



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

**HIDROGEOQUÍMICA DE FUENTES TERMALES EN AMBIENTES  
SALINOS RELACIONADOS CON SALARES  
EN LOS ANDES DEL NORTE DE CHILE**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN  
CIENCIAS MENCIÓN GEOLOGÍA  
MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO**

**LAURA VALENTINA LAGOS DURÁN**

**PROFESOR GUÍA:  
DIEGO MORATA CÉSPEDES**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
MARTIN REICH MORALES  
LINDA DANIELE  
LUCIANO ACHURRA REVECO**

**SANTIAGO, CHILE  
2016**

# Resumen

En un contexto en que los métodos de exploración de recursos geotérmicos tienen que ser cada vez más eficientes, una comprensión más clara de los factores que controlan la localización y naturaleza de los reservorios de alta entalpía en los Andes chilenos es un requisito clave. Debido a esto, se hace necesario utilizar herramientas geoquímicas especializadas, en particular para agua geotermal con influencia de lago salino, y así establecer modelos que discriminen entre entradas de solución salina de superficie respecto a potenciales firmas químicas e isotópicas relacionadas con la presencia de reservorios geotermales profundos. A la fecha, sólo un número muy limitado de estudios han reportado concentraciones de elementos traza e isótopos de B, Li y Sr en aguas de salares en el norte de Chile, todos ellos destinados a diferenciar las contribuciones relativas de reservorios y salmueras superficiales en los manantiales termales en borde de lagunas y salares. Sobre esta base, el objetivo principal de este trabajo es definir dichas señales químicas e isotópicas de las diferentes fuentes que aportan iones a las aguas termales al Salar de Surire y a la Laguna Tuyajto en el Altiplano de la I y II región, Chile. Así, se pretende identificar la naturaleza y extensión de procesos de mezcla entre los miembros extremos evaporíticos y geotermales, para finalmente cuantificar el aporte de iones en aguas termales de ambientes salinos según su fuente.

Los objetivos propuestos fueron alcanzados mediante el estudio de un set de muestras de agua subterránea y superficial, depósitos evaporíticos, de sinter y volcánicos, y un experimento de disolución de sales. Se analizaron las razones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para estudiar las fuentes de los iones en las aguas, y las concentraciones de elementos mayores, traza e isótopos estables de Li ( $\delta^7\text{Li}$ ) y B ( $\delta^{11}\text{B}$ ) para entender las fuentes y los alcances de los procesos hidrogeoquímicos que afectan las aguas geotermales.

Las concentraciones de magnesio en aguas termales (~19,7 mg/L en Polloquere; 59 mg/L en Tuyajto) están significativamente empobrecidas en relación con las aguas de lagos salinos (~685,2 mg/L en Polloquere; 7457 mg/L en Tuyajto). La concentración total de Sr en aguas termales es baja (Sr=3,7 mg/L,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,706244$  en Polloquere; Sr=2,7 mg/L,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,707385$  en Tuyajto) mientras que para aguas salinas ésta es alta (Sr=31 mg/L;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,706314$  en Polloquere; Sr=41 mg/L,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70823$  en Tuyajto). Las concentraciones y datos isotópicos de Li y B en Polloquere son Li=139 mg/L,  $\delta^7\text{Li}=5,37$ , B=795 mg/L,  $\delta^{11}\text{B}=10,6$  para aguas de lagos salinos y Li=12,2 mg/L,  $\delta^7\text{Li}=2,96$ , B=73 mg/L,  $\delta^{11}\text{B}=5,09$  para aguas termales. Mientras que en Tuyajto son Li=58,9 mg/L,  $\delta^7\text{Li}=6,66$ , B=910 mg/L,  $\delta^{11}\text{B}=3,91$  para aguas de lagos salinos y Li=0,68 mg/L,  $\delta^7\text{Li}=4,24$ , B=3,2 mg/L,  $\delta^{11}\text{B}=-0,41$  para aguas termales. Los datos experimentales de disolución de minerales evaporíticos (por ejemplo, ulexita, halita, yeso) muestran que la concentración total de Cl (~3242 mg/L) y razones Br/Cl, ( $\sim 6,5 \cdot 10^{-4}$ ) de las aguas experimentales resultantes son similares a las composiciones medidas para las aguas termales (Cl= $\sim 1953$ , Br/Cl= $\sim 7,5 \cdot 10^{-4}$ ).

A partir de los resultados obtenidos, se propone un modelo en donde el agua adquiere la firma isotópica de Sr, Li y B de las rocas volcánicas presentes en las cuencas. La meteorización incentiva la captación de  $^6\text{Li}$  y  $^{10}\text{B}$  en arcillas. Mientras que las condiciones áridas superficiales, por un lado, gatillan la evaporación de las salmueras de lago, favoreciendo la incorporación del isótopo más liviano ( $^{10}\text{B}$ ) en la fase vapor, y, por otro lado, estimulan la precipitación de minerales evaporíticos, entre ellos boratos, que captan  $^{10}\text{B}$  en la forma tetrahedral. La precipitación y disolución de minerales evaporíticos induce cambios en la firma isotópica, tanto en los minerales cristalizados como en la salmuera residual, haciendo factible la identificación de aportes de solutos provenientes de los depósitos evaporíticos superficiales o de salmueras de lago en las aguas subterráneas (participación de salmueras en aguas subterráneas de Surire entre 5,8 y 53%; en Tuyajto entre 0,73 y 30%). Dado que  $\delta^7\text{Li}$  junto con  $\delta^{11}\text{B}$  entregan evidencias de fraccionamiento estimulado por captación de  $^7\text{Li}$  y  $^{10}\text{B}$  en arcillas y boratos, la firma del posible equilibrio termodinámico que ocurre en profundidad, en los reservorios geotermales, se pierde. Los valores isotópicos de estroncio en las aguas y depósitos evaporíticos, reflejan las razones isotópicas de rocas y depósitos volcánicos continentales. La precipitación de minerales de alteración geotermal en profundidad y durante el ascenso (e.g. calcita, evidenciado por aumento de F acompañado de la disminución de Ca en aguas termales; arcillas, evidenciado por razones Mg/Cl), y procesos de intercambio iónico (e.g. captación de K en arcillas, evidenciado por razones K/Cl), caracterizan la química de las aguas termales salinas.

En este estudio fueron aportados antecedentes de utilidad en la exploración de recursos geotermales asociados a lagos salinos en el Altiplano de Chile. La detección química de la señal "salina superficial" en las aguas subterráneas es compleja y su detección debe considerar diversos aspectos (química de cationes, aniones y trazas). Datos isotópicos inéditos de Li, B y Sr entregan información sobre la génesis de las fuentes termales salinas, al identificar los procesos que las afectan durante su línea de flujo y al cuantificar su interacción con el ambiente salino superficial.

A los pueblos originarios de la Cordillera...

# Agradecimientos

Partiendo por mi familia. Gracias a mi hermano Nicolás, quien siempre me ha brindado su apoyo. Y a Rolo, quien además de haber sido mi hermano y amigo, sembró la semilla de la Geología Planetaria cuando tenía pensado estudiar Astronomía. A él, a Hernán y a Camello, por incentivar me a cuestionar el mundo y descifrar los misterios de la naturaleza durante mi infancia. Y a mi madre, quien cultivo en mí el interés por los desafíos. Sin todas sus pequeñas influencias, no estaría aquí.

Durante estos años de mi formación, tuve la suerte de tener profesores que permitieron y apoyaron el desarrollo de esta tesis. Diego Morata (Universidad de Chile), quien siempre me dio su disposición a conversar sobre los resultados de esta investigación, además de darme el apoyo financiero en representación del Centro de Excelencia de Geotermia de los Andes (FONDAP-CEGA), para poder obtener los datos de FRX y DRX, SEM e IC en los laboratorios que fuesen necesarios. Martin Reich (Universidad de Chile), quien compartió su tiempo conmigo para discutir sobre ciencia, y quien constantemente participó de mi formación como científica. Por su guía en el planteamiento de los parámetros del experimento, tanto por su conocimiento sobre la determinación de elementos traza en salmueras. Linda Daniele (Universidad de Chile), quien aportó con nuevas ideas para zanjar de la mejor manera el trabajo realizado durante estos tres años. Por sus consejos y simpatía. Gracias profesores por su participación durante este camino. A Luciano Achurra (EASA), quien estuvo presente durante los 2 primeros años de la tesis, dándome su tiempo y disposición para discutir sobre ciencia, y quien representó a mi parecer el aporte de EASA, empresa que me entregó información química e isotópica, además del financiamiento de las campañas de terreno y del programa de postgrado.

Esta tesis no hubiese sido posible sin la colaboración de Linda Godfrey (Rutgers University), quien ha sido mi ejemplar femenino científico a seguir, y me ha ayudado durante estos 3 años a aprender sobre isotopos estables, y ha discutido conmigo sobre sus interpretaciones. A ella, a Colette Deudal y a Verónica Rodríguez, quienes me ayudaron a buscar laboratorios confiables y que tuviesen desarrolladas técnicas apropiadas para analizar las salmueras de lago y las soluciones experimentales. A los pequeños aportes que realizó Stewart Simons y "El Choca" (EASA) sobre como dirigir esta tesis cuando apenas estaba empezando. A Igor y a Catalina quienes participaron en el desarrollo inicial de las metodologías isotópicas y en el planteamiento del tema de la tesis, además de haber ayudado en la recolección de muestras de agua y roca en terreno.

A quienes han hecho aportes profundos en mi tesis, que alcanzan principales discusiones y conclusiones, Pablo Sánchez, Daniele Tardani y a Fernanda Álvarez, estudiantes de postgrado de la Universidad de Chile que trabajaron en proyectos que involucraban geoquímica de sistemas geotermiales en Chile.

Termino este camino contenta de haberme desarrollado como profesional en esta escuela, y por sobre todo, por haber tenido la posibilidad de conocer a todos aquellos que me hicieron crecer como persona. A Felipe, Kari, Karla, Márquez, Perrin, quienes ayudaron a manejar mi locura durante plan común, a Dugo, Bolívar, Leo, 6 lucas, quienes me regalaron su amistad, al profesor Mario Rodríguez, quien me guio en el mundo del atletismo, de la perseverancia y la superación, al grupo de atletas, sobre todo a Jenny y Alonso... a Diego A., mi compañero de aventuras, y a los nunca bien ponderados dispersores de la sala de postgrado, que con sus tallas y conversaciones alegraban mis días y aliviaron la carga asociada al desarrollo de este trabajo.

# Tabla de contenido

<b>Capítulo 1</b>	<b>Introducción</b>	1
<b>Capítulo 2</b>	<b>Antecedentes geológicos, climáticos, hidrogeológicos y geotérmicos</b>	4
2.1.	Antecedentes geológicos	6
2.1.1.	Zona Polloquere	10
2.1.2.	Zona Tuyajto	12
2.2.	Antecedentes climáticos	13
2.3.	Antecedentes hidrológicos	20
2.3.1.	Zona Polloquere	21
2.3.2.	Zona Tuyajto	23
2.4.	Depósitos salinos de los Andes Altos	23
2.4.1.	Zona Polloquere	28
2.5.	Antecedentes geotérmicos	29
2.5.1.	Zona Polloquere	30
2.5.2.	Zona Tuyajto	31
2.6.	Fuentes de Li, B y Sr y mecanismos de generación de aguas termales salinas	32
<b>Capítulo 3</b>	<b>Metodología y obtención de datos</b>	35
3.1.	Mineralogía, fisicoquímica e hidrogeoquímica	36
3.2.	Isotopos estables	37
3.2.1.	Isotopos estables de H y O en aguas	37

## TABLA DE CONTENIDO

3.2.2.	Isotopos de Sr en aguas y roca .....	38
3.2.3.	Isotopos estables de B en aguas.....	39
3.2.4.	Isotopos estables de Li en agua y roca.....	42
3.3.	Experimento de disolución de sales .....	45
3.4.	Modelación de evaporación .....	46
3.5.	Factor de enriquecimiento: Katz.....	46
3.6.	Fracción salina-Proporciones de mezcla .....	47
3.7.	Análisis de conglomerados.....	47
3.8.	Faure: líneas de mezcla, 2 y 3 componentes .....	48
3.9.	Corrección de geotermometría.....	48
<b>Capítulo 4</b>	<b>Presentación de resultados .....</b>	<b>49</b>
4.1.	Mineralogía .....	50
	Salar de Surire–Zona Polloquere .....	50
	Zona Tuyajto.....	51
4.2.	Parámetros fisicoquímicos .....	52
	Salar de Surire–Zona Polloquere .....	53
	Zona Tuyajto.....	54
4.3.	Hidrogenoquímica .....	56
	Salar de Surire–Zona Polloquere .....	56
	Zona Tuyajto.....	66
4.4.	Isotopos .....	92
4.4.1.	Isotopos estables de oxígeno y deuterio en agua .....	92
4.4.2.	Estroncio.....	96
4.4.3.	Litio.....	101
4.4.4.	Boro .....	106
<b>Capítulo 5</b>	<b>Discusiones.....</b>	<b>113</b>
5.1.	Procesos hidrogenoquímicos .....	113

## TABLA DE CONTENIDO

Salar de Surire–Zona Polloquere .....	114
SIC-Zona Tuyajto .....	133
5.2. Impronta química.....	142
Salar de Surire–Zona Polloquere .....	142
SIC-Zona Tuyajto .....	148
5.3. Impronta isotópica.....	155
Salar de Surire-Zona Polloquere.....	155
SIC-Zona Tuyajto .....	163
5.4. Fuentes.....	170
5.5. Alcances: Implicancias en la exploración geotérmica en el Altiplano .....	175
Salar de Surire–Zona Polloquere .....	175
SIC-Zona Tuyajto .....	179
<b>Capítulo 6 Conclusiones .....</b>	<b>184</b>
<b>Bibliografía.....</b>	<b>188</b>
<b>Apéndices .....</b>	<b>199</b>
<b>Apéndice A Tablas de resultados.....</b>	<b>200</b>
<b>Apéndice B Metodologías .....</b>	<b>257</b>
B.1. Hidrogeoquímica de elementos mayores, menores y traza .....	257
B.1.1. Isotopos estables de H y O en aguas.....	272
B.1.2. Isotopos de Sr en aguas y roca .....	272
B.1.3. Isotopos estables de B en aguas.....	273
B.1.4. Isotopos estables de Li en agua y roca.....	280
<b>Apéndice C Modelación en PHREEQC.....</b>	<b>284</b>
C.1. Evaporación.....	285

## Índice de figuras

2. 1 Ubicación de los volcanes activos de la Zona Volcánica Central de Chile .....	6
2.2 Mapa de la Zona Polloquere.....	11
2. 3 Geología de la Zona Tuyajto .....	13
2. 4 Zonas climáticas y subdivisiones morfotectónicas de los Andes Centrales.....	14
2. 5 Información satelital de promedio de precipitaciones (1979-1998) de Sudamérica.....	16
2. 6 Cronología del enriquecimiento supérgeno en yacimientos de cobre del Desierto de Atacama y su relación con la transición climática árida a hiperárida.....	19
2.7 Mapa de ubicación de puntos de extracción de muestras de agua Zona Polloquere .....	22
2. 8 Esquema resumen de la hidrología de la Zona Tuyajto.....	23
2. 9 Principales áreas geotermales en Chile.....	30
2.10 Mapa de ubicación de puntos de extracción de muestras de agua Zona Tuyajto .....	32
2.11 Esquema resumen de los principales procesos y fuentes que ocurren en zonas áridas y en los Andes Centrales.....	34
3.1 Variaciones isotópicas de boro en fluidos y materiales sólidos.....	41
3.2 Peso atómico de litio y composición isotópica de materiales litio-soportados.....	43
4. 1 Nombre de los sectores en donde fueron extraídas las muestras de este estudio.....	50

## ÍNDICE DE FIGURAS

4. 2 Diferencia entre pH y temperatura para aguas termales y de lago salino para los sectores estudiados.....	52
4.3 Boxplots de pH y temperatura para lagos salinos y manantiales termales en la Zona de Polloquere y Tuyajto .....	53
4.4 Diagrama piper para muestras de agua obtenidas en Polloquere .....	57
4.5 Razones anión ( $\text{SO}_4$ , $\text{HCO}_3$ , F, Br) versus cloruro en aguas de Polloquere.....	59
4.6 Razones catión (Na, K, Mg, Ca) versus cloruro en aguas de Polloquere .....	61
4.7 Razones iones traza (Li, Cs, Rb, Sr) versus cloruro en aguas de Polloquere.....	63
4.8 Razones especies neutras (Si, As, B $\text{NH}_3$ ) versus cloruro en aguas de Polloquere.....	65
4.9 Diagrama piper para muestras de agua obtenidas en Zona Tuyajto. ....	67
4. 10 Correlación $\text{SO}_4$ -Cl para aguas de Zona Tuyajto.....	69
4. 11 Correlación $\text{HCO}_3$ -Cl para aguas de Zona Tuyajto .....	71
4.12 Correlación F-Cl para aguas de Zona Tuyajto .....	72
4.9 Correlación Br-Cl para aguas de Zona Tuyajto.....	73
4.14 Correlación I-Cl para aguas de Zona Tuyajto.....	74
4.15 Correlación Na-Cl para aguas de Zona Tuyajto .....	76
4.16 Correlación K-Cl para aguas de Zona Tuyajto .....	77
4.17 Correlación Mg-Cl para aguas de Zona Tuyajto.....	78
4.18 Correlación Ca-Cl para aguas de Zona Tuyajto.....	79
4.10 Correlación Li-Cl para aguas de Zona Tuyajto .....	81
4.20 Correlación Cs-Cl para aguas de Zona Tuyajto .....	83
4.21 Correlación Rb-Cl para aguas de Zona Tuyajto .....	84

## ÍNDICE DE FIGURAS

4.22 Correlación Sr–Cl para aguas de Zona Tuyajto.....	85
4.23 Correlación Si–Cl para aguas de Zona Tuyajto. ....	87
4.24 Correlación As–Cl para aguas de Zona Tuyajto. ....	89
4.25 Correlación B–Cl para aguas de Zona Tuyajto .....	90
4.26 Correlación NH <sub>3</sub> –Cl para aguas de Zona Tuyajto. ....	91
4.27 Razón $\delta^2\text{H}$ versus cloruro y $\delta^{18}\text{O}$ versus cloruro en Zona Polloquere. ....	93
4.28 $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ en Zona Polloquere.....	94
4.29 Razón $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ en Zona Tuyajto.....	95
4.30. Razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para sectores de estudio y comparación con otros reservorios terrestres.....	97
4.31 Isótopos de estroncio versus cloruro para muestras fluidas y sólidas de la Zona Polloquere.....	98
4.32 Isótopos de estroncio versus cloruro en muestras fluidas y sólidas de la Zona Tuyajto	100
4.33 Valores $\delta^7\text{Li}$ de aguas en las zonas de estudio y comparación con otros reservorios terrestres.....	102
4.34 Sección esquemática a través de la zona de subducción con los rangos de concentraciones de litio y valores $\delta^7\text{Li}$ típicos para reservorios naturales.....	103
4.35 Isótopos de litio versus cloruro en muestras fluidas y sólidas de la Zona Polloquere ....	104
4.36 Isótopos de litio versus cloruro en muestras fluidas y sólidas de la Zona Tuyajto .....	106
4.37 Rangos de valores $\delta^{11}\text{B}$ en fluidos y materiales sólidos en las zonas de estudio y comparación con otros reservorios terrestres. ....	108
4.38 Isótopos de boro en muestras fluidas y sólidas de la Zona Polloquere.....	110
4.39 Isótopos de boro en muestras fluidas y solidas de la Zona Tuyajto .....	111

## ÍNDICE DE FIGURAS

4.40 Correlación entre valores isotópicos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , $\delta^7\text{Li}$ y $\delta^{11}\text{B}$ .....	112
5.1 Diagramas $\text{SO}_4$ , $\text{HCO}_3$ y F versus cloruro en Zona Polloquere .....	115
5.2 Gráfico Br versus Cl, Zona Polloquere .....	116
5.3 Gráficos Cl/Br versus Na/Br y Cl versus Br/Cl para aguas de la Zona Polloquere .....	117
5.4 Na versus Cl en aguas de la Zona Polloquere.....	118
5.5 Diagramas K, Mg y Ca versus cloruro en aguas de la Zona Polloquere .....	120
5.6 Diagramas Rb y Sr versus cloruro en aguas de la Zona Polloquere.....	122
5.7 Diagramas Li y Cs versus cloruro en aguas de la Zona Polloquere.....	123
5.8 Diagramas As, B, $\text{NH}_3$ y Si versus cloruro en aguas de la Zona Polloquere .....	125
5.9 Isótopos de oxígeno versus cloruro y versus deuterio en aguas de la Zona Polloquere ...	127
5.10 Bromuro versus cloruro en soluciones experimentales de la Zona Polloquere .....	128
5.11 Correlación Br/Cl versus Cl en soluciones experimentales de la Zona Polloquere .....	129
5.12 Sistemática Na-Cl-Br en soluciones experimentales de Zona Polloquere.....	130
5.13 Diagramas de correlación entre cationes (meq/L) en aguas de Zona Polloquere.....	132
5.14 Dendrograma aguas de Zona Tuyajto .....	133
5.15 Grupos resultantes del dendrograma Zona Tuyajto proyectados en el mapa.....	135
5.16 Composición isotópica de oxígeno y deuterio (en ‰ SMOW) en las aguas de la Zona Tuyajto .....	136
5.17 Correlación Cl-Br en soluciones experimentales de la Zona Tuyajto.....	137
5.18 Razones Br/Cl versus Cl que evidencian evaporación y disolución de halita .....	138
5.19 Sistemática Na-Br-Cl en soluciones experimentales de la Zona Tuyajto.....	139

## ÍNDICE DE FIGURAS

5.20 Diagramas correlación entre cationes para aguas de la Zona Tuyajto .....	141
5.21 Diagramas de identificación de miembros representativos, según las razones Na/Mg versus SO <sub>4</sub> /Mg y versus Ca/Mg, para aguas de la Zona Polloquere.....	142
5.22 Líneas de mezcla a partir de correlación entre Na/Mg y Sr/Mg.....	143
5.23 Líneas de mezcla a partir de correlación entre Na/Mg y Li/Mg.....	144
5.24 Líneas de mezcla a partir de correlación entre Na/Mg y B/Mg .....	144
5.25 Desviación iónica calculada en aguas termales de la Zona Polloquere .....	147
5.26 Diagramas de identificación de miembros representativos, según razones Na/Mg-Ca/Mg-SO <sub>4</sub> /Mg, para las aguas de la Zona Tuyajto .....	149
5.27 Identificación de miembros extremos según razones Na/Mg-Sr/Mg en la Zona Tuyajto .....	150
5.28 Identificación de miembros extremos según razones Na/Mg-Li/Mg en la Zona Tuyajto .....	150
5.29 Identificación de miembros representativos según razones Na/Mg-B/Mg en la Zona Tuyajto .....	151
5.30 Desviación iónica calculada en aguas termales de la Zona Tuyajto.....	154
5.31 Líneas de mezcla isotópica de estroncio versus Sr/Mg, para aguas de la Zona Polloquere .....	156
5.32 Líneas de mezcla isotópica de litio versus Li/Mg, para aguas de la Zona Polloquere.....	157
5.33 Líneas de mezcla isotópica de boro versus B/Mg, para aguas de la Zona Polloquere .....	158
5.34 Sistemática Na/Mg-ion/Mg para aguas obtenidas en terreno, soluciones experimentales, depósitos superficiales y líneas de mezcla de la Zona Polloquere .....	160
5.35 Correlación entre <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr, δ <sup>7</sup> Li y δ <sup>11</sup> B para aguas de la cuenca de Surire, soluciones experimentales y depósitos superficiales.....	162

## ÍNDICE DE FIGURAS

5.36 Isótopos de estroncio versus Sr/Mg y línea de mezcla para aguas de la Zona Tuyajto...	164
5.37 Isótopos de litio versus Li/Mg y línea de mezcla para aguas de la Zona Tuyajto .....	165
5.38 Isótopos de boro versus B/Mg y línea de mezcla para aguas de la Zona Tuyajto.....	166
5.39 Sistemática Na/Mg-ion/Mg, para aguas obtenidas en terreno, soluciones experimentales y depósitos/rocas superficiales de la Zona Tuyajto .....	167
5.40 Correlación entre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , $\delta^7\text{Li}$ y $\delta^{11}\text{B}$ para aguas de la Zona Tuyajto, soluciones experimentales y depósitos superficiales.....	169
5.41 Rangos isotópicos de estroncio y contenido de estroncio en diferentes reservorios terrestres.....	171
5.42 Razones utilizadas para estimar la temperatura de un reservorio termal en diferentes categorías de agua de la Zona Polloquere .....	177
5.43 Razones utilizadas para estimar la temperatura de un reservorio termal en diferentes categorías de agua en la Zona Tuyajto .....	180

# Capítulo 1

## Introducción

En el norte de Chile, los sistemas geotermales que se han investigado tradicionalmente corresponden a sistemas de alta entalpia, que presentan manifestaciones termales en superficie fáciles de identificar. Ejemplo de esto son el campo geotermal del Tatio y Puchuldiza. Sin embargo, en la superficie del sector existen muchas manifestaciones termales menos evidentes. Es más, se han encontrado sistemas ciegos, como Cerro Pabellón, en donde hoy día se está construyendo la primera central geotermal de Sudamérica. Una característica común de las manifestaciones del norte, es que generalmente se encuentran en los bordes de los lagos Altiplánicos o en contacto con depósitos salinos, y actualmente están subestudiadas.

Independiente de lo evidente que estos sistemas pueden ser en superficie, todos ellos son consecuencia de la elevación y deformación del margen del norte chileno por procesos volcánicos y tectónicos. Estos han originado la Cordillera de los Andes, que contiene una variedad de paisajes, que incluyen los volcanes en la Cordillera Occidental, y cuencas endorreicas en la gran elevación del Plateau Altiplano-Puna.

Por una parte, el volcanismo activo en la Cordillera Occidental y en el flanco oeste del Plateau Altiplano Puna promueve la presencia de un gradiente termal anómalamente alto ([Aldrich et al., 1981](#); [Lahsen 1986](#)), el cual restringe la localización de los recursos geotérmicos a la zona de la Alta Cordillera. Y por otra parte, el establecimiento de un clima árido en esta región desde el Oligoceno temprano ([Houston & Hartley 2003](#)) ha permitido el desarrollo de salares y lagos salinos en la base de las cuencas endorreicas producto de intensas evaporaciones. La presencia de manifestaciones termales de altas temperaturas dentro de estas cuencas hace de esta zona

## CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

un foco de investigación clave para la exploración y el desarrollo de energía geotermal en el país.

Distintos estudios químicos del agua se han llevado a cabo para entender cuáles son los procesos que ocurren entre el agua y las rocas calientes en profundidad. [Risacher et al. 2003](#) indicaron que la alta concentración de sólidos disueltos en las aguas en estos ambientes (~ 3.2 g/L) en comparación con los valores encontrados en zonas donde aguas meteóricas han interactuado con rocas volcánicas (0.1 a 0.6 g/L) se explica por infiltración de salmueras de lago a las aguas subterráneas, lo cual concuerda con los valores isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$ .

Estas salmueras, que se han concentrado debido a procesos de evaporación, no solo aportan especies reactivas a las aguas subterráneas, sino que transgreden el equilibrio termodinámico alcanzado en profundidad por las aguas en el reservorio, dificultando así la exploración hidroquímica. El geotermómetro de Na-K-Ca aplicado a las aguas termales del sistema geotermal de Salton Sea (sistema también asociado a salmueras de lago y depósitos evaporíticos continentales), entrega temperaturas cercanas a aquella medida en el pozo. Mientras que el resto de los geotermómetros de cationes entregan temperaturas con errores de hasta 113°C ([Thompson & Fournier, 1988](#)). Esta discrepancia conduce a cuestionar la validez de la geotermometría clásica en estos ambientes, y constituye la motivación de este trabajo.

A pesar de que estas características composicionales han sido previamente reconocidas en el agua subterránea en el norte de Chile, (I) pocos estudios se han llevado a cabo para trazar las fuentes de iones para las aguas en la ZVC de Chile; (II) la naturaleza y extensión de procesos de mezcla entre el agua proveniente del reservorio geotermal, las salmueras de lago y su interacción con depósitos evaporíticos en tales ambientes es pobremente entendida.

Evaporitas y precipitados de salmueras de lago representan una fuente significativa de cationes móviles y haluros en ambientes salinos a lo largo del cordón volcánico Andino Central. Litio y boro son particularmente interesantes debido a sus altas concentraciones en minerales evaporíticos, salmueras de lago y aguas geotermales en la región (Chile fue el tercer país en liderar la producción de minerales de boro, y el primero en liderar la producción de litio durante el año 2014, [Mineral Commodity Summaries 2014 USGS](#)). [Risacher et al. \(2011\)](#) indicaron que tanto Li como B en aguas termales corresponden a una mezcla entre aguas hidrotermales y aguas de lago salino, basado en la información de química total de las aguas.

## CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

Sin embargo, no se ha desarrollado una metodología que entregue información precisa sobre las proporciones de mezcla entre ellos. Y hasta la fecha, sólo un número muy limitado de estudios han reportado concentraciones de elementos traza e isótopos de B o Li en salmueras de lago, destinadas a diferenciar las contribuciones relativas entre estos miembros representativos.

Estudios actuales han propuesto que isótopos de litio y boro ([Vengosh et al. 1991](#), [Sanchez-Martos et al. 2002](#)), complementado con isótopos de estroncio ([Millot & Negrel 2007](#), [Wang et al. 2015](#)), son útiles para diferenciar fuentes en ambientes áridos–evaporíticos. Pero a pesar de las altas concentraciones de estos 3 elementos en salmueras superficiales y aguas termales del norte de Chile, han sido poco estudiados en la zona.

Ante la situación planteada, la hipótesis de este trabajo es que existe una signatura evaporítica diferente a la geotermal, que permite diferenciar el aporte de ambos miembros en las aguas subterráneas. A partir de esto, el objetivo principal de este trabajo es identificar estas señales químicas, y entender la extensión de procesos de mezcla entre los miembros evaporítico y geotermal de los Andes Centrales. Para lograrlo, fueron analizadas las concentraciones de elementos mayores y traza, y la composición isotópica de aguas y depósitos evaporíticos de cuencas endorreicas, usando los sistemas de isótopos estables de boro, litio y estroncio. Además, fueron analizadas las concentraciones de estos elementos en aguas obtenidas de un experimento de disolución de minerales evaporíticos tomados de salares y lagunas Altiplánicas. Se planteó el estudio de dos casos. Uno en el norte de la Zona Volcánica Central de Chile, el Salar de Surire, y otro en el sur de la Zona Volcánica Central, el sistema interconectado de cuencas, El Laco–Laguna Tuyajto. Los resultados obtenidos fueron complementados con datos de agua geotermal publicados anteriormente. Luego, fueron utilizados para discutir las fuentes del boro, litio y estroncio en estos ambientes. Y a continuación, fue caracterizada la señal química evaporítica y geotermal, la cual fue discutida en el contexto geotérmico y geológico de los Andes del norte de Chile, con el fin de indagar en la génesis de las manifestaciones termales salinas.

Finalmente, las conclusiones de este trabajo, permitirán al lector conocer la geoquímica de elementos mayores y traza en las manifestaciones termales, entender los mecanismos que controlan la signatura química termal como también sus fuentes, la relación que guardan estos mecanismos con los procesos geológicos y climáticos y sus implicancias en la exploración geotermal de los Andes del norte de Chile.

## Capítulo 2

### **Antecedentes geológicos, climáticos, hidrogeológicos y geotérmicos**

La convergencia de placas Sudamericana y de Nazca, componen el tramo sureste del Anillo de Fuego del Pacífico, en el cual reside el 65% de todos los volcanes activos del mundo ([Schmincke 2004](#)). El gradiente geotermal anómalo generado por el volcanismo en la región, produce calentamiento en las aguas subterráneas, las cuales surgen en superficie dando origen a magníficas manifestaciones naturales de agua y vapor termal.

Procesos volcánicos y tectónicos han deformado y elevado este margen, originando la Cordillera de los Andes que contiene una variedad de paisajes, incluyendo volcanes en la Cordillera Occidental, cuencas endorreicas en la gran elevación del Plateau Altiplano-Puna, cinturones plegados de escama delgada y gruesa en la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas, y topografía de cuencas y sierras creada por núcleos de basamento alzado de las Sierras Pampeanas.

El límite oriental de Chile abarca parte de las cuencas cerradas del Plateau Altiplano-Puna, en las cuales el punto terminal de flujos superficiales y subsuperficiales son salares. Solo algunos ríos y arroyos, alcanzan el pie de los Andes. La descarga de estos es usualmente baja ( $<0,1 \text{ m}^3/\text{s}$ ) ([Stoertz & Carter 1973](#)).

Este estudio se enfoca en 2 zonas de interés ([Fig. 2.1](#)). Ambas zonas son alimentadas por ríos/escorrentías, lluvias, descongelamiento de nieve y flujos subterráneos. La mayoría de estas recargas es estacional. La mayor parte de los recursos vuelve al ciclo hidrológico por

## CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

evaporación, generando así salares en las partes más profundas de las cuencas. Ambas zonas poseen manifestaciones termales en contacto con depósitos salinos y salmueras.

La primera zona está ubicada en el norte de la Zona Volcánica Central chilena (ZVC), la cuenca del Salar de Surire o Zona Polloquere, en donde el agua termal surge en superficie con temperaturas de ebullición ( $\sim 86^{\circ}\text{C}$ ), y es considerada una zona de alta favorabilidad geotermal ([Aravena et al. 2016](#)). Además, posee un muy bajo aporte de aguas subterránea de otras cuencas, convirtiéndola en una cuenca cerrada ([Geohidrología Consultores 2012](#)).

La segunda zona está ubicada al sur de la ZVC, y abarca 4 cuencas salinas: Salar del Laco, Laguna Tuyajto, Salar de Aguas Calientes III y el Salar de Capur, a las cuales se hará referencia como Zona Tuyajto. En esta Zona, el agua termal surge en superficie a menor temperatura ( $\sim 30^{\circ}\text{C}$ ), y existe evidencia de flujo subterráneo significativo intercuenas ([Arcadis Geotecnia 2007, DIHA & PUC 2009](#)), lo cual genera una hidrología más compleja.

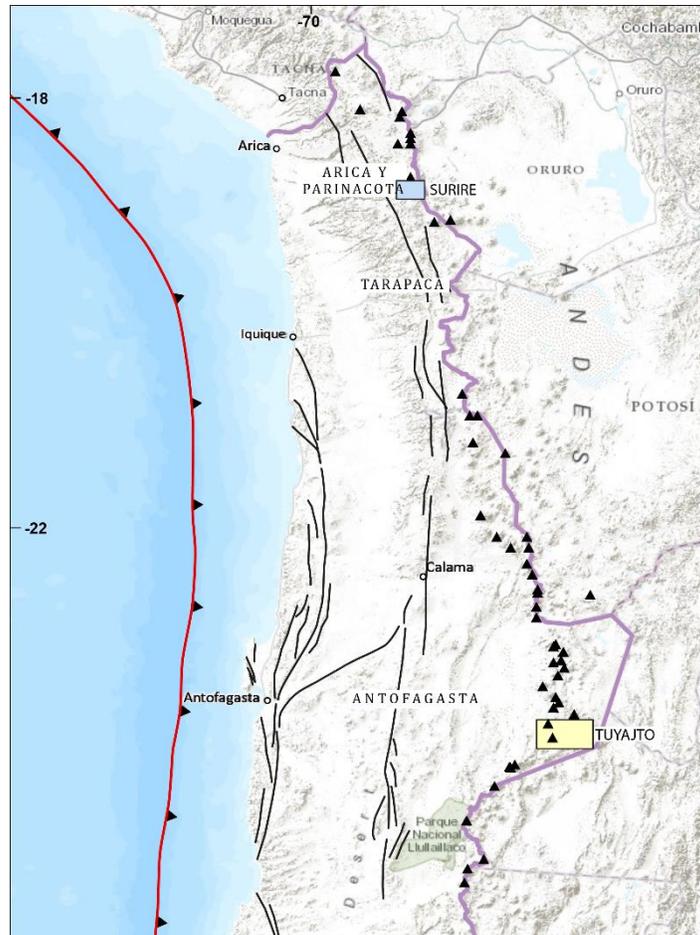


Figura 2.1 Mapa que indica la ubicación de los volcanes activos presentes en la Zona Volcánica Central de Chile, los principales sistemas de fallas, la ubicación de la fosa de subducción, y las dos Zonas de estudio de este trabajo. En el recuadro celeste, la Zona Polloquere y en el recuadro amarillo, la Zona Tuyajto.

Con el fin de entender el alcance que tienen los lagos salinos y salares sobre la química de las manifestaciones termales, a continuación, se entregan antecedentes geológicos, climáticos, hidrológicos y geotérmicos de la zona, para observar de manera más completa cuales son los factores que influyen la química de las aguas y los procesos e interacciones que ocurren entre ellos.

