



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

PROCESOS HIDROGEOQUÍMICOS EN AGUAS TERMALES
DEL FIORDO PUYUHUAPI, XI REGIÓN DE AYSÉN

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

KARINA FRANCISCA ALLENDE CARREÑO

PROFESORA GUÍA:
LINDA DANIELE

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
DIEGO MORATA CÉSPEDES
GLORIA ARANCIBIA HERNÁNDEZ

SANTIAGO DE CHILE
2017

RESUMEN DE LA MEMORIA
PARA OPTAR AL TÍTULO DE: Geóloga
Por: Karina Francisca Allende Carreño
Fecha: 19/01/2017
Profesora Guía: Linda Daniele

PROCESOS HIDROGEOQUÍMICOS EN AGUAS TERMALES DEL FIORDO
PUYUHUAPI, XI REGIÓN DE AYSÉN

Puyuhuapi, en la comuna de Cisnes, presenta características propicias para desarrollar un sistema geotermal: se ubica en la traza de la Zona de Falla Liquiñe Ofqui, presenta volcanismo reciente y manifestaciones termales superficiales con temperaturas mayores a 80°C. El Batolito Norpatagónico (BNP), la Formación Traiguén, y en menor extensión, depósitos cuaternarios del Grupo Volcánico Puyuhuapi (GVP) representan la geología aflorante. El potencial hidrogeológico de estas unidades es considerado de moderado a nulo.

En este trabajo, se analizan las aguas termales, estudiando la hidrogeoquímica para reconocer los procesos que condicionan la química de los fluidos. Se analizaron cuatro fuentes termales: Puyuhuapi, El Gañote, Ventisquero y Queulat. Las tres primeras se encuentran en las cercanías del pueblo de Puerto Puyuhuapi y presentan una facies hidrogeoquímica de tipo clorurada sódica, probablemente asociada a la cercanía de la costa; en las aguas de Queulat, ubicadas en el sector sur de la zona de estudio, predominan, en cambio, los bicarbonatos. Todas las aguas presentan un pH neutro a levemente ácido. Los procesos identificados indican que las aguas han interactuado con las rocas albergantes, aunque la mayor parte de su composición parece asociarse, más bien, a procesos de interacción con agua salina del fiordo. Las termas de Queulat, además, tienen un exceso de bicarbonatos –con respecto a los dos procesos recién nombrados- que puede deberse a una mezcla con aguas bicarbonatadas.

Las fuentes termales estudiadas están claramente vinculadas a una circulación de agua a través de rocas fracturadas. De existir un reservorio, este sería un acuífero fracturado en contacto con la atmósfera. Si bien, no se puede decir que las aguas tienen recorridos comunes, el contexto en el que se encuentran es similar y condicionado por los mismos factores. El flujo de aguas se da a través de discontinuidades, lo cual no favorece la presencia de importantes caudales de agua en subsuperficie, por la baja razón fluido-roca. Debido a esto, se recomienda y promueve el uso directo de la energía. No obstante, se sugiere la realización de estudios hidrogeológicos y geotécnicos para el mejorar el conocimiento de la permeabilidad de esta zona. El las aguas de Puyuhuapi muestran un control estructural, con la ZFLO controlando tanto la generación de conductos para la circulación de aguas como el flujo de temperaturas que permite el calentamiento de ellas.

Agradecimientos

En primer lugar, quiero agradecer al proyecto “Estimación y valorización del potencial geotérmico de Aysén” BIP30346723-0 y al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (FONDAP/CONICYT 15090013) por financiar y hacer posible esta trabajo de título. Agradezco infinitamente a la profesora Linda Daniele por su eterna preocupación y disponibilidad a ayudar siempre; un 7 como profe guía ya que, a pesar tener millones de cosas que hacer, siempre se dio el tiempo para resolver mis dudas y animarme con su buena onda. Al profesor Diego Morata, por darme la oportunidad de hacer esta memoria, guiar mi trabajo, preocuparse de mi aprendizaje y, en resumen, por acercarme un poquito más al mundo de la geotermia. A la profesora Gloria Arancibia, desde mi práctica II, por enseñarme a pensar de una forma más ordenada, crítica y consciente y por intentar que aprovechara al máximo cada instancia de aprendizaje.

A Angelito Negri por toda su ayuda tanto en el terreno como con tareas posteriores. A Mauricio Muñoz y Diego Aravena. A Verónica Rodríguez por mostrarse siempre atenta y acogedora ante cualquier duda. A Roberto por su ayuda, tiempo y buena onda. A Gregory por acompañarnos en terreno y enseñarnos cómo es hacer geología en el sur. A la Babi por indicarme tareas generales a realizar en mi memoria; al Jipi por su ayuda tremenda con arcillas; a Nacho Villalón por su gran disposición a ayudarme con los programas y resolver todas mis dudas. A Don Carlos, Julio, Christian Nievas. A la Blanca, secretaria docente, que nos banca en todas y hace hasta lo imposible por ayudarnos, un altar para ella.

A profesores que nos marcaron en algún momento: Profe Luisa Pinto con su pasión por la educación y el aprendizaje, a César Arriagada por hacernos disfrutar la geología en terreno, al Profe Alfredo Lahsen que, siendo chicos en geo, nos enseñó la importancia de la camaradería dentro de un equipo de trabajo. A Miguel Ángel Parada, Brian, Castruccio por sumergirnos en sus respectivas materias tan enriquecedoramente. Al Warrior y al Quilo por hacernos reír y disfrutar los terrenos.

A las tías narco, principalmente por sus sonrisas y buenos deseos; a la tía de los alfajores que nos acompañó todos estos años; al tío del maní, al tío favorito, al niño del sushi y a la tía de los postres. Eterno amor a ustedes que llegaron a facilitarnos la vida.

A mis amigos de geo Beguito, Andrés Gómez (negrito), Bri, Dani, Pancho C., Chiri, Estrella, Juampi, Músculos, Pairoa, Pablo por todos esos buenos momentos en la u, terrenos, carretes y, en especial, a Berni, Sebi, Katy y Pancho E. que me ayudaron todo este tiempo con la memoria y con esta bomba emocional a la que conlleva. A mis amigos de plan común Feña, Patito, Toño, Cris, Sheba; a Sebi Arriola y Nachi Q por ser mis compañeros de maldades. A mis amigos de la vida, del liceo: Camilo, Nico, Crito, Cabecita, Rudo, Rubia, Pinwi, Silvi y mi Sofito por ser tan bacanes, por su cariño y amistad por miles de años. A Nacho P. por crecer conmigo, darme ánimo y confiar siempre en mí.

A mis tíos Gustavo y Angélica por ser mis papis de Santiago y recibirme en su casa por tanto tiempo. A mi Ti Lu por ser precisamente mi ti Lu y estar en todas. A mi tío Claudio por su ayuda en los tortuosos años de plan común y mi tía Xime también por adoptarme y hacer de ese mes de práctica, vacaciones en familia.

A mi familia. A mis hermanitos, Tevo y Nati por su apoyo y ánimo siempre. A mis guaguas deliciosas Tin, Mandi, Rolito y Emi que me alegran el corazón de infinitas maneras. A mis papás que se sacaron la mugre siempre para darnos todo, en especial, educación. A mi mamá, en particular, que es la principal formadora de lo que soy como persona.

Tabla de contenido

1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	Conceptos generales de geotermia	1
1.2	Propuesta de estudio	3
1.3	Objetivos	4
1.3.1	Objetivo general.....	4
1.3.2	Objetivos específicos.....	5
1.4	Metodología general.....	5
1.4.1	Caracterización química de aguas.....	5
1.4.2	Hidrogeología	8
1.4.3	Procesos que afectan la composición de las aguas	8
1.4.4	Geotermómetros.....	8
1.4.5	Modelo conceptual de sistema geotérmico.....	9
2	ANTECEDENTES GENERALES	10
2.1	Marco geológico y tectónico regional	10
2.2	Marco geológico del área de Puyuhuapi	11
2.2.1	Formación Traiguén - Oligoceno-Mioceno (EMt)	11
2.2.2	Rocas intrusivas del Batolito Norpatagónico	11
2.2.3	Grupo Volcánico Puyuhuapi – Holoceno (Hvp).....	12
2.2.4	Depósitos sedimentarios no consolidados.....	13
2.2.5	Mineralogía de alteración geotermal.....	15
2.2.6	Estudios estructurales	15
2.3	Hidrogeología.....	16
2.4	Manifestaciones termales en la zona de estudio.....	17
3	RESULTADOS.....	19
3.1	Manifestaciones termales.....	19
3.1.1	Termas de Puyuhuapi.....	19
3.1.2	Termas del Ventisquero.....	20
3.1.3	Termas El Gañote.....	20
3.1.4	Termas Queulat	21
3.2	Análisis geoquímico de aguas.....	21
3.2.1	Parámetros fisicoquímicos.....	22
3.2.2	Elementos mayores	23
3.2.3	Elementos traza.....	26
3.2.4	Isótopos estables.....	30

4	DISCUSIÓN	32
4.1	Caracterización y clasificación de aguas termales	32
4.2	Análisis estadístico.....	36
4.2.1	Análisis de conglomerados	37
4.2.2	Relación geológica entre componentes.....	40
4.3	Mezcla conservativas con agua de fiordo.	43
4.3.1	Sin mezcla en etapa 1	48
4.3.2	Mezcla con agua de fiordo en etapa 1	49
4.3.3	Escenarios de mezclas razonables	50
4.4	Geotermometría	55
4.4.1	Geotermómetro de sílice	56
4.4.2	Geotermómetros de cationes	58
4.4.3	Análisis de geotermómetros	61
4.4.4	Recurso energético en Puyuhuapi.....	63
4.5	Origen de los componentes químicos	64
4.6	Hidrodinámica de los fluidos	66
4.7	Sistema Geotermal Puyuhuapi.....	68
5	CONCLUSIONES	71
6	BIBLIOGRAFÍA	73
7	ANEXOS	83
7.1	Límites de detección en análisis químicos de las aguas	83
7.2	Datos de análisis estadístico.....	83
7.3	Cálculo de composiciones de agua residual para distintos escenarios de mezcla 87	
7.3.1	Escenario 1a.....	87
7.3.2	Escenario 1b.....	87
7.3.3	Escenario 2a.....	88
7.3.4	Escenario 2b.....	88
7.3.5	Escenario 2c.....	89

Índice de Figuras

Figura 1-1 - Modelo conceptual para un sistema geotermal tectónico alojado en un ambiente extensional. Las temperaturas se presentan en °C. Tomado de Goff y Janik (2000).....	2
Figura 1-2 - Modelo conceptual de un sistema geotérmico ígneo alojado en un estratovolcán andesítico. La profundidad típica de un reservorio es <1,5 km, mientras que la profundidad de las intrusiones varía de 2 a 10 kilómetros; la dimensión lateral del depósito y del outflow puede superar los 20 km. Tomado de Goff y Janik (2000).	3
Figura 1-3 - A la izquierda, geología regional del sur de Chile entre los 44°-47°S, con traza de falla Liquiñe Ofqui y volcanes en la zona (Modificado de Cembrano y Lara, 2009).A la derecha, cuadrángulo de estudio con Carretera Austral cruzando de norte a sur.	4
Figura 1-4 - Mapa de ubicación de aguas de este estudio. Se incluyen las muestras analizadas por Hauser (1989-1997), SERNAGEOMIN-GORE Aysén (2011) y las tres campañas de terreno realizadas por el CEGA.	7
Figura 2-1 - Marco tectónico regional de los Andes del Sur. A la derecha, se muestran los lineamientos Noreste, paralelos a la fosa, correspondientes a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (LOFZ). Las flechas pequeñas representan los vectores de convergencia entre la placas de Nazca y de Sudamérica para el último 48 Ma. (Modificado de Cembrano et al., 2002; Pardo-Casas y Molnar, 1987; Cembrano et al., 1996; Bourgois et al., 1996; Somoza, 1998).	10
Figura 2-2 - Geología Puerto Puyuhuapi. Modificado de Mella y Duhart, 2011.....	14
Figura 2-3 – Direcciones de esfuerzo principal σ_1 en distintos sitios, para fallas prepliocenas (rojas), pliocenas (verde agua) y cuaternarias (azules). Se muestran los lineamientos principales de la zona (amarillo). Se indica la edad de las rocas y el valor R para los distintos tensores. R=Rumbo; T=Transpresión; Cu=Compresión uniaxial; Cr=Compresión radial. (a) Arancibia et al., 1999 (b) Lavenu y Cembrano, 1999.	16
Figura 3-1 – A la izquierda, ubicación de pozos muestreados: enero P2, junio P3 y P4, agosto P5 y P6; imagen tomada de Google Earth. A la derecha, poza de muestreo de muestra P2 (fotografía A. Negri).....	19
Figura 3-2 - A la izquierda, ubicación del pozo de donde fueron tomadas las muestras V1 y V2 (Google Earth). A la derecha, fotografía del pozo de 43m de profundidad del cual se obtuvo las muestras de agua (fotografía A. Negri).....	20
Figura 3-3 - Ubicación termas El Gañote y termas del Ventisquero.....	20
Figura 3-4- A la izquierda, ubicación termas El Gañote. A la derecha, surgencia a orilla del fiordo, represada artificialmente para evitar mayor mezcla con agua fría del fiordo (enero 2015, toma de muestra G1; fotografía Angello Negri).....	21
Figura 3-5 - Gráfico de conductividades eléctricas (izq) y potencial redox (der) vs. temperatura en aguas termales y no termales. Para más detalles, ver Tabla 3-1.....	23
Figura 3-6 - Concentraciones en las 13 muestras de agua termal consideradas en el estudio. P: Puyuhuapi (gama de rojos), V: Ventisquero (gama de verdes), G: Gañote (gama de anaranjados) y Q: Queulat (gama de celestes).....	25
Figura 3-7.- Diagrama de Schoeller para elementos traza en aguas de fiordo (F1 y F3) y aguas superficiales (S2 y S3).....	26
Figura 3-8 - Concentraciones promedio* de las aguas termales de Puyuhuapi, Ventisquero, El Gañote y Queulat y las aguas superficiales y de fiordo. *Se utiliza la concentración promedio debido a que no todos los elementos fueron medidos en todas	

las muestras de cada tipo de agua; así el promedio se obtiene a partir de los datos medidos.....	30
Figura 3-9 - Isótopos de oxígeno e hidrógeno en las distintas muestras de agua del estudio.....	31
Figura 4-1 - Diagrama ternario de aniones mayores para aguas analizadas. Se incluyen aguas termales, superficiales y de fiordo.	33
Figura 4-2 - Diagramas de dispersión de sulfato y bicarbonato respecto a cloruro para aguas termales y no termales. Se indican líneas de mezcla entre aguas superficiales y de fiordo (línea punteada)	34
Figura 4-3 - Diagrama ternario para cationes mayores para termas analizadas. Se incluyen aguas superficiales y de fiordo para comparación con aguas termales.	34
Figura 4-4 - Diagramas de dispersión de cationes mayores respecto a cloruro. Se indica la línea de mezcla (línea punteada) entre aguas superficiales y agua de fiordo.	35
Figura 4-5 - Diagrama de Durov para clasificación de aguas.....	36
Figura 4-6 - Dendograma de aguas termales, superficiales y de fiordo en el sector de Puyuhuapi, considerando datos de elementos mayoritarios y traza (datos químicos en Tabla 7-4, sección anexos)	39
Figura 4-7 - Dendograma de componentes químicos en las aguas termales, superficiales y de fiordo en el sector de Puyuhuapi (datos químicos en Tabla 7-4 , sección Anexos).....	39
Figura 4-8 – Diagrama ternario de Li-Rb-Cs (Giggenbach, 1990). Se muestran las muestras termales, una muestra de agua de fiordo (F3) y un agua superficial (S3).*Las muestras en el eje Li-Cs solo muestran relación Li-Cs; análisis de elementos traza sin Rb (sin dato).....	41
Figura 4-9 - Diagrama ternario Li-B-Cl para aguas termales, no termales y rocas promedio de distinto tipo. Triángulos rojos y azules: aguas termales y no termales muestreadas en enero y junio 2015 (CEGA), respectivamente; Cuadrados calipso: composición roca promedio.....	42
Figura 4-10 - Diagramas de dispersión de Litio (izquierda) y Boro (derecha) con respecto al Cl.	42
Figura 4-11 - Diagramas binarios de Mo, Ge y Co con sílice.	43
Figura 4-12- Relación de cloruros con temperatura y con concentración de sílice para las aguas analizadas.....	44
Figura 4-13 – Relación entre bromuro y cloruro para aguas termales de Chile (asteriscos azules y rojos oscuros, aguas del sur y norte de Chile; Risacher et al., 2011) y de la zona de estudio. Se muestra la línea de dilución de agua de mar (SWDL, a partir de Risacher et al., 2011) y las muestras del Fiordo Puyuhuapi.	45
Figura 4-14 - Diagramas de Schoeller para las cuatro termas estudiadas. Se muestran las aguas de fiordo (azul discontinua), un agua superficial de estero (morado), el agua de la terma (línea continua) y la composición teórica a partir de la mezcla (línea punteada).	46
Figura 4-15 – Diagrama esquemático de procesos de mezcla con agua de fiordo o meteórica (1 y 3) e interacción con roca albergante (2) de las aguas, desde un agua meteórica (0) hasta el agua termal (4) aflorando en superficie. Los números indican orden temporal de las distintas etapas.....	47
Figura 4-16 - Resumen de escenarios con mezclas posibles para las termas consideradas. *Para referencia de etapas 1 y 3, ver Figura 4-15.....	51

Figura 4-17 - Solubilidad de polimorfos del sílice en el agua. A= sílice amorfa, B=ópalo-ct, C=cristobalita alfa, D=calcedonia y E=cuarzo. Tomado de Fournier, 1991.	56
Figura 4-18 - Triángulo de Giggenbach (1988) para validación de geotermómetros. Las líneas punteadas unen los rangos de mezcla para un escenario y una misma terma. ..	60
Figura 4-19 - Rango de temperaturas para distintos escenarios con geotermómetros de sílice y catiónicos. (F)=Fournier; (T)=Truesdell; (G)=Giggenbach.	61
Figura 4-20 - Resumen de temperaturas calculadas con geotermómetros de sílice y catiónicos para los distintos escenarios de mezcla con agua de fiordo y meteórica, para las cuatro termas consideradas.	62
Figura 4-21 - Diagrama de Lindal con rango de temperaturas de las cuatro termas analizadas en este estudio. Modificado de sitio web Geothermal Energy.	63
Figura 4-22 - Isótopos de Oxígeno e Hidrógeno para las aguas muestreadas en las campañas de enero, junio y agosto 2015. Modificado de Baker et al., 2001.	64
Figura 4-23.- Modelo esquemático de un sistema de aguas termales con una fuente de calor desconocida y mezclas superficiales dentro de un sistema de permeabilidad interconectada. Las letras muestran discontinuidades por las cuales pueden circular los fluidos. Las zonas punteadas corresponden a acuíferos; sin embargo, en la zona de estudio deben corresponder a zonas fracturadas o de discontinuidades por donde pueda circular el fluido. Los colores de las flechas muestran diferentes temperaturas del fluido, según la cercanía al cuerpo caliente (Modificado de Fournier y Truesdell, 1974).	67

Índice de Tablas

Tabla 1-1 - Códigos de identificación para distintas aguas.	6
Tabla 1-2 - Error admisible en balance iónico según la conductividad eléctrica (Custodio y Llamas, 1976).....	8
Tabla 3-1 - Parámetros fisicoquímicos medidos en las aguas termales, de fiordo, de lluvia y superficiales analizadas.	22
Tabla 3-2 - Balance iónico para muestras consideradas en este estudio y condición de validez, según Custodio y Llamas (1976).....	24
Tabla 3-3 - Datos químicos para sílice, aniones y cationes mayores en las muestras de agua analizadas. Unidades en mg/l.	27
Tabla 3-4 - Datos químicos de elementos traza en las muestras de agua analizadas (primera parte). Unidades en ppb.....	28
Tabla 3-5 – Datos químicos de elementos traza en las muestras de agua analizadas (segunda parte). Unidades en ppb.	29
Tabla 4-1 - Tipo de relación según coeficiente de correlación entre dos componentes.	36
Tabla 4-2 - Matriz de correlación entre muestras de agua termal, de fiordo y superficiales. Se muestran en rojo, amarillo y verde las correlaciones muy buenas, buenas y regulares respectivamente; rangos determinados arbitrariamente (ver Tabla 4-1). Las correlaciones entre las aguas superficiales se muestra en anexos (Tabla 7-2).	38
Tabla 4-3 - Razones de mezcla entre agua de fiordo (F1) y agua meteórica (S4) para las termas de Puyuhuapi (P), Ventisquero (V), El Gañote (G) y Queulat (Q) considerando Cl-. Se incluye contenido de Br ⁻ teórico (Br _t) según la mezcla calculada y el contenido real de bromuro en las termas (Br ⁻). El contenido de Br ⁻ del agua superficial se consideró igual al límite de detección 0,01 mg/l.	45
Tabla 4-4 - Escenarios de mezcla con combinaciones según ocurrencia en etapa 1 o etapa 3 de Figura 4-15.	48
Tabla 4-5 - Composición agua residual de escenario 1a. En verde se muestran las concentraciones negativas de los distintos componentes químicos considerados.	52
Tabla 4-6 - Concentraciones en profundidad del fluido (en mg/l) para escenario 1b (mezcla con agua de fiordo en etapa 1 y meteórica en etapa 3; Figura 4-15). Los valores de x e y corresponden a los porcentajes de mezcla con agua de fiordo y meteórica, respectivamente (detalles de cálculos en sección 7.3.2). En negrita se destacan los valores de mezcla fijados en el cálculo; en rojo, aquellos % de mezcla <0, en verde, concentraciones químicas negativas y en naranja, concentraciones de SiO ₂ > 350 mg/l (ver texto).	52
Tabla 4-7 - Concentraciones en profundidad del fluido (en mg/l) para escenario 2b (mezcla con agua de fiordo en etapa 1 y 3; Figura 4-15). x ₁ y x ₂ corresponden a los porcentajes de mezcla con agua de fiordo en etapas 1 y 3, respectivamente. En negrita, el valor de mezcla fijado en el cálculo; en rojo, porcentajes de mezcla negativos; en verde, concentraciones menores a 0; en naranja, concentraciones de sílice mayores a la cota de 350 mg/l impuesta (ver texto); en sombreado gris, mezclas con composición razonable de acuerdo a los criterios considerados.	53
Tabla 4-8 - Concentraciones en profundidad del fluido (en mg/l) para escenario 2c (mezcla con agua de fiordo en etapa 1 y con aguas meteóricas en etapa 3; Figura 4-15). Los valores de x e y corresponden a los porcentajes de mezcla con agua de fiordo y meteórica, respectivamente; en negrita se destaca el valor me mezcla fijado en	

el cálculo. En rojo se destacan aquellos porcentajes de mezcla mayores a 100%, en verde, las concentraciones de componentes negativas y en naranja las concentraciones de sílice mayores a la cota de 350 mg/l impuesta. En sombreado gris, se destacan las mezclas con composición razonable de acuerdo a los criterios considerados.....	54
Tabla 4-9 - Geotermómetros de sílice para aguas termales de Puyuhuapi (P1 a P6), Ventisquero (V1 a V3), El Gañote (G1-G2) y Queulat (Q1-Q2). En negrita, se indican los geotermómetros más confiables, según rango de temperatura, para cada terma. Todas las temperaturas se presentan en °C y concentración de sílice en ppm.	57
Tabla 4-10 - Geotermómetros de sílice para escenarios realistas según criterios determinados en sección 4.3. Resultados calculados con planilla de Powell et al., 2010; se agrega geotermómetro de cristobalita alfa según la ecuación indicada anteriormente. Las temperaturas en verde se escapan del rango confiable del geotermómetro (Fournier, 1991). Se agrega temperatura medida en superficie para cada terma y la concentración de sílice en las termas (ppm). Temperaturas en °C.	58
Tabla 4-11 –Geotermómetros de cationes para aguas termales de Puyuhuapi, Ventisquero, El Gañote y Queulat. Se incluye corrección por Mg. Se muestran en verde aquellas temperaturas fuera del rango de validez del geotermómetro. Datos obtenidos según plantilla Powell et al., 2010. Temperaturas en °C.	59
Tabla 4-12 - Geotermómetros catiónicos para escenarios realistas según criterios determinados en sección 4.3. Cálculos a través de planilla de Powell et al., 2010 (F:Fournier, T:Truesdall, G:Giggenbach). Las temperaturas en verde no cumplen requisitos (geológicos) de aplicación de geotermómetros o no se encuentran en los rangos de temperatura válidos para el geotermómetro, y en naranja, la muestra no se encuentra en zonas de equilibrio parcial o total en diagrama de Giggenbach (1988) y que ya habían superado el filtro de temperatura/geología. Todas las temperaturas se entregan en °C.	61
Tabla 7-1.- Límites de detección (LOD) y de cuantificación (LOQ) para aniones y cationes mayores.	83
Tabla 7-2 - Matriz de correlación para aguas no termales: aguas de fiordo (F1 y F3) y aguas superficiales (S2 a S9). Se muestran en rojo, amarillo y verde las correlaciones muy buenas, buenas y regulares respectivamente, con una relación directamente proporcional.....	83
Tabla 7-3 - Matriz de correlación entre componentes químicos presentes en las aguas termales de este estudio. Ver Tabla 4-1 para tipo de relación (colores) según coeficiente de correlación.....	84
Tabla 7-4 - Datos químicos para análisis de conglomerados. Tabla superior e inferior con concentraciones en ppm y ppb, respectivamente. En rojo, se muestran aquellos valores correspondientes al límite de detección (LD).....	86
Tabla 7-5 - Composiciones de aguas residuales representativas de un posible peak térmico, en escenarios de mezclas realistas según criterios determinados en sección 4.3.3.	90

1 INTRODUCCIÓN

La exploración de nuevos mercados energéticos ha puesto el foco en energías con bajo impacto ambiental. Entre este tipo de energía se encuentra la geotermia que consiste en el aprovechamiento de la energía almacenada en el interior de la Tierra y que es transportada a través de fluidos. Dependiendo de las temperaturas de los sistemas geotermiales, esta energía se puede usar de forma directa como calefacción de hogares, para temperar invernaderos, deshidratar vegetales, secar madera, etc., o bien de forma indirecta para producción de electricidad.

Los márgenes de placas, ya sean divergentes o convergentes, tienen un gran potencial geotérmico debido al alto gradiente geotermal que los caracteriza. La posición de Chile, como parte del Cinturón de Fuego del Pacífico hace suponer la presencia de una gran cantidad de campos geotermiales. Sin embargo, el desarrollo de la geotermia en Chile, en términos de exploración, parece limitarse hasta la región X de los Lagos (Lahsen *et al.*, 2015; Aravena *et al.*, 2016), dejando parte del territorio nacional sin información sobre su posible desarrollo.

Por esta razón, desde enero de 2015, el Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA) desarrolla el proyecto “Estimación y valorización del potencial geotérmico de Aysén” cuyo objetivo principal es evaluar el recurso en la región XI, así como sus posibles usos para la comunidad, buscando reemplazar o disminuir el uso de leña como método de calefacción residencial por las emisiones contaminantes que genera.

1.1 Conceptos generales de geotermia

Un sistema geotermal corresponde a un cuerpo de roca y fluidos calientes en una situación de interacción agua-roca particular (Arnórsson *et al.*, 2007). Los fluidos actúan como medio de transporte de energía entre la base del sistema geotermal, en donde se encuentra la fuente de calor –como roca o magma- y la superficie.

Durante la interacción con la fuente de calor, los fluidos pueden reaccionar con la roca huésped, disolviendo parte de sus minerales y agregándole una gran cantidad de componentes químicos como minerales de alteración (Giggenbach, 1991). Posteriormente, estas aguas pueden acumularse en zonas permeables, que actuarán como reservorios. Si existen conductos que favorezcan el ascenso de los fluidos, se presentarán manifestaciones termales superficiales como manantiales calientes y fumarolas. Estas corresponden a las evidencias más directas de un sistema geotermal.

La profundidad máxima de la circulación de aguas meteóricas o agua de mar es la transición frágil/dúctil de las rocas profundas (Fournier, 1991). Esta transición a menudo llega a profundidades entre 5 a 8 km (Klein *et al.*, 1977; Bibby *et al.*, 1995), donde las temperaturas pueden ser de 400°C o más (Kissling y Weir, 2005).

Un sistema geotermal se clasifica generalmente por sus características geológicas, hidrogeológicas y de transferencia de calor (Moeck, 2014). Goff y Janik (2000) caracterizan un sistema ígneo joven y un sistema tectónico, mostrando dos diferentes formas en que se obtiene un gradiente de temperatura favorecedor para el

calentamiento de las aguas. Un sistema ígneo joven está asociado a intrusiones o volcanismo activo, que proporciona, cerca de la superficie, la fuente de calor directa: el magma. Este puede llegar a ceder gases magmáticos –generalmente ácidos- a los fluidos, haciéndolos más reactivos con los minerales formadores de roca. Los sistemas tectónicos extensivos presentan fuerzas tectónicas que causan estiramiento y adelgazamiento de la corteza, lo cual permite el ascenso de magmas muy calientes –basálticos- a una profundidad relativamente baja (Figura 1-1). Así, se tiene un mayor gradiente termal y un flujo de calor anómalo, usualmente 1,5 - 3 veces más grande que el normal. Como resultado de la extensión, se forman cuencas que pueden ser rellenadas con depósitos sedimentarios de baja conductividad, favoreciendo aún más el gradiente termal. Las aguas subterráneas profundas que entran al graben generan reservorios en horizontes estratigráficos favorables, se calientan y luego ascienden generalmente por fallas.

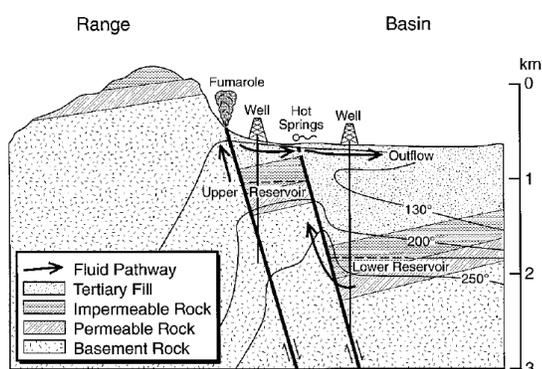


Figura 1-1 - Modelo conceptual para un sistema geotermal tectónico alojado en un ambiente extensional. Las temperaturas se presentan en °C. Tomado de Goff y Janik (2000).

Los fluidos geotermales pueden ser clasificados en dos tipos: primarios y secundarios. El primer tipo corresponde a aguas ubicadas en la base de los sistemas geotermales – en contacto con la fuente de calor-, las cuales, generalmente, corresponden a aguas meteóricas o agua de mar. Ocasionalmente, pueden contener una componente importante de volátiles magmáticos (Craig, 1963; Giggenbach, 1992). Su composición química está determinada por la fuente y por las reacciones de disolución y precipitación de minerales en la roca albergante. De esta manera, se generan distintos tipos de fluidos primarios que pueden ser divididos en tres grupos: aguas cloruradas (NaCl), ácido-sulfatadas y aguas de alta salinidad (Figura 1-2):

- Aguas cloruradas: son las más comunes en sistemas geotermales. Su salinidad está determinada por la disponibilidad de sales solubles, extraídas de la roca del acuífero o agregadas desde fluidos magmáticos profundos. Alternativamente, pueden formarse como producto de reacciones entre HCl magmático y minerales formadores de roca.
- Aguas ácido sulfatadas: asociados a sistemas geotermales volcánicos, principalmente de composición andesítica (e.g. Truesdell, 1991). Su acidez está provocada por el ingreso de HCl y/o HSO_4^- desde la fuente de calor magmático (Arnorsson *et al.*, 2007). A pesar de encontrarse a un pH neutro bajo las altas temperaturas del acuífero, a temperaturas de 25°C, suelen presentar pH 2. Esto

se debe al aumento de la fuerza del ácido HSO_4^- al disminuir la temperatura, lo que implica un aumento de la disociación.

- Aguas de alta salinidad: pueden formarse por disolución de evaporitas por parte de aguas meteóricas (Helgeson, 1968; White, 1968) y gracias a reacciones entre minerales primarios de rocas volcánicas y HCl magmático.

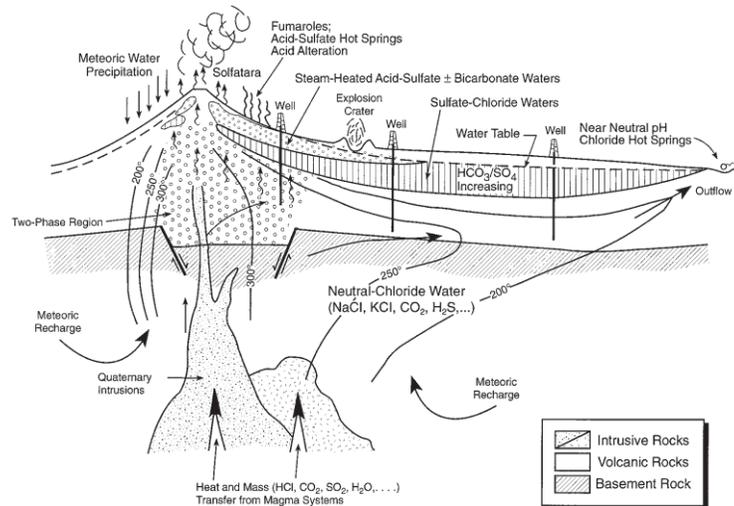


Figura 1-2 - Modelo conceptual de un sistema geotérmico ígneo alojado en un estratovolcán andesítico. La profundidad típica de un reservorio es <1,5 km, mientras que la profundidad de las intrusiones varía de 2 a 10 kilómetros; la dimensión lateral del depósito y del outflow puede superar los 20 km. Tomado de Goff y Janik (2000).

Los fluidos secundarios son aquellos que provienen de fluidos primarios, pero que han sufrido procesos como *boiling*, que lo separa en fase líquida y gaseosa, o bien, desmezcla de una salmuera caliente por despresurización y enfriamiento. La mezcla de fluidos profundos con aguas subterráneas poco profundas o aguas superficiales puede generar, de igual manera, fluidos geotermales secundarios. Arnorsson y otros (2007) los clasifican en tres tipos principales: aguas ácido sulfatadas calentadas por vapor, características de muchos sistemas geotermales de alta temperatura, con fumarolas y suelos calientes con alteración intensa; aguas ricas en dióxido de carbono, que puede formarse de diferentes maneras, como por ejemplo, mezclando condensado de CO_2 magmático, metamórfico o derivado del manto con aguas meteóricas (White, 1957; Arnorsson and Barnes, 1983; Chiodini *et al.*, 1995; Ceron *et al.*, 2000; Aka *et al.*, 2001; Marques *et al.*, 2006); y por último, aguas mezcladas, cuyo equilibrio fluido-mineral ha sido afectado, generando errores a la hora de determinar temperaturas con geotermómetros.

1.2 Propuesta de estudio

La Región de Aysén presenta características propicias para el desarrollo de sistemas geotermales: la presencia de un importante sistema estructural de más de 1000 km, activa desde hace unos 6 millones de años (Zona de Falla Liquiñe-Ofqui ZFLO: Cembrano y Hervé, 1993, Cembrano *et al.*, 2002; Figura 1-3), que al actuar como conductos de fluidos, favorece un flujo en profundidad donde podrían alcanzarse altas temperaturas; y el clima de la región, con precipitaciones que llegan 2600 mm anuales (Dirección Meteorológica de Chile, 2001). De esta manera, se tiene disponibilidad de agua y, en los casos favorables, de conductos que permiten el ingreso y la circulación de agua hasta profundidades adecuadas para su calentamiento.

En particular, la zona de Puyuhuapi es interesante para estudios geotérmicos: se ubica sobre la traza del sistema de fallas recién mencionado, presenta evidencias de volcanismo reciente (Holoceno) -que podría actuar como fuente de calor- y tiene manifestaciones termales con temperaturas en superficie de hasta 80°C (Hauser, 1989, 1997). Todo esto genera interés e invita a investigar más sobre su potencial geotérmico.

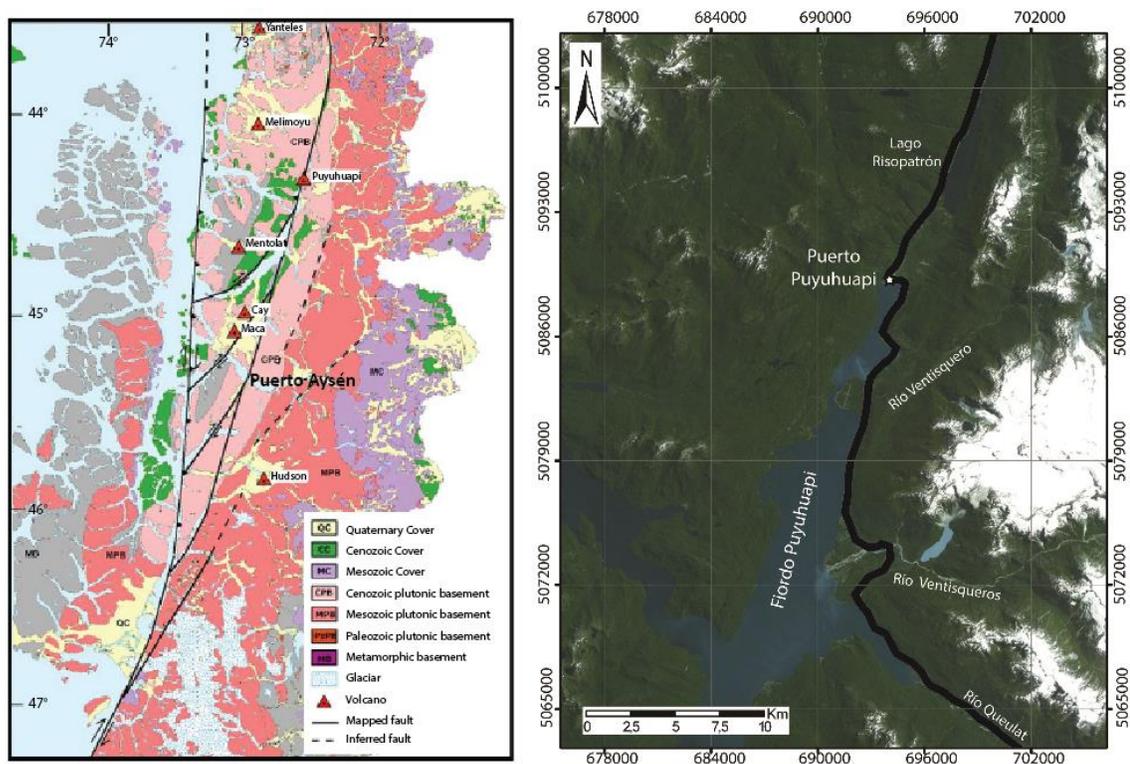


Figura 1-3 - A la izquierda, geología regional del sur de Chile entre los 44°-47°S, con traza de falla Liquiñe Ofqui y volcanes en la zona (Modificado de Cembrano y Lara, 2009). A la derecha, cuadrángulo de estudio con Carretera Austral cruzando de norte a sur.

