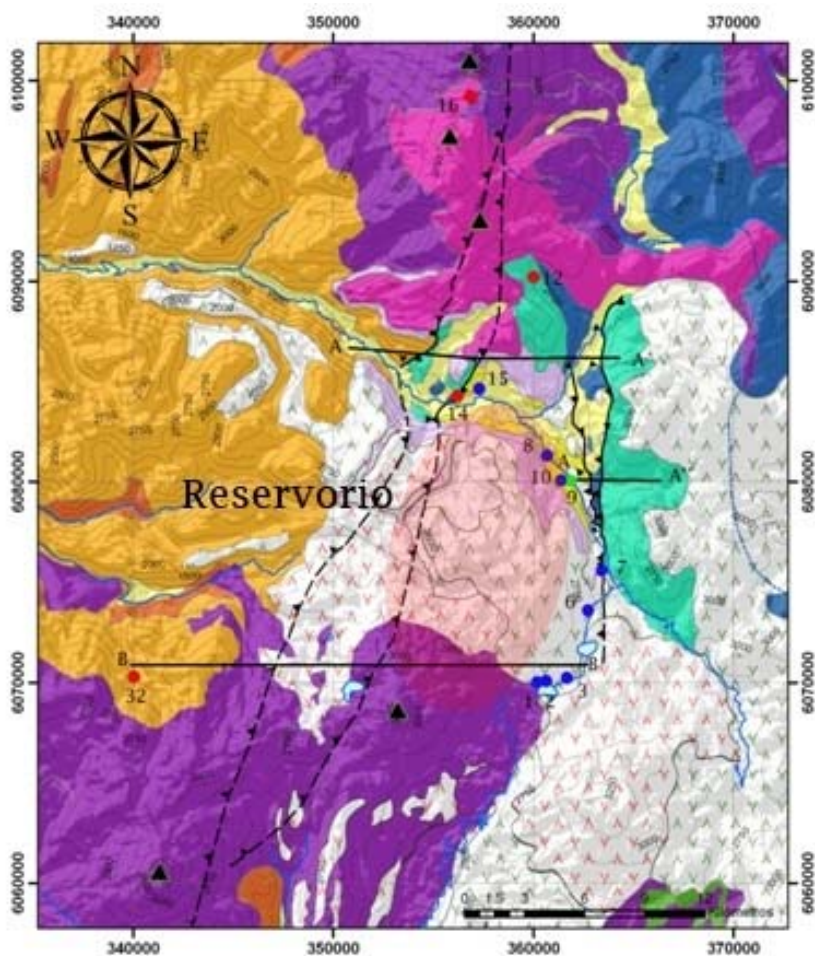


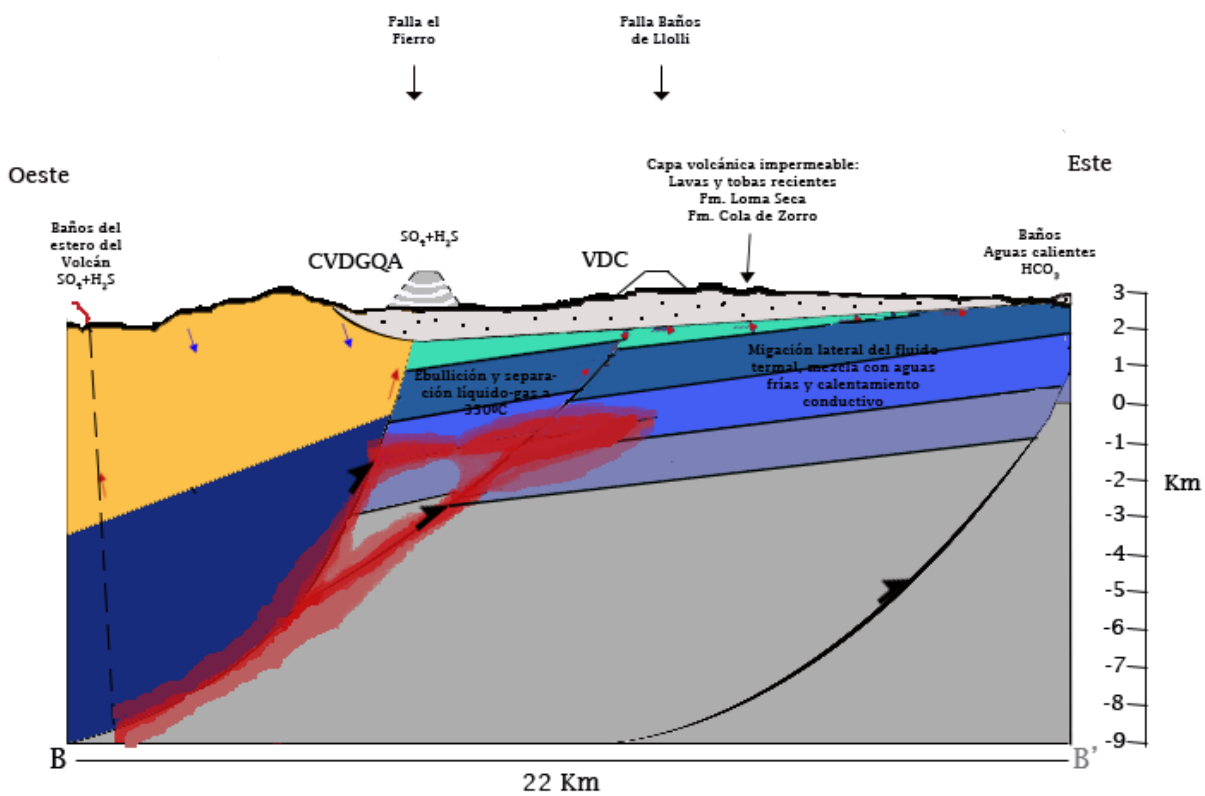
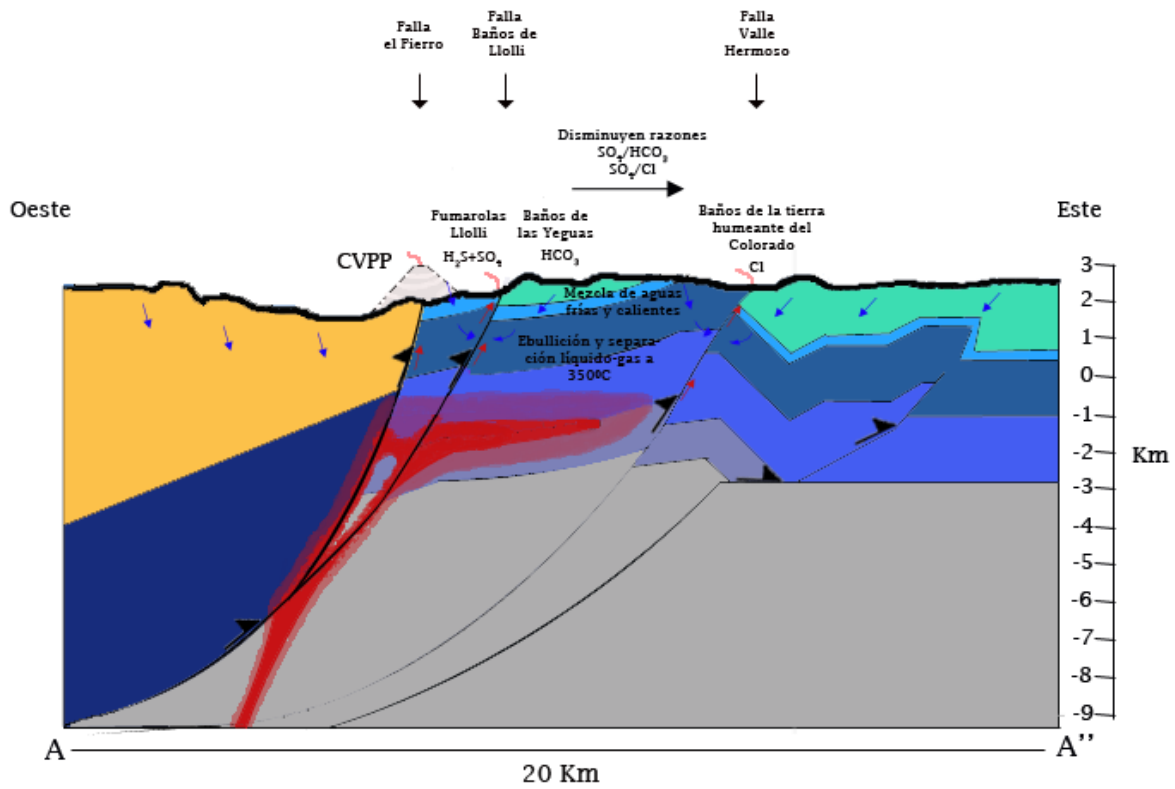
Figura V-1: Mapa geológico de la zona de estudio (Modificado de Puratich en preparación y Tapia 2010). En él se muestra la ubicación de los dos perfiles que representan el modelo conceptual de la zona de estudio.