## 2.1. Antecedentes geológicos

Los Andes Centrales están localizados entre los 70°W y 60°W, y 15°S y 35°S a lo largo de un margen de subducción activo en el cual la placa oceánica de Nazca es trasladada ENE relativo a Sudamérica estable y es arrastrada bajo de la Placa Sudamericana a lo largo de una interface de subducción de vergencia este. Esta configuración geodinámica ha guiado la formación de una amplia banda de alto topográfico que paralela la zona de subducción. Esta topografía alcanza

## CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

elevaciones cumbres de 6962 m en el Monte Aconcagua (Argentina, el punto más alto en el hemisferio occidental). La elevación y extensión del alto topográfico cambia con la altitud a lo largo de la zona de subducción: a los 18°S, la extensión meridional de los Andes alcanza anchos de ~750 km, mientras que se angosta hacia el norte y sur de esta localidad ([Hilley & Coutand 2009](#) y [referencias allí citadas](#)).

Un número de segmentos morfotectónicos puede definirse en los Andes Centrales basado en los atributos topográficos. El dominio de antearco comprende, de oeste a este, el margen continental, la Cordillera de la Costa (hasta 2000 m de elevación), la Depresión Central, y el norte de la Precordillera chilena, alcanzando una elevación promedio de 3000 m. Hacia el este, la Cordillera Occidental consiste en el arco volcánico Mioceno-Cuaternario sobre la zona de subducción. Entre las latitudes 15 a 26, la Cordillera Occidental está flanqueada en su lado este por el Plateau de gran elevación e internamente drenado Altiplano-Puna. Elevaciones promedio dentro del Altiplano abarcan ~3700 m, mientras que en la puna son generalmente mayores y tiene elevaciones promedio de 4400 m. A través del Altiplano, la superficie del Plateau es mayormente plana; sin embargo, la Puna esta particionada en una serie de cuencas menores por sierras de basamento de orientación generalmente N-S que alcanza elevaciones de 5000 m. Al este de estas latitudes, los Andes Centrales consiste en las Sierras Pampeanas, la cual es una zona de sierras montañosas discontinuas y anchamente espaciadas que está ampliamente distribuida a través del antepaís. Bordeando el filo oriental del Plateau internamente drenado, al norte de los 26°S esta la Cordillera Oriental, la cual consiste en una serie de sierras altas que generalmente sirven como divisoria de drenaje del Plateau internamente drenado y el antepaís externamente drenado ([Hilley & Coutand 2009](#) y [referencias allí citadas](#)).

Las Zonas de estudio se encuentran en la unidad morfotectónica de la Cordillera Occidental, y abarcan en ciertas partes el límite occidental del Plateau Altiplano-Puna.

### **Historia geológica y deformación Cenozoica**

Todas las unidades morfotectónicas están asociadas con actividad tectónica y ciclos de intrusiones que probablemente empezaron durante el Mesozoico y finalizaron en el Terciario. Desde el Terciario tardío, los principales procesos que han modificado el paisaje han sido erupciones volcánicas y erosión ([Magaritz et al. 1989](#)).

## CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

La secuencia geológica en el norte de los Andes chilenos consiste principalmente en rocas volcánicas intercaladas con sedimentos continentales clásticos. Actividad volcánica intensa empezó cerca de  $25 \cdot 10^6$  años atrás (Mioceno Inferior). La secuencia volcánica puede ser dividida en dos episodios principales: (1) volcanismo Mioceno de ignimbritas riolíticas a dacíticas intercaladas con lavas andesíticas; y (2) volcanismo Plioceno-Pleistoceno de ignimbritas, lavas riolíticas a dacíticas y estratovolcanes andesíticos a dacíticos. Esta secuencia yace sobre una gruesa secuencia continental Terciaria temprana de sedimentos clásticos y evaporitas rellenando cuencas controladas por fallas ([Magaritz et al. 1989 y referencias allí citadas](#)).

Desde el final del Mioceno, fases erosionales fueron asociadas con actividad tectónica y periodos relativamente húmedos. Durante estas fases, cañones profundos (hasta 2 km de profundidad) cortando sedimentos volcánicos y clásticos fueron formados en los Andes occidentales ([Magaritz et al. 1989 y referencias allí citadas](#)). Abanicos aluviales y depósitos fluviales consisten predominantemente en material volcánico y piroclástico rellenando depresiones intermontanas cerradas.

### *Mesozoico a Cenozoico: Plateau Altiplano-Puna*

Datos termocronológicos de trazas de fisión de apatito del Plateau Altiplano-Puna indican que la exhumación de esta parte del orógeno ha sido limitada. El Altiplano Boliviano registra exhumación en el Oligoceno temprano (33-27 Ma) a una tasa baja y constante de 0,2 mm/año desde el Mioceno tardío (11-7 Ma). En el Plateau Puna, el comienzo de la exhumación registra edades por AFT entre los 24 y 29 Ma. Si la exhumación sirve como un indicador crudo para el acortamiento tectónico total y alzamiento de roca, esta información sugiere que el acortamiento en el interior del Plateau Altiplano-Puna ha sido limitado durante los últimos 20-25 Ma. La deformación que ocurrió dentro de Puna es más distribuida que el Plateau Altiplano hacia el norte y ha alzado bloques de basamento que particionan el Plateau en una serie de sierras y cuencas adyacentes. Estas cuencas son las que contienen los detritos que presumiblemente resultaron del alzamiento y exhumación de las sierras en el interior del Plateau. Cuencas que registran la partición de la Puna en depocentros desconectados pueden haberse formado tan temprano como el Oligoceno, y ciertamente en el Mioceno. De hecho, información sedimentológica reciente y datos estructurales de la Puna han sido interpretados como

## CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

evidencia para exhumación Eocena y desarrollos de depocentros ([Hilley & Coutand 2009](#) y [referencias allí citadas](#))

Datos paleobotánicos y de isotopos estables sugieren que la porción amplia de gran elevación de los Andes Centrales, que comprende la mayor parte del Plateau Altiplano-Puna se alzó abruptamente en algún momento después de los 10 Ma. En particular, evidencia paleobotánica indica que el Plateau ha obtenido no más que un tercio de su elevación moderna a los 20 Ma, y se ha elevado no más de la mitad de su elevación moderna hace ~11 Ma. Además, fraccionamiento de isotopos de oxígeno registrado en carbonatos de paleosoles, carbonatos lacustres, cemento de arenisca y carbonatos en paleopantanos indican que la superficie del Altiplano Boliviano se alzó ~2,5 – 3,5 km entre 10,3 y 6,8 Ma. Estos resultados son consistentes con datos paleotermométricos de carbonatos en el área, los cuales han sido interpretados que reflejan ~3700±400 km de alzamiento de superficie entre 10,3 y 6,7 Ma. Por lo tanto, al menos en el Plateau, elevaciones aparecen haber incrementado durante el Cenozoico tardío en lo que parece ser una fase relativamente de corta vida de rápido alzamiento. Este rápido alzamiento ha sido atribuido a la remoción convectiva de corteza inferior eclogitizada y manto litosférico debajo del Plateau Altiplano-Puna ([Hilley & Coutand 2009](#) y [referencias allí citadas](#)).

### *Registro sedimentológico de Atacama*

Al este de las Zonas de estudio se encuentra el Desierto de Atacama. Este comprende efectivamente la parte hiperárida del desierto de Perú-Chile; el último se extiende entre 1°N y los 37°S, incorporando el área de antearco de Perú y el norte de Chile. La parte oriental del desierto se encuentra en la base de los Andes (~2500 m s.n.m.) e incorpora parte de la Cordillera Occidental ([Magaritz et al. 1990](#)).

Estratos Jurásicos a Cretácicos temprano fueron depositados en una cuenca de trasarco situada en la hoy en día Depresión Central, y desarrollados al este del arco volcánico, localizado en la Cordillera de la Costa. Sin importar la gran sucesión marina Jurásica no se puede determinar una signatura climática. Sin embargo, una caída en el nivel del mar en el Oxfordiano tardío, fue seguida por la acumulación de 200 m de evaporitas subacuáticas y facies de sabkha marginales bajo un clima seco. Este régimen climático prevaleció hasta el Jurásico tardío como lo indica la deposición de limolitas de laguna e hipersalinas ([Hartley et al. 2005](#) y [referencias allí citadas](#)).

## CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

Un arco volcánico Cretácico temprano a Eoceno tardío se localizó en los que hoy día es la Depresión Central. Un relleno de cuenca de trasarco de 6000 m de espesor fue depositado al este del arco en lo que hoy día es la Precordillera. Rocas sedimentarias fueron depositadas en un ambiente de abanico aluvial, fluvial efímero, eólico, lacustre efímero, evaporíticos y playa bajo un clima árido a semiárido. Basado en análisis magnetoestratigráficos, el límite bajo para la menor edad es dentro de Cretácico (tardío) temprano. El intrarco y las cuencas de antearco se desarrollaron en lo que es ahora la Depresión Central y la Cordillera de la Costa ([Hartley et al. 2005](#) y [referencias allí citadas](#))

Rocas sedimentarias que datan del Eoceno tardío a Plioceno temprano ocurren a través del norte de Chile. La deposición tomó lugar en una configuración de antearco similar a la de hoy, con rocas sedimentarias que comprenden depósitos de abanicos aluviales, fluviales, llanos de arena, playa, evaporítico, nitratos, lacustres y lacustre marginal. Estas rocas sedimentarias fueron depositadas bajo un clima predominantemente semiárido interespaciado con periodos de aridez incrementada ([Hartley et al. 2005](#) y [referencias allí citadas](#)).

La sucesión del Plioceno tardío hasta hoy está representada por evaporitas localizadas restringidas a bajos topográficos y desarrollo de corteza salina a través del desierto Perú-Chile. Esta fase de deposición marca el comienzo de la hiperaridez de Atacama hoy día y fue establecida entre 3 y 4 Ma ([Hartley et al. 2005](#) y [referencias allí citadas](#)).

### **2.1.1. Zona Polloquere**

#### **Morfología**

Este salar tiene una superficie del orden de 120 km<sup>2</sup> y se ubica prácticamente en el límite con Bolivia a unos 135 km, en línea recta, al ESE de la ciudad de Arica y a una altitud de 4250 m. La cuenca, de forma elipsoidal, está totalmente rodeada de volcanes con una altitud promedio de 5500 m. La disposición de los conos volcánicos sugiere que la cuenca evaporítica está ubicada en el interior de una caldera. Prácticamente en el centro de la cuenca, emerge el pequeño cono volcánico de Oquecollo ([Chong et al. 1999](#)).

## Geología

La geología del área está caracterizada por un basamento compuesto principalmente por rocas de las formaciones Lupica y Macusa (Oligoceno Superior- Mioceno Inferior, y Mioceno Medio-Superior, respectivamente), correspondientes a tobas riolíticas, lavas andesíticas-dacíticas, areniscas y conglomerados. Además, el área del salar de Surire se encuentra rodeada por lavas andesíticas dacíticas y depósitos de colapso correspondientes a los volcanes de edad Mioceno Superior, Plioceno (Capitán y Polloquere) y Pleistoceno (Chiguana, Liscaya, Purintinca, Arintinca, Chuquiananta y Mulluri), en algunos de los cuales han sido explotados depósitos de azufre (Purintinca, Arintinca, Chiguana). Depósitos glaciares (morrenas) han sido identificados en los faldeos de estos volcanes (Aguilera 2008, Fig. 2.2).

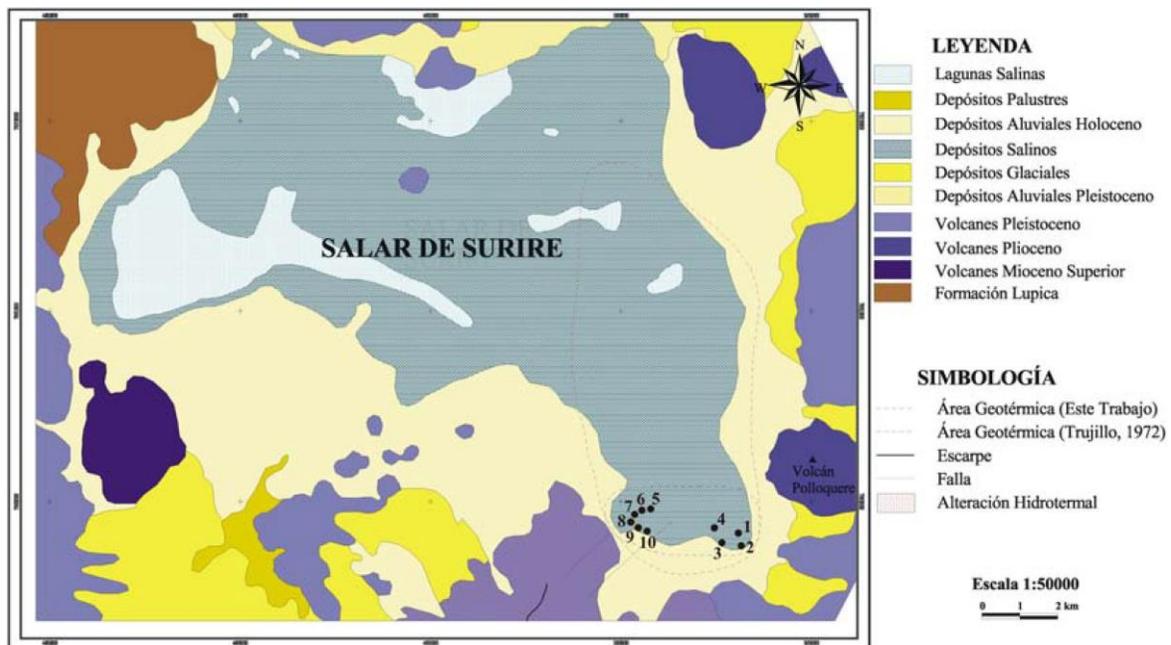


Figura 2.2 Mapa de la Zona Polloquere. Imagen a partir de Aguilera (2008).

## Estructuras

El patrón estructural de la zona del salar está dominado por una serie de fallas y estructuras de orientación NE y manto SE, y subordinadamente de orientación N y NW (Aguilera 2008 y referencias allí citadas).

## CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

### 2.1.2. Zona Tuyajto

#### Morfología

El Salar El Laco, la Laguna Tuyajto, el Salar de Aguas Calientes III y el Salar de Capur consiste en un grupo de depresiones/salares que se extiende por ~45 km de largo, entre los 3950 y 4250 m s.n.m. Estas cuencas fueron formadas contemporáneamente con las erupciones Miocenas-Holocenas del arco magmático presente (o Cordillera Occidental) ([Rissmann et al. 2015](#)).

#### Geología

Las unidades geológicas presentes en la zona son de W a E son:

→ *Salar de Capur y Salar Aguas Calientes III*

Depósitos aluviales Cuaternarios, productos volcánicos tales como dacitas, andesitas, basaltos y andesitas basálticas subordinadas Cuaternarias, Pliocenas, Pleistocenas y con un basamento compuesto por rocas volcánicas Miocenas de la misma composición. Además, se encuentra la ignimbrita Pliocena Patao (toba dacítica de vidrio y escasos pómez y cristales), además de productos volcánicos Pliocenos tales como andesitas y dacitas subordinadas. También, en el Salar de Capur está presente la ignimbrita Pliocena Tucucaro (toba dacítica de vidrio y escasos pómez y cristales), mientras que en el Salar Aguas Calientes III se encuentra la ignimbrita Cuaternaria Tuyajto (Tobas de cristales y vidrio) ([Risacher et al. 1998](#)) ([Fig. 2.3](#)).

→ *Laguna Tuyajto y el Laco*

Se presentan sedimentos no consolidados del Cuaternario, ignimbritas, andesitas y basaltos Pliocenas y Pleistocenas, riolitas, y dacitas Miocenas en Tuyajto y con un basamento compuesto por dacitas y andesitas Miocenas en El Laco ([Risacher et al. 1998](#)) ([Fig. 2.3](#)).

#### Estructuras

El patrón estructural predominante en la zona corresponde a lineamientos de fallas de orientación NE y subordinadamente de orientación NNE, los cuales marcan la separación entre cada una de las cuencas ([Fig. 2.3](#)).

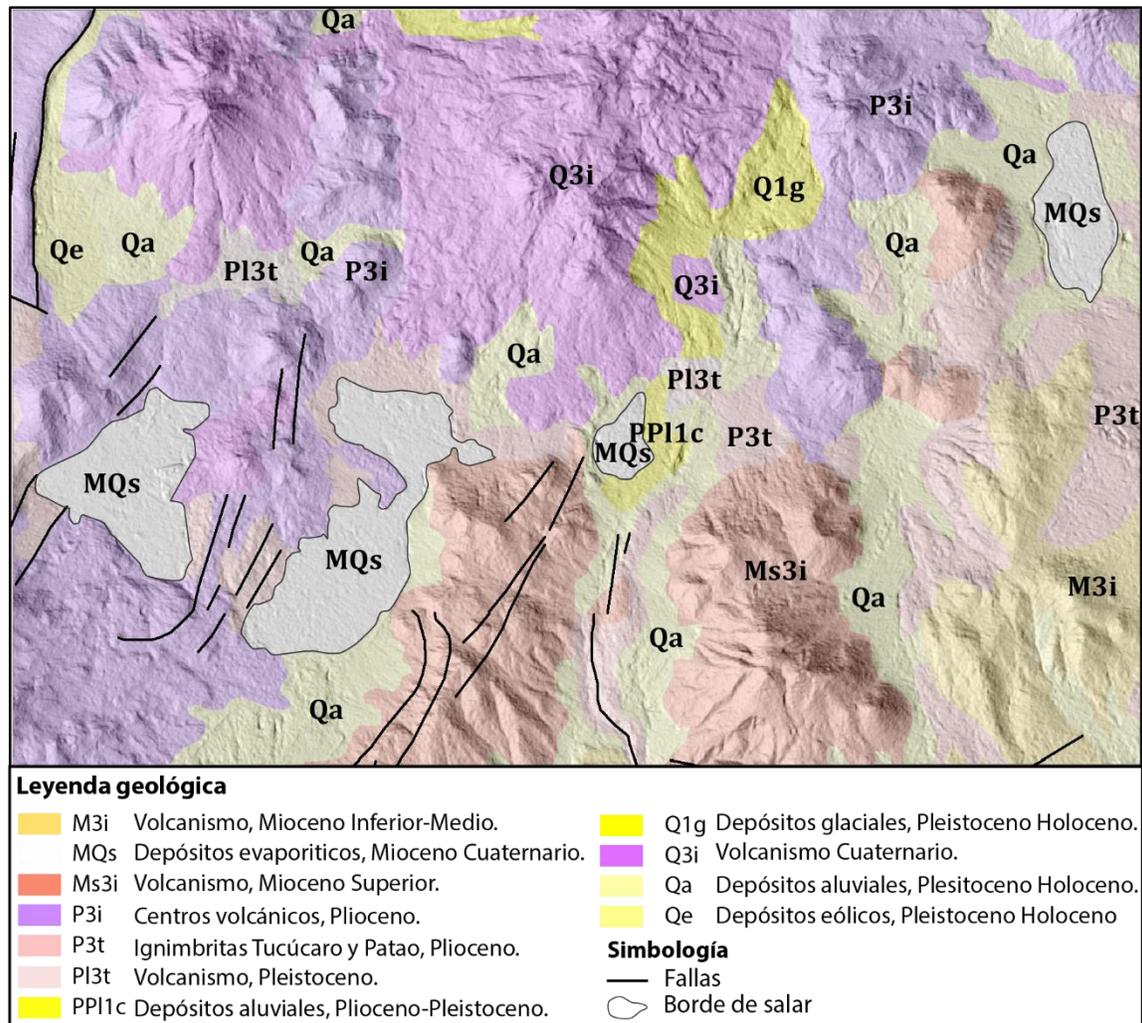


Figura 2.3 Geología de la Zona Tuyajto.

## 2.2. Antecedentes climáticos

Hoy día, los Andes constituyen una importante barrera topográfica para la circulación atmosférica en Sudamérica y separa las tierras bajas húmedas en el este, de las tierras áridas en el oeste, en el margen Pacífico (Bookhagen & Strecker, 2008).

El clima semiárido a hiperárido observado en la pendiente oeste del orógeno y a través del Plateau Alto (Fig. 2.4), es resultado de (1) la presencia de la ascendente, fría y nor-fluyente Corriente de Humboldt a lo largo de la costa oeste de Sudamérica, la cual puede haber existido de alguna forma desde el Cenozoico temprano (Zachos et al., 2001) y la cual previene la precipitación en las zonas costeras, (2) la subsidencia atmosférica (Houston & Hartley 2003) subtropical anticiclónica asociada al descenso del limbo de la celda de Hadley, (3) y el efecto

## CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

sombra de lluvia de la cordillera de Los Andes, (alentado por la formación del margen occidental de Gondwana), lo que ocurre cuando vientos alisios que cargan lluvias no pueden penetrar el interior continental (Thompson 1975).

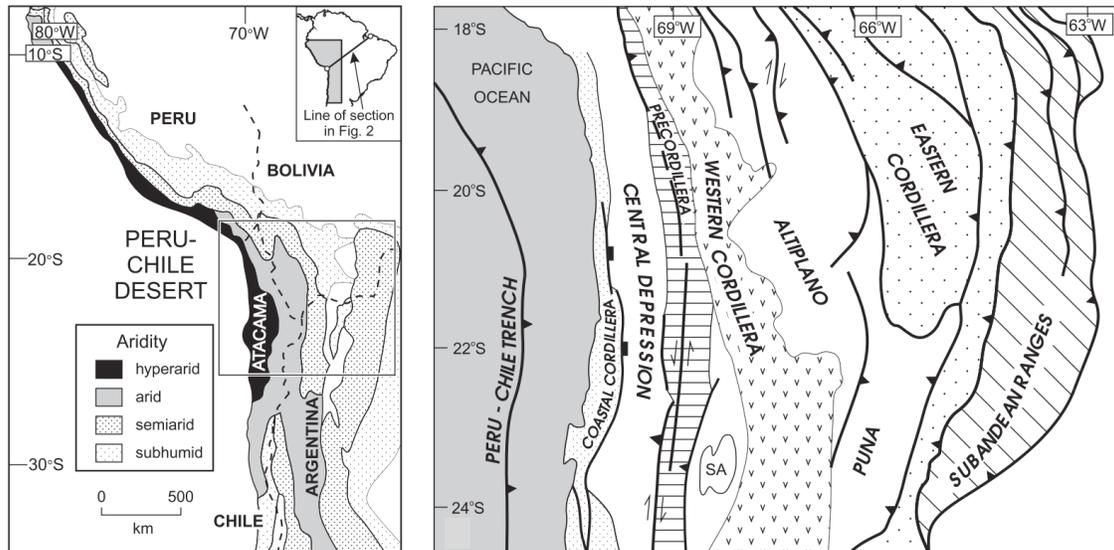


Figura 2.4 A la izquierda, mapa de localización que muestra las zonas climáticas presentes hoy día en el margen occidental de Sudamérica. A la Derecha, Subdivisiones morfo tectónicas de los Andes Centrales. SA, Salar de Atacama. Hartley et al., 2005.

Incluso, si los Andes no estuvieran presentes hoy día, el efecto continental que causa la disminución en la precipitación Sudamericana hacia el oeste, aun generaría en una precipitación anual de menos de 500 mm. resultando en un clima árido a semiárido (Hartley et al. 2005 y referencias allí citadas).

La precipitación en los Andes Centrales es en su mayor parte derivada de la penetración con dirección este de humedad Atlántica desde el Gran Chaco y el antepaís Argentino vía la Corriente en Chorro de Niveles Bajos Andina (Hilley & Coutand 2009 y referencias allí citadas). A medida que la humedad encuentra la topografía de los Andes orientales, la precipitación es estimulada orográficamente (Hilley & Coutand 2009 y referencias allí citadas). Tanto como la estructura del relieve en el flanco este de los Andes Centrales como la fuente que lleva las precipitaciones causan grandes cambios latitudinales en la cantidad de lluvia que alcanza la pendiente este y el interior del orógeno (Bookhagen & Strecker 2008). Al sur de los 17°S, precipitación orográfica decrece a medida que el cinturón montañoso se ensancha (Hilley & Coutand 2009 y referencias allí citadas) pero aun alcanza el orden de 1,5 m/año a los 26°S (Bookhagen & Strecker 2008). Las precipitaciones provenientes del este están fuertemente

## CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

concentradas en los lados barloventos del sistema Santa Bárbara y las Sierras Pampeanas. Estos protegen la pendiente oeste del interior del orógeno de la precipitación derivada del Atlántico. Como consecuencia la mayor parte de las Sierras Pampeanas, y la Cordillera Principal, Frontal y Precordillera reciben poca humedad desde el este ([Hilley & Coutand 2009](#) y [referencias allí citadas](#)).

Los Andes en esta región, la cual incluye máximos de ~6000 m de elevación, solo recibe precipitaciones de ~200 mm/año y carece de cubiertas de nieve perenne. La región de desierto semiárido, entre los 2700 y ~6000 m s.n.m., la cual recibe precipitaciones entre 10 y 200 mm/año, es llamada Atacama Alto ([Rech et al. 2002](#)). El límite oriental entre Atacama y Atacama Alto ha fluctuado en respuesta al cambio climático Cuaternario ([Rech et al. 2002](#) y [referencias allí citadas](#)).

Las tres fuentes mayores de precipitación en Sudamérica están asociadas con ITCZ, SACZ y los vientos del oeste ([Godfrey et al. 2003](#)) ([Fig. 2.5](#)).

## CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

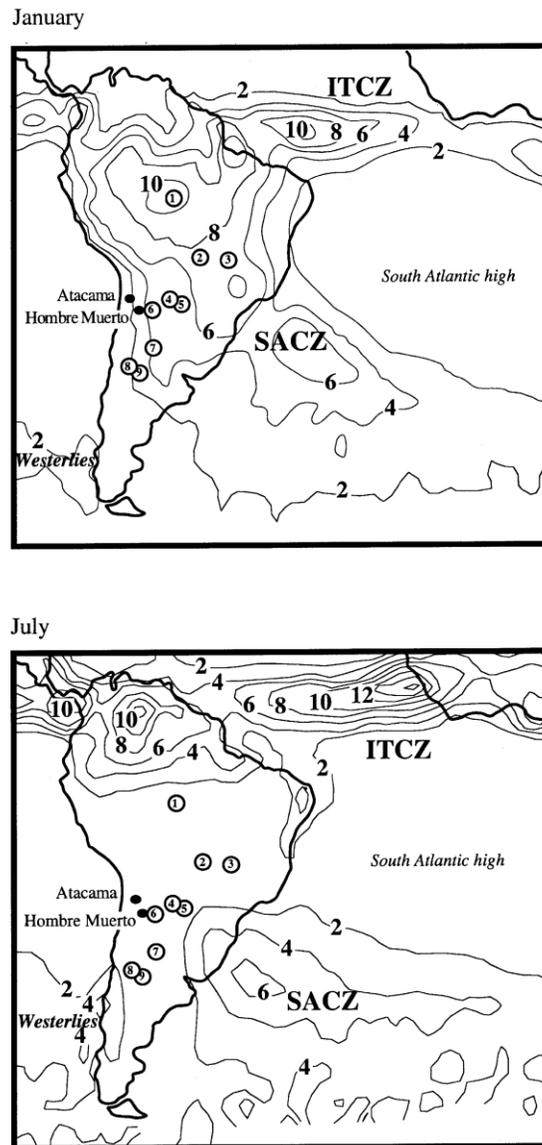


Figura 2.5 Información satelital de promedio de precipitaciones en 20 años (1979-1998) de Sudamérica para febrero y julio. Contornos se presentan en mm/día. Las 3 mayores fuentes de precipitación están asociadas al ITCZ, SACZ y vientos del oeste. Godfrey, et al., 2003.

El SACZ es una región de alta precipitación. Su límite norte es parte del sistema de precipitaciones de la Cuenca Amazónica y corre diagonalmente hacia la costa sudeste del continente. El sur de SACZ es un cinturón árido de lineación NW-SE en el cual la lluvia típicamente es menor a 250 mm/año. La precipitación aumenta durante el invierno hacia el sur y oeste de esta diagonal árida (Godfrey et al. 2003).

La humedad llevada al continente desde el Atlántico por los vientos Sudatlánticos altos y tropicales del este produce precipitación en los trópicos y subtrópicos de Sudamérica. Flujos a

## CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

través de las amazonas se convierte noroeste a lo largo de los flancos de los Andes y el ascenso orográfico del aire otorga humedad al Altiplano (Godfrey et al. 2003 y referencias allí citadas).

La cantidad de humedad que alcanza la cresta de los Andes y el margen oeste del Altiplano parece estar relacionado con la fuerza del flujo del oeste: cuando el flujo oeste es fuerte, el aire húmedo del este falla su intento por alcanzar la cresta de los Andes (Godfrey et al. 2003 y referencias allí citadas). El aire húmedo que alcanza el Altiplano ayuda a sustentar una segunda área de intensa convección de verano. Centrada a los 19°S, 65°W sobre los Andes Centrales, esta característica es conocida como Altos Bolivianos (Godfrey et al. 2003 y referencias allí citadas). Cambios hacia el norte y sur de la posición de Altos Bolivianos es afectado por variados fenómenos climáticos, que incluyen eventos ENSO, ciclones extratropicales y cambios en la posición E-W e intensidad de la Zona de Convergencia Sudatlántica (SACZ) (Godfrey et al. 2003 y referencias allí citadas).

El clima en el Desierto de Atacama está caracterizado por las casi inexistentes precipitaciones (1 mm/año) en el área costera y central, y escasas precipitaciones invernales hacia la Cordillera de los Andes (Magaritz et al. 1990). Sin embargo, durante el verano, la presencia de anticiclones de alto alcance sobre los Andes subtropicales produce precipitaciones de 200 mm/año en las elevaciones más altas (3500 a 4500 m s.n.m.) en la Cordillera y las regiones Altiplánicas (Magaritz et al. 1990).

Consistente con la posición latitudinal casi fija del continente durante los últimos 150Ma (Garreaud et al. 2010 y referencias allí citadas) y la existencia del sistema de Humboldt desde al menos 65 Ma (Garreaud et al. 2010 y referencias allí citadas), es generalmente aceptado que las condiciones áridas a semiáridas ( $\leq 50$  mm/año) han prevalecido sobre la región de Atacama al menos desde el Oligoceno temprano (Hartley 2003; Dunai et al. 2005) e incluso desde del Cretácico tardío (Hartley et al. 2005).

Sin embargo, el comienzo de las condiciones hiperárida actuales ( $\leq 5$  mm/año) es un asunto controversial (Fig. 2.6).

Estudios basados en mineralización supérgena y la desaparición de la erosión en el norte de Chile (Garreaud et al. 2010 y referencias allí citadas) tanto como en la evidencia pedogenética alrededor de la cuenca de Calama (Garreaud et al. 2010 y referencias allí citadas) sugieren que

## CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

Desde los 19 a los 13 Ma Atacama presenta una marcada pauta de sequía. Dado que en el flanco oeste de la Cordillera de los Andes se alzó más de la mitad de su altura actual durante el Mioceno inferior-medio antes de 10 Ma ([Garreaud et al. 2010](#) y [referencias allí citadas](#)) se ha propuesto que tal alzamiento de superficie regional fue un factor principal en el establecimiento de la hiperaridez de Atacama por la producción de un efecto de sombra de lluvia ([Garreaud et al. 2010](#) y [referencias allí citadas](#)).

Por otra parte, medidas de  $^{21}\text{Ne}$  cosmogénico en las superficies de la Cordillera de la Costa en la región de Atacama, sugieren que la ausencia de erosión significativa comenzó hace 25 Ma ([Garreaud et al. 2010](#) y [referencias allí citadas](#)), situando así el establecimiento de la hiperaridez mucho antes del mayor alzamiento de los Andes, y eventualmente contribuyendo al alzamiento mediante el mecanismo propuesto por Lamb y Davis (2003) ([Garreaud et al. 2010](#)).

Otros estudios han propuesto una transición de aridez a hiperaridez más reciente en Atacama. Tosdal et al., (1984), García y Herail (2005), Farías et al., (2005) y Riquelme et al., (2007) observaron que la sedimentación en distintos lugares del piedemonte del desierto de Atacama declinó fuertemente cerca de 8 Ma, indicando una marcada reducción de lluvia ([Garreaud et al. 2010](#)).

Hartley y Chong 2002 y Hartley (2003) analizaron sedimentos y estratigrafía Neógena en la Depresión Central Preandina del Norte de Chile e infirieron un establecimiento de la hiperaridez mucho más reciente, entre 6 y 3 Ma, y por lo tanto no siendo resultado del alzamiento Andino. [Reich et al. \(2009\)](#) analizaron enriquecimiento supérgeno de depósitos de cobre en la Precordillera tanto como en la región costera a los 23°S sugiriendo el establecimiento de la hiperaridez en Atacama incluso más tardío (1,5 Ma) ([Garreaud et al. 2010](#)).

En la última hipótesis de establecimiento, sin embargo, la pregunta de que produjo la transición desde árido a hiperárido aún permanece sin resolver.

## CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

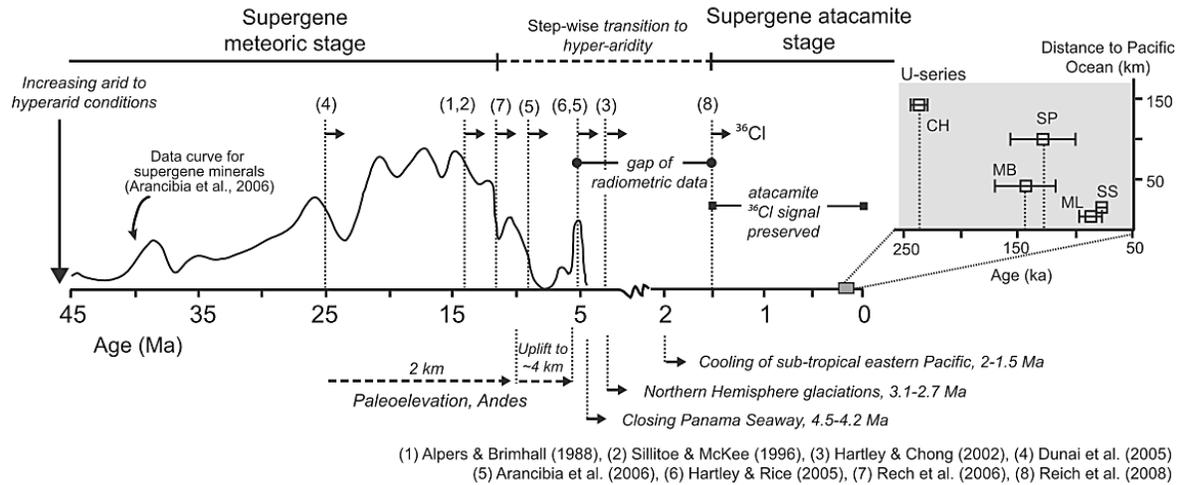


Figura 2.6 Cronología del enriquecimiento supérgeno en yacimientos de cobre del Desierto de Atacama y su relación con la transición climática árida a hiperárida (Reich et al., 2009a).

El registro sedimentológico del Jurásico tardío, del Cretácico y Cenozoico del Norte de Chile es dominado en su totalidad por sedimentos depositados bajo condiciones climáticas áridas a semiáridas. No existe registro de indicadores de un clima más húmedo (e.g. carbón, suelos gleys, etc.) (Hartley et al. 2005 y referencias allí citadas). Los márgenes orientales y del sur de Atacama han fluctuado entre condiciones áridas e hiperáridas durante el Pleistoceno (Hartley et al. 2005). Sin embargo, incluso los cambios extremos en la circulación atmosférica y temperaturas de la superficie del mar durante el Pleistoceno no fueron suficientes para desestabilizar las condiciones de borde y alentar la precipitación en el núcleo de Atacama, donde depósitos evaporíticos potentes indican hiperaridez a través del Pleistoceno (Hartley et al. 2005). El régimen climático hiperárido concuerda también con modelos paleoclimáticos de ese periodo de tiempo y con información paleomagnética (Hartley et al. 2005).

La terminación de la alteración supérgena dentro del Desierto de Atacama y el Arco Volcánico entre los 14 y 8 Ma (Hilley & Coutand 2009 y referencias allí citadas) sugiere que las condiciones áridas comenzaron en estas áreas cerca de tiempos del Mioceno medio. En adición, la deposición de unidades sedimentarias potentes que contienen halita y yeso entre los 24 y 15 Ma dentro de las cuencas de Puna, indican que para estos tiempos, el clima era árido (Hilley & Coutand 2009 y referencias allí citadas). En contraste, sedimentos encontrados en áreas al este de Puna y Altiplano, muestran evidencia de una historia climática más compleja y variable que aparece fuertemente influenciada por el alzamiento de sierras individuales y la resultante aridificación (Hilley & Coutand 2009 y referencias allí citadas).

## CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

Mientras que este patrón general de aridez al oeste y mayor humedad al este del orógeno ha persistido desde el Mioceno, indicadores paleoclimáticos registran cambios significativos de clima durante este periodo ([Hilley & Coutand 2009](#) y [referencias allí citadas](#)). Más aun, a lo largo del margen occidental Andino, indicadores paleoclimáticos del Mioceno tardío y Plioceno temprano son de alguna manera contradictorios y varían latitudinalmente ([Hilley & Coutand 2009](#) y [referencias allí citadas](#)), no obstante, generalmente las condiciones áridas a semiáridas con periodos de mayor disponibilidad de humedad caracterizan el margen occidental desde el Mioceno medio, y quizás tan temprano como el Eoceno ([Hilley & Coutand 2009](#) y [referencias allí citadas](#)).

En resumen, la precipitación anual promedio es menor a 5 mm en estaciones a lo largo de la Costa y sobre la Depresión Central Preandina (~1000 m s.n.m.); de hecho, la mayor parte de esta humedad es debido a la llovizna de estratocúmulos y es muy inusual (una vez cada 10 o más años) episodios de lluvia asociados a pasajes de frentes fríos ([Garreaud et al. 2010](#) y [referencias allí citadas](#)). La precipitación anual promedio aumenta hacia la pendiente este de los Andes, alcanzando 100-200 mm a la altura de la Cordillera Occidental, causada por el “desborde” de las tormentas que se desarrollan más al este sobre el Altiplano de los Andes Centrales. El Altiplano en sí, recibe 100-400 mm al año, mayoritariamente concentrado durante el verano austral, cuando el calor solar desestabiliza la troposfera local y el establecimiento del nivel superior de los vientos orientales favorece el transporte del aire húmedo del interior del continente ([Garreaud et al. 2010](#) y [referencias allí citadas](#)).

### **2.3. Antecedentes hidrológicos**

El clima pasado y actual, generalmente muestra una Cordillera con una pendiente occidental árida o hiperárida, un interior árido, y una pendiente oriental que varía desde húmedo a árido, dependiendo en la topografía local y la posición latitudinal ([Hilley & Coutand 2009](#)). Este patrón de precipitación es el principal control de la hidrología en el área.

Los ríos en Atacama Alto están influenciados fuertemente por la recarga de aguas subterráneas que ha tenido una interacción agua roca significativa. Esto está evidenciado por las altas concentraciones de solutos disueltos en lagos y ríos, especialmente  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Ca}^{+2}$ , y bajos valores de porcentaje de carbón moderno (pMC) ([Fritz et al. 1978](#); [Magaritz et al. 1990](#); [Aravena & Suzuki 1990](#)).

## CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

Muestras de lagunas en los Andes Altos, la base de los Andes, y la Depresión Central indican que todos los salares son salares evaporíticos, con cortezas de sales producida a partir de la migración capilar y evaporación del agua subterránea.

Aerosoles marinos asociados a niebla costera, localizados a una altitud entre ~300 a 1000 m en Atacama, está restringida a localidades donde la niebla puede penetrar tierra adentro, es decir, donde la Cordillera de la Costa tiene menos de 1000 m de altura. Si bien sulfuros biogénicos pueden influenciar suelos tierra adentro y por sobre la zona de niebla costera, la cercana relación entre valores  $^{34}\text{S}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de yeso en suelos tierra adentro y productos de meteorización Andinos locales sugieren que la mayor parte de sales en los suelos tierra adentro provienen de sales de salares que son redistribuidas por procesos eólicos.

La superficie de meteorización en Atacama está limitada a bajas temperaturas a altas elevaciones y a bajas precipitaciones a baja elevación. Sin embargo, puede haber significativa alteración química subsuperficial de interacciones agua/rocas subterráneas. Los resultados de [Rech et al. \(2002\)](#) sugieren que los elementos derivados de la evaporación de aguas subterráneas en localidades donde el nivel freático es cercana a la superficie, como en los salares evaporíticos, son la principal fuente de Ca y S, y probablemente de muchas otras sales encontradas en los suelos salinos de Atacama.

### **2.3.1. Zona Polloquere**

La cuenca del Salar de Surire posee una extensión de 585 Km<sup>2</sup> cuyo fondo plano se encuentra ocupado por un gran salar y por algunas lagunas de aguas bajas cuyo principal afluente es el Río Surire (desde vega Surire), el cual desemboca en el costado sur oeste del salar. El salar ocupa alrededor del 30% de la cuenca ([Geohidrología Consultores, 2012](#)). Dos subcuencas definidas drenan la cuenca del Salar de Surire al borde sur del salar y alimentan los manantiales termales de mayor temperatura ([Fig. 2.7](#)). La temperatura ambiente meda anual es de 2,9 °C ([Geohidrología Consultores, 2012](#)).

## CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

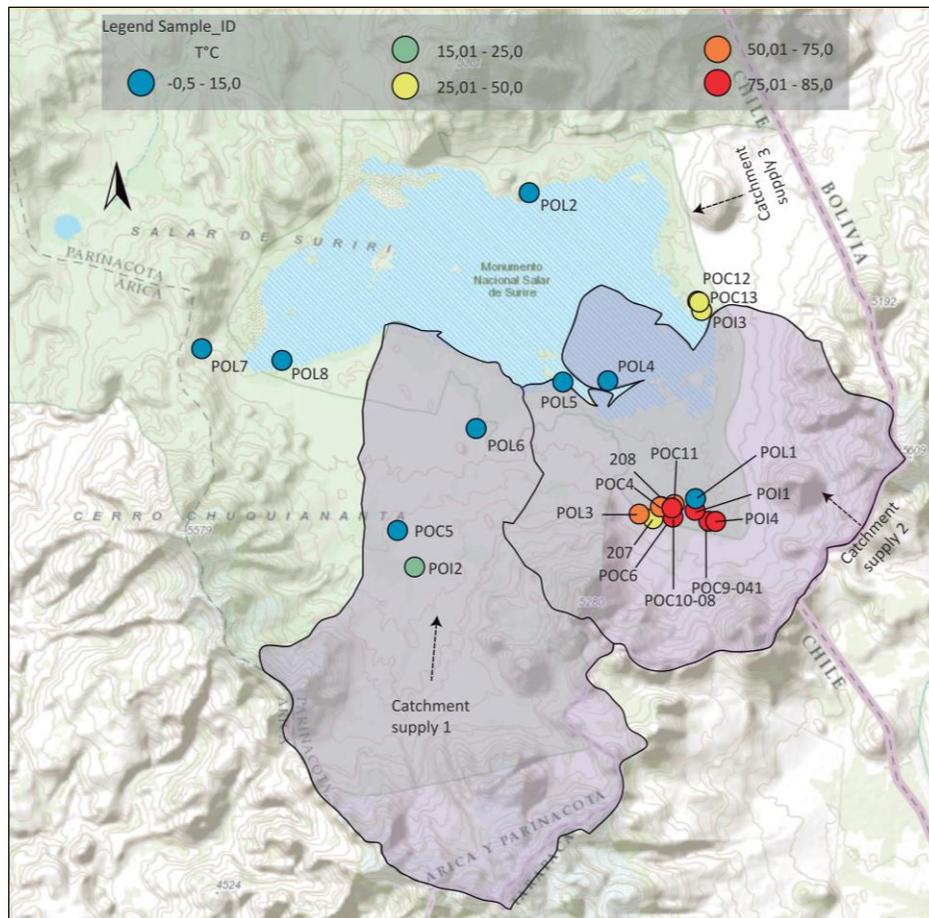


Figura 2.7 Mapa de ubicación de puntos de extracción de muestras de agua. Colores indicando temperatura del agua in situ. Áreas moradas indicando 2 áreas de drenaje (subcuencas) dentro de la cuenca. Imagen a partir de Lagos et al., 2014.

Hidrogeología consultores (2012), indicó que la precipitación media anual a largo plazo (con disponibilidad de información de precipitaciones a partir del año hidrológico 1960-1961 al 2010-2011) de las cuencas estudiadas fue entre 35 y 391 mm/año, con un promedio de 215 mm/año. Además, que existe un marcado gradiente de precipitación con altura estimado en un aumento de 14 mm cada 100 m. A su vez, el régimen de las subcuencas fue considerado marcadamente pluvial, con precipitaciones que ocurren los meses de verano en más de un 75% del total anual por la influencia del invierno altiplánico. El estudio planteó que los aportes de recursos subterráneos provenientes de cuencas vecinas, en general son de baja magnitud en comparación con los aportes directos por precipitación.

El cálculo de las escorrentías resultó en una variación entre un 7% y 8% de la precipitación media anual. La estimación de la recarga al acuífero varía entre el 6 y 12% de la precipitación media anual, con una media cercana al 8,8%. Mientras que la evaporación representa un 84% de la precipitación media anual en las subcuencas consideradas.

### 2.3.2. Zona Tuyajto

La Zona Tuyajto abarca una serie de cuencas endorreicas, características del Altiplano del norte de Chile. En la mayor parte de estos sistemas, se acepta que el balance hídrico se caracteriza por una salida principal de las aguas por evaporación, a pesar de que existen evidencias de flujos subterráneos intercuenas (DIHA-PUC 2009; Arcadis Geotecnia 2007; Fig. 2.8). La extrema aridez de estos sectores, donde en general se forman lagos en las zonas más deprimidas, se traduce en una evapotranspiración potencial muy por sobre los valores de precipitación, y por lo tanto una concentración importante de sales en las aguas residuales y formación de salares.

La precipitación media anual, se encuentra entre los 150 y 200 mm, y la recarga a las cuencas según distintos estudios es del orden de 3 a 22% de las precipitaciones. Los valores estimados de evaporación para la zona norte de Chile han sido estimados sobre 80% de la precipitación media anual. La temperatura media anual es de 2,6°C.

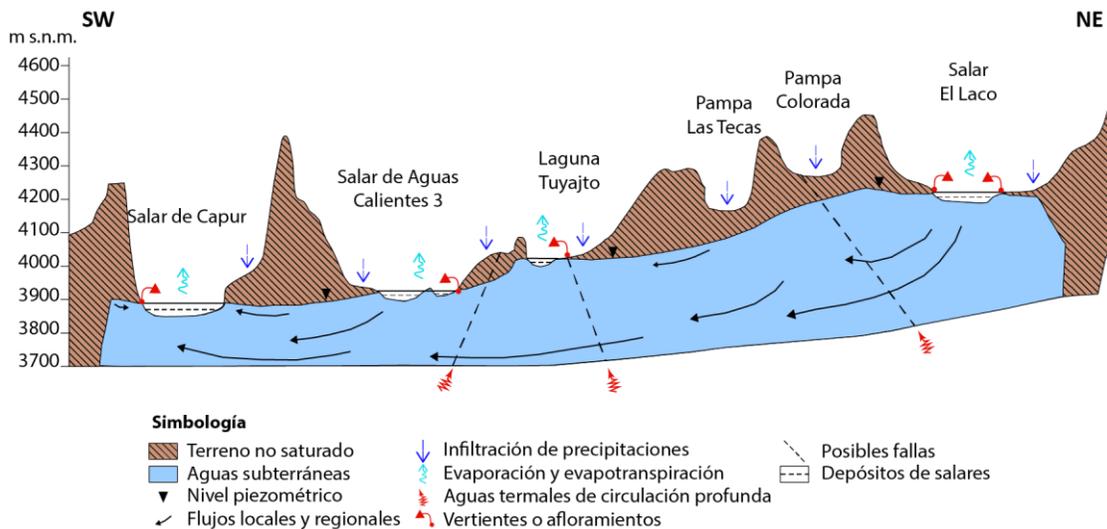


Figura 2.8 Esquema resumen de la hidrología de la Zona Tuyajto. Modificado de Arcadis Geotecnia, 2007.

### 2.4. Depósitos salinos de los Andes Altos

Un salar s. str. es un cuerpo evaporítico-detritico sedimentado en la parte más baja de una cuenca cerrada en un ambiente desértico o semidesértico. Estas cuencas, o sistemas de cuencas,

## CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

pueden tener un origen tectónico o se pueden formar por medio de actividad volcánica. (Chong 1988)

Además de los Salares Andinos están los Lagos Salinos Andinos que consisten en cuerpos lacustres ubicados en el mismo tipo de cuencas, pero con una masa de agua libre significativa. Dado que se presentan estadios intermedios, se habla de 'salar' cuando la superficie salina cubre una superficie superior al 50% de la cuenca evaporítica, y 'lago' cuando es el agua la que supera este porcentaje. En algunos casos esta diferencia es difícil de precisar, toda vez que algunos salares, como es el caso de Surire se convierten en lagos efímeros durante el período de lluvias torrenciales del 'Invierno Altiplánico'. Es común, además, que varias cuencas, que incluyen salares y lagos de distinta salinidad, se encuentren asociadas formando complejos sistemas hidrológicos (Chong et al. 1999).

La mayor parte de los lagos salinos en Sudamérica ocurren en cuencas en la Cordillera Occidental (Goudie & Cooke 1984), que incluye el S de Perú, N de Chile, SW de Bolivia, y NW de Argentina (Pueyo et al. 2001).

En su mayoría a altitudes variables entre 4.000-4.500 m. Las cuencas pueden tener un control tectónico, haberse formado debido a la acumulación de materiales volcánicos, o estar ubicadas en estructuras volcánicas tipo caldera. Su marco geológico corresponde, casi exclusivamente, a rocas volcánicas del Terciario Superior-Cuaternario, sobreyaciendo a un basamento mesozoico-paleozoico (Chong et al. 1999).

Su tamaño puede variar desde pocos kilómetros cuadrados hasta cientos de kilómetros cuadrados. En términos simples, un salar se forma por una superficie e influjos subterráneos y una subsecuente descarga de agua por medio de evaporación y evapotranspiración. Estos son unidades sedimentarias muy dinámicas debido a factores climáticos, tectónicos, y debido a los movimientos de agua salina (Chong 1988). Su superficie consiste en costras salinas o salinas detríticas y eflorescencias que presentan muchas estructuras diferentes que reflejan ambas dinámicas salinas. Los salares tienen pozas y niveles de agua subterráneas. El agua en las cuencas y los influjos forman complejos sistemas hidrológicos. La calidad del agua varía desde salina a salmueras y el gradiente hidráulico concentra la mayor salinidad en el centro. Sin embargo, algunos salares pueden estar completamente secos. Especialmente en los depósitos más antiguos, zonaciones horizontales pueden ser observadas frecuentemente (Chong 1988).

## CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

En Chile, un estudio exhaustivo llevado a cabo por [Stoertz & Ericksen \(1974\)](#) reveló que el carbonato sódico (trona) es raro en los salares Chilenos, y que hay dos tipos principales de corteza en la mayoría de las cuencas: una corteza evaporítica dura interna compuesta principalmente de halita; y una suave zona externa consistente sobretodo en yeso, mirabilita (o thenardita) y ulexita ([Goudie & Cooke 1984](#)).

Esta distribución horizontal de zonación en las sales de cuencas está bien documentada ([Chong 1988](#); [Goudie & Cooke 1984](#)), y corresponde a una zona carbonatada en los bordes; una zona intermedia compuesta principalmente por sulfatos; y la zona interna compuesta predominantemente por cloruros. El arreglo ordenado de las zonas salinas refleja, en su mayor parte, la solubilidad relativa de las sales, la secuencia en que estas cristalizan desde la solución ([Goudie & Cooke 1984](#); [Chong 1988](#)) y la gradación del material clástico de acuerdo a su tamaño de grano desde el borde hasta el centro ([Chong 1988](#)). La dirección de viento predominante es desde el oeste, como lo indican las características eólicas asociadas a salares ([Stoertz & Carter 1973](#)).

Poco ha sido reportado sobre la distribución espacial de las sales solubles fuera de los depósitos de nitratos de alto grado. [Berger y Cooke \(1997\)](#) estudiaron la distribución espacial de sales de suelos en 3 abanicos aluviales de Atacama y los Andes, encontrando concentraciones mayores de suelos carbonatados en los Andes, pero registraron altos niveles de sulfatos en todas las localidades ([Rech et al. 2002](#)). La distribución regional de sales en los suelos es probablemente una combinación entre la distancia desde las fuentes locales de polvo, tasas de deposición de polvo local versus polvo atmosférico, y gradientes de precipitación. El límite entre sales solubles en suelos en el desierto de Atacama y suelos carbonatados menos solubles, los cuales están casi ausentes en los salares y suelos a elevaciones bajas pero presentes en elevaciones mayores en Atacama, es también desconocida.

### **Procesos que ocurren en ambientes áridos**

La salinización de suelos resulta de una combinación de evaporación, precipitación de sales y disolución, transporte de sales, e intercambio iónico ([Vengosh 2013 y referencias allí citadas](#)). La acumulación de sales solubles en el suelo ocurre cuando la evaporación excede la precipitación y las sales no son lixiviadas, pero permanecen en las capas superiores en áreas bajo yacientes. En condiciones superficiales de agua subterránea, el agua se mueve por acción

## CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

capilar a la superficie de suelo. Cuando el agua se evapora de la superficie, las sales quedan atrás (Vengosh 2013).

La salinidad en ambientes de tierras secas es un fenómeno natural derivado de acumulación a largo plazo de sales en el suelo y falta de un lavado adecuado en la zona no saturada. La acumulación de sales y cortezas eflorescentes han sido documentadas en la zona no saturada superior y en la superficie fracturada en muchas áreas áridas (Vengosh 2013). La formación de sal ha sido atribuida a superficie de evaporación, ciclos húmedos y secos, capilaridad de suelo, y transporte capilar del agua y sales desde la matriz de la roca total a la superficie de fractura (Vengosh 2013 y referencias allí citadas).

En las cuencas cerradas adyacentes al arco Andino, la recarga ocurre típicamente a lo largo de los terrenos más elevados y flujos de agua hacia la parte más profunda de la cuenca. A lo largo de las trayectorias de flujo, la salinidad del agua subterránea aumenta varios órdenes de magnitud, por disolución de sales y una extensa evaporación (Vengosh 2013 y referencias allí citadas).

La química de las aguas subterráneas salinas residuales es principalmente controlada por la composición inicial del agua fresca y la subsecuente saturación de los minerales típicos (calcita, yeso y halita; Vengosh 2013 y referencias allí citadas). Evaporación y precipitación mineral controlan la salinidad del agua subterránea en Deep Spring Lake (Jones, 1965), Death Valley (Hunt et al., 1966) y la cuenca Sierra Nevada (Garrels y Mackenzie, 1967) (Vengosh 2013 y referencias allí citadas).

La vegetación natural en zonas áridas a semiáridas usan cualquier agua disponible y por eso, la cantidad de agua que se filtra debajo de la zona de raíces es mínima (e.g. estimada entre 1 a 5 mm/año en el caso del sur de Australia (Allison et al., 1985), calculado por balance en la zona saturada de baja recarga hídrica (Vengosh 2013 y referencias allí citadas).

### **Ciclo de salinización**

Las sales que se acumulan en el suelo son lavadas hasta la zona vadosa. Dos factores controlan el lavado (Vengosh 2013): El primer factor corresponde a la diferencia de solubilidad entre minerales, la cual causa la separación mineral en la zona saturada: mientras más soluble sea el

## CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

mineral, más largo el viaje de las sales generadas por disolución. Más aun, el resultado de esto es una distribución desigual de iones a lo largo de la zona no saturada:  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{HCO}_3^-$  tienden a acumularse en profundidades someras,  $\text{SO}_4^{2-}$  a profundidades intermedias,  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$  son fuertemente movilizados a profundidades mayores de la zona no saturada. La razón  $\text{Na}/\text{Ca}$  se fracciona a lo largo de la zona vadosa;  $\text{Ca}$  es removido por precipitación de minerales carbonatados mientras que  $\text{Na}$  permanece en la solución, o incluso aumenta debido a disolución de halita. En adición, movilización de  $\text{Na}$  gatilla reacciones intercambio-base;  $\text{Na}$  es adsorbido en arcillas y óxidos, pero el  $\text{Ca}$  nuevamente generado por liberación desde los sitios adsorbidos, es tomado por la precipitación de minerales calcio-carbonatados y calcio-sulfatados (Vengosh 2013 y referencias allí citadas).

Si bien la composición final del fluido depende de la composición inicial, luego de miles de años de acumulación de sales y numerosos ciclos en la zona no saturada, el agua subterránea salina en tierras áridas muestra razones  $\text{Na}/\text{Cl}$  y  $\text{Br}/\text{Cl}$  similares al agua que le da origen (e.g. lagos Australianos (Vengosh 2013 y referencias allí citadas)). También, las composiciones químicas e isotópicas pueden ser superpuestas por procesos internos de lago (Vengosh 2013 y referencias allí citadas). Sin embargo, si el soluto inicial es derivado de interacciones agua roca inducida por la generación de ácidos a partir de acumulación de  $\text{CO}_2$  y oxidación de materia orgánica en los suelos, el producto final es diferente. La signatura “no marina” de las aguas subterráneas salinas y lagos salados en Western USA en efecto reflejan el rol de la interacción agua-roca en darle forma a la composición química del agua subterránea inicial y evolucionada en la zona árida de USA (Vengosh 2013 y referencias allí citadas).

El segundo factor que puede controlar la salinización de ambientes de tierras secas corresponde a las características físicas del suelo (e.g. permeabilidad). Por ejemplo, en la zona árida de Australia, la lluvia no siempre fue suficiente para lixiviar las sales, y las capas de arcilla en el profundo subsuelo sódico previenen el movimiento de agua y sales hacia abajo, generando una zona salina (Vengosh 2013 y referencias allí citadas).

Mientras que el proceso de lixiviación en la zona vadosa controla la salinidad de la subyacente agua subterránea somera, la química del suelo es también influenciada por la química del agua que asciende (Cox et al., 2002). Los procesos de lixiviación selectivos afectan la composición del agua subterránea. En algunos casos, el agua subterránea recargada es controlado por aerosoles

## CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

marinos y/o disolución de halita y tiene una típica predominancia de Na y Cl ([Vengosh 2013 y referencias allí citadas](#)).

Estos dos tipos de agua subterránea tienen un control directo sobre la química de suelos salinos secundarios ([Cox et al., 1996](#); [Fitzpatrick et al., 2000](#)). El aumento Na-Cl en las aguas subterráneas crea suelos dominantes en halita, donde el cloruro es el anión dominante. El aumento de agua subterránea enriquecida en sulfato crea tres tipos de suelo; (1) suelos yésicos—bajo condiciones aeróbicas y saturación de sulfato de calcio; (2) suelos sulfatados—bajo condiciones anaeróbicas y suficiente carbón orgánico, bacterias usan el oxígeno asociado con sulfato y producen pirita; y (3) suelos sulfúricos—exposición de pirita a oxígeno en el aire causa oxidación de pirita y formación de ácido sulfúrico que consecuentemente reduce el pH del suelo y estimula la lixiviación de cationes base, aniones, y elementos traza a la solución de suelo ([Vengosh 2013 y referencias allí citadas](#)).

La diferenciación de la permeabilidad de suelos cuando el suelo se vuelve con arcillas y precipitación de minerales causa el flujo lateral de agua de suelos salinos y agua subterránea somera hacia áreas bajo yacientes. La etapa final del ciclo de tierras áridas refleja los resultados claros de reciclamiento de sal entre suelo, subsuelo, agua subterránea, suelos secundarios, soluciones de suelo y agua superficial.

### **2.4.1. Zona Polloquere**

Los depósitos que conforman el salar de Surire corresponden a carbonatos, cloruros, depósitos de sinter y geiseritas ([Aguilera 2008](#)).

El único mineral económico reconocido mediante difracción de rayos X corresponde a ulexita y a su equivalente deshidratado, la probertita. Se encuentra asociado a materiales volcánicos detríticos (feldespato, vidrio, minerales máficos), yeso, y silicatos de alteración. El contenido total de arsénico puede alcanzar valores de hasta un 4%. Las leyes de  $B_2O_3$  en la ulexita varían entre 8 y 36% mientras que en las salmueras alcanzan valores entre 1 y 4%. Los contenidos en litio varían entre 20 y 400 ppm, valores relativamente altos, y se han encontrado, además, anomalías de estroncio. La ulexita que se encuentra en 'papas' ha sido analizada conjuntamente con las arcillas que las envuelven y, en algunos casos, el conjunto ha alcanzado valores superiores al 20 % de  $B_2O_3$  ([Chong et al. 1999](#)).

## CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

Los boratos del Salar de Surire están siendo explotados actualmente por la empresa Química e Industrial del Boro (QUIBORAX) que tiene las instalaciones de su planta a ~ 80 km del salar donde producen esencialmente ácido bórico y concentrado de ulexita. Por otra parte, su explotación queda limitada por el hecho que el Salar se incluye parcialmente dentro del Parque Nacional del Lauca, sobre el cual se ha planteado su posible definición como Reserva de la Humanidad en el marco de Naciones Unidas ([Chong et al. 1999](#)).

### **2.5. Antecedentes geotérmicos**

La actividad geotermal en el norte de Chile está relacionada a un gradiente geotermal producido por procesos de subducción que empuja la Placa oceánica de Nazca debajo de la Placa Sudamericana ([Aravena et al. 2016, Fig. 2.9](#)).

El gradiente geotermal anómalo relacionado a la presencia de un límite convergente de placas sobre esta extensa región produce actividad hidrotermal difusa, no necesariamente asociada con estructuras volcánicas ([Aguilera 2008 y referencias allí citadas](#)) o con presencia de reservorios geotérmicos.

Los sistemas geotermales principales del norte de Chile están localizados sobre grabens de lineamiento NS, NW en el lado occidental de la zona volcánica Pliocena-Pleistocena de los Andes Centrales que recorre paralelamente la cadena sedimentaria Andina ([Aguilera 2008 y referencias allí citadas](#)).

La Zona Volcánica de los Andes Centrales en el norte de Chile incluye 44 sistemas volcánicos activos potenciales. Eventos freáticos a freatomagmáticos fueron recientemente registrados en los volcanes Lascar, Guallatiri, Isluga, Irruputuncu y San Pedro. Volcanes Tacora, Guallatiri, Olca, Ollagüe, Putana, Alítar, y Lastarria actualmente exhiben desgasificación fumarólica y no hay descripción disponible de eventos eruptivos históricos ([Aguilera 2008 y referencias allí citadas](#)).

Esta zona volcánica está caracterizada por productos volcánicos de composición riolita-andesita que yacen sobre formaciones volcano-sedimentarias Cretácico-Medio-Mioceno Superior. Las últimas, son las que probablemente contienen los principales reservorios, y están formadas principalmente por lava andesíticas y flujos piroclásticos, conglomerados y

## CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

ocasionalmente por brechas, areniscas, limolitas, calizas, margas y evaporitas (Aguilera 2008 y referencias allí citadas). Depósitos evaporíticos superficiales, constituidos por boratos (mayormente ulexita), y subordinada por sulfatos, carbonatos y cloratos, están localmente presentes en el área de Surire y Tuyajto. Actividad hidrotermal comúnmente produce depósitos caracterizados por una asociación mineralógica peculiar de teruggita, nobleita, ulexita, ópalo-A y trazas de illita-esmectita (Aguilera 2008 y referencias allí citadas).

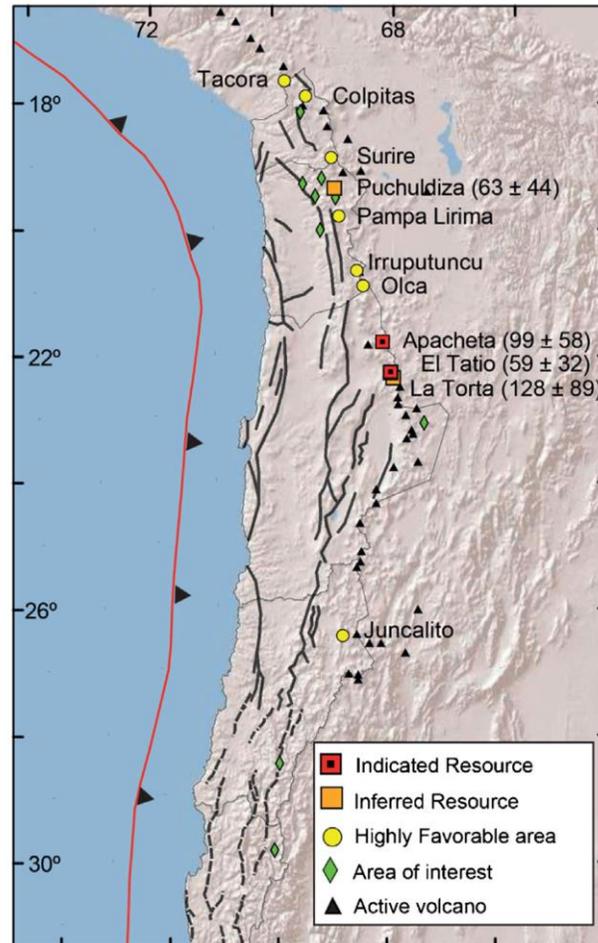


Figura 2.9 Principales áreas geotermales en Chile. Recursos inferidos e indicados son mostrados con el nombre y el resultado de la evaluación del potencial geotérmico (A partir de Aravena et al., 2016).

### 2.5.1. Zona Polloquere

En el extremo SE de la cuenca del Salar de Surire, se ubica el campo geotérmico de Polloquere, a 31 km al NW del volcán Isluga y 55 km al SE del volcán Guallatiri, ambos actualmente activos y con emisiones fumarólicas permanentes (Aguilera 2008).

## CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

La zona considerada de interés geotérmico abarca un área de 15 km<sup>2</sup>, y en esta han sido reconocidas 133 manifestaciones termales. Las manifestaciones termales corresponden a vertientes, fumarolas y piscinas burbujeantes, estas últimas con diámetros y profundidades variables entre <1 a 4 metros, además de una constante emisión de gases. En ellas se ha reconocido la presencia de depósitos de sinter y abundantes algas, de colores variables entre verde y pardo anaranjado (Aguilera 2008). Dos sectores han sido reconocidos en el borde del salar, que presentan vertientes termales. Aquel ubicado al sur del salar, en donde están las 2 piscinas más grandes (~80 de diámetro, 1,5 m de profundidad; y ~25 m de diámetro, 4 m de profundidad, respectivamente). Dentro de estas piscinas existen innumerables puntos de emisión de gases. El otro sector, encontrado al noreste del salar, donde las vertientes surgen dentro del bofedal.

Además, fue reconocido un sector de suelos evaporantes, ubicado a ~3 km al sureste del salar, caracterizado por la alteración del suelo que genera una coloración blanca.

### **2.5.2. Zona Tuyajto**

Dentro del sistema interconectado de cuencas del área de Tuyajto, la Laguna Tuyajto es la que presenta manifestaciones de agua termal de mayor temperatura, la que puede alcanzar los 34°C.

Las manifestaciones termales corresponden a vertientes, ubicadas en los bordes de los salares/lagos, y descargan hacia el interior de estas mediante pequeñas escorrentías y a veces forman bofedales.

Las manifestaciones termales más importantes dentro del Salar de Capur, Salar de Aguas Calientes y Laguna Tuyajto se encuentran ubicadas al norte de cada uno de estos salares (Fig. 2.10).

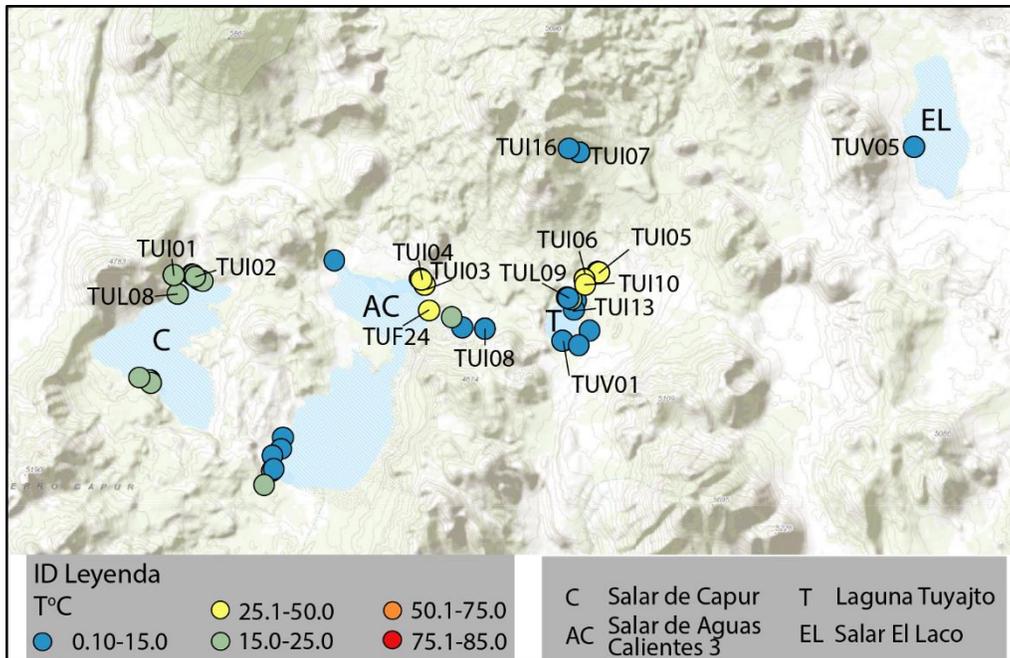


Figura 2.10 Mapa de ubicación de puntos de extracción de muestras de agua. Colores indicando temperatura del agua in situ.

La posible fuente de calor se asocia al volcanismo cuaternario. Los centros volcánicos relacionados a este son: el cordón volcánico Puntas Negras, encontrado inmediatamente al norte de la Laguna Tuyajto; el Volcán Caichinque, el cual separa el Salar de Capur del Salar de Aguas Calientes 3, ubicado a 13 km al oeste de la Laguna Tuyajto. Por su parte, el Salar El Lago no presenta manifestaciones termales en superficie.

## 2.6. Fuentes de Li, B y Sr y mecanismos de generación de aguas termales salinas

Con la intención de identificar el origen de los iones en aguas de ambientes salinos en el mundo, diversas metodologías se han llevado a cabo, tales como análisis con isótopos de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ ,  $^3\text{He}/^4\text{He}$ ,  $\delta\text{D}_{\text{CH}_4}$  (Mazzini et al. 2011; Tassi et al. 2010),  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ ,  $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$  (White et al. 1973), Br-Cl, Zn-Fe-Mn, Zn-Mn-Pb (McKibben et al. 1987; Mehta et al. 2000),  $^{236}\text{Ra}$  (Kolodny et al. 1999),  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{11}\text{B}$ ,  $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfato}}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ ,  $\delta^{35}\text{N}_{\text{nitrato}}$  (Farber et al. 2004; Kloppmann et al. 2001; Doe et al. 1966; Vengosh et al. 1991a, 1991b, Vengosh et al. 1992, 1994, 1995, 1999, 2002a, 2002b, 2013; Kasemann et al. 2004; Li et al. 2008; Peiffer et al. 2011),  $\delta^{234}\text{U}$ ,  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  (Hogan et al. 2007), modelos de Transporte Reactivo (Bea et al. 2010), simulaciones inversas y modelos de mezcla (Daniele et al. 2013). Cabe destacar, que ha sido sugerido que isótopos de Li, B y Sr son

## CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

excelentes trazadores de salmueras (Clark 1999), y ha sido utilizada con este propósito por diferentes investigadores (e.g. Millot & Négrel 2007; Millot et al. 2011, 2012; Chan et al. 2002; Pistiner & Henderson 2003; Wang et al. 2015).

Estos estudios han propuesto, entre otras cosas, que la concentración de especies mayores y menores en aguas termales están determinadas por procesos de dilución y mezcla con agua de lago salino, salmueras antiguas enterradas y disolución de cortezas evaporítica superficiales. Un resumen de las principales fuentes y procesos que dominan en ambientes áridos-salinos se encuentra en la Fig. 2.11.

Dado que actualmente no es posible diferenciar agua afectada por procesos hidrotermales de aquella afectada por procesos relacionados con evaporación, es importante entender la extensión de los mecanismos (dilución, mezcla y disolución) involucrados en la generación de la signatura de aguas termales mediante componentes químicos que no estén involucrados directamente con la precipitación/disolución de minerales evaporíticos mayores, tales como cloratos, sulfatos o carbonatos. Las metodologías utilizadas para obtener las concentraciones de los componentes químicos de las aguas, y los valores isotópicos tanto de agua como de roca, son explicadas en detalle a continuación en el Capítulo 3.

## CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

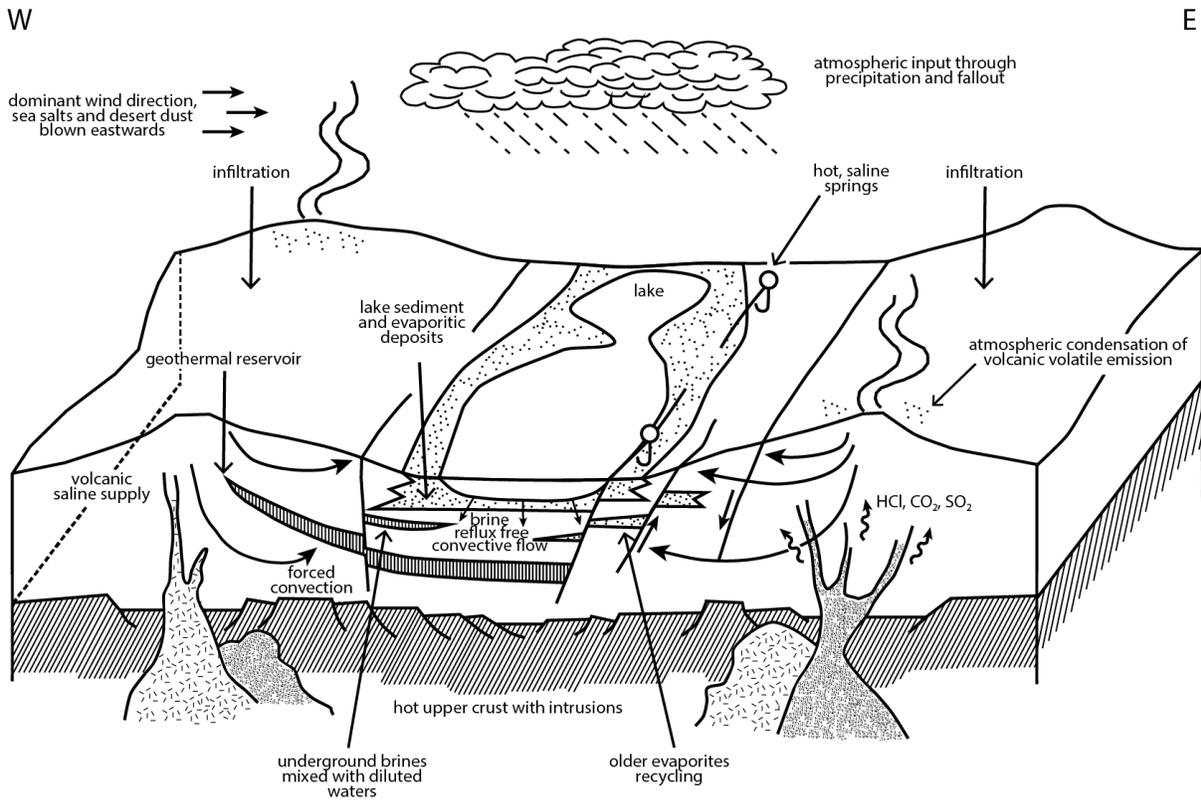


Figura 2.11 Esquema resumen de los principales procesos y fuentes que ocurren en zonas áridas y en los Andes Centrales. Recopilación a partir de Warren 2006; Risacher et al. 2003; Chong et al. 1999.

## Capítulo 3

### Metodología y obtención de datos

El presente estudio fue basado en el análisis de muestras de agua provenientes de las cuencas Salar de Surire, Salar de Capur, Salar de Aguas Calientes III, Laguna Tuyajto y Salar El Laco. La primera cuenca se ubica en la primera región de Iquique, y las últimas cuatro se ubican en la segunda región de Antofagasta. Fue obtenido un total de 76 muestras, de las 24 corresponden a muestras del Salar de Surire, 17 al Salar de Capur, 12 al Salar de Aguas Calientes III, 23 a Laguna Tuyajto y 1 a Salar El Laco. También fue incluida el agua resultante de un experimento de disolución de sales, y de un set de muestras de evaporitas obtenidas de las cuencas Salar de Surire, Salar de Capur, Laguna Tuyajto y Salar El Laco. Finalmente, fueron incorporadas algunas muestras de sectores con manifestaciones termales, conocidos como Colpitas (2), Pampa Lirima (4), Salar de Aguas Calientes II (7) y El Tatio (2).

Estos análisis fueron complementados con concentraciones químicas de salmueras de lago del Salar del Huasco, Laguna Lejía y Salar de Atacama, recopiladas principalmente de los trabajos de Cristina Dorador. Además, fueron complementados con datos químicos e isotópicos entregados por la empresa EASA.

Se realizaron tres campañas de terreno en la zona de estudio y 2 visitas a sectores con manifestaciones termales. En la primera campaña, durante junio de 2013, se visitó la cuenca del Salar de Surire. Esta campaña consistió de 5 días de trabajo en los cuales se hizo un reconocimiento de las principales surgencias de agua termal, de los depósitos de sinter y sales alrededor de estos manantiales, de las principales unidades geológicas alrededor del salar y se recolectaron muestras de agua de manantiales fríos, termales, lluvia, laguna, depósitos

## CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA Y OBTENCIÓN DE DATOS

evaporíticos y sinters. En esta campaña se visitó también el sector de Pampa Lirima, de donde se extrajeron muestras de agua. La segunda campaña, en septiembre del 2013, consistió en 3 días de trabajo durante los cuales se realizó el reconocimiento y extracción de muestras de las cuencas Salar de Capur, Salar de Aguas Calientes III y Laguna Tuyajto. En octubre del 2013, se visitó el sector de Colpitas, donde también se obtuvieron muestras de agua termal y muestras de sales de alrededor de manifestaciones. Durante la tercera campaña, en febrero del 2014, se realizó una visita a las cuencas de la segunda región de Antofagasta, a los sectores previamente muestreados, con el objetivo de obtener replicados de las evaporitas ya obtenidas. Durante la misma campana, fue visitado el sector de El Tatio y de salar de El Laco, en donde se obtuvieron muestras de agua y depósitos salinos.

### **3.1. Mineralogía, fisicoquímica e hidrogeoquímica**

La mineralogía de los depósitos utilizados en este trabajo se obtuvo vía DRX. Los patrones de difracción fueron obtenidos usando el difractómetro PW 1050/25, del laboratorio neozelandés GNS, y el difractómetro Bruker D8 Advance, del departamento de Física de la Universidad de Chile.

Los antecedentes teóricos acerca del comportamiento hidrogeoquímico de elementos mayores menores y traza fue dispuesta en la [Sección B.1](#) del [Apéndice B](#).

La metodología de muestreo de agua fue realizada según los estándares internacionales de toma de muestras. Las soluciones de almacenamiento de las muestras fueron realizadas en el laboratorio geoquímico del CEGA de la Universidad de Chile, siguiendo los protocolos de los laboratorios en los que se llevaron a cabo los análisis.

Los parámetros fisicoquímicos medidos en terreno fueron determinados con el multiparametro portátil (WTW Multi 340i). La conductividad eléctrica (EC) fue obtenida mediante la celda conductímetra estandar (TetraCon 325) integrada al múltiparametro. La temperatura fue medida con 2 sensores, uno integrado a la celda conductívimetra y el otro a la sonda de medición del pH (SenTix®940). Esta ultima sonda tambien midió el  $E_h$  de las soluciones. El valor de los sólidos disueltos (TDS) fue aproximado por la ecuación  $TDS = ke \cdot EC$ , donde TDS esta expresado en mg/L y EC en Siemens/cm a 25°C. El índice de correlación  $ke$  es un valor entre 0,55 and 0,8, y fue automáticamente calculado por el múltímetro utilizado.

## CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA Y OBTENCIÓN DE DATOS

Las especies disueltas en las aguas recolectadas en terreno fueron determinadas en Wairakei Analytical Laboratory, de GNS, Nueva Zelanda:  $\text{NH}_3$  fue obtenido mediante el Método del fenato;  $\text{HCO}_3^-$  mediante Volumetría acido-base automática;  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$  vía Cromatografía de Intercambio Iónico (Dionex 50).  $\text{Cs}^+$ ,  $\text{Rb}^+$  por Espectrometría de Absorción Atómica (ContraAA 300 Analytik Jena);  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Li}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{As}$ ,  $\text{B}^{3+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Sr}^{2+}$ ,  $\text{Si}$  ( $\text{SiO}_2$ ): mediante Espectrometría Óptica por Plasma Acoplado Inductivamente ICP-OES (ICP-OES Thermo Optic Intrepid).

Para obtener las concentraciones de  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$  presentes en las aguas resultantes del experimento, fueron realizados análisis de cromatografía iónica (Thermo Scientific Dionex ICS-2100) en el laboratorio del CEGA. Las concentraciones de metales disueltos (**Sb, As, Ba, B, Cd, Cs, Cr, Co, Cu, Pb, Li, Mn, Mo, Ni, P, Rb, Si, Sr, Ti, Zn, Ca, Mg, K, Na, S**) fueron obtenidas por ICPMS, en el Laboratorio MAXXAM, Canadá,

Fue verificado que la suma de mili equivalentes de cationes fuese igual a la suma de mili equivalentes de aniones, tomando como error:

$$\text{Error}(\%) = \frac{\sum \text{cat} - \sum \text{an}}{\sum \text{cat} + \sum \text{an}} \quad (3.1)$$

Donde el error aceptable se consideró <4%, considerando que la CE era en la mayoría de las muestras de agua era mayor a 2000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (Custodio & Llamas, 1983).

### 3.2. Isotopos estables

#### 3.2.1. Isotopos estables de H y O en aguas

Razones isotópicas de elementos livianos (i.e.  $^2\text{H}/^1\text{H}$  a  $^{37}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ ) se expresan como diferencias en partes por mil o per mil (‰) a partir de la razón en materiales conocidos. Esto es debido a la incerteza inherente en la fuente de gas de los espectrómetros de masa. Como solo una fracción del gas de entrada es ionizado y medido por los colectores, factores transientes e instrumentales afectaran la medición. Midiendo alternativamente la razón de masa en una muestra y en un gas de referencia conocido, estos factores pueden cancelarse, dando paso a un alto grado de precisión. La notación delta per mil  $\delta(\text{‰})$  es usada para expresar razones

### CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA Y OBTENCIÓN DE DATOS

isotópicas relativas a referencia, como por ejemplo el standard Vienna significa agua de mar (VSMOW) para  $^{18}\text{O}$ :

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = \left[ \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{muestra}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{VSMOW}}} - 1 \right] \times 1000\text{‰ VSMOW} \quad (3.2)$$

Entonces, la medida:  $\delta^{18}\text{O} = -10\text{‰ VSMOW}$  podría tener 10 per mil o 1% menos  $^{18}\text{O}$  que la referencia VSMOW.

Los isotopos de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  fueron medidos en el laboratorio National Isotope Centre de GNS, Nueva Zelanda, vía espectrómetro de masas de relación isotópica GVI Isoprime con sistema de doble entrada acoplado a un Aquaprep.

#### 3.2.2. Isotopos de Sr en aguas y roca

Como catión divalente, el estroncio sustituye al Ca en la mayoría de los minerales de formación de roca. La concentración isotópica de elementos pesados es expresada como razón absoluta del nucleído menos abundante sobre el más abundante, i.e.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . La razón  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  primordial de 0,699, derivada de meteoritos, ha estado aumentando constantemente debido a adiciones por desintegración de  $^{87}\text{Rb}$  (Clark 1999).

Tabla 3.1. Razones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para diferentes reservorios terrestres.

<b>Fuente</b>	<b><math>^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}</math></b>
<b>Agua marina moderna</b>	0,7092
<b>Basaltos oceánicos empobrecidos</b>	~0,703
<b>Rocas continentales enriquecidas</b>	De 0,710 a 0,704

Las razones isotópicas de estroncio fueron obtenidas mediante espectrometría de masas por plasma inductivamente acoplado con multicolector (MC ICP-MS) Thermo Neptune, en el Departamento de Ciencias de la Tierra y Planetarias de Rutgers University, USA. El proceso de extracción de estroncio y obtención de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  está basado en los procedimientos detallados en (Burke & Hetherington 1984).

### CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA Y OBTENCIÓN DE DATOS

Los valores  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  han sido normalizados a  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,1194$ . La razón isotópica de las muestras desconocidas fue medida mediante comparación a un estándar (Burke y Hetherington, 1984) y el error para cada valor está basado en 100 razones por muestra. El estándar usado fue NBS 987, el cual se analizó 10 veces, y para el cual un valor de 0,710285 fue asumido ( $0,710285 \pm 0.000010$  ( $2\sigma$ ,  $n=10$ )).

#### 3.2.3. Isotopos estables de B en aguas

El boro tiene dos isotopos estables,  $^{10}\text{B}$  y  $^{11}\text{B}$ , cuya abundancia es cercana al 20% y 80% respectivamente. La abundancia de estos dos isotopos varía en la naturaleza. Variaciones de la abundancia relativa entre estos dos isotopos puede ser mostrada usando la notación  $\delta^{11}\text{B}$  la cual está definida como:

$$\delta^{11}\text{B} = \left( \left[ \frac{^{11}\text{B}/^{10}\text{B}_{\text{sample}}}{^{11}\text{B}/^{10}\text{B}_{\text{standard}}} \right] - 1 \right) \times 1000 \text{‰} \quad (3.3)$$

La referencia principal para medidas de abundancia relativa de isotopos de boro es el material NIST de referencia ácido bórico SRM 951, al cual se le asigna un valor  $\delta^{11}\text{B}$  de 0‰. Medidas de razón isotopos de boro comúnmente se llevan a cabo usando espectrometría de masa usando ionización termal ion negativa, y las razones comúnmente son determinadas con una desviación estándar  $1-\sigma$  de  $\pm 1 \text{‰}$  (Coplen et al. 2002).

Las abundancias absolutas de SRM 951 han sido medidas por Catanzaro et al., (1970) y están listadas en la Tabla 3.2 (Coplen et al. 2002).

Tabla 3.2 Composición isotópica de boro de ácido bórico NIST SRM 951 (Coplen et al. 2002).

Isotopo	Masa atómica <sup>a</sup>	Fracción molar <sup>b</sup>
$^{10}\text{B}$	10,012 9371(3)	0,198 27(13)
$^{11}\text{B}$	11,009 1055(4)	0,801 73(13)

Nota masa atómica dada en unidades unificadas de masa atómica, u

Nota a por Audi y Wapstra (1993)

Nota b por Rosman y Taylor (1998) y Catanzaro et al. (1970)

El  $^{11}\text{B}$  se particiona más fuertemente dentro de las especies trigonales ( $^{11}\text{B}(\text{OH})_3$ ) y  $^{10}\text{B}$  se particiona en la forma tetrahedral ( $^{10}\text{B}(\text{OH})_4^-$ ) (Aggarwal 1999 y referencias allí citadas). Ya

### CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA Y OBTENCIÓN DE DATOS

que la abundancia relativa de la forma trigonal y tetrahedral depende del pH, el fraccionamiento de isotopos de boro muestra una dependencia al pH.

La adsorción del boro en las arcillas es también pH dependiente, y  $^{10}\text{B}$  se particiona más fuertemente en las arcillas de la forma tetrahedral. A  $\text{pH} > 9$  todo el boro se mantiene en la forma tetrahedral, y hay poco fraccionamiento en las arcillas; a menores pH sin embargo, el fraccionamiento aumenta ([Aggarwal 1999 y referencias allí citadas](#)). Consecuentemente a  $\text{pH} < 9$  las arcillas exhibirán una signatura isotópica liviana, con un bajo  $\delta^{11}\text{B}$  y la fase fluida mostrara un valor mayor de  $\delta^{11}\text{B}$ .

Así como todos los otros isotopos estables, el fraccionamiento de isotopos de boro es dependiente de la temperatura ([Aggarwal 1999 y referencias allí citadas](#)). El fraccionamiento es máximo a temperaturas menores (el factor de fraccionamiento es de 1,030 a 200 K) y se reduce a mayores temperaturas hasta 1,005 a 1200 K.

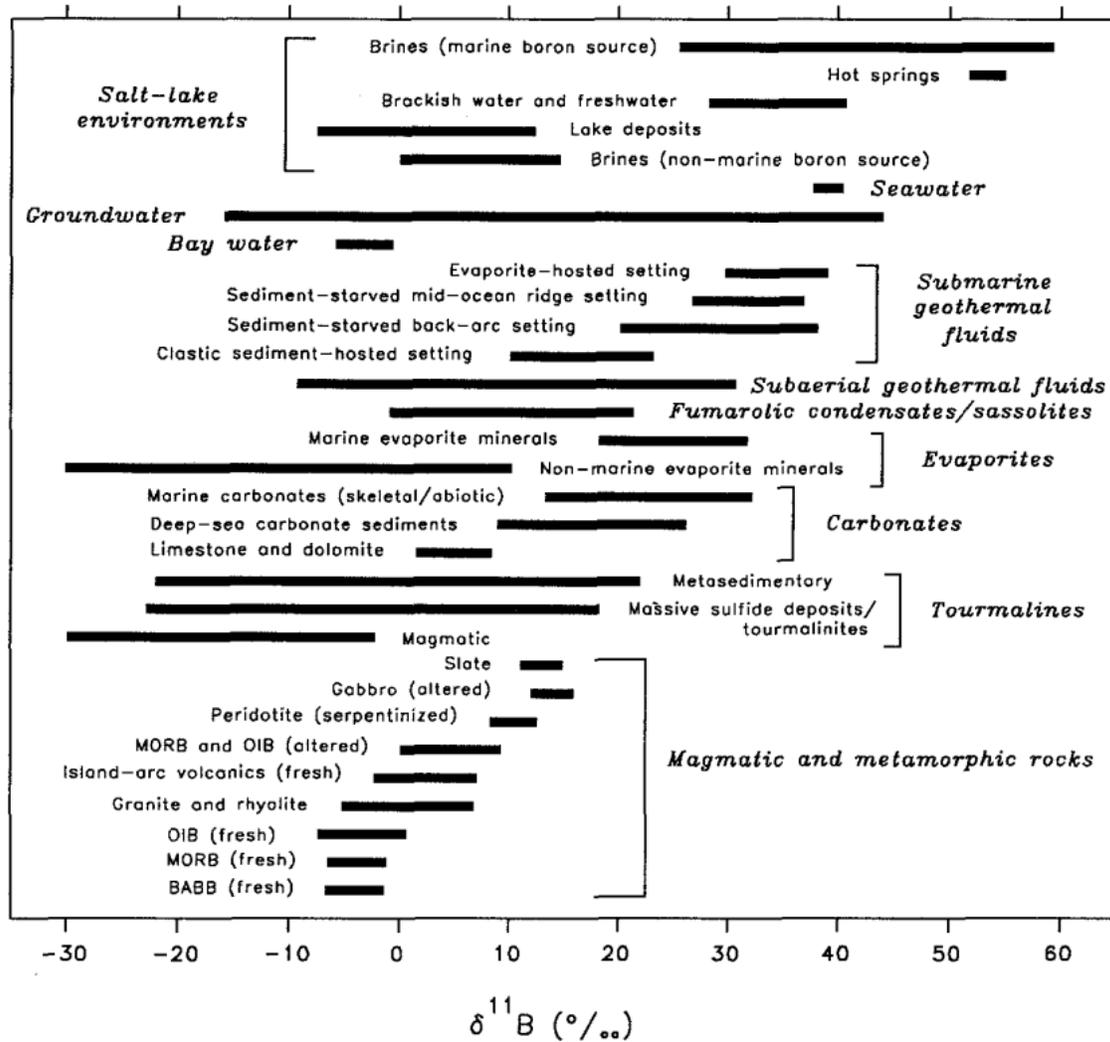


Figura 3.1 Variaciones isotópicas de boro en fluidos y materiales sólidos (Aggarwal 1999)

*Metodología para la obtención de  $\delta^{11}\text{B}$*

Razones isotópicas de boro fueron obtenidas mediante el uso de espectrometría de masas por plasma inductivamente acoplado con multicolector (MC ICP-MS) Thermo Neptune en el Departamento de Ciencias de la Tierra y Planetarias de Rutgers University, USA. El proceso de extracción de boro y obtención de  $\delta^{11}\text{B}$  está basado en los procedimientos detallados en Wang et al., 2010. A continuación, estos se explicarán brevemente.

Las muestras de agua conteniendo boro se sometieron a una purificación química de dos pasos usando la resina selectiva Amberlite IRA-743 acorde al método adaptado por Gaillardet and Allègre (1995). Un promedio de 55 pg fue obtenido basado en 9 determinaciones durante el

## CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA Y OBTENCIÓN DE DATOS

paso de separación de columnas y un promedio de  $\delta^{11}\text{B} = -17,6 \pm 9,4$ . Los isotopos de B fueron determinados midiendo el ion  $\text{Cs}_2\text{BO}_2^+$  (Spivack and Edmond, 1986, Spivack et al., 1987) y luego comparados con los resultados de análisis TIMS del MC-ICP-MS. La contribución del blanco de un 0,1% de una muestra típica es despreciable en comparación con las muestras cargadas en el filamento. Los valores están dados usando la notación  $\delta$  (expresada en ‰) relativa al estándar de ácido bórico NBS SRM 951. Análisis repetidos de 50 ug/L de NBS SRM 951 resultaron en una reproducibilidad de 0,3‰ ( $2\sigma$ ,  $n=4$ ).

### 3.2.4. Isotopos estables de Li en agua y roca

El litio tiene dos isotopos estables,  $^6\text{Li}$  y  $^7\text{Li}$ , cuyas abundancias fueron determinadas por Svec y Anderson (1965).

La abundancia del Li en el sistema solar ( $5,71 \times 10^6$  átomos por cada  $10^6$  átomos de sílice) es anómalamente baja, tal como las de B y Be (Coplen et al. 2002). Anders y Grevesse (1989) atribuyeron la formación de isotopos de Li a reacciones de espalación de rayos cósmicos en la nebulosa solar ( $^6\text{Li}$ ) y a nucleosíntesis cosmológica combinada con quema de hidrógeno y reacciones de espalación ( $^7\text{Li}$ ) (Coplen et al. 2002).

La composición isotópica del Li es expresada por el parámetro- $\delta$

$$\delta^7\text{Li} = \left( \left[ \frac{^7\text{Li}/^6\text{Li}_{\text{sample}}}{^7\text{Li}/^6\text{Li}_{\text{standard}}} \right] - 1 \right) \times 1000 \text{‰} \quad (3.4)$$

La referencia principal para la medición de abundancia relativa de isotopos de litio es el material IAEA de referencia isotópica L-SVEC (NIST RM 8545), un  $\text{Li}_2\text{CO}_3$  con un valor asignado de 0‰. Las medidas de razón isotópica de litio comúnmente es generada usando espectrometría de masas de ionización termal ion positiva, y razones isotópicas son comúnmente determinadas con una desviación estándar  $1 - \sigma$  de  $\pm 1 \text{‰}$  (Coplen et al. 2002). Las abundancias isotópicas absolutas de L-SVEC han sido medidas por Qi et al. (1997a) y son mostradas en la [Tabla 3.3](#). De acuerdo con la recomendación IUPAC (Coplen, 1996), los valores  $\delta^7\text{Li}$  (basados en medidas  $n(^7\text{Li})/n(^6\text{Li})$ ) son presentados en este trabajo, a pesar de que valores  $\delta^6\text{Li}$  (basados en medidas  $n(^6\text{Li})/n(^7\text{Li})$ ) también han sido reportados en la literatura.

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA Y OBTENCIÓN DE DATOS

Tabla 3.3 Composición isotópica de litio en carbonato de litio L-SVEC. Coplen, 2002.

Isotopo	Masa atómica	Fracción molar
<sup>6</sup> Li	6,015 1223(5)	0,075 91(20)
<sup>7</sup> Li	7,016 0041(5)	0,924 09(20)

James y Palmer (2000) presentaron resultados que sugieren que rocas ígneas máficas derivadas del manto son empobrecidas en <sup>6</sup>Li o enriquecidas en <sup>7</sup>Li relativa al estándar L-SVEC, mientras que rocas graníticas de la corteza continental están enriquecidas en <sup>6</sup>Li o empobrecidas en <sup>7</sup>Li.

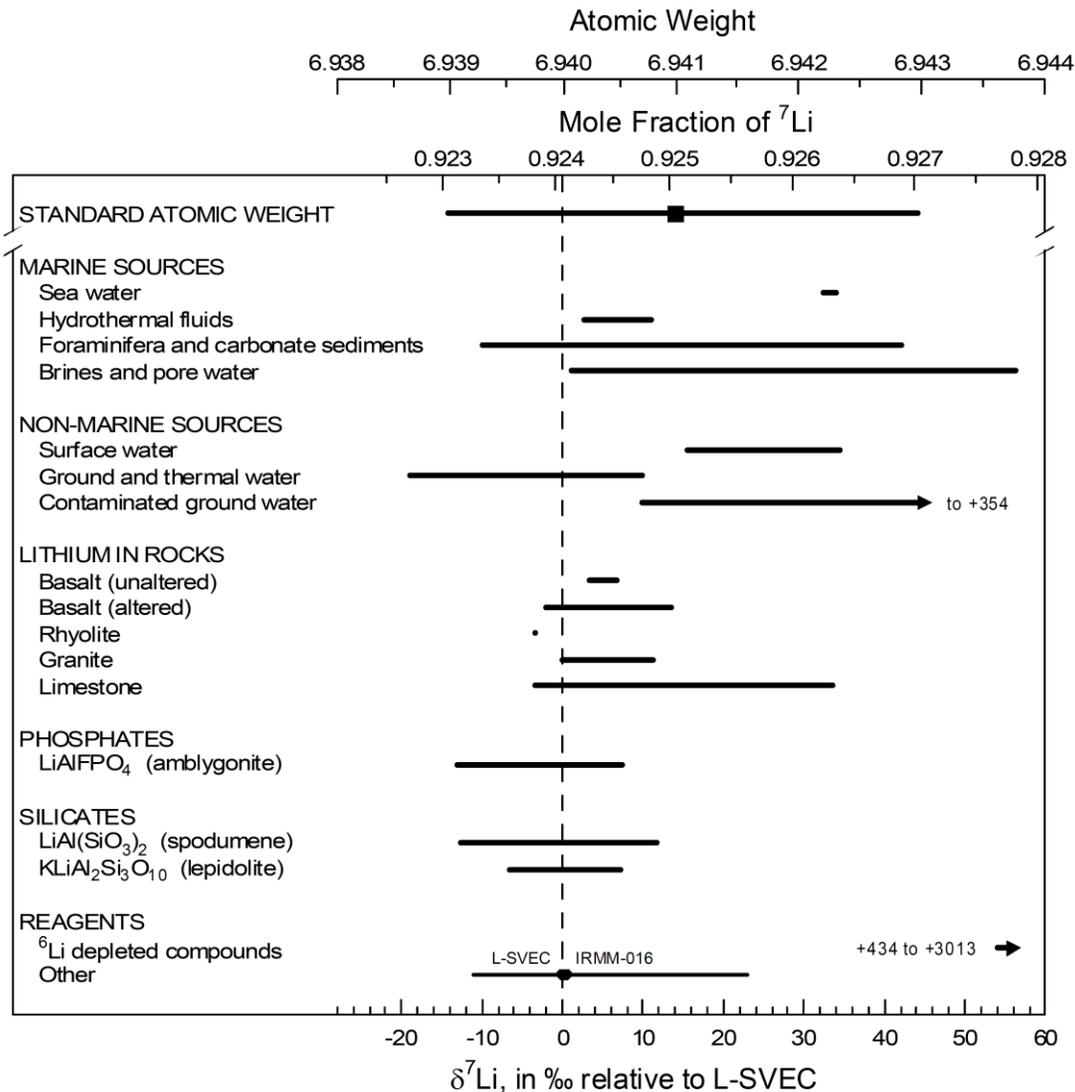


Figura 3.2 Peso atómico de litio y composición isotópica de materiales litio-soportados seleccionados. La incerteza en el posicionamiento de la escala de peso atómico y la escala de fracción molar <sup>7</sup>Li relativa a la escala de  $\delta^7\text{Li}$  es equivalente a  $\pm 3$  ‰ (Coplen et al., 2002).

### CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA Y OBTENCIÓN DE DATOS

Las abundancias isotópicas de litio están relacionadas al ambiente geológico (Coplen et al. 2002). Los valores  $\delta^7\text{Li}$  de ríos están correlacionados al terreno geológico de las cuencas de drenaje (Coplen et al. 2002 y referencias allí citadas).

El trabajo de Taylor y Urey (1938) indica que el fraccionamiento de isotopos de Li puede esperarse durante meteorización o en procesos de intercambio iónico (Chen 1999). Se ha sugerido que  $^6\text{Li}$  es relativamente concentrado en los minerales cristalizados tempranamente en las Pegmatitas Montgarry. Plyusnin et al., (1979) concluyeron que la concentración de litio y la razón  $^7\text{Li}/^6\text{Li}$  en magmas granitoides de alta temperatura dependen del contenido de flúor (Chen 1999). En sus productos de diferenciación la relación entre la razón  $^7\text{Li}/^6\text{Li}$  y el contenido de flúor de la roca es lineal. Más aun, alteraciones superpuestas disturban la correlación normal entre ambos.

Tabla 3.4 Razón  $^7\text{Li}/^6\text{Li}$  en diferentes materiales.

Tipo de muestra	$^7\text{Li}/^6\text{Li}$	Referencia	Método analítico
<b>Materiales extraterrestres</b>	<1,17	Shima, 1986	
<b>Agua de mar</b>	12,48	Chan, 1987	Thermal ionization mass spectrometer
<b>Vidrio basáltico</b>	12,13	Chan, 1987	Thermal ionization mass spectrometer

#### *Metodología para la obtención de $\delta^7\text{Li}$*

Razones isotópicas de litio fueron obtenidas mediante el uso de espectrometría de masas por plasma inductivamente acoplado con multicolector (MC ICP-MS) Thermo Neptune en el Departamento de Ciencias de la Tierra y Planetarias de Rutgers University, USA. Las razones  $^7\text{Li}/^6\text{Li}$  fueron normalizadas a la solución standard L-SVEC (NIST CRM 8545) siguiendo el método horquillado de muestra-estándar. Típicamente la precisión de la determinación de  $\delta^7\text{Li}$  es  $<-0,1\text{‰}$  ( $2\sigma_m$ ). La separación química del litio de la matriz fue lograda antes del análisis de masas siguiendo el procedimiento de la técnica de Jeffcoate et al. (2003). De esta última solo se modificó la mezcla de metanol líquido, el cual fue reemplazado por una pequeña columna con 0,5 ml de resina, solo para remover cualquier resto de Na del Li. La resina de intercambio catiónico utilizada fue Bio-Rad AG50W-X12. Los blancos para la extracción química total fueron  $\sim 2$  ng de litio. La precisión y la reproducibilidad total del método (procedimiento purificador + análisis de masa) fue testeado por repetidas mediciones de una muestra de agua de mar y materiales de referencia durante 1 año. La reproducibilidad conseguida fue de  $0,3\text{‰}$  ( $2\sigma$ ).

### 3.3. Experimento de disolución de sales

Con el propósito de entender la química generada en las aguas meteóricas y termales cuando estas disuelven minerales superficiales, fue desarrollado un experimento en el Laboratorio de Geoquímica del CEGA, en la Universidad de Chile.

Para simular la composición que adquieren las aguas meteóricas al interactuar con los depósitos superficiales fueron escogidos minerales evaporíticos y de sinters silíceos de las Zonas de Polloquere (7 muestras) y Tuyajto (8 muestras). Dado que la mayoría de los minerales presentes poseen propiedades higroscópicas, para evitar que su mineralogía cambiara, estas fueron guardadas herméticamente y transportadas congeladas hasta el comienzo montaje experimental.

Las muestras fueron molidas hasta alcanzar tamaños de 2 mm máx. para lograr homogeneización de los minerales. De cada muestra fueron separados dos muestras representativas de 50 g cada una y luego fueron introducidas en contenedores de PIREX (vidrio borosilicatado). A continuación, las muestras fueron puestos en contacto con agua MilliQ (razón agua/depósito 10:1) y los contenedores fueron tapados con plástico de polipropileno e introducidos en 2 hornos durante 500 horas (~21 días).

Para obtener una composición química similar a la que adquiere el agua meteórica a temperatura ambiente al disolver depósitos superficiales, uno de los hornos fue mantenido a 25°C. Para simular la disolución generada por descarga de aguas termales a la superficie del salar, el otro horno fue mantenido a una temperatura de 87°C.

En el capítulo a continuación, se presenta información geoquímica elemental e isotópica ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^7\text{Li}$ ,  $\delta^{11}\text{B}$ ) de aguas termales y lagos salinos. Además, expone la signatura química de soluciones experimentales generadas a partir disolución/lixiviación de depósitos evaporíticos superficiales, y la química isotópica de aquellos depósitos involucrados en el experimento.

### 3.4. Modelación de evaporación

Se modela la evaporación del agua termal en el programa PHREEQC, utilizando los parámetros de modelación Pitzer. En la modelación, el agua se especifica como un reactante irreversible con un coeficiente de reacción negativo. Fueron incorporadas las concentraciones de las especies químicas mayores (Cl, SO<sub>4</sub>, Na, K, Ca, Mg) y menores (Li, Sr, B, Rb, Cs, As, Si). La solución inicial es escalada para alcanzar 1 kg de agua (~55,5 moles de agua). Luego se concentra la solución aproximadamente 20 veces, para lo cual se necesita remover aproximadamente 52,8 moles de agua (55,5x0,95). Luego, la simulación multiplica 20 veces los moles de todos los elementos en la solución, incluyendo oxígeno e hidrógeno. Este procedimiento incrementa efectivamente la masa total (o volumen) de la fase acuosa total, pero mantiene las mismas concentraciones. El factor de enriquecimiento de 20 es el comúnmente aplicado, y está basado en el balance de agua para evapotranspiración en Oklahoma Central (Parkhurst et al., 1996). La modelación de PHREEQC asume que la evaporación y la evapotranspiración tienen el mismo efecto y que la evapotranspiración no afecta las razones iónicas. Se simuló la remoción de agua por evaporación en diferentes porcentajes: 10, 25, 40, 55, 70, 85 y 99,3%.

### 3.5. Factor de enriquecimiento: Katz

Debido a que la mayor parte del Si está asociado a interacción agua/roca local y el sílice se comporta de manera relativamente conservativa a bajas temperaturas y valores de pH ( $\leq 8$ ) (Rissmann et al., 2015) (i.e., el Si disuelto no se comporta como un ion cargado o como coloide; (Hem 1985), el enriquecimiento de variadas especies dentro del componente de lago salino puede ser aproximado por:

$$EF = (X_{(sal)}/Si_{(sal)}) / (X_{(ter)}/Si_{(ter)}) \quad (3.5)$$

Donde EF es el Factor de Enriquecimiento para las especies químicas en interés, X la concentración de la especie dada, Si es la concentración de sílice, y los subíndices sal y ter denotan la concentración de la especie química en las aguas evaporíticas y el valor promedio de aguas termal, respectivamente.

### 3.6. Fracción salina-Proporciones de mezcla

Una ecuación de mezcla de dos componentes (Katz et al., 1998) fue utilizada para estimar el aporte de influencia de salmuera de lago en las aguas subterráneas. Para una mezcla de dos componentes, la fracción de ingreso salino está definida por:

$$F_{sal} = (C_m - C_{met}) / (C_{sal} - C_{met}) \quad (3.6)$$

Donde  $C_m$ ,  $C_{met}$  y  $C_{sal}$  denotan la concentración de soluto de interés en la mezcla, agua meteórica y agua de lago salino, respectivamente.

### 3.7. Análisis de conglomerados

Un análisis de agrupamiento jerárquico (Hierarchical cluster analysis, HCA) fue realizado. Diez y siete parámetros de campo y analitos fueron incluidos en los modelos HCA: pH, T(°C), Cl, SO<sub>4</sub>, HCO<sub>3</sub>, F, Br, Na, K, Mg, Ca, Li, Cs, Rb, Sr, Si y B. 51 muestras fueron analizadas. Los parámetros químicos con valores menores al límite de detección fueron reemplazados por la mitad del valor del límite de detección, solo si ellos no excedían el 20% del total de las muestras para ese parámetro. Todos los parámetros químicos que no siguen la distribución normal fueron sometidos a una normalización logarítmica. Luego, todas las variables fueron normalizadas mediante el cálculo de las puntuaciones normalizadas (z-score) de la siguiente manera:

$$Z_i = \frac{X_i - \mu}{S} \quad (3.7)$$

Donde  $Z_i$  es la puntuación estándar de la muestra  $i$ ,  $X_i$  es el valor de la muestra,  $\mu$  es la media y  $S$  la desviación estándar. La normalización escala los datos crudos o transformados logarítmicamente a un rango aproximado de  $\pm 3$  desviaciones estándar, centrados alrededor de una media de cero. Por lo tanto, cada variable tuvo el mismo peso en el análisis estadístico. Finalmente, utilizando el programa MATLAB, que soporta siete medidas de similitud y trece reglas de vinculación, fue escogida la combinación de la distancia Euclidiana al cuadrado ( $E^2$ ) y el algoritmo de asociación de Ward, el cual provee la mejor interpretación según diferentes autores que aplican HCA a análisis hidrogeoquímicos de agua subterránea (Rissmann et al, 2015).

### 3.8. Faure: líneas de mezcla, 2 y 3 componentes

Distintas fuentes de iones para las aguas subterráneas fueron identificadas mediante valores de isótopos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , incluyendo el cálculo de líneas teóricas de mezcla que predice el cambio en la signatura isotópica de estroncio en las aguas subterráneas (Faure, 1986):

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{mix}} = \frac{a}{[\text{Sr}]} + b \quad (3.8)$$

Donde la ecuación (3.8) describe la variación en el valor a ser esperado en una mezcla generada por combinar varias proporciones de estroncio de miembros representativos con diferentes valores  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . La curva es calculada a partir de la ecuación. 3.9:

$$a = [\text{Sr}]_A [\text{Sr}]_B \left[ \left( \frac{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_B - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_A}{[\text{Sr}]_A - [\text{Sr}]_B} \right) \right] \quad (3.9)$$

Y la intersección en el eje y es calculada por la ecuación (3.10):

$$b = \frac{1}{[\text{Sr}]_A - [\text{Sr}]_B} \left[ [\text{Sr}]_A (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_A - [\text{Sr}]_B (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_B \right] \quad (3.10)$$

### 3.9. Corrección de geotermometría

A las concentraciones de especies reactivas, involucradas en el cálculo geotermométrico, presentes en las aguas termales se les extrajo el porcentaje iónico proveniente de las salmueras según:

$$X_{\text{ter}} - X_{\% \text{sal}} = X_{\text{ter rect}} \quad (3.11)$$

Donde  $X_{\text{ter}}$  es la concentración de la especie reactiva X total presente en el agua termal,  $X_{\% \text{sal}}$  es la concentración de la especie reactiva X en el agua termal que proviene de la salmuera de lago (% calculado mediante la metodología de la fracción salina y por la metodología de líneas de mezcla isotópica) y  $X_{\text{ter rect}}$  es la concentración rectificada del agua termal, la que representa solo los iones provenientes de la interacción agua roca en profundidad.