Una primera aproximación de la historia de los fluidos y sus posibles temperaturas en profundidad se puede obtener por medio de un análisis de la geoquímica de los fluidos. A menudo, aguas con características químicas parecidas tienen historias hidrológicas, zonas de recarga, patrones de infiltración y patrones de flujo similares, en términos de mineralogía y tiempos de residencia (Güler *et al.*, 2002). Por esta razón, la descripción de las aguas termales y sus asociaciones podrán entregar valiosa información de procesos ocurridos en subsuperficie.

La zona que considera este estudio se encuentra en la parte norte de la región de Aysén y pertenece a la comuna de Cisnes. Abarca el cuadrángulo de la Figura 1-3, comprendiendo ambos lados del fiordo; se extiende al norte hasta el Lago Risopatrón, y hasta el Río Queulat al sur. Puede ser recorrida a través de la Ruta 7: Carretera Austral.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

El objetivo de este estudio es reconocer la relación de las aguas termales de la zona de Puyuhuapi con su contexto geológico y así definir el origen de los iones y los procesos

fisicoquímicos que actúan en los potenciales sistema(s) geotermal(es) presentes en el área de estudio

1.3.2 Objetivos específicos

- Analizar la composición química de aguas termales y superficiales de la zona de estudio.
- Reconocer las pautas hidrogeoquímicas de aguas termales para asociar los fluidos con la geología por la que circulan.
- Comprender los procesos fisicoquímicos y el origen de los elementos presentes en las distintas fuentes termales.
- Estimar temperatura de las aguas en profundidad mediante modelos geotermométricos.
- Reconocer y evaluar, en la medida de lo posible, las relaciones agua-sistema estructural presente en el área de estudio.
- Proponer el modelo conceptual esquemático del sistema geotermal desarrollado -de existir-, reconociendo cada uno de sus componentes.

1.4 Metodología general

Para llevar a cabo cada uno de los objetivos de este estudio, se seguirán las siguientes metodologías, detalladas según el objetivo específico que pretenden cumplir:

1.4.1 Caracterización química de aguas

En primer lugar, se realizó una campaña para toma de muestras de agua de distintos tipos, según protocolo utilizado por el CEGA. Este estudio considera los muestreos de tres campañas de terreno realizadas en enero, junio y agosto, pero solo se tuvo participación en el segundo; de los demás, solo se considerarán los datos químicos medidos.

En la campaña de terreno de junio, cada muestra de agua recolectada fue dividida en 5 botellas polietileno de alta densidad de 250 ml, siguiendo los distintos protocolos según el análisis que se fuera a realizar: para determinación de cationes mayores y elementos trazas, las muestras de agua fueron filtradas (0,45 μ m) y acidificadas con HNO₃; para aniones, solo se filtraron (0,45 μ m); para sílice, la muestra fue diluida al 10% con agua ultra pura; y para la determinación de isótopos estables, la botella fue llenada por completo bajo el agua, con el fin de impedir que burbujas de aire favorecieran un fraccionamiento isotópico al interior de la botella. Todas las muestras fueron almacenadas en una cámara fría a ~3°C hasta ser analizadas en el laboratorio. *In situ*, se midió conductividad eléctrica, temperatura, pH y potencial de óxido reducción (Eh) con un multiparámetro portátil *Hach HQ40D*.

Los análisis químicos de las muestras fueron realizados en el laboratorio de geoquímica CEGA en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Los instrumentos utilizados fueron el Espectrofotómetro de absorción atómica con llama (*F-AAS*) *Perkin Elmer PinAAcle 900F*, con nebulizador estándar para determinación de cationes, Cromatógrafo Iónico *Thermo Scientific Dionex ICS-2100*, con detector de conductividad para medición de aniones y Espectrómetro de masas cuadrupolo con fuente de plasma de acoplamiento inductivo (*ICP-MS*) y celda de colisión *Thermo Scientific ICP-MS Q iCAP Q* para medición de elementos traza. Además, se realizó titulación

potenciométrica en forma manual, a las muestras de enero, con pHmetro *Thermo Scientific Orion Star A214* con electrodo de vidrio *Ross* combinado *Orion 8102BNUWP*; determinación de carbonatos y bicarbonatos en agua usando el Método de Giggenbach y Goguel (1989). Para las muestras de junio, se utilizó el titulador automático *Hanna HI-902C* con electrodo de vidrio combinado, sensor de temperatura. Los isótopos de oxígeno e hidrógeno fueron determinados en el laboratorio de isótopos del Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra de Granada, España, mediante espectrómetro de masa *Finnigan Delta Plus XL*.

Para facilitar el manejo de las muestras, se otorgó un código de identificación de acuerdo al tipo de muestra que representaban: S para aguas superficiales, generalizado para ríos, esteros, lagos y vertientes, F para agua de fiordo, LI para muestras de lluvia, P para termas de Puyuhuapi, V para termas del Ventisquero, G para termas El Gañote y Q para termas Queulat (Tabla 1-1).

Tabla 1-1 - Códigos de identificación para distintas aguas.

ID	Muestra	Tipo de agua	Fuente	Lugar
P1	15	Termal	Hauser (1989)	Termas de Puyuhuapi
P2	PGA 1	Termal	CEGA (enero 2015)	Termas de Puyuhuapi
P3	PGA 14	Termal	CEGA (junio 2015)	Termas de Puyuhuapi
P4	PGA 15	Termal	CEGA (junio 2015)	Termas de Puyuhuapi
P5	PGA23	Termal	CEGA (agosto 2015)	Termas de Puyuhuapi
P6	PGA24	Termal	CEGA (agosto 2015)	Termas de Puyuhuapi
V1	PGA 2	Termal	CEGA (enero 2015)	Termas del Ventisquero
V2	PGA 13	Termal	CEGA (junio 2015)	Termas del Ventisquero
V3	PGA25	Termal	CEGA (agosto 2015)	Termas del Ventisquero
G1	PGA 4	Termal	CEGA (enero 2015)	Termas El Gañote
G2	PGA26	Termal	CEGA (agosto 2015)	Termas El Gañote
Q1	PGA 16	Termal	CEGA (junio 2015)	Termas Queulat
Q2	PGA20	Termal	CEGA (agosto 2015)	Termas Queulat
F1	PGA SW1	Fiordo	CEGA (enero 2015)	Fiordo Puyuhuapi
F2	PGASW20	Fiordo	CEGA (agosto 2015)	Fiordo Puyuhuapi en Queulat
F3	PGASW26	Fiordo	CEGA (agosto 2015)	Fiordo Puyuhuapi
LI1	PGA FW6	Lluvia	CEGA (junio 2015)	Agua Lluvia Puyuhuapi
S1	PGA FW4	Superficial	CEGA (junio 2015)	Lago Risopatrón
S2	PGA FW5	Superficial	CEGA (junio 2015)	Vertiente frente al Ventisquero
S3	PGAFW24	Superficial	CEGA (agosto 2015)	C. superficial Puyuhuapi
S4	XIAD-105	Superficial	SERNAGEOMIN-GORE Aysén (2011)	Estero s/n N Pto. Puyuhuapi
S5	XIAD-106	Superficial	SERNAGEOMIN-GORE Aysén (2011)	Río Pascua
S6	XIAD-107	Superficial	SERNAGEOMIN-GORE Aysén (2011)	Estero s/n - afluente río Pascua
S7	XIAD-108	Superficial	SERNAGEOMIN-GORE Aysén (2011)	No informado
S8	XIAD-109	Superficial	SERNAGEOMIN-GORE Aysén (2011)	Estero s/n, captación APR Puyuhuapi
S9	XIAD-110	Superficial	SERNAGEOMIN-GORE Aysén (2011)	Lago Risopatrón

Además, se consideraron los datos de Hauser (1989) y (1997), y del informe final de la Investigación Geológica Minera Ambiental en Aysén (IGMA), por parte del SERNAGEOMIN y el Gobierno Regional de Aysén (GORE Aysén) del año 2011. Los análisis químicos de ambos trabajos fueron obtenidos en el Laboratorio Químico del Servicio Nacional de Geología y Minería. En la Figura 1-4, se presenta la ubicación de las muestras de ambas campañas de terreno (muestras de código PGA), junto a las mencionadas anteriormente de Hauser (15) y del SERNAGEOMIN-GORE Aysén, 2011 (muestras de código XIAD).

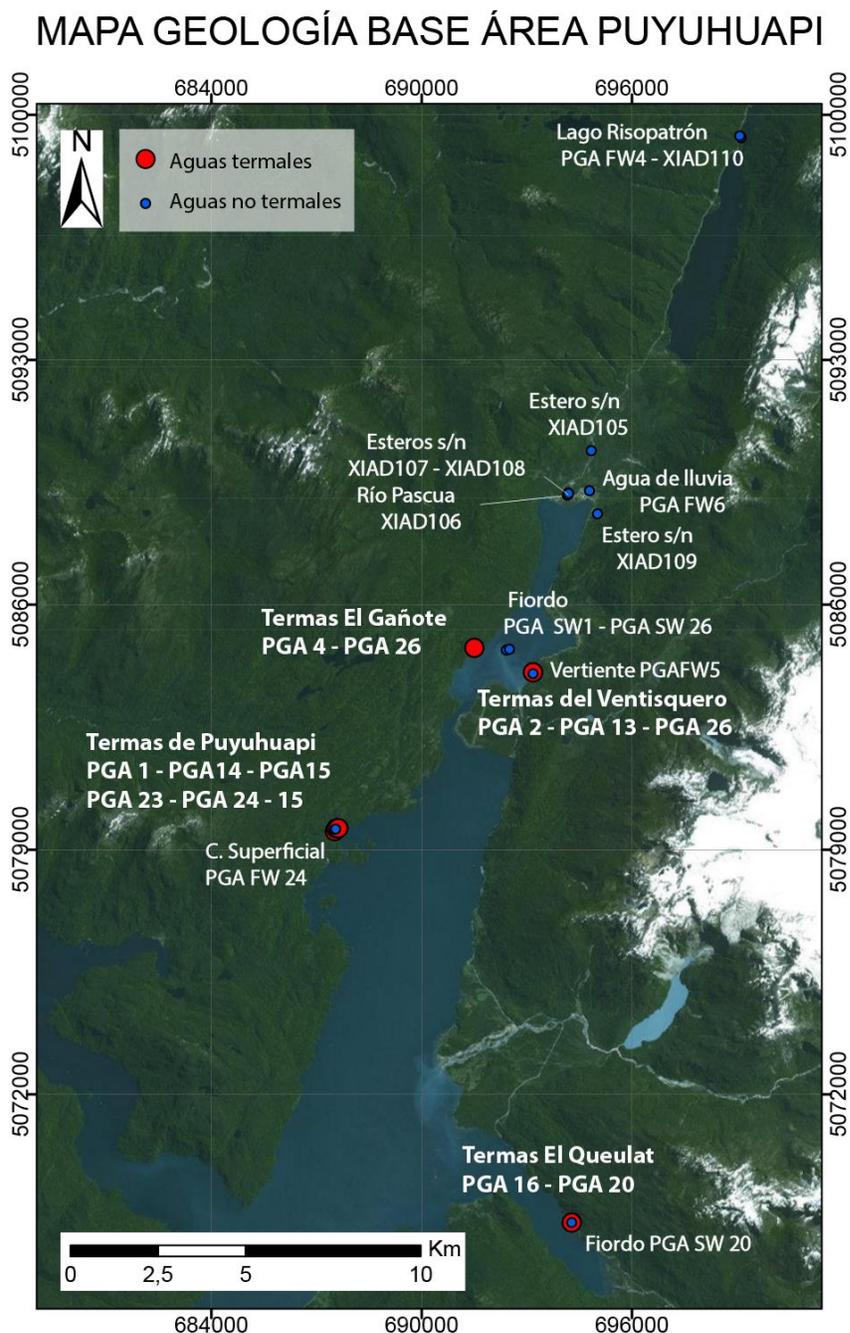


Figura 1-4 - Mapa de ubicación de aguas de este estudio. Se incluyen las muestras analizadas por Hauser (1989-1997), SERNAGEOMIN-GORE Aysén (2011) y las tres campañas de terreno realizadas por el CEGA.

Para comprobar la calidad de análisis químicos de aguas, una metodología ampliamente difundida es el cálculo del balance iónico. Este se basa en el equilibrio eléctrico entre cargas positivas y negativas de las muestras, definidas de la siguiente manera:

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

La concentración de iones, en esta ecuación, se mide en miliequivalentes por litro. Para aguas eléctricamente neutras, el balance iónico debe arrojar valores cercanos a cero. Sin embargo, comúnmente, las aguas arrojan valores distintos de cero debido a errores de medición de datos o generados durante el muestreo de aguas. En la Tabla 1-2, se muestran los valores de BI aceptables según el criterio de conductividad eléctrica propuesto por Custodio y Llamas (1976).

Tabla 1-2 - Error admisible en balance iónico según la conductividad eléctrica (Custodio y Llamas, 1976).

Conductividad eléctrica (uS/cm)	50	200	500	2000
BI admisible (%)	±30	±10	±8	±4

1.4.2 Hidrogeología

Para este apartado, fue necesario revisar la literatura científica relativa a los recursos hídricos del sector de estudio, consultándose artículos y mapas hidrográficos de la zona. Además, se ha revisó la geología del lugar para reconocer potenciales litologías acuíferas.

1.4.3 Procesos que afectan la composición de las aguas

Para este objetivo, fue necesario hacer un estudio de geología local, considerando estructuras, litología, alteraciones e hidrogeología para, así, comprender los principales factores y procesos que podrían participar en la definición de la composición química de las aguas.

Con el fin de visualizar posibles fuentes, procesos de mezcla, etc., se graficaron distintas relaciones entre elementos (diagramas binarios, ternarios, etc). Además, se realizó un análisis estadístico para reconocer asociaciones entre elementos químicos dentro de las aguas termales (para determinación de fuente de los elementos) y entre las mismas aguas termales (para reconocer si existe una relación de origen o trayectoria entre ellas).

Se realizaron cálculos de mezclas con agua de fiordo por medio de las concentraciones de cloruro en las aguas superficiales, de fiordo y termales, bajo ciertos supuestos que se detallarán más adelante. Con esto, se logra determinar las mezclas posibles que podrían haberse dado durante el trayecto del fluido termal.

1.4.4 Geotermómetros.

Se realizó un análisis con geotermómetros de SiO₂ y otros sistemas de cationes, principalmente, Na-K, Na-K-Ca y K-Mg en las muestras de aguas recolectadas. Además, se estudió la variación de temperatura que se tendrían ante distintas mezclas

con aguas superficiales y de fiordo. Para esto, se utilizaron hojas de cálculo de Microsoft Excel, incluyendo la planilla "Liquid_Analysis_v1_Powell_2010_StanfordGW" de Powell y Cumming, 2010.

1.4.5 Modelo conceptual de sistema geotérmico

El modelo conceptual fue realizado analizando las características locales de la zona de estudio: ubicación de termas, geoquímica de aguas termales, permeabilidades de las unidades geológicas, alteraciones geotermales, etc.

2 ANTECEDENTES GENERALES

Para comprender los procesos que afectan la geoquímica de las aguas, es necesario, en primer lugar, analizar la geología presente en la zona. De distintas maneras, podrá condicionar el comportamiento de los fluidos, imprimiendo cierta signatura en su composición química, permitiendo o dificultando su flujo, etc. Por esto, se ha estudiado tanto el contexto geológico regional, como las características locales que presenta el cuadrángulo de estudio.

2.1 Marco geológico y tectónico regional

El presente estudio se ubica dentro de la Zona Volcánica Sur (ZVS). En esta región andina, la deformación cenozoica se restringe al arco magmático, dando paso al desarrollo de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (Cembrano *et al.*, 2000, 2002). Este sistema corresponde a un set de lineamientos de intraarco que se extienden por más de 1000 km de longitud, en una dirección principal NS (Hervé *et al.*, 1979; Forsythe y Nelson, 1985; Dewey y Lamb, 1992; Hervé, 1994; Cembrano *et al.*, 1996).

Está caracterizada por dos segmentos principales con orientaciones NNE–SSW, unidos por lineamientos NE–SW en echelón (Figura 2-1), interpretados como un dúplex de rumbo (Cembrano *et al.*, 2002). La actividad sísmica revela que la ZFLO se mantiene activa en la actualidad (Lange *et al.*, 2008).

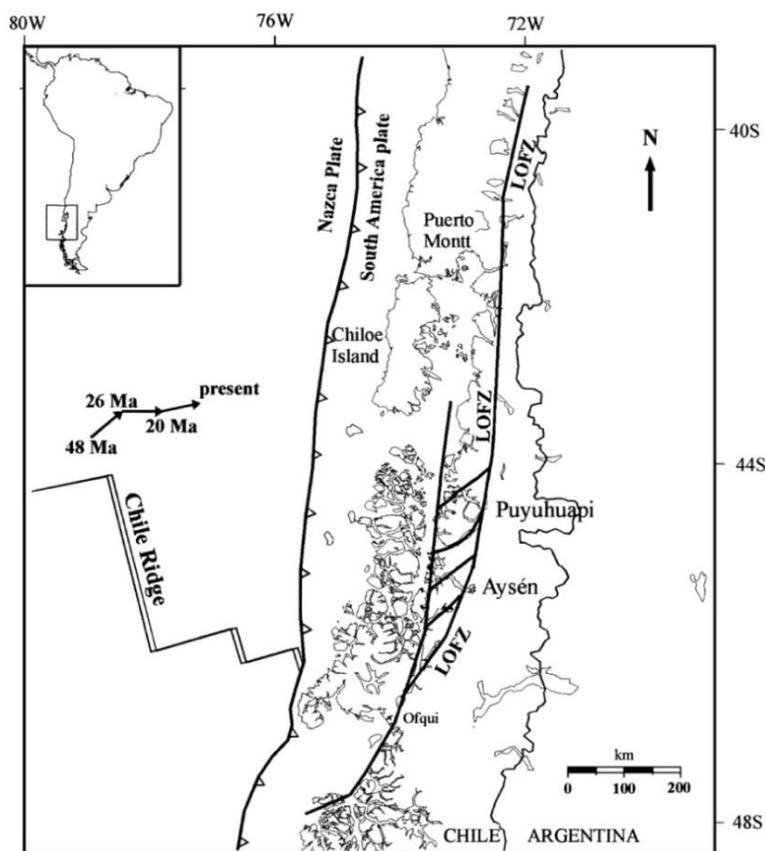


Figura 2-1 - Marco tectónico regional de los Andes del Sur. A la derecha, se muestran los lineamientos Noreste, paralelos a la fosa, correspondientes a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (LOFZ). Las flechas pequeñas representan los vectores de convergencia entre la placas de Nazca y de Sudamérica para el último 48 Ma. (Modificado de Cembrano *et al.*, 2002; Pardo-Casas y Molnar, 1987; Cembrano *et al.*, 1996; Bourgois *et al.*, 1996; Somoza, 1998).

2.2 Marco geológico del área de Puyuhuapi

En la zona de estudio, se reconocen tres unidades geológicas mayores:

- Secuencias sedimentarias y rocas volcánicas del Cenozoico agrupadas en la Formación Traiguén (Espinoza y Fuenzalida, 1971; Fuenzalida y Etchart, 1975; Hervé *et al.*, 1993b, Hervé *et al.*, 1994; Hervé *et al.*, 1995; Silva *et al.*, 2003);
- Rocas plutónicas asignadas al Batolito Norpatagónico (Hervé *et al.*, 1993a; Pankhurst y Hervé, 1994; Pankhurst *et al.*, 1999; SERNAGEOMIN, 2003; SERNAGEOMIN-BRGM, 1995).
- Grupo Volcánico Puyuhuapi (Fuenzalida y Etchart, 1974; Lahsen *et al.*, 1994; Demant *et al.*, 1994, González-Ferrán *et al.*, 1996) y depósitos no consolidados del Cuaternario (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995; SERNAGEOMIN, 2003);

A continuación, se presenta la descripción de la zona de estudio, según SERNAGEOMIN-GORE Aysén, 2011a (Figura 2-2).

2.2.1 Formación Traiguén - Oligoceno-Mioceno (EMt)

Definida como una sucesión volcanosedimentaria (Espinoza y Fuenzalida, 1971; Fuenzalida y Etchart, 1975; Hervé *et al.*, 1995). En el área de estudio, los afloramientos corresponden a lavas macizas, en algunos casos con almohadilladas (*pillow* lavas), cuerpos gábricos y, en menor proporción, lavas de lapilli, brechas volcánicas y areniscas, lutitas y cherts. Los afloramientos se distribuyen principalmente en el costado occidental del Canal Puyuhuapi, en Isla Magdalena, y al lado este del Lago Risopatrón.

La mineralogía presente en las rocas de la Formación Traiguén es variada y difícilmente reconocible debido a que las *pillow* lavas, originalmente depositadas, sufren al menos dos eventos metamórficos de baja presión: uno en facies esquistoso verde y el otro en facies anfíbolita (Hervé *et al.*, 1995). Se observan plagioclasas como agregados radiales, manteniendo su forma, con una composición albítica. Existen clinopiroxenos, que caen entre los campos augita-diópsido. Los minerales metamórficos reemplazan parcial o completamente la mineralogía primaria de los basaltos. Se pueden encontrar anfíbolos cálcicos, aunque no muy abundante, reemplazando la masa fundamental de los microlitos de plagioclasas. Por otra parte, biotitas magnésicas y cloritas en forma de picnoclorita fueron encontradas también en el sector, según la descripción de Hervé *et al.*, 1995.

Estudios geocronológicos Rb-Sr en roca total permitieron asignar una edad de entre 46 y 20 Ma (Hervé *et al.*, 1995). Sin embargo, estudios recientes U-Pb SHRIMP en circones detríticos han revelado una edad de oligocena tardía a neógena para la formación Traiguén (Hervé *et al.*, 2001).

2.2.2 Rocas intrusivas del Batolito Norpatagónico

El Batolito Patagónico corresponde a una amalgamación de plutones que representan actividad ígnea desarrollada por casi 150 Ma (Pankhurst *et al.*, 1999). Se extiende de manera continua en una dirección NS por más de 1300 km (40-56°S); la parte más septentrional, al norte del Golfo de Penas (47°S) es conocida como Batolito Norpatagónico (BNP) (Hervé *et al.*, 1993a).

Sobre la base de características litológicas es posible distinguir, en el área de Puerto Puyuhuapi, dos unidades mayores: una diorítica y una tonalítica.

2.2.2.1 Diorita Risopatrón - ¿Mioceno? (BMdr)

Unidad informal definida en SERNAGEOMIN-GORE Aysén (2011). Corresponde a un cuerpo ígneo, elongado en dirección NNE–SSW, que aflora en el borde oriental del Canal Puyuhuapi, principalmente, hacia el norte del río Oscuro y en los alrededores del poblado de Puerto Puyuhuapi. Está caracterizada por rocas equigranulares, de grano fino a medio, mesocráticas a melanocráticas, compuesta por plagioclasa sódica zonadas, cristales subhedrales de hornblenda verde, muchas veces parcialmente alterada a clorita y biotita. Como minerales accesorios, se encuentra cuarzo y piroxeno. Los antecedentes geocronológicos disponibles para esta unidad permiten asignarla al Mioceno, con un importante evento de deformación dúctil ocurrido en el Plioceno (Arancibia *et al.*, 1999; Cembrano *et al.*, 2002).

2.2.2.2 Tonalita Puyuhuapi – Mioceno (BMtp)

Esta unidad está constituida por tonalitas y granodioritas, equigranulares, de grano grueso a medio, leucocráticas a mesocráticas. Su mineralogía se compone, esencialmente, de plagioclasas subhedrales con zonación oscilatoria, hornblenda con bordes corroídos, cuarzo con bordes corroídos y extinción ondulosa, y, en menor proporción, biotita anhedral. Como minerales accesorios, se observa apatito, zircón y esfeno.

2.2.3 Grupo Volcánico Puyuhuapi – Holoceno (Hvp)

Corresponde a un conjunto de nueve centros eruptivos menores que se emplazan en rocas del Batolito Norpatagónico, siguiendo una dirección NE-SW (Fuenzalida y Etchart, 1974; Demant *et al.*, 1994, Lahsen *et al.*, 1994). Se distribuyen en dos lineamientos paralelos de rumbo N40°E. El primero de ellos se encuentra en el lado occidental del canal Puyuhuapi, y está formado por 4 centros eruptivos. El segundo lineamiento, formado por cuatro conos de piroclastos de pequeñas dimensiones, se encuentra entre el pueblo de Puyuhuapi y el Lago Risopatrón. Por último, al lado este del Canal Puyuhuapi, se observa flujo de lavas basálticas que descienden desde lo alto del acantilado; el centro de emisión de estas lavas debe ubicarse, probablemente, en un punto a 710 m.s.n.m., en una fractura de orientación N40°E, llamada falla Río Frío (Lahsen *et al.*, 1994).

El material extruido, a partir de los conos, son basaltos vesiculares de olivino, de textura porfídica. De acuerdo a su composición química, corresponden a basaltos calcoalcalinos de alto potasio, aunque debido a su alto contenido de sodio, algunos basaltos pueden ser considerados como alcalinos (Lahsen *et al.*, 1994). Presentan fenocristales de olivino sub a euhedrales, con débil zonación normal Fo₈₅₋₈₀¹; la masa fundamental posee plagioclasa cálcica como pequeños microlitos (An₇₀₋₆₀¹, An₇₂₋₇₅²); gránulos de olivino, pequeños cristales de clinopiroxeno –diópsido-, minerales opacos y vidrio basáltico. Los minerales opacos corresponden a titanomagnetita e ilmenita, con mejor frecuencia. Además, es posible encontrar cromita como cristales marrones

¹ Demant *et al.*, 1994

² Aguirre *et al.*, 1994

pequeños dentro de los fenocristales de olivino. En el caso de los basaltos del lado este del fiordo, las vesículas están rellenas por minerales de alteración.

La actividad eruptiva de estos centros eruptivos menores fue, probablemente, subacuática (freatomagmática), consiguiendo represar parte del canal Puyuhuapi y formando, así, el Lago Risopatrón (Lahsen, 1994). Los conos piroclásticos se presentan perfectamente conservados, con un mínimo de erosión, lo que indica una actividad eruptiva bastante reciente, post-glacial, tomando lugar durante el Holoceno. No se tienen registros de actividad histórica. Sin embargo, según González-Ferrán *et al.*, (1996), debe considerarse una región de volcanismo, potencialmente, activo, en el cual pueden ocurrir nuevas erupciones monogenéticas.

2.2.4 Depósitos sedimentarios no consolidados

Estos corresponden a depósitos continentales -fluviales, remociones en masa y glaciales:

Los depósitos fluviales se encuentran en los cauces de ríos activos del área de estudio, Ventisqueros y Oscuro. Están constituidos por gravas, intercalaciones de lentes de arenas y de limos. Las remociones en masa pueden encontrarse como abanicos de diferente magnitud, asociados a procesos gravitacionales, deslizamientos y flujos; se observan en ambas vertientes del canal Puyuhuapi, y en valles secundarios interiores con altas pendientes.

Los depósitos glaciolacustres, en la ribera sur del Lago Risopatrón y en el río Ventisquero, corresponden a una sucesión rítmica entre arenas, limos y arcillas con facies de tipo *dropstone*, con intercalaciones menores de gravas. Los depósitos glaciofluviales se ubican en el río Oscuro y Ventisquero y conforman terrazas de superficies planas; están compuestos por gravas en una matriz de arena gruesa, intercaladas con lentes de arena con estratificación cruzada y planar, y limos laminados. Los depósitos morrénicos se encuentran frente a lagos glaciales, y se han generado el retroceso de glaciares activos, formando cordones transversales al eje de los valles con morfología anular; se pueden observar en valles asociados a la descarga del nevado Queulat.

Los depósitos de playa se pueden observar en la playa de Puerto Puyuhuapi y en la parte sur del Lago Risopatrón; están representados por guijarros redondeados, y arenas gruesas y finas con laminación paralela y ondulitas de fondo, indicando un ambiente marino somero.

Los depósitos glacioestuarinos pueden encontrarse como planicies levemente elevadas sobre el nivel del mar, en el aeródromo y al sur de la desembocadura del río Ventisqueros. Están compuestos por una sucesión rítmica de limos y arenas finas con intercalaciones de gravas. En ocasiones se observan guijarros en una matriz de arena fina (*dropstone*), indicando un ambiente transicional entre glaciar y estuario.

MAPA GEOLOGÍA BASE ÁREA PUYUHUAPI

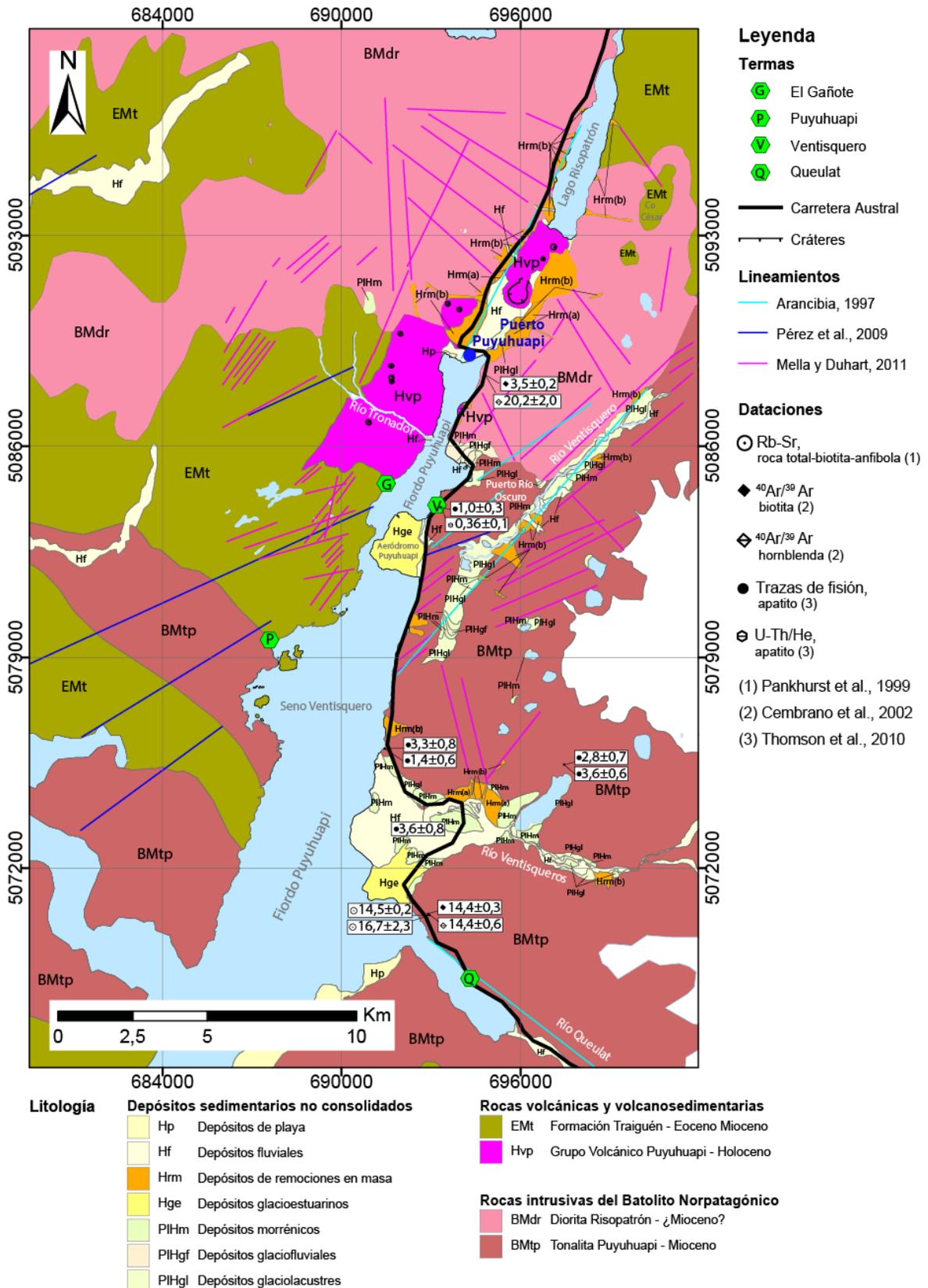


Figura 2-2 - Geología Puerto Puyuhuapi. Modificado de Mella y Duhart, 2011.

2.2.5 Mineralogía de alteración geotermal

Las rocas de la formación Traiguén presentan evidencias de metamorfismo, con minerales como anfíbolos, biotita, clorita, epidota y titanita. Sin embargo, no son considerados en esta sección pues se asumirá anterioridad del evento metamórfico al flujo de las aguas que se considerarán en el sistema geotermal de Puyuhuapi. Es decir, las rocas metamorizadas se tomarán como roca inicial para la interacción agua-roca de este estudio. En los basaltos del Grupo Puyuhuapi del lado este del fiordo, es posible encontrar rocas con metamorfismo de muy bajo grado, que se relacionan con alteraciones geotermales.

Aguirre *et al.*, 1996 detalla que existe paragénesis de baja temperatura con ceolitas, esmectitas, interestratificado de esmectita/clorita (S/C), y celadonita son comunes. Las ceolitas encontradas en los basaltos se presentan en amígdalas y vetillas. Aguirre *et al.* (1997) encuentra cuatro tipos de zeolitas, según su composición: Na, Na-Ca, K-Ca-Na y K-Na-Ca. Los análisis de microsonda las identificaron como analcima ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$) y otras especies con composiciones entre natrolita ($\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), mesolita ($\text{Na}_2\text{Ca}_2\text{Al}_6(\text{Si}_3\text{O}_{10})_3 \cdot 8(\text{H}_2\text{O})$) y filipsita ($\text{KCaAl}_3\text{Si}_5\text{O}_{16} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), basado en los miembros extremos de Gottardi y Galli, 1985. En algunos núcleos de amígdalas, encontró tobermorita, un silicato hidratado calcoalumínico, bordeado por filipsita. Los filosilicatos máficos en estas rocas terciarias son principalmente interestratificados S/C, con un promedio de X% (= contenido de clorita) superior a 56; la temperatura de formación de estos filosilicatos, según el termómetro Cathelineau & Nieva (1985), es de c. 150°C^3 . Las composiciones cálcicas originales de plagioclasas se conservan o solo se modifican ligeramente.

2.2.6 Estudios estructurales

El fiordo de Puyuhuapi corresponde a uno de los lineamientos de dirección NE que forma parte del dúplex propuesto por Cembrano y Hervé (1993), dentro de la Zona de Falla Liquiñe Ofqui. Arancibia (1997) describe en profundidad la geometría y cinemática de la deformación frágil y dúctil entre Puyuhuapi y Puerto Cisnes, y reconoce tres direcciones de lineamientos principales (Figura 2-3):

- NS (a NNE) Puyuhuapi-Puerto Cisnes, coincidente con el fiordo, y otro lineamiento menor al sur del aeródromo de Puyuhuapi.
- NE: Canal Puyuhuapi-Seno Ventisquero y Río Ventisquero.
- NW: Seno Queulat-Río Queulat.

En el área, se tienen evidencias de deformación frágil y dúctil afectando principalmente a rocas del Batolito Norpatagónico. Ambos tipos de deformación son consistentes con un régimen de transpresión dextral, caracterizados por una predominancia de acortamiento este-oeste en estructuras con dirección NS a NE y predominancia de cizalle lateral en aquellas con dirección NE a EW (Arancibia *et al.*, 1999). La edad asignada para la deformación dúctil es Mioceno superior-Plioceno y para la deformación frágil se tienen dos eventos, pre y post Plioceno. Estos dos eventos de deformación frágil son asociados a dos familias de fallas compatibles con direcciones de σ_1 y σ_3 horizontales y σ_2 vertical (régimen de rumbo) el primer evento tiene una dirección $\text{N}90^\circ\text{E}$

³ Aguirre *et al.*, 1996 estudia Estratos Las Juntas y basaltos del GVP; valor de X entre 56 y 98, con valores mayores para Estratos Las Juntas.

de σ_1 y ocurre post $3,5 \pm 0,2$ Ma; el segundo, una dirección $N60^\circ E$ y una edad menor a $1,6 \pm 0,2$ Ma. En el cuaternario (post 1,6 Ma), otro estado de stress es evidenciado en el arco volcánico, con dirección NE (Lavenu y Cembrano, 1999). En la Figura 2-3, se muestran distintas direcciones de σ_1 asociados a los eventos recién mencionados.

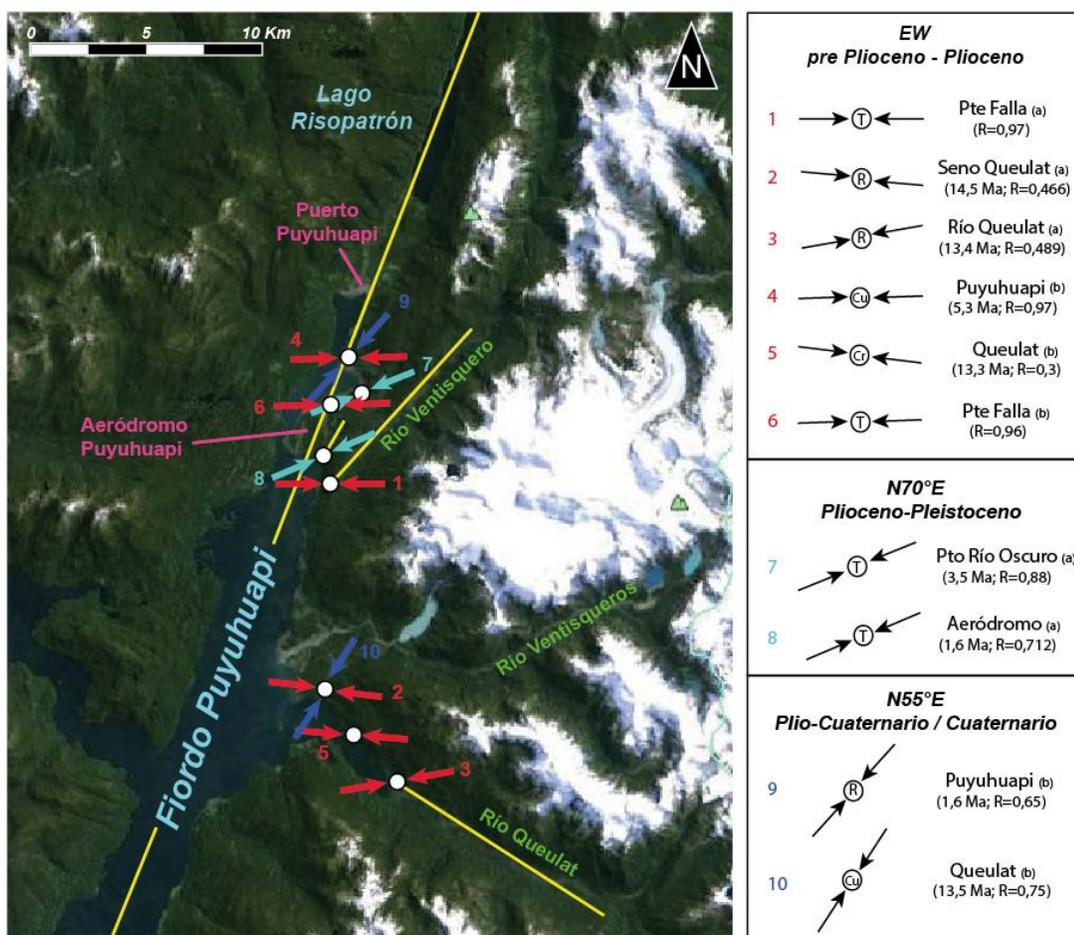


Figura 2-3 – Direcciones de esfuerzo principal σ_1 en distintos sitios, para fallas pre-pliocenas (rojas), pliocenas (verde agua) y cuaternarias (azules). Se muestran los lineamientos principales de la zona (amarillo). Se indica la edad de las rocas y el valor R para los distintos tensores. R=Rumbo; T=Transpresión; Cu=Compresión uniaxial; Cr=Compresión radial. (a) Arancibia et al., 1999 (b) Lavenu y Cembrano, 1999.