La distribución espacial en las aguas termales presenta variaciones debido a la cubierta impermeable correspondiente a la Fm. Cola de Zorro, Loma Seca y las rocas volcánicas recientes (Figura V-1 y V-2). Del análisis de las imágenes satelitales, se desprende que las zonas en donde estas rocas yacen, coinciden con las zonas con menor alteración hidrotermal y las menores anomalías termales. Esto indica que estas rocas funcionan como un nivel impermeable que impide el ascenso hasta superficie de las aguas bicarbonatadas asociadas a la zona de falla Baños Llolli (Figura V-1 y V-2). Así, una vez que los fluidos alcanzan el nivel impermeable, estos comienzan a transitar lateralmente a través de un nivel permeable correspondiente a las rocas sedimentarias Jurásicas de la Fm. Vega Negra, donde los fluidos son calentándose conductivamente con la roca y/o a través de la condensación de vapores hidrotermales, así las aguas fluyen hasta brotar por los valles que cortan todo el espesor de la capa impermeable (Figura V-2 y V-3).

Las temperaturas estimadas por los geotermómetros de sílice y el de equilibrio multimineral indican que en general las aguas se encuentran equilibradas en un rango entre 80-140°C. En cambio los geotermómetros de menor cinética de reacción, como el de Na-K-Ca y Na-K, estiman dos familias de temperaturas donde (Figura IV-25): (i) las temperaturas del reservorio para las aguas termales que salen directamente de la falla son de 380°C, mientras que (ii) las temperaturas estimadas para las aguas que viajan lateralmente debido a la capa impermeable son más cercanas a las calculadas por los geotermómetros de sílice. De esto se concluye que la ocurrencia de un reservorio se remite a la existencia de fluidos hidrotermales en los conglomerados y areniscas de la Fm. Vega Negra, por debajo de la capa impermeable volcánica de 400 m de espesor, donde los fluidos alcanzan un equilibrio a una temperatura variable entre 80-120°C (Figura V-1). Sin embargo, se sugiere la existencia de un reservorio más profundo donde las aguas termales alcanzan temperaturas de hasta 380°C el cual funcionaría como alimentador del reservorio más somero (Figura V-1, V-2 y V-3). Este reservorio más profundo estaría emplazado en las areniscas y conglomerados correspondientes a la Fm. Lotena y al Grupo Cuyo.

Este modelo difiere bastante de lo planteado por Thompson et al. (1983) y Grunder et al. (1987) para el sistema hidrotermal, debido a que en estos trabajos ellos relacionan las manifestaciones termales que se encuentran en la ribera del río

colorado (Figura V-1), a fallas normales relacionadas al margen del CCC (Sección II-3.3). En terreno estas fallas normales no fueron observadas y difieren bastante del modelo estructural planteado por Tapia (2010) para la zona de estudio, en donde se plantea el desarrollo de fallas inversas en una secuencia de faja plegada y corrida (Sección II-2). Así según el modelo conceptual desarrollado en este trabajo, las manifestaciones que aparecen en la ribera del río Colorado pueden ser divididas en dos grupos (Figura V-2): (i) Manantiales calientes que se encuentran sobre el sistema de fallas de Baños Llolli y sobre el de Valle Hermoso (Terma de la Yegua y de la Tierra Humeante del Colorado respectivamente), y (ii) Manantiales calientes que se encuentran relacionados a lugares donde la quebrada del río Colorado incide todo el espesor de la capa impermeable correspondientes a secuencias volcánicas Cuaternarias, de la Fm. Loma Seca, y de la Fm. Cola de Zorro, permitiendo la aparición de fluidos que han viajado lateralmente desde las zonas del *upflow*, por debajo de la capa impermeable volcánica, en un nivel permeable dado por las rocas sedimentarias Triásicas-Jurásicas del Grupo Cuyo y la Fm. Vega Negra.



Leyenda

- Fm. Loma Seca
- Fm. Abanico
- Basamento CA
- Fm. Vega Negra
- Nivel de yeso
- Fm. Valle Grande
- Fm. Lotena
- Gr. Cuyo?
- Basamento pre-jurásico?

Simbología

- ➔ Aguas termal
- ➔ Aguas meteórica

Figura V-2: Perfiles del modelo conceptual de la zona en estudio representado en los perfiles A-A' y B-B' (Modificado de Tapia 2010).

a

b

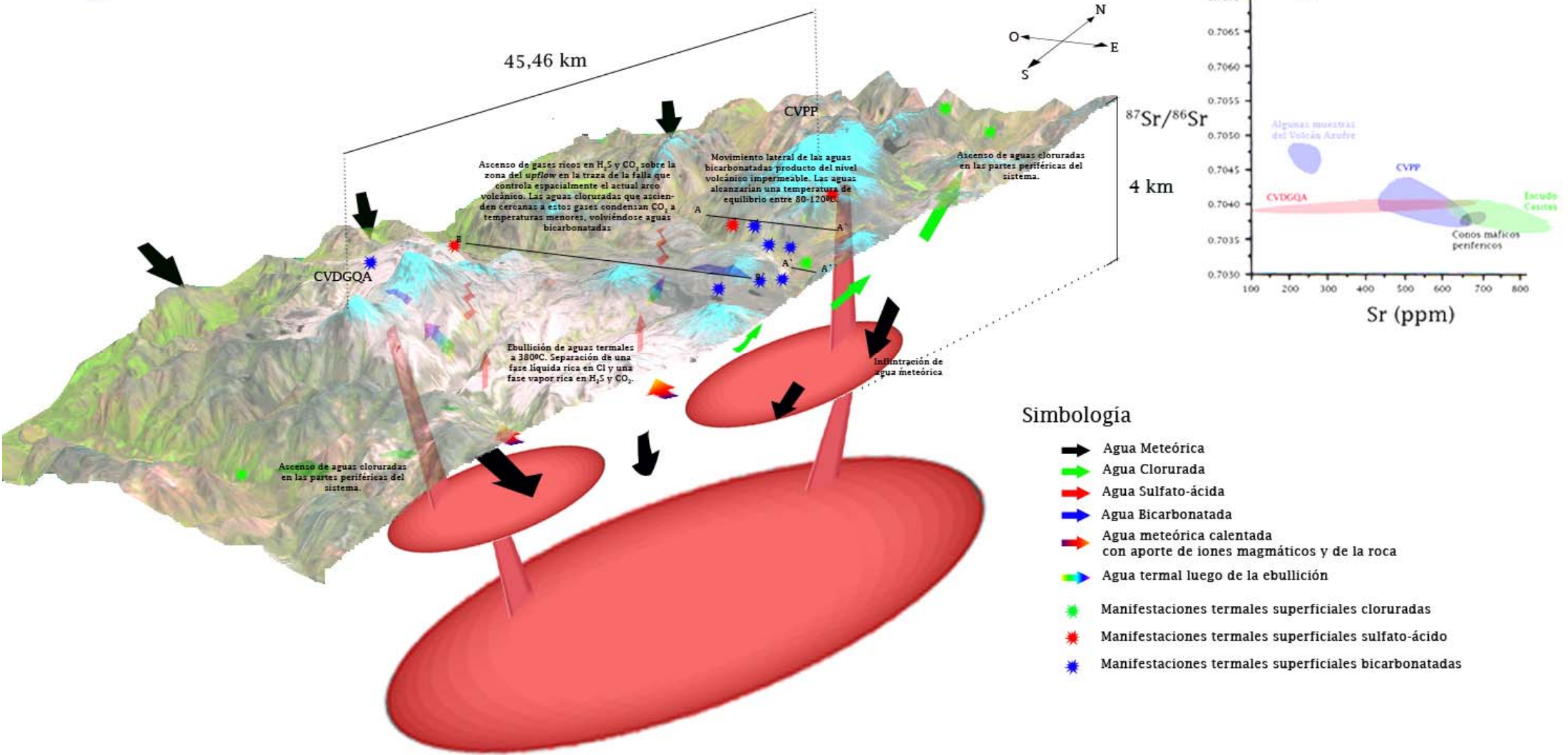


Figura V-3: a) Modelo conceptual para el sistema geotérmico asociado a los Complejos Volcánicos Planchón-Peteroa y Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul, y al Complejo de Caldera Calabozos. En él se muestra la ubicación de los perfiles de la Figura V-2. b) Diagrama Sr vs ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr para las lavas de los complejos volcánicos estudiados.

VI MODELO NUMÉRICO

VI.1 Introducción

En este capítulo se presenta el modelo numérico del sistema hidrotermal asociado a los CVPP-DGQA. Este se basa en la modelación mediante elementos finitos de los perfiles de la Figura V-2, acoplando los fenómenos físicos de transporte de fluido en medios porosos y el de transporte de calor.

VI.2 Antecedentes

El estudio de los fenómenos de transporte en sistemas naturales porosos y/o fracturados, como acuíferos, reservorios de petróleo, de gas y geotérmicos, es relativamente reciente (Bethke, 2008; Bundschuh y Suárez, 2010). En los últimos 40 años, diferentes métodos matemáticos de investigación han sido desarrollados para entender la manera cómo se transportan los fluidos involucrando tanto (Bundschuh y Suárez, 2010): (i) modelación analítica, (ii) modelación análoga, y (iii) modelación numérica; siendo esta último el de mayor éxito.