## Capítulo 4

### Presentación de resultados

En la [Tabla A.1](#) del Apéndice A se presentan las condiciones fisicoquímicas en las muestras de aguas que fueron extraídas en el Salar de Surire (Zona Polloquere) y en el sistema interconectado de cuencas Salar El Laco-Laguna Tuyajto-Salar de Aguas Calientes III-Salar de Capur (Zona Tuyajto) ([Fig. 4.1](#)). En las tablas [Apéndice A](#), se presentan las concentraciones de elementos mayores, traza, razones isotópicas ( $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^7\text{Li}$ ,  $\delta^{11}\text{B}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) para aguas, soluciones experimentales, depósitos evaporíticos, de sinter y volcánicos, de las zonas de estudio.

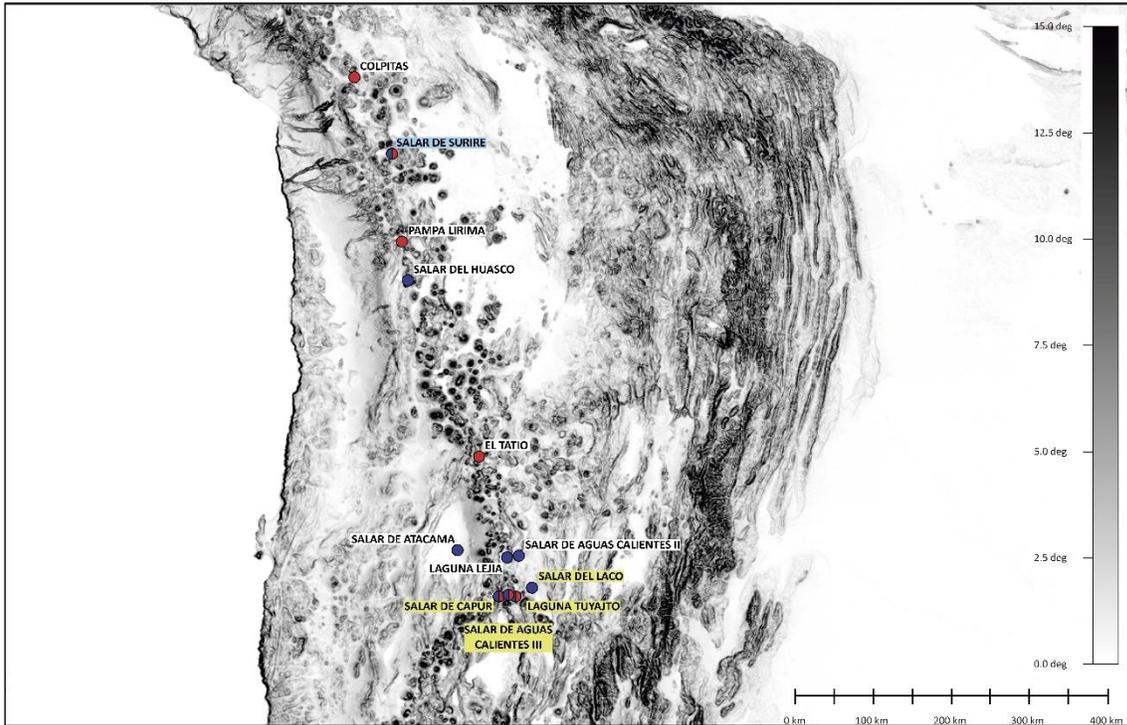


Figura 4.1 Nombre de cuencas y sectores en donde fueron extraídas las muestras de agua utilizadas en este estudio. Círculos rojos: zona con presencia de lago/laguna/salar. Círculo azul: zona con presencia de termas. Círculos mitad azul y mitad rojo: zona de termas en borde de lago/laguna/salar. Cajas resaltadas en color celeste y amarillo indican los nombres de las áreas que se verán con mayor detalle en este estudio: Celeste Zona Polloquere, Amarillo Zona Tuyahto. Figura a partir de Lagos et al., 2014.

## 4.1. Mineralogía

### Salar de Surire–Zona Polloquere

Los depósitos extraídos en terreno durante este estudio corresponden a depósitos evaporíticos y depósitos de sinter. Los depósitos evaporíticos corresponden principalmente a cloruros, sulfatos, carbonatos, fluoruros y boratos. Los depósitos de sinter poseen en su mayor parte sílice amorfa y arcillas. La [Tabla 4.1](#) muestra la mineralogía obtenida mediante DRX para los dos tipos de muestras.

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

Tabla 4.1 Mineralogía de depósitos evaporíticos y de sinter analizada en este estudio, extraídos de Polloquere.

<b>Zona Surire</b>	
<b>Nombre</b>	<b>Mineralogía</b>
POI4 (1)	Halita, yeso, calcita, ulexita ( $\text{NaCaB}_5\text{O}_6(\text{OH})_6(\text{H}_2\text{O})_5$ ).
POI4 (2)	Yeso, calcita.
POC-10 (1)	Halita, terugita ( $\text{Ca}_4\text{MgAs}_2\text{B}_{12}\text{O}_{22}(\text{OH})_{12} \cdot 12(\text{H}_2\text{O})$ ), ulexita ( $\text{NaCaB}_5\text{O}_6(\text{OH})_6(\text{H}_2\text{O})_5$ ).
POC-10 (2)	Montmorilonita, yeso, sílice amorfa.
POL8	Yeso, halita, calcita, calcita magnésica, ulexita ( $\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ ), aluminosilicato de litio ( $\text{LiAlSi}_3\text{O}_8$ ), yoduro de cesio y cromo ( $\text{CsCrI}_3$ ).
POL9	Halita, yeso, calcita, calcita magnésica, ternesita ( $\text{Ca}_5(\text{SiO}_4)_2(\text{SO}_4)$ ), glauberita ( $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2$ ), kurchatovita ( $\text{CaMn}(\text{B}_2\text{O}_5)$ ), ulexita ( $\text{NaCaB}_5\text{O}_6(\text{OH})_6(\text{H}_2\text{O})_5$ ), sulfato de litio, potasio y rubidio ( $\text{LiRb}_0.50\text{K}_0.50\text{SO}_4$ ), fluoruro de hierro y potasio ( $\text{FeKF}_3$ ), hornesita ( $\text{Mg}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ ), óxido de litio ( $\text{Li}_2\text{O}$ ), strontium silico ( $\text{SrSi}_2$ ), arseniuro de calcio ( $\text{Ca}_2\text{As}_3$ ), pirrotita, amino de litio ( $\text{LiNH}_2$ ), azida de sodio ( $\text{NaN}_3$ ).
POL10	Halita, bassanita ( $\text{CaSO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$ ), ferrinatrita ( $\text{Na}_3\text{Fe}(\text{SO}_4)_3(\text{H}_2\text{O})_3$ ), hornesita ( $\text{Mg}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ ), andesina, anortita-albita, anortoclasa, arsenic carbonyl fluoride cyanate ( $(\text{FOCNCO})(\text{AsF}_5)$ ), alumopharmacosiderite-1Q ( $\text{KAl}_4(\text{AsO}_4)_3(\text{OH})_4 \cdot 6.5\text{H}_2\text{O}$ ).

### Zona Tuyajto

La mineralogía de las 4 cuencas corresponde principalmente a cloruros sulfatos y fluoruros. Laguna Tuyajto es la única de las 4 cuencas que presenta boratos superficiales (Uralborita). En esta área no se reconocieron en terreno depósitos de (paleo) sinter. En la [Tabla 4.2](#) fue detallada la mineralogía analizada en este estudio.

Tabla 4.2 Mineralogía de depósitos evaporíticos y de sinter analizada en este estudio, extraídos de Polloquere.

<b>Zona Tuyajto</b>	
<b>Nombre</b>	<b>Mineralogía</b>
TUL8e	Halita.
TUV2	Yeso, Calcita, Bassanita ( $\text{CaSO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$ ), Calcita Magnésica, Halita, Fluoruro de sodio y fósforo ( $\text{NaPF}_6$ ), sulfato de óxido de bismuto ( $\text{Bi}_{14}\text{O}_{20}\text{SO}_4$ ), óxido de bismuto ( $\text{Bi}_2\text{O}_3$ ); Cuarzo, Perovskite ( $\text{CaTiO}_3/\text{CaO TiO}_2$ ), Spionkopite ( $\text{Cu}_{39}\text{S}_{28}$ ), Haycockite ( $\text{Cu}_4\text{Fe}_5\text{S}_8$ )
TUV3	Halita, Yeso, Bassanita ( $\text{CaSO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$ ), Uralborita ( $\text{Ca}_2(\text{B}_4\text{O}_4(\text{OH})_8)$ ), Aluminosilicato de litio ( $\text{LiAl}(\text{SiO}_3)_2$ ), Óxido de Antimonio y tungsteno ( $\text{Sb}_0.16\text{WO}_3$ ), Fluoruro de cesio, potasio y neodimio ( $\text{Cs}_2\text{KNdF}_6$ ); Tetrahedrite, mercurian ( $(\text{Cu}_{4.4}\text{Hg}_{1.6})\text{Cu}_6\text{Sb}_4\text{S}_{12}$ ); Cooperita PtS
TUV4	Halita, calcita, Yeso, bassanita ( $\text{CaSO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$ )
TUI13	Halita, yeso, aragonita.
TUV5e	Halita, Yeso, Bassanita ( $\text{CaSO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$ ), Pirofosfita ( $\text{K}_2\text{CaP}_2\text{O}_7$ )
TUV6	Halita, Yeso, Calcita, Sylvita (KCl), Bassanita ( $\text{CaSO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$ )

## 4.2. Parámetros fisicoquímicos

En base al tipo de afloramiento de agua, estas fueron agrupadas en 8 categorías: manantiales fríos (abreviados como CS, *cold springs*), manantiales termales (TS, *thermal springs*), lago salino (LK, *lake*), escorrentías (ST, *stream*), agua de lluvia (RW, *rainwater*), soluciones experimentales de disolución de evaporitas (EXP ED, *experimental solutions evaporite deposits*), soluciones experimentales de disolución de sinters (EXP SD, *experimental solutions sinter deposits*) y finalmente agua de pozo (BH, *borehole*). Esta clasificación está relacionada con la composición de elementos mayores, pH y temperatura.

La diferencia fisicoquímicas de primer orden entre el agua termal y de lago salino yace en la diferencia de pH y de temperatura (Fig. 4.2).

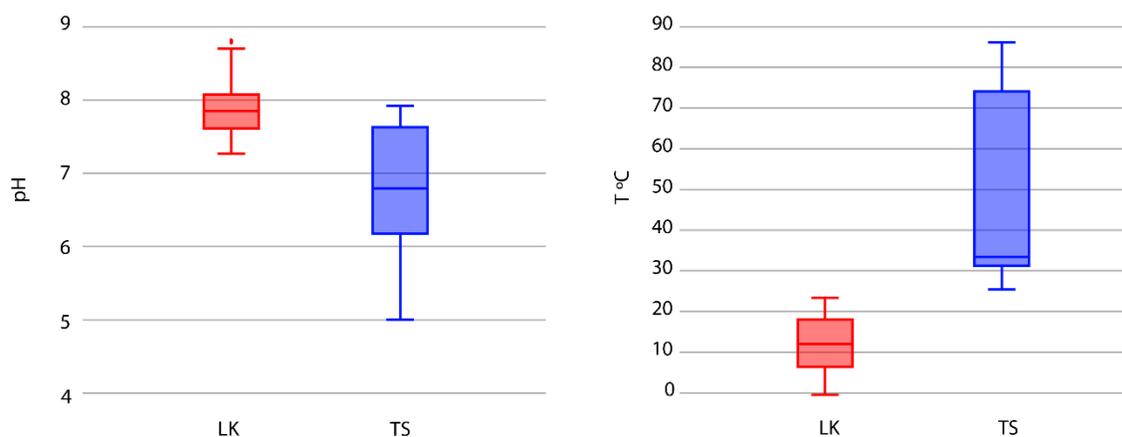


Figura 4.2 Diferencia entre pH y temperatura para aguas termales y de lago salino para los sectores indicados con círculos en la Fig. 4.1.

En la Fig. 4.3 se muestran los rangos de pH y temperatura medidos en manantiales termales y lagos salinos de las Zonas Polloquere y Tuyajto. En particular para las Zonas Polloquere, existe una marcada diferencia entre el pH de las salmueras de lago y las aguas termales, mientras que en Tuyajto, los rangos suelen coincidir.

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

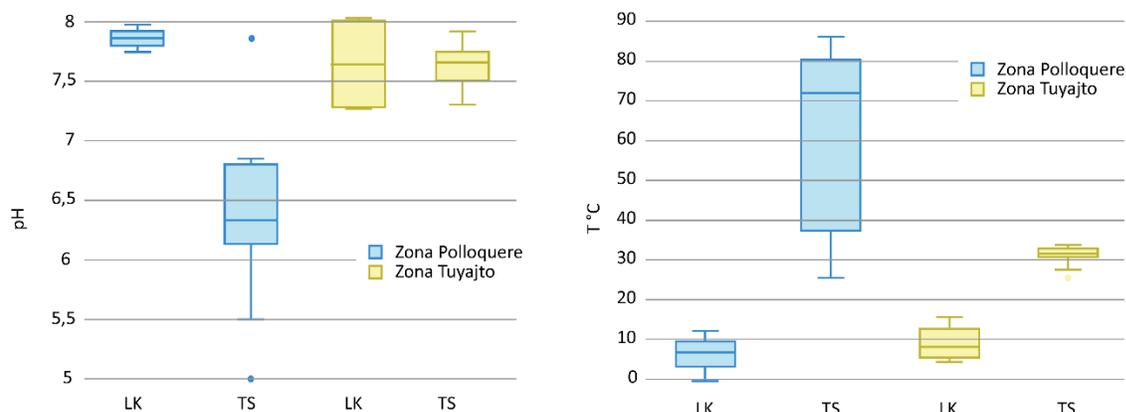


Figura 4.3 Boxplots de pH y temperatura para lagos salinos (LK) y manantiales termales (TS) en la Zona de Polloquere y Tuyajto. Imagen a partir de Lagos et al., in prep.

En el Apartado 4.1.3. a continuación se describen los parámetros fisicoquímicos de las categorías para cada Zona de estudio, dejando los detalles del experimento postergados al Apartado 4.3. y 4.4.

### Salar de Surire–Zona Polloquere

#### *Manantiales termales (TS)*

Veinticinco muestras de agua fueron obtenidas de los manantiales termales que bordean el salar de Surire. Muestras de agua de algunos manantiales estudiados fueron obtenidas más de una vez durante el año, con el propósito de registrar variaciones químicas estacionales. De estos análisis repetidos, se escogió la muestra que poseía la mayor cantidad de concentraciones elementales e isotópicas disponible, reduciendo el número de muestras discutidas a 14. El pH de las aguas recolectadas varía entre 5 y 7,65, las temperaturas se encuentran en un rango entre 30,1 y 86,2 °C, y los sólidos totales disueltos 3238,4 y 5747,2 ppm (Tabla 4.3).

#### *Lago salino (LK)*

Cinco muestras de salmueras obtenidas de diferentes partes del lago fueron analizadas. El pH de las aguas recolectadas varía entre 7,74 y 8,09, las temperaturas se encuentran en un rango entre -0,5 y 12,2 °C, y los sólidos totales disueltos 5529, y 96832 ppm (Tabla 4.3).

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

### *Manantiales fríos (CS)*

Cuatro muestras de manantiales fríos fueron obtenidas en diferentes sectores de la cuenca de Surire. El pH de las aguas recolectadas mostró valores entre 6,47 y 7,66, la temperatura estuvo entre 6 y 13,5 °C, y los sólidos totales disueltos entre 64 y 1075,2 ppm (Tabla 4.3).

### *Escorrentía (ST)*

Una sola muestra de agua de escorrentía fue obtenida en un bofedal ubicado al SW de la cuenca. El pH de esta muestra fue el más alto registrado dentro de la cuenca, su temperatura fue 16,9 °C, y los sólidos totales disueltos alcanzaron los 122,24 ppm (Tabla 4.3).

Tabla 4.3 Promedios, desviaciones estándar, máximos y mínimos de pH, Eh, temperatura (T), conductividad eléctrica (CE) y sólidos disueltos (TDS) en la Zona Polloquere. Tabla a partir de Lagos et al., in prep.

<b>Surire</b>	pH	Eh mV	T °C	CE uS/cm	TDS mg/L
<i>Thermal Springs (TS)</i>					
$\bar{x}$	6.45227	16.1333	67.1455	6970.91	4461.37
SD	0.57353	22.8080	22.2236	1060.66	678.802
Min	5.00000	-37.3000	30.1000	5060.00	3238.40
Max	7.65000	45.0000	86.2000	8980.00	5747.20
<i>Saline Lake (LK)</i>					
$\bar{x}$	7.90600	-73.0000	6.18000	59250.0	37920.0
SD	0.13164	6.67083	4.52405	64080.4	41011.4
Min	7.74000	-83.0000	-0.50000	8640.00	5529.60
Max	8.09000	-66.0000	12.2000	151300	96832
<i>Colds Springs (CS)</i>					
$\bar{x}$	7.23667	-36.6667	10.9000	679.500	434.880
SD	0.66516	43.0387	3.34365	749.045	479.388
Min	6.47000	-63.0000	6.00000	100.000	64.0000
Max	7.66000	13.0000	13.5000	1680.00	1075.20
<i>Stream (ST):POI2</i>	9.80000		16.9000	191.000	122.240

## **Zona Tuyajto**

### *Manantiales termales (TS)*

Cuarenta y dos muestras de aguas subterráneas termales fueron analizadas de la Zona Tuyajto: 11 obtenidas de la cuenca de Laguna Tuyajto, 13 obtenidas de Salar de Aguas Calientes III y 18 obtenidas de Salar de Capur. El pH de las aguas recolectadas varía entre 3,76 y 10,00, las

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

temperaturas se encuentran en un rango entre 17,6 y 33,8 °C, y los sólidos totales disueltos 1152,0 y 8716,8 ppm ([Tabla 4.4](#)).

### *Lago salino (LK)*

Cuatro muestras de salmueras obtenidas de lagos. Una obtenida en el Salar de Capur, 2 en Laguna Tuyajto y 1 en Salar El Laco. El pH de las aguas recolectadas varía entre 7,17 y 8,27, las temperaturas se encuentran en un rango entre 4,4 y 15,5 °C, y los sólidos totales disueltos 42688 y 151680 ppm ([Tabla 4.4](#)).

### *Manantiales fríos (CS)*

Siete muestras de manantiales fríos fueron obtenidas en diferentes sectores de la Zona Tuyajto: cuatro en la cuenca de Laguna Tuyajto (3 en la base de la cuenca, 1 en la parte alta de la cuenca), 3 en la cuenca de Salar de Aguas Calientes III. El pH de las aguas recolectadas varió entre 2,71 y 8,05, la temperatura entre -0,1 y 16,1 °C, y los sólidos totales disueltos entre 4710,40 y 84480 ppm ([Tabla 4.4](#)).

### *Escorrentías (ST)*

Dos muestras de agua de escorrentía fueron obtenidas en el sector. Su temperatura varió entre 5,9 y 10,7°C, y los sólidos totales disueltos entre 2035,2 y 2784,0 ppm ([Tabla 4.4](#)).

### *Pozo (BH)*

Ocho muestras de agua de pozo fueron obtenidas en el sector. De las ocho muestras, solo es ocupada para la interpretación la muestra de pozo más representativa, correspondiente a aquella que entrega la mayor temperatura. El pH de esta muestra fue de 6,4, su temperatura fue 45 °C, y los sólidos totales disueltos alcanzaron los 822,4 ppm ([Tabla 4.4](#)).

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

Tabla 4.4 Promedios, desviaciones estándar, máximos y mínimos de pH, Eh, temperatura (T), conductividad eléctrica (CE) y sólidos disueltos (TDS) en la Zona Tuyajto. Tabla a partir de Lagos et al., in prep.

SIC-Zona Tuyajto	pH	Eh mV	T °C	CE uS/cm	TDS mg/L
<i>Thermal springs (TS)</i>					
Min	3.76000	-200.000	17.6000	1800.00	1152.00
Max	10.0000	544.000	33.8000	13620.0	8716.80
$\bar{x}$	6.92125	15.2939	25.6238	6598.75	4223.20
SD	1.04814	112.074	5.59916	3919.14	2508.25
<i>Saline Lake (LK)</i>					
Min	7.17000	-87.0000	4.40000	66700.0	42688.0
Max	8.27000	-24.0000	15.5000	237000	151680
$\bar{x}$	7.82750	-59.0000	9.02500	168200	107648
SD	0.50388	26.1151	4.99024	77639.6	49689.4
<i>Cold Springs (CS)</i>					
Min	2.71000	-57.0000	-0.1000	7360.00	4710.40
Max	8.05000	213.000	16.1000	132000	84480.0
$\bar{x}$	6.54714	22.1429	10.5286	29981.7	19188.3
SD	1.77855	89.3074	5.21367	50049.3	32031.6
<i>Streams (ST)</i>					
Min		-160.000	5.90000	3180.00	2035.20
Max		-90.0000	10.7000	4350.00	2784.00
$\bar{x}$		-125.000	8.30000	3765.00	2409.60
SD		49.4975	3.39411	827.315	529.482
<i>Borehole (BH): TUI09</i>	6.41000	17.0000	45.0000	1285.00	822.400

### 4.3. Hidrogeoquímica

En el Apartado 4.3.1. y 4.3.2. a continuación, se entregará mayor información sobre la composición química del agua en la Zona de Polloquere y Tuyajto respectivamente.

#### Salar de Surire–Zona Polloquere

En la [Tabla 4.5-4.8](#) se muestran los promedios, desviaciones estándar, valores máximos y mínimos de concentración para cada elemento, y de las razones de estos con el Cl de todas las muestras analizadas. Relaciones ion-cloruro son presentadas en la [Figs. 4.5-4.8](#).

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

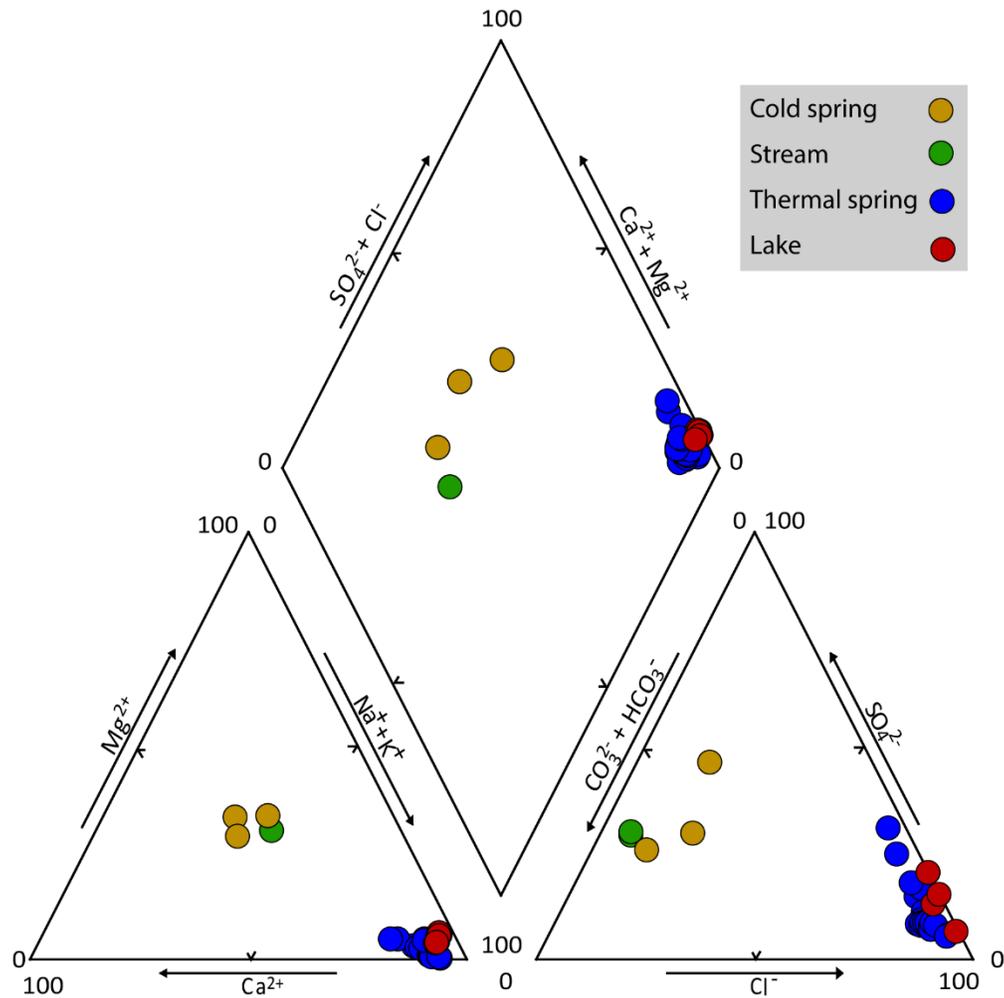


Figura 4.4 Diagrama piper para muestras de agua obtenidas en la cuenca de Surire. Aguas termales (TS, thermal spring), agua de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frio (CS, cold spring) Figura a partir de Lagos et al., in prep.

El diagrama piper indica que las aguas subterráneas se diferencian en la proporción de cationes, siendo las aguas termales aquellas que poseen mayor contenido de Na y K. A su vez, aguas termales presentan mayor proporción de Ca que aguas de lago.

Por otra parte, las aguas subterráneas se diferencian por su proporción de cloruro, siendo esta mayor en aguas termales. Al mismo tiempo, aguas termales presentan mayor proporción de carbonatos que aguas de lago

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

### *Composición aniones mayores*

Las concentraciones de aniones mayores y datos estadísticos principales para estos iones en las aguas de la zona de Polloquere son indicados en la [Tabla 4.5](#). Relaciones anión-cloruro son presentadas en la [Fig. 4.5](#).

Se destaca la muestra con mayor contenido de cloruro, POL8 ([A.2](#)). Modelaciones en PHREEQC indican que la evaporación de las aguas termales que descargan al salar (~90% de evaporación) tienen composición química similar a POL8 ([C.1](#)). Esta muestra representa la salmuera más evaporada de la cuenca. Además, se destaca la muestra PO14 por poseer el mayor contenido de sílice ([A.5](#)), indicando así la mayor temperatura según el geotermómetro de cristobalita- $\alpha$ . También se destaca la muestra de manantial frío POL6, que representa al acuífero somero de agua fría más cercano al sector de descarga principal de agua termal a la cuenca ([Fig. 2.7](#)). Las razones ion/cloruro de estas 3 muestras son indicadas en las [Figs. 4.5-4.8](#) mediante líneas segmentadas.

**Tabla 4.5 Promedios, desviaciones estándar, máximos y mínimos de concentración para Cl, SO<sub>4</sub>, HCO<sub>3</sub>, F y Br. Razones SO<sub>4</sub>/Cl, HCO<sub>3</sub>/Cl, F/Cl y Br/Cl utilizando concentraciones en mg/L. Tabla a partir de Lagos et al., in prep.**

<b>Polloquere</b>	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	F	Br	SO <sub>4</sub> /Cl	HCO <sub>3</sub> /Cl	F/Cl	Br/Cl
	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]				
<i>Thermal Springs (TS)</i>									
$\bar{x}$	1953.12	333.560	216.651	1.1172	3.3409	0.1780	0.1149	0.0005	0.0017
SD	330.909	213.775	43.4423	0.6393	1.0631	0.1296	0.0306	0.0003	0.0004
Min	1428.00	188.000	141.000	0.1100	1.2000	0.0855	0.0564	0.0001	0.0007
Max	2517.00	1075.00	318.340	2.1000	5.7000	0.6472	0.1751	0.0009	0.0027
<i>Saline Lake (LK)</i>									
$\bar{x}$	22662.8	4311.00	283.000	1.8980	37.580	0.2340	0.0301	0.0003	0.0017
SD	25470.5	4549.85	217.695	0.9165	42.386	0.0929	0.0282	0.0003	0.0001
Min	2409.00	624.000	142.000	0.8900	4.2000	0.0949	0.0090	0.0000	0.0016
Max	62168.0	11486.0	654.000	3.3000	103.00	0.3401	0.0714	0.0008	0.0017
<i>Cold Springs (CS)</i>									
$\bar{x}$	38.1000	115.375	165.182	0.2350	0.1000	2.6001	7.3091	0.0135	0.0020
SD	42.7203	159.039	148.164	0.1974	0.0000	0.7990	4.3296	0.0103	0.0000
Min	4.30000	11.0000	36.0000	0.0800	0.1000	1.8776	3.8404	0.0043	0.0020
Max	94.0000	347.000	361.000	0.5200	0.1000	3.6915	12.994	0.0255	0.0020
<i>Stream (ST): POI2</i>									
	4.20000	23.0000	65.0000	0.2800		5.4762	15.476	0.0667	

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

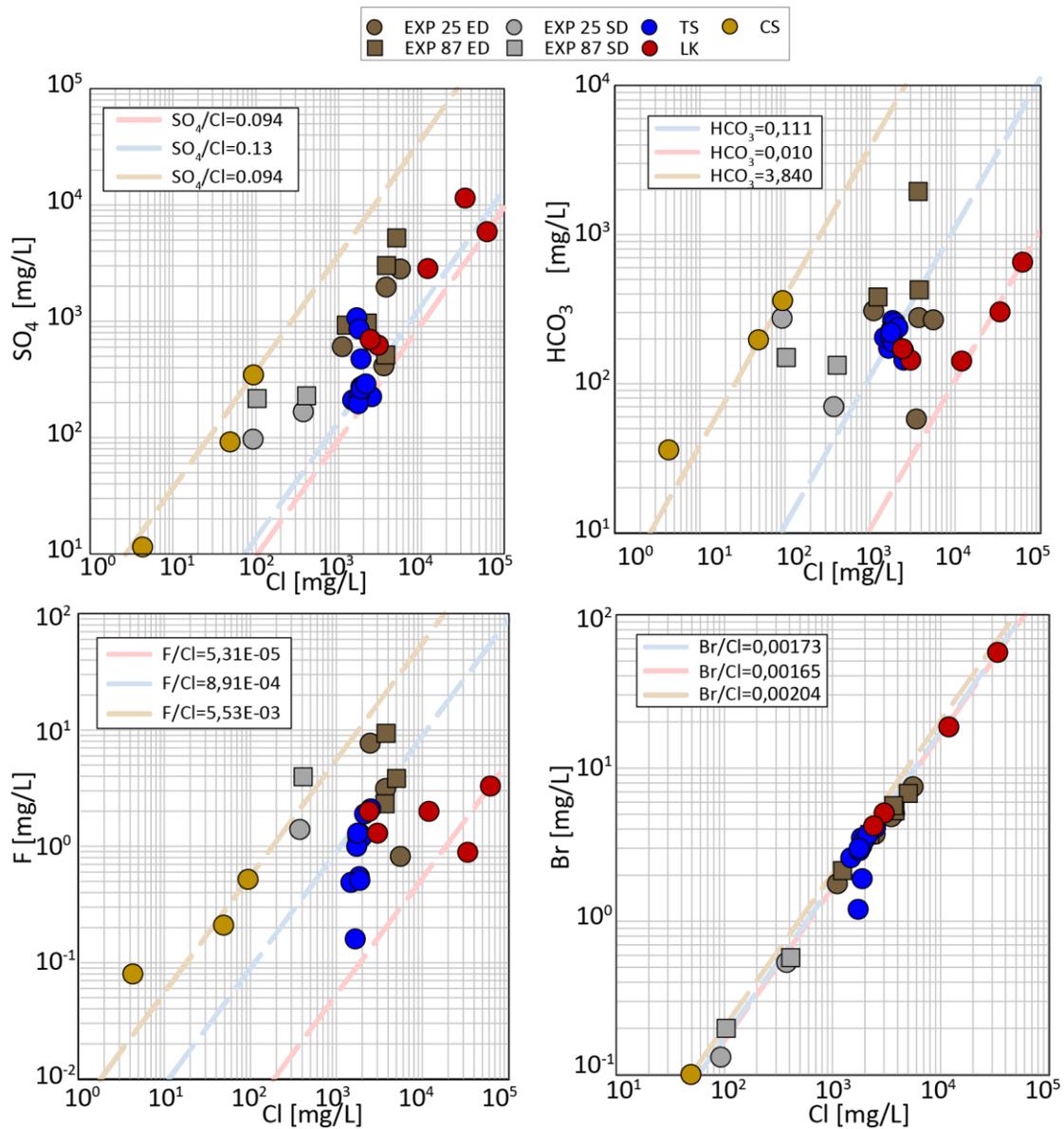


Figura 4.5 Razones anión ( $\text{SO}_4$ ,  $\text{HCO}_3$ , F, Br) versus cloruro. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring). Soluciones experimentales de lixiviación: EXP 25 SD, disolución de depósitos de sinter a 25°C; EXP 25 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 25°C; EXP 87 SD, disolución de depósitos de sinter a 87°C; EXP 87 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 87°C. Línea segmentada color rojo corresponde a muestra más evaporada (POL8); en color azul, muestra con la estimación de temperatura mayor según geotermómetro de cristobalita- $\alpha$  (POI4); en color mostaza, muestra de manantial frío más cercano a área de descarga de agua termal principal al lago (POL6). Figura a partir de Lagos et al., in prep.

Las categorías de manantiales fríos y escorrentía presentan razones similares de  $\text{SO}_4/\text{Cl}$ ,  $\text{HCO}_3/\text{Cl}$  y  $\text{F}/\text{Cl}$ , y a su vez, estas difieren de las razones para manantiales termales y lago salino.

No es posible identificar y/o caracterizar las categorías de manantiales fríos, termales y lago según la razón  $\text{Br}/\text{Cl}$ , puesto que estas presentan razones similares.

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

Es posible diferenciar de manera representativa la categoría de manantiales termales de la categoría lago salino para la razón de  $\text{HCO}_3/\text{Cl}$ . Sin embargo, esto no es posible mediante las razones de  $\text{SO}_4/\text{Cl}$  y  $\text{Br}/\text{Cl}$ .

No es posible identificar y/o caracterizar las categorías de manantiales termales según la razón  $\text{F}/\text{Cl}$ , puesto que estas pueden variar hasta 2 órdenes de magnitud. Las razones de manantiales termales de menor temperatura se acercan a aquellas del lago salino.

La razón de  $\text{F}/\text{Cl}$  para las muestras de lago salino presenta una tendencia de mezcla entre el manantial termal de mayor temperatura y la muestra más evaporada.

La muestra POL2 exhibe un leve empobrecimiento en F, y la muestra POL8 un leve empobrecimiento en  $\text{SO}_4$ .

### *Composición cationes mayores*

Las concentraciones de cationes mayores y datos estadísticos principales para estos iones en las aguas de la Zona de Polloquere son indicados en la [Tabla 4.6](#). Relaciones catión-cloruro son presentadas en la [Fig. 4.6](#).

Tabla 4.6 Promedios, desviaciones estándar, máximos y mínimos de concentración para Na, K, Mg y Ca. Razones Na/Cl, K/Cl, Mg/Cl y Ca/Cl utilizando concentraciones en mg/L. Tabla a partir de Lagos et al., in prep.