2.3 Hidrogeología

En SERNAGEOMIN-GORE Aysén (2011b), se realiza una caracterización hidrogeológica del sector de Puerto Puyuhuapi. Respecto a la hidrografía que presenta la zona, se señala que las cuencas más importantes son la del lago Risopatrón, cuyo efluente principal vierte sus aguas hacia el norte y la del Río Pascua que reúne diversos cauces desde ambos lados del valle de Puyuhuapi, desembocando hacia el sur. Diversos esteros y arroyos se presentan en el lado este del Canal Puyuhuapi, drenando las laderas de los cordones montañosos aledaños.

El abastecimiento de agua potable en la localidad proviene de una captación de agua superficial en un estero ubicado en el acceso sur de Puerto Puyuhuapi. No existen obras de captación subterránea de ningún tipo. En el estudio, muestrearon diversos cauces superficiales que se clasificarían como aguas dulces por su baja salinidad; son

indicativas de muy baja interacción con el subsuelo, circulación rápida desde su precipitación y/o sobre rocas poco reactivas. No sobrepasan los valores normados para agua potable (NCh. 409/1, según INN, 2005) ni para uso de riego (NCh.1333, según INN, 1987).

En el área de estudio, Feuker y Páez (2012) revelan el alto potencial hidrogeológico de los depósitos fluviales holocenos que rellenan los cauces y terrazas de inundación de los ríos Pascua y Ventisqueros. Asumen condiciones variables de intercalación estratigráfica con otras unidades sedimentarias y volcánicas del Holoceno. Además, estiman un potencial hidrogeológico moderado a bajo para tres unidades correspondientes a depósitos glacioestuarinos, de remoción en masa y fluviales y glaciofluviales del Pleistoceno-Holoceno. Respecto a las lavas y depósitos piroclásticos del Grupo Volcánico Puyuhuapi, SERNAGEOMIN-GORE Aysén (2011b) indican que presentarían un grado moderado a bajo de permeabilidad por el aspecto y estructura de los productos volcánicos. Sin embargo no existen datos que evidencien esta condición. Lo clasifican como una unidad de bajo potencial hidrogeológico. Las rocas de la Formación Traiguén (lutitas, areniscas y lavas) y del Batolito Norpatagónico presentarían un potencial hidrogeológico nulo. Estas unidades consisten en rocas fuertemente consolidadas y en buen estado de conservación a nivel de afloramiento, por lo que se le infiere una porosidad despreciable.

2.4 Manifestaciones termales en la zona de estudio

Según el catastro de fuentes termales de Hauser (1989), existe un gran número de fuentes termales en las regiones X y XI. Esto fue atribuido a las características estructurales, volcánicas y climáticas de zona (Hauser, 1997). En la región de Aysén, son reconocidas 24 fuentes termales con temperaturas entre 15 y 90°C, generalmente mayores a 30°C (Hauser, 1997). La mayoría muestra una estrecha relación espacial con la zona de falla Liquiñe-Ofqui que funcionaría como la principal vía de infiltración para las aguas meteóricas. Luego, el calentamiento de los fluidos en profundidad, favorecería su ascenso convectivo, transportando elementos lixiviados, principalmente, de rocas del Batolito Norpatagónico.

La zona de estudio de este trabajo posee 3 de las 24 fuentes termales de la XI Región, según el catastro de Hauser (1997):

- Vertiente Termal Aeropuerto, con temperatura entre 15-25°C y sin ningún tipo de aprovechamiento.
- Termas Puyuhuapi, con 80°C y un uso balneológico.
- Vertiente Termal Queulat, con temperaturas entre 20 y 25°C y sin aprovechamiento.

Hauser (1989, 1997) considera el análisis químico de 2 muestras, pertenecientes a las Termas de Puyuhuapi. Estas aguas presentaban uno de los valores de sólidos disueltos más elevados para las termas de las regiones X y XI, con 1662 mg/l; una alta concentración de Ca (180 mg/l) -relativa a las demás muestras analizadas en aquel estudio- y un contenido en cloruros de 161 mg/l. Se encontró sulfato en altas cantidades 340 mg/l, lo cual se podría asociar a la oxidación de pirita, mineral normalmente abundante en las rocas graníticas del sector. Según el diagrama de Piper, las aguas analizadas de Puyuhuapi permite clasificarlas como cloruradas y/o sulfatadas sódicas.

Hauser (1989) propone que las aguas serían calentadas a profundidades mayores a 3 km y movilizadas hacia la superficie por convección. En las fuentes termales con más altas temperaturas –Puyuhuapi, entre ellas- el recurso alcanzaría caudales suficientes para satisfacer demandas de agua caliente de eventuales instalaciones de baños termales y/o calefacción doméstica.

3 RESULTADOS

El objetivo de la hidrogeoquímica es analizar y determinar el origen de los fluidos, y los procesos que gobiernan sus composiciones. De esta manera, se puede mejorar el conocimiento del sistema y reconocer zonas donde el fluido presenta mejores condiciones para su aprovechamiento.

En este capítulo, se presentan los fundamentos teóricos, resultados y análisis de la geoquímica de las cuatro termas consideradas, además de las aguas superficiales incluidas en este estudio. Se caracteriza la química y fisicoquímica de las aguas, su signatura isotópica y clasificación mediante diagramas típicamente utilizados en geotermia. Además, se incluye un análisis de mezcla con aguas de distinto tipo para ver cómo variarían las temperaturas de las aguas, según los geotermómetros de sílice y catiónicos.

3.1 Manifestaciones termales

Para la realización de este estudio, se consideran dos termas de las catastradas por Hauser (1997): Puyuhuapi y Queulat; además, se consideraron dos termas adicionales: terma El Gañote y termas del Ventisquero. A continuación, se presenta una descripción de las termas estudiadas:

3.1.1 Termas de Puyuhuapi

A orillas de Bahía Dorita, se encuentran las Termas de Puyuhuapi. Constituyen una importante manifestación termal, con surgencias difusas, cerca de la orilla del fiordo. El calor de estas aguas es aprovechado en una de las instalaciones balneológicas más importantes del sur de Chile (Figura 3-1). En este lugar, no solo se utiliza el calor de forma directa con piscinas calientes, sino también, abastece de calefacción al Lodge. Además, en el pasado entregó energía a una salmonera.

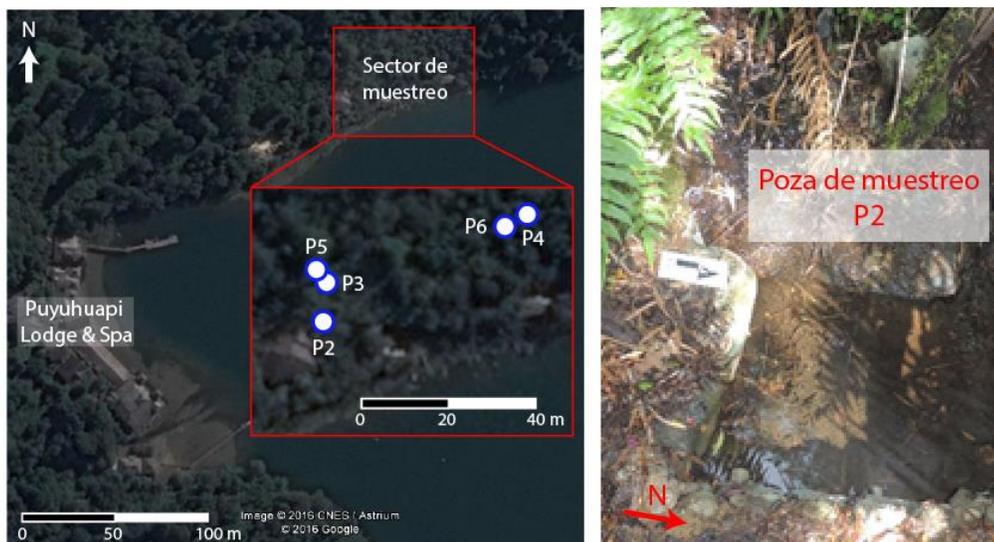


Figura 3-1 – A la izquierda, ubicación de pozos muestreados: enero P2, junio P3 y P4, agosto P5 y P6; imagen tomada de Google Earth. A la derecha, poza de muestreo de muestra P2 (fotografía A. Negri).

En estas termas, se tomaron 5 muestras para realizar análisis químico: una durante la campaña de enero, dos en la de junio y dos en agosto (Figura 3-1). *In situ* se midieron

los parámetros fisicoquímicos pH, Eh, conductividad eléctrica y temperatura. En la campaña de junio los puntos de surgencia de las aguas presentaban, en general, burbujeo escaso. No se advirtió presencia de minerales de alteración en las rocas circunstantes; sin embargo, en las cañerías se observó precipitación de una fase no identificada de color blanco. Las temperaturas de las distintas pozas variaban entre 38 y 52°C. En enero, se obtuvo la muestra P2 con una temperatura de 51,7°C.

3.1.2 Termas del Ventisquero

Ubicadas en las cercanías del fiordo y de la carretera Austral, las termas del Ventisquero presentan un uso balneológico, al igual que las termas anteriores (Figura 3-2).



Figura 3-2 - A la izquierda, ubicación del pozo de donde fueron tomadas las muestras V1 y V2 (Google Earth). A la derecha, fotografía del pozo de 43m de profundidad del cual se obtuvo las muestras de agua (fotografía A. Negri).

En estas termas, el muestreo se realizó en un pozo que extrae agua a 43 metros de profundidad. Las temperaturas medidas ahí fueron de 84-85°C, siendo las más altas entre las medidas en este estudio. La tubería del pozo se presentaba oxidada y con exigua presencia de precipitado mineral blanco (Figura 3-2).

3.1.3 Termas El Gañote

La surgencia de El Gañote se ubica en la orilla occidental del fiordo Puyuhuapi, frente a las termas del Ventisquero (Figura 3-3).



Figura 3-3 - Ubicación termas El Gañote y termas del Ventisquero.

Corresponden a surgencias difusas dadas en la orilla del fiordo, como se puede ver en la imagen (Figura 3-4). Debido a la ubicación de las surgencias, solo puede muestrearse durante marea baja; esto hizo imposible la toma de muestra durante la campaña de junio debido a los horarios en que se dio la marea baja. En enero, se obtuvo la muestra G1, con una temperatura de 60°C, y en agosto, la muestra G2 con una temperatura mucho menor de 18°C.



Figura 3-4- A la izquierda, ubicación termas El Gañote. A la derecha, surgencia a orilla del fiordo, represada artificialmente para evitar mayor mezcla con agua fría del fiordo (enero 2015, toma de muestra G1; fotografía Angello Negri).

3.1.4 Termas Queulat

Las termas Queulat son las que se encuentran en el sector sur de la zona de estudio. Afloran a la orilla oriental del fiordo, con surgencias que se dan incluso dentro del mismo fiordo. Solo se midió y muestreó durante la campaña de terreno de junio (muestra Q1), la cual presentó una temperatura de 38°C.

En el marco de este mismo proyecto, durante una visita en terreno, los investigadores observaron cantos rodados de travertino que procedían de un área situada a pocos metros de la surgencia termal (Negri, A., comunicación personal).

3.2 Análisis geoquímico de aguas

Existen diversas herramientas para la exploración geoquímica de aguas termales. Sin embargo, para hacer un correcto uso de ellas, es necesario hacer un estudio detallado de las características que las aguas presenten; por ejemplo, la mayoría de los geotermómetros iónicos son válidos solamente para aguas neutrales con cloruro como anión principal (Giggenbach, 1988) porque representarían las aguas del reservorio. En zonas de *upflow*, los fluidos pueden enriquecerse en vapores ácidos, haciendo al fluido mucho más reactivo; esto hace que las relaciones iónicas puedan no representar al reservorio, sino más bien a las zonas más superficiales del sistema.

A continuación, se detallan los resultados de los distintos análisis realizados, considerando las mediciones obtenidas en terreno (parámetros fisicoquímicos) y las concentraciones de elementos mayoritarios y trazas en las aguas, obtenidas en los respectivos laboratorios químicos.

3.2.1 Parámetros fisicoquímicos

Las aguas consideradas en este estudio pueden ser divididas en termales y no termales. El primer grupo está formado por 8 muestras: seis de las Termas de Puyuhuapi, tres de las Termas del Ventisquero, dos de las Termas Queulat y dos de las termas El Gañote; el segundo, 13 muestras correspondientes al Lago Risopatrón, Fiordo Puyuhuapi, Río Pascua, diversos esteros, una vertiente y agua de lluvia.

Los parámetros físicoquímicos medidos en terreno fueron la temperatura, la conductividad eléctrica, el pH y el potencial redox (Eh) (Tabla 3-1). Estos parámetros muestran una clara diferencia entre las aguas termales y no termales (Figura 3-5), a excepción del pH que se mantiene en un rango acotado de neutralidad tanto en aguas termales como superficiales.

Tabla 3-1 - Parámetros fisicoquímicos medidos en las aguas termales, de fiordo, de lluvia y superficiales analizadas.

ID	Muestra	Lugar	Ec[μ S/cm]	T°[°C]	pH	Eh[mV]
P1	15	Termas de Puyuhuapi		80	6,6	
P2	PGA 1	Termas de Puyuhuapi	3130	52	7,6	44
P3	PGA 14	Termas de Puyuhuapi	2920	48	7,5	-23
P4	PGA 15	Termas de Puyuhuapi	2950	50	7,7	-91
P5	PGA23	Termas de Puyuhuapi	3020	50	7,5	67
P6	PGA24	Termas de Puyuhuapi	3250	50	7,5	74
V2	PGA 13	Termas del Ventisquero	2200	85	6,8	-98
V1	PGA 2	Termas del Ventisquero	2240	85	7,6	-177
V3	PGA25	Termas del Ventisquero	2350	86	6,8	-43
G1	PGA 4	Termas El Gañote	11660	61	7,5	-53
G2	PGA26	Termas El Gañote	9040	18	6,8	218
Q1	PGA 16	Termas Queulat	3080	38	6,3	36
Q2	PGA20	Termas Queulat	3000	37	6,4	56
F1	PGA SW1	Fiordo Puyuhuapi	14800	15	7,8	191
F2	PGASW20	Fiordo Puyuhuapi	6960	8	6,7	167
F3	PGASW26	Fiordo Puyuhuapi	11530	8	8,0	253
LI1	PGA FW6	Lluvia Puyuhuapi	198	8	6,0	195
S1	PGA FW4	Lago Risopatrón	94	11	7,3	2
S2	PGA FW5	Vertiente frente al Ventisquero	232	10	7,3	160
S3	PGAFW24	C. Superficial Puyuhuapi	335	13	7,5	253
S4	XIAD-105	Estero s/n N Pto. Puyuhuapi	64	11	7,3	
S5	XIAD-106	Río Pascua	52	9	7,2	
S6	XIAD-107	Estero sin nombre - afluente río Pascua	56	15	7,1	
S7	XIAD-108	No informado	52		7,1	
S8	XIAD-109	Estero sin nombre, captación APR Puyuhuapi	92	11	7,3	
S9	XIAD-110	Lago Risopatrón	32	18	7,0	

*pH lab.

Las aguas superficiales presentan temperaturas entre 8 y 18°C, con un promedio de 11°C. Los pH indican una condición de neutralidad, con valores entre 6 y 8 (Tabla 3-1).

El potencial redox, con valores positivos entre 160 y 253 mV, indica que las aguas están en contacto con la atmosfera siendo estos valores asociados a aguas más bien oxidantes (Figura 3-5). El valor del Lago Risopatrón (S1) 2,4 mV es una excepción a esta tendencia general. La conductividad eléctrica del Fiordo Puyuhuapi se encuentra en el rango 14800 – 6960 $\mu\text{S}/\text{cm}$, mientras que las demás aguas superficiales y de lluvia, varían entre 335 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 32 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

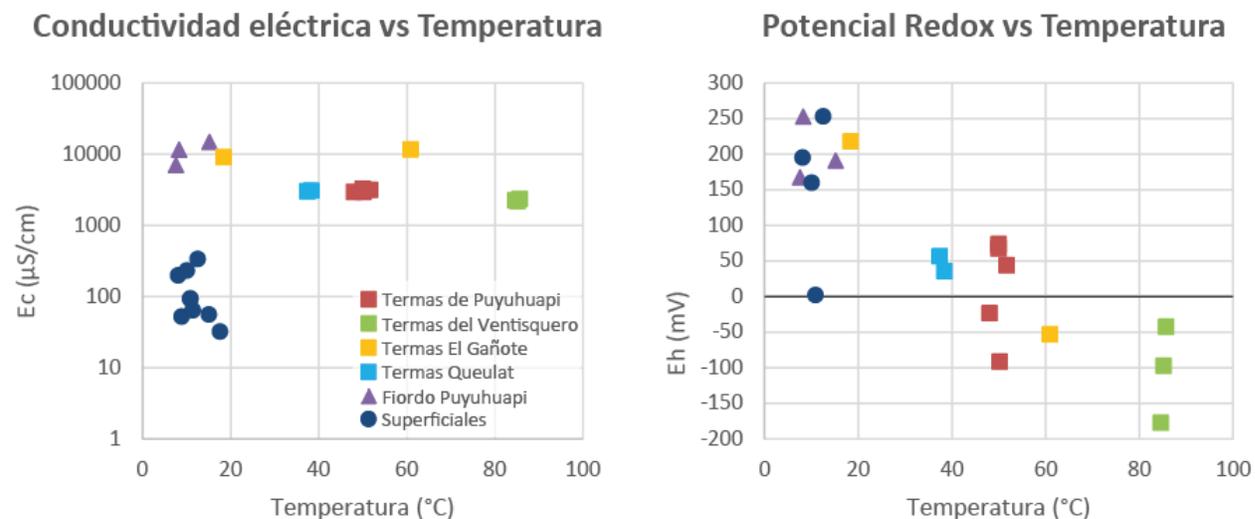


Figura 3-5 - Gráfico de conductividades eléctricas (izq) y potencial redox (der) vs. temperatura en aguas termales y no termales. Para más detalles, ver Tabla 3-1.

Las aguas termales presentan temperaturas entre 18° (G2) y 85,7°C (V3). Cabe recordar que este último valor se registró en la superficie de un sondaje de 43 m de profundidad. Esto disminuye la pérdida de energía por conducción o mezclas durante el ascenso de los fluidos. Hauser (1989) registra una temperatura de 80°C para las termas de Puyuhuapi. Sin embargo, las mediciones realizadas durante las campañas de enero, junio y agosto de 2015 indican una temperatura máxima de 51,7°C. Las conductividades eléctricas de las aguas termales presentan un promedio de 2814 $\mu\text{S}/\text{cm}$, sin considerar las muestras de El Gañote (G1 y G2) que presenta un valor promedio de 10350 $\mu\text{S}/\text{cm}$. El pH, en el rango 6,3-7,7 indica aguas neutras. El potencial redox, a diferencia de las aguas superficiales, muestra distintos comportamientos (Figura 3-5): las muestras del Ventisquero presentan valores negativos asociados a ambientes reductores; las muestras de Puyuhuapi y El Gañote, valores positivos y negativos; las aguas analizadas de Queulat tienen un potencial redox promedio de de 46 mV.

3.2.2 Elementos mayores

Por otra parte, se tienen los análisis químicos de las distintas aguas consideradas. Para reconocer su validez, se calcula el balance iónico (BI) para cada una de las muestras (Tabla 3-2). Se puede ver que aquellas con los códigos F2, L11 y S1 presentan un BI demasiado alto para ser considerados como válido según su conductividad eléctrica (Tabla 1-2). Estas muestras corresponden a agua de fiordo, agua de lluvia y agua del lago Risopatrón; dos de estas están representadas por otra muestra considerada en el estudio: fiordo en las muestras F1 y F3, y lago Risopatrón en la muestra S9. La muestra L11, única agua de lluvia en el muestreo, presenta una conductividad elevada respecto a

las aguas superficiales, contrario a lo esperable para un agua de lluvia, y por esta razón, se descartará su utilización en el estudio debido a que podría presentar errores de medición.

Se asumirá que las muestras de este estudio son representativas de los flujos de aguas de donde fueron obtenidas, a pesar de que puedan existir variaciones estacionales o de otro tipo. Así, se hablará de las termas del Ventisquero haciendo referencia a lo que indican las muestras V1, V2 y V3, por ejemplo.

Tabla 3-2 - Balance iónico para muestras consideradas en este estudio y condición de validez, según Custodio y Llamas (1976).

ID	Aniones	Cationes	Balance Iónico	Ec[$\mu\text{S/cm}$]	Admisible
P1	26,3	26,4	0,2		Sí
P2	27,7	27,2	-0,9	3130	Sí
P3	23,7	26,2	5,0	2920	Sí
P4	24,4	25,1	1,5	2950	Sí
P5	26,5	25,0	-2,9	3020	Sí
P6	29,4	27,4	-3,5	3250	Sí
V2	18,5	19,3	2,0	2200	Sí
V1	18,9	18,7	-0,6	2240	Sí
V3	20,0	18,6	-3,7	2350	Sí
G1	103,6	97,7	-2,9	11660	Sí
G2	77,8	80,0	1,4	9040	Sí
Q1	30,8	30,8	0,0	3080	Sí
Q2	33,6	31,8	-2,7	3000	Sí
F1	139,1	134,7	-1,6	14800	Sí
F2	52,6	42,5	-10,6	6960	No
F3	110,7	105,6	-2,4	11530	Sí
LI1	0,0	0,0	-15,5	198	No
S1	0,2	0,3	16,5	94	No
S2	0,6	0,7	6,1	232	Sí
S3	2,3	2,3	1,2	335	Sí
S4	0,6	0,6	0,8	64	Sí
S5	0,6	0,6	2,5	52	Sí
S6	0,6	0,6	3,2	56	Sí
S7	0,6	0,5	-1,5	52	Sí
S8	1,0	1,0	1,8	92	Sí
S9	0,4	0,3	-2,4	32	Sí

*BI es mayor en 0,95% que BI admisible, pero se considerará válido de igual manera.

En la Tabla 3-3, se presentan los resultados de los análisis químicos de las 26 muestras consideradas en este estudio. En la Figura 3-6, se muestran las concentraciones de las distintas termas analizadas para los principales cationes y aniones presentes en las aguas. Se puede observar que las muestras de Puyuhuapi (P) presentan bajas concentraciones de Mg^{2+} , Br^- y HCO_3^- , en comparación a las otras. Sin embargo, poseen el doble de sulfato con respecto a las demás muestras de agua termal. Las muestras de El Gañote parecen mostrar diferencias significativas. Sin embargo se mantienen las altas concentraciones –respecto a las demás termas– de cloruro, bromuro, sodio y potasio, en el orden de magnitud del agua de fiordo. Presenta un alto contenido de magnesio, siendo bastante diferente entre ambas muestras consideradas (23 ppm para

G1 y 143 ppm para G2); aun así, las concentraciones son mayores que las alcanzadas por las termas de Puyuhuapi y Ventisquero que no superan los 3 ppm. Respecto al contenido de calcio, se tiene una variación considerable entre las muestras G1 y G2, siendo mucho mayor la primera (G1: 447,6 ppm; G2: 121 ppm). El ion bicarbonato se encuentra en cantidades similares a algunas de las aguas superficiales (~43 ppm promedio).

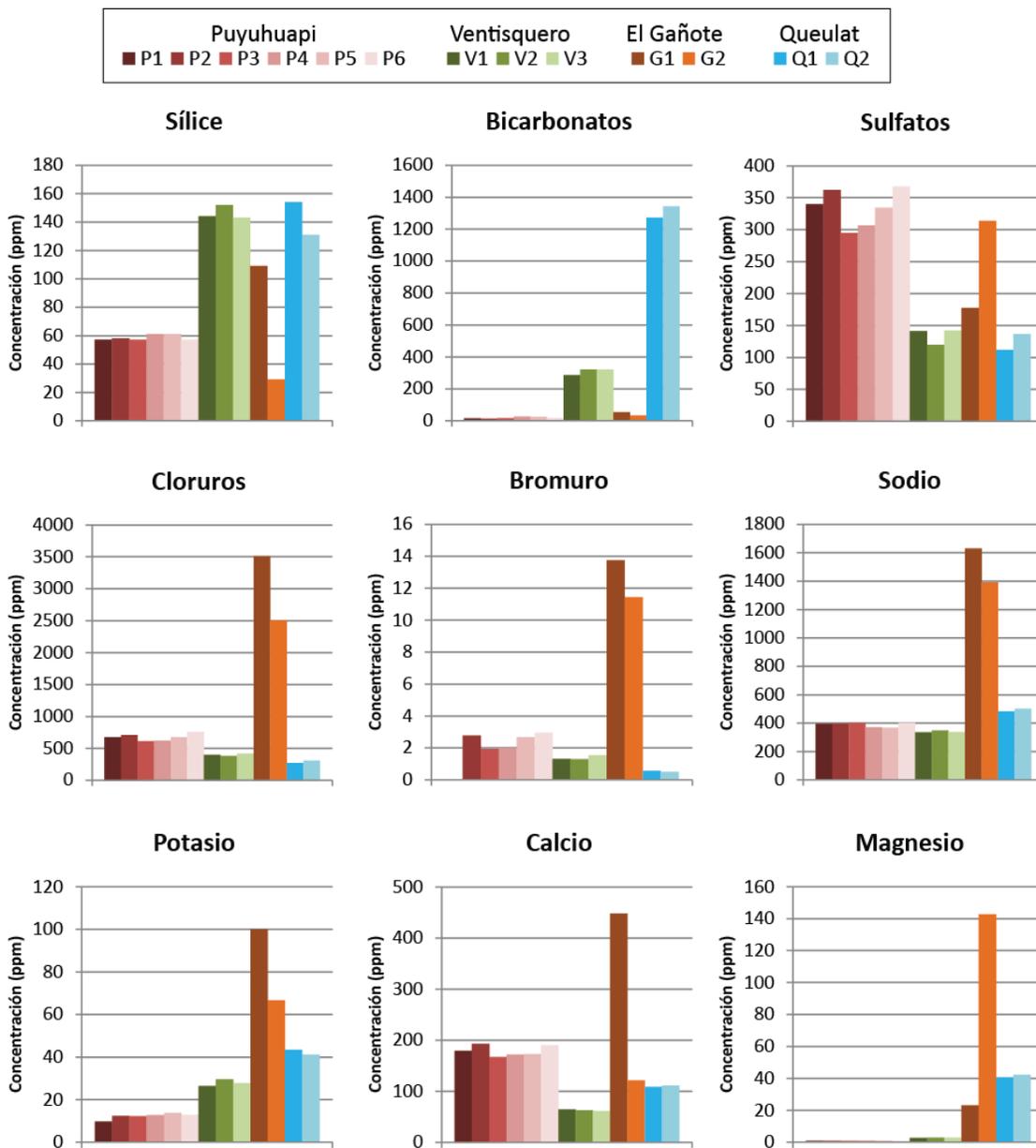


Figura 3-6 - Concentraciones en las 13 muestras de agua termal consideradas en el estudio. P: Puyuhuapi (gama de rojos), V: Ventisquero (gama de verdes), G: Gañote (gama de anaranjados) y Q: Queulat (gama de celestes).

Las muestras del Ventisquero (V), en tanto, muestran altas concentraciones de sílice (148 ppm aprox.) con respecto a las demás muestras y mayor contenido de bicarbonatos que las muestras de El Gañote y Puyuhuapi. Por último, la muestra de las termas Queulat destacan por tener las mayores concentraciones de bicarbonatos

(promedio ~1300 ppm) y sílice (Q1: 154 ppm) y segundo mayor contenido de magnesio (42 ppm).

3.2.3 Elementos traza

Los elementos traza constituyen una pequeña porción de un sistema. Sin embargo, son capaces de entregar información con una mayor sensibilidad que la dada por los elementos mayoritarios debido a que su rango de variación es extenso (White, 2005).

Para reconocer los distintos procesos que dieron origen a los fluidos termales de este estudio, se analizan en primer lugar las aguas superficiales. Estas aguas serán consideradas como potenciales aguas meteóricas, las cuales corresponden a la fuente primordial del fluido. Por otra parte, se estudia el comportamiento de las aguas marinas, que servirán más adelante para reconocer aportes dados por una mezcla con agua de fiordo. En la Figura 3-7, se observan diferencias entre las aguas S2 (vertiente) y S3 (canal superficial), estando la primera mayormente enriquecida en Mn y Cu, y la segunda en B, Li y Mo. Ahora, al comparar estas aguas con el agua de fiordo (F1 y F3) se puede ver que esta última presenta enriquecimiento de Li, B, V, Cu, Se, Sr, Mo y U, mientras los elementos Al, Zn, Ba se mantienen similares respecto a las aguas superficiales.

**Diagrama de Schoeller
para elementos traza**

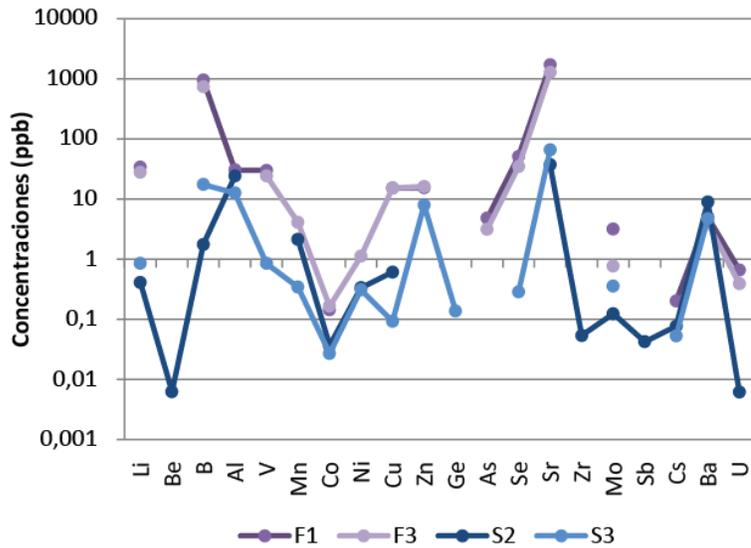


Figura 3-7.- Diagrama de Schoeller para elementos traza en aguas de fiordo (F1 y F3) y aguas superficiales (S2 y S3).

Tabla 3-3 - Datos químicos para sílice, aniones y cationes mayores en las muestras de agua analizadas. Unidades en mg/l.

ID	Lugar	SiO ₂	HCO ₃ ⁻	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	Br ⁻	Na+	K+	Ca+2	Mg+2
P1	Termas de Puyuhuapi	57	15		673	340		394	10	179	0,9
P2	Termas de Puyuhuapi	58	12	0,4	707	362	2,8	396	12	193	0,9
P3	Termas de Puyuhuapi	57	16	0,3	611	295	1,9	401	12	167	1,0
P4	Termas de Puyuhuapi	61	26	0,3	620	307	2,0	371	13	172	1,0
P5	Termas de Puyuhuapi	61	25	0,5	675	335	2,7	366	14	173	1,0
P6	Termas de Puyuhuapi	57	18	0,5	757	368	3,0	402	13	190	0,9
V2	Termas del Ventisquero	152	320	0,9	380	120	1,3	348	30	63	3,0
V1	Termas del Ventisquero	144	285	1,1	397	141	1,3	334	26	65	2,8
V3	Termas del Ventisquero	143	321	1,2	416	142	1,6	336	28	61	2,9
G1	Termas El Gañote	109	53		3504	178	13,8	1630	100	448	23,1
G2	Termas El Gañote	29	32		2502	314	11,4	1390	67	121	142,8
Q1	Termas Queulat	154	1272	0,3	269	112	0,6	481	44	108	40,6
Q2	Termas Queulat	131	1342	0,4	310	137	0,5	500	41	111	42,4
F1	Fiordo Puyuhuapi	5	35	0,2	4441	627	14,5	2390	95	94	287,0
F2	Fiordo Puyuhuapi	8	67		1650	233	8,0	730	49	39	91,9
F3	Fiordo Puyuhuapi en Queulat	12	35		3541	485	15,0	1860	84	76	228,0
LI1	Lluvia Puyuhuapi	0	2		0			0	0	0	0,0
S1	Lago Risopatrón	6	14		1			1	1	4	0,6
S2	Vertiente frente al Ventisquero	10	35	0,0	2			2	1	9	1,5
S3	C. Superficial Puyuhuapi	1	67		25	21	0,1	16	2	27	2,9
S4	Estero s/n N Pto. Puyuhuapi		25		2	9		2	1	10	0,5
S5	Río Pascua		28		2	3		4	1	7	1,0
S6	Estero sin nombre - afluente río Pascua		26		2	6		3	1	7	1,5
S7	No informado		27		2	3		3	1	6	1,5
S8	Estero sin nombre, captación APR Puyuhuapi		53		3	3		4	1	12	3,5
S9	Lago Risopatrón		17		2	2		2	1	4	0,5

*Titulación de HCO₃ en laboratorio

Tabla 3-4 - Datos químicos de elementos traza en las muestras de agua analizadas (primera parte). Unidades en ppb.

ID	Li	Be	B	Al	V	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ge	As	Se
P2	24	<0,1	505	26	6	39	0,14	<12	<0,4	18	5	<0,3	9
P3	23	<0,04	450	<128	6	12	0,14	3	4	<109	4	<0,3	8
P4	25	<0,04	471	<128	6	10	0,13	3	3	<109	5	<0,3	9
P5	18	<0,1	449	6	6	12	0,14	2	<24	38	4	<0,2	6
P6	19	<0,1	472	<4	6	11	0,15	2	<24	9	5	<0,2	6
V2	574	0,134	714	<128	<3	310	0,06	2	3	<109	11	24	6
V1	591	<0,1	721	< 14	<0,5	311	<0,04	<12	<0,4	17	11	23	7
V3	525	<0,1	657	<4	3	256	<0,02	<0,30	<24	8	11	23	3
G1	967	<0,1	1216	< 14	29	238	0,37	<12	8	16	8	29	35
G2	210	<0,5	713	<20	25	42	<0,1	<1,50	<120	<5,00	1	2	24
Q1	655	0,18	1917	<128	<3	147	1,35	4	4	<109	21	183	6
Q2	654	<0,05	1952	<28	3	128	1,38	3	2	28	21	201	3
F1	34	<0,1	958	31	30	<1,6	0,14	<12	15	16	<0,1	5	51
F3	28	<0,1	746	<28	24	4	0,17	1	15	16	<0,04	3	35
S2	0	0,006	2	24	<0,3	2	0,04	0	1	<10,9	<0,003	<0,03	<0,14
S3	1	<0,01	18	13	1	0	0,03	0	0	8	0	<0,02	0

Tabla 3-5 – Datos químicos de elementos traza en las muestras de agua analizadas (segunda parte). Unidades en ppb.

ID	Sr	Zr	Mo	Sb	Cs	Ba	W	Hg	Tl	Pb	U
P2	1184	<0,07	3,4	<0,07	2	28	3	<0,05	<0,007	<0,1	<0,004
P3	1064	<0,09	2,3	0,17	2	33	2	<0,04	0,01	0,558	<0,008
P4	1094	<0,09	2,5	<0,03	2	25	3	<0,04	<0,004	<0,1	<0,008
P5	1091	<0,07	<0,3	-	1	21	<2	<0,1	-	<0,1	<0,003
P6	1167	<0,07	<0,3	-	2	23	<2	<0,1	-	<0,1	<0,003
V2	755	<0,09	2,7	2,09	97	57	12	0,34	0,33	<0,1	<0,008
V1	733	<0,07	2,9	1,99	97	57	18	0,35	0,32	<0,1	<0,004
V3	715	<0,07	<0,3	-	79	48	8	<0,1	-	<0,1	<0,003
G1	5873	0,12	8,0	1,17	181	331	1	<0,05	1,11	<0,1	0,03
G2	1929	<0,35	<1,5	-	26	51	<10	<0,5	-	<0,5	0,3
Q1	1271	0,37	10,1	0,71	36	90	<0,06	<0,04	0,65	0,596	1,12
Q2	1300	0,33	10,2	-	36	86	0	<0,05	-	<0,025	1
F1	1708	<0,07	3,2	<0,07	0,2	5	<0,07	<0,05	<0,007	<0,1	0,66
F3	1281	<0,2	0,8	-	<0,006	4	<1	<0,2	-	<0,1	0,4
S2	37	0,05	0,1	0,04	0,1	9	<0,006	<0,004	0,004	<0,01	0,01
S3	66	<0,008	0,4	-	0	5	<0,02	<0,01	-	<0,01	<0,0002

Al comparar las aguas termales con las no termales (Figura 3-8), se tienen diferentes comportamientos: algunos elementos traza se presentan con concentraciones entre las aguas superficiales y de fiordo (V, Se, Cu), otros cercanos a las concentraciones del agua de fiordo (Co, Ni, Zn, Sr y B) y otros con incluso mayores contenidos que podrían estar indicando presencia de otras fuentes para estos elementos: el litio en las termas El Gañote, Ventisquero y Queulat poseen concentraciones en un orden de magnitud mucho mayor al agua de fiordo, lo cual evidencia el aporte desde una tercera fuente (distinta al agua superficial y de fiordo). Lo mismo sucede con el Mn, As, Cs y Ba agregándose a las termas de manera significativa (al menos un orden de magnitud más), y Ni y Co en menor cantidad. En el caso del As, las termas de Queulat son las que presentan las mayores concentraciones, seguidas por El Gañote y Ventisquero.

Algunos elementos fueron identificados solo en una de las termas: Al en Puyuhuapi y Hg en Ventisquero; mientras otros se midieron en dos de las termas: Zr en El Gañote y Queulat, Pb en Queulat y Puyuhuapi.