Uno de los mayores problemas de la modelación numérica en sistemas naturales son las heterogeneidades y las diversas variables termodinámicas que controlan los procesos geológicos (Bethke, 2008; Bundschuh y Suárez, 2010). Por un lado las heterogeneidades en la roca, como fallas y fracturas, generalmente tienen una distribución espacial controlada por procesos geológicos y tectónicos, mientras que los diversos procesos físico-químico involucrados en los sistemas naturales hace necesario manejar una gran cantidad de variables que permiten describir el problema de mejor manera. Así la modelación numérica totalmente real de un fenómeno natural es prácticamente imposible. Es por eso que estos modelos son

utilizados para resolver problemas específicos en sistemas naturales, debido a la asunción de diversas hipótesis que simplifican el problema como (Bethke, 2008; Bundschuh y Suárez, 2010): (i) la simplificación de la geometría a estudiar, y (ii) el estudio de solo algunos de los fenómenos físico-químicos que involucre el sistema, así restar variables al problema.

La modelación de sistemas geotermales involucra procesos no-isotérmicos de transporte de masa, momentum y energía que a su vez involucran cambios de fase, y donde las sales disueltas, los gases no condensables y los parámetros físico-químicos de la roca por donde transitan los fluidos, toman gran relevancia en las variables termodinámicas (Bundschuh y Suárez, 2010). Para simplificar este problema, en el presente estudio se modela numéricamente sólo el transporte de calor del sistema hidrotermal asociado a los CVPP y DGQA. Para esto se considera los fenómenos de conducción y convección en el transporte de calor más el transporte del propio fluido en un medio poroso.

VI.3 Transporte de fluido

El flujo del agua en un medio poroso como rocas y suelos, entre otros, está controlado principalmente por la tasa de flujo descrita por la ley de Darcy. Esta ley dice que el agua en un medio poroso migra desde potenciales hidráulicos altos a bajos de acuerdo a la siguiente relación:

(VI-1)

$$q_{fx} = -\frac{k_x}{\mu} \frac{d\Phi}{dx}$$

, en donde q_{fx} representa la descarga específica en la dirección x , k_x es la permeabilidad a lo largo de x (Sección III.2.2), μ es la viscosidad del fluido y Φ es el potencial hidráulico que es la energía mecánica contenida por unidad de volumen de aguas (análogamente se puede construir para la dirección y y z). El potencial hidráulico está dado por:

(VI-2)

$$\Phi = P + \rho g Z$$

, en donde P es la presión de fluido o sobrepresión, ρ es la densidad del fluido, g es la aceleración de gravedad y Z es la elevación relativa al nivel el mar o a otro datum. Juntando las ecuaciones (VI-1) y (VI-2) se obtiene la ecuación general de movimiento de un fluido en un medio poroso:

(VI-3)

$$\vec{Q}_f = -\frac{\vec{k}}{\mu}(\vec{\nabla}P - \rho_f \vec{g})$$

, en donde Q_f es el vector que representa la descarga específica en 3 direcciones, k es el vector que representa la permeabilidad y P es el vector de la sobrepresión.

VI.4 Transporte de calor

La transferencia de calor de un lugar a otro siempre es originado por un gradiente de temperatura en el sistema roca-fluido. El transporte de calor ocurre a través de tres mecanismos (i) conducción, que es la transferencia de energía por vibración molecular en la roca o en el fluido; (ii) convección, que es la energía transferida por movimiento de flujo; (iii) radiación, que es la transferencia de energía mediante ondas electromagnéticas. Debido a las temperaturas que se consideran en los sistemas geotermales (<400°C; Arnórsson, 2007) solo son importantes los dos primeros mecanismos.

La ecuación general de flujo calórico incluye la conducción y la convección a través de un término advectivo relacionado al transporte de calor por el movimiento del fluido a través del medio poroso. Estos procesos de transporte de calor combinados son modelados por la siguiente ecuación:

(VI-4)

$$\vec{q}_t = -k_t \vec{\nabla}T + c_p \rho \vec{v}$$

, en donde q_t es el vector de flujo calórico total, k_t es el tensor de la conductividad térmica del material por donde fluye el calor, T es el campo de temperatura, c_p es la capacidad calórica del fluido, ρ es la densidad del fluido y v es el campo de velocidades representado por la velocidad obtenida desde la ecuación general de Darcy (VI-3) mediante la siguiente relación:

(VI-5)

$$\vec{v} = \frac{\vec{Q}_f}{\phi}$$

, en donde el campo de velocidades es proporcional al flujo e inversamente proporcional a la porosidad.

La ecuación (VI-4) posee dos términos de flujo calórico, el primero es el que describe el fenómeno de conducción (Ley de Fourier), donde el flujo calórico es proporcional a menos la conductividad térmica por el gradiente de la temperatura, y el segundo describe el fenómeno convectivo (Ley de Newton de enfriamiento) donde el flujo calórico es proporcional al campo de velocidades del fluido que transporta el calor, a su capacidad calórica y su densidad.

VI.5 Parámetros del modelo

En este modelo se estudia el comportamiento acoplado los fenómenos físicos de transporte de fluidos en medios porosos y el de transporte de calor mediante los fenómenos de conducción y convección, considerando diferentes tipos de rocas y agua líquida. Esto se hará mediante la modelación de los perfiles de la Figura V-2 usando el programa de elementos finitos COMSOL *Multiphysics*. Para esto una serie de simplificaciones, tanto de la geometría como de las propiedades físicas de los sólidos y fluidos involucrados, se deben llevar a cabo.

Las simplificaciones geométricas a considerar para ambos perfiles son (Figura VI-1): (i) Dibujo de cada perfil solo hasta los 4 km de profundidad, debido a que es esa la profundidad donde se encuentra el contacto con la cámara magmática. (ii) Considerar solo el largo del perfil que muestre las tres fallas del perfil. (iii) Fallas y

formaciones rocosas se dibujan sin deformación curva. (iv) A las fallas se les dará un espesor de 1 km, según lo visto en la Sección III.2.2.

Las propiedades físicas consideradas en el modelo según lo visto en las Secciones VI.3 y VI-4 son: conductividad térmica de la roca y del fluido, capacidad calorífica de la roca y del fluido, permeabilidad, porosidad, densidad del fluido y de la roca, viscosidad; donde todos estos parámetros se asumen constantes, cuyos valores son los explicitados en la Tabla VI-1 y Figura VI-1.

Tabla VI-1: Parámetros físicos considerados para el modelo de elementos finitos.

	Permeabilidad k_s [cm/s]	Densidad ρ [Kg/m ³]	Capacidad calórica C_p [J/KgK]	Conductividad térmica k_p [W/mK]
Fm. Loma Seca	10^{-12}	2800	840	1,9
Fm. Abanico	10^{-8}	2800	840	1,9
Fm. Vega Negra	10^{-7}	2800	920	1,9
Fm. Valle Grande	10^{-9}	2700	840	1,9
Fm. Lotena	10^{-7}	2800	920	1,9
Zona de Falla	10^{-3}	2800	920	1,9

Las condiciones de bordes explicitadas en la Figura VI-1 para el modelo de transporte de calor son: (i) En línea roja se muestra el contacto de la cámara magmática con la roca donde existe una temperatura constante de 400°C. (ii) Para los demás bordes se considera un gradiente geotérmico dependiente de la profundidad. Así la temperatura en superficie será constante a 30°C y luego aumentará 30°C por cada kilómetro. Por otra parte las condiciones de borde para el modelo de transporte de agua son (Figura VI-1): (i) En superficie se considerará

que la presión es la atmosférica. (ii) Para los demás bordes se considera una condición de simetría o de no ingreso de flujo.

Para el fluido se considerará parámetros constante como la densidad igual a 1 kg/m³, la capacidad calórica es 4180 J/Kg*K y la conductividad termal es 0,58 W/m*K.

El acople de los modelos de transporte de calor y el de fluido, que explican la convección de calor del sistema, está dado por: (i) En la ecuación general de transporte de calor (VI-4) el campo de velocidades v , se iguala al campo de velocidades que entrega como resultado la ecuación de Darcy (VI-3). (ii) Debido a que se considera la densidad del fluido independiente de la temperatura, el hecho que el agua de mayor temperatura ascienda y la de menor descienda se modelará mediante la creación de sobrepresiones en las zonas de mayor temperatura. Esto se hace agregando un flujo de agua proporcional a la temperatura, lo que matemáticamente se explicita como:

(VI-6)

$$\nabla * \left(-\frac{\vec{k}}{\mu} (\nabla P - \rho_f \vec{g}) \right) = 10^{-11} * \left(\frac{T - 300}{687} \right)$$

, en donde el factor de la izquierda es la divergencia del flujo de agua según la ecuación (VI-3), que es proporcional a la temperatura por un factor 10⁻¹¹ que representa la importancia que tiene este flujo creado.