<b>Polloquere</b>	Na	K	Mg	Ca	Na/Cl	K/Cl	Mg/Cl	Ca/Cl
	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]				
<i>Thermal Springs (TS)</i>								
$\bar{x}$	1269.1	191.00	19.760	108.04	0.6518	0.0979	0.0112	0.0567
SD	194.95	42.715	12.708	33.958	0.0289	0.0166	0.0082	0.0212
Min	911.00	119.00	7.6000	70.000	0.6095	0.0792	0.0031	0.0361
Max	1626.0	264.00	46.000	215.00	0.7225	0.1472	0.0270	0.1294
<i>Saline Lake (LK)</i>								
$\bar{x}$	15893	2743.6	555.60	557.80	0.6909	0.1177	0.0214	0.0376
SD	17655	3169.5	624.32	508.66	0.0361	0.0075	0.0055	0.0234
Min	1606.0	295.00	37.000	111.00	0.6667	0.1062	0.0154	0.0204
Max	42300	7675.0	1434.0	1268.0	0.7545	0.1235	0.0291	0.0780
<i>Cold Springs (CS)</i>								
$\bar{x}$	51.850	15.750	29.575	46.325	1.3158	0.4969	0.7436	1.4271
SD	72.669	19.962	39.467	55.106	0.4207	0.1926	0.1848	0.4068
Min	6.3000	2.4000	3.5000	7.8000	0.7143	0.2449	0.4898	0.8980
Max	159.00	45.000	87.000	125.00	1.6915	0.7059	0.9255	1.8140
<i>Stream (ST): POI2</i>	16.300	5.3000	7.5000	12.400	3.8810	1.2619	1.7857	2.9524

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

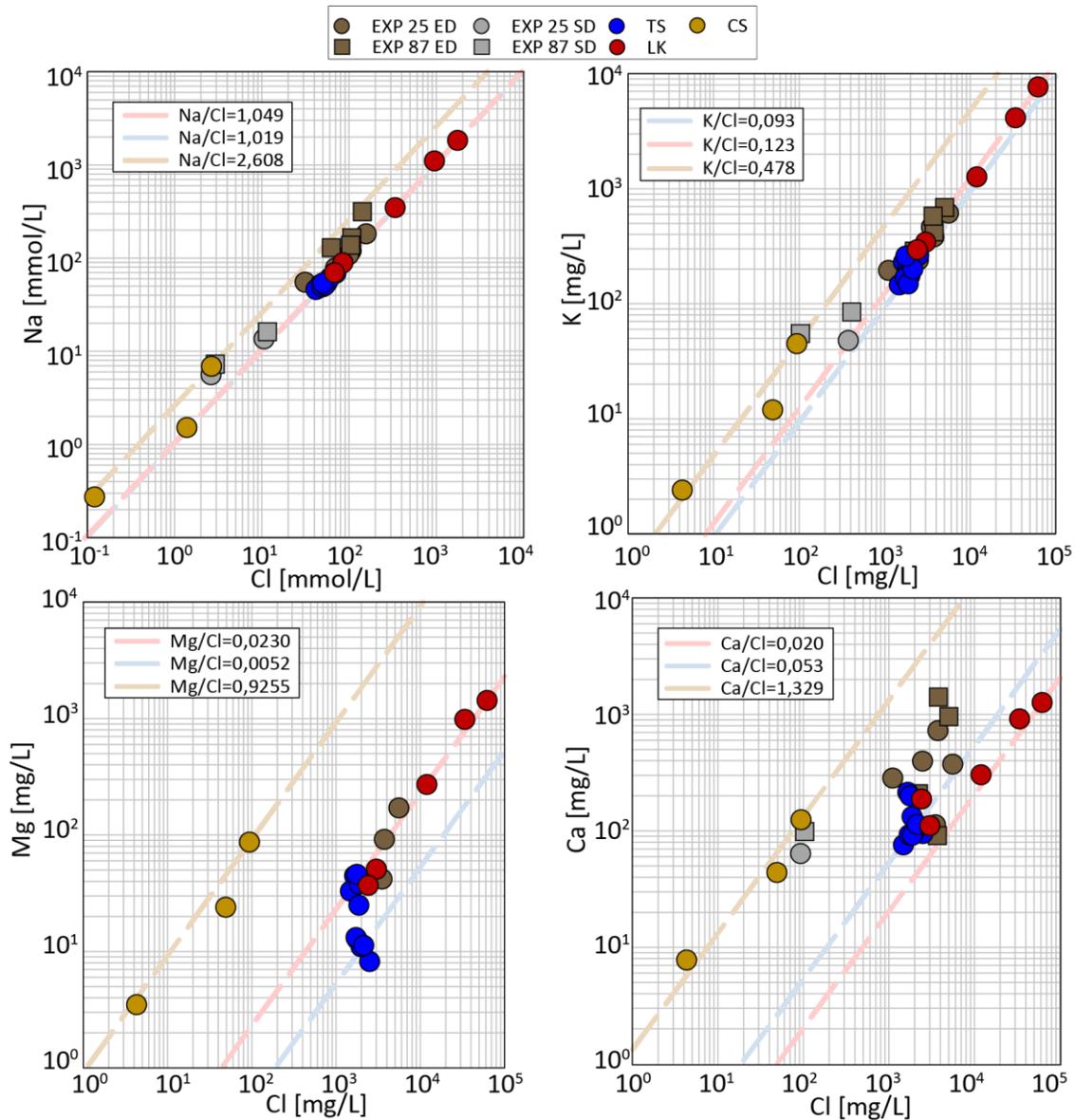


Figura 4.6 Razones catión (Na, K, Mg, Ca) versus cloruro. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring). Soluciones experimentales de lixiviación: EXP 25 SD, disolución de depósitos de sinter a 25°C; EXP 25 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 25°C; EXP 87 SD, disolución de depósitos de sinter a 87°C; EXP 87 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 87°C. Línea segmentada color rojo corresponde a muestra más evaporada (POL8); en color azul, muestra de estimación de temperatura mayor según geotermómetro de cristobalita- $\alpha$  (POI4); en color mostaza, muestra de manantial frío más cercano a área de descarga de agua termal principal al lago (POL6). Figura a partir de Lagos et al., in prep.

No es posible identificar y/o caracterizar las categorías de manantiales fríos, termales, escorrentía y lago según la razón Na/Cl, puesto que estas presentan razones similares.

Es posible diferenciar de manera representativa la categoría de manantiales fríos y escorrentía de la categoría de manantiales termales y lago mediante las razones K/Cl, Mg/Cl y Ca/Cl.

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

Manantiales termales muestran una tendencia de mezcla con agua de lago para la razón Mg/Cl, y a su vez, muestras de lago muestran tendencia de mezcla con manantiales termales para la razón Ca/Cl.

Las concentraciones de cationes menores y datos estadísticos principales para estos iones en las aguas de la Zona de Polloquere son indicados en la [Tabla 4.7](#). Relaciones catión-cloruro son presentadas en la [Fig. 4.7](#).

Tabla 4.7 Promedios, desviaciones estándar, máximos y mínimos de concentración para Li, Cs, Rb y Sr. Razones Li/Cl, Cs/Cl, Rb/Cl y Sr/Cl utilizando concentraciones en mg/L. Tabla a partir de Lagos et al., in prep.

<b>Polloquere</b>	Li	Cs	Rb	Sr	Li/Cl	Cs/Cl	Rb/Cl	Sr/Cl
	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]				
<i>Thermal Springs (TS)</i>								
$\bar{x}$	8.6260	1.5327	1.5350	2.9663	0.0043	0.0007	0.0007	0.0014
SD	2.4283	0.8476	0.7409	1.3172	0.0006	0.0004	0.0003	0.0005
Min	4.6000	0.2300	0.3400	0.8200	0.0031	0.0002	0.0002	0.0006
Max	12.500	2.9000	2.6000	4.6000	0.0050	0.0012	0.0010	0.0023
<i>Saline Lake (LK)</i>								
$\bar{x}$	96.580	4.7250	5.9250	21.760	0.0043	0.0005	0.0006	0.0013
SD	110.89	4.5051	6.0357	21.461	0.0003	0.0003	0.0002	0.0005
Min	11.200	1.7000	1.9000	4.7000	0.0039	0.0002	0.0004	0.0009
Max	272.00	11.300	14.700	55.000	0.0046	0.0008	0.0008	0.0020
<i>Cold Springs (CS)</i>								
$\bar{x}$	0.2350	0.0900	0.0850	0.2975	0.0028	0.0010	0.0011	0.0129
SD	0.2475	0.0000	0.0495	0.3174	0.0022	0.0000	0.0002	0.0075
Min	0.0600	0.0900	0.0500	0.0900	0.0012	0.0010	0.0010	0.0051
Max	0.4100	0.0900	0.1200	0.7600	0.0044	0.0010	0.0013	0.0209
<i>Stream (ST): POI2</i>								
			0.0100				0.0024	

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

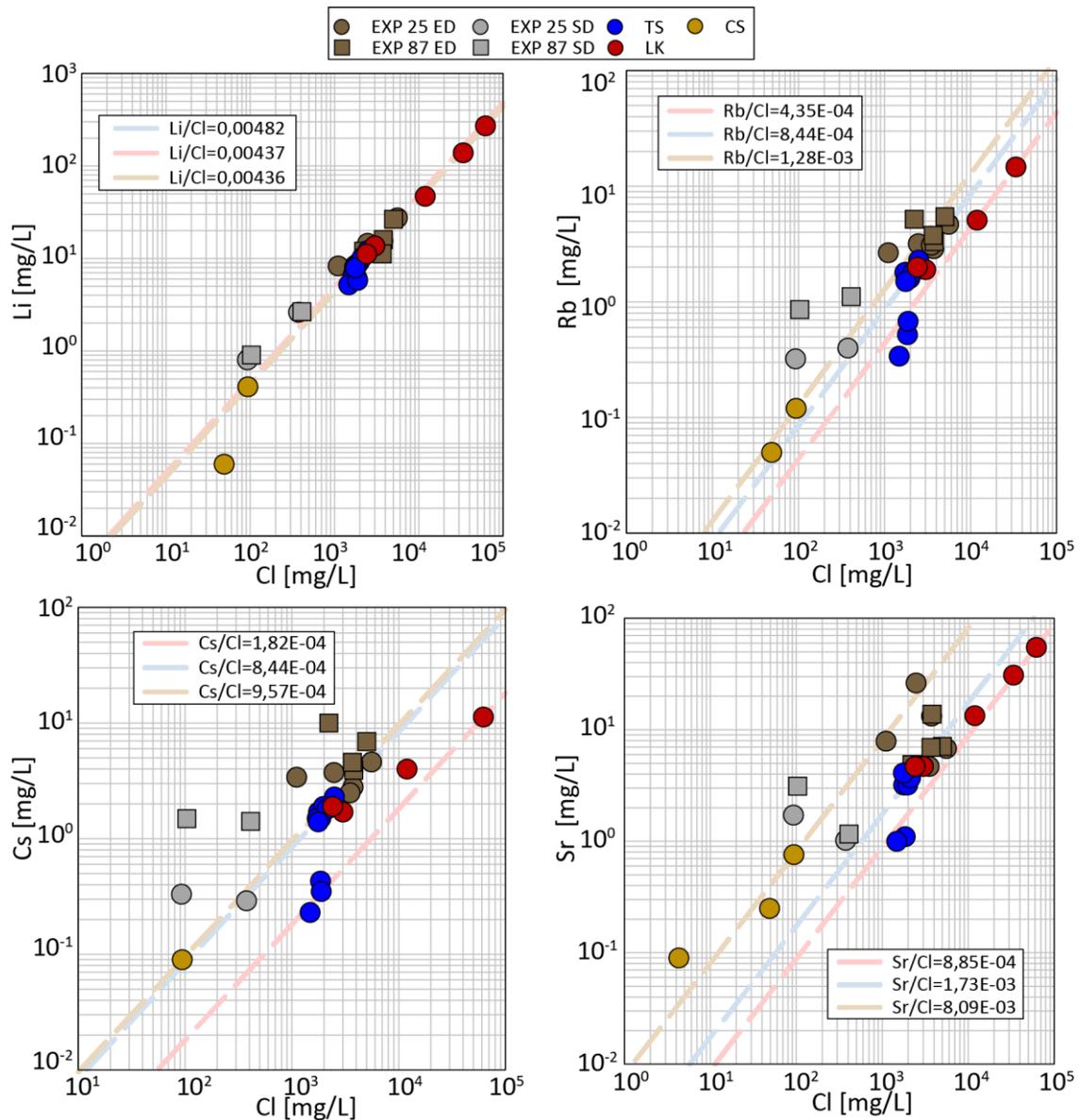


Figura 4.7 Razones iones traza (Li, Cs, Rb, Sr) versus cloruro. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring). Soluciones experimentales de lixiviación: EXP 25 SD, disolución de depósitos de sinter a 25°C; EXP 25 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 25°C; EXP 87 SD, disolución de depósitos de sinter a 87°C; EXP 87 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 87°C. Línea segmentada color rojo corresponde a una muestra más evaporada (POL8); en color azul, muestra con la estimación de temperatura mayor según geotermómetro de cristobalita- $\alpha$  (PO14); en color mostaza, muestra de manantial frío más cercano a área de descarga de agua termal principal al lago (POL6). Figura a partir de Lagos et al., in prep.

Es posible identificar y/o caracterizar la categoría de manantiales termales según las razones Rb/Cl, Cs/Cl y Sr/Cl. De igual manera se puede caracterizar la categoría lago para estas mismas razones, y se pueden observar, para muestras de lago, tendencias de mezcla con el miembro manantiales termales.

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

Dentro de la categoría manantiales termales se pueden identificar dos grupos, según las razones Rb/Cl, Cs/Cl, Sr/Cl. Aquellas de igual razón a la muestra termal representativa PO14, y aquellas con razón similar a la muestra representativa del miembro lago, POL8.

### *Composición especies neutras*

Las concentraciones de cationes menores y datos estadísticos principales para estos iones en las aguas de la Zona de Polloquere son indicados en la [Tabla 4.8](#). Relaciones especie-cloruro son presentadas en la [Fig. 4.8](#).

Tabla 4.8 Promedios, desviaciones estándar, máximos y mínimos de concentración para Si, As, B y NH<sub>3</sub>. Razones Si/Cl, As/Cl, B/Cl y NH<sub>3</sub>/Cl utilizando concentraciones en mg/L. Tabla a partir de Lagos et al., in prep.

<b>Polloquere</b>	Si (a. p. SiO <sub>2</sub> ) [mg/L]	As [mg/L]	B [mg/L]	NH <sub>3</sub> [mg/L]	Si/Cl	As/Cl	B/Cl	NH <sub>3</sub> /Cl
<i>Thermal Springs (TS)</i>								
$\bar{x}$	93.287	5.0421	46.924	0.6293	0.0472	0.0024	0.0233	0.0003
SD	26.448	3.0251	17.951	0.2302	0.0096	0.0012	0.0062	0.0001
Min	49.551	0.1000	18.500	0.1400	0.0268	0.0001	0.0117	0.0001
Max	121.07	8.8000	75.000	0.8900	0.0578	0.0035	0.0300	0.0004
<i>Saline Lake (LK)</i>								
$\bar{x}$	42.259	38.660	324.00	0.2720	0.0102	0.0019	0.0186	0.0000
SD	26.043	42.274	317.94	0.3485	0.0150	0.0003	0.0058	0.0000
Min	18.699	5.1000	64.0000	0.0500	0.0006	0.0016	0.0128	0.0000
Max	86.48	104.00	795.00	0.8800	0.0359	0.0024	0.0266	0.0001
<i>Cold Springs (CS)</i>								
$\bar{x}$	29.217	0.1900	1.2667	0.0200	2.2303	0.0034	0.0364	0.0013
SD	13.427	0.2689	1.2606	0.0141	1.8735	0.0022	0.0254	0.0014
Min	17.296	0.0200	0.3300	0.0100	0.4028	0.0010	0.0157	0.0003
Max	43.474	0.5000	2.7000	0.0300	4.2398	0.0053	0.0647	0.0023
<i>Stream (ST): PO12</i>	26.178				6.2329			

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

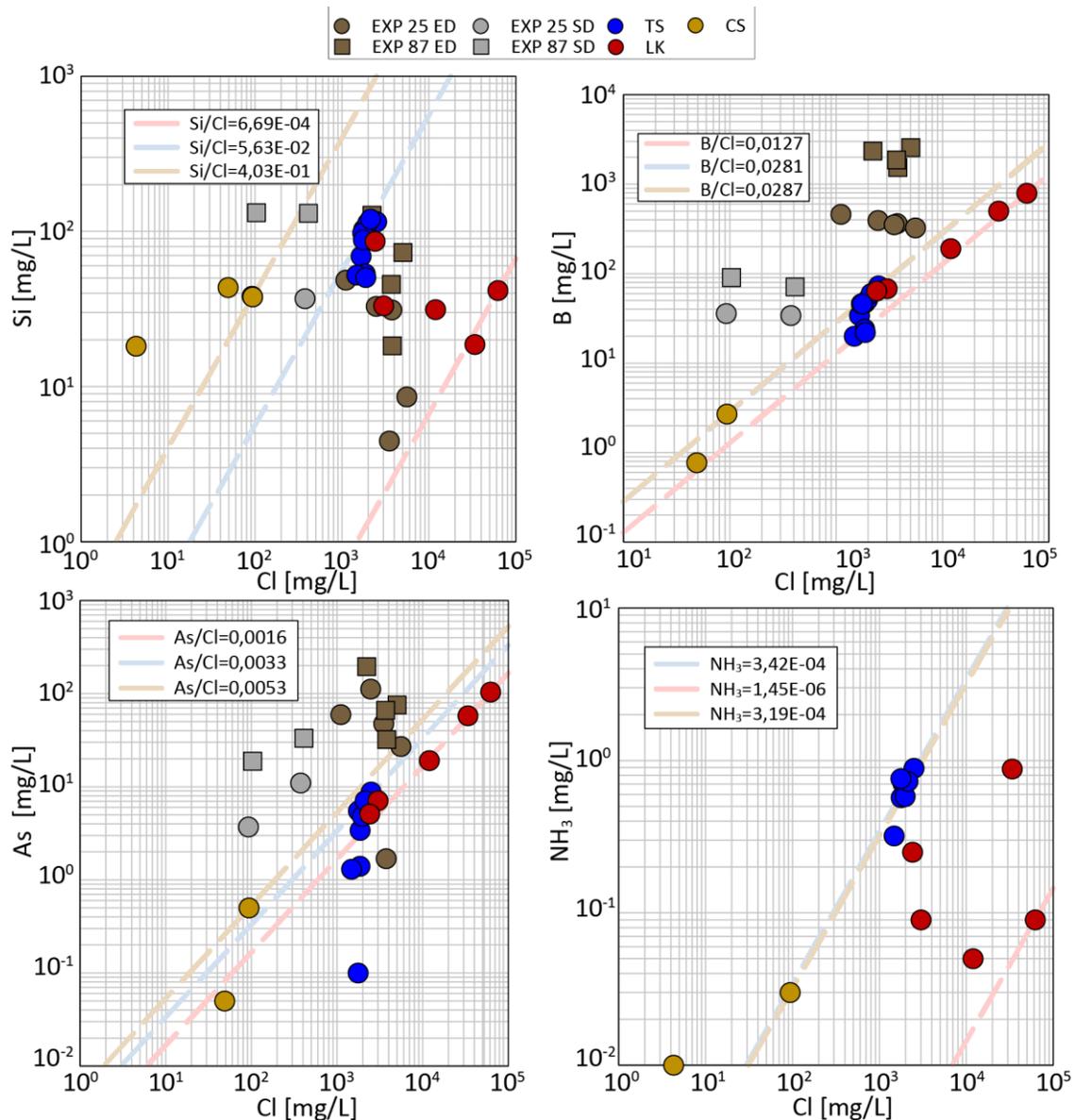


Figura 4.8 Razones especies neutras (Si, As, B,  $\text{NH}_3$ ) versus cloruro. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring). Soluciones experimentales de lixiviación: EXP 25 SD, disolución de depósitos de sinter a 25°C; EXP 25 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 25°C; EXP 87 SD, disolución de depósitos de sinter a 87°C; EXP 87 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 87°C. Línea segmentada color rojo corresponde a muestra más evaporada (POL8); en color azul, muestra con la estimación de temperatura mayor según geotermómetro de cristobalita- $\alpha$  (POI4); en color mostaza, muestra de manantial frío más cercano a área de descarga de agua termal principal al lago (POL6). Figura a partir de Lagos et al., in prep.

No es posible identificar y/o caracterizar el miembro manantial frío y el miembro escorrentía según las razones Si/Cl, B/Cl, As/Cl y  $\text{NH}_3$ /Cl.

Se observa un patrón de mezcla para muestras de lago, entre aquella más evaporada y el miembro termal para la razón Si/Cl. Puede observarse también un patrón de mezcla para las muestras de lago según la razón B/Cl.

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

Se observan dos grupos de manantiales termales según la razón B/Cl. Aquellas muestras cercanas al miembro representativo termal, y aquellas cercanas al miembro representativo lago.

La concentración de arsénico puede variar hasta dos órdenes de magnitud para la categoría manantiales termales. No es posible identificar y/o caracterizar esta categoría según la razón As/Cl.

Es posible caracterizar el miembro manantial termal según la razón  $\text{NH}_3/\text{Cl}$ , sin embargo, no es posible caracterizar según esta razón la categoría lago.

En resumen, la Zona Polloquere presenta las menores concentraciones en agua de manantial frío, seguido por esorrentías, manantiales termales y finalmente salmueras de lago.

### **Zona Tuyajto**

En la [Tabla 4.5-4.12](#) se muestran los promedios, desviaciones estándar, valores máximos y mínimos de concentración para cada elemento, y de las razones de estos con el Cl de todas las muestras analizadas. Relaciones ion-cloruro son presentadas en la [Figs. 4.9-4.26](#) y fueron dispuestas tal que se presentan las aguas de cada cuenca en diagramas separados.

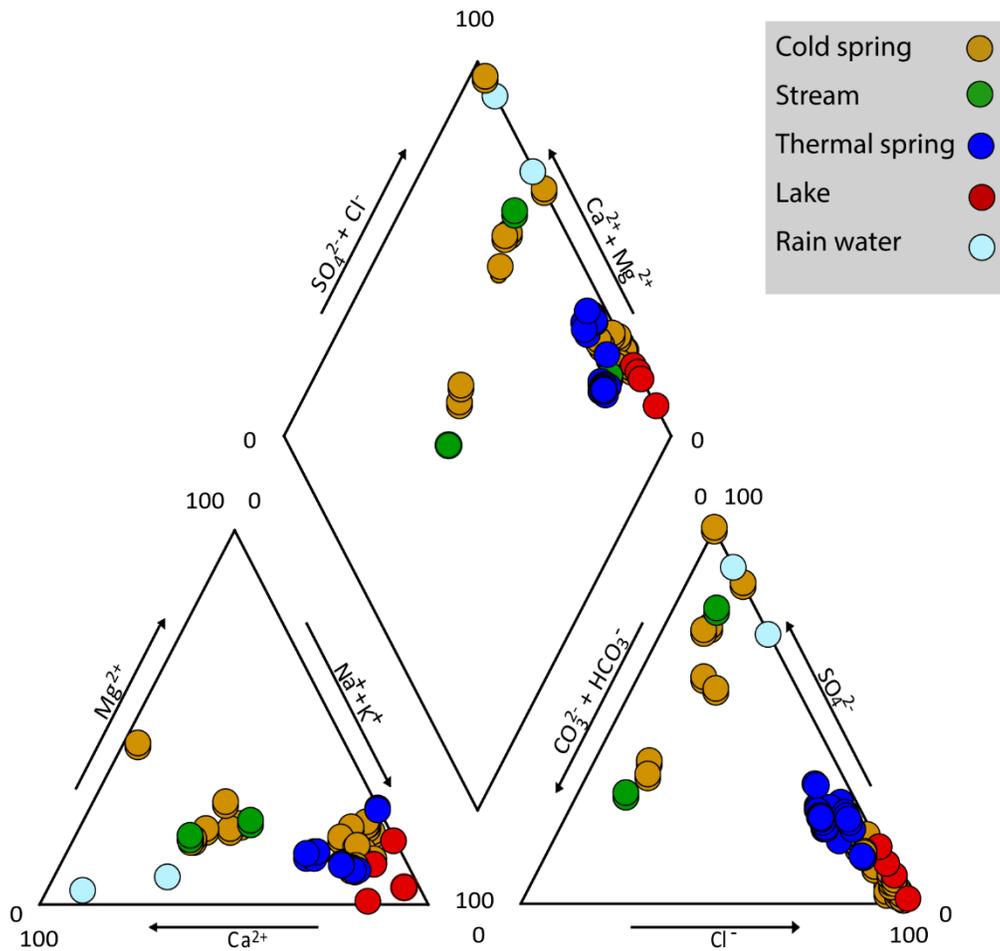


Figura 4.9 Diagrama piper para muestras de agua obtenidas en Zona Tuyajto. Aguas termales (TS, thermal spring), agua de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring) Figura a partir de Lagos et al., in prep.

El diagrama piper indica que el agua de manantial termal es químicamente diferente a otros tipos de agua de la cuenca, organizándose en 2 grandes grupos. Ambos se diferencian por el contenido de  $\text{HCO}_3^-$  y de  $\text{Na}+\text{K}$ . Los manantiales fríos también se organizan en 2 grupos, diferenciándose por sus proporciones de  $\text{Ca}$  y  $\text{Mg}$  y de  $\text{Cl}$  y  $\text{SO}_4$ .

#### *Composición aniones mayores*

Las concentraciones de aniones mayores y datos estadísticos principales para estos iones en las aguas de la zona de Tuyajto son indicados en la [Tabla 4.9](#). Relaciones anión-cloruro son presentadas en la [Fig. 4.10-4.14](#).

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

Se destaca la muestra con mayor contenido de cloruro, TUV01 (Apéndice A), que posiblemente, al igual que la muestra representativa de salmuera POL8 en Polloquere, ha aumentado su concentración iónica producto de la evaporación en superficie. Además, se destacan la muestra TUI06, TUI03 y TUI01 por poseer el mayor contenido de sílice (Apéndice A) para las cuencas de Laguna Tuyajto, Salar de Aguas Calientes III y Salar de Capur respectivamente, indicando así la mayor temperatura según el geotermómetro de cristobalita- $\alpha$ . También se destaca la muestra de pozo TUI09, que representa el acuífero más cercano al Cordón Puntas Negras y a la zona principal de descarga de agua termal de mayor temperatura a la Laguna Tuyajto. Las razones ion/cloruro de estas muestras son indicadas en las Figs. 4.10-4.26 mediante líneas segmentadas.

Tabla 4.9 Promedios, desviaciones estándar, máximos y mínimos de concentración de Cl, SO<sub>4</sub>, HCO<sub>3</sub>, F y Br. Razones SO<sub>4</sub>/Cl, HCO<sub>3</sub>/Cl, F/Cl y Br/Cl utilizando concentraciones en mg/L. Tabla a partir de Lagos et al., in prep.

<b>Tuyajto</b>	Cl [mg/L]	SO <sub>4</sub> [mg/L]	HCO <sub>3</sub> [mg/L]	F [mg/L]	Br [mg/L]	SO <sub>4</sub> /Cl	HCO <sub>3</sub> /C	F/Cl	Br/Cl
<i>Saline Lake (LK)</i>									
Min	28295.0	2006.0	195.000	0.14000	8.30000	0.00985	0.00096	0.00000	0.00025
Max	203586	24594.0	1946.00	2.70000	57.0000	0.23403	0.01271	0.00005	0.00037
$\bar{x}$	117975	10583.3	793.750	1.43500	29.1000	0.12734	0.00813	0.00002	0.00031
SD	76527.9	9793.4	804.470	1.04606	25.1143	0.09452	0.00507	0.00002	0.00006
<i>Thermal Springs (TS)</i>									
Min	512.000	20.0000	38.0000	0.20000	0.11000	0.01500	0.00215	0.00001	0.00009
Max	24662.0	646.000	362.000	1.80000	5.30000	0.71602	0.30050	0.00275	0.00079
$\bar{x}$	2492.19	359.310	136.167	0.78000	0.68972	0.27881	0.12114	0.00084	0.00032
SD	3760.32	183.824	90.5988	0.60951	0.87048	0.21376	0.10643	0.00096	0.00017
<i>Cold Springs (CS)</i>									
Min	9.80000	518.000	73.0000	0.19000	0.33000	0.14720	0.03030	0.00020	0.00008
Max	4521.00	7443.00	362.000	1.29000	0.80000	759.490	0.12694	0.01939	0.00033
$\bar{x}$	2751.26	1592.43	267.000	0.80571	0.51167	108.672	0.08391	0.00302	0.00017
SD	1512.22	2580.86	110.522	0.37035	0.20702	286.984	0.03285	0.00722	0.00009
<i>Streams (ST)</i>									
Min	701.000	324.000	194.000	1.80000	0.20000	0.38945	0.19675	0.00183	0.00028
Max	986.000	384.000	198.000	1.80000	0.28000	0.46220	0.28245	0.00257	0.00029
$\bar{x}$	843.500	354.000	196.000	1.80000	0.24000	0.42582	0.23960	0.00220	0.00028
SD	201.525	42.4264	2.82843	0.00000	0.05657	0.05144	0.06060	0.00052	0.00000
<i>Borehole (BH)</i>									
	194.000	240.000	141.000	1.90000	0.09000	1.23711	0.72680	0.00979	0.00046

Las aguas de manantial frío presentan mayor contenido de sulfato y cloruro que las aguas termales en Laguna Tuyajto y Salar de Aguas Calientes III (Fig. 4.10).

La razón SO<sub>4</sub>/Cl representativa de Laguna Tuyajto y Salar de Aguas Calientes III es similar, y son las más cercanas a la razón SO<sub>4</sub>/Cl de agua termal de pozo. Mientras que las aguas de manantiales fríos en ambas cuencas asemejan sus razones a las aguas termales de Salar de Capur.

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

Las razones  $SO_4/Cl$  y  $HCO_3/Cl$  de las soluciones experimentales se correlacionan con las salmueras de lago a partir de las cuales precipitan.

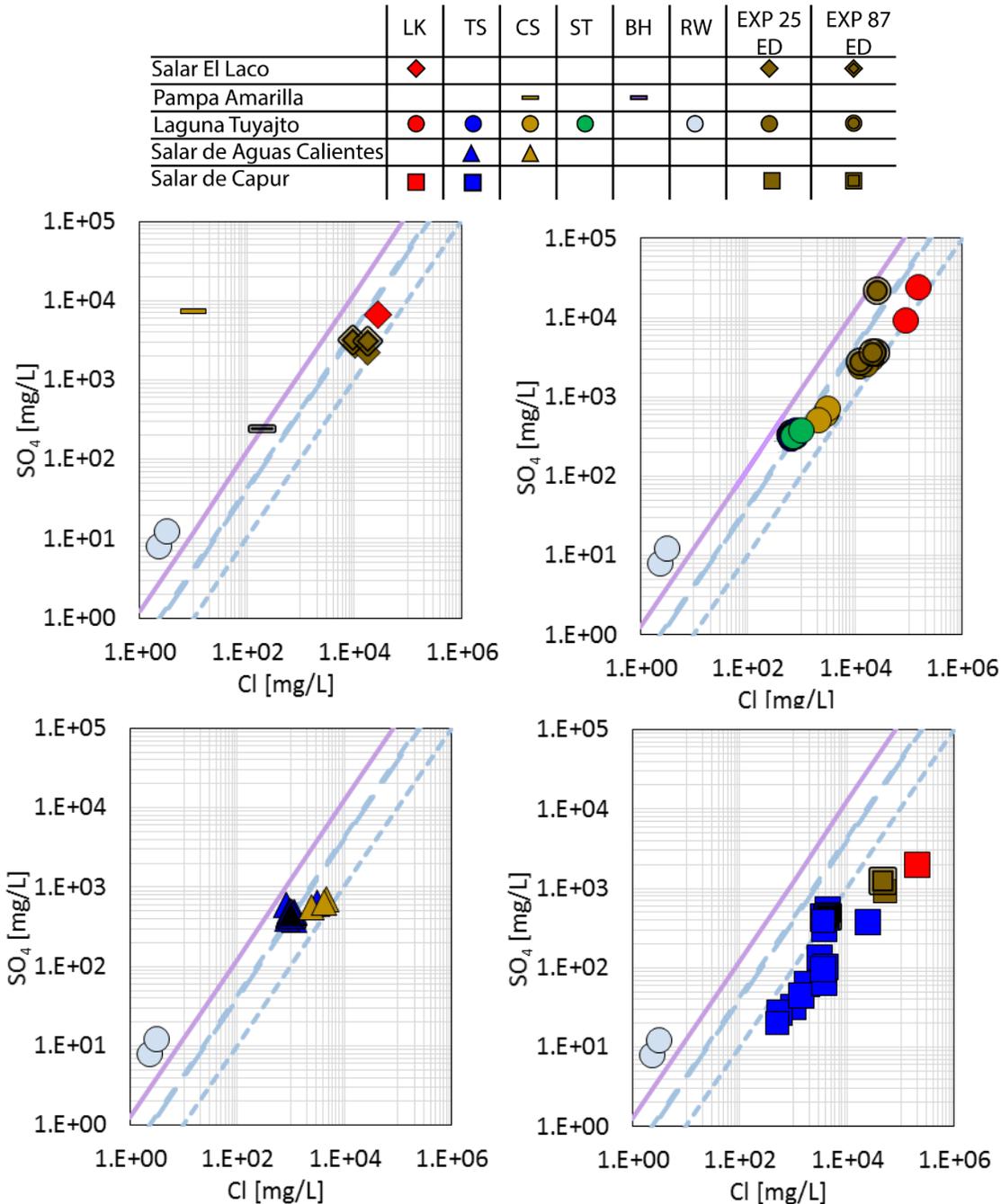


Figura 4.10 Correlación  $SO_4-Cl$  para aguas de Zona Tuyajto. Arriba Izq. Salar el Laco y Pampa Amarilla. Arriba Der. Laguna Tuyajto, Abajo Izq. Salar de Aguas Calientes III. Abajo Der. Salar de Capur. Las aguas de lluvia (círculos celestes) y la razón  $SO_4/Cl$  para las muestras representativas de cada cuenca se muestran mediante líneas en los 4 diagramas. Muestra representativa para cada cuenca se muestra con el símbolo correspondiente y en color negro. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring). Soluciones experimentales de lixiviación: EXP 25 SD, disolución de depósitos de sinter a 25°C; EXP 25 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 25°C; EXP 87 SD, disolución de depósitos de sinter a 87°C; EXP 87 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 87°C. Figura a partir de Lagos et al., in prep.

#### CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

La concentración de  $\text{HCO}_3$  en las muestras representativas disminuye desde Laguna Tuyajto hasta Salar de Capur (Fig. 4.11).

La razón  $\text{HCO}_3/\text{Cl}$  más cercana al agua termal de pozo es la presente en Laguna Tuyajto.

Las aguas subterráneas frías de Laguna Tuyajto presentan mayor contenido de bicarbonato y cloruro que las aguas termales

La razón  $\text{HCO}_3/\text{Cl}$  de las aguas subterráneas de Salar de Aguas Calientes III muestra similitud con las aguas de Laguna Tuyajto como para Salar de Capur.

La cuenca del Salar de Capur registra agua termal con razones  $\text{HCO}_3/\text{Cl}$  semejantes a las salmueras de lago de la misma cuenca tanto como termas encontradas en Salar de Aguas Calientes III.

Se observa una disminución en la razón  $\text{F}/\text{Cl}$  partiendo desde Laguna Tuyajto hasta Salar de Capur (Fig. 4.12).

La razón  $\text{F}/\text{Cl}$  en las aguas termales de Laguna Tuyajto son las más cercanas a la razón del agua termal de pozo.

La concentración de F en aguas de manantial frío de Laguna Tuyajto es menor a la presente en las aguas termales.

Las razones  $\text{F}/\text{Cl}$  en el Salar de Aguas Calientes III se asemejan a las que se encuentran en Laguna Tuyajto. Mientras que la razón de las aguas termales en Salar de Capur indica semejanza tanto a las salmueras de lago como a las aguas termales de Salar de Aguas Calientes III.

Las razones  $\text{Br}/\text{Cl}$  para el agua subterránea de Laguna Tuyajto son similares a las salmueras de lago (Fig. 4.13).

Las aguas subterráneas de Salar de Aguas Calientes III siguen dos tendencias, las aguas termales similares a Laguna Tuyajto y las aguas frías similares a Salar de Capur.

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

Por su parte, las razones Br/Cl de las aguas termales de Salar de Capur se asemejan a las razones presentes en Laguna Tuyajto.