Diagrama de Schoeller (elementos traza)

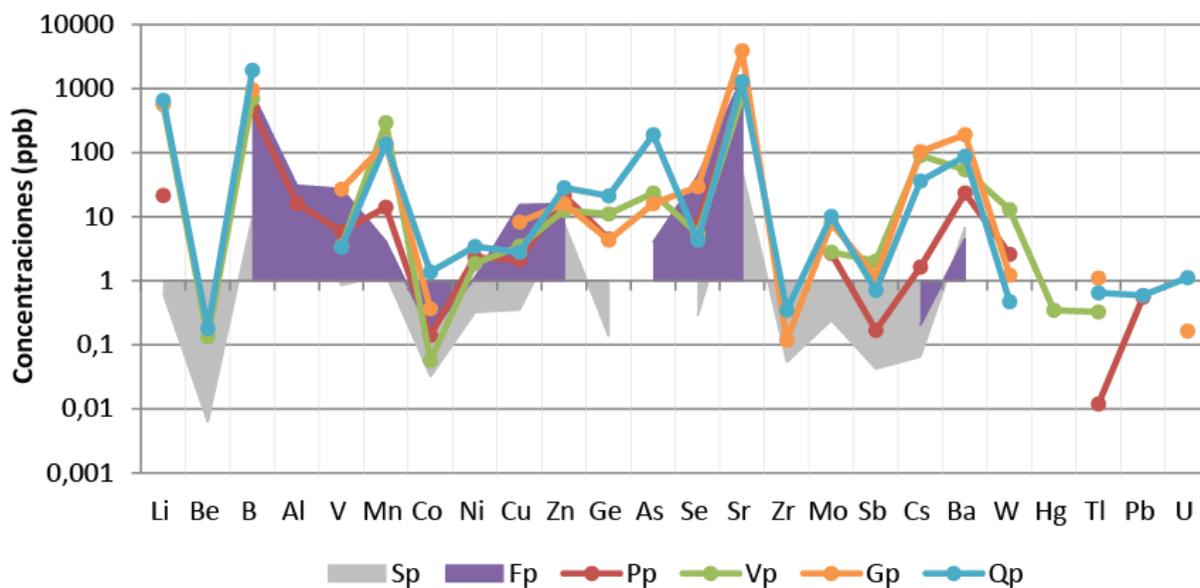


Figura 3-8 - Concentraciones promedio* de las aguas termales de Puyuhuapi, Ventisquero, El Gañote y Queulat y las aguas superficiales y de fiordo. *Se utiliza la concentración promedio debido a que no todos los elementos fueron medidos en todas las muestras de cada tipo de agua; así el promedio se obtiene a partir de los datos medidos.

3.2.4 Isótopos estables

El fraccionamiento isotópico a menudo se utiliza para reconocer el origen de las aguas. Las propiedades físicas de una molécula tienden a variar, levemente, en función de las combinaciones másicas (protones y neutrones); consecuentemente, las moléculas son susceptibles a procesos de fraccionamiento, es decir, a una separación parcial de isótopos entre dos o más fases.

El fraccionamiento isotópico es detectable si y solo si la diferencia en las masas entre los isótopos es grande. Por esta razón, los isótopos más livianos –que muestran

mayores diferencias al variar el número másico- son los más estudiados. Como regla general, el isótopo más pesado tiende a concentrarse en la fase sólida, o en la fase donde esté más fuertemente enlazado.

La abundancia relativa del isótopo pesado respecto del liviano, recibe el nombre de traza o razón isotópica. La diferencia en las relaciones de masa (o concentración) son del orden de 1 parte en mil, por lo que, en general, las razones isotópicas se expresan en notación delta, utilizando un estándar conocido:

$$\delta^H M = \left(\frac{[{}^H M / {}^L M]_{muestra}}{[{}^H M / {}^L M]_{estándar}} - 1 \right) \times 1000$$

donde ${}^H M / {}^L M$ es la razón del isótopo pesado (H) respecto del liviano (L) del elemento M . El estándar utilizado para las razones isotópicas de deuterio y oxígeno es el *Vienna Standard Mean Ocean Water* (VSMOW).

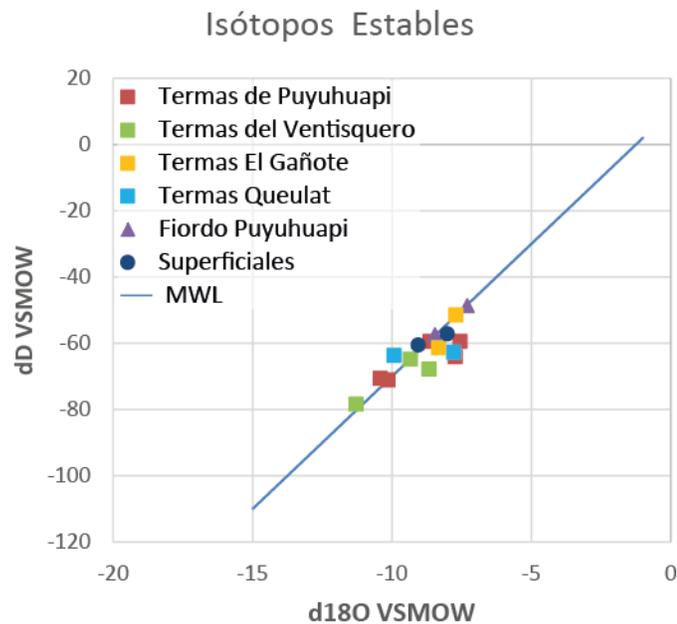


Figura 3-9 - Isótopos de oxígeno e hidrógeno en las distintas muestras de agua del estudio.

En la Figura 3-9, se presentan un gráfico con los valores obtenidos en las muestras de aguas termales, superficiales y de fiordo. Además, se indica la línea de aguas meteóricas global dada por la ecuación: $\delta D = 8 \delta^{18}O + 10$ (Craig, 1961). Se puede ver que todas las muestras se ubican cercanas a esta línea.

4 DISCUSIÓN

La aplicación de técnicas geoquímicas para la exploración geotermal entrega información que permite inferir el origen y los procesos que ocurren en el reservorio. Existen diversos diagramas que ayudan a clasificar las aguas y reconocer relaciones entre ellas considerando mezclas conservativas entre dos miembros extremos. Además, se puede interpretar la posición dentro del sistema según el tipo de agua; por ejemplo, aguas cloruradas con leve presencia de bicarbonatos y muy poco sulfatadas indican zonas de *outflow*. Sin embargo, es trascendental tener en cuenta todos los supuestos que se hacen para poder hacer este tipo de interpretaciones. Durante el ascenso, el fluido podría haberse mezclado con agua superficial, diluyéndola respecto a casi todos sus componentes; o bien, con agua de mar, aumentando las concentraciones de diferentes iones relevantes para el análisis geotermal (Cl^- , Na^+ , Mg^{2+} , etc). Por esta razón, se realizará un análisis a las aguas termales para luego reconocer y cuantificar, de ser posible, procesos de mezcla entre distintos tipos de agua y procesos que ocurren en profundidad.

4.1 Caracterización y clasificación de aguas termales

Los fluidos poseen constituyentes químicos que pueden ser clasificados en dos grupos principales:

- Reactivos, que interactúan con los silicatos de la roca que los alberga, según la condiciones físico-químicas del fluido. Algunos de ellos son el Na, K, Ca, Mg, SiO_2 y los gases H_2 , H_2S , CH_4 y CO_2 .
- Inertes, conservativos o trazadores, los cuales, una vez incorporados al fluido, no vuelven a salir puesto que no reaccionan con otros elementos para formar compuestos. Su solubilidad es tan grande que se mantienen en el fluido, aumentando/disminuyendo las concentraciones por procesos como ebullición/dilución, pero no su masa. Algunos de los compuestos conservativos son He, Ar, Cl, Li, B, Rb, Cs y N.

Una de las primeras caracterizaciones que se utiliza para aguas termales es la clasificación de aniones Cl , HCO_3 y SO_4 . La relevancia para la exploración geotermal es que la mayoría de los geotermómetros iónicos solo tienen validez en aguas maduras (Figura 4-1), con cloruro como anión mayoritario ya que los demás aniones representarían otros tipos de fluido (ácido-sulfatadas o bicarbonatadas), y no a las cloruradas neutras del reservorio (Giggenbach, 1991). Este diagrama muestra grandes diferencias entre las cuatro termas, aunque la mayoría corresponde a aguas cloruradas (Figura 4-1); solo El Gañote se ubica en o cerca del campo de aguas maduras. Las termas Queulat, caen en el campo de aguas bicarbonatadas. Por otra parte, las aguas superficiales presentan el tipo químico de las aguas meteóricas, con el ion bicarbonato como mayoritario y, las muestras del fiordo Puyuhuapi (F1 y F3) son de tipo cloruradas.

El carácter de madurez, según clasificación de Giggenbach y Goguel (1989), se refiere la condición primaria de las aguas, sin ser afectadas por procesos fisicoquímicos superficiales como mezclas con otros fluidos (líquidos o gaseosos) o procesos de ebullición. Sin embargo, para el caso de El Gañote esta caracterización se da solo por su predominancia de cloruros dada por la mezcla con agua de fiordo, y no implica

representatividad de un reservorio ni condiciones ideales para aplicación de geotermometría.

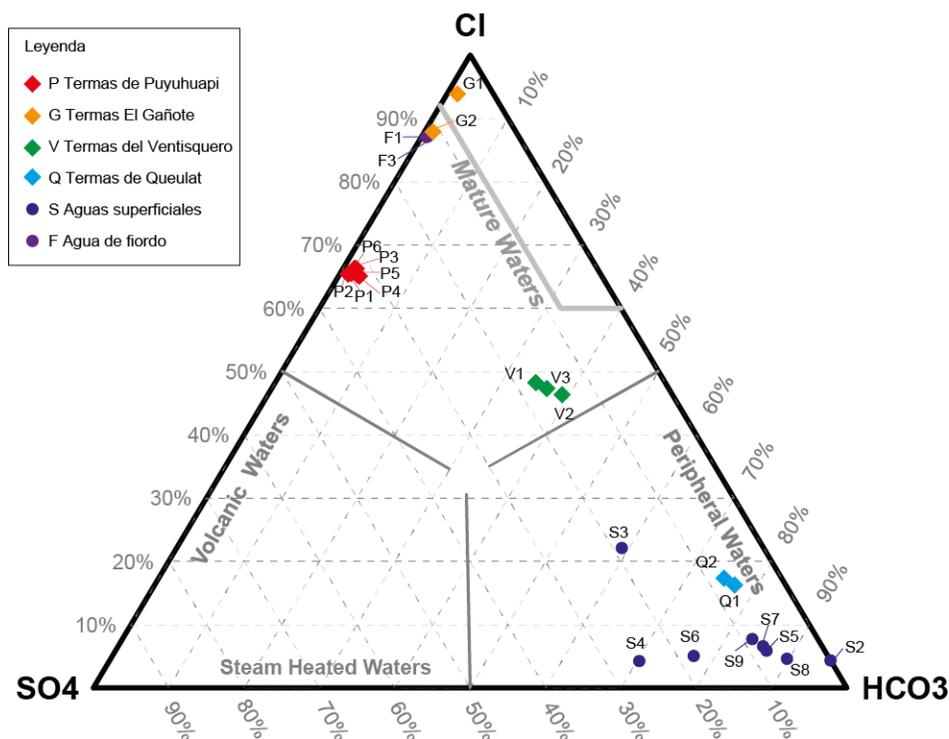


Figura 4-1 - Diagrama ternario de aniones mayores para aguas analizadas. Se incluyen aguas termales, superficiales y de fiordo.

Debido al comportamiento conservativo del cloruro, es frecuente utilizarlo para reconocer y comparar los aportes de distintas fuentes al fluido. Para esto, se utilizan los diagramas de dispersión que permiten analizar la conducta de un determinado elemento mediante su correlación respecto a otro; en un diagrama de dispersión que considera dos especies conservativas, se pueden reconocer patrones que indicarían mezcla de aguas. En ese caso, la mezcla se manifiesta como una recta que une los miembros extremos, que no necesariamente corresponden a los miembros extremos “puros” (Truesdell, 1991). Si el miembro extremo frío está muy diluido, las relaciones iónicas del agua termal más salina se preservarán en las aguas mezcladas. En cambio, si se considera una especie conservativa y otra reactiva, podría observarse la diferencia que se tendría desde una línea de mezcla por las distintas reacciones en las que participa el segundo componente.

Por otra parte, las razones iónicas son distintas, según el origen del fluido; un cambio en la pendiente –en un diagrama de dispersión– podría indicar el ingreso de fluidos desde una fuente distinta o procesos adicionales a la mezcla conservativa analizada. En la Figura 4-2, se tiene la línea de mezcla entre el agua de fiordo y el agua superficial de acuerdo al cloruro y sulfato (especies conservativa y reactiva respectivamente); las aguas termales de Puyuhuapi, Ventisquero y Queulat muestran una tendencia lineal que se aleja de la línea de mezcla considerada mostrando un enriquecimiento en sulfato; esto quiere decir que, de asumirse la ocurrencia de mezcla entre con agua de fiordo, existiría una fuente adicional que entrega sulfato a las aguas de estas tres termas. Las muestras El Gañote presentan, a diferencia de las otras, un déficit de

sulfatos con respecto a la mezcla conservativa entre fiordo y aguas superficiales (casi nulo para F3 y mayor para F1).

La Figura 4-2 muestra también la relación entre cloruro y bicarbonato. En este caso, las termas de El Gañote y de Puyuhuapi se ubican en la línea de mezcla con el agua de fiordo, lo cual indica que el bicarbonato podría estar relacionado con el aporte del fiordo, al igual que el cloruro. Por otra parte, las muestras de Queulat y del Ventisquero muestran una concentración elevada de bicarbonato que parece proceder desde otra fuente.

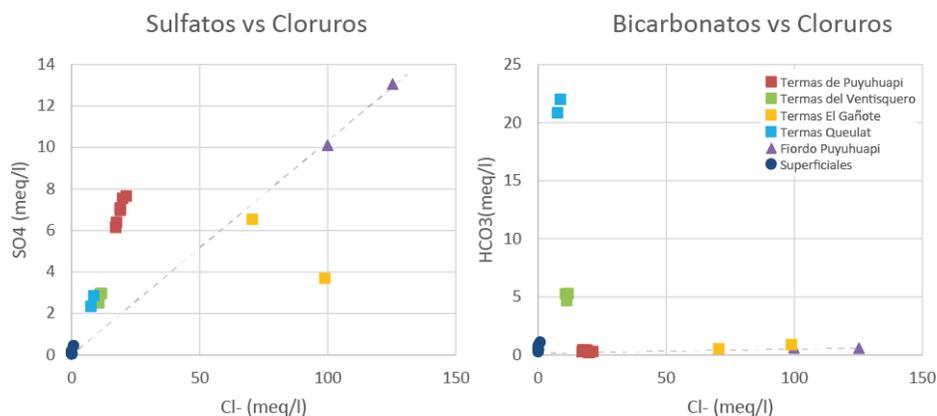


Figura 4-2 - Diagramas de dispersión de sulfato y bicarbonato respecto a cloruro para aguas termales y no termales. Se indican líneas de mezcla entre aguas superficiales y de fiordo (línea punteada)

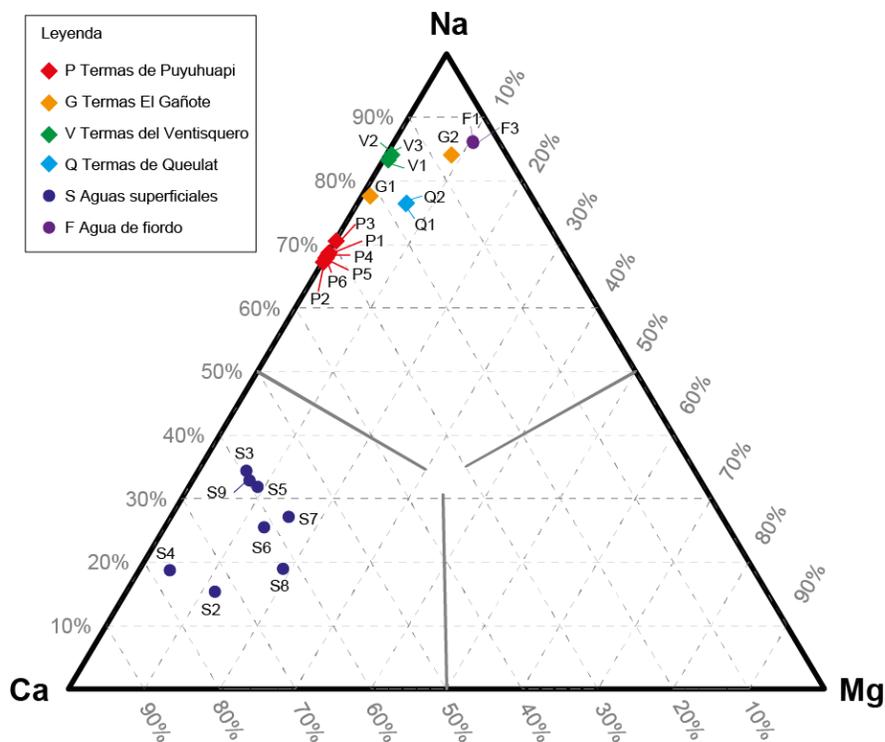


Figura 4-3 - Diagrama ternario para cationes mayores para termas analizadas. Se incluyen aguas superficiales y de fiordo para comparación con aguas termales.

Por otra parte, el diagrama ternario de cationes mayores, muestra una clara diferencia entre las aguas termales y no termales, con una predominancia sódica y cálcica, respectivamente (Figura 4-3). Las muestras de agua de fiordo (F1 y F3) son sódicas de acuerdo al tipo hidrogeoquímico del agua marina. Todas las muestras estudiadas presentan una concentración de Mg inferior al 20%.

Analizando los cationes Na, K, Ca y Mg respecto a Cl, se puede ver que, con excepción del Na, todos los otros iones están enriquecidos con respecto a la línea de mezcla conservativa trazada en los gráficos (Figura 4-4). Esto puede ser explicado con el hecho que estos iones procedan de diferentes fuentes y no están vinculados solamente a una mezcla con agua de fiordo, como muestra el sodio. El caso particular de El Gañote muestra déficit de Na, exceso de Ca y un ligero enriquecimiento en Mg, una pauta típica de intrusión marina actual (Daniele *et al.*, 2013), que en este caso, estaría correspondiendo a una mezcla con agua de fiordo. Las demás muestras termales se encuentran enriquecidas en Ca y con un déficit de Mg, respecto a la línea de mezcla con agua de fiordo; las concentraciones de Ca son las que más se alejan de esta línea. Asumiendo que la mezcla con agua de fiordo es posible por la posición de los puntos, se requeriría de la presencia procesos fisicoquímicos adicionales, como son la interacción agua-roca y/o el ascenso y mezcla con fluidos profundos, que participarían y determinarían la composición química de las aguas estudiadas.

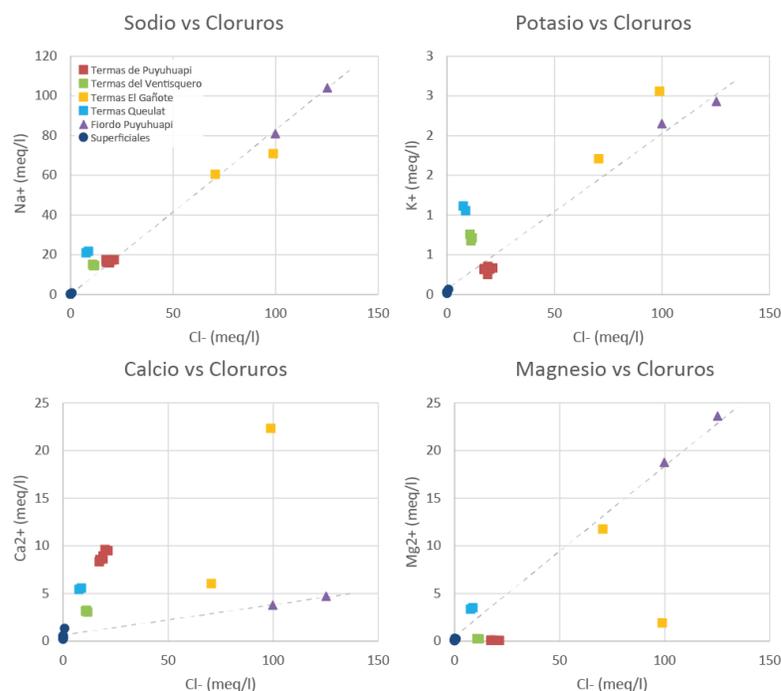


Figura 4-4 - Diagramas de dispersión de cationes mayores respecto a cloruro. Se indica la línea de mezcla (línea punteada) entre aguas superficiales y agua de fiordo.

En el diagrama de Durov, se resume la información anterior, mostrando las distintas combinaciones entre los cationes y aniones predominando en las aguas (Figura 4-5). En este caso, el diagrama indica que las aguas termales analizadas y la muestra de agua del fiordo de la zona son predominantemente cloruradas sódicas, a excepción de la terma Queulat que cae en el campo de las aguas bicarbonatadas sódicas. Las aguas no termales, correspondientes a ríos, esteros y lagos, presentan un tipo bicarbonatado

cálcico. Giggenbach (1991) señala que el diagrama de Piper –similar a diagrama de Durov- tiene un valor interpretativo mínimo en aguas termales y que no debe generarse una discusión mucho más profunda sobre la fuente de los componentes, procesos de formación o correlaciones termodinámicas.

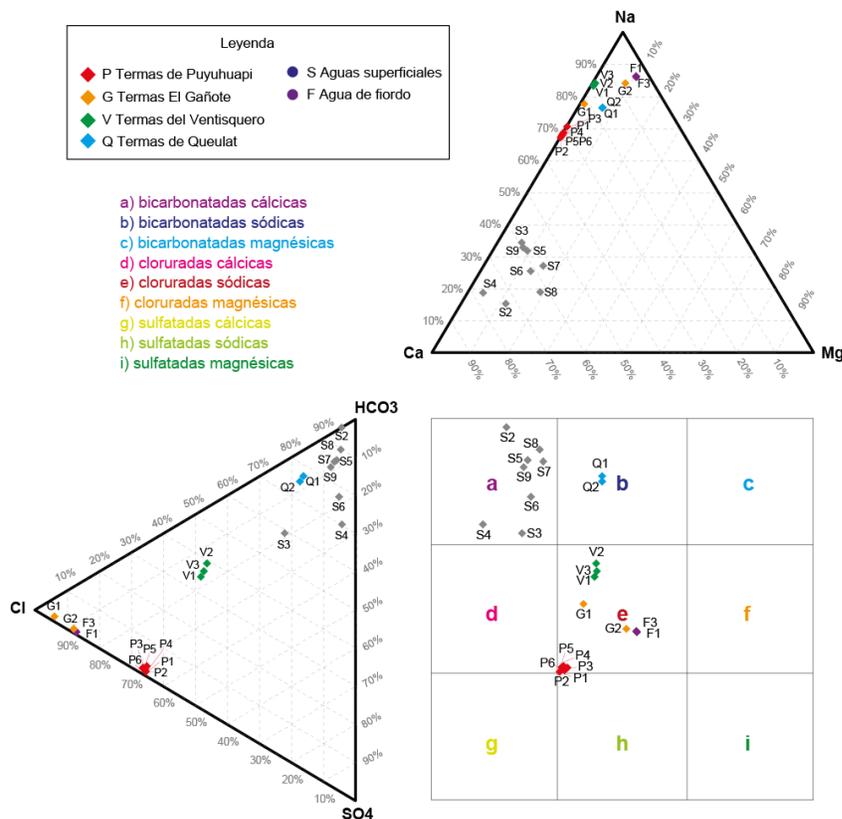


Figura 4-5 - Diagrama de Durov para clasificación de aguas.

4.2 Análisis estadístico

Cuando se busca reconocer las fuentes de los diversos componentes de las aguas, es frecuente utilizar la estadística. Esta permite reconocer relaciones entre componentes que podrían evidenciar una fuente común, movilidades conjuntas, etc. Para facilitar la visualización de estas relaciones, se construyen diagramas binarios, ternarios (sección anterior), diagramas de caja, dendrogramas, etc.

Uno de los análisis más fácil de realizar es el cálculo de la matriz de correlación, en la cual se pueden reconocer si existen relaciones entre las variables analizadas y, de haberlas, si estas son directas o inversas; en la Tabla 4-1, se muestran el tipo de relación según los valores del coeficiente de correlación para cada caso, elegidos de manera arbitraria.

Tabla 4-1 - Tipo de relación según coeficiente de correlación entre dos componentes.

Sin relación	Relación directa			Relación inversa		
	Muy buena	Buena	Regular	Muy Buena	Buena	Regular
$ r < 0,5$	$r > 0,9$	$0,75 < r < 0,9$	$0,5 < r < 0,75$	$r < -0,9$	$-0,75 < r < -0,9$	$-0,5 < r < -0,75$

La Tabla 4-2 corresponde a la matriz de correlación para las distintas muestras de agua. Se puede ver, en primer lugar, que existe una muy buena correlación entre todas las muestras termales, a excepción de las termas El Gañote para la cual la relación solo es buena. Además, se pueden ver relaciones adicionales entre las distintas termas como las termas de Puyuhuapi con El Gañote, y en menor medida, las termas del Ventisquero con Queulat. Las aguas de fiordo muestran una relación regular a muy buena con las aguas de El Gañote y Puyuhuapi, y regular con Ventisquero, mientras que no existe relación con las aguas termales de Queulat.

En anexos, se incluye la matriz de correlación entre los distintos componentes de las aguas termales, de fiordo y superficiales (Tabla 7-3). Se observan relaciones directas frecuentes entre varios elementos que podrían agruparse en: Cl-Br-Na-K-V-Se-Sr-Tl-Cu(Ca-Mg) y B-Co-Ni-Ge-As-Mo(Li). Por el contrario, sulfato y fosfato muestran numerosas relaciones inversamente proporcionales con otros elementos (coeficientes negativos).

4.2.1 Análisis de conglomerados

Otra forma de estudiar los resultados es mediante un análisis multivariable, como lo es el análisis de conglomerados; en este, se agrupan los datos según su semejanza de acuerdo a las distintas variables y se grafican los resultados en un dendograma. La Figura 4-6 muestra en el eje x aguas de distinto tipo y en el eje y el grado de relación que tienen (mediante la distancia euclidiana cuadrada; menor distancia, mayor relación). Se puede observar, que las muestras de las termas de Puyuhuapi se agrupan con una distancia muy pequeña, lo cual permite inferir que existe poca variación estacional en la química de las aguas. De igual manera, ocurre con las muestras del Ventisquero y de Queulat. Sin embargo, la muestra G1 de El Gañote se aleja mucho de la muestra G2, y en general, de todas las otras muestras de agua; la muestra G2 evidencia una clara relación con las aguas de fiordo, y en segundo orden, con las demás aguas termales. La muestra G1 en cambio es la que menos se asemeja a las demás aguas con una distancia euclidiana cuadrada superior a 60.

El mismo tratamiento estadístico aplicado a las variables, permite observar mejor las relaciones entre los componentes químicos disueltos en las aguas (Figura 4-7). Se tienen dos grandes grupos, Gr1 (izquierda) y Gr2 (derecha), similares a los observados en la matriz de correlación. El primero (Gr1) está formado por sílice y otros elementos traza –Li, As, Co, Mn, Mo- que presentan concentraciones mayores a las del agua de fiordo en las termas (ver sección 3.2.3; Figura 3-7). El segundo (Gr2) está formado por varios de los elementos mayoritarios de las aguas como lo son los cloruros, sodio, potasio, bromuro y magnesio, y que en particular caracterizan a las aguas marinas. Estas asociaciones pueden ser asociadas a diferentes posibles fuentes y procesos. Los elementos del Gr1 podrían deberse a los procesos de interacción agua-roca y/o a la presencia de fluidos hidrotermales (profundos), mientras que el Gr2 representa la típica asociación de elementos de origen marino.

Tabla 4-2 - Matriz de correlación entre muestras de agua termal, de fiordo y superficiales. Se muestran en rojo, amarillo y verde las correlaciones muy buenas, buenas y regulares respectivamente; rangos determinados arbitrariamente (ver Tabla 4-1). Las correlaciones entre las aguas superficiales se muestra en anexos (Tabla 7-2).

	P1	P2	P3	P4	P5	P6	V1	V2	V3	G1	G2	Q1	Q2	F1	F3
P1	1,000														
P2	0,998	1,000													
P3	0,997	0,999	1,000												
P4	1,000	0,999	0,999	1,000											
P5	0,999	0,999	0,998	0,999	1,000										
P6	0,999	0,999	0,997	0,997	0,999	1,000									
V1	0,59	0,73	0,73	0,73	0,71	0,70	1,000								
V2	0,56	0,73	0,75	0,74	0,72	0,71	0,999	1,000							
V3	0,63	0,76	0,76	0,76	0,74	0,74	0,996	0,997	1,000						
G1	0,90	0,94	0,95	0,95	0,94	0,94	0,73	0,74	0,76	1,000					
G2	0,92	0,88	0,88	0,88	0,89	0,90	0,61	0,61	0,67	0,895	1,000				
Q1	0,05	0,56	0,60	0,59	0,55	0,54	0,85	0,87	0,85	0,52	0,38	1,000			
Q2	0,08	0,58	0,59	0,60	0,57	0,56	0,84	0,86	0,86	0,53	0,40	1,000	1,000		
F1	0,92	0,74	0,74	0,73	0,75	0,76	0,50	0,50	0,54	0,73	0,95	0,27	0,29	1,000	
F3	0,92	0,72	0,73	0,72	0,73	0,75	0,45	0,47	0,50	0,72	0,95	0,25	0,28	1,000	1,000
S2	-0,23	0,39	0,50	0,50	0,39	0,46	0,39	0,47	0,38	0,52	0,20	0,59	0,58	0,02	0,05
S3	0,24	0,65	0,67	0,67	0,66	0,65	0,51	0,57	0,57	0,62	0,48	0,67	0,69	0,36	0,36
S4	-0,36	-0,46	-0,28	-0,35	-0,45	-0,42	-0,19	0,18	-0,18	-0,40	-0,44	0,75	0,28	-0,46	-0,43
S5	-0,33	0,14	0,25	0,28	0,13	0,09	0,59	0,76	0,56	-0,04	-0,04	0,94	0,80	-0,19	-0,16
S6	-0,40	0,27	0,31	0,34	0,25	0,21	0,71	0,78	0,67	0,04	-0,01	0,89	0,83	-0,10	-0,09
S7	-0,29	-0,35	-0,29	-0,28	-0,31	-0,35	-0,17	0,32	-0,14	-0,30	-0,26	0,92	0,28	-0,33	-0,29
S8	-0,36	-0,04	0,09	0,12	-0,05	-0,08	0,52	0,74	0,49	-0,16	-0,16	0,96	0,78	-0,27	-0,27
S9	-0,48	0,05	-0,19	-0,18	0,03	0,01	0,46	-0,07	0,44	-0,27	-0,22	0,05	0,07	-0,23	-0,26

Dendograma
Método del Vecino Más Cercano, Euclídeana Cuadrada

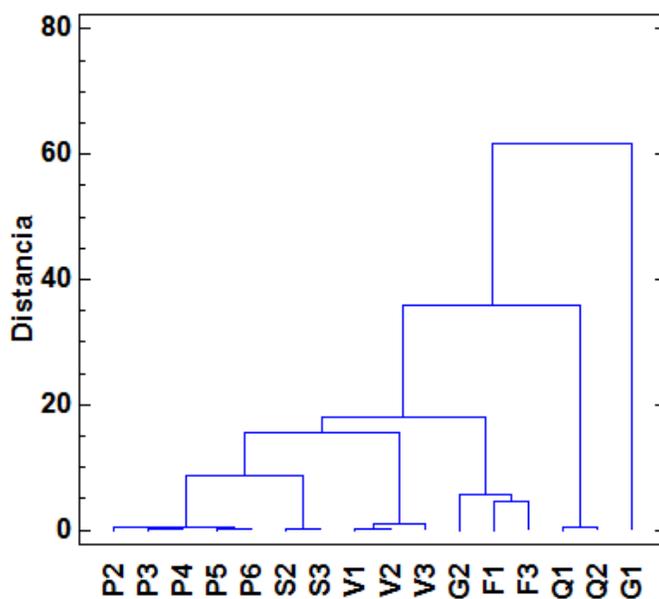


Figura 4-6 - Dendograma de aguas termales, superficiales y de fiordo en el sector de Puyuhuapi, considerando datos de elementos mayoritarios y traza (datos químicos en Tabla 7-4, sección anexos)

Dendograma
Método del Vecino Más Cercano, Euclídeana Cuadrada

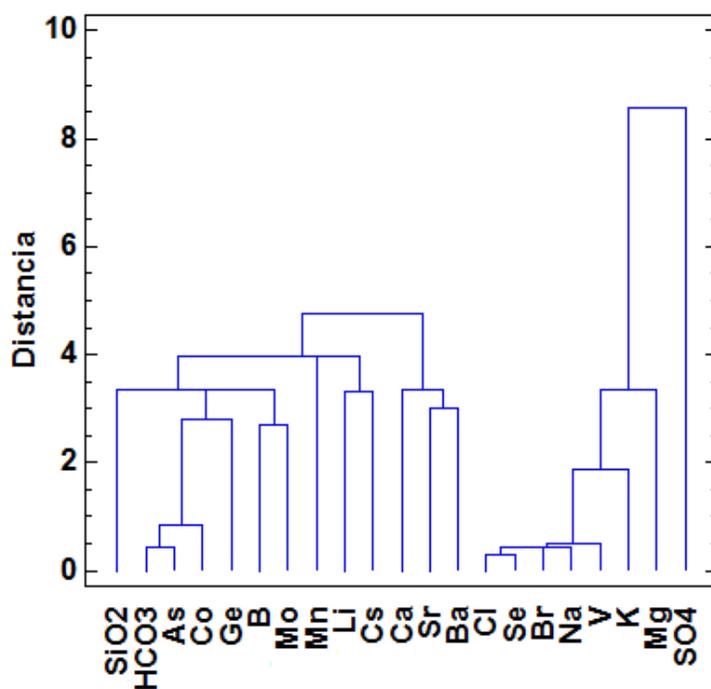


Figura 4-7 - Dendograma de componentes químicos en las aguas termales, superficiales y de fiordo en el sector de Puyuhuapi (datos químicos en Tabla 7-4 , sección Anexos)

4.2.2 Relación geológica entre componentes

La relación dada por los componentes del G1 podría asociarse a procesos de interacción agua roca. Sin embargo, una entrada de fluidos magmáticos podría aumentar las concentraciones de algunos componentes, y a la vez, favorecer la cinética de posibles reacciones fluido-roca al aumentar la temperatura. Como resultado, se aumentaría concentración por el ingreso de fluidos profundos y por la lixiviación de otros componentes desde la roca. La presencia de As, por su afinidad calcófila/siderófila suele asociarse a fluidos magmáticos, que podrían contener altas concentraciones de CO_2 . Este último, en ambiente oxidante, pasaría a la forma HCO_3 pudiendo explicar la relación HCO_3 -As, que se observa en Figura 4-7 y que es relevante en las termas de Queulat.

Sin embargo, Ellis and Mahon (1964; 1967) determinaron que para tener altas concentraciones de As en aguas geotermales no se requiere de un input de fluidos magmáticos ni mineralización de As en profundidad, sino que éstas podrían ser producto de la lixiviación de las rocas durante la alteración. Las concentraciones de As son menores a 0,05 mg/l en la mayoría de las termas de este estudio; sin embargo, las termas de Queulat muestran un mayor enriquecimiento de hasta 0,2 mg/l, que sigue siendo bajo en comparación con otros campos geotermales del mundo (ej: Yellowstone National Park: 0,16-10 mg/l (Stauffer & Thomson, 1984), Waiotapu: 0,71-6,5 mg/l (Webster, 1990)). En los campos geotérmicos de Islandia y Hawaii, las concentraciones de As $<0,1$ mg/l son constantemente reportadas (Arnórsson y Linnvall, 2001, Gudmundsson y Arnórsson, 2002) y se atribuyen a la prevalencia de basaltos frescos como rocas huésped (bajas en arsénico). Esto induce a pensar que la concentración encontrada en las muestras de agua podría estar asociada a procesos de interacción agua-roca.

Luego, el enriquecimiento de Queulat en As, respecto a las demás muestras de agua termal, podría deberse solo a la composición tonalítica de las rocas albergantes, y no sea, necesariamente, reflejo de un ingreso de fluidos magmáticos. Sin embargo, la alta concentración de bicarbonatos en las aguas sí podría sugerir la entrada de fluidos profundos ricos en CO_2 , al menos como volátiles. En Puyuhuapi, las concentraciones de As fueron incluso menores que 0,3 ppb, lo cual podría deberse a que las rocas inicialmente depositadas en la formación Traiguén hayan perdido gran parte de su contenido de As durante los eventos metamórficos previos a la circulación de los fluidos geotermales actuales.

La asociación Li-Ce es esperable ya que ambos corresponden a elementos solubles, con baja relación carga/radio, y poco reactivos (conservativos). El litio es el metal alcalino que menos se ve afectado por procesos secundarios: no precipita como mineral secundario y solo se integra en forma menor a estructuras como el cuarzo y la clorita. Junto con el Cs y el Rb, son agregados en profundidad pero no se ven afectados por procesos superficiales (Giggenbach, 1990). Tienen una alta movilidad, precipitando en minerales secundarios solo en forma menor (Arnórsson *et al.*, 2000), en comparación a componentes como Al, Fe, Mg. Sin embargo, su comportamiento conservativo está restringido a ciertas temperaturas: el Cs se integra a ceolitas a temperaturas bajo 300° , mientras que el Rb se incorpora a la estructura de la illita y otros compuestos de K, sobre 300°C . Por esta razón, se estudia la relación entre estos 3 elementos mediante el diagrama de la Figura 4-8. Se desprende que tanto las aguas superficiales como las

aguas termales de Puyuhuapi mantendrían las relaciones entre estos tres elementos cercanas a la de la roca. Por otra parte, las termas de El Gañote, Ventisquero y Queulat presentan una disminución relativa de Rb (precipitación de illita sobre 300°C), junto a un aumento en Cs para las primeras dos (disminución de Li por precipitación de cuarzo) y de Li para la última (precipitación de ceolitas que incorporan Cs en su estructura). Sin embargo, de acuerdo a los antecedentes de mineralogía de alteración en la zona, no se tiene evidencias de illita ni cuarzo precipitando, al menor en las rocas de superficie.