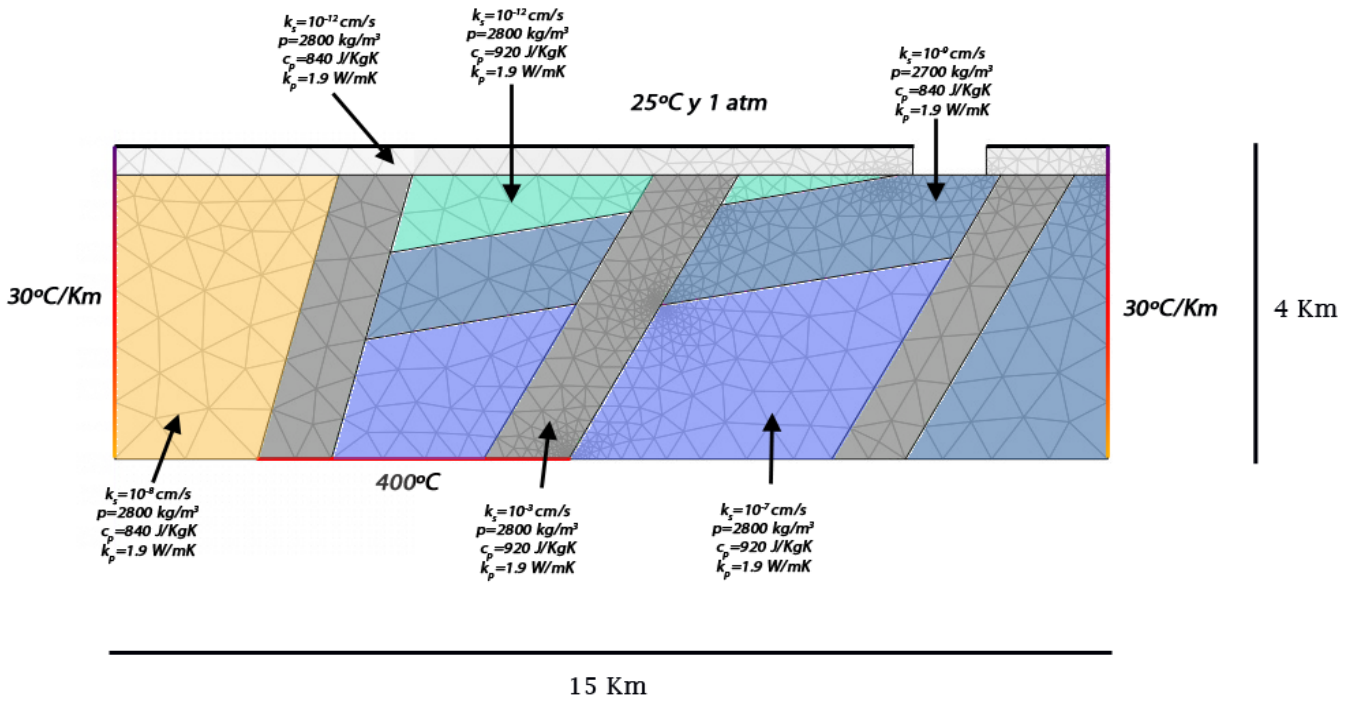
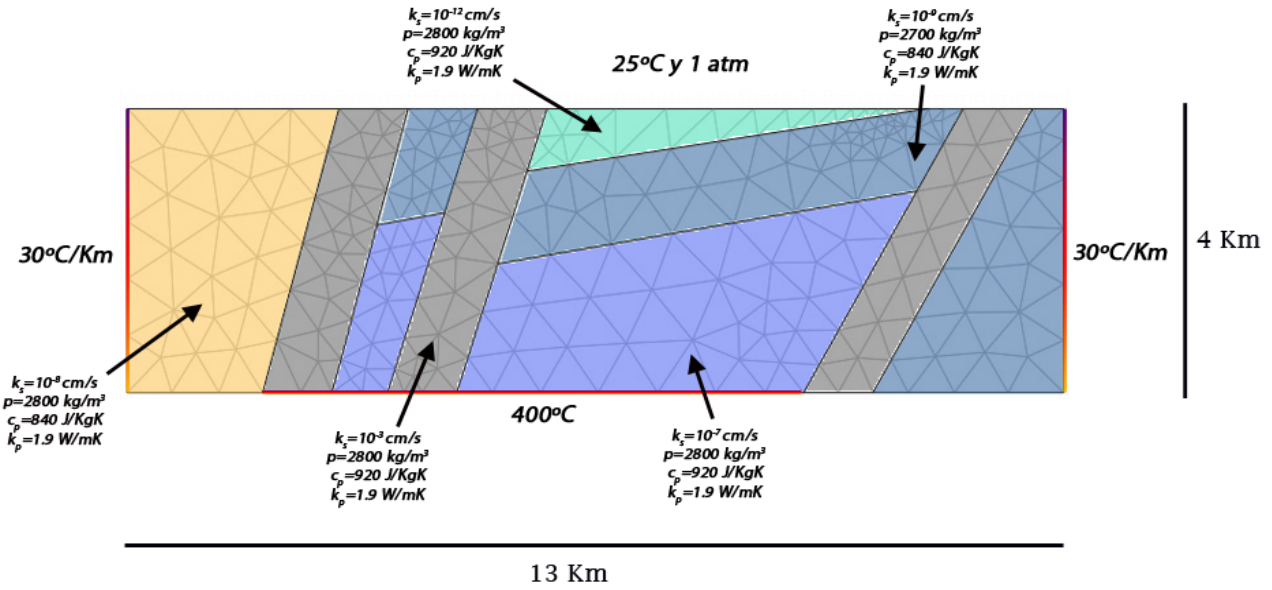
VI.6 Resultados y discusiones

En la Figura VI-2 se muestra el resultado del transporte de calor desde la cámara magmática hacia superficie. De la ella se desprende que para ambos perfiles la convección es el principal transporte de calor en el sistema. Esto se debe a que el fluido al calentarse genera un sobrepresión en su entorno que se traduce en un movimiento desde las zonas más calientes (mayor presión) a las más frías (menor presión). Debido a este movimiento y a la alta capacidad calórica del agua, en relación a la roca (ver magnitudes en la Figura VI-1), una gran cantidad de calor

puede ser transportado a través del fluido. Si a esto se le suma la alta conductividad hidráulica de las zonas de falla, en relación a las rocas (5 a 6 órdenes de magnitud más alta), se obtiene que las zonas de fallas funcionan como los conductos por los cuales el calor puede transportarse a mayores distancias.

Con esto se comprueba que el modelo conceptual planteado para el sistema hidrotermal en los perfiles de la Figura V-2 para el transporte de calor y fluido tiene validez física. En el perfil norte (Figura VI-2) se observa que la zona con mayor flujo de agua y mayor temperatura viene dada por las fallas el Fierro y Baños Llolli, lo que es correcto según lo visto durante este trabajo, ya que sobre la traza de estas fallas se encuentran manifestaciones termales de fumarolas y manantiales calientes (Figura II-5). En cambio en el perfil del sur (Figura VI-2) se observa el movimiento lateral del fluido en los conglomerados y areniscas de la Fm. Vega Negra debido al nivel volcánico que impermeabiliza el sistema superiormente, siendo el valle del río Colorado el lugar por donde emanan las aguas termales.

De los perfiles del modelo numérico se pueden resaltar dos rasgos importantes como: (i) Debido a la vergencia hacia el este de las fallas y fracturas pertenecientes a la FPCM, existe un movimiento natural de los fluidos calientes en esa dirección, ubicándose la mayoría de las manifestaciones termales al este de la traza de la falla que controla espacialmente los centros eruptivos (Figura II-5). (ii) Debido a la diferencia en la conductividad hidráulica de las calizas de la Fm. Valle Grande y los conglomerados y areniscas de la Fm. Lotena y la Fm. Vega Negra, se corrobora la existencia de dos eventuales reservorio. El más somero se hospeda en la Fm. Vega Negra, debajo de la capa volcánica impermeable a una temperatura de 100-140°C (Figura VI-2). Mientras que el más profundo se hospeda en la Fm. Lotena, por debajo de la Fm. Valle Grande que funcionaría nivel impermeable debido a la baja permeabilidad de las rocas calcareas, donde la temperatura de los fluidos alcanzaría los 380°C, así, a pesar de las series de simplificaciones que se deben hacer para generar los modelos numéricos, estos son de gran utilidad para la corroboración de los procesos físicos que involucran los modelos conceptuales.



Leyenda

- Fm. Loma Seca
- Fm. Abanico
- Fm. Vega Negra
- Fm. Valle Grande
- Fm. Lotena
- Zona de Falla

Figura VI-1: Propiedades físicas y condiciones de bordes usadas para el modelo numérico para los perfiles del norte y sur (arriba y abajo respectivamente). De fondo se muestra la malla de elementos finitos.