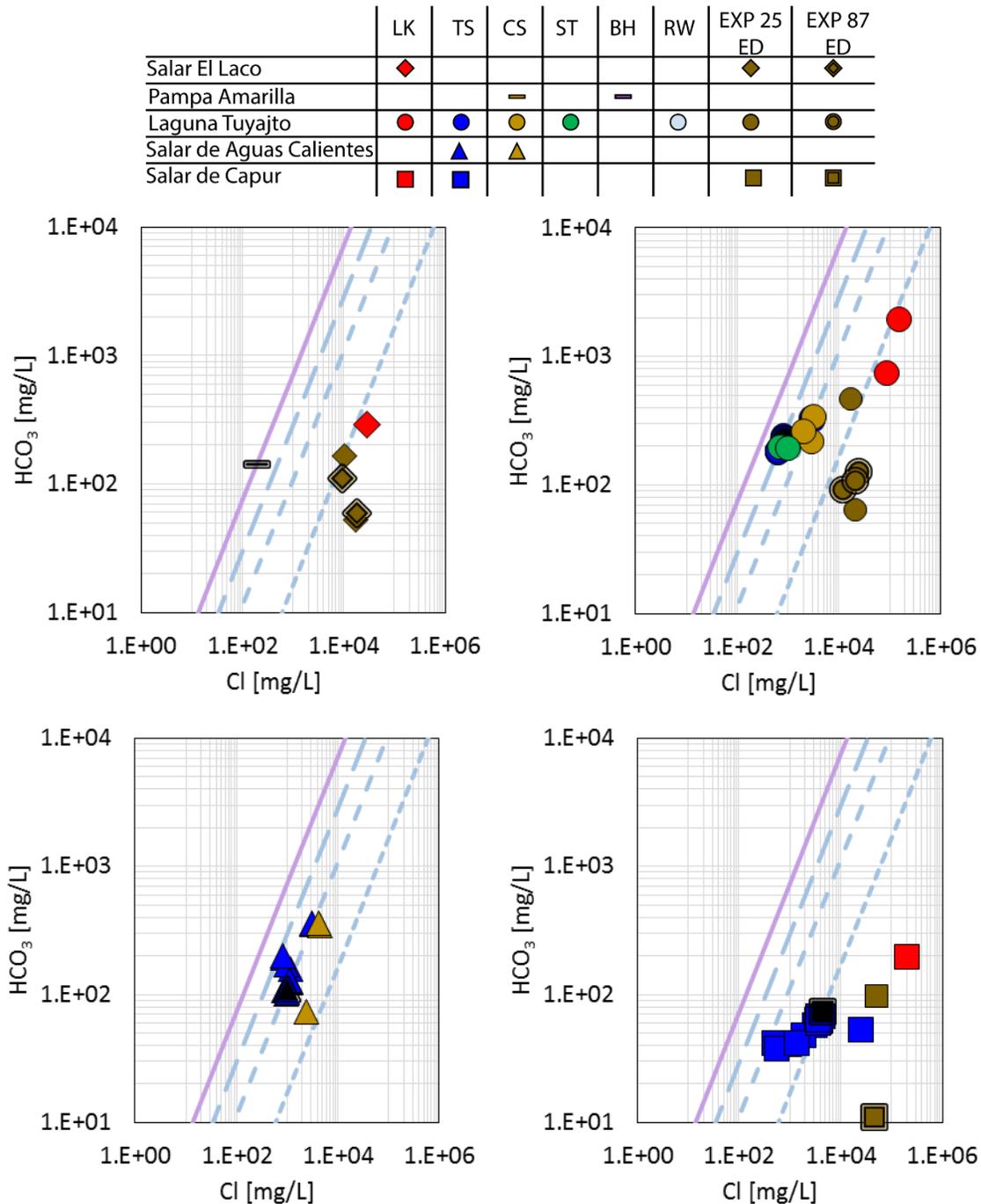


Figura 4.11 Correlación  $\text{HCO}_3\text{-Cl}$  para aguas de Zona Tuyajto. Arriba Izq. Salar el Laco y Pampa Amarilla. Arriba Der. Laguna Tuyajto, Abajo Izq. Salar de Aguas Calientes III. Abajo Der. Salar de Capur. Las aguas de lluvia (círculos celestes) y la razón  $\text{HCO}_3\text{/Cl}$  para las muestras representativas de cada cuenca se muestran mediante líneas en los 4 diagramas. Muestra representativa para cada cuenca se muestra con el símbolo correspondiente y en color negro. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring). Soluciones experimentales de lixiviación: EXP 25 SD, disolución de depósitos de sinter a 25°C; EXP 25 ED, disolución de depósitos evaporfíticos a 25°C; EXP 87 SD, disolución de depósitos de sinter a 87°C; EXP 87 ED, disolución de depósitos evaporfíticos a 87°C. Figura a partir de Lagos et al, in prep.

CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

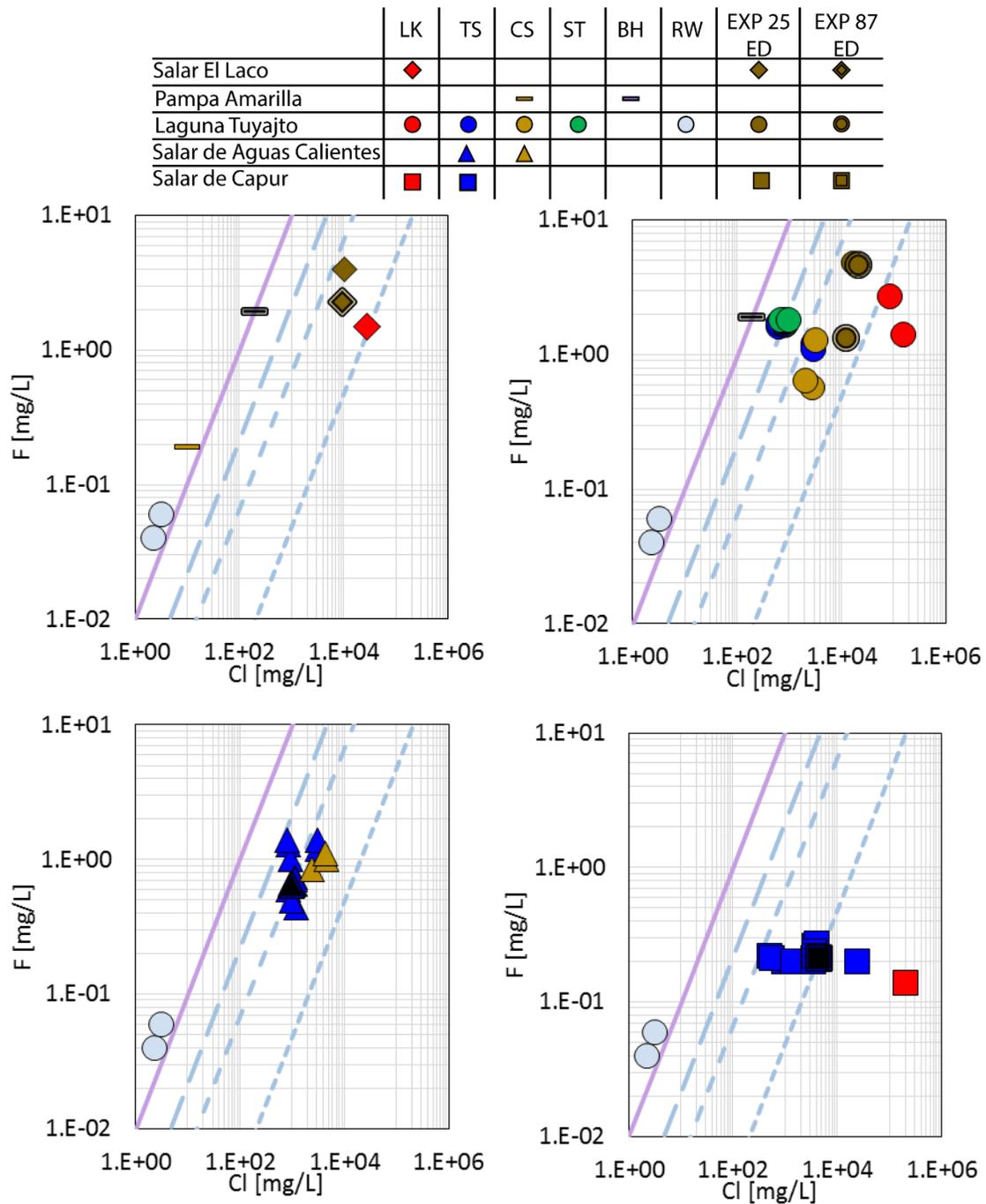


Figura 4.12 Correlación F-Cl para aguas de Zona Tuyajto. Arriba Izq. Salar el Laco y Pampa Amarilla. Arriba Der. Laguna Tuyajto, Abajo Izq. Salar de Aguas Calientes III. Abajo Der. Salar de Capur. Las aguas de lluvia (círculos celestes) y la razón F/Cl para las muestras representativas de cada cuenca se muestran mediante líneas en los 4 diagramas. Muestra representativa para cada cuenca se muestra con el símbolo correspondiente y en color negro. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring). Soluciones experimentales de lixiviación: EXP 25 SD, disolución de depósitos de sinter a 25°C; EXP 25 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 25°C; EXP 87 SD, disolución de depósitos de sinter a 87°C; EXP 87 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 87°C. Figura a partir de Lagos et al., in prep.

CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

	LK	TS	CS	ST	BH	RW	EXP 25 ED	EXP 87 ED
Salar El Laco	◆						◆	◆
Pampa Amarilla			—		—			
Laguna Tuyajto	●	●	●	●		○	●	●
Salar de Aguas Calientes		▲	▲					
Salar de Capur	■	■					■	■

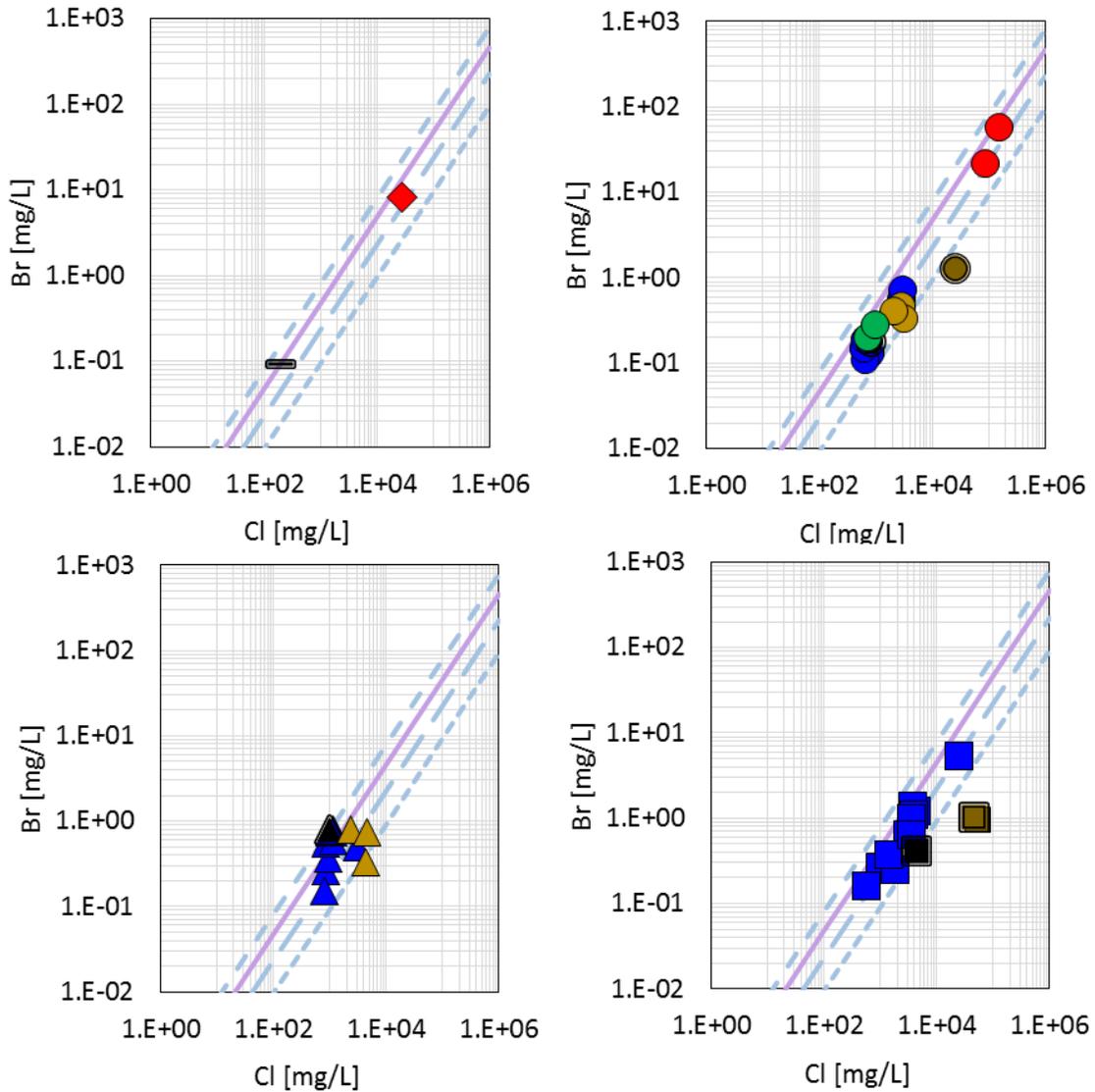


Figura 4.13 Correlación Br-Cl para aguas de Zona Tuyajto. Arriba Izq. Salar el Laco y Pampa Amarilla. Arriba Der. Laguna Tuyajto, Abajo Izq. Salar de Aguas Calientes III. Abajo Der. Salar de Capur. Las aguas de lluvia (círculos celestes) y la razón Br/Cl para las muestras representativas de cada cuenca se muestran mediante líneas en los 4 diagramas. Muestra representativa para cada cuenca se muestra con el símbolo correspondiente y en color negro. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring). Soluciones experimentales de lixiviación: EXP 25 SD, disolución de depósitos de sinter a 25°C; EXP 25 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 25°C; EXP 87 SD, disolución de depósitos de sinter a 87°C; EXP 87 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 87°C. Figura a partir de Lagos et al., in prep.

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

Las concentraciones de ioduro en las aguas subterráneas aumentan desde Laguna Tuyajto hasta Salar de Capur (Fig. 4.14). La salmuera de lago de Salar el Laco es la que posee mayor contenido de I.

	LK	TS	CS	ST	BH	RW	EXP 25 ED	EXP 87 ED
Salar El Laco	◆						◆	◆
Pampa Amarilla			—		—			
Laguna Tuyajto	●	●	●	●		○	●	●
Salar de Aguas Calientes		▲	▲					
Salar de Capur	■	■					■	■

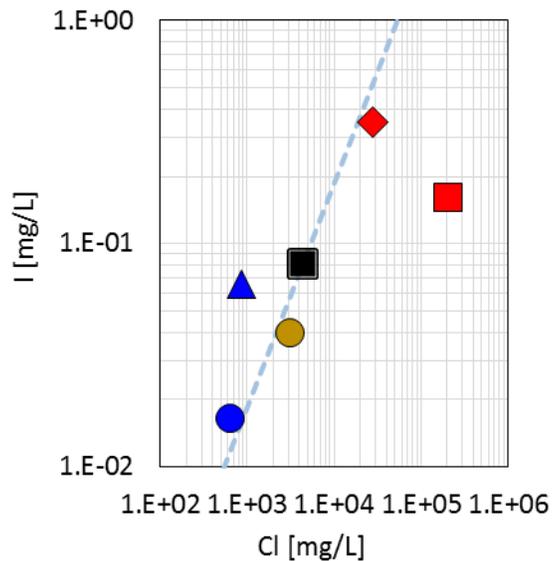


Figura 4.14 Correlación I-Cl para aguas de Zona Tuyajto. Diamante rojo salmuera de lago Salar el Laco. Círculo azul y mostaza, agua manantial termal y frío respectivamente, Laguna Tuyajto. Triángulo azul, agua manantial termal Salar de Aguas Calientes III. Cuadrado negro, muestra termal representativa del Salar de Capur. Figura a partir de Lagos et al., in prep.

### Composición de cationes mayores

Las concentraciones de cationes mayores y datos estadísticos principales para estos iones en las aguas de la Zona de Tuyajto son indicadas en la Tabla 4.10. Relaciones catión-cloruro son presentadas en la Figs. 4.15-4.18.

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

Tabla 4.10 Promedios, desviaciones estándar, máximos y mínimos de concentración para Na, K, Mg y Ca. Razones Na/Cl, K/Cl, Mg/Cl y Ca/Cl utilizando concentraciones en mg/L. Tabla a partir de Lagos et al., in prep.

<b>Tuyajto</b>	Na [mg/L]	K [mg/L]	Mg [mg/L]	Ca [mg/L]	Na/Cl	K/Cl	Mg/Cl	Ca/Cl
<i>Saline Lake (LK)</i>								
Min	17800.0	1590.00	1750.00	230.000	0.52484	0.01169	0.02304	0.00213
Max	124000	15100.0	18200.0	2930.00	0.69891	0.09863	0.11888	0.04524
$\bar{x}$	73605.0	6081.00	7457.50	1191.50	0.61548	0.05674	0.06587	0.01610
SD	50173.8	6215.38	7320.69	1252.17	0.07165	0.03558	0.03958	0.02023
<i>Thermal Springs (TS)</i>								
Min	244.000	18.3000	30.0000	15.2000	0.46772	0.03142	0.03264	0.01837
Max	12590.0	775.000	805.000	453.000	0.80787	0.07431	0.08121	0.22694
$\bar{x}$	1321.43	106.031	126.952	181.710	0.57285	0.05261	0.05855	0.11014
SD	1898.85	116.180	129.367	102.018	0.09138	0.01462	0.01144	0.06295
<i>Cold Springs (CS)</i>								
Min	42.0000	3.50000	110.000	130.000	0.54903	0.03900	0.04269	0.05396
Max	2615.00	179.000	237.000	488.000	4.28571	0.35714	24.1837	49.7959
$\bar{x}$	1597.00	119.929	164.714	311.286	1.11134	0.08920	3.49636	7.18870
SD	840.778	61.3626	46.8996	125.012	1.39989	0.11848	9.1222	18.7880
<i>Streams (ST)</i>								
Min	578.000	55.0000	39.0000	100.000	0.77586	0.07099	0.05563	0.12475
Max	765.000	70.0000	55.0000	123.000	0.82454	0.07846	0.05578	0.14265
$\bar{x}$	671.500	62.5000	47.0000	111.500	0.80020	0.07473	0.05571	0.13370
SD	132.229	10.6066	11.3137	16.2635	0.03442	0.00528	0.00010	0.01266
<i>Borehole (BH)</i>								
	214.000	28.0000	14.2000	49.2000	1.10309	0.14433	0.07320	0.25361

Las razones molares Na/Cl en las aguas de todas las cuencas es  $\sim 1$  (Fig. 4.15). Las concentraciones de Na, K, Mg y Ca en Laguna Tuyajto y Salar de Aguas Calientes III es mayor en las aguas subterráneas frías que en las calientes (Figs. 4.15-4.18).

Las soluciones experimentales muestran un leve empobrecimiento en K y Mg en sus respectivas cuencas (Figs. 4.16-4.17), desplazándose hacia bajo de la línea que une el resto de las aguas.

La razón Mg/Cl y Ca/Cl (Figs. 4.17-4.18) para las aguas de cada una de las cuencas es similar. Se observa un leve empobrecimiento de Mg en las soluciones experimentales y un leve empobrecimiento de Ca en las salmueras de lago. Las aguas termales del Salar de Capur poseen razones Ca/Cl más cercanas a las salmueras de lago que a la muestra termal representativa.

CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

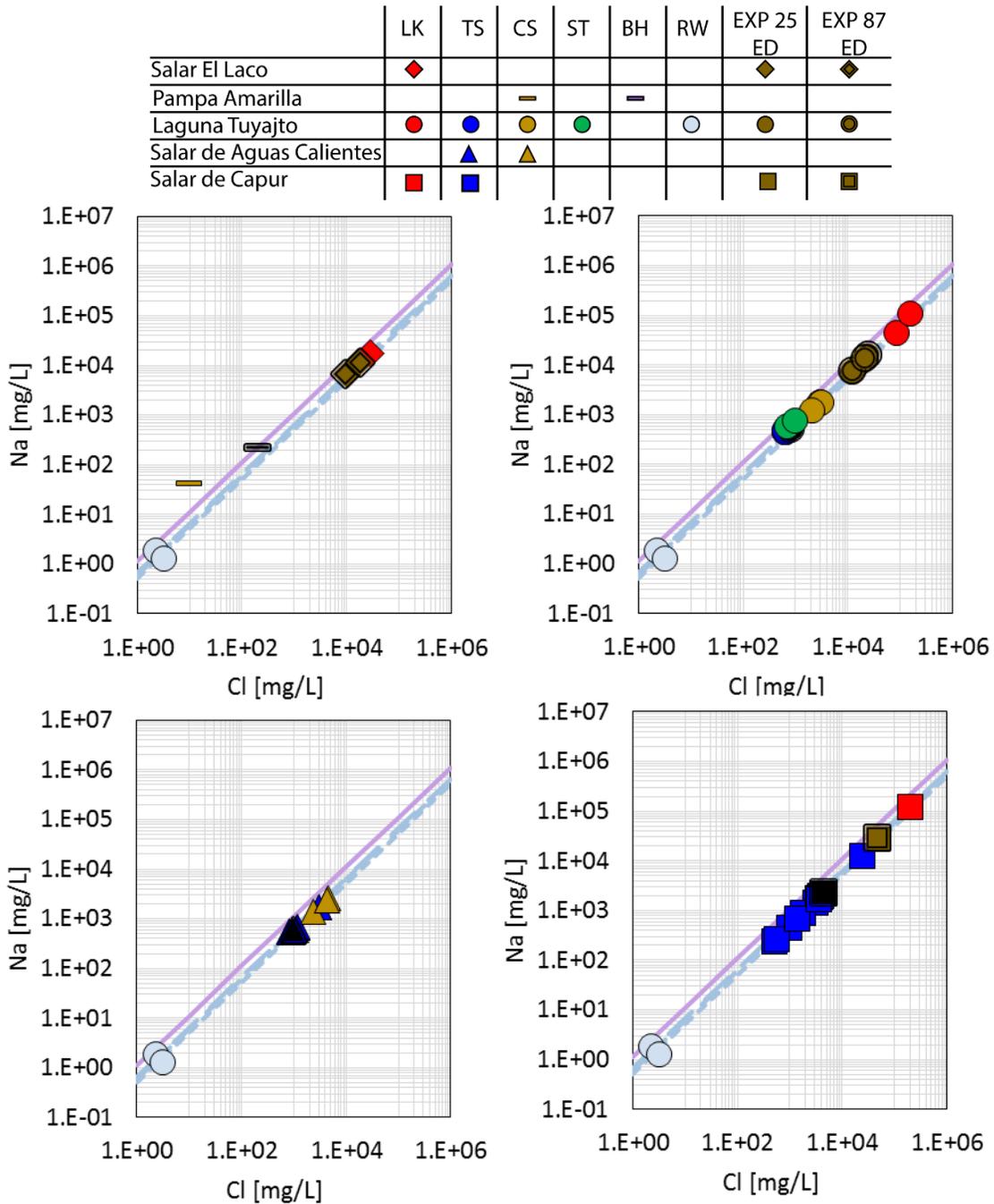


Figura 4.15 Correlación Na-Cl para aguas de Zona Tuyajto. Arriba Izq. Salar el Laco y Pampa Amarilla. Arriba Der. Laguna Tuyajto, Abajo Izq. Salar de Aguas Calientes III. Abajo Der. Salar de Capur. Las aguas de lluvia (círculos celestes) y la razón Na/Cl para las muestras representativas de cada cuenca se muestran mediante líneas en los 4 diagramas. Muestra representativa para cada cuenca se muestra con el símbolo correspondiente y en color negro. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring). Soluciones experimentales de lixiviación: EXP 25 SD, disolución de depósitos de sinter a 25°C; EXP 25 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 25°C; EXP 87 SD, disolución de depósitos de sinter a 87°C; EXP 87 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 87°C. Figura a partir de Lagos et al., in prep.

CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

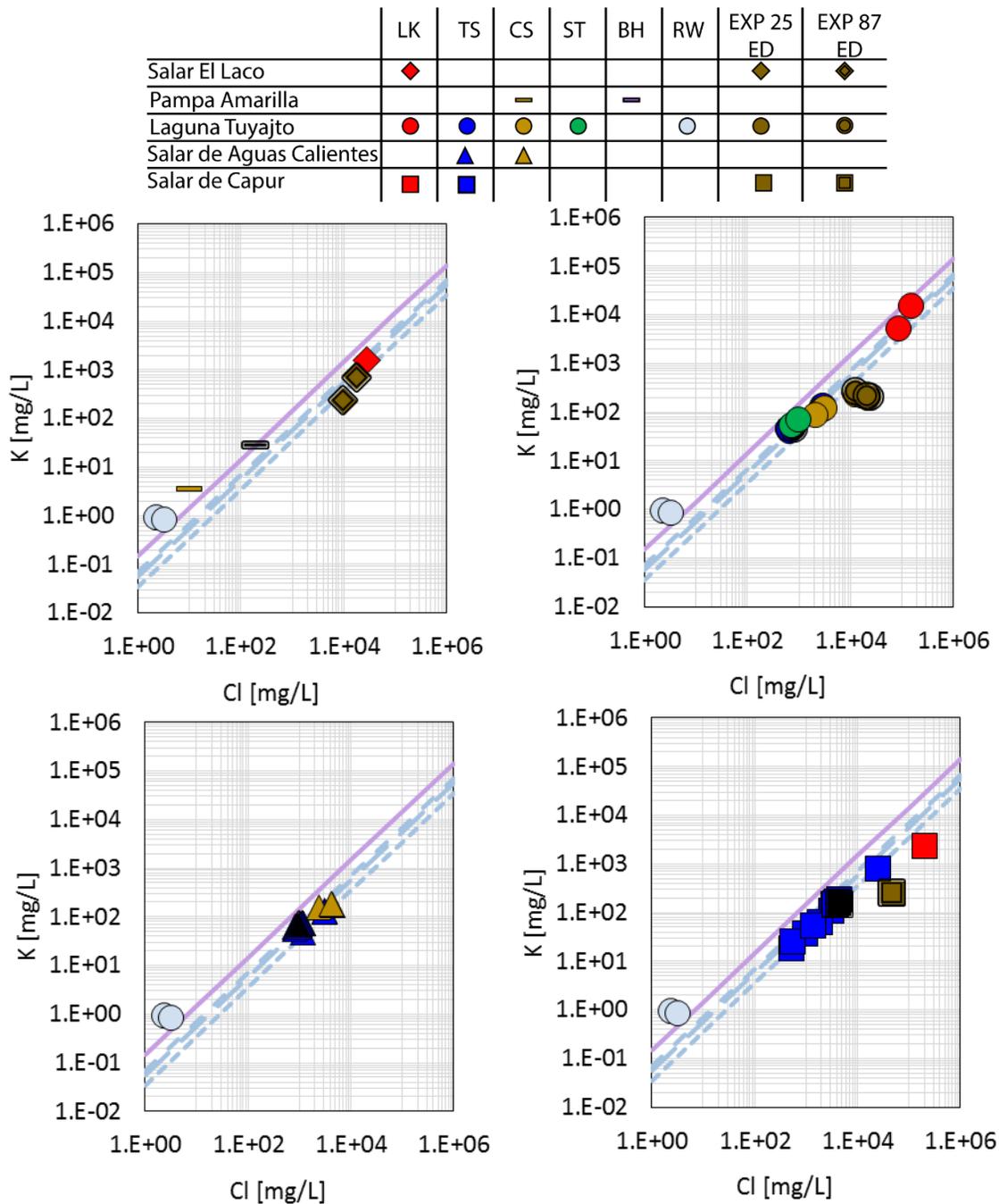


Figura 4.16 Correlación K-Cl para aguas de Zona Tuyajto. Arriba Izq. Salar el Laco y Pampa Amarilla. Arriba Der. Laguna Tuyajto, Abajo Izq. Salar de Aguas Calientes III. Abajo Der. Salar de Capur. Las aguas de lluvia (círculos celestes) y la razón K/Cl para las muestras representativas de cada cuenca se muestran mediante líneas en los 4 diagramas. Muestra representativa para cada cuenca se muestra con el símbolo correspondiente y en color negro. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring). Soluciones experimentales de lixiviación: EXP 25 SD, disolución de depósitos de sinter a 25°C; EXP 25 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 25°C; EXP 87 SD, disolución de depósitos de sinter a 87°C; EXP 87 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 87°C. Figura a partir de Lagos et al, in prep.

CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

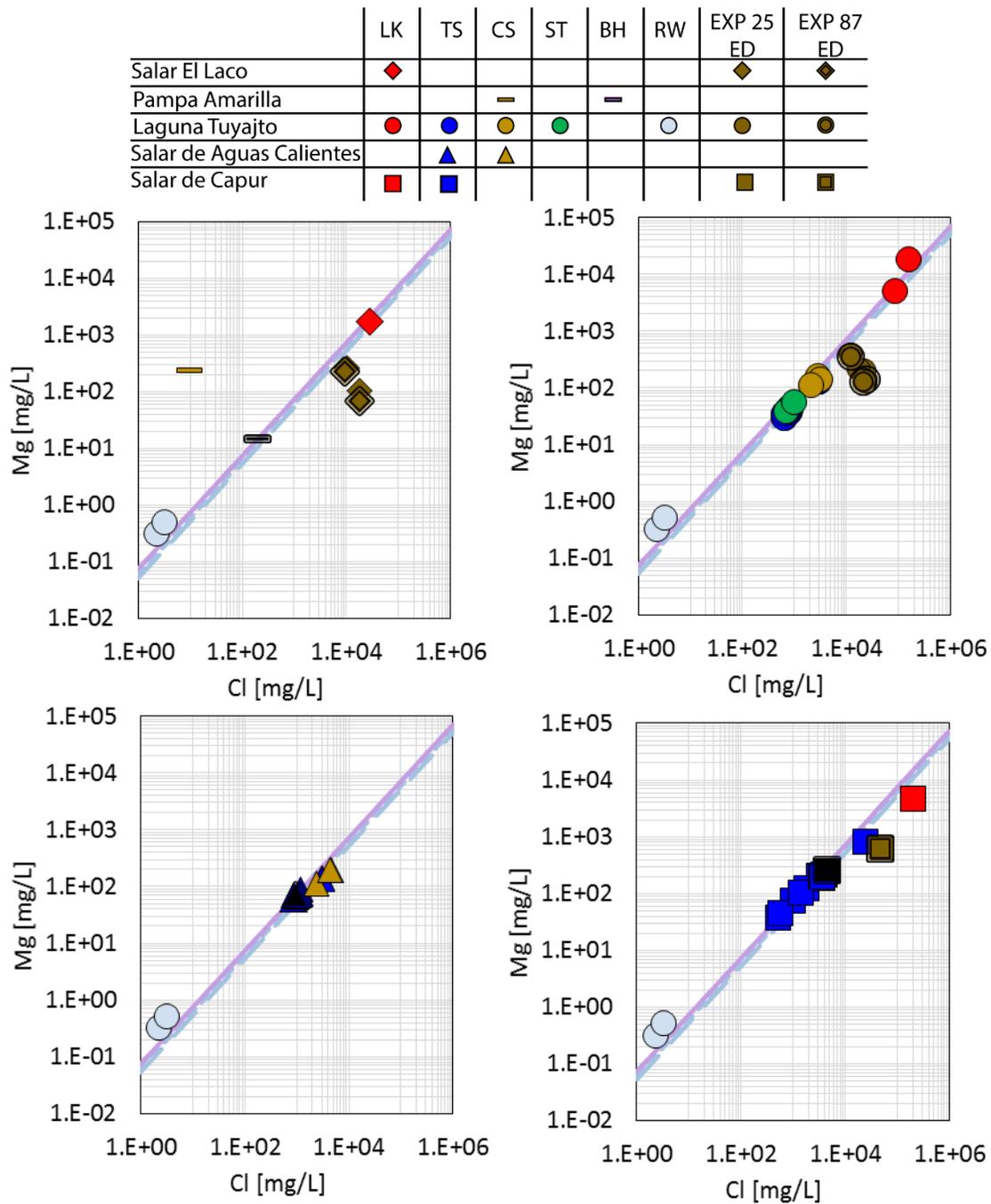


Figura 4.17 Correlación Mg–Cl para aguas de Zona Tuyajto. Arriba Izq. Salar el Laco y Pampa Amarilla. Arriba Der. Laguna Tuyajto, Abajo Izq. Salar de Aguas Calientes III. Abajo Der. Salar de Capur. Las aguas de lluvia (círculos celestes) y la razón Mg/Cl para las muestras representativas de cada cuenca se muestran mediante líneas en los 4 diagramas. Muestra representativa para cada cuenca se muestra con el símbolo correspondiente y en color negro. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring). Soluciones experimentales de lixiviación: EXP 25 SD, disolución de depósitos de sinter a 25°C; EXP 25 ED, disolución de depósitos evaporfíticos a 25°C; EXP 87 SD, disolución de depósitos de sinter a 87°C; EXP 87 ED, disolución de depósitos evaporfíticos a 87°C. Figura a partir de Lagos et al., in prep.

CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

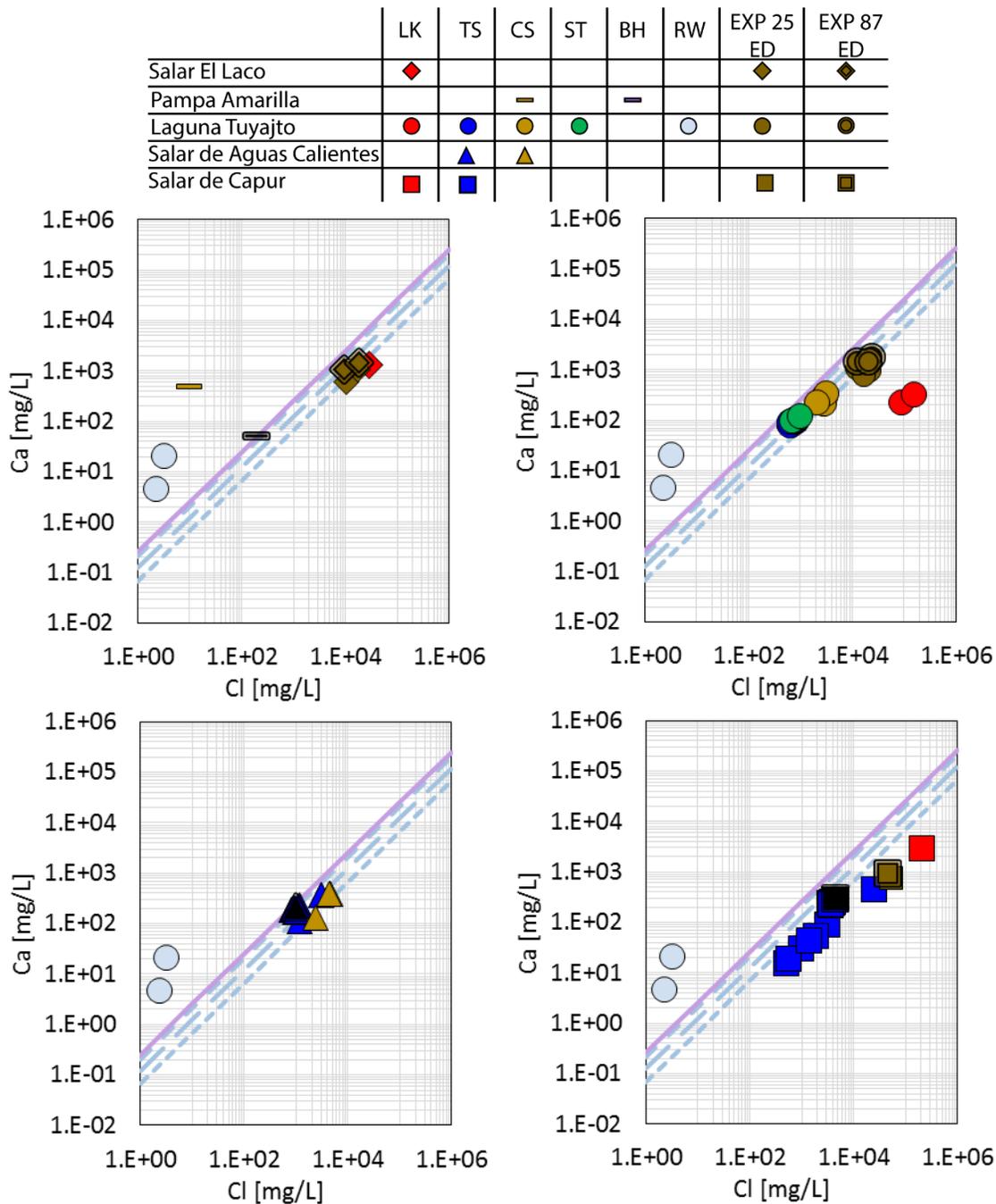


Figura 4.18 Correlación Ca-Cl para aguas de Zona Tuyajto. Arriba Izq. Salar el Laco y Pampa Amarilla. Arriba Der. Laguna Tuyajto, Abajo Izq. Salar de Aguas Calientes III. Abajo Der. Salar de Capur. Las aguas de lluvia (círculos celestes) y la razón Ca/Cl para las muestras representativas de cada cuenca se muestran mediante líneas en los 4 diagramas. Muestra representativa para cada cuenca se muestra con el símbolo correspondiente y en color negro. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring). Soluciones experimentales de lixiviación: EXP 25 SD, disolución de depósitos de sinter a 25°C; EXP 25 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 25°C; EXP 87 SD, disolución de depósitos de sinter a 87°C; EXP 87 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 87°C. Figura a partir de Lagos et al, in prep.

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

Las concentraciones de cationes menores y datos estadísticos principales para estos iones en las aguas de la Zona de Tuyajto son indicadas en la [Tabla 4.11](#). Relaciones catión-cloruro son presentadas en la [Figs. 4.19-4.22](#).

Tabla 4.11 Promedios, desviaciones estándar, máximos y mínimos de concentración para Li, Cs, Rb y Sr. Razones Li/Cl, Cs/Cl, Rb/Cl y Sr/Cl utilizando concentraciones en mg/L. Tabla a partir de Lagos et al., in prep.