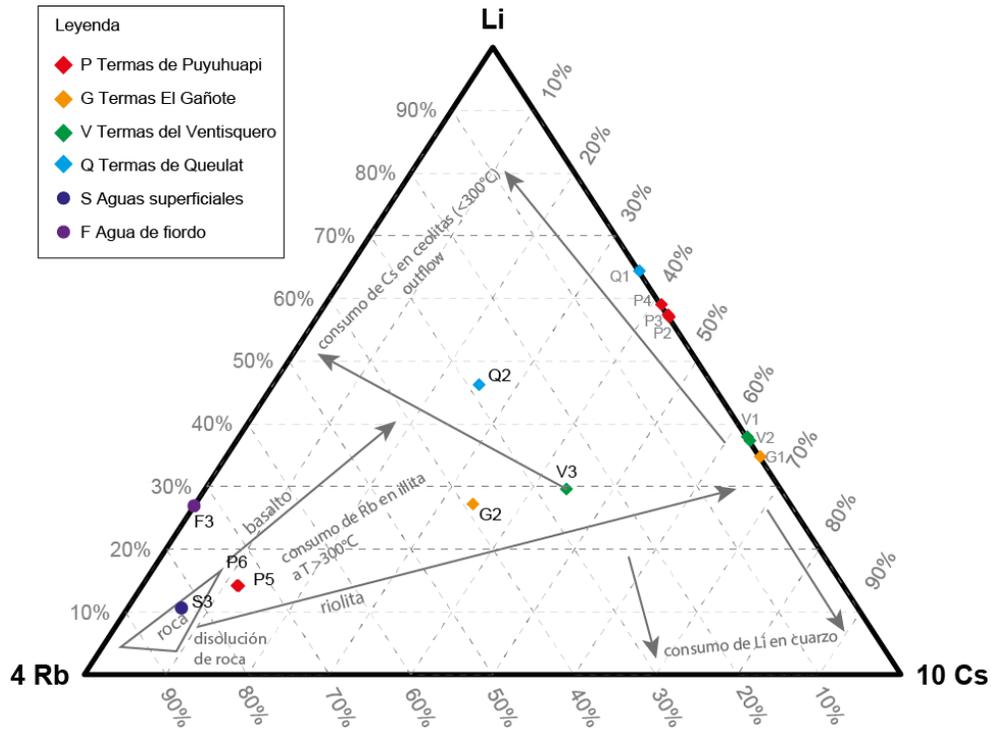


Figura 4-8 – Diagrama ternario de Li-Rb-Cs (Giggenbach, 1990). Se muestran las muestras termales, una muestra de agua de fiordo (F3) y un agua superficial (S3). *Las muestras en el eje Li-Cs solo muestran relación Li-Cs; análisis de elementos traza sin Rb (sin dato).

Siguiendo con el análisis de los componentes del Gr1, se puede considerar la relación Cl-Li-B, que se suele utilizar para analizar procesos ocurridos en un fluido en la forma presentada por Giggenbach y Goguel (1989); en este caso, se integra al componente Cl del Gr2 por su comportamiento conservativo, para ver señales de la fuente de los fluidos, la existencia de diferentes *upflows*, fraccionamiento asociado a ebullición o mezcla con fluidos que han ebullicido, etc. En la Figura 4-9, se muestran distintas composiciones de litologías corticales; aguas ubicadas en sus cercanías se interpretan como agua lixiviada de estas rocas. Las aguas analizadas en este estudio se ubican cercanas al vértice de cloruro, considerando aguas termales como superficiales y el agua de fiordo. Para estudiar mejor cómo se llega a esta composición, se acude a los diagramas binarios de la Figura 4-10. Aquí se puede apreciar que existe un enriquecimiento de las aguas termales en boro y litio, con respecto a las aguas superficiales y, además, respecto a la mezcla conservativa entre aguas superficiales y agua de fiordo. Por esta razón, se podría proponer una lixiviación de rocas para enriquecer a las aguas en Li, seguidas de un ingreso de componentes con bajas razones B/Cl. Giggenbach (1991) sugiere que el B y Cl podrían adicionarse como ácidos (H_3BO_3 y HCl) desde vapores magmáticos de alta temperatura, antes o después

de los procesos de disolución de rocas. Otra opción que propone el mismo autor, es la mezcla con agua de mar con bajas razones B/Cl, lo cual parecería ser la más apropiada para este caso, en donde la mezcla con agua de fiordo se ha insinuado, anteriormente. Sin embargo, algunas de las termas (El Gañote y Queulat) presentan concentraciones de boro mayores al agua de fiordo, requiriendo de una fuente adicional a la mezcla conservativa. White (2005) señala que el borato es uno de los iones mayoritarios en el agua de mar por su alta solubilidad; por esta misma razón, es fácilmente lixiviado de las rocas durante procesos de meteorización o metamorfismo, permitiendo el enriquecimiento en B del agua termal.

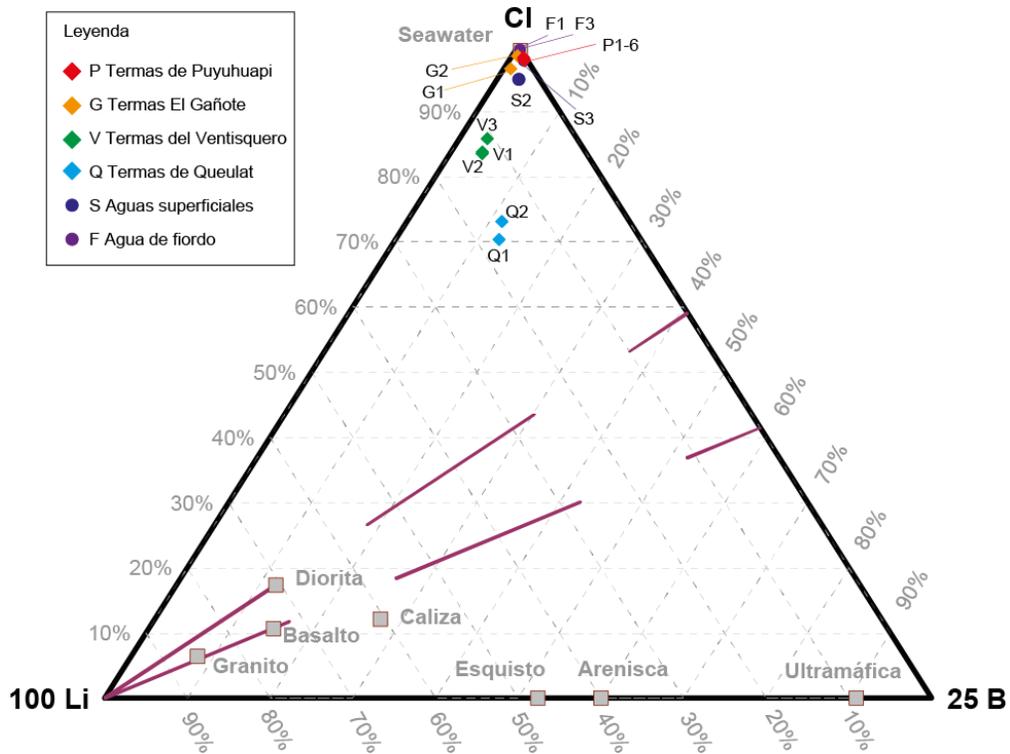


Figura 4-9 - Diagrama ternario Li-B-Cl para aguas termales, no termales y rocas promedio de distinto tipo. Triángulos rojos y azules: aguas termales y no termales muestreadas en enero y junio 2015 (CEGA), respectivamente; Cuadrados calipso: composición roca promedio.

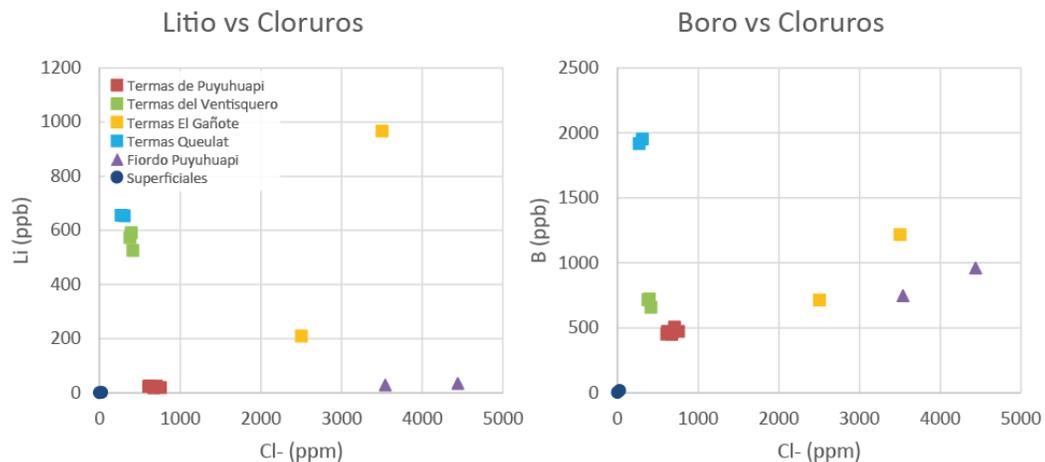


Figura 4-10 - Diagramas de dispersión de Litio (izquierda) y Boro (derecha) con respecto al Cl.

El grupo conformado por Mo, Ge y Co muestra una relación con la sílice para la mayoría de las muestras (Figura 4-11), lo cual podría asociarse a procesos de interacción agua-roca donde estos elementos son lixiviados desde la roca (Arnórsson, 1984). Mo y Ge suelen ser incompatibles, mientras el Co parece ser muy compatible (White, 2005), lo cual podría explicar las bajas concentraciones de cobalto que se tienen en comparación a los otros dos elementos traza (ver Figura 4-11). Existen, además otros procesos que al parecer estarían empobreciendo a las aguas del Ventisquero en Mo, y enriqueciendo a las aguas de Queulat en Ge y Co.

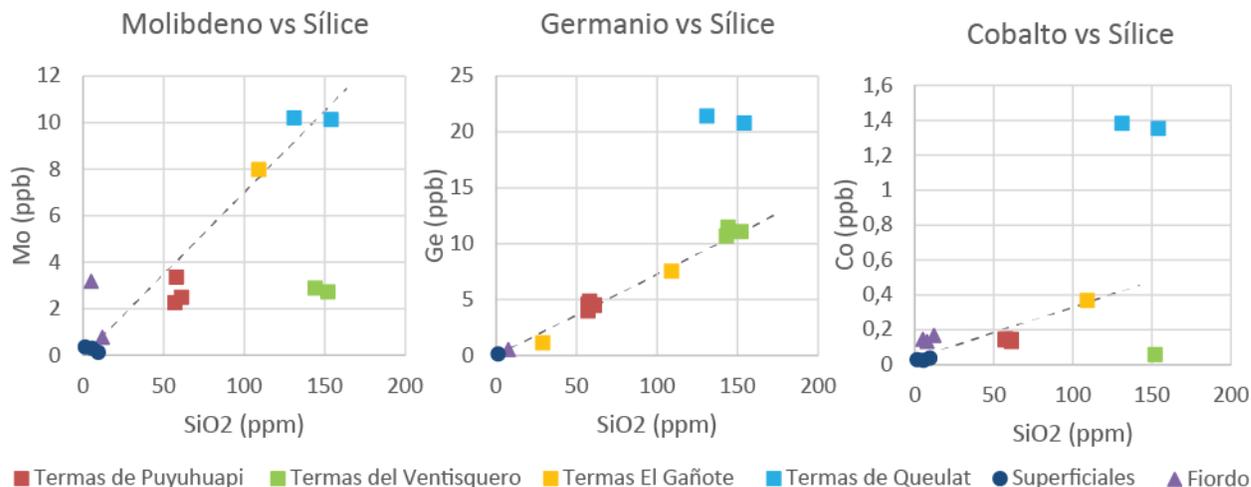


Figura 4-11 - Diagramas binarios de Mo, Ge y Co con sílice.

4.3 Mezcla conservativas con agua de fiordo.

Risacher *et al.* (2011) establecen que la composición de las aguas termales del sur de Chile está controlada por la mezcla con agua de mar y por contribuciones magmáticas indicando que incluso pequeñas cantidades de agua de mar son suficientes para imprimir una clara signatura química en las aguas termales. La caracterización general de las aguas termales del presente estudio ha sugerido la mezcla entre aguas meteóricas y aguas de fiordo según varias relaciones iónicas. El principal efecto que tiene una intrusión marina es el incremento en la concentración de iones como Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ y Mg^{2+} sobre las especies HCO_3^- y Ca^{2+} , que son las que habitualmente caracterizan las aguas dulces naturales.

Una forma de medir las proporciones de una mezcla es según el contenido de cloruros (Arnórsson, 1984), suponiendo una mezcla conservativa. Los cloruros presentes en aguas geotermales pueden haber sido extraídos desde las rocas que lo albergan o agregados al fluido geotermal desde fluidos magmáticos profundos (Arnórsson *et al.*, 2007). En la zona de estudio, se considera una tercera fuente que corresponde al agua del fiordo, debido a la cercanía que tienen a él los puntos muestreados y, por las relaciones iónicas observadas en la química de las aguas. Además, se descarta un gran aporte desde las rocas ya que se ha demostrado que el contenido de cloruro en rocas basálticas es muy bajo, respecto a los demás tipos de roca (Sigvaldason and Óskarsson 1976; Arnórsson and Andrésdóttir 1995). Un ingreso de HCl en profundidad como volátil magmático, podría asociarse a una mayor temperatura de los fluidos por encontrarse cercano a la fuente de calor. Sin embargo, en el caso de las aguas estudiadas no se observa una relación directa entre cloruros y la temperatura a la que

afloran las aguas termales (Figura 4-12). Por otra parte, un aumento de temperatura elevaría, a su vez, la concentración sílice –respecto a uno de baja temperatura- por la mayor solubilidad de ésta al aumentar la temperatura (Fournier, 1991). Cumpliéndose esto, nuevamente debería verse una relación directa entre la concentración de cloruros y sílice, la cual no se presenta en las termas estudiadas (Figura 4-12).

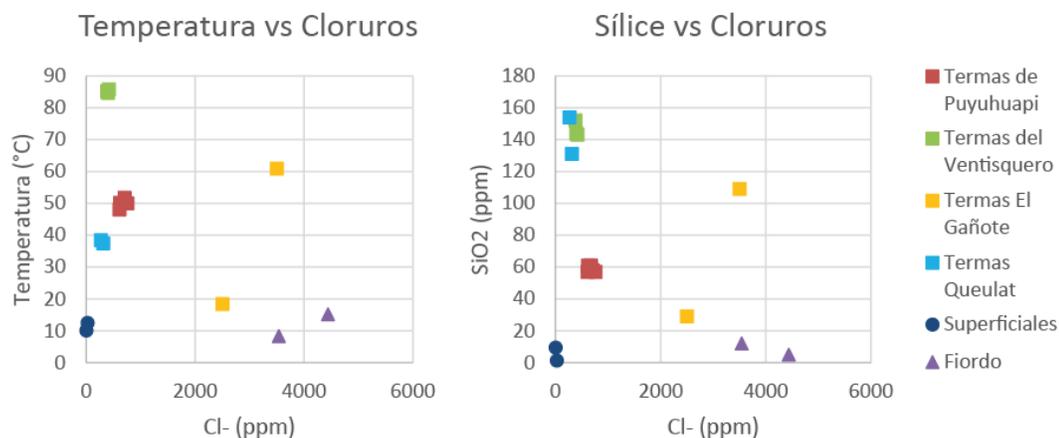


Figura 4-12- Relación de cloruros con temperatura y con concentración de sílice para las aguas analizadas.

Teniendo en cuenta solo las muestras de Puyuhuapi y la muestra G2 de El Gañote, se podría tener una relación inversa en donde a mayor contenido de cloruros, menor es la temperatura y el contenido de sílice. Esta relación podría darse en el caso de que el fluido geotermal se mezclara con agua de fiordo durante el ascenso, disminuyendo la temperatura del fluido y diluyéndolo con respecto a la sílice. Sin embargo, no se tiene información suficiente para desarrollar más esta idea.

Otro de los componentes que se pueden utilizar para trazar proceso de mezcla con agua marina es el bromuro; si bien, también es posible obtenerlo de la lixiviación de rocas (Arnórsson *et al.*, 2000), y es uno de los componentes mayoritarios de los gases volcánicos en forma de ácidos (Delmelle & Stix, 2000), el mar corresponde a su principal fuente en la naturaleza. La relación Br/Cl en el agua de mar corresponde a 0,0034 aprox. (Morris y Riley, 1966), valores similares a los encontrados en las muestras termales. La Figura 4-13 muestra la relación Br/Cl de aguas termales del norte y sur de Chile –Risacher *et al.*, 2011- y las aguas termales y de fiordo del área de estudio. Las aguas termales analizadas en este trabajo se ubican en la línea de mezcla, al igual que las termas del sur de Chile mencionadas recientemente.

La alineación de ambos componentes (Br^- y Cl^-) indica que provienen de una misma fuente o que tienen un comportamiento similar en términos de movilidad. Al alinearse en la línea de dilución del agua de mar (SWDL) y, al mismo tiempo, contener como miembro extremo la muestra de agua de fiordo (Figura 4-13), se podría interpretar que los iones provienen de esta mezcla. Un ingreso de estos aniones como volátiles, con una razón Br/Cl diferente a la del mar, aumentaría las concentraciones en una línea con pendiente distinta a la de mezcla antes mencionada. Se determina a partir de esto que el origen de cloruros y bromuros es principalmente agua de fiordo (ya que las aguas meteóricas los contienen en forma despreciable), y de haber otras aportes, estos son menores y se encuentran enmascarados por una mezcla con agua marina.

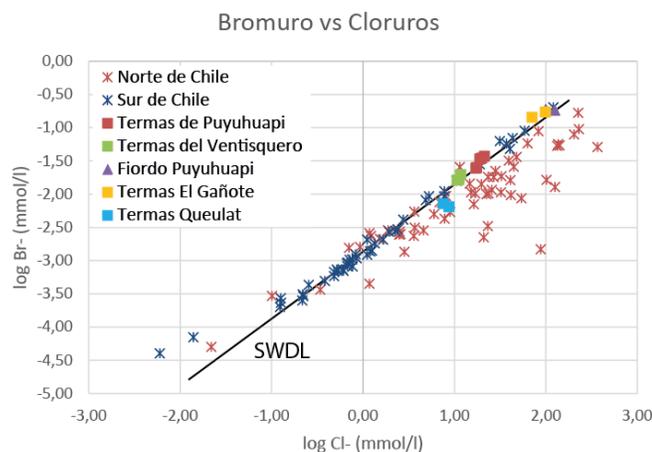


Figura 4-13 – Relación entre bromuro y cloruro para aguas termales de Chile (asteriscos azules y rojos oscuros, aguas del sur y norte de Chile; Risacher et al., 2011) y de la zona de estudio. Se muestra la línea de dilución de agua de mar (SWDL, a partir de Risacher et al., 2011) y las muestras del Fiordo Puyuhuapi.

Para cuantificar la mezcla, se asumirá que el cloruro proviene por completo del agua marina (en este caso, de fiordo) y de las aguas meteóricas. Así, se puede calcular una proporción de mezcla: el cloruro en las aguas geotermales corresponderá a una mezcla de fiordo, en proporción x , y aguas superficiales, en proporción $(1 - x)$. Para calcular x , se utiliza la muestra S4 como representativa de las aguas superficiales ya que tiene el menor BI; el agua de fiordo estará representada por la muestra F1 por haber sido tomada en el interior del fiordo (no en la orilla como F3).

$$\text{Cl}^-_{\text{terma}} = \text{Cl}^-_{\text{mezcla}} = \text{Cl}^-_{\text{mar}} x + \text{Cl}^-_{\text{meteórico}}(1 - x)$$

La Tabla 4-3 muestra los valores de x para todas las muestras termales analizadas. En las termas de Puyuhuapi el porcentaje de aguas de fiordo es de 14-17%, en las termas del Ventisquero, solo un 9% de agua marina y Queulat 6-7%. El Gañote muestra diferencias entre sus muestras con 79% para G1 y 56% para G2. En las últimas dos columnas de la Tabla 4-3, se tiene el contenido de Br para la mezcla teórica y el agua termal, encontrándose valores similares a excepción de las termas El Gañote.

Tabla 4-3 - Razones de mezcla entre agua de fiordo (F1) y agua meteórica (S4) para las termas de Puyuhuapi (P), Ventisquero (V), El Gañote (G) y Queulat (Q) considerando Cl-. Se incluye contenido de Br teórico (Br_t) según la mezcla calculada y el contenido real de bromuro en las termas (Br-). El contenido de Br del agua superficial se consideró igual al límite de detección 0,01 mg/l.

ID	Cl ⁻ [mg/L]	x (F1)	Br ⁻ [mg/L]	Br_t (F1)	F1	S4
P1	673	0,15		2,2	Cl ⁻ [mg/L]	Cl ⁻ [mg/L]
P2	707	0,16	2,8	2,3		
P3	611	0,14	1,9	2,0		
P4	620	0,14	2,0	2,0		
P5	675	0,15	2,7	2,2		
P6	757	0,17	3,0	2,5		
V1	397	0,09	1,3	1,3	Br ⁻ [mg/L]	Br ⁻ [mg/L]
V2	380	0,09	1,3	1,2		
V3	416	0,09	1,6	1,4		
G1	3504	0,79	13,8	11,4	14,5	0,01
G2	2502	0,56	11,4	8,2		
Q1	269	0,06	0,6	0,9		
Q2	310	0,07	0,5	1,0		

Se calcula la composición teórica de las aguas, a partir de las aguas S4 y F1, según los porcentajes de mezcla: 14% para Puyuhuapi, 9% para Ventisquero, 6% para Queulat y 79% para El Gañote. La Figura 4-14 muestra un diagrama de Schoeller para las mezclas teóricas, las aguas termales (composición real) y los miembros extremos de la mezcla (agua de fiordo y agua superficial).

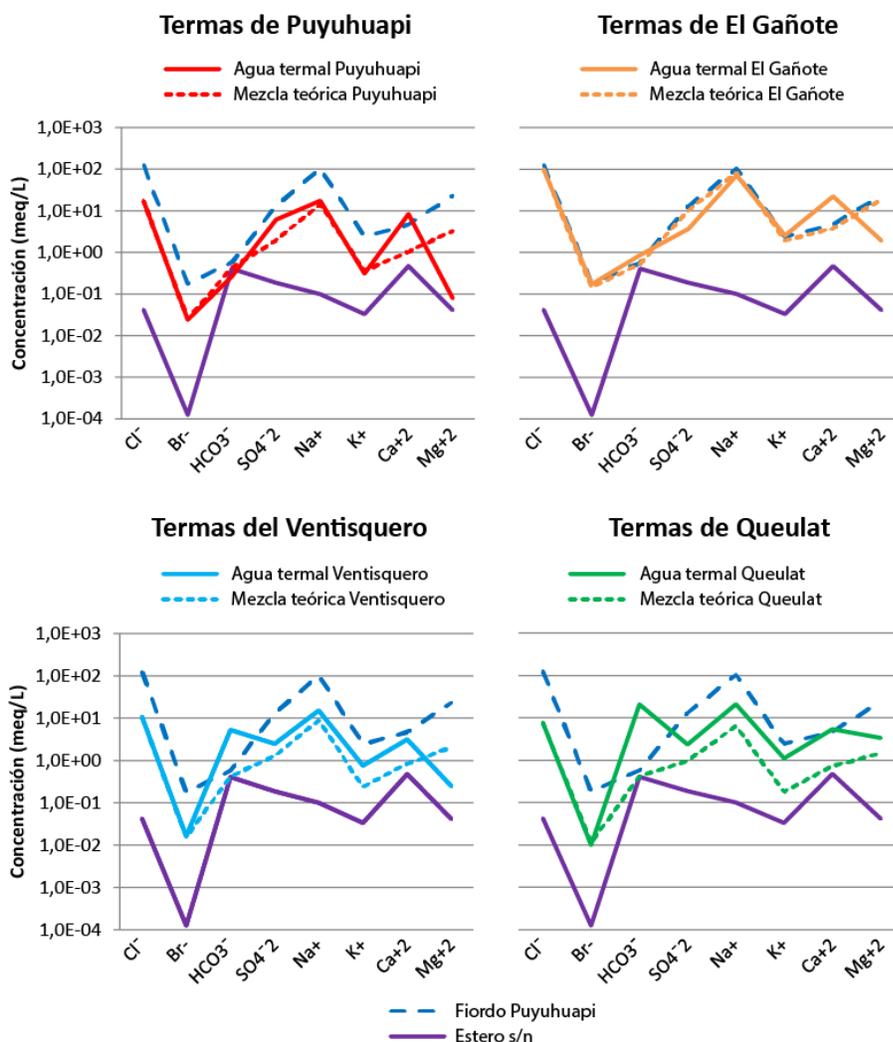


Figura 4-14 - Diagramas de Schoeller para las cuatro termas estudiadas. Se muestran las aguas de fiordo (azul discontinua), un agua superficial de estero (morado), el agua de la terma (línea continua) y la composición teórica a partir de la mezcla (línea punteada).

Se reconoce que, en las termas El Gañote y Puyuhuapi, la mezcla teórica tiene una gran cercanía con la composición de las aguas en superficie; las diferencias se dan en calcio y magnesio, en donde se tiene una concentración mayor y menor, respectivamente, en el agua termal que en la mezcla teórica. En las termas del Ventisquero y, principalmente, en las termas Queulat, la mezcla no es suficiente para generar la composición de las manifestaciones superficiales, requiriendo de otros procesos externos para explicarla.

Para reconstruir la historia del fluido, se debe tener en cuenta que el origen de las aguas es meteórico; el fluido durante su trayecto sufre variados procesos para llegar a

la composición final que será aquella que presenta el agua termal muestreada. En este análisis, se considerará que aquellos procesos corresponderán a mezclas (con agua de fiordo o aguas meteóricas) e interacción agua-roca durante el desplazamiento del fluido, sin un orden temporal conocido *a priori*.

Los procesos de interacción agua-roca están asociados a las condiciones fisicoquímicas presentes en el sistema y, por lo tanto, podrían entregar información de lo que ocurre en profundidad. En el caso de la sílice, se tiene que a mayores temperaturas se tiene una tasa de disolución rápida, mientras que a bajas temperaturas es extremadamente lenta. Esto impide a las aguas que suben a superficie y se enfrían, reequilibrarse con su entorno (Fournier, 1991). De esta manera, los fluidos en superficie mantienen las concentraciones de sílice relativamente constantes respecto al *peak* de máxima temperatura, si es que el equilibrio fue alcanzado. Si existieran procesos de mezcla entre este *peak* de temperatura y el punto final del recorrido de las aguas – donde fueron muestreadas- entonces se tendrán distintas concentraciones de sílice y de otros componentes. Lo que se intentará buscar en este análisis es la composición del fluido en el *peak* de temperatura, o al menos una composición similar sin los efectos de mezcla con otras aguas.

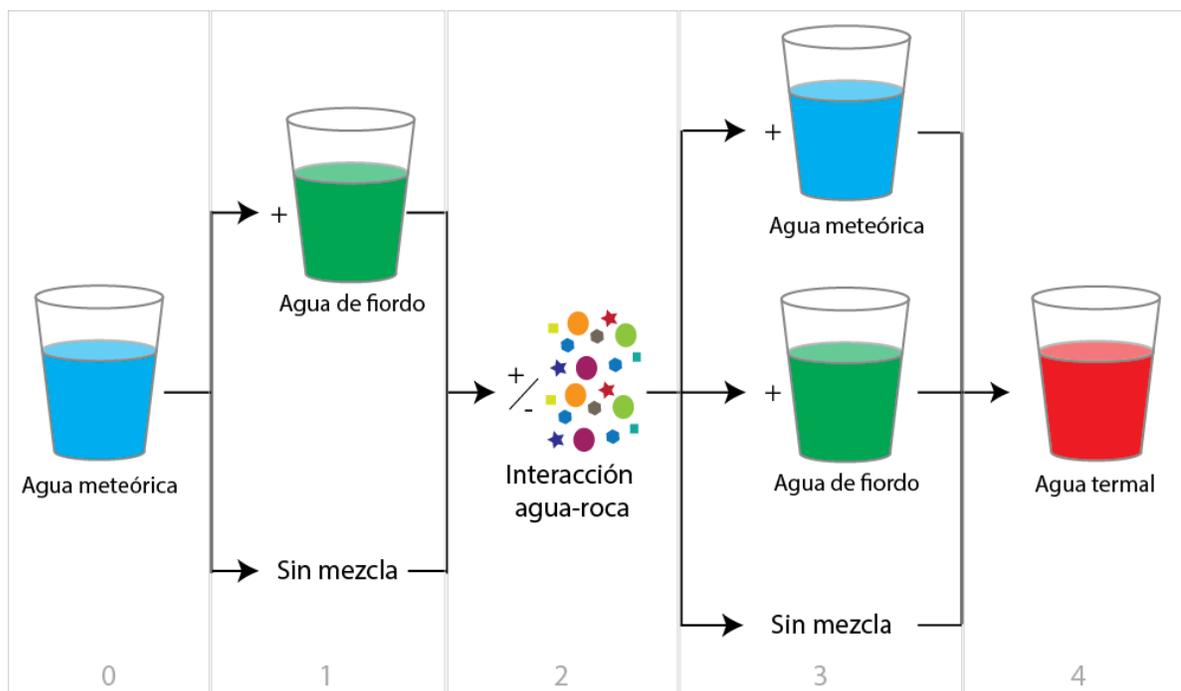


Figura 4-15 – Diagrama esquemático de procesos de mezcla con agua de fiordo o meteórica (1 y 3) e interacción con roca albergante (2) de las aguas, desde un agua meteórica (0) hasta el agua termal (4) aflorando en superficie. Los números indican orden temporal de las distintas etapas.

En la Figura 4-15, se puede ver que en la etapa 1, el agua meteórica puede mezclarse con agua de fiordo, o bien, no mezclarse; luego, interactúa con las rocas albergantes, añadiendo o sustrayendo componentes químicos; posterior a esto, pueden tenerse tres posibilidades: el fluido se mezcla con agua meteórica, el fluido se mezcla con agua de fiordo, o no ocurre ninguna otra mezcla. Se debe tener en cuenta que, de no ocurrir mezcla con agua de fiordo en la etapa 1, esta obligatoriamente ocurrirá en 3 ya que se asume cierta, la ocurrencia de esta mezcla. Como se dijo anteriormente, las mezclas

harán, en las manifestaciones termales superficiales, un enmascaramiento de los procesos de interacción agua-roca de subsuperficie. Por esta razón, se estudiarán los distintos escenarios de mezcla (Tabla 4-4) según cuándo ocurren. Así, se podrán hacer correcciones pertinentes en las concentraciones del posible fluido profundo para estimar una temperatura con menor grado de incerteza. Esto asumiendo que los fluidos no se reequilibrarán desde el reservorio o zona de máxima temperatura, hasta su manifestación en superficie.

Tabla 4-4 - Escenarios de mezcla con combinaciones según ocurrencia en etapa 1 o etapa 3 de Figura 4-15.

1 \ 3	Sin mezcla	Mezcla con agua de fiordo	Mezcla con agua meteórica
Sin mezcla	x	1a	1b
Mezcla con agua de fiordo	2a	2b	2c

Para calcular las mezclas, se utilizará la muestra S2 para agua meteórica debido a que al provenir de una vertiente, podría representar mejor un agua mineralizada subterránea; se otorgó el valor del límite de detección (0,01 mg/l) para bromuro y sulfato la muestra F1 representará a las aguas de fiordo.

4.3.1 Sin mezcla en etapa 1

El primer escenario a analizar corresponde a uno con mezcla con agua de fiordo solo en etapa 3 (escenario 1a). Aquí las aguas meteóricas -con bajas concentraciones- se desplazan y aumentan su temperatura. A medida que se calientan, aumenta su contenido de sílice, y ocurre un intercambio de componentes con las rocas característico de la temperatura a la que se encuentran. Luego, las aguas continúan desplazándose y se mezclan con agua de fiordo, la cual disminuye la temperatura del fluido geotermal y aumenta su contenido de cloruro, sodio, etc., además de diluir el agua respecto a la concentración de sílice. Finalmente, el fluido aflora en superficie.

Los porcentajes de mezcla con agua de fiordo (x en Ecuación 4-1) corresponden a los calculados anteriormente: 14% Puyuhuapi, 9% Ventisquero, 6% Queulat y 79% El Gañote. A partir de estas razones de mezcla, se calcula una desmezcla a partir del agua termal muestreada, para obtener la composición de un agua residual (detalles de cálculo en sección 7.3.1; composición agua residual Tabla 4-5).

Ecuación 4-1 - Relaciones de mezcla con agua de fiordo para escenario 1a

$$Agua_{termal} = Agua_{mar}x + Agua_{residual}(1 - x) \quad \rightarrow \quad Agua_{residual} = \frac{Agua_{termal} - Agua_{mar}x}{(1-x)}$$

Una variación al escenario recién explicado consiste en agregar aguas meteóricas (frías) al fluido caliente, diluyéndolo y enfriándolo aún más (escenario 1b; Ecuación 4-2). Esto implicaría que el fluido anteriormente habría tenido una mayor concentración de sílice y de sus demás componentes, que la expuesta en las muestras analizadas, conllevando a que la temperatura fuera incluso mayor a la calculada en el escenario 1a. En resumen, la historia del fluido comenzaría como agua meteórica que se desplaza, se calienta y ocurren intercambios con distintos componentes de las rocas. Luego, se mezcla con agua de fiordo fría, diluyéndolo en sílice, pero aumentando su contenido de

cloruros (Ecuación 4-3). Finalmente, otra dilución ocurre al mezclarse con aguas meteóricas frías; esta vez, respecto a todos los componentes (Ecuación 4-2).

Ecuación 4-2 – Relaciones de mezcla con agua meteórica para escenario 1b

$$Agua_{terma} = Agua_{meteórica} y + Agua_{residual\ 1} (1 - y) \rightarrow Agua_{residual\ 1} = \frac{Agua_{terma} - Agua_{meteórica} y}{(1-y)}$$

Ecuación 4-3 - Relaciones de mezcla con agua de fiordo para escenario 1b

$$Agua_{residual\ 1} = Agua_{fiordo} x + Agua_{residual\ 2} (1 - x) \rightarrow Agua_{residual\ 2} = \frac{Agua_{residual\ 1} - Agua_{fiordo} x}{(1-x)}$$

Para calcular las composiciones de las aguas residuales (es decir, el agua obtenida luego de las desmezclas con agua de fiordo y agua meteórica), se debe tener en cuenta que el porcentaje de mezcla con agua de fiordo variará con respecto al caso anterior ya que se agrega una dilución. Luego, como se tienen demasiadas variables desconocidas, se fija el porcentaje de la mezcla con aguas meteóricas frías (y) y posteriormente se calcula el porcentaje de mezcla con agua de fiordo (x). Para hacerlo, se debe tener en cuenta que no se integrarán cloruros como parte de los procesos de interacción agua-roca, sino que la mayor parte de ellos provendrán del agua de fiordo. El detalle de cálculos se presenta en la sección 7.3.2 de anexos. Así, se puede calcular la composición del agua residual (Tabla 4-6).

4.3.2 Mezcla con agua de fiordo en etapa 1

Considerando una mezcla única con agua de fiordo en la etapa 1 (Figura 4-15), se tiene el escenario 2a. Las aguas meteóricas se mezclan con agua de fiordo en las proporciones del escenario 1a; luego, el fluido se desplaza calentándose e interactuando con la roca según sus condiciones fisicoquímicas: aumenta contenido de sílice, intercambiando cationes con la roca y agregando otros componentes. Luego, el fluido continúa su viaje hasta surgir en superficie. En este caso, como no existen mezclas en la etapa 3 (Figura 4-15), se podrá considerar que las aguas termales en superficie sí serían representativas del *peak* de temperatura. Los casos de este escenario son llamados 2a-G1, 2a-Q1, 2a-V1 y 2a-P1 para las termas El Gañote, Queulat, Ventisquero y Puyuhuapi, respectivamente.

La variación de este escenario 2a podrá ser un poco más compleja; una primera posibilidad es que se agregue agua de fiordo en la etapa 3 (escenario 2b) en una proporción x_2 (Ecuación 4-4), lo que aumentaría el contenido de cloruros. Esto requiere que la mezcla en la etapa 1 (Ecuación 4-6) contenga un menor porcentaje de agua marina (x_1) que el calculado en el caso simple (2a), para que al agregar la segunda parte (en la etapa 3) se tenga la cantidad de cloruros que muestran las aguas en superficie. Así, la sílice que representaba el equilibrio del *peak* termal estaría diluida y, por ende, se tendría una mayor temperatura que la del escenario 2a; los geotermómetros catiónicos también variarán al incorporar agua de fiordo. En el anexo 7.3.4, se muestran el detalle de cálculos de x_1 , a partir de porcentajes de mezcla x_2 fijos y en la Tabla 4-7, las concentraciones calculadas para el *agua residual 1*.

Ecuación 4-4 - Relaciones de mezcla con agua de fiordo en etapa 3 (Figura 4-15) para escenario 2b.

$$Agua_{terma} = Agua_{fiordo} x_2 + Agua_{residual\ 1} (1 - x_2) \rightarrow Agua_{residual\ 1} = \frac{Agua_{terma} - Agua_{fiordo} x_2}{(1-x_2)}$$

Ecuación 4-5 - Relaciones de adición/sustracción de componentes químicos en etapa 2 (Figura 4-15) para escenario 2b.

$$Agua_{residual\ 1} = Agua_{residual\ 2} \text{ +/- Componentes}_{interacción\ agua-roca}$$

Ecuación 4-6 - Relaciones de mezcla con agua de fiordo en etapa 1 (Figura 4-15) para escenario 2b.

$$Agua_{residual\ 2} = Agua_{meteórica}(1 - x_1) + Agua_{fiordo}x_1 \rightarrow Agua_{residual\ 2} = \frac{Agua_{terma} - Agua_{fiordo}x_1}{(1-x_1)}$$

Otro caso (escenario 2c) será una mezcla con aguas meteóricas (en etapa 3 de Figura 4-15), adicional a la mezcla con agua de fiordo en la etapa 1. Esta segunda mezcla diluiría las aguas en todos sus constituyentes, significando que el fluido en el *peak* termal sería más rico en sílice y cloruros que lo expuesto en superficie. Se realiza el mismo procedimiento descrito en los casos anteriores (detalle en sección 7.3.5), teniendo en cuenta las siguientes relaciones:

Ecuación 4-7 - Relaciones de mezcla con agua meteórica en etapa 3 (Figura 4-15) para escenario 2c.

$$Agua_{terma} = Agua_{meteórica}y + Agua_{residual\ 1}(1 - y) \rightarrow Agua_{residual\ 1} = \frac{Agua_{terma} - Agua_{meteórica}y}{(1-y)}$$

Ecuación 4-8 - Relaciones de adición/sustracción de componentes químicos en etapa 2 (Figura 4-15) para escenario 2c.

$$Agua_{residual\ 1} = Agua_{residual\ 2} \text{ +/- Componentes}_{interacción\ agua-roca}$$

Ecuación 4-9 - Relaciones de mezcla con agua de fiordo en etapa 1 (Figura 4-15) para escenario 2c.

$$Agua_{residual\ 2} = Agua_{meteórica}(1 - x) + Agua_{fiordo}x \rightarrow Agua_{residual\ 2} = \frac{Agua_{terma} - Agua_{fiordo}x}{(1-x)}$$

A partir de las razones de mezcla calculadas, se puede obtener la composición del *agua residual 1* (Tabla 4-8), representativa del *peak* termal.