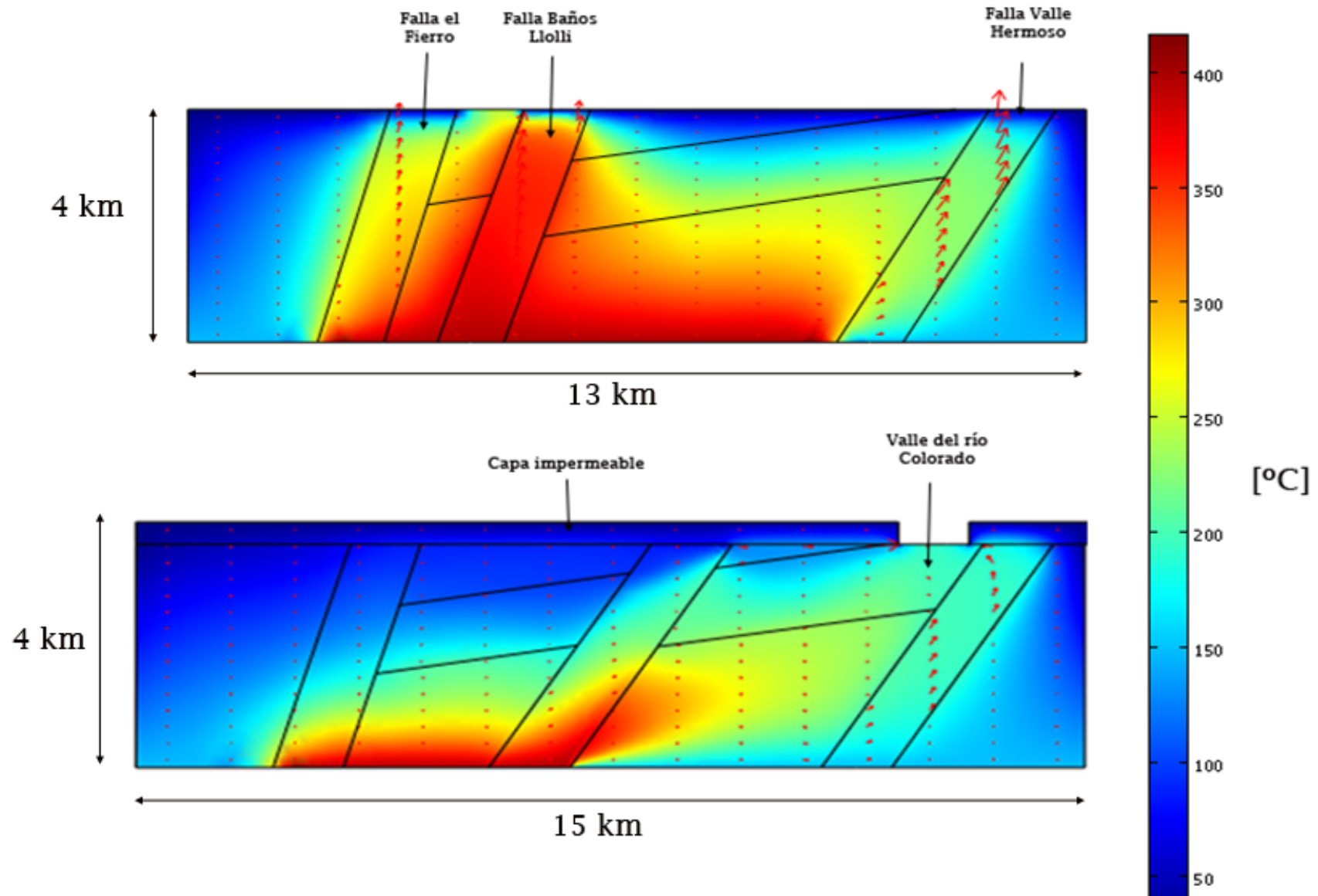


Figura VI-2: Resultado del transporte de fluido y calor para los perfiles norte y sur (arriba y abajo respectivamente). Las flechas rojas muestran la dirección de la velocidad de flujo cuyo tamaño es proporcional a la magnitud de esta. La escala e identificación de las formaciones se encuentran en la Figura VI-1.

VII CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

VII.1 Conclusiones

El origen de las fuentes termales del sistema geotermal asociado a los CVPP-DGQA está relacionada con tres elementos principales: (i) fuentes de calor asociadas a cámaras magmáticas someras (4 km) de los estratovolcanes activos en la zona (Volcanes Planchón-Peteroa-Azufre y Descabezado Grande-Quizapu-Azul), (ii) zonas de alta permeabilidad, asociada a las fallas inversas activas de la Faja Plegada y Corrida de Malargue y (iii) percolación de aguas meteóricas que alcanzarían profundidades de hasta 4 km, donde procesos como interacción agua-roca, absorción de vapores magmáticos, calentamiento conductivo y convectivo, ebullición y dilución dejan una impronta química y física característica en los fluidos geotérmicos.

Esta impronta permite que las fuentes termales puedan ser categorizadas en base a sus características químicas y de la disposición espacial respecto a los CVPP-DGQA y a la FPCM. A pesar de que existen rocas evaporíticas que aportan una gran cantidad de aniones a las aguas, especialmente los aniones principales (Cl, HCO₃ y SO₄) se distribuyen de igual manera como lo hacen los aniones en los sistemas geotérmico del tipo ígneo, en donde sobre la zona del *upflow* se encuentran las aguas con las concentraciones más altas de SO₄, mientras que en las zonas periféricas del sistemas (*outflow*) se encuentran las aguas con mayores concentraciones de Cl, y entre estas zonas se encuentran las aguas con las mayores concentraciones de HCO₃.

Esta distribución espacial presenta variaciones debido a que en la zona las rocas volcánicas correspondientes a lavas y tobas del volcanismo Cuaternario, de la Fm. Loma Seca y de la Fm. Cola de Zorro, impermeabilizan la parte superior del sistema hidrotermal, como se pudo inferir mediante el estudio termal y de alteraciones hidrotermales a través de imágenes satelitales. Así los fluidos que ascienden por

las zonas de falla de la FPCM y se encuentran con este nivel impermeable, deben transitar lateralmente por areniscas y conglomerados correspondientes a la Fm. Vega Negra, para luego brotar por los valles que logren incidir toda la potencia del nivel impermeable.

Las temperaturas estimadas por los geotermómetros también presentan diferencias entre las fuentes termales que emergen directamente desde las zonas de falla y las que tienen que transitar lateralmente. En general todas las fuentes termales presentan una temperatura de equilibrio entre 80°-140°C según los geotermómetros de sílice y del equilibrio multimineral, la diferencia entre ambos grupos está en los geotermómetros de menor cinética de reacción como el de Na-K-Ca y Na-K. Para estos geotermómetros, las aguas de las fuentes termales que emergen desde las zonas de falla indican temperaturas de hasta 380°C. En cambio para las aguas de las fuentes termales que transitan lateralmente debajo de la capa impermeable, las temperaturas estimadas por estos geotermómetros es menor y más cercana a las estimadas por los geotermómetros de sílice y del equilibrio multimineral.

Así, se propone que el sistema hidrotermal asociado a los CVPP-DGQA, es un sistema geotermal del tipo ígneo donde coexistirían dos reservorios a diferentes temperaturas y profundidades, ambos hospedados en areniscas y conglomerados. El reservorio más profundo se encontraría emplazado en el Grupo Cuyo o la Fm. Lotena entre 2 a 3 km de profundidad donde el fluido alcanza temperaturas de hasta 380°C. En cambio el reservorio más somero se encontraría en la Fm. Vega Negra a una profundidad de 400 mts, debajo de la capa volcánica impermeable, donde los fluidos poseen una temperatura entre 80-140°C.

Dada las temperaturas estimadas para los eventuales reservorios, estos pueden ser clasificados como recursos de alta (>150°C) y baja (<150°C) entalpía, permitiendo su aprovechamiento como fuente de energía para la generación eléctrica y para el uso directo de los recursos geotérmicos según el diagrama Lindsay (Figura I-3), los que son complementarios a su uso balneológico.

El aprovechamiento directo de los recursos geotérmicos es factible en la mayoría de las fuentes termales catastradas en este estudio. Estos usos pueden ser: calefacción distrital, procesamiento y secado de alimentos, procesos industriales que requieran calor, derretimiento de nieve, invernaderos, entre otros. Sin embargo la

mayoría de las termas se encuentran distantes a pueblos y ciudades, por lo que desarrollo este tipo de proyectos debe estar ligado a las voluntades de los miembros de las localidades que serán beneficiadas y a políticas de estado.

VII.2 Recomendaciones

En los próximos estudios que se realicen en el sistema hidrotermal asociado a los CVPP-DGQA se recomienda:

- Remuestrear las aguas de las fuentes termales, así entender los cambios en la química debido a procesos geológicos como la erupción del volcán Planchón y los sismos que han afectado a la zona de estudio durante el transcurso del año 2010.
- Realizar estudios químicos e isotópicos para las lavas de los CVPP-DGQA y CCC para la corroboración de la existencia de una cámara magmática común y de procesos posteriores como asimilación cortical.
- Realizar estudios geofísicos como: gravimetría, sísmica y magneto-teluria; en las zonas catalogadas como eventuales reservorios, de manera de buscar mayores y mejores evidencias de la existencia de estos.
- Incorporar datos de gases geotermales e hidrocarburos, de manera de mejorar la estimación de la temperatura de los eventuales reservorios.
- Incorporar al modelo numérico de transporte de calor y fluido, el modelo reactivo que permita cuantificar el proceso de interacción agua-roca. Para ello se debe caracterizar geoquímica e isotópicamente las rocas huésped del sistema geotermal, así tener un control de la química con la que interactúa el fluido.
- Medir parámetros geotécnicos de las rocas que hospedan el sistema hidrotermal, con el objeto de estimar condiciones de deformación y estrés que inducen diferencias en las permeabilidades primarias y secundarias en las diferentes rocas.
- Estimar tiempos de residencia de las aguas termales a partir de: (i) Métodos de decaimiento radiactivo utilizando isótopos radioactivos de tritio, o

isótopos cosmogénicos como ^{36}Cl . (ii) Métodos de acumulación, utilizando isótopos de ^3He . Así entender la hidrodinámica del sistema geotérmico.