4.3.3 Escenarios de mezclas razonables

En la Tabla 4-5, Tabla 4-6, Tabla 4-7 y Tabla 4-8, se muestran las concentraciones de sílice, cloruros y los demás componentes principales en el agua residual para los distintos escenarios de mezcla con agua meteórica y agua de fiordo. Se considerarán como válidos los escenarios que cumplan con tener porcentajes de mezcla positivos y concentraciones positivas. Además, se añade una cota máxima para la concentración de sílice en el agua residual de 350 mg/l, que se considerará un valor alto para aguas termales del sur de Chile. Esta referencia se ha fijado a partir de los catastros de Hauser (1997) y Risacher et al. (2011) en que las mayores concentraciones de SiO₂ al sur de 39,5°S corresponden a 377 mg/l y 278 mg/l respectivamente.

Para el escenario 1a, se puede ver que muchas de los componentes presentan concentraciones negativas (Tabla 4-5), haciendo este escenario de mezclas no factible. Añadiendo una mezcla con aguas meteóricas en la etapa 3 (escenario 1b; Tabla 4-6) tampoco es posible generar las aguas termales muestreadas ya que todos los casos analizados muestran concentraciones negativas de al menos uno de los componentes principales de las aguas.

Al considerar los escenarios 2 – mezcla con agua de fiordo en etapa 1 – se tienen composiciones que sí cumplen las condiciones de validez. En el escenario 2a, como se dijo anteriormente, las aguas termales no habrían sufrido de otras mezclas en la etapa 3 y por lo tanto serían representativas del peak termal de haber alcanzado el equilibrio. El escenario 2b (mezcla con agua de fiordo en etapa 1 y 3;) se muestra válido para las termas El Gañote en el que se podría tener una mezcla con agua de fiordo en la etapa 3 de hasta un 8%; en Queulat hasta 3,9% y Ventisquero en un porcentaje mucho menor (1%). En el escenario 2c, se obtienen más casos viables (Tabla 4-8) para las cuatro termas: las termas El Gañote podrían haber sido enfriadas con hasta un 21% de agua meteórica (mezcla en la etapa 3), implicando que la mayor parte de mezcla de la etapa 1 corresponda a agua de fiordo. Las termas de Puyuhuapi muestran un rango de aceptación de mezcla con aguas meteóricas en la etapa 3 de hasta un 75%, mientras en Queulat y Ventisquero se limitan a 57,5% y 58%, respectivamente. Esto quiere decir que las tres últimas termas podrían llegar a estar muy diluidas, además de enfriadas por este proceso de mezcla.

En la Figura 4-15, se resumen los escenarios con composiciones realistas que se pueden dar en las cuatro termas analizadas. Es importante destacar que todos ellos consideran una mezcla con agua de fiordo en la etapa 1.

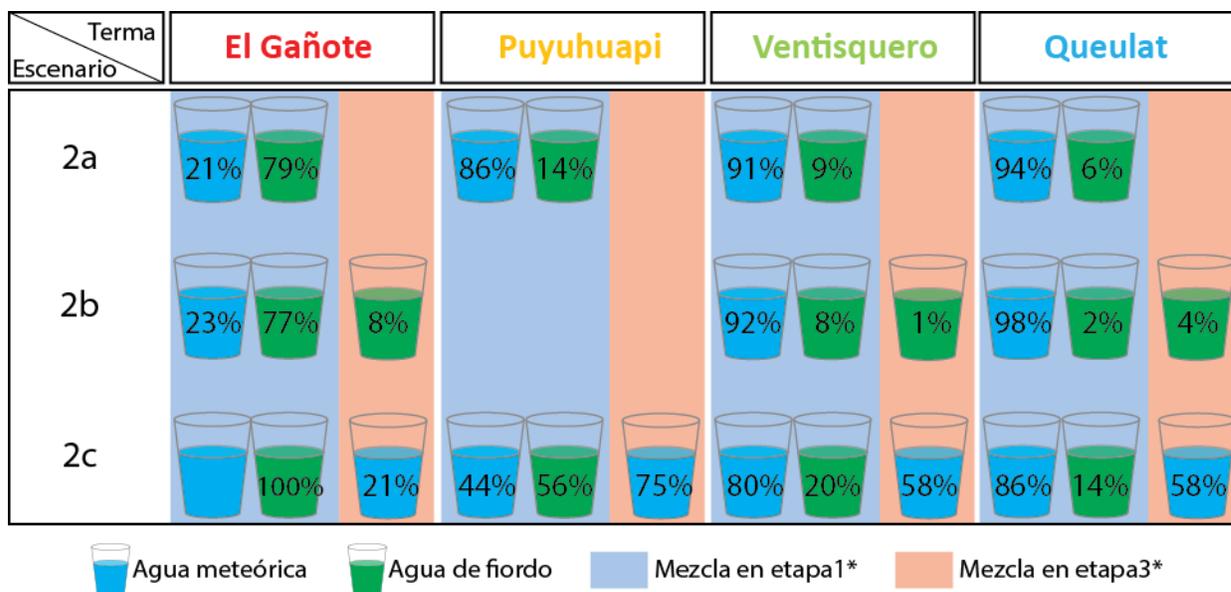


Figura 4-16 - Resumen de escenarios con mezclas posibles para las termas consideradas. *Para referencia de etapas 1 y 3, ver Figura 4-15.

Tabla 4-5 - Composición agua residual de escenario 1a. En verde se muestran las concentraciones negativas de los distintos componentes químicos considerados.

ID	x	1-x	Cl	Na	K	Ca	Mg	HCO3	Br	SO4	SiO2
P4	0,14	0,86	620	37,8	-0,5	158,4	-39,0	21,6	-0,02	219,5	60,3
V2	0,09	0,91	380	144,4	21,5	54,9	-21,4	317,4	0,06	66,5	151,2
G1	0,79	0,21	3504	-255,9	25,0	373,2	-203,4	25,6	2,32	-316,9	109,0
Q1	0,06	0,94	269	337,2	37,8	102,7	23,3	1270,1	-0,30	74,4	154,0

Tabla 4-6 - Concentraciones en profundidad del fluido (en mg/l) para escenario 1b (mezcla con agua de fiordo en etapa 1 y meteórica en etapa 3; Figura 4-15). Los valores de x e y corresponden a los porcentajes de mezcla con agua de fiordo y meteórica, respectivamente (detalles de cálculos en sección 7.3.2). En negrita se destacan los valores de mezcla fijados en el cálculo; en rojo, aquellos % de mezcla <0, en verde, concentraciones químicas negativas y en naranja, concentraciones de SiO₂ > 350 mg/l (ver texto).

	y	x	Cl	Na	K	Ca	Mg	HCO3	Br	SO4	SiO2
Puyuhuapi	0,1	0,2	2	49	-1	207	-51	24	-0,03	289	78
	0,2	0,2	2	57	-1	237	-59	22	-0,03	332	88
	0,3	0,2	2	66	-1	278	-70	20	-0,04	392	102
	0,4	0,2	2	80	-2	336	-86	16	-0,05	477	123
	0,5	0,3	2	102	-2	426	-110	11	-0,07	609	154
	0,6	0,3	2	141	-4	586	-153	2	-0,10	842	210
	0,7	0,5	2	227	-6	945	-249	-18	-0,17	1367	334
	0,8	0,7	2	598	-18	2490	-663	-106	-0,46	3623	870
	0,9	1,4	2	-915	30	-3804	1024	253	0,73	-5570	-1313
Ventisquero	0,1	0,1	2	177	26	66	-27	385	0,07	82	185
	0,2	0,1	2	201	30	74	-30	434	0,08	93	209
	0,3	0,1	2	234	35	85	-36	499	0,09	108	242
	0,4	0,1	2	279	41	99	-43	589	0,11	129	287
	0,5	0,2	2	346	51	121	-54	723	0,13	160	354
	0,6	0,2	2	455	67	156	-71	941	0,17	211	463
	0,7	0,3	2	666	98	225	-105	1363	0,24	309	675
	0,8	0,4	2	1244	182	412	-197	2520	0,44	579	1254
	0,9	0,9	2	9628	1404	3131	-1540	19295	3,33	4486	9655
El Gañote	0,1	0,9	2	-2309	225	3356	-1835	199	20,86	-2857	939
	0,2	1,0	2	-23482	2279	34017	-18659	1702	211,92	-29030	9451
	0,3	1,1	2	2879	-278	-4157	2288	-169	-25,95	3557	-1147
	0,4	1,3	2	1358	-131	-1954	1079	-61	-12,22	1676	-535
	0,5	1,6	2	889	-85	-1275	706	-28	-7,99	1096	-347
	0,6	2,0	2	661	-63	-945	525	-12	-5,93	814	-255
	0,7	2,6	2	526	-50	-750	418	-2	-4,72	648	-201
	0,8	3,9	2	437	-41	-621	347	4	-3,92	538	-165
	0,9	7,9	2	374	-35	-529	297	9	-3,35	460	-140
Queulat	0,1	0,1	2	401	45	121	28	1508	-0,36	89	182
	0,2	0,1	2	455	51	136	31	1707	-0,41	101	205
	0,3	0,1	2	526	59	156	36	1969	-0,47	116	236
	0,4	0,1	2	623	69	183	42	2327	-0,56	138	278
	0,5	0,1	2	764	85	223	51	2848	-0,69	169	339
	0,6	0,2	2	989	110	286	66	3676	-0,90	219	436
	0,7	0,2	2	1400	155	401	93	5194	-1,28	310	613
	0,8	0,3	2	2400	266	681	158	8883	-2,20	532	1045
	0,9	0,6	2	8422	931	2366	551	31100	-7,76	1867	3645

Tabla 4-7 - Concentraciones en profundidad del fluido (en mg/l) para escenario 2b (mezcla con agua de fiordo en etapa 1 y 3; Figura 4-15). x_1 y x_2 corresponden a los porcentajes de mezcla con agua de fiordo en etapas 1 y 3, respectivamente. En negrita, el valor de mezcla fijado en el cálculo; en rojo, porcentajes de mezcla negativos; en verde, concentraciones menores a 0; en naranja, concentraciones de sílice mayores a la cota de 350 mg/l impuesta (ver texto); en sombreado gris, mezclas con composición razonable de acuerdo a los criterios considerados.

	x2	x1	Cl	Na	K	Ca	Mg	HCO3	Br	SO4	SiO2
Puyuhuapi	0,05	0,09	419	265	8	176	-14	26	1,3	290	64
	0,1	0,04	196	147	4	180	-31	26	0,6	271	67
	0,2	-0,08	-335	-134	-8	191	-70	24	-1,1	227	75
	0,3	-0,23	-1017	-494	-22	205	-122	23	-3,4	170	85
	0,4	-0,43	-1926	-975	-42	223	-190	21	-6,3	94	98
	0,5	-0,72	-3200	-1648	-69	249	-285	18	-10,5	-13	117
	0,6	-1,15	-5110	-2658	-111	287	-428	14	-16,7	-173	145
	0,7	-1,87	-8293	-4340	-179	352	-666	7	-27,1	-439	192
	0,8	-3,30	-14660	-7705	-316	481	-1143	-6	-48,0	-972	285
	0,9	-7,61	-33761	-17800	-727	867	-2573	-47	-110,4	-2570	565
Ventisquero	0,011	0,08	335	325	29	63	0	324	1,1	114	154
	0,1	-0,02	-71	121	22	59	-29	352	-0,2	64	168
	0,2	-0,14	-635	-163	13	55	-68	392	-2,0	-7	189
	0,3	-0,31	-1361	-527	2	49	-119	443	-4,4	-97	215
	0,4	-0,52	-2328	-1013	-14	42	-186	511	-7,5	-218	250
	0,5	-0,83	-3681	-1694	-36	31	-281	606	-11,9	-387	299
	0,6	-1,29	-5712	-2715	-69	16	-423	749	-18,5	-640	373
	0,7	-2,05	-9096	-4417	-123	-10	-660	987	-29,5	-1063	495
	0,8	-3,57	-15864	-7820	-232	-63	-1133	1463	-51,5	-1907	740
	0,9	-8,15	-36168	-18030	-559	-220	-2553	2892	-117,5	-4441	1475
El Gañote	0,08	0,77	3423	1564	100	478	0	54	13,7	138	118
	0,1	0,77	3400	1546	101	487	-6	55	13,7	128	121
	0,2	0,74	3270	1440	101	536	-43	57	13,6	65	135
	0,3	0,70	3103	1304	102	599	-90	61	13,4	-15	154
	0,4	0,65	2880	1123	103	683	-153	65	13,3	-122	178
	0,5	0,58	2568	870	105	801	-241	71	13,0	-271	213
	0,6	0,47	2100	490	108	978	-373	80	12,6	-496	265
	0,7	0,30	1320	-143	112	1272	-593	96	12,0	-870	352
	0,8	-0,05	-241	-1410	120	1861	-1033	126	10,8	-1619	525
	0,9	-1,11	-4922	-5210	145	3627	-2352	218	7,1	-3864	1045
Queulat	0,039	0,02	99	404	41	109	31	1322	0,0	91	160
	0,1	0,01	49	381	41	109	28	1337	-0,2	85	162
	0,1	-0,04	-195	269	38	110	13	1410	-1,0	55	171
	0,2	-0,17	-774	4	31	112	-21	1582	-2,9	-17	191
	0,3	-0,34	-1519	-337	21	114	-65	1803	-5,4	-108	218
	0,4	-0,57	-2513	-792	9	118	-124	2097	-8,7	-231	253
	0,5	-0,88	-3903	-1428	-8	123	-206	2510	-13,3	-402	303
	0,6	-1,35	-5989	-2383	-34	130	-329	3129	-20,3	-660	378
	0,7	-2,13	-9466	-3973	-77	141	-534	4160	-31,9	-1088	502
	0,8	-3,70	-16419	-7155	-163	165	-945	6223	-55,1	-1946	750
0,9	-8,40	-37279	-16700	-420	235	-2177	12411	-124,7	-4518	1495	

Tabla 4-8 - Concentraciones en profundidad del fluido (en mg/l) para escenario 2c (mezcla con agua de fiordo en etapa 1 y con aguas meteóricas en etapa 3; Figura 4-15). Los valores de x e y corresponden a los porcentajes de mezcla con agua de fiordo y meteórica, respectivamente; en negrita se destaca el valor de mezcla fijado en el cálculo. En rojo se destacan aquellos porcentajes de mezcla mayores a 100%, en verde, las concentraciones de componentes negativas y en naranja las concentraciones de sílice mayores a la cota de 350 mg/l impuesta. En sombreado gris, se destacan las mezclas con composición razonable de acuerdo a los criterios considerados.

	y	x	Cl	Na	K	Ca	Mg	HCO3	Br	SO4	SiO2
Puyuhuapi	0,1	0,15	689	412	14	190	0,98	25	2,22	341	67
	0,2	0,17	775	463	16	212	0,91	24	2,50	384	74
	0,3	0,20	886	529	18	241	0,83	23	2,85	438	83
	0,4	0,23	1033	617	21	280	0,71	21	3,33	511	95
	0,5	0,28	1239	740	25	334	0,55	18	3,99	614	113
	0,6	0,35	1549	925	31	415	0,31	13	4,99	767	138
	0,7	0,46	2064	1232	41	550	-0,09	6	6,64	1023	181
	0,8	0,70	3096	1847	61	820	-0,89	-8	9,96	1534	267
	0,9	1,39	6190	3692	120	1631	-3,30	-51	19,91	3068	525
Ventisquero	0,1	0,09	422	386	33	69	3,17	352	1,44	133	168
	0,2	0,11	474	435	37	76	3,37	392	1,61	150	188
	0,3	0,12	542	496	42	86	3,64	443	1,84	171	213
	0,4	0,14	632	579	49	99	3,99	511	2,15	200	247
	0,5	0,17	758	694	58	116	4,49	606	2,58	240	295
	0,58	0,20	902	826	69	137	5,05	714	3,06	285	349
	0,6	0,21	947	867	73	143	5,23	748	3,22	300	366
	0,7	0,28	1262	1155	97	188	6,47	986	4,29	399	485
	0,8	0,43	1892	1732	145	277	8,94	1461	6,42	599	722
0,9	0,85	3783	3462	289	544	16,37	2888	12,84	1198	1435	
El Gañote	0,1	0,88	3894	1811	111	496	25,50	55	15,28	197	120
	0,2	0,99	4380	2037	125	557	28,50	57	17,19	222	134
	0,3	1,13	5006	2328	143	635	32,35	61	19,64	254	152
	0,4	1,32	5840	2715	166	740	37,49	65	22,91	296	175
	0,5	1,58	7007	3258	199	886	44,69	71	27,49	355	209
	0,6	1,97	8759	4072	249	1105	55,48	80	34,36	444	258
	0,7	2,63	11678	5429	331	1470	73,47	94	45,81	592	341
	0,8	3,95	17515	8142	497	2200	109,44	124	68,71	888	507
	0,9	7,89	35029	16282	993	4391	217,37	213	137,41	1775	1005
Queulat	0,1	0,07	298	534	48	119	44,94	1410	0,63	125	170
	0,2	0,08	335	601	54	133	50,37	1581	0,71	140	190
	0,3	0,09	383	686	62	151	57,35	1802	0,81	160	216
	0,4	0,10	447	800	72	174	66,65	2097	0,95	187	250
	0,5	0,12	536	960	86	207	79,68	2509	1,13	224	299
	0,58	0,14	630	1129	101	242	93,47	2946	1,33	264	350
	0,6	0,15	669	1200	108	257	99,22	3128	1,42	280	371
	0,7	0,20	892	1599	143	339	131,79	4159	1,88	374	491
	0,8	0,30	1337	2397	214	504	196,92	6221	2,82	560	732
0,9	0,60	2673	4792	428	999	392,33	12406	5,63	1121	1455	

4.4 Geotermometría

La geotermometría es una herramienta que se utiliza para obtener una aproximación de la temperatura en subsuperficie. Se basa en la dependencia que posee el equilibrio fluido-mineral con la temperatura. A través de relaciones termodinámicas, se llega a la ecuación geotermométrica generalizada:

$$\log K = \frac{A}{T} + B \quad \text{con } A = \frac{\Delta H^\circ}{2,302R} \text{ y } B = \frac{\Delta S^\circ}{2,302R}.$$

donde A y B son calibrados teórica y empíricamente, según la reacción considerada para cada geotermómetro.

Para la correcta utilización de esta herramienta, se deben tener en cuenta los siguientes supuestos, detallados por Fournier (1977):

- Las reacciones de equilibrio químico fluido-mineral dependientes de la temperatura fijan las concentraciones de los componentes considerados.
- Los minerales o especies fluidas involucradas en las reacciones de equilibrio se encuentran presentes en cantidades adecuadas.
- Existe equilibrio químico fluido-mineral en profundidad.
- Los fluidos termales se reequilibran, de manera despreciable, en su ascenso hacia la superficie.
- El efecto de procesos secundarios como dilución, mezcla o ebullición es despreciable o, en su defecto, cuantificable y corregible.

Debido a que no se puede asegurar el cumplimiento de estas cinco condiciones, las temperaturas arrojadas por un geotermómetro deberán ser consideradas como una primera estimación; un rango que podría estar afectado por el incumplimiento de alguna de estas condiciones.

Los geotermómetros más comunes utilizan concentraciones de sílice y relaciones catiónicas entre Na, K, Ca y Mg, aunque podría utilizarse cualquier razón de cationes o especie disuelta sin carga, siempre y cuando se alcance el equilibrio (Arnórsson y Svavarsson, 1985). Se deben tener presentes sus limitaciones: la aplicación de geotermómetros de SiO₂ ha presentado numerosos problemas debido a procesos de mezcla de fluidos, reequilibrio químico y pérdidas de vapor, afectando la predicción de temperatura (Arnórsson, 1985; Pope *et al.*, 1987; Verma, 2000a, 2000b). Este tipo de problema no afecta a los geotermómetros de relaciones catiónicas debido a que se basan en relaciones iónicas y no en concentraciones de una sola especie química (Pope *et al.*, 1987; Verma *et al.*, 2008). No obstante, podrían verse afectados por reacciones de intercambio iónico con minerales arcillosos, procesos de enriquecimiento de algunos cationes o por la falta de equilibrio entre solutos y minerales de alteración presentes en estos sistemas (D'Amore *et al.*, 1987; Verma *et al.*, 2008). Un ingreso de aguas salinas como podría ser el agua de fiordo cambiará las relaciones iónicas del agua termal, lo cual provocará errores a la hora de predecir temperaturas con estos componentes.

4.4.1 Geotermómetro de sílice

La disolución de la sílice está controlada principalmente por la temperatura, teniéndose una tasa de disolución rápida a altas temperaturas, y una tasa extremadamente lenta a bajas temperaturas. Esto impide a las aguas que suben a superficie y se enfrían, reequilibrarse con su entorno (Fournier, 1991).

Son diversas las fases que participarán precipitando o disolviéndose. En la Figura 4-17, se pueden observar las curvas de solubilidad de distintos polimorfos de sílice, para temperaturas entre 20 y 250°C. Teniendo esto en cuenta, Fournier (1977) presenta cuatro ecuaciones geotermométricas según distintas fases consideradas, con un rango de temperatura de validez:

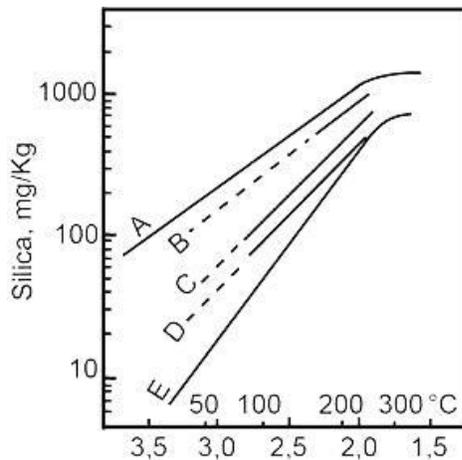


Figura 4-17 - Solubilidad de polimorfos del sílice en el agua. A= sílice amorfa, B=ópalo-ct, C=cristobalita alfa, D=calcedonia y E=cuarzo. Tomado de Fournier, 1991.

- Calcedonia (50-250°C; D en Figura 4-17):

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

- Cristobalita alfa (100-250°C; C en Figura 4-17):

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

- Cuarzo sin pérdida de vapor (50-250°C; E en Figura 4-17):

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

- Cuarzo con máxima pérdida de vapor (100-250°C; E en Figura 4-17):

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

La diferenciación en dos casos para el cuarzo se debe a que, cuando un fluido asciende a suficiente temperatura, puede sufrir separación de fases por ebullición. Así, se tendrá

la fase líquida con enriquecimiento en componentes no volátiles –como la sílice– respecto a una fase líquida sin proceso de ebullición. Esto significa un aumento en la concentración de sílice, que generará una sobreestimación de la temperatura.

En la Tabla 4-9, se presentan las temperaturas calculadas con los distintos geotermómetros de sílice, además de las temperaturas medidas en terreno, para cada una de las muestras de agua termal consideradas en este estudio. Se observa que, en las Termas de Puyuhuapi, los geotermómetros de calcedonia y cristobalita alfa entregan temperaturas menores o iguales a la medida en superficie para P1 (muestra de Hauser, 1989). Esto podría significar un error en la medición de la temperatura de la terma, incumplimiento en los requisitos de aplicación de geotermómetros, o bien, errores en los análisis químicos. Sin embargo, las otras tres muestras de estas termas indican similares temperaturas por lo cual se podrían descartar los errores analíticos.

Tabla 4-9 - Geotermómetros de sílice para aguas termales de Puyuhuapi (P1 a P6), Ventisquero (V1 a V3), El Gañote (G1-G2) y Queulat (Q1-Q2). En negrita, se indican los geotermómetros más confiables, según rango de temperatura, para cada terma. Todas las temperaturas se presentan en °C y concentración de sílice en ppm.

Terma	ID	Temperatura	SiO2	Cristobalita alfa	Calcedonia	Cuarzo conductivo	Cuarzo adiabático
Termas de Puyuhuapi	P1	80	57	58	79	108	108
	P2	51,7	58	59	79	109	109
	P3	48	57	58	79	108	108
	P4	50,2	61	61	82	112	111
	P5	50	61	61	82	112	111
	P6	50	57	58	79	108	108
Termas del Ventisquero	V2	85,2	152	112	138	162	153
	V1	84,6	144	108	134	159	151
	V3	85,7	143	108	134	158	150
Termas El Gañote	G1	60,9	109	92	116	142	137
	G2	18,4	29	28	47	79	82
Termas Queulat	Q1	38,4	154	113	139	163	154
	Q2	37,4	131	103	128	153	146

Fournier (1991) señala que el cuarzo controla la sílice disuelta en todas las aguas sobre 180°C, en gran parte, entre 140°C y 180°C, y en muchas entre 90-140°C; por esta razón, se recomienda el geotermómetro de cuarzo para temperaturas sobre los 150°C (Fournier, 1977). La calcedonia, levemente más soluble que el cuarzo, controlaría la sílice disuelta a temperaturas en el rango 120°-180°C. Bajo los 120°C, se considera a la cristobalita como la fase que controla la presencia de ácido silícico en el fluido. De acuerdo a esto, se considerará el geotermómetro de cristobalita alfa para las aguas de Puyuhuapi, el de cuarzo para las termas del Ventisquero y Queulat, y el de calcedonia para El Gañote como una primera aproximación para la temperatura de los reservorios.

Tomando en cuenta el último de los supuestos para el uso de geotermómetros, se cuantificaron los cambios en contenido de sílice para los distintos escenarios de mezcla de la sección anterior. Se calculan las temperaturas para los casos realistas y se seleccionan geotermómetros según los mismos criterios mencionados recientemente

(bajo 120°C cristobalita, entre 120 y 150° calcedonia y sobre 150°C cuarzo); para algunos casos, se tendrá más de un geotermómetro seleccionado, estableciéndose un rango de temperatura en ese escenario (Tabla 4-10).

Tabla 4-10 - Geotermómetros de sílice para escenarios realistas según criterios determinados en sección 4.3. Resultados calculados con planilla de Powell et al., 2010; se agrega geotermómetro de cristobalita alfa según la ecuación indicada anteriormente. Las temperaturas en verde se escapan del rango confiable del geotermómetro (Fournier, 1991). Se agrega temperatura medida en superficie para cada terma y la concentración de sílice en las termas (ppm). Temperaturas en °C.

Terma	ID	SiO2 prof	T° terma	Cristobalita alfa	Calcedonia cond	Cuarzo cond	Cuarzo adiabático	Rango temperatura
Puyuhuapi	2aP	61	50,2	61	82	112	111	61
	2cP	216	50,2	136	165	186	172	172-186
Ventisquero	2aV	152	85,2	112	138	162	153	112-162
	2bV	153	85,2	113	139	163	154	113-163
	2cV	349	85,2	174	207	223	201	201-223
El Gañote	2aG	109	60,9	92	116	142	137	92
	2bG	118	60,9	96	121	147	141	96-121
	2cG	135	60,9	105	130	155	147	105-155
Queulat	2aQ	154	38,4	113	139	163	154	113-163
	2bQ	160	38,4	115	142	166	156	115-166
	2cQ	350	38,4	174	208	223	202	202-223

Como se dijo anteriormente, las mezclas con agua de fiordo post-calentamiento no serían posibles incluso agregando agua meteórica durante el ascenso de los fluidos. Por esta razón, solo se analizan los escenarios 2 (2a-2b-2c).

4.4.2 Geotermómetros de cationes

Este tipo de geotermómetros se basa en reacciones de intercambio catiónico, generalmente, en feldespatos alcalinos. Los más utilizados en geotermia, son aquellos que consideran las razones Na/K y Na-K-Ca. Este último geotermómetro incluye el catión Ca^{2+} de minerales con soluciones sólidas, disminuyendo errores que omiten este componente en la constante de equilibrio. Además, considera un factor de diferenciación para aguas sobre y por debajo de los 100°C. Fournier y Potter (1979) proponen, por otra parte, una corrección al geotermómetro Na-K-Ca, para aguas ricas en Mg, donde se obtenían sobrestimaciones para las temperaturas del reservorio.

Otro geotermómetro catiónico es el de K/Mg, que utiliza la formación de clorita. Las concentraciones de Mg disminuyen rápidamente al aumentar la temperatura para integrarse al mineral. Por esta razón, las aguas termales de sistemas de alta entalpía muestran bajas concentraciones de Mg; del mismo modo, al ascender desde un ambiente de alta temperatura a uno de baja, el fluido puede captar magnesio rápida y fácilmente, desde las rocas que lo rodean, perdiendo el equilibrio alcanzado en profundidad. Por esta razón, el geotermómetro K/Mg se considera de rápida respuesta, en contraste del Na/K que reacciona lentamente a temperaturas menores a 300°C (Fournier, 1991).

Powell *et al.*, 2010 advierten la falta de precisión de los geotermómetros Na/K por debajo de 150°C. Fournier (1977) recomienda el geotermómetro Na-K-Ca de Fournier y Truesdell (1973) por sobre las razones Na/K para aguas de baja temperatura. Por otra parte, Fournier y Truesdell (1973) señalan una limitación en el uso de geotermómetros de Na-K-Ca en aguas que depositan travertino. En este tipo de fluidos, se tendrán sobreestimaciones de las temperaturas en subsuperficie por la rápida deposición de carbonato de calcio, en contraste de las lentas reacciones involucrando Na y K. Recordando que, a metros de la surgencia de Queulat, se encontró un depósito de travertino, para esta terma, no se podrá considerar tampoco la relación Na-K-Ca. En el caso del geotermómetro de K/Mg, se debe considerar que no se comporta muy bien a temperaturas menores a 125°C; Fournier (1991) indica que puede deberse a que no se haya alcanzado el equilibrio agua-roca en profundidad, o bien, al gran número de minerales controlando la composición de las aguas a baja temperatura, a diferencia de las uniformes asociaciones minerales de alta temperatura. En esos casos, el magnesio podría estar asociado a minerales distintos a la clorita, como en el caso de las aguas Na-Cl de San Marcos (Marini, 2000); las montmorillonitas de Mg y saponitas son, en ese caso, más abundantes que la clorita, a temperaturas bajo los 200°C.

En la Tabla 4-11, se presentan las temperaturas calculadas según los geotermómetros de cationes de Fournier, Truesdell y Gigenbach para las concentraciones de las manifestaciones superficiales, según la planilla de Powell & Cumming, 2010. Se tendrá en cuenta, en este caso, que al igual que con los geotermómetros de sílice, cuatro de los geotermómetros aplicados a la muestra de Hauser (1989) muestran menores temperaturas que la medida en superficie en esa oportunidad. Esto hace dudar de la medición de temperatura en esa oportunidad, más que de su análisis químico.

Tabla 4-11 –Geotermómetros de cationes para aguas termales de Puyuhuapi, Ventisquero, El Gañote y Queulat. Se incluye corrección por Mg. Se muestran en verde aquellas temperaturas fuera del rango de validez del geotermómetro. Datos obtenidos según plantilla Powell *et al.*, 2010. Temperaturas en °C.

Terma	ID	T° terma	Na-K-Ca	Na-K-Ca Mg corr	Na/K (F)	Na/K (T)	Na/K (G)	K/Mg (G)	Rango temperatura
Termas de Puyuhuapi	P1	80	66		121	74	141	97	66
	P2	51,7	71		134	89	154	104	71
	P3	48	74		133	88	153	102	74
	P4	50,2	74		140	96	159	102	74
	P5	50	76		145	102	165	104	76
	P6	50	73		136	91	156	105	73
Termas del Ventisquero	V2	85,2	174	132	203	171	220	111	132
	V1	84,6	170	132	198	164	214	108	132
	V3	85,7	173	130	201	168	218	109	130
Termas El Gañote	G1	60,9	167	117	178	140	196	117	117-196
	G2	18,4	163	-270	161	120	180	81	-
Termas Queulat	Q1	38,4	179	-109	209	177	224	86	-
	Q2	37,4	174	-114	201	168	217	84	-

(F)=Fournier; (T)=Truesdell; (G)=Giggenbach

Teniendo en cuenta ahora los escenarios de mezcla establecidos en la sección anterior, es posible corregir aún más la aplicación de geotermómetros. Para un mejor análisis, Giggenbach (1988) propuso una combinación entre los geotermómetros de K/Mg y el Na/K, de manera que se pueda observar el grado de equilibrio alcanzado entre el agua y la roca (Figura 4-18). En la parte inferior del diagrama, se encuentra el campo de las aguas inmaduras, en el cual la aplicación de los geotermómetros de Na/K y K/Mg se vuelve dudosa; bajo este campo, se muestra el rango composicional que presentaría un fluido que conserva la composición de la roca de caja, en el caso límite de disolución. En el campo de equilibrio parcial (entre línea de equilibrio total y límite superior de aguas inmaduras), se puede considerar válido el uso de los geotermómetros. En la Figura 4-18, se grafican los distintos escenarios de mezcla. Los escenarios 2b y 2c para El Gañote y Puyuhuapi, respectivamente se ubican en la línea de equilibrio total, indicando que su química parece estar equilibrada con ambas reacciones químicas. Los tres escenarios de mezcla de Queulat están en el campo de aguas inmaduras, junto al escenario de mezcla simple del Ventisquero; en estos casos los geotermómetros catiónicos Na/K y K/Mg no tendrán validez. Los demás escenarios de mezcla para las termas El Gañote, Ventisquero y Puyuhuapi pueden considerarse válidos. De esta manera, se pueden filtrar por las condiciones geológicas, rangos de validez de los geotermómetros y por su grado de equilibrio según triángulo de Giggenbach (1988), obteniéndose las temperaturas de la Tabla 4-12.

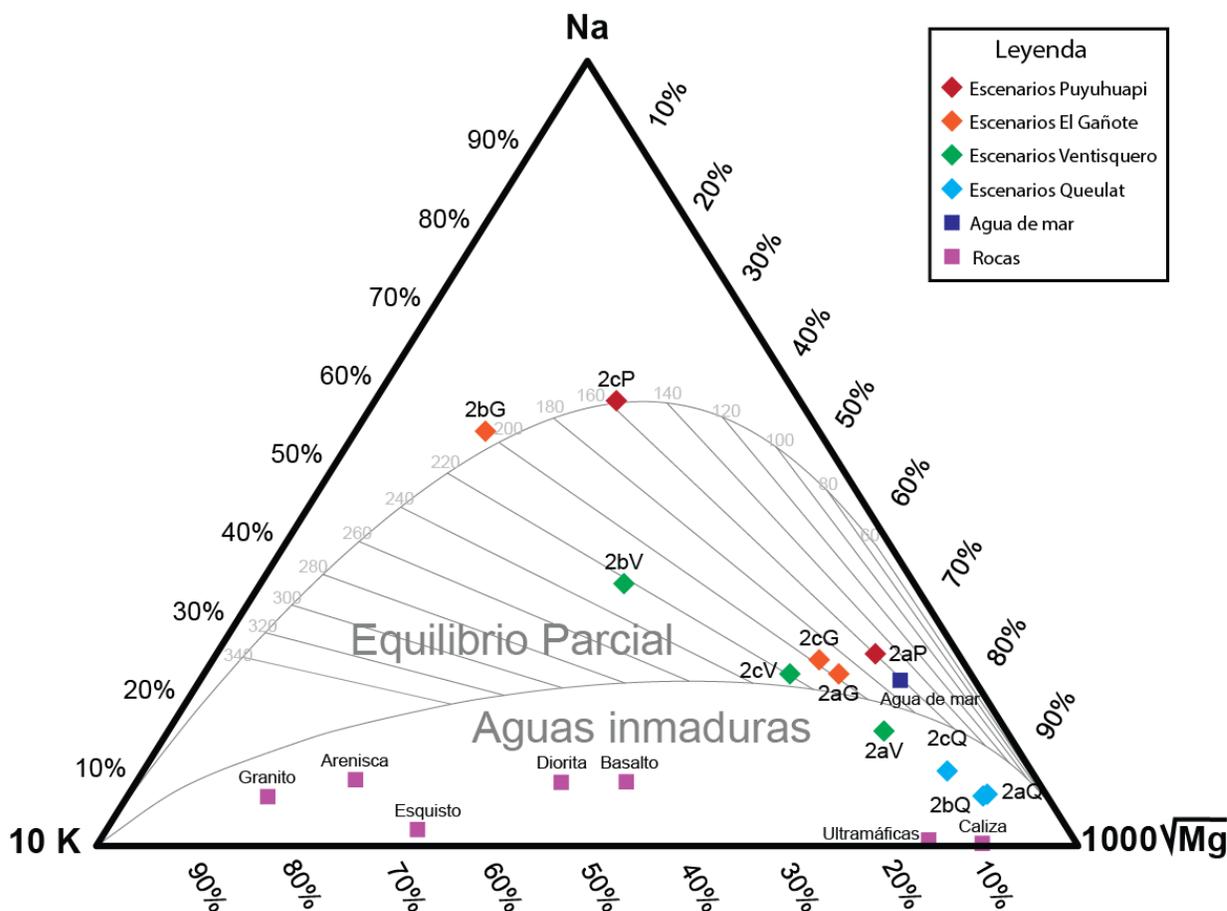


Figura 4-18 - Triángulo de Giggenbach (1988) para validación de geotermómetros. Las líneas punteadas unen los rangos de mezcla para un escenario y una misma terma.

Tabla 4-12 - Geotermómetros catiónicos para escenarios realistas según criterios determinados en sección 4.3. Cálculos a través de planilla de Powell et al., 2010 (F:Fournier, T:Truesdall, G:Giggenbach). Las temperaturas en verde no cumplen requisitos (geológicos) de aplicación de geotermómetros o no se encuentran en los rangos de temperatura válidos para el geotermómetro, y en naranja, la muestra no se encuentra en zonas de equilibrio parcial o total en diagrama de Giggenbach (1988) y que ya habían superado el filtro de temperatura/geología. Todas las temperaturas se entregan en °C.

Terma	ID	T° terma	Na-K-Ca	Na-K-Ca Mg corr	Na/K (F)	Na/K (T)	Na/K (G)	K/Mg (G)	Rango temperatura
Puyuhuapi	2aP	50,2	74		140	96	159	102	74-159
	2cP	50,2	105		137	93	157	160	105-160
Ventisquero	2aV	85,2	129	107	203	171	220	111	107
	2bV	85,2	127		207	175	223	162	127-223
	2cV	85,2	157	150	202	169	219	129	150-219
El Gañote	2aG	60,9	148	107	178	140	196	117	107-196
	2bG	60,9	145		182	144	199	210	145-210
	2cG	60,9	155	112	178	140	196	120	112-196
Queulat	2aQ	38,4	134	-108	209	177	224	86	-
	2bQ	38,4	130	-65	219	190	234	88	-
	2cQ	38,4	162	-113	208	176	224	97	-

(F)=Fournier; (T)=Truesdell; (G)=Giggenbach

4.4.3 Análisis de geotermómetros

La Figura 4-19 muestra los rangos de temperatura para las cuatro termas, bajo los escenarios con concentraciones realistas según análisis de sección 4.3, según geotermómetros de sílice y catiónicos.

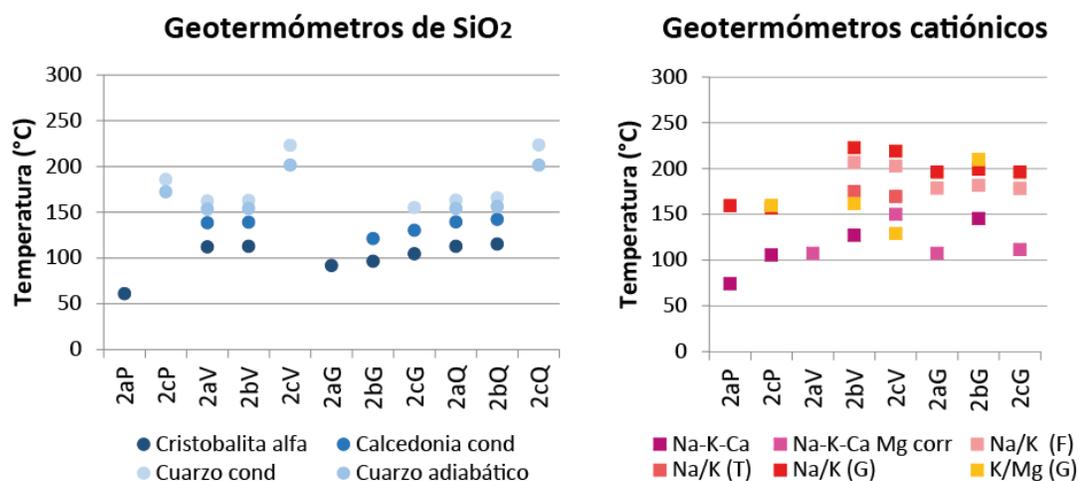


Figura 4-19 - Rango de temperaturas para distintos escenarios con geotermómetros de sílice y catiónicos. (F)=Fournier; (T)=Truesdell; (G)=Giggenbach.

Las termas de Puyuhuapi integran agua de fiordo únicamente previo al calentamiento. En el caso simple (2a), podrían tener temperaturas de 61° según geotermómetro de cristobalita, y entre 79 y 159°C según geotermómetros de Na-K-Ca y Na/K, respectivamente. El geotermómetro Na/K (G) indica una temperatura mucho mayor que el de Na-K-Ca y como se dijo, anteriormente, para temperaturas bajas, se validará más

el geotermómetro Na-K-Ca. Al agregar un proceso de mezcla con agua meteórica de un 75%, es decir, una gran dilución del agua geotermal, las temperaturas en profundidad podrían haber alcanzado entre 172 y 186°C según geotermómetros de cuarzo y entre 105 y 160 de acuerdo a geotermómetros catiónicos.

Las termas del Ventisquero, en el caso de mezcla simple (2a), revelarían temperaturas entre 112 y 162°C con geotermómetro de sílice y 107°C con geotermómetro Na-K-Ca (corregido); al considerar una mezcla adicional con agua de fiordo (2b), las temperaturas en profundidad corresponderían a 112-163°C según geotermómetros de sílice y un rango más alto de temperatura según geotermómetros catiónicos (127-223°C); en este caso, este segundo rango dado por los 5 geotermómetros catiónicos ya que todos parecen ser válidos. Considerando la mezcla con agua meteórica fría (2c), ascenderían a 201 a 223°C con geotermómetros de sílice y 150-219°C con catiónicos; las temperaturas ya que la dilución en este caso es mucho mayor (58%). Las temperaturas de los tres casos para Queulat son similares, considerando solo geotermómetros de sílice.

Para el caso de El Gañote, se tiene una temperatura de 92°C y entre 107 y 196°C según geotermómetros de sílice y catiónicos respectivamente; en este caso, no se descartan los geotermómetros Na/K por mayor validez del Na-K-Ca debido a que las temperaturas indicadas son mayores. Al agregar una mezcla con agua de fiordo fría (2b), las temperaturas podrían ascender a 96-121°C y 145-210°C según geotermómetros de sílice y catiónicos, respectivamente. Considerando que la mezcla se da con agua meteórica fría en un 21%, las temperaturas podrían aumentar a 105-155°C (geotermómetros de sílice) y 112-196°C (geotermómetros catiónicos).

En la Figura 4-20, se resumen las distintas mezclas posibles junto a su rango de temperaturas válido según lo señalado anteriormente. Cabe destacar que estos valores son una primera estimación, asumiendo que se cumplen los supuestos de los geotermómetros.

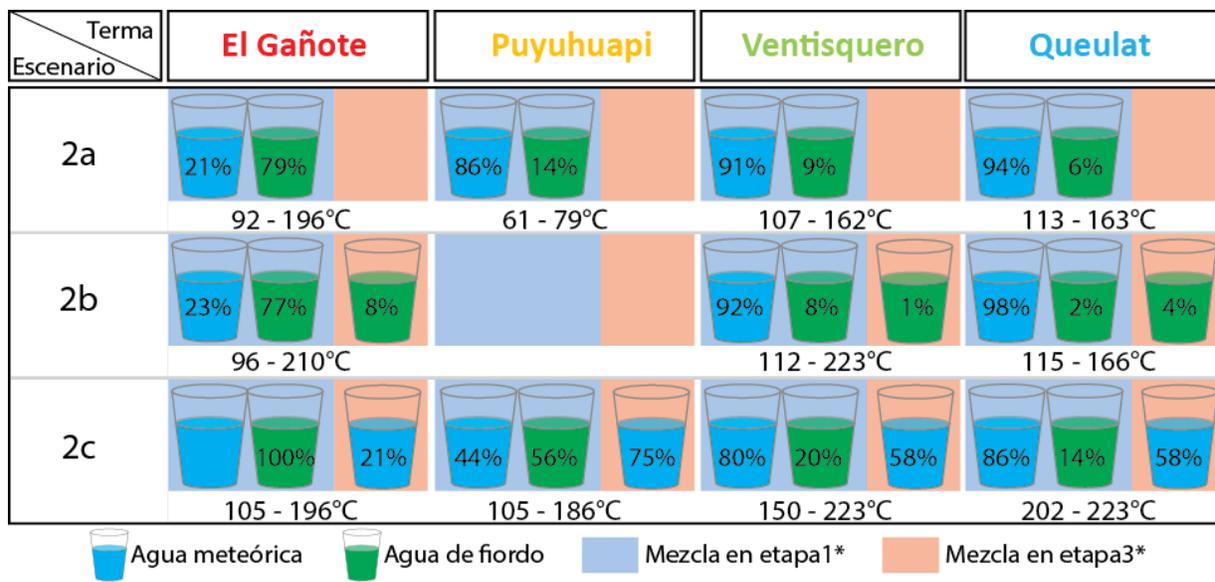


Figura 4-20 - Resumen de temperaturas calculadas con geotermómetros de sílice y catiónicos para los distintos escenarios de mezcla con agua de fiordo y meteórica, para las cuatro termas consideradas.

4.4.4 Recurso energético en Puyuhuapi

El valor de los recursos geotermales dependen del caudal disponible, de la química del fluido, de la distancia del mercado potencial y, principalmente, de la temperatura del fluido (Ragnarsson, 2006). Generalmente, temperaturas menores a 100°C son utilizadas para calefacción y agricultura, y sobre 100°C para aplicaciones industriales (Figura 4-21).



Figura 4-21 - Diagrama de Lindal con rango de temperaturas de las cuatro termas analizadas en este estudio. Modificado de sitio web Geothermal Energy.

Considerando todas las mezclas analizadas en la sección anterior, las aguas termales presentan rangos de temperaturas, generalmente mayores a 100°C; en el caso de Ventisquero y Queulat, incluso su cota mínima supera los 100°C. Las temperaturas máximas del rango superan los 200°C en las termas de El Gañote, Ventisquero y Queulat. No se estudiaron procesos de ebullición en los distintos escenarios de mezcla, por lo cual las temperaturas podrían llegar a estar sobreestimadas; sí se consideró el geotermómetro de cuarzo con máxima pérdida de vapor en las estimaciones.

De acuerdo a lo recién planteado, las termas de la zona de estudio podrían presentar temperaturas suficientes para el desarrollo de aplicaciones industriales. Según el

diagrama de Lindal (Figura 4-21), solo el aprovechamiento en plantas eléctricas convencionales quedarán fuera del rango de temperatura de las termas Puyuhuapi y El Gañote; Queulat y Ventisquero podrían llegar a presentar temperaturas suficiente para esta aplicación.

4.5 Origen de los componentes químicos

Para reconocer el origen de las aguas, es frecuente utilizar la relación entre isótopos de oxígeno e hidrógeno. El contenido de ^{18}O de las aguas geotérmicas se desplaza, a menudo, de la línea de aguas meteóricas hacia valores más altos (menos negativos) como resultado del intercambio de ^{18}O entre el agua y la roca. Todas las rocas comunes son más ricas en ^{18}O que las aguas naturales; así, la magnitud del desplazamiento de oxígeno depende de la intensidad o duración de la interacción agua – roca (Arnórsson *et al.*, 2000).

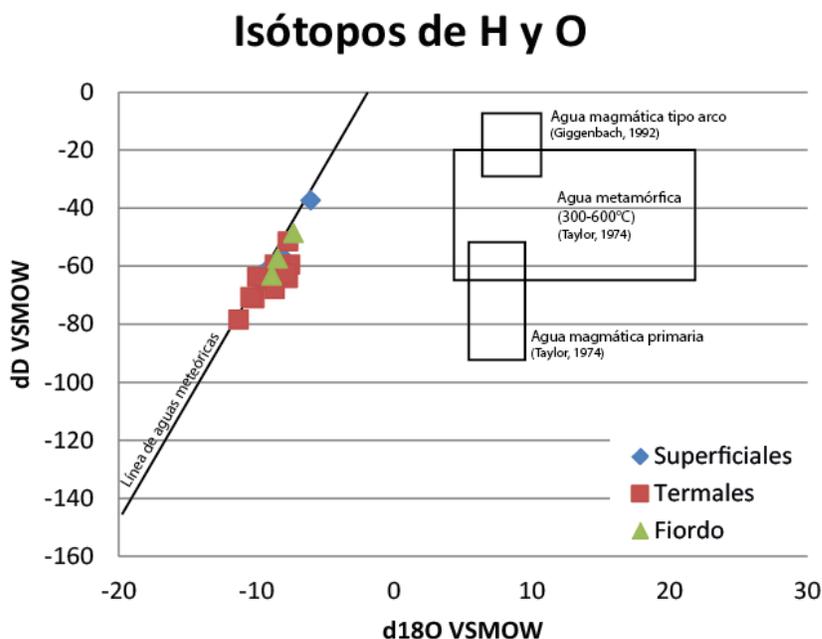


Figura 4-22 - Isótopos de Oxígeno e Hidrógeno para las aguas muestreadas en las campañas de enero, junio y agosto 2015. Modificado de Baker *et al.*, 2001.

En la Figura 4-22, se muestran las relaciones isotópicas de las aguas consideradas en este estudio. Las aguas termales caen en la línea de aguas meteóricas, o se acercan mucho a ella, al igual que las aguas superficiales (meteóricas). No se observa un desplazamiento de las aguas hacia $\delta^{18}\text{O}$ ‰ menos negativos, por lo cual, se asume un origen meteórico para todas las aguas termales analizadas y se descarta un gran aporte desde las rocas albergantes. Esto podría asociarse a un tiempo de residencia bajo de los fluidos en profundidad, que no permite un enriquecimiento importante de ^{18}O desde las rocas.

El origen de los componentes presentes en las aguas termales parece ser la interacción agua-roca y la mezcla con agua de fiordo. Los procesos de interacción agua-roca son los responsables de enriquecer al fluido en elementos como Si, Co, Ge, Li, Cs, Ca, S, mientras la mezcla con agua de fiordo aumenta las concentraciones de Cl, Br, Na, K, Se, etc. Los análisis de mezcla conservativa concluyen que el agua de fiordo debe

incorporarse anterior al equilibrio (o acercamiento a él) con las rocas; de lo contrario, no es posible obtener las concentraciones presentes en las termas.

Las concentraciones de Cl y Br en la mayoría de las aguas termales del sur de Chile pueden ser explicadas por la mezcla entre aguas de alteración con rocas volcánicas con pequeños volúmenes de agua de mar (Risacher *et al.*, 2011). En este estudio, la mezcla también se evidencia en las relaciones Cl/Br en las termas, similar a la del agua de fiordo. En sistemas termales asociados a volcanismo, suele incorporarse cloruro desde vapores magmáticos. Sin embargo, no se observaron otras señales de ambiente volcánico en las aguas. Esto puede deberse a que el ión se haya encontrado aún disuelto en el magma, al momento de escapar una fase gaseosa. En esta última, predominarían, más bien, las especies de azufre y/o CO₂, menos solubles que el Cl (Delmelle & Stix, 2000). Así, se puede decir que el ingreso de cloruro magmático es tan despreciable, que la mezcla con agua de fiordo enmarcara la señal.

Las aguas de Puyuhuapi mostraron un acercamiento a aguas volcánicas (Figura 4-1) por sus mayores concentraciones en sulfato, respecto a las demás termas. Su ubicación, cercana a los centros eruptivos más occidentales del Grupo Puyuhuapi podría permitir algún tipo de interacción con gases exsultos del magma, que generalmente se dan en forma de ácidos (HCl y HSO₄; Arnórsson 2007). Esta acidez no se observa en ninguna de las termas, lo cual podría ser producto de una neutralización por interacción con las rocas; por ejemplo, mediante intercambio por Na, con lo cual se debería mostrar un enriquecimiento de este componente respecto a la mezcla conservativa, que solo es apreciable en las termas de Queulat.

Por otra parte, las aguas de Queulat se presentan en la zona de aguas periféricas por predominancia en bicarbonatos (Figura 4-1); si bien, estas aguas tienen una baja influencia marina, el dominio de bicarbonatos no solo se deben a la baja presencia de cloruros sino, más bien, a un alto enriquecimiento en bicarbonatos, por sobre las concentraciones de las aguas superficiales. Además, estas aguas también muestran un enriquecimiento particular de Mg (40 ppm), con concentraciones mucho más elevadas que en el resto de las termas. Este enriquecimiento, junto a la predominancia de bicarbonato, serían los responsables de la presencia de travertino en las cercanías de la terma. El agua de manantiales a más de 70°C emerge de la tierra por aberturas, liberando CO₂, y precipitando CaCO₃ en forma de travertino (Goldenfeld *et al.*, 2006). Estos depósitos, con frecuencia, se dan en sitios extremadamente locales (Ford y Pedley, 1996) como en este caso.

Queulat correspondería a un fluido secundario rico en dióxido de carbono. Estos fluidos son particularmente comunes en áreas con actividad volcánica, pero también pueden ser encontrado en áreas sísmicamente activas, desprovistas de volcanismo (Arnórsson *et al.*, 2007). Se pueden formar por condensación de vapor rico en CO₂ en acuíferos colgantes o mediante la mezcla de condensado rico en CO₂ que percola, con un fluido geotérmico primario profundo (Hedenquist 1990). Así, la fuente del bicarbonato en Queulat podría estar dada por la mezcla del fluido termal con vapores ricos en CO₂ que podrían haber escapado del magma. Sin embargo, no se tiene seguridad de este origen de los bicarbonatos con la información obtenida en este estudio. Las emisiones de dióxido de carbono de los sistemas geotérmicos y volcanes activos son difusas y no se limitan a la emisiones de fumarolas y manantiales termales (Auippa *et al.*, 2004,

Fridriksson *et al.*, 2006). No obstante, los depósitos de travertino son típicos en los sectores más externos de un sistema geotermal, y generalmente, se asocian a mezclas de aguas meteóricas frías con vapores ricos en CO₂ lejos de su fuente (Ford y Pedley, 1996).

Es importante destacar que este tipo de agua se considera mineralizada pues el bajo pH que mantendría el CO₂ aumenta la velocidad de disolución de los minerales primarios de las rocas –lo cual dificulta la geotermometría-. A bajos pH, la solubilidad del carbonato de calcio es muy alta; a altas temperaturas en cambio, se tendrá precipitación de calcita. Asumiendo que predomina la temperatura, el consumo de carbonato de calcio generará mayor acidez en el fluido, lo cual disminuiría la precipitación de calcita.

Según Risacher *et al.*, 2011, los componentes Cl, Br, Na, Si, K, Ca, Mg y la alcalinidad pueden ser explicados por la mezcla entre aguas de alteración (producto de interacción agua-roca) y agua de mar. Por otra parte, indican que las concentraciones de B y Li en las aguas termales del sur de Chile son mucho más altas que las obtenidas por la alteración de rocas volcánicas. Esto indicaría una tercera fuente aportando Li y B, que asocian a un input magmático. Las concentraciones de Li de las aguas termales de este estudio están en los rangos de las aguas del sur de Chile consideradas por Risacher *et al.*, 2011, mientras las de B son levemente menores. Esto sugeriría que podrían requerirse de ingresos desde el magma, pero, nuevamente, no se puede determinar con la información de este trabajo. Sería necesario realizar un estudio acabado considerando la química de las rocas del sector y su interacción con el fluido.

Se observó que la muestra de El Gañote G1, de mayor temperatura, cantidad de sílice y cloruros se escapa de las demás termas, mientras la muestra G2 tiene una relación con las aguas de fiordo y las demás aguas termales mucho más estrecha (Figura 4-6). Esto podría deberse a que, mientras la segunda (G2) determina su química casi por completo por la mezcla con fiordo, la primera (G1) presentaría evidencias de procesos adicionales, aun cuando la mezcla con fiordo en G2 es menor.

Respecto a las profundidades y temperaturas alcanzadas por los fluidos termales, se pudo determinar que en el caso de las termas de Puyuhuapi, se podría tener mezcla en superficie con aguas superficiales frías. Como resultado, disminuyen las temperaturas y concentraciones de los fluidos, y aumenta el Eh de las aguas. De manera similar, en las termas de Queulat, se podría tener un ingreso de aguas bicarbonatadas frías al fluido termal. Esto explicaría tanto su Eh oxidante como sus concentraciones de bicarbonatos, con la posterior precipitación como travertino.

4.6 Hidrodinámica de los fluidos

Las aguas presentan un comportamiento clorurado neutro que proviene de la mezcla con aguas de fiordo. Debido a que las mezclas con agua de fiordo debieron ocurrir previas al calentamiento de ellas, y se dan en proporciones muy diferentes entre las cuatro termas, se propone que no comparten un reservorio común, o más bien, tienen flujos independientes. En particular, de acuerdo a los análisis de mezclas, las termas El Gañote podrían consistir en agua de fiordo con hasta 23% de agua meteóricas; luego del calentamiento, podrían volver a mezclarse tanto con agua de fiordo como aguas

meteóricas. La recarga de aguas en este caso estaría primando desde el fiordo y no como un flujo desde zonas más altas desde el oeste.

El Grupo Volcánico Puyuhuapi posee un potencial hidrogeológico moderado a bajo y por su corta edad podría asumirse poco relleno de vesículas (al lado oeste del fiordo) y bajo grado de litificación de tobas, lo cual mantendría la permeabilidad medianamente favorecedora para el flujo de aguas. El potencial nulo de la Formación Traiguén puede indicar que no existe un flujo importante de aguas meteóricas en subsuperficie hacia este sector y, por esa razón, solo se permite una entrada de aguas desde el fiordo y/o como infiltración desde ríos o esteros sobre los depósitos holocenos del GVP.

Puyuhuapi presenta una mayor influencia marina que las termas del lado oriental del fiordo, pero no se compara con la predominancia marina en El Gañote. Esto podría asociarse a la baja permeabilidad de los metabasaltos. De esta manera, las rocas no permitirán a las aguas descender fácilmente. Según la química de las aguas termales de Puyuhuapi, se determinó un amplio rango de temperaturas, con dos casos extremos: estas aguas presentarían una temperatura similar en profundidad a la que muestran en superficie, lo cual podría significar un ascenso rápido con poca pérdida de energía; o bien, podrían alcanzar mayores temperaturas (105-186°C) y luego mezclarse con aguas meteóricas, enfriándose y diluyéndose. Estas termas se encuentran cercanas a la zona de debilidad por donde ascendió el magma basáltico, por lo cual se asume que el gradiente de temperatura no será bajo. Así, dependiendo de la profundidad de las fallas de actúen como conductos, y de su interconexión con otras, se podrían tener flujos de agua profundos de alta temperatura que se mezclaron en superficie con aguas frías (flujo desde A a C en Figura 4-23) o flujos someros de aguas que no alcanzan 100°C (flujo desde G a F en Figura 4-23). Luego, pueden darse diferentes casos en Puyuhuapi, lo cual haría difícil reconocer un rango real de temperatura en profundidad.

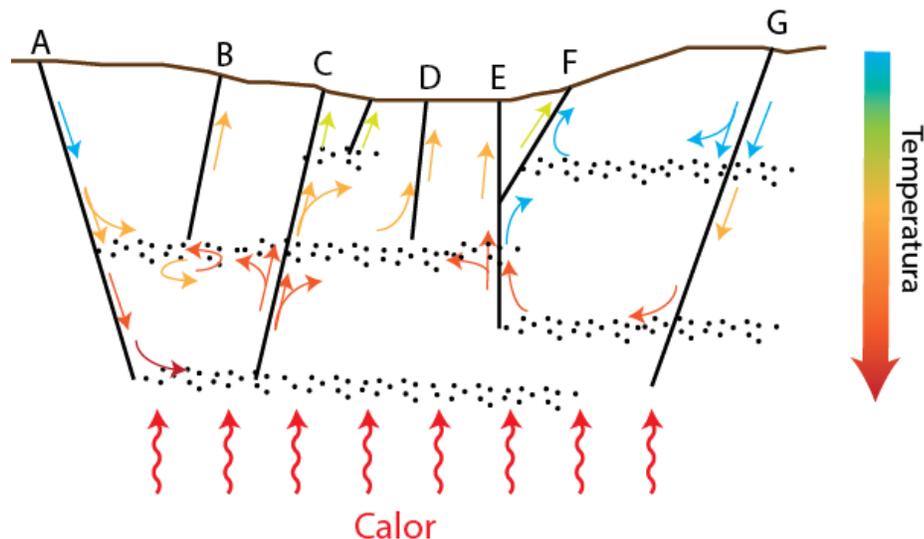


Figura 4-23.- Modelo esquemático de un sistema de aguas termales con una fuente de calor desconocida y mezclas superficiales dentro de un sistema de permeabilidad interconectada. Las letras muestran discontinuidades por las cuales pueden circular los fluidos. Las zonas punteadas corresponden a acuíferos; sin embargo, en la zona de estudio deben corresponder a zonas fracturadas o de discontinuidades por donde pueda circular el fluido. Los colores de las flechas muestran diferentes temperaturas del fluido, según la cercanía al cuerpo caliente (Modificado de Fournier y Truesdell, 1974).

Por otra parte, aquellas termas aflorando en rocas intrusivas del BNP muestran una menor influencia marina y mayores temperaturas según los geotermómetros analizados. La alta presencia de vertientes aflorando en rocas del BNP permitiría pensar que podría existir mezcla del fluido termal con estas aguas meteóricas frías, tanto en Queulat como en Ventisquero. Esto implicaría que las aguas en profundidad podrían presentar temperaturas mayores a 200°C.

Las termas de Queulat son las más lejanas a los cuerpos volcánicos holocenos. Sin embargo, las aguas termales de Queulat indican temperaturas sobre los 150°C, según geotermometría de sílice. Esta temperatura es mayor que las presentes en Puyuhuapi y El Gañote, lo cual indicaría que, como el gradiente de temperatura podría ser menor en Queulat, al estar más alejado de la zona de debilidad por donde ascendieron los magmas basálticos, el flujo de aguas podría alcanzar mayores profundidades que en las otras dos termas recién mencionadas.

4.7 Sistema Geotermal Puyuhuapi

De acuerdo a la clasificación de McCoy-West *et al.* (2011), el magmatismo asociado a los centros eruptivos menores del GVP es considerado reciente, por lo cual, podría constituir una fuente de calor en un sistema geotermal. En términos de hidrogeoquímica, algunos componentes podrían requerir de un *input* magmático. Sin embargo, no se puede determinar una mayor influencia de ellos con la información de este trabajo; predominan, en cambio, los procesos de interacción agua-roca y la mezcla con agua de fiordo. Esto podría deberse a una alta cristalización del cuerpo magmático, a un tamaño menor de él o a que se encuentre a muy alta profundidad; en estos casos, la contribución de volátiles magmáticos puede ser muy pequeña e indetectable (Goff y Janik, 2000). No se encontraron evidencias de ambiente volcánico, ni como alteración ácido-sulfatada en las rocas del sector, ni como pH bajos y/o afinidades por sulfato en las aguas termales. Un pH ácido de las aguas podría haber llegado a neutralizarse en el proceso de interacción con rocas, y, por otra parte, una predominancia de sulfatos o bicarbonatos podría ser enmascarada por la gran influencia marina que tienen las aguas. A pesar de esto, se descarta un aporte volcánico en las aguas por no tenerse evidencias suficientes para un desarrollo mayor de este ambiente.

El evento magmático que generaría los productos volcánicos alcalinos que forman el GVP estaría provocado por una extensión local en la ZFLO (González-Ferrán *et al.*, 1996). La transtensión local, evidenciada por datos geológicos y estructurales, permite el rápido ascenso de magmas basálticos que modificarían el gradiente de temperatura, favoreciendo el desarrollo de sistemas geotermales. Teniendo esto en cuenta y de acuerdo a la caracterización hidrogeoquímica de las termas, se podrá concluir que el sistema tiene un control tectónico más que magmático (intrusiones o volcanismo); en particular, corresponde a un sistema convectivo dominado por extensión (Reed, 1982; Moeck, 2014).

Un flujo de calor anómalo en áreas singulares genera gradientes de 15 a 30°C cada 100 metros, por lo que a profundidades de 1,5 a 2 km se pueden encontrar temperaturas entre 200 y 300°C (sitio web IGME). En la zona de estudio, se tiene como referencia una temperatura de 85°C obtenidos a 43 metros de profundidad (Termas del Ventisquero), valor que correspondería, bajo un gradiente normal de temperatura, a una profundidad cercana a 3 km; siguiendo con esta referencia de las termas del

Ventisquero, a poco más de 100 metros se podrían obtener 200°C en los fluidos. Respecto a la alteración hidrotermal en las rocas, solo se observó en basaltos del GVP, al lado este del fiordo. Aquí tiene una alteración de baja temperatura con asociación de zeolitas, calcita y clorita-esmectita, asociadas a temperaturas de 150°C (Aguirre *et al.*, 1996). Estas temperaturas serían concordantes con las temperaturas medias determinadas a partir de geotermometría de sílice y catiónicas.

Generalmente, para reconocer un sistema geotermal se busca determinar una fuente de calor, un reservorio, recarga de agua y conductos que permitan el flujo de aguas desde el reservorio a superficie, generalmente asociados a estructuras. En el caso de la zona de estudio, se ha determinado que la fuente de calor corresponderá a magmas basálticos a muy baja profundidad que aumentan el gradiente termal. En la definición de reservorio se tiene una discusión mayor; un reservorio, en términos hidrogeológicos, corresponde a un acuífero, es decir, una unidad de roca que puede albergar fluidos y permitir su fácil circulación. En la sección 2.3, se indicó que de acuerdo a las diferentes litologías presentes en la zona de estudio, no se tendría una permeabilidad primaria que permita el desarrollo de acuíferos en profundidad. Luego, los fluidos deberán estar restringidos a la red de fracturas y fallas presentes en las rocas (y por lo tanto, los fluidos termales podrían no compartir trayectorias). En otras palabras, de existir un reservorio, este corresponderá a un acuífero de roca fracturada. Sin embargo, la razón agua-roca que se tenga podría ser muy baja y dependerá de la red de discontinuidades que permitan la circulación en profundidad. La abertura de estas varía según la presión y las condiciones de estrés en la roca (Gueguen y Palciauskas, 1992), lo cual genera una disminución de permeabilidad en rocas cristalinas al aumentar la profundidad (Ingebritsen y Manning, 1999; Gleeson y Novakowski, 2009); a partir de un determinado nivel, las discontinuidades parecen cerrarse (González de Vallejo *et al.*, 2002), lo cual disminuiría de manera considerable el flujo de las aguas en el sector. Luego, es posible que no se tengan caudales suficientes para bombear grandes cantidades de agua, a pesar de que exista disponibilidad de agua para recarga, por las altas precipitaciones que se dan en la región.

Se debe tener en cuenta que, aunque ocurra cementación (entendida como precipitación de minerales en el espacio de poros), nuevas generaciones de fracturas pueden ser desarrolladas al aplicar más estrés a la roca (Roberts and Stewewart, 1994; Géraud *et al.*, 2006; Benedicto *et al.*, 2008). El aumento de permeabilidad a lo largo de fallas activas puede prevalecer si la abertura y la formación de fracturas son más rápidas que el sellamiento a través de la cementación (Riggs *et al.*, 1994; Constantin *et al.*, 2004).

Según estudios sísmicos, la ZFLO mantiene una actividad de rumbo dextral evidenciada por algunos sismos menores (Cifuentes, 1989). Estudios termocronológicos con trazas de fisión han evidenciado movimientos verticales tanto en la falla Liquiñe-Ofqui como en fallas ubicadas más al oriente (Thomson, 2002). Este levantamiento de bloques se asocia a un enfriamiento rápido. Edades anómalamente jóvenes con trazas de fisión en apatito, indican un flujo de calor localizado en la falla. Según los datos de Thomson *et al.*, 2010, numerosas muestras en la zona de estudio (ver Figura 2-2) habrían presentado temperaturas entre 90 y 120°C (temperatura de cierre trazas de fisión en apatito; Laslett *et al.*, 1987; Ketcham *et al.*, 1999) entre 3,6 y 1,4 millones de años atrás. En las cercanías de las termas del Ventisquero, una muestra evidenciaría

temperaturas entre 55-80°C (temperatura de cierre U-Th/He en apatito; Farley, 2000) hace 360 mil años. Datos cercanos a Puyuhuapi, con edades de 4 Ma ^{40}Ar - ^{39}Ar en biotita (Cembrano *et al.*, 1999), $2,6\pm 0,2$ Ma FT en zircón y un $1,0\pm 0,3$ Ma FT en apatito también evidenciarían un rápido enfriamiento de las rocas. Este resultado podría evidenciar la existencia de una anomalía térmica a largo plazo relativamente estable, apoyada por la presencia de magmatismo mioceno tardío a plioceno (Pankhurst *et al.*, 1992, Hervé *et al.*, 1993) y numerosas fuentes termales y el volcanismo holoceno a lo largo de la falla Liquiñe-Ofqui (Thomson, 2002). Así, la actividad en la ZFLO no solo estaría favoreciendo el desarrollo de estructuras que actúan como conductos, sino también el flujo de calor para el calentamiento de las aguas.

Para finalizar, es necesario determinar si las fuentes termales pueden asociarse en un sistema geotermal. Para hacerlo, en primer lugar, se tendrá que tener en cuenta qué se entendería por sistema geotermal, ya que existen diversas definiciones. Williams *et al.* (2011) proponen como tal a cualquier configuración geológica en donde parte de la energía térmica de la Tierra pueda ser extraída por un fluido circulante y transportadas a un punto en donde será utilizada. En este sentido, las aguas termales estudiadas podrán ser agrupadas en un mismo contexto geológico, con una misma fuente de calor, y posiblemente, aprovechadas de manera similar, si las temperaturas lo permiten. Por lo tanto, se podrían asociar a un sistema geotermal. Ahora bien, Moeck (2014) señala que la definición de Williams *et al.*, 2011 deja fuera a los sistemas geotermales mejorados (EGS), que corresponden a porciones de la corteza terrestre donde la razón de caudal y temperatura del fluido natural es demasiado baja para uso económico; en estos casos, el caudal debe aumentarse hasta una relación flujo/temperatura suficiente, aumentando la permeabilidad natural a través de soluciones tecnológicas. Según lo recién mencionado, las características geológicas de las termas en el fiordo de Puyuhuapi pueden caber en la definición de sistema geotermal, con salvedades según la utilización de la energía: para uso directo, en donde no sean necesarios grandes caudales de agua, se tiene una definición concordante; para generación eléctrica, en cambio, sería necesario hacer estudios hidrogeológicos y geotécnicos para determinar un mejoramiento en la circulación de fluidos.

5 CONCLUSIONES

Las aguas termales analizadas en este estudio son, casi todas, aguas cloruradas sódicas neutras, a excepción de la muestra tomada en la surgencia Queulat que presenta un tipo hidrogeoquímico bicarbonatado sódico.

Los procesos hidrogeoquímicos identificados apuntan a dos fuentes principales para los elementos químicos encontrados en las aguas analizadas. La primera asociada a procesos de interacción agua-roca, que permiten que el agua se enriquezca en elementos como Si, Co, Ge, Li, Cs, Ca, S y, la segunda, relacionada con los procesos de mezcla con agua de fiordo, que sería el proceso que aporta de Cl, Br, Na, K, Se a las muestras de aguas analizadas. Puede que exista un ingreso de fluidos de origen más profundo (magmáticos) que aportan componentes como Li, B y CO₂, o SO₄ como en el caso de Puyuhuapi. Sin embargo, entre los procesos descritos destaca la mezcla con el agua de fiordo seguida por los procesos de interacción agua-roca que prácticamente enmascaran los demás componentes y procesos. En las muestras de la surgencia Queulat, se propone un aporte de CO₂ que explicaría el enriquecimiento en bicarbonatados y, la precipitación de minerales carbonáticos.

Considerando procesos de mezcla conservativos, es posible calcular las razones de mezcla con agua de fiordo. Los resultados indican que el agua de El Gañote presenta un 79% de agua de fiordo, la Puyuhuapi un 14 %, el Ventisquero un 9% y el Queulat un 6%. En este caso, se considera una mezcla conservativa simple sin considerar diluciones por mezclas con aguas meteóricas, ni pérdidas de fluido por procesos de *boiling*. Los cálculos realizados considerando mezclas con agua de fiordo y aguas meteóricas, sugieren que la entrada de agua de fiordo debe darse antes de que las aguas tengan su mayor grado de interacción con las rocas, para equilibrarse o acercarse al equilibrio y, así, poder alcanzar las concentraciones que se presentan en las aguas termales muestreadas. De acuerdo a las distintas mezclas con agua de fiordo y meteórica se han estimado rangos de temperatura en profundidad: El Gañote: 92-196°C, Puyuhuapi: 61-186°C, Ventisquero 107-223°C, Queulat 113-223°C.

Finalmente, el origen de las aguas parece ser meteórico, según lo indicado por los datos de los isótopos de oxígeno e hidrógeno. Además, es probable que la circulación hidráulica sea por flujos rápidos a través de las rocas ya que no se ha observado un enriquecimiento en O¹⁸.

En el área de estudio, existe un control tectónico asociado a la presencia de la falla Liquiñe-Ofqui que permite tanto el desarrollo de conductos para la circulación de aguas, como la presencia del flujo de calor desde el interior de la Tierra. Aunque los rangos de temperatura llegan a ser apropiados en la zona de estudio, la baja permeabilidad primaria de las rocas induce a proponer como principal mecanismo de desplazamiento de fluidos la circulación por fracturas. Si bien, la situación estructural puede permitir el desarrollo de un reservorio, los datos analizados en este trabajo no parecen indicar la presencia de un reservorio de alta entalpia. Se apunta más bien a una circulación en roca fracturada, con zonas de flujo limitadas a la presencia de discontinuidades. En este caso, el uso directo de la energía geotérmica será el más apropiado para el aprovechamiento del recurso. No obstante se destaca que esta memoria es parte de un proyecto mayor que está generando más datos e información para caracterizar mejor el

área de estudio. Esto implica que posteriores estudios hidrogeológicos, geoquímicos y geológicos pueden aportar cambios al modelo básico propuesto.

6 BIBLIOGRAFÍA

Aguirre, L., Cortes, J. A., Morata, D., & Herve, F. (1997). Low-grade metamorphism of Mesozoic and Cenozoic volcanic sequences of Patagonia, Chile (43-46 S). *Andean Geology*, 24(2), 187-201.

Aka, F. T., Kusakabe, M., Nagao, K., & Tanyileke, G. (2001). Noble gas isotopic compositions and water/gas chemistry of soda springs from the islands of Bioko, São Tomé and Annobon, along with Cameroon Volcanic Line, West Africa. *Applied Geochemistry*, 16(3), 323-338.

Appelo, C. A. J., & Postma, D. (2005). Geochemistry, groundwater and pollution. *CRC press. ISO 690*

Arancibia, G. (1997). Deformación frágil y dúctil de rocas asociadas a la zona de falla Liquiñe-Ofqui entre Puyuguapi y Puerto Cisnes, Región de Aysén (44° a 45° Lat. S). Memoria de título Geóloga. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 104 p.

Arancibia, G., Cembrano, J., & Lavenu, A. (1999). Transpresión dextral y partición de la deformación en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, Aisén, Chile (44-45°S). *Revista geológica de Chile*, 26(1), 03-22.

Aravena, D., Muñoz, M., Morata, D., Lahsen, A., Parada, M. Á., & Dobson, P. (2016). Assessment of high enthalpy geothermal resources and promising areas of Chile. *Geothermics*, 59, 1-13.

Arnórsson, S. (1984). Germanium in Icelandic geothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(12), 2489-2502.

Arnórsson, S. (1985). The use of mixing models and chemical geothermometers for estimating underground temperatures in geothermal systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23(3), 299-335.

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

Arnórsson, S., & Barnes, I. (1983). The nature of carbon dioxide waters in Snaefellsnes, western Iceland. *Geothermics*, 12(2), 171-176.

Arnórsson, S., D'Amore, F., & Gerardo-Abaya, J. (2000). Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use. *Sampling methods, data handling, interpretation. International Atomic Energy Agency, Vienna*.

Arnórsson, S., & Lindvall, R. (2001, July). The distribution of arsenic, molybdenum and tungsten in natural waters in basaltic terrain, N-Iceland. In *Proceedings of the 10th International Symposium on Water-Rock Interaction, Swets and Zeitlinger (Balkema), Lisse* (pp. 961-964).

Arnórsson, S., & Svavarsson, H. (1985). Application of chemical geothermometry to geothermal exploration and development. *Geoth. Resources Council, Trans.*, 9, 293-298.

Arnórsson, S., Stefánsson, A., & Bjarnason, J. Ö. (2007). Fluid-fluid interactions in geothermal systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 65(1), 259-312.

Ayling, B. F. (2007). Direct-use of geothermal energy: opportunities for Australia. *Geoscience Australia, Educational Factsheet GA10660*.