- Realizar un análisis hidrológico completo de la zona, el cual contraste las zonas de baja pendiente, alto orden hidrológico y alta permeabilidad, así identificar las zonas de recarga del posible reservorio.
- Una vez hechos los pasos recién expuestos se tendrá la suficiente información para proceder a la perforación de un pozo exploratorio que permita acceder a la información de temperatura, química de agua y roca, y parámetros geotécnicos en subsuperficie, en las zonas catalogadas como eventuales reservorios.
- Extender la zona de estudio por la ZVS norte y transicional, así entender de mejor manera la ocurrencia de sistemas geotermales y los sistemas de falla y fracturas de las fajas plegadas y corridas.

VIII REFERENCIAS

Abrams, M. J., R. P. Ashley, et al. (1977). "Mapping of hydrothermal alteration in the Cuprite mining district, Nevada, using aircraft scanner images for the spectral region 0.46 to 2.36{micro}m." *Geology* 5(12): 713-718.

Aguilera, F. (2008). Origen y naturaleza de los fluidos en los sistemas volcánicos, geotermales y termales de baja entalpía en la zona volcánica central (ZVC) entre los 17°43'S y 25°10'S. Departamento de Geología. Antofagasta, Católica del Norte. Doctor: 332.

Aguirre, L. (1960). "Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua." Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 9: 70 pp.

Allard P. (1983) The origin of water, carbon, sulfur, nitrogen and rare gases in volcanic exhalations: evidence from isotope geochemistry. In *Forecasting Volcanic Events* (ed. H. Tazieff and J.-C. Sabroux), pp. 337-386. Elsevier.

Annen, C., J. D. Blundy, et al. (2006). "The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones." *J. Petrology* 47(3): 505-539.

Arnórsson, S. (2000). "Isotopic and Chemical Techniques in Geothermal Exploration, Development and Use". Vienna: International Atomic Energy Agency. ISBN 92 0 101600 X. *Geol. Mag.* 139, 2002." *Geological Magazine* 139(5): 598-.

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

Arnórsson, S. and A. Andrésdóttir (1995). "Processes controlling the distribution of boron and chlorine in natural waters in Iceland." *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59(20): 4125-4146.

Arnórsson, S., S. Sigurdsson, et al. (1982). "The chemistry of geothermal waters in Iceland. I. Calculation of aqueous speciation from 0° to 370°C." *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46(9): 1513-1532.

Arnórsson, S., y Bjarnason, J.Ö., (1993). Icelandic Water Chemistry Group presents the chemical speciation programme WATCH. *Science Institute, University of Iceland, Orkustofnun, Reykjavík*, 7 p.

Arnórsson, S. and Stefánsson, A. (1999) Assessment of feldspar solubility constants in water in the range 0° to 350°C at vapor saturation pressure. *American Journal of Science* 299, 173-209.

Arnórsson, S., A. Stefánsson, et al. (2007). "Fluid-Fluid Interactions in Geothermal Systems." *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 65(1): 259-312.

Baertschi P. (1976) Absolute 18O content of standard mean ocean water. *Earth Planet. Sci. Lett.* 31, 341–344.

Barazangi, M. and B. L. Isacks (1976). "Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America." *Geology* 4(11): 686-692.

Barbier, E. (2002). "Geothermal energy technology and current status: an overview." *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 6(1-2): 3-65.

Bertani, R. (2005). "World geothermal power generation in the period 2001-2005." *Geothermics* 34(6): 651-690.

Bigeleisen, J. (1965). "Chemistry of Isotopes: Isotope chemistry has opened new areas of chemical physics, geochemistry, and molecular biology." *Science* 147(3657): 463-471.

Bodvarsson, G. (1961). *Physical Characteristics of Natural Heat Resources in Iceland*,. Jokull, Vol. 11, pp 29-38.

Caine, J. S., J. P. Evans, et al. (1996). "Fault zone architecture and permeability structure." *Geology* 24(11): 1025-1028.

Cembrano, J. and L. Lara (2009). "The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review." *Tectonophysics* 471(1-2): 96-113.

Cembrano, J., Tassara, A. y Arancibia, G. 2007. Apuntes del curso "GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA PARA EXPLORACIONES" Sociedad Geológica de Chile.

Charrier, R., O. Baeza, et al. (2002). "Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.)." *Journal of South American Earth Sciences* 15(1): 117-139.

Charrier, R., M. Bustamante, et al. (2005). "The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift." *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen* 236(1-2): 43-77.

Charrier, R., L. Pinto, et al. (2007). Tectonostratigraphic evolution of Andean Orogen in Chile. *The Geology of Chile*. T. Moreno and W. Gibbons. 1.

Charrier, R., A. R. Wyss, 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* 9(5-6): 393-422.

Chester, F. M., J. P. Evans, et al. (1993). "Internal Structure and Weakening Mechanisms of the San Andreas Fault." *J. Geophys. Res.* 98(B1): 771-786.

Chinn, D., and B. Isacks (1983), Accurate source depths and focal mechanisms of shallow earthquakes in western south america and in the new hebrides island arc, *Tectonics*, 2(6), 529-563.

Coolbaugh, M. F., C. Kratt, et al. (2007). "Detection of geothermal anomalies using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) thermal infrared images at Bradys Hot Springs, Nevada, USA." *Remote Sensing of Environment* 106(3): 350-359.

Craig, H., Boato, G., and White, D.E. (1956) Isotopic geochemistry of thermal waters. *Proc. Second Conf. on Nuclear Processes in Geologic Settings*. Nat. Acad. Sci. - Nat. Res. Council Pub. 400, pp. 29 - 38.

Craig, H. (1963). The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. Italy, CNR, Laboratorio Nucleare di Pisa: 15-53.

Davidson, J. (1971). Tectónica y paleogeografía de la Cordillera Principal en el área de la Nacientes del Teno, Curicó, Chile. Departamento de Geología. Santiago, Universidad de Chile: 160.

Dicarlo, D. J. and E. Cristallini (2007). "Estructura del margen norte del río Grande, Bardas Blancas, Provincia de Mendoza." *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62: 187-199.

Drake, R. E. (1976). "Chronology of cenozoic igneous and tectonic events in the central Chilean Andes -- latitudes 35° 30' to 36°S." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 1(3): 265-284.

Duchi, V., A. A. Minissale, et al. (1987). "Chemical composition of thermal springs, cold springs, streams, and gas vents in the Mt. Amiata geothermal region (Tuscany, Italy)." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 31(3-4): 321-332.

Ehlers, T. A. (2005). "Crustal Thermal Processes and the Interpretation of Thermochronometer Data." *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58(1): 315-350.

Ellis, A.J. and Wilson, S.H. 1961. Hot spring areas with acid-sulphate-chloride waters. *Nature*, 191:696-697

Ellis, A. J. and W. A. J. Mahon (1964). "Natural hydrothermal systems and experimental hot-water/rock interactions." *Geochimica et Cosmochimica Acta* 28(8): 1323-1357.

Ellis, A. J. and W. A. J. Mahon (1967). "Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions (Part II)." *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31(4): 519-538.

Farias, M., D. Comte, et al. (2010). "Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building." *Tectonics* 29: 22.

Farías, M., R. Charrier, et al. (2008). "Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of Central Chile (33°-35°S)." *Tectonics*.

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.

Fock, A., R. Charrier, et al. (2006). "Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico." Asociación Geológica Argentina, Serie Publicación Especial 6(48-55).

Fournier, R. O. and A. H. Truesdell (1973). "An empirical Na---K---Ca geothermometer for natural waters." *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37(5): 1255-1275.

Fournier, R.O. and Truesdell, A.H., 1974. Geochemical indicators of subsurface temperature, 2. Estimation of temperature and fraction of hot water mixed with cold water. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, 2: 263--270

Fournier, R. O. (1977). "Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems." *Geothermics* 5(1-4): 41-50.

Fournier, R. O. and R. W. Potter li (1979). "Magnesium correction to the Na---K---Ca chemical geothermometer." *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43(9): 1543-1550.

Fournier O. R., White D. E. and Truesdell A. H. (1976) Convective heat flow in Yellowstone National Park. In Proc 2nd UN. Geothermal Symposium on Deveipment and Iftilization of Geothermal Re.sourcrs. San Francisco, May 1975. 731-739.

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

Fournier, R.O. and Marshall, W.L. 1983. Calculation of amorphous silica solubilities at 25° to 300°C and apparent cation hydration numbers in aqueous salt solutions using the concept of effective density of water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47:587-596.

Fournier, R.O. (1985) Silica minerals as indicators of conditions during gold deposition. *U.S. Geological Survey Bullerin* 1646, 15-26.