Baker, T., Perkins, C., Blake, K. L., & Williams, P. J. (2001). Radiogenic and stable isotope constraints on the genesis of the Eloise Cu-Au deposit, Cloncurry district, northwest Queensland. *Economic Geology*, 96(4), 723-742.

Benedicto, A., Plagnes, V., Vergély, P., Flotté, N., & Schultz, R. A. (2008). Fault and fluid interaction in a rifted margin: integrated study of calcite-sealed fault-related structures (southern Corinth margin). *Geological Society, London, Special Publications*, 299(1), 257-275.

Bibby, H. M., Caldwell, T. G., Davey, F. J., & Webb, T. H. (1995). Geophysical evidence on the structure of the Taupo Volcanic Zone and its hydrothermal circulation. *Journal of volcanology and geothermal research*, 68(1), 29-58.

Bourgois, J., Martin, H., Lagabrielle, Y., Le Moigne, J., & Jara, J. F. (1996). Subduction erosion related to spreading-ridge subduction: Taitao peninsula (Chile margin triple junction area). *Geology*, 24(8), 723-726.

Cathelineau, M., & Nieva, D. (1985). A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91(3), 235-244.

Cembrano, J., & Hervé, F. (1993). The Liquiñe–Ofqui fault zone: a major Cenozoic strike slip duplex in the Southern Andes. *Second International Symposium of Andean Geodynamics*, Oxford, extended abstracts, pp. 175–178.

Cembrano, J., & Moreno, H. (1994). Geometría y naturaleza contrastante del volcanismo Cuaternario entre los 38 S y 46 S: Dominios compresionales y tensionales en un régimen transcurrente. In Congreso Geológico Chileno (No. 7, pp. 240-244).

Cembrano, J., Hervé, F., & Lavenu, A. (1996). The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259(1), 55-66.

Cembrano, J., Schermer, E., Lavenu, A., & Sanhueza, A. (2000). Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe–Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics*, 319(2), 129-149.

Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G., & Sanhueza, A. (2002). Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca–South America–Antarctica triple junction. *Tectonophysics*, 354(3), 289-314.

- Cembrano, J., & Lara, L. (2009). The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics*, 471(1), 96-113.
- Cerón, J. C., Martín-Vallejo, M., & García-Rossell, L. (2000). CO₂-rich thermomineral groundwater in the Betic Cordilleras, southeastern Spain: genesis and tectonic implications. *Hydrogeology Journal*, 8(2), 209-217.
- Chiodini, G., Frondini, F., & Ponziani, F. (1995). Deep structures and carbon dioxide degassing in Central Italy. *Geothermics*, 24(1), 81-94.
- Cifuentes, I. L. (1989). The 1960 Chilean earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B1), 665-680.
- Constantin, J., Peyaud, J. B., Vergely, P., Pagel, M., & Cabrera, J. (2004). Evolution of the structural fault permeability in argillaceous rocks in a polyphased tectonic context. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 29(1), 25-41.
- Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133(3465), 1702-1703.
- Craig, H. (1963). The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. *Nuclear Geology on Geothermal Areas*, 17-53.
- Culkin, F., & Cox, R. A. (1966). Sodium, potassium, magnesium, calcium and strontium in sea water. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* (Vol. 13, No. 5, pp. 789-804). Elsevier.
- Custodio, E., & Llamas, M. R. (1976). *Hidrología subterránea*. ed. Omega.
- D'Amore, F., Fancelli, R., & Caboi, R. (1987). Observations on the application of chemical geothermometers to some hydrothermal systems in Sardinia. *Geothermics*, 16(3), 271-282.
- Daniele, L., Vallejos, Á., Corbella, M., Molina, L., & Pulido-Bosch, A. (2013). Hydrogeochemistry and geochemical simulations to assess water-rock interactions in complex carbonate aquifers: The case of Aguadulce (SE Spain). *Applied geochemistry*, 29, 43-54.
- Delmelle, P., & Stix, J. (2000). Volcanic gases. *Encyclopedia of Volcanoes*. Sigurdsson H (ed) Pergamon Press, 803-816.
- Demant, A., Hervé, F., Pankhurst, R., & Magnette, B. (1994). Alkaline and calc-alkaline Holocene basalts from minor volcanic centres in the Andes 01 Aysén, Southern Chile. In *Congreso Geológico Chileno* (No. 7, pp. 1326-1330).
- Dewey, J. F., & Lamb, S. H. (1992). Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics*, 205(1), 79-95.
- Dirección Meteorológica de Chile, 2001
http://164.77.222.61/climatologia/publicaciones/Climatologia_regional.pdf:

Ellis, A. J., and Mahon, W. A. J., 1964, Natural hydrothermal systems and experimental hotwater/rock interactions: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 28, p. 1323-1357.

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

Espinoza, W. & Fuenzalida, R., (1971). Geología de las Hojas Isla Riveros, Puerto Aisén y Balmaceda, entre los paralelos 45 y 46° Lat- Sur (Inédito), Instituto de Investigaciones Geológicas-Corporación de Fomento de la Producción, 54p. Santiago.

Farley, K. A. (2000). Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *Journal of Geophysical Research B*, 105(B2), 2903-2914.

Feuker, P., & Paéz, D. (2012) Reconocimiento Hidrogeológico en Ciudades y Centros Poblados de la Región de Aysén, Chile. In *Congreso Geológico Chileno* (No 13, pp.795-797).

Ford, T. D., & Pedley, H. M. (1996). A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Science Reviews*, 41(3), 117-175.

Forsythe, R., & Nelson, E. (1985). Geological manifestations of ridge collision: Evidence from the Golfo de Penas-Taitao Basin, southern Chile. *Tectonics*, 4(5), 477-495.

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

Fournier, R. O. (1991). Water geothermometers applied to geothermal energy. Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development, Ed Franco D'Amore. Unitar/UNDP, 37-69.

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

Fournier, R. O., White, D. E., Truesdell, A. H. (1974). Geochemical indicators of subsurface temperature – part I, Basic assumptions. Jour. Research U.S. Geol. Survey. Vol.2, No. 3, May-June 1974, p.259-262

Fournier, R. O. & Truesdell, A. H. (1974). Geochemical indicators of subsurface temperature – part 2, Estimation of temperature and fraction of hot water mixed with cold water. Jour. Research U.S. Geol. Survey. Vol.2, No. 3, May-June 1974, p.263-270

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

Fuenzalida, R., & Etchart, H. (1974) Evidencias de migración volcánica reciente desde la línea de volcanes de la Patagonia chilena. *Symposium Internacional de Volcanología*, 9-14 Septiembre 1974. pp.1-5

- Fuenzalida, R., & Etchart, H. (1975). Geología del territorio de Aysén comprendido entre los 43°45' y los 45 latitud Sur. *Inst. Invest. Geol., Santiago, Chile*, 99.
- Géraud, Y., Diraison, M., & Orellana, N. (2006). Fault zone geometry of a mature active normal fault: a potential high permeability channel (Pirgaki fault, Corinth rift, Greece). *Tectonophysics*, 426(1), 61-76.
- 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., & Goguel, R. L. (1989). Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges. *New Zealand DSIR Chemistry Div. Rprt.* CD 2401, p. 81
- Giggenbach, W. F. (1991). Chemical techniques in geothermal exploration. *Application of geochemistry in geothermal reservoir development*, 119-144.
- Giggenbach, W. F. (1992). Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth and planetary science letters*, 113(4), 495-510.
- Gleeson, T., & Novakowski, K. (2009). Identifying watershed-scale barriers to groundwater flow: lineaments in the Canadian Shield. *Geological Society of America Bulletin*, 121(3-4), 333-347.
- Goff F., Janik, C.J., (2000). Geothermal systems. *Encyclopedia of Volcanoes*. Sigurdsson H (ed) Pergamon Press, 817-834.
- Goldenfeld, N., Chan, P. Y., & Veysey, J. (2006). Dynamics of precipitation pattern formation at geothermal hot springs. *Physical review letters*, 96(25), 254501.
- González de Vallejo, L. I., Ferrer, M., Ortuño, L., & Oteo, C. (2002). Ingeniería geológica.
- González-Ferrán, O., Innocanti, F., Lahsen, A., Manetti, P., Mazzuoli, R., Omarini, A., & Tamponi, M. (1996). Alkali basalt volcanism along a subduction related magmatic arc: the casa of Puyuhuapi Quaternary volcanic line, Southern Andes (44°20'S). In *Congreso Geológico Argentino* (No. 13, pp. 549-565).
- Gottardi, G., & Galli, E. (1985). Natural zeolites, 409 p. Springer-Verlag, Berlin.
- Gudmundsson, B. T., & Arnórsson, S. (2002). Geochemical monitoring of the Krafla and Námafjall geothermal areas, N-Iceland. *Geothermics*, 31(2), 195-243.
- Gueguen, Y., & Palciauskas, V. (1992). Introduction à la physique des roches. Hermann.
- Güler, C., Thyne, G. D., McCray, J. E., & Turner, K. A. (2002). Evaluation of graphical and multivariate statistical methods for classification of water chemistry data. *Hydrogeology journal*, 10(4), 455-474.

Hauser, A. (1989). Fuentes termales y minerales en torno a la carretera austral, Regiones X-XI, Chile. *Andean Geology*, 16(2), 229-239.

Hauser, A. (1997). Catastro y caracterización de las fuentes de aguas minerales y termales de Chile (No. 50). Servicio Nacional de Geología y Minería.

Helgeson, H. C. (1968). Geologic and thermodynamic characteristics of the Salton Sea geothermal system. *American Journal of Science*, 266(3), 129-166.

Hervé, F., Araya, E., Fuenzalida, J. L., & Solano, A. (1979). Edades radiométricas y tectónica neógena en el sector costero de Chiloé continental, X Región. In *Congreso Geológico Chileno* (No. 2, pp. F1-F18).

Hervé, F., Pankhurst, R. J., Drake, R., Beck, M. E., & Mpodozis, C. (1993a). Granite generation and rapid unroofing related to strike-slip faulting, Aysén, Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 120(3-4), 375-386.

Hervé, F., Pankhurst, R. J., Suarez, M., & De la Cruz, R. (1993b). Basic magmatism in a mid-Tertiary transtensional basin, Isla Magdalena, Aysen, Chile. *Géodynamique Andine: Symposium International*, 2, Oxford (GBR), 1993/09/21-23.

Hervé, F. (1994). The Southern Andes between 39° and 44° S latitude: the geological signature of a transpressive tectonic regime related to a magmatic arc. In *Tectonics of the Southern Central Andes* (pp. 243-248). Springer Berlin Heidelberg.

Hervé, F., Suárez, M., De la Cruz, R. & Belmar, M.E. (1994). Los depósitos volcanosedimentarios de la cuenca extensional intracontinental cenozoica de la Isla Magdalena, Aysén, Chile. *Actas VII Congreso Geológico Chileno*, Vol. II, p. 825-829.

Hervé, F., Pankhurst, R. J., Drake, R., & Beck, M. E. (1995). Pillow metabasalts in a mid-tertiary extensional basin adjacent to the Liquiñe-Ofqui fault zone: the Isla Magdalena area, Aysén, Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(1), 33-46.

Hervé, F., Sanhueza, A., Silva, C., Pankhurst, R. J., Fanning, M. C., Campbell, H., & Crundwell, M. (2001). A neogene age for Traiguén Formation, Aysen, Chile, as revealed by SHRIMP U-Pb dating of detrital zircons.

Hudson, J. A., & Harrison, J. P. (2000). Engineering rock mechanics-an introduction to the principles. *Elsevier*.

Ingebritsen, S. E., & Manning, C. E. (1999). Geological implications of a permeability-depth curve for the continental crust. *Geology*, 27(12), 1107-1110.

IGME - Instituto geológico y minero de España. La Energía geotérmica.
<http://www.igme.es/Geotermia/La%20energ%EDa%20geot%E9rmica.htm>

INN (2005). Agua Potable – Parte 1 – Requisitos. NCh.409/1. Of.2005. Instituto Nacional de Normalización. 9p. Santiago, Chile.

INN (1987). Requisitos de calidad de agua para diferentes usos. Norma Chilena NCh.1333 Of. 1978 modificada en 1987. Instituto Nacional de Normalización. Santiago, Chile.

International Geothermal Association

https://www.geothermal-energy.org/que_es_la_energia_geotermica.html

Ketcham, R. A., Donelick, R. A., & Carlson, W. D. (1999). Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *American Mineralogist*, 84(9), 1235-1255.

Kissling, W. M., & Weir, G. J. (2005). The distribution of the geothermal fields in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. In *World Geothermal Congress, Antalya, Turkey: paper*.

Klein, F. W., Einarsson, P., & Wyss, M. (1977). The Reykjanes Peninsula, Iceland, earthquake swarm of September 1972 and its tectonic significance. *Journal of Geophysical Research*, 82(5), 865-888.

Lahsen, A., López-Escobar, L., & Vergara, M. (1994). The Puyuhuapi volcanic group, Southern Andes (44° 20'S): geological and geochemical antecedents. In *Congreso Geológico Chileno* (No. 7, pp. 1076-1079).

Lahsen, A., Rojas, J., Morata, D., & Aravena, D. (2015). Geothermal Exploration in Chile: Country Update. In *Proceedings World Geothermal Congress 2015* (pp. 19-24).

Lange, D., Cembrano, J., Rietbrock, A., Haberland, C., Dahm, T., & Bataille, K. (2008). First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the southern Andes. *Tectonophysics*, 455(1), 14-24.

Laslett, G. M., Green, P. F., Duddy, I. R., & Gleadow, A. J. W. (1987). Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 65(1), 1-13.

Lavenu, A., & Cembrano, J. (1999). Compressional-and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, 21(12), 1669-1691.

Lindal, B., (1973) Industrial and other applications of geothermal energy, In *Geothermal Energy: Review of Research and Development*, Paris, UNESCO, LC No. 72-97138, pp135-148.

López-Escobar, L., Cembrano, J., & Moreno, H. (1995). Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46° S). *Andean Geology*, 22(2), 219-234.

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

Marques J.M., Andrade M., Carreira P.M., Eggenkamp HGM, Graça R.C., Aires-Barros L., Antunes Da Silva M (2006). Chemical and isotopic signatures of Na/HCO₃/CO₂-rich geofluids, North Portugal. *Geofluids* 6:273-287

McCoy-West, A. J., Milicich, S., Robinson, T., Bignall, G., & Harvey, C. C. (2011). Geothermal resources in the Pacific Islands: The potential of power generation to benefit indigenous communities. In: *Proceedings of the 36th workshop on geothermal reservoir engineering*. Stanford, California; Stanford University: 2011 January 31–February 2: SGP-TR-191.

Mella, M. y Duhart, P. (2011). Mapa geología base área Puerto Puyuhuapi, región de Aysén, Escala 1:50.000. Investigación geológica minera ambiental en Aysén. [COD.BIP N° 30036527-0]: Informe Final, Vol I: Geología Base.

Moeck, I. S. (2014). Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 37, 867-882.

Morris, A. W., & Riley, J. P. (1966, August). The bromide/chlorinity and sulphate/chlorinity ratio in sea water. In *Deep sea research and oceanographic Abstracts* (Vol. 13, No. 4, pp. 699-705). Elsevier.

Pankhurst, R. J., & Hervé, F. (1994). Granitoid age distribution and emplacement control in the North Patagonian Batholith in Aysén, Southern Chile. In *Congreso Geológico Chileno* (No. 7, pp. 1409-1413).

Pankhurst, R. J., Weaver, S. D., Hervé, F., & Larrondo, P. (1999). Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian batholith in Aysén, southern Chile. *Journal of the Geological Society*, 156(4), 673-694.

Pardo-Casas, F., & Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233-248.

Pope, L. A., Hajash, A., & Popp, R. K. (1987). An experimental investigation of the quartz, Na-K, Na-K-Ca geothermometers and the effects of fluid composition. *Journal of volcanology and geothermal research*, 31(1), 151-161.

Powell, T., & Cumming, W. (2010, February). Spreadsheets for geothermal water and gas geochemistry. In PROCEEDINGS, Thirty-Fifth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California (p. 10).

Ragnarsson, Á, (2006). Geothermal Utilization Direct use and Power Generation. In *Proceedings*.

Reed MJ. Assessment of low-temperature geothermal resources of the United States-1982. USGS Circular 1983;892:73.

Riggs, A. C., Carr, W. J., Kolesar, P. T., & Hoffman, R. J. (1994). Tectonic speleogenesis of Devils Hole, Nevada, and implications for hydrogeology and the development of long, continuous paleoenvironmental records. *Quaternary Research*, 42(3), 241-254.

- Risacher, F., Fritz, B., & Hauser, A. (2011). Origin of components in Chilean thermal waters. *Journal of South American Earth Sciences*, 31(1), 153-170.
- Roberts, G., & Stewart, I. (1994). Uplift, deformation and fluid involvement within an active normal fault zone in the Gulf of Corinth, Greece. *Journal of the Geological Society*, 151(3), 531-541.
- SERNAGEOMIN (2003). Mapa Geológico de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. Publicación Geológica Digital N°4 (CD-ROM. Versión 1.0) Santiago.
- SERNAGEOMIN-BRGM (1995). Servicio Nacional de Geología y Minería - Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Carta Metalogénica de X Región Sur. Informe Registrado IR-95-05-4 (10). Santiago.
- SERNAGEOMIN, Gobierno Regional de Aysén, 2011a. Investigación geológica minera ambiental en Aysén [COD.BIP N° 30036527-0]: Informe Final, Vol I: Geología Base.
- SERNAGEOMIN, Gobierno Regional de Aysén, 2011b. Investigación geológica minera ambiental en Aysén [COD.BIP N° 30036527-0]: Informe Final, Vol III: Hidrogeología.
- Sigvaldason, G. E. (1959). Mineralogische Untersuchungen über Gesteinszersetzung durch postvulkanische Aktivität in Island. *Beiträge zur Mineralogie und Petrographie*, 6(6), 405-426.
- Silva, C., Herrera, C., & Hervé, F. (2003). Petrogénesis de lavas y diques básicos de la Formación Traiguén, Región de Aysén (43°30'–46°S), Chile. In X Congreso Geológico Chileno: Concepción, Actas en CD-ROM.
- Sigvaldason, G. E., & Óskarsson, N. (1976). Chlorine in basalts from Iceland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40(7), 777-789.
- Soengkono, S. (1999). Analysis of digital topographic data for exploration and assessment of geothermal systems. Unpublished Report, Geothermal Institute, the University of Auckland, New Zealand.
- Somoza, R. (1998). Updated Nazca (Farallon)—South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3), 211-215.
- Stauffer, R. E., and Thomson, J. M., 1984, Arsenic and antimony in geothermal waters of Yellowstone National Park, Wyoming, USA: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 48, p. 2547-2561.
- Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 161-206.
- Truesdell, A. H. (1991). Effects of physical processes on geothermal fluids. D'Amore, F. (coordinator), Application of geochemistry in geothermal reservoir development. UNITAR/UNDP publication, Rome, 71-92.

Verma, M. P. (2000a). Revised quartz solubility temperature dependence equation along the water–vapor saturation curve. In *World Geothermal Congress*, Kyushu-Tohoku, Japan (pp. 1927-1932).

Verma, M. P. (2000b). Chemical thermodynamics of silica: a critique on its geothermometer. *Geothermics*, 29(3), 323-346.

Verma, S. P., Pandarinath, K., & Santoyo, E. (2008). SolGeo: A new computer program for solute geothermometers and its application to Mexican geothermal fields. *Geothermics*, 37(6), 597-621.

Webster, J. G., 1990, The solubility of and speciation of As in dilute and sulfidebearing fluids at 25°C and 90°C: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, p. 1009-1017.

White, D. E. (1957). Magmatic, connate, and metamorphic waters. *Geological Society of America Bulletin*, 68(12), 1659-1682.

White, D. E. (1968). Environments of generation of some base-metal ore deposits. *Economic Geology*, 63(4), 301-335.

Williams, C. F., Reed, M. J., & Anderson, A. F. (2011, January). Updating the classification of geothermal resources. In *Proceedings, Thirty-Sixth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*.

7 ANEXOS

7.1 Límites de detección en análisis químicos de las aguas

Tabla 7-1.- Límites de detección (LOD) y de cuantificación (LOQ) para aniones y cationes mayores.

	LOD mg/L	LOQ mg/L
Aniones	0.01	0.05
Na	0.05	0.15
K	0.116	0.388
Ca	0.15	0.50
Mg	0.003	0.009

7.2 Datos de análisis estadístico

Tabla 7-2 - Matriz de correlación para aguas no termales: aguas de fiordo (F1 y F3) y aguas superficiales (S2 a S9). Se muestran en rojo, amarillo y verde las correlaciones muy buenas, buenas y regulares respectivamente, con una relación directamente proporcional.

	F1	F3	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9
F1	1,00									
F3	1,00	1,00								
S2	0,02	0,05	1,00							
S3	0,36	0,36	0,85	1,00						
S4	-0,46	-0,43	0,93	0,22	1,00					
S5	-0,19	-0,16	0,19	0,22	0,98	1,00				
S6	-0,10	-0,09	0,01	0,11	0,98	0,96	1,00			
S7	-0,33	-0,29	0,99	0,31	0,97	0,98	0,95	1,00		
S8	-0,27	-0,27	0,43	0,38	0,88	0,95	0,85	0,94	1,00	
S9	-0,23	-0,26	-0,23	-0,34	-0,57	0,98	0,99	-0,73	0,97	1,00

Tabla 7-3 - Matriz de correlación entre componentes químicos presentes en las aguas termales de este estudio. Ver Tabla 4-1 para tipo de relación (colores) según coeficiente de correlación.

	SiO2	HCO3	F	Cl	SO4	Br	Na	K	Ca	Mg	Li	B
SiO2	1,00											
HCO3	0,67	1,00										
F	0,58	-0,12	1,00									
Cl	-0,29	-0,36	-0,33	1,00								
SO4	-0,95	-0,69	-0,50	0,11	1,00							
Br	-0,36	-0,40	-0,16	0,99	0,18	1,00						
Na	-0,18	-0,14	-0,68	0,97	-0,03	0,97	1,00					
K	0,23	0,19	0,19	0,82	-0,43	0,81	0,91	1,00				
Ca	-0,31	-0,35	-0,77	0,75	0,27	0,70	0,64	0,51	1,00			
Mg	-0,20	0,18	-0,32	0,50	-0,03	0,55	0,66	0,58	-0,07	1,00		
Li	0,80	0,54	0,49	0,28	-0,88	0,23	0,39	0,72	0,15	0,12	1,00	
B	0,58	0,92	-0,21	0,01	-0,66	-0,03	0,21	0,50	0,02	0,30	0,70	1,00
V	-0,18	-0,29	-0,63	0,99	-0,09	0,99	0,99	0,89	0,64	0,63	0,47	0,17
Mn	0,87	0,30	0,84	0,03	-0,87	-0,01	0,09	0,41	-0,18	-0,09	0,82	0,29
Co	0,64	0,96	-0,34	-0,18	-0,65	-0,22	0,07	0,35	-0,22	0,96	0,57	0,96
Ni	0,41	0,69	-0,65	-0,61	-0,50	-0,70	0,75	0,60	-0,21	0,74	0,47	0,72
Cu	0,27	-0,15	0,17	0,82	-0,39	0,97	0,86	0,86	0,73	0,21	0,57	-0,03
Zn	-0,20	0,27	-0,50	-0,14	0,11	-0,15	-0,09	-0,10	-0,02	0,28	-0,16	0,23
Ge	0,83	0,96	0,08	-0,40	-0,81	-0,45	-0,23	0,15	-0,31	-0,04	0,67	0,87
As	0,37	0,98	-0,96	-0,44	-0,45	-0,48	-0,31	-0,15	-0,11	-0,03	0,26	0,95
Se	-0,28	-0,36	-0,40	0,99	0,10	0,97	0,96	0,84	0,77	0,45	0,31	0,03
Sr	-0,05	-0,15	-0,91	0,89	-0,07	0,84	0,86	0,85	0,90	0,21	0,50	0,25
Mo	0,49	0,81	-0,35	0,21	-0,55	0,18	0,43	0,63	0,21	0,99	0,67	0,97
Sb	0,70	-0,11	0,95	-0,08	-0,68	-0,05	-0,11	0,04	-0,29	-0,32	0,47	-0,19
Cs	0,60	0,05	0,86	0,51	-0,66	0,46	0,51	0,72	0,36	-0,02	0,87	0,28
Ba	0,31	0,12	0,10	0,74	-0,42	0,68	0,75	0,87	0,73	0,13	0,75	0,45
W	0,62	-0,09	0,83	-0,35	-0,50	-0,33	-0,38	-0,21	-0,57	-0,44	0,22	-0,30
Tl	0,29	0,17	0,00	0,79	-0,42	0,79	0,86	0,97	0,74	0,69	0,91	0,66

Continuación Tabla 7-3

	V	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ge	As	Se	Sr	Mo	Sb	Cs	Ba	W	Tl
SiO2																
HCO3																
F																
Cl																
SO4																
Br																
Na																
K																
Ca																
Mg																
Li																
B																
V	1,00															
Mn	0,29	1,00														
Co	-0,09	0,21	1,00													
Ni	-0,39	0,03	0,76	1,00												
Cu	0,99	0,57	-0,26	0,00	1,00											
Zn	-0,14	-0,37	0,28	0,04	-1,00	1,00										
Ge	-0,32	0,49	0,94	0,64	-0,33	0,16	1,00									
As	-0,59	-0,37	0,98	0,82	-0,65	0,89	0,90	1,00								
Se	0,98	0,05	-0,18	-0,07	0,97	-0,15	-0,37	-0,43	1,00							
Sr	0,83	0,14	0,02	0,60	0,95	-0,08	-0,11	-0,16	0,91	1,00						
Mo	0,32	0,11	0,92	0,69	0,15	0,69	0,80	0,84	0,16	0,39	1,00					
Sb	1,00	0,97	-0,31	-0,65	0,10	1,00	0,14	-0,80	-0,08	-0,12	-0,29	1,00				
Cs	0,64	0,84	0,07	-0,04	0,86	-0,30	0,25	-0,46	0,54	0,65	0,23	0,56	1,00			
Ba	0,72	0,45	0,20	0,67	0,89	-0,11	0,18	-0,05	0,77	0,94	0,51	-0,02	0,82	1,00		
W	-0,34	0,72	-0,47	-1,00	-0,15	-0,39	0,13	-0,59	-0,32	-0,41	-0,46	0,80	0,31	-0,26	1,00	
Tl	1,00	0,33	0,36	0,56	0,82	-1,00	0,26	0,12	0,80	0,85	0,78	0,09	0,77	0,92	-0,32	1,00

Tabla 7-4 - Datos químicos para análisis de conglomerados. Tabla superior e inferior con concentraciones en ppm y ppb, respectivamente. En rojo, se muestran aquellos valores correspondientes al límite de detección (LD).

ID	SiO ₂	HCO ₃ ⁻	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	Br ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²
P2	58	12	0,4	707	362	2,8	396	12	193	1
P3	57	16	0,3	611	295	1,9	401	12	167	1
P4	61	26	0,3	620	307	2,0	371	13	172	1
P5	61	25	0,5	675	335	2,7	366	14	173	1
P6	57	18	0,5	757	368	3,0	402	13	190	1
V1	144	285	1,1	397	141	1,3	334	26	65	3
V2	152	320	0,9	380	120	1,3	348	30	63	3
V3	143	321	1,2	416	142	1,6	336	28	61	3
G1	109	53	0,05	3504	178	13,8	1630	100	448	23
G2	29	32	0,05	2502	314	11,4	1390	67	121	143
Q1	154	1272	0,3	269	112	0,6	481	44	108	41
Q2	131	1342	0,4	310	137	0,5	500	41	111	42
F1	5	35	0,2	4441	627	14,5	2390	95	94	287
F3	12	35	0,05	3541	485	15,0	1860	84	76	228
S2	10	35	0,0	2	0	0,1	2	1	9	2
S3	1	67	0,05	25	21	0,1	16	2	27	3

ID	Li	B	V	Mn	Co	Ni	Ge	As	Se	Sr	Mo	Cs	Ba
P2	24	505	6	39	0,14	3*	5	0,3	9	1184	3,4	2	28
P3	23	450	6	12	0,14	3	4	0,3	8	1064	2,3	2	33
P4	25	471	6	10	0,13	3	5	0,3	9	1094	2,5	2	25
P5	18	449	6	12	0,14	2	4	0,2	6	1091	0,3	1	21
P6	19	472	6	11	0,15	2	5	0,2	6	1167	0,3	2	23
V1	591	721	0,5	311	0,04	3*	11	23	7	733	2,9	97	57
V2	574	714	3	310	0,06	2	11	24	6	755	2,7	97	57
V3	525	657	3	256	0,02	0,3	11	23	3	715	0,3	79	48
G1	967	1216	29	238	0,37	3*	8	29	35	5873	8,0	181	331
G2	210	713	25	42	0,1	1,5	1	2	24	1929	1,5	26	51
Q1	655	1917	3	147	1,35	4	21	183	6	1271	10,1	36	90
Q2	654	1952	3	128	1,38	3	21	201	3	1300	10,2	36	86
F1	34	958	30	1,6	0,14	3*	0,1	5	51	1708	3,2	0,2	5
F3	28	746	24	4	0,17	1	0,04	3	35	1281	0,8	0,006	4
S2	0	2	0,3	2	0,04	0	0,003	0,03	0,14	37	0,1	0,1	9
S3	1	18	1	0	0,03	0	0	0,02	0	66	0,4	0	5

*Reemplazo por LD/4.

7.3 Cálculo de composiciones de agua residual para distintos escenarios de mezcla

7.3.1 Escenario 1a

De acuerdo a los dos procesos involucrados en este escenario, se tienen las relaciones *i*, *ii*, *iii* y *iv*.

$$(i) SiO_{2prof} = SiO_{2meteórica} + Componentes_{prof}$$

$$(ii) SiO_{2terma} = SiO_{2fiordo} x + SiO_{2prof} (1 - x)$$

$$(iii) Cl_{prof} = Cl_{meteórica} + Componentes_{prof}$$

$$(iv) Cl_{terma} = Cl_{fiordo} x + Cl_{prof} (1 - x)$$

A partir de la ecuación *iv*, se puede determinar el valor de *x* con la ecuación *v*, tal como se hizo en el apartado 4.3. Para esto, se requiere el valor Cl_{prof} , que se determina con el supuesto de que los $Componentes_{prof}$ de la ecuación *iii* son 0, es decir, no ingresan cloruros en profundidad. De esta manera, Cl_{prof} será igual a $Cl_{meteórica}$.

$$(v) x = \frac{Cl_{terma} - Cl_{prof}}{Cl_{fiordo} - Cl_{prof}} = \frac{Cl_{terma} - Cl_{meteórica}}{Cl_{fiordo} - Cl_{meteórica}}$$

Con este valor, se puede determinar la concentración de sílice según la ecuación *vi*, y luego la temperatura con el geotermómetro de sílice que se prefiera. De igual manera, se puede calcular la concentración de otros componentes en profundidad (ej: Na, Ca, K, Mg para geotermometría catiónica)

$$(vi) SiO_{2prof} = \frac{SiO_{2terma} + SiO_{2fiordo} x}{1 - x}$$

7.3.2 Escenario 1b

En este caso, se tienen las siguientes ecuaciones:

$$(i) SiO_{2prof} = SiO_{2meteórica} + Componentes_{prof}$$

$$(ii) SiO_{2mezcla 1} = SiO_{2fiordo} x + SiO_{2prof} (1 - x)$$

$$(iii) SiO_{2mezcla 2} = SiO_{2mezcla 1} y + SiO_{2met} (1 - y) = SiO_{2terma}$$

$$(iv) Cl_{prof} = Cl_{meteórica} + Componentes_{prof}$$

$$(v) Cl_{mezcla 1} = Cl_{fiordo} x + Cl_{prof} (1 - x)$$

$$(vi) Cl_{mezcla 2} = Cl_{mezcla 1} y + Cl_{meteórica} (1 - y) = Cl_{terma}$$

Como se explicó en la sección (SECCION), es necesario fijar un valor de mezcla para poder analizar los posibles resultados; en este caso, se fija la mezcla con agua meteórica, representada en *y*, pero recordando que la proporción de agua meteórica es

(1-y). Con un determinado valor de y, se podrá calcular el valor de $Cl_{mezcla1}$ según la ecuación vii.

$$(vii) Cl_{mezcla1} = \frac{Cl_{terma} + Cl_{meteórica} (1 - y)}{y}$$

Luego, asumiendo nuevamente que no se integran cloruros en profundidad, se puede tener el porcentaje de mezcla x con agua de fiordo (ecuación viii).

$$(viii) x = \frac{Cl_{mezcla1} - Cl_{meteórica}}{Cl_{fiordo} - Cl_{meteórica}}$$

Por otra parte, se puede conocer el valor de $SiO_{2mezcla1}$ con el valor de y (ecuación ix). Finalmente, con esta cantidad de sílice, se puede conocer SiO_{2prof} con el porcentaje de mezcla con agua de fiordo (x) determinado a partir de los cloruros (ecuación x).

$$(ix) SiO_{2mezcla1} = \frac{SiO_{2terma} + SiO_{2meteórica} (1 - y)}{y}$$

$$(x) SiO_{2prof} = \frac{SiO_{2mezcla1} + SiO_{2fiordo} x}{1 - x}$$

Así, se pueden aplicar geotermometría de sílice para conocer la temperatura. Esto se repite para distintos valores de y. De igual manera, se puede conocer la concentración de los cationes Na, K, Ca y Mg para utilizar geotermometría catiónica.

7.3.3 Escenario 2a

Este escenario supone una mezcla con agua de fiordo, anterior al descenso y calentamiento de las aguas. Por lo tanto, la sílice en profundidad corresponderá a la sílice que presentan las termas en superficie, asumiendo que no hay otros procesos asociados como ebullición o precipitación mineral. Luego, las temperaturas calculadas en la sección 4.4.1 representarán correctamente este escenario.

7.3.4 Escenario 2b

En este caso, se tendrá una dilución de las aguas respecto al contenido de sílice con una segunda entrada de agua de fiordo. La mezcla pre calentamiento será representada por el valor x_1 y la mezcla post calentamiento por el valor x_2 . De esta forma, se dan las siguientes relaciones:

$$(i) SiO_{2mezcla1} = SiO_{2fiordo} x_1 + SiO_{2meteórica} (1 - x_1)$$

$$(ii) SiO_{2prof} = SiO_{2mezcla1} + Componentes_{prof}$$

$$(iii) SiO_{2mezcla2} = SiO_{2prof} (1 - x_2) + SiO_{2fiordo} (x_2) = SiO_{2terma}$$

$$(iv) Cl_{mezcla1} = Cl_{fiordo} x_1 + Cl_{meteórica} (1 - x_1)$$

$$(v) Cl_{prof} = Cl_{mezcla1} + Componentes_{prof}$$

$$(vi) Cl_{mezcla2} = Cl_{prof} (1 - x_2) + Cl_{fiordo} (x_2) = Cl_{terma}$$

Como en el escenario 1b, se debe fijar uno de los porcentajes de mezcla para poder estudiar cada caso. Esta vez, se fija x_2 , permitiéndose determinar los cloruros y la sílice en profundidad, según las ecuaciones *vii* y *viii*. Con esto, inmediatamente se podrá aplicar geotermometría, pero se sigue el desarrollo para reconocer cómo varía ante distintas mezclas previa y posterior al calentamiento.

$$(vii) Cl_{prof} = \frac{Cl_{terma} + Cl_{fiordo}x_2}{1 - x_2}$$

$$(viii) SiO_{2prof} = \frac{SiO_{2terma} - SiO_{2fiordo}x_2}{1 - x_2}$$

Nuevamente, se asume que no hay ingreso de cloruros en profundidad. Así, se puede determinar el porcentaje de mezcla con agua de fiordo precalentamiento (x_1) a partir de las relaciones *iv* y *v*, quedando de la forma:

$$(ix) x = \frac{Cl_{mezcla1} - Cl_{meteórica}}{Cl_{fiordo} - Cl_{meteórica}}$$

7.3.5 Escenario 2c

El último caso que se estudia da las siguientes relaciones:

$$(i) SiO_{2mezcla1} = SiO_{2fiordo}x + SiO_{2meteórica}(1 - x)$$

$$(ii) SiO_{2prof} = SiO_{2mezcla1} + Componentes_{prof}$$

$$(iii) SiO_{2mezcla2} = SiO_{2prof}(y) + SiO_{2meteórica}(1 - y) = SiO_{2terma}$$

$$(iv) Cl_{mezcla1} = Cl_{fiordo}x + Cl_{meteórica}(1 - x)$$

$$(v) Cl_{prof} = Cl_{mezcla1} + Componentes_{prof}$$

$$(vi) Cl_{mezcla2} = Cl_{prof}(y) + Cl_{meteórica}(1 - y) = Cl_{terma}$$

Se fija el valor y , con lo cual se puede determinar la cantidad de cloruros y sílice en profundidad (y otros componentes siguiendo el mismo procedimiento), al igual que en el escenario 2b, pero con distintas aguas participando en la segunda mezcla.

$$(vii) Cl_{prof} = \frac{Cl_{terma} + Cl_{meteórica}(1 - y)}{y}$$

$$(viii) SiO_{2prof} = \frac{SiO_{2terma} - SiO_{2meteórica}(1 - y)}{y}$$

Con esto, se pueden estimar temperaturas en subsuperficie. Además, con el contenido de cloruros en profundidad se podrá conocer la proporción de mezcla precalentamiento (ecuación *ix*). Esto asumiendo un ingreso nulo de cloruros en profundidad, y por tanto, procedencia marina desde la *mezcla 1*.

$$(ix) x = \frac{Cl_{mezcla1} - Cl_{meteórica}}{Cl_{fiordo} - Cl_{meteórica}}$$

Tabla 7-5 - Composiciones de aguas residuales representativas de un posible peak térmico, en escenarios de mezclas realistas según criterios determinados en sección 4.3.3.

Cód.	Etapa 1		Etapa 3		Concentraciones post interacción W-R (peak termal)								
	Fiordo (x o x1)	Fiordo (x o x2)	Meteórica (y)		Cl	Na	K	Ca	Mg	HCO3	Br	SO4	SiO2
2aP	0,139				620	371	13	172	1	26	2,0	307	61
2aV	0,085				380	348	30	63	3	320	1,3	120	152
2aG	0,789				3504	1630	100	448	23	53	13,8	178	109
2aQ	0,060				269	481	44	108	41	1272	0,6	112	154
2bV	0,076	0,010			339	327	29	63	0	323	1	115	153
2bG	0,771	0,080			3423	1564	100	478	0	54	14	138	118
2bQ	0,022	0,039			99	404	41	109	31	1322	0	91	160
2cP	0,558		0,750		2477	1478	49	658	0	1	8	1227	216
2cV	0,203		0,580		902	826	69	137	5	714	3	285	349
2cG	0,999		0,210		4435	2063	126	564	29	58	17	225	135
2cQ	0,142		0,575		630	1129	101	242	93	2946	1	264	350