Fournier, R.O. (1991). Water geothermometers applied to geothermal energy. In Applications of geochemistry in geothermal reservoir development, (Ed) D'Amore, United Nations Institute for Training and Research, USA, Pub., 1991, 37-69.

Franzese, J., L. Spalletti, et al. (2003). "Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32 degrees-54 degrees S)." Journal of South American Earth Sciences 16(1): 81-90.

Franzese, J. R., G. D. Veiga, et al. (2006). "Tectonostratigraphic evolution of a Mesozoic graben border system: the Chachil depocentre, southern Neuquen Basin, Argentina." Journal of the Geological Society 163: 707-721.

Frey, F. A., D. C. Gerlach, et al. (1984). "Petrogenesis of the Laguna del Maule volcanic complex, Chile (36° S)." Contributions to Mineralogy and Petrology 88(1): 133-149.

Fridleifsson, I. B. and D. H. Freeston (1994). "Geothermal energy research and development." Geothermics 23(2): 175-214.

Giambiagi, L., M. Ghiglione, et al. (2009). "Kinematic models of basement/cover interaction: Insights from the Malargue fold and thrust belt, Mendoza, Argentina." Journal of Structural Geology 31(12): 1443-1457.

Giambiagi, L. B., V. A. Ramos, et al. (2003). "Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33 degrees and 34 degrees south latitude." Tectonics 22(4): 1041.

Giggenbach, W. F. (1987). "Redox processes governing the chemistry of fumarolic gas discharges from White Island, New Zealand." Applied Geochemistry 2(2): 143-161.

Giggenbach, W. F. (1988). "Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers." Geochimica et Cosmochimica Acta 52(12): 2749-2765.

Giggenbach, W. F. (1992). "Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin." Earth and Planetary Science Letters 113(4): 495-510.

Giggenbach, W. F. and M. K. Stewart (1982). "Processes controlling the isotopic composition of steam and water discharges from steam vents and steam-heated pools in geothermal areas." *Geothermics* 11(2): 71-80.

Giggenbach, W. F. (1971) Isotopic composition of waters of the Broadlands geothermal field (New Zealand). *J~ Sci.* 14, 959- 970.

Giggenbach, W. F. (1978) The isotopic composition of waters from the El Tatio geothermal field, Northern Chile. *Geochim. Cosmochim. Acta* 42, 979- 988.

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

Giggenbach, W.F. (1991). Chemical techniques in geothermal exploration. In *Applications of geochemistry in geothermal reservoir development*, (Ed) D'Amore, United Nations Institute for Training and Research, USA, Pub., 1991, 119-144.

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

Giggenbach, W.F. y Goguel, R.L. 1989. Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges, unpublished report. Chemistry Division, Department of Scientific and Industrial Research Petone, New Zealand, 81 p.

Giggenbach, W.F. and Lyon, G.L. 1977. The chemical and isotopic composition of water and gas discharges from the Ngawha geothermal field, Northland. Unpub. DSIR Geothermal Circular, CD 30/555/7 WFG.

Gillespie, A., Rokugawa, S., Matsunaga, T., Cothorn, J. S., Hook, S., & Kahle, A. B. (1998). A temperature and emissivity separation algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) Images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36, 1113–1126.

Glover, R. B. (1977). Chemical and physical changes at Geyser Valley, Wairakei, and their relationship to changes in borefield performance. In *Geochemistry 1977*, N,Z. DSIR Bull. 218, 19-30.

- Goff F., Janik, C.J., (2000). Geothermal systems. Encyclopedia of Volcanoes. Sigurdsson H (ed) Pergamon Press, 817-834.
- Godoy, E. and L. Lara (1994). Segmentación estructural andina a los 33°-34°S:nuevos datos en la Cordillera Principal. 7° Congreso Geológico Chileno, Concepción.
- Godoy, E., G. Yáñez, et al. (1999). "Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: First seismic and gravity evidences." *Tectonophysics* 306(2): 217-236.
- González, F. O. and M. Vergara (1961). Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. Departamento de Geología. Santiago, Universidad de Chile: 102.
- Grocott, J., Wilson, J., 1997. Ascent and emplacement of granitic plutonic complexes in subduction-related extensional environments. In: Holness, M. (Ed.), *Deformation Enhanced Melt Segregation and Metamorphic Fluid Transport*, Mineralogical Society Series 7. Chapman & Hall, London, pp. 173±192.
- Grunder, A. L. (1987). "Low $\delta^{18}\text{O}$ silicic volcanic rocks at the Calabozos caldera complex, southern Andes." *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95(1): 71-81.
- Grunder, A. L. and G. A. Mahood (1988). "Physical and Chemical Models of Zoned Silicic Magmas: The Loma Seca Tuff and Calabozos Caldera, Southern Andes." *Journal of Petrology* 29(4): 831-867.
- Grunder, A. L., J. M. Thompson, et al. (1987). "The hydrothermal system of the Calabozos caldera, central Chilean Andes." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 32(4): 287-298.
- Gudmundsson, B.T., Arnorsson, S., (2005). Secondary mineral-fluid equilibria in the Krafla and Namafjall geothermal systems, Iceland. *Applied Geochemistry*, 20, 1607– 1625.
- Gupta, H. and S. Roy (2007). *Geothermal Energy: An alternative resource for the 21ST century*, Elsevier publications.

Hagemann, R., G. Nief, et al. (1970). "Absolute isotopic scale for deuterium analysis of natural waters. Absolute D/H ratio for SMOW1." *Tellus* 22(6): 712-715.

Hamza, V. M. and M. Muñoz (1996). "Heat flow map of South America." *Geothermics* 25(6): 599-621.

Hauser, A. (1997). "Catastro y caracterización de las fuentes de aguas minerales y termales de Chile." *Revista geológica de Chile* 50: 90.

Helgeson, H.C., Delaney, J.M, Nesbitt, H.W., and Bird, D.K. (1978) Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *American Journal of Science*, 278-4, 1-229.

Hellman, M. J. and M. S. Ramsey (2004). "Analysis of hot springs and associated deposits in Yellowstone National Park using ASTER and VIRIS remote sensing." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 135(1-2): 195-219.

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

Hickey, R. L., F. A. Frey, et al. (1986). "Multiple Sources For Basaltic Arc Rocks From The Southern Volcanic Zone of The Andes (34° to 41° S): Trace Element And Isotopic Evidence for Contributions From Subducted Oceanic Crust, Mantle, And Continental Crust." *J. Geophys. Res.* 91(B6): 5963-5983.

Hildreth, W. and R. E. Drake (1992). "Volcán Quizapu, Chilean Andes." *Bulletin of Volcanology* 54(2): 93-125.

Hildreth, W. and S. Moorbath (1988). "Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile." *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98(4): 455-489.

Hildreth, W., B. Singer, et al. (1998). "The age and constitution of Cerro Campanario, a mafic stratovolcano in the Andes of Central Chile." *Revista geológica de Chile* 25: 17-28.

Hildreth, W. E. S., A. L. Grunder, et al. (1984). "The Loma Seca Tuff and the Calabozos caldera: A major ash-flow and caldera complex in the southern Andes of central Chile." *Geological Society of America Bulletin* 95(1): 45-54.

Howell, J., E. Schwarz, et al. (2005). The Neuquén Basin: an overview. Geological Society Special Publication: The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. J. Howell, E. Schwarz, L. Spalletti and G. D. Veiga. Londres. 252: 1-14.

Huntington, J.F. (1996) The role of remote sensing in finding hydrothermal mineral deposits on Earth. In: Evolution of Hydrothermal Ecosystems on Earth (and Mars?), Ciba Foundation Symposium 202, edited by G.R. Bock and J.A. Goode, John Wiley & Sons, Chichester, UK, pp. 214–235.

Jordan, T. E., B. L. ISACKS, et al. (1983). "Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate." Geological Society of America Bulletin 94(3): 341-361.

Kissling, W. M. and G. J. Weir (2005). "The spatial distribution of the geothermal fields in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand." Journal of Volcanology and Geothermal Research 145(1-2): 136-150.

Klohn, C. (1960). "Geología de la Cordillera de los Andes Centrales, provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó." Instituto de Investigaciones Geológicas 8.

Kozlowsky, E., R. Manaceda, et al. (1993). Estructura. Geología y recursos naturales de Mendoza., 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Exploración de Hidrocarburos (Mendoza),.

Lahsen, A. (1988). "Chilean geothermal resources and their possible utilization." Geothermics 17(2-3): 401-410.

Lara, L. E., H. Moreno, et al. (2006). "Magmatic evolution of the Puyehue-Cordón Caulle Volcanic Complex (40° S), Southern Andean Volcanic Zone: From shield to unusual rhyolitic fissure volcanism." Journal of Volcanology and Geothermal Research 157(4): 343-366.

Legarreta, L. and M. A. Uliana (1996). "The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 120(3-4): 303-330.

Lemus, M (2010, en preparación). Análisis termal del Complejo Volcánico Descabezado Grande y Planchón Peteroa mediante sensores remotos. Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Lindgren, W. (1933). Mineral deposits. New York, McGraw-Hill.

Lund, J. W., Freeston, D., Boyd, T. L. 2005. World-wide direct uses of geothermal energy 2005. Proceedings World Geothermal Congress 2005, Antalya, Turkey.

Mahon, W. A. J. and J. B. Finlayson (1972). "The chemistry of the Broadlands geothermal area, New Zealand." Am J Sci 272(1): 48-68.

Manaceda, R. and D. Figueroa (1995). Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold thrust belt, Mendoza, Argentina. Petroleum Basin of South America. American Association of Petroleum Geologist, . A. J. Tankard, R. Suarez and J. Welsink. Memoir: 369-382.

Marini, L., G. Chiodini, et al. (1986). "New geothermometers for carbonate--evaporite geothermal reservoirs." Geothermics 15(1): 77-86.

Minissale, A. A. and V. Duchi (1988). "Geothermometry on fluids circulating in a carbonate reservoir in north-central Italy." Journal of Volcanology and Geothermal Research 35(3): 237-252.

Murray, K, Wade, P. (1996). Checking anion-cation charge balance of water quality analyses: Limitations of the traditional method for non-potable waters. Water SA, 22(1), 27-32.

Naranjo, J. A. and M. J. Haller (2002). "Erupciones holocenas principalmente explosivas del volcán Planchón, Andes del sur (35°15'S)." Revista geológica de Chile 29: 93-113.

Nuti, S. (1991). Isotope techniques in geothermal studies. In Applications of geochemistry in geothermal reservoir development, (Ed) D'Amore, United Nations Institute for Training and Research, USA, Pub., 1991, 215-251.

Onuma, N. and L. López-Escobar (1987). "Possible contribution of the asthenosphere, below the subducted oceanic lithosphere, to the genesis of arc

magmas: Geochemical evidence from the andean southern volcanic zone (33-46°S)." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 33(4): 283-298.

Orville, P. M. (1963). "Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases." *Am J Sci* 261(3): 201-237.

Paces, T., 1975, "A systematic deviation from Na/K/Ca geothermometer below 75°C and above 10-4 atm Pco2", *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, pp. 541-544.

Pearce, T.H. (1968): A contribution to the theory of variation diagrams. *Contrib. Mineral. Petrol.* 19, 142-157.

Piquer, J., J. C. Castelli, et al. (2010). "El Cenozoico del alto río Teno, Cordillera Principal, Chile central: estratigrafía, plutonismo y su relación con estructuras profundas." *Andean geology* 37: 32-53.

Pollack, H. N., S. J. Hurter, et al. (1993). "Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the global data set." *Rev. Geophys.* 31(3): 267-280.

Puratich, Y (2010, en preparación). Influencia del desarrollo glaciar en la evolución morfológica de la Alta Cordillera de los Andes en la parte norte de la Región del Maule (35°15'S – 35°50'S). Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Rawling, G. C., L. B. Goodwin, et al. (2001). "Internal architecture, permeability structure, and hydrologic significance of contrasting fault-zone types." *Geology* 29(1): 43-a-46.

Reed, M.H., (1982). Calculation of multicomponent chemical equilibria and reaction processes in systems involving minerals, gases, and an aqueous phase. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46: 513-528.

Reed, M.H., Spycher, W.H. (1984). Calculation of pH and mineral equilibria in hydrothermal waters with applications to geothermometry and studies of boiling and dilution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 1479–1492.

Reeder, J. W. (1987). "Formation of geothermal resources at lithospheric subduction zones." *International Journal of Energy Research* 9(3): 229-239.

Rowan, L. C., S. J. Hook, et al. (2003). "Mapping Hydrothermally Altered Rocks at Cuprite, Nevada, Using the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER), a New Satellite-Imaging System." *Economic Geology* 98(5): 1019-1027.

Sakai, H. and O. Matsubaya (1977). "Stable isotopic studies of Japanese geothermal systems." *Geothermics* 5(1-4): 97-124.

Sernageomin (2003). "Carta Geológica de Chile (escala 1:1.000.000)." Servicio Nacional de Geología y Minería Publicación Geológica Digital 4.

Silvestro, J., P. Kraemer, et al. (2005). "Evolución de las cuencas sinorogénicas de la Cordillera Principal entre 35°- 36° S, Malargüe." *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 627-643.

Soengkono, S., (2000). Assessment of faults and fractures at the Mokai geothermal field. Proceedings of the World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan, May 28 - June 10, 2000.

Spencer, K. J. and D. H. Lindsley (1981). "A solution model for coexisting iron-titanium oxides." *American Mineralogist* 66(11-12): 1189-1201.

Standard Methods (1992). Standard methods for the examination of water and wastewater (18th EDN.) American Public Health Association.

Stefánsson, A., Gíslason, S.R., Arnórsson, S., (2001). Dissolution of primary minerals of basalt in natural waters II, Mineral saturation state. *Chemical Geology*, 172, 251-276.

Stefánsson, A. (2001) Dissolution of primary minerals of basalt in natural waters I. Calculation of mineral solubilities from 0°C to 350°C. *Chemical Geology* 172, 225-250.

Stern, C. R. (1991). "Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas." *Geology* 19(1): 78-81.

Stern et. al., H. Moreno, L.López-Escobar, J.E. Clavero, L.E. Lara, J.A. Naranjo, M.A. Parada, M.A. Skewes. 2007, Chilean Volcanoes, *The Geology of Chile*, Geological Society of Chile. Pag.156-157.

Tapia, F., (2010, en preparación). Análisis estructural del sector occidental de la Faja Plegada y Corrida de Malargue en el área de Valle Grande, región del Maule. Chile (35°23'S). Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Taran, Y. A., 1988. Geochemistry of Geothermal Gases. Moscow, Nauka, 190 p.

Thompson, J. M., A. L. Grunder, et al. (1983). "Selected Chemical Analyses and Geothermometry of Hot Spring Waters from the Calabozos Caldera, Central Chile." Geothermal Resources Council 7.

Tole, M. P., H. Ármannsson, et al. (1993). "Fluid/mineral equilibrium calculations for geothermal fluids and chemical geothermometry." *Geothermics* 22(1): 17-37.

Tormey, D.R., Hickey-Vargas, R., Frey, F.A., López Escobar, L., 1991. Recent lavas from the Andean Volcanic Front (33° to 42°S); Interpretation of along-arc compositional variations. In: *Andean Magmatism and Its Tectonic Setting*. R.S. Harmon & C.W. Rapela (Eds.). Geological Society of America Special Paper 265: 57-78 . Boulder, Colorado, USA.

Tormey, D. R., F. A. FREY, et al. (1995). "Geochemistry of the Active Azufre-Planchon-Peteroa Volcanic Complex, Chile (35°15'S): Evidence for Multiple Sources and Processes in a Cordilleran Arc Magmatic System." *Journal of Petrology* 36(2): 265-298.

Truesdell, A., M. Nathenson, and R. Rye (1977), The Effects of Subsurface Boiling and Dilution on the Isotopic Compositions of Yellowstone Thermal Waters, *J. Geophys. Res.*, 82(26), 3694-3704.

Truesdell, A.H., (1991). Effects of physical processes on geothermal fluids. In: *Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development* F. D'Amore (Ed.), UNITAR/UNDP, New York, 72p.

Ungemach, P. (1987). *Applied Geothermics*, John Wiley & Sons.

Uyeda, S. and H. Kanamori (1979). "Back-Arc Opening and the Mode of Subduction." *J. Geophys. Res.* 84(B3): 1049-1061.

Uyeda, S., 1988, Geodynamics, chapter 9.1, in R. Haenel, L. Rybach, and L. Stegna, eds., Handbook of terrestrial heat-flow density determination: Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, p. 317-352.

Vergani, G. D., J. Tankard, et al. (1995). Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. Petroleum Basin of South America. J. Tankard, R. Suarez and J. Welsink, AAPG Memoir 62: 383-402.

Vergara, M., B. Levi, et al. (1993). "Geothermal-type alteration in a burial metamorphosed volcanic pile, Central Chile." Journal of Metamorphic Geology 11(3): 449-454.

Vicent, R.K. 1997. Fundamentals of Geological and Environmental Remote Sensing. Ed. Prentice Hall. ISBN: 0-13-348780-6.

White, D. E. (1957). "MAGMATIC, CONNATE, AND METAMORPHIC WATERS." Geological Society of America Bulletin 68(12): 1659-1682.

White, D. E. (1957). "THERMAL WATERS OF VOLCANIC ORIGIN." Geological Society of America Bulletin 68(12): 1637-1658.

White, D., Muffler, L., Truesdell, A., (1971). Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems. Economical Geology Reviews, 66, 75-97.

Wibberley, C. A. J., G. Yielding, et al. (2008). "Recent advances in the understanding of fault zone internal structure: a review." Geological Society, London, Special Publications 299(1): 5-33.

Wulff, Andrew H. (2003). "Composite Chemostratigraphy of Lavas From the Casitas Shield, Descabezado Grande-Cerro Azul Volcanic Complex, Chilean Andes". American Geophysical Union, Fall Meeting.

Wyss, A. R., R. Charrier, et al. (1996). "Fossil mammals as a tool in Andean stratigraphy: dwindling evidence of Late Cretaceous volcanism in the South Central Main Range." PaleoBios 17(2-4): 13-27.