<b>Tuyajto</b>	Li [mg/L]	Cs [mg/L]	Rb [mg/L]	Sr [mg/L]	Li/Cl	Cs/Cl	Rb/Cl	Sr/Cl
<i>Saline Lake (LK)</i>								
Min	58.9000	0.19000	3.30000	14.3000	0.00029	0.00000	0.00004	0.00016
Max	307.000	4.93000	55.5000	71.8000	0.01032	0.00010	0.00036	0.00118
$\bar{x}$	189.225	2.60250	18.7900	41.0250	0.00344	0.00004	0.00018	0.00050
SD	128.529	1.95167	24.5821	24.0451	0.00464	0.00005	0.00017	0.00046
<i>Thermal Springs (TS)</i>								
Min	0.82333	0.06652	0.23603	2.10154	0.00083	0.00007	0.00025	0.00221
Max	0.46167	0.04683	0.07911	1.06102	0.00016	0.00005	0.00007	0.00044
$\bar{x}$	0.57000	0.02000	0.11800	1.10000	0.00060	0.00002	0.00011	0.00149
SD	2.50000	0.20000	0.38000	5.60000	0.00107	0.00019	0.00043	0.00283
<i>Cold Springs (CS)</i>								
Min	0.19000	0.03000	0.04000	0.79000	0.00077	0.00001	0.00007	0.00091
Max	3.50000	0.13000	0.46900	7.50000	0.01939	0.00005	0.00408	0.08061
$\bar{x}$	2.23286	0.07933	0.31557	4.18571	0.00346	0.00003	0.00069	0.01276
SD	1.11730	0.03902	0.14802	2.38980	0.00702	0.00001	0.00150	0.02992
<i>Streams (ST)</i>								
Min	0.45000	0.02000	0.10000	0.35000	0.00060	0.00001	0.00009	0.00058
Max	20.0000	0.69000	2.10000	16.8000	0.00203	0.00019	0.00043	0.00283
$\bar{x}$	2.03415	0.09246	0.32310	3.21485	0.00085	0.00005	0.00019	0.00162
SD	3.04816	0.10337	0.30002	2.90135	0.00023	0.00004	0.00009	0.00070
<i>Borehole (BH)</i>								
	0.22000		0.08000	0.64000	0.00113		0.00041	0.00330

Las aguas subterráneas de manantial frío presentan mayores concentraciones de Cl que las aguas termales ([Fig. 4.19](#)). Las soluciones experimentales suelen estar empobrecidas en Li, Cs, Rb y Sr, desplazándose debajo de la línea que une las aguas de la cuenca a la que pertenece.

Las cuencas de Laguna Tuyajto y Salar de Aguas Calientes III presenta concentraciones de Li mayores en manantiales de agua fría que en agua termal.

CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

	LK	TS	CS	ST	BH	RW	EXP 25 ED	EXP 87 ED
Salar El Laco	◆						◆	◆
Pampa Amarilla			—		—			
Laguna Tuyajto	●	●	●	●		○	●	●
Salar de Aguas Calientes		▲	▲					
Salar de Capur	■	■					■	■

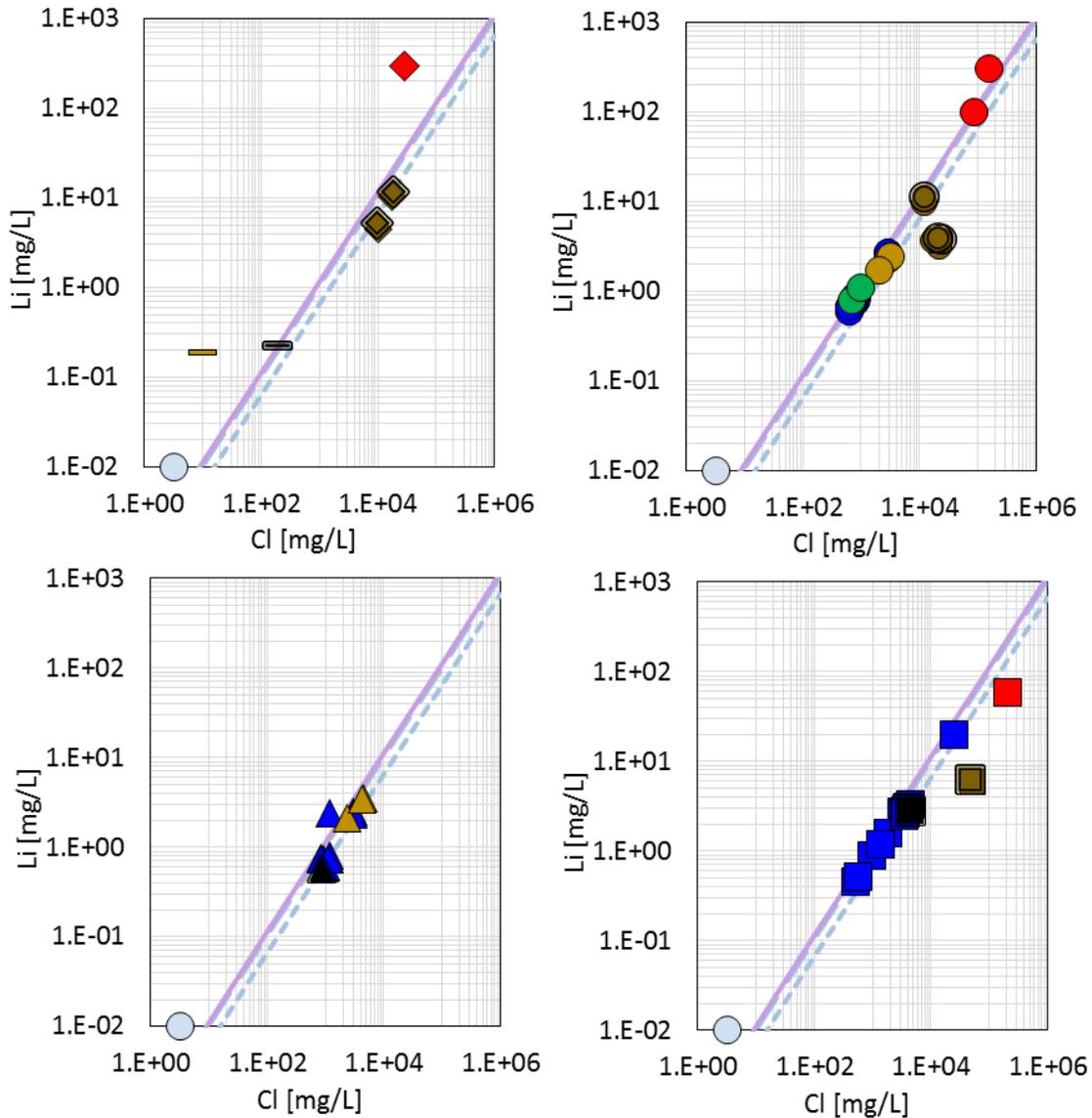


Figura 4.19 Correlación Li-Cl para aguas de Zona Tuyajto. Arriba Izq. Salar el Laco y Pampa Amarilla. Arriba Der. Laguna Tuyajto, Abajo Izq. Salar de Aguas Calientes III. Abajo Der. Salar de Capur. Las aguas de lluvia (círculos celestes) y la razón Li/Cl para las muestras representativas de cada cuenca se muestran mediante líneas en los 4 diagramas. Muestra representativa para cada cuenca se muestra con el símbolo correspondiente y en color negro. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring). Soluciones experimentales de lixiviación: EXP 25 SD, disolución de depósitos de sinter a 25°C; EXP 25 ED, disolución de depósitos evaporfíticos a 25°C; EXP 87 SD, disolución de depósitos de sinter a 87°C; EXP 87 ED, disolución de depósitos evaporfíticos a 87°C. Figura a partir de Lagos et al., in prep.

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

El agua subterránea termal de la cuenca de Laguna Tuyajto presenta razones de Cs/Cl parecidas a las encontradas en Salar de Aguas Calientes III. La concentración de Cs en aguas subterráneas frías es mayor que en la mayoría de las aguas termales, y se encuentra entre el rango de concentraciones dado por el agua termal y la salmuera de lago del sector norte del salar (Fig. 4.20).

Por otra parte, el agua subterránea del Salar de Aguas Calientes III presenta razones Cs/Cl entre la muestra representativa termal para esa cuenca y las razones que exhibe la cuenca vecina Laguna Tuyajto.

El agua termal de Salar de Capur exhibe en el diagrama Cs-Cl una tendencia de mezcla hacia el agua termal representativa tanto del Salar de Aguas Calientes como de Laguna Tuyajto.

Las concentraciones de Rb (Fig. 4.21) en aguas subterráneas frías son mayores que en aguas termales de las cuencas de Laguna Tuyajto y Salar de Aguas Calientes III. Las aguas subterráneas frías de ambas cuencas presentan razones Rb/Cl similares a las que presenta el agua termal del Salar de Capur.

Mientras que en Salar de Capur, las aguas termales presentan razones Rb/Cl similares a la muestra termal representativa y se alejan de la razón Rb/Cl presente en la salmuera de lago o en la solución experimental.

Estroncio (Fig. 4.22) al mismo tiempo presenta concentraciones en agua fría mayores que en agua termal.

Las razones Sr/Cl en agua fría del Salar de Aguas Calientes III es similar a la presentada en Laguna Tuyajto y Salar de Capur.

Mientras que en Salar de Capur, la mayoría de las muestras presentan razones Sr/Cl parecidas a las salmueras de lago y soluciones experimentales de la misma cuenca.

CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

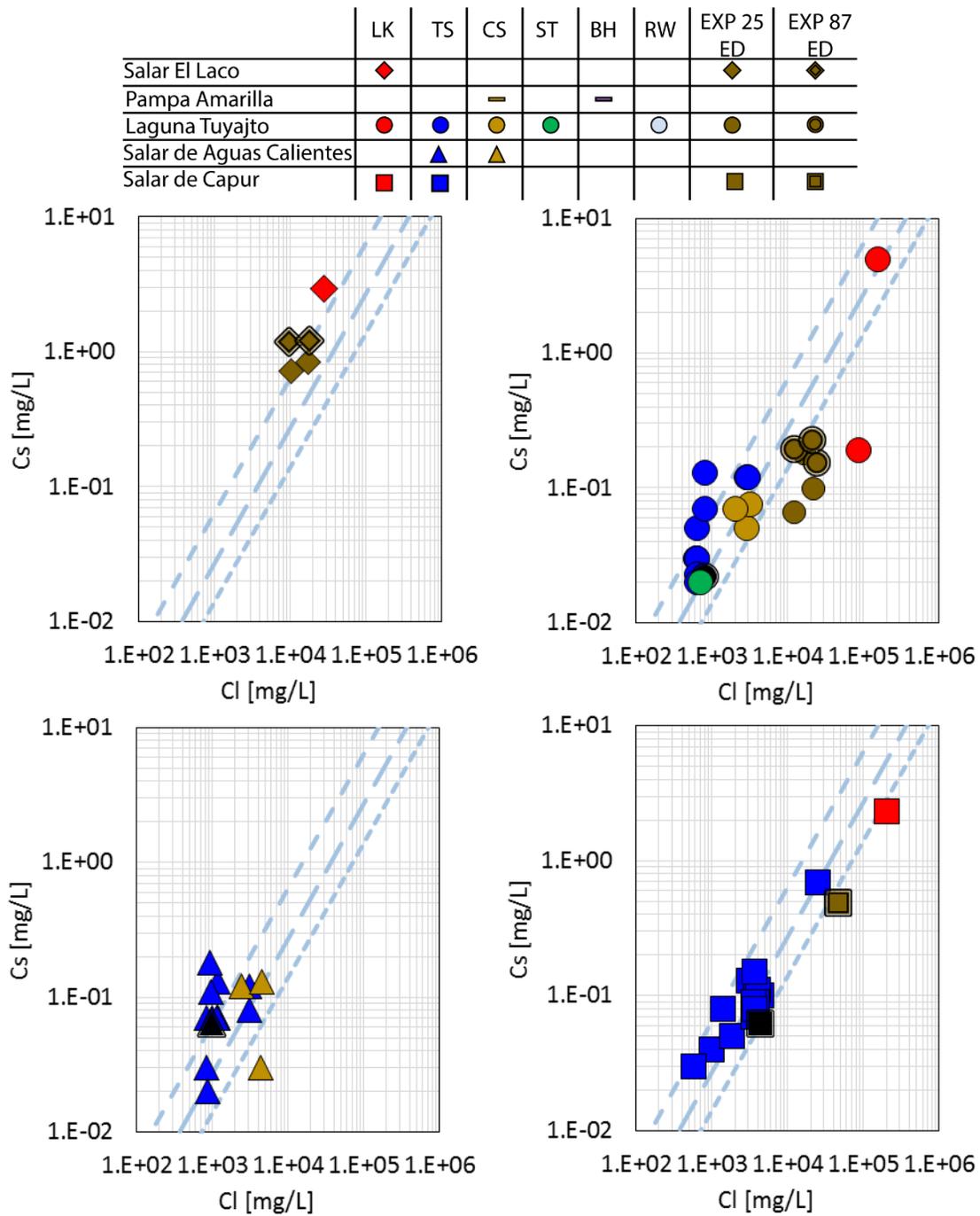


Figura 4.20 Correlación Cs–Cl para aguas de Zona Tuyajto. Arriba Izq. Salar el Laco y Pampa Amarilla. Arriba Der. Laguna Tuyajto, Abajo Izq. Salar de Aguas Calientes III. Abajo Der. Salar de Capur. Las aguas de lluvia (círculos celestes) y la razón Cs/Cl para las muestras representativas de cada cuenca se muestran mediante líneas en los 4 diagramas. Muestra representativa para cada cuenca se muestra con el símbolo correspondiente y en color negro. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring). Soluciones experimentales de lixiviación: EXP 25 SD, disolución de depósitos de sinter a 25°C; EXP 25 ED, disolución de depósitos evaporfíticos a 25°C; EXP 87 SD, disolución de depósitos de sinter a 87°C; EXP 87 ED, disolución de depósitos evaporfíticos a 87°C. Figura a partir de Lagos et al., in prep.

CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

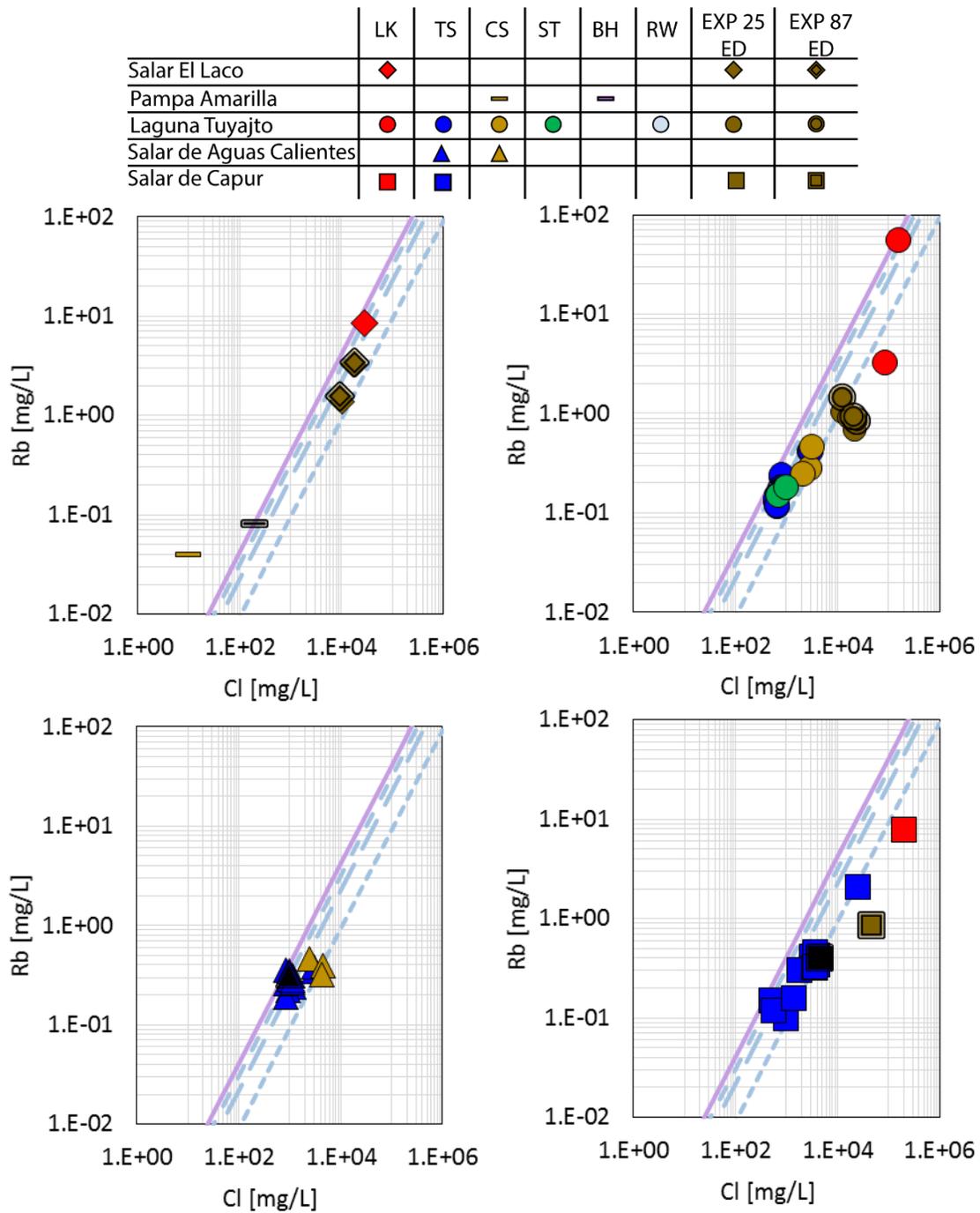


Figura 4.21 Correlación Rb–Cl para aguas de Zona Tuyajto. Arriba Izq. Salar el Laco y Pampa Amarilla. Arriba Der. Laguna Tuyajto, Abajo Izq. Salar de Aguas Calientes III. Abajo Der. Salar de Capur. Las aguas de lluvia (círculos celestes) y la razón Rb/Cl para las muestras representativas de cada cuenca se muestran mediante líneas en los 4 diagramas. Muestra representativa para cada cuenca se muestra con el símbolo correspondiente y en color negro. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring). Soluciones experimentales de lixiviación: EXP 25 SD, disolución de depósitos de sinter a 25°C; EXP 25 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 25°C; EXP 87 SD, disolución de depósitos de sinter a 87°C; EXP 87 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 87°C. Figura a partir de Lagos et al., in prep.

CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

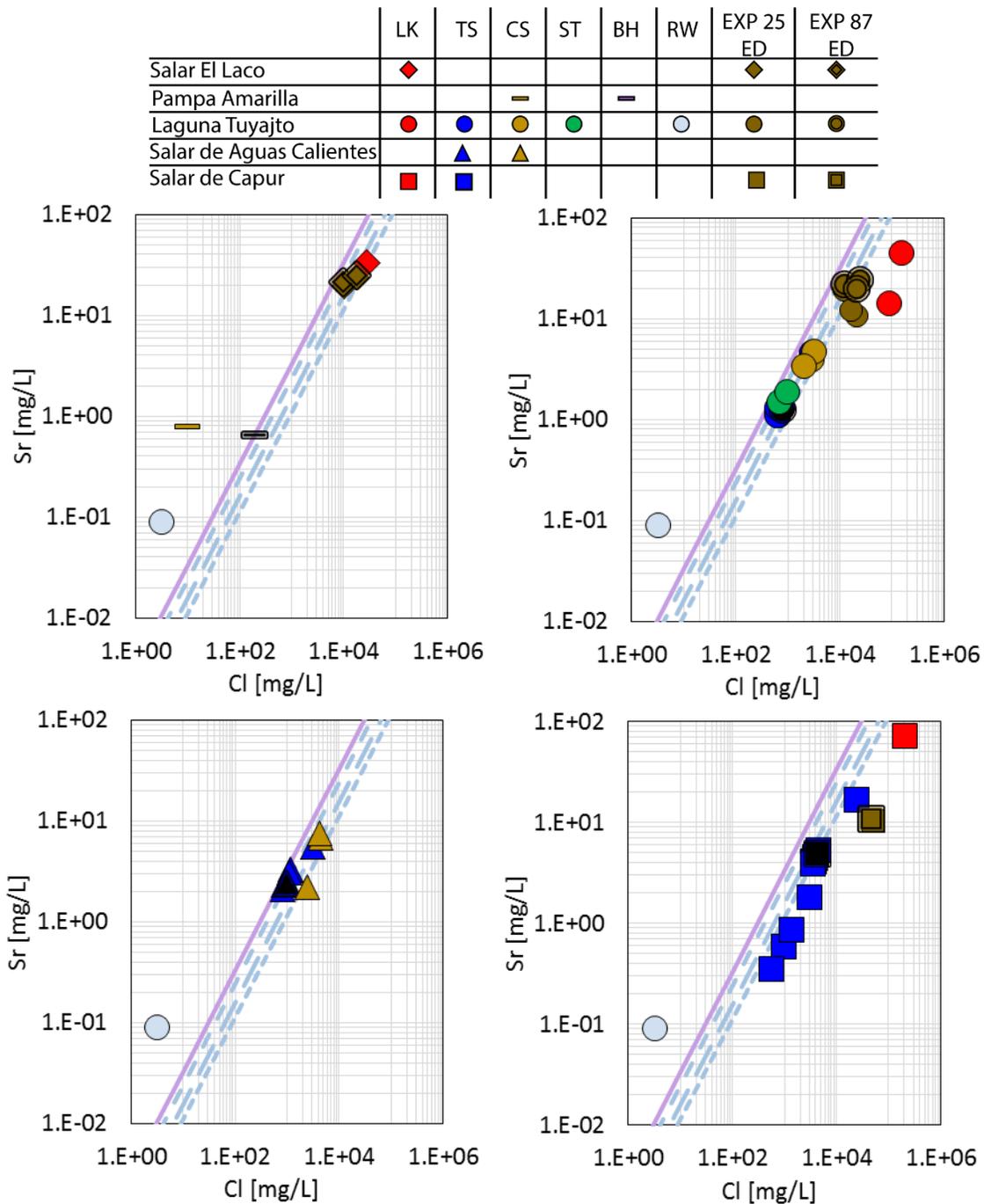


Figura 4.22 Correlación Sr-Cl para aguas de Zona Tuyajto. Arriba Izq. Salar el Laco y Pampa Amarilla. Arriba Der. Laguna Tuyajto, Abajo Izq. Salar de Aguas Calientes III. Abajo Der. Salar de Capur. Las aguas de lluvia (círculos celestes) y la razón Sr/Cl para las muestras representativas de cada cuenca se muestran mediante líneas en los 4 diagramas. Muestra representativa para cada cuenca se muestra con el símbolo correspondiente y en color negro. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring). Soluciones experimentales de lixiviación: EXP 25 SD, disolución de depósitos de sinter a 25°C; EXP 25 ED, disolución de depósitos evaporfíticos a 25°C; EXP 87 SD, disolución de depósitos de sinter a 87°C; EXP 87 ED, disolución de depósitos evaporfíticos a 87°C. Figura a partir de Lagos et al., in prep.

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

### *Composición especies neutras*

Las concentraciones de cationes menores y datos estadísticos principales para estos iones en las aguas de la Zona de Tuyajto son indicadas en la [Tabla 4.12](#). Relaciones especie-cloruro son presentadas en la [Figs. 4.23-4.26](#).

Tabla 4.12 Promedios, desviaciones estándar, máximos y mínimos de concentración para Si, As, B y NH<sub>3</sub>. Razones Si/Cl, As/Cl, B/Cl y NH<sub>3</sub>/Cl utilizando concentraciones en mg/L. Tabla a partir de Lagos et al., in prep.

<b>Tuyajto</b>	Si (a.p. SiO <sub>2</sub> ) [mg/L]	As [mg/L]	B [mg/L]	NH <sub>3</sub> [mg/L]	Si/Cl	As/Cl	B/Cl	NH <sub>3</sub> /Cl
<i>Saline Lake (LK)</i>								
Min	26.5000	0.29500	123.000	0.05000	0.00013	0.00000	0.00092	0.00000
Max	41.9000	3.73000	910.000	0.91000	0.00104	0.00013	0.00594	0.00001
$\bar{x}$	31.8125	1.64125	358.250	0.52333	0.00045	0.00004	0.00341	0.00000
SD	6.86493	1.62585	369.750	0.43650	0.00041	0.00006	0.00219	0.00000
<i>Thermal Springs (TS)</i>								
Min	28.0500	0.02000	1.30000	0.01000	0.00114	0.00000	0.00219	0.00000
Max	72.4500	0.13000	54.0000	0.89000	0.11409	0.00016	0.00862	0.00076
$\bar{x}$	46.9300	0.06947	7.71905	0.11750	0.04358	0.00006	0.00390	0.00010
SD	14.1900	0.02854	8.12992	0.24592	0.03480	0.00006	0.00146	0.00021
<i>Cold Springs (CS)</i>								
Min	27.1100	0.03000	0.35000		0.00765	0.00001	0.00230	
Max	52.7000	0.06000	10.6000		4.81735	0.00408	0.03571	
$\bar{x}$	39.6471	0.04429	7.62143		0.69935	0.00060	0.00754	
SD	9.36170	0.01272	3.79164		1.81587	0.00154	0.01244	
<i>Streams (ST)</i>								
Min	58.4300	0.08000	3.00000		0.05926	0.00008	0.00396	
Max	69.6500	0.09000	3.90000		0.09936	0.00013	0.00428	
$\bar{x}$	64.0400	0.08500	3.45000		0.07931	0.00010	0.00412	
SD	7.93374	0.00707	0.63640		0.02835	0.00003	0.00023	
<i>Borehole (BH)</i>								
	66.8400	0.09000	1.50000		0.34454	0.00046	0.00773	

El contenido de sílice disminuye desde Laguna Tuyajto hasta Salar de Capur.

Las razones Si/Cl ([Fig. 4.23](#)) más parecidas a la razón de agua termal de pozo corresponden a las encontradas en las aguas termales de la cuenca de Laguna Tuyajto.

Las aguas subterráneas frías de Laguna Tuyajto poseen razones Si/Cl menores a las aguas subterráneas termales, y concentraciones de cloruro en el rango entre aguas termales y salmueras de lago.

Las aguas subterráneas frías de Laguna Tuyajto y Salar de Aguas Calientes III poseen razones similares a las aguas termales de Salar de Capur.

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

Salar de Capur a su vez, posee razones Si/Cl similares tanto a las soluciones experimentales y salmueras de lago como a aguas termales de Laguna Tuyajto y Salar de Aguas Calientes III.

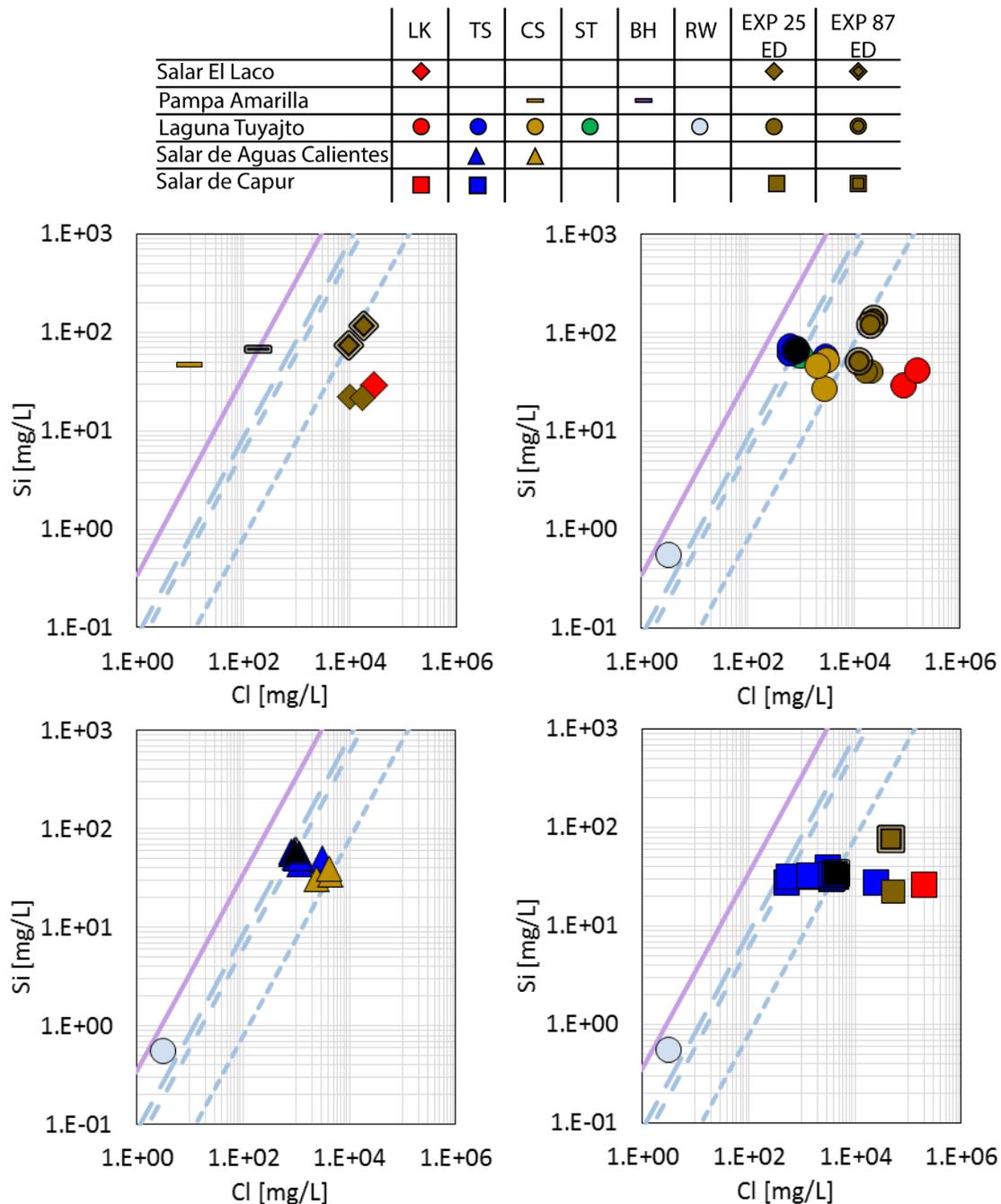


Figura 4.23 Correlación Si-Cl para aguas de Zona Tuyajto. Arriba Izq. Salar el Laco y Pampa Amarilla. Arriba Der. Laguna Tuyajto, Abajo Izq. Salar de Aguas Calientes III. Abajo Der. Salar de Capur. Las aguas de lluvia (círculos celestes) y la razón Si/Cl para las muestras representativas de cada cuenca se muestran mediante líneas en los 4 diagramas. Muestra representativa para cada cuenca se muestra con el símbolo correspondiente y en color negro. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring). Soluciones experimentales de lixiviación: EXP 25 SD, disolución de depósitos de sinter a 25°C; EXP 25 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 25°C; EXP 87 SD, disolución de depósitos de sinter a 87°C; EXP 87 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 87°C. Figura a partir de Lagos et al., in prep.

#### CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

La concentración de As en las aguas frías suele ser menor que en el resto de las aguas presentes en la Zona Tuyajto. Las razones As/Cl de agua en la Zona Tuyajto, más parecidas al agua de pozo son las encontradas en la cuenca de Laguna Tuyajto y Salar de Aguas Calientes III. Ambas presentan aguas termales con razones As/Cl idénticas entre si y aguas subterráneas frías con razones semejantes a las aguas termales de Salar de Capur. Las aguas termales de Salar de Capur presentan razones cercanas o iguales a las termas de Laguna Tuyajto y Aguas Calientes III, y cercanas a las salmueras de lago y soluciones experimentales de la cuenca de Capur.

El contenido de B en aguas subterráneas frías suele ser mayor que en aguas termales. Las soluciones experimentales alcanzan razones B/Cl menores a las que entregan las salmueras de lago. Además, las razones B/Cl de las aguas de cada cuenca en general mantienen las razones de la muestra termal representativa.

El contenido de  $\text{NH}_3$  en agua de lluvia y en lagunas es similar. La muestra termal con mayor contenido de  $\text{NH}_3$  corresponde a la muestra representativa de Laguna Tuyajto, mientras que la de menor concentración se encuentra en el Salar de Capur.

CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

	LK	TS	CS	ST	BH	RW	EXP 25 ED	EXP 87 ED
Salar El Laco	◆						◆	◆
Pampa Amarilla			—		—			
Laguna Tuyajto	●	●	●	●		○	●	●
Salar de Aguas Calientes		▲	▲					
Salar de Capur	■	■					■	■

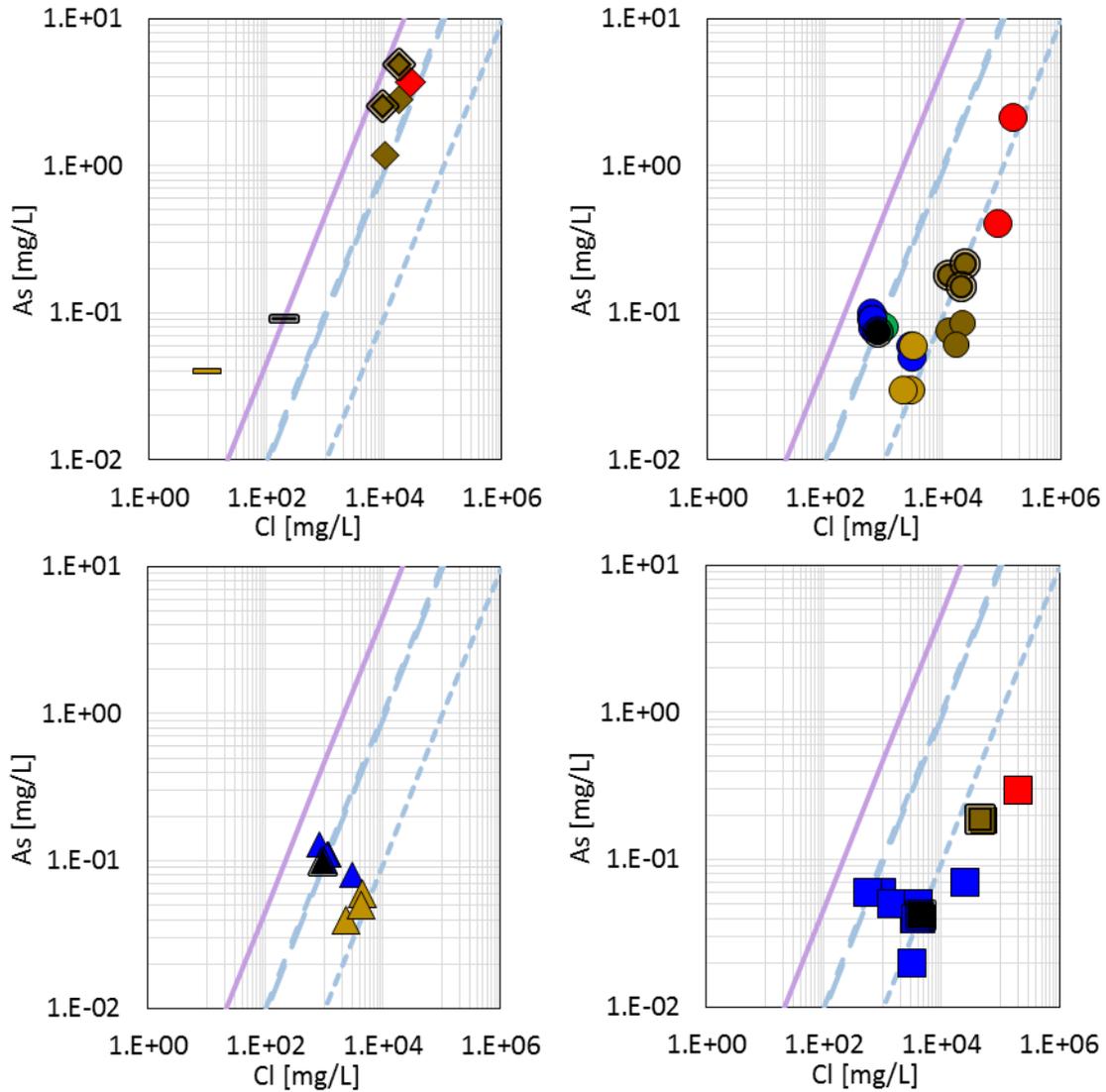


Figura 4.24 Correlación As-Cl para aguas de Zona Tuyajto. Arriba Izq. Salar el Laco y Pampa Amarilla. Arriba Der. Laguna Tuyajto, Abajo Izq. Salar de Aguas Calientes III. Abajo Der. Salar de Capur. Las aguas de lluvia (círculos celestes) y la razón As/Cl para las muestras representativas de cada cuenca se muestran mediante líneas en los 4 diagramas. Muestra representativa para cada cuenca se muestra con el símbolo correspondiente y en color negro. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring). Soluciones experimentales de lixiviación: EXP 25 SD, disolución de depósitos de sinter a 25°C; EXP 25 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 25°C; EXP 87 SD, disolución de depósitos de sinter a 87°C; EXP 87 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 87°C. Figura a partir de Lagos et al., in prep.

CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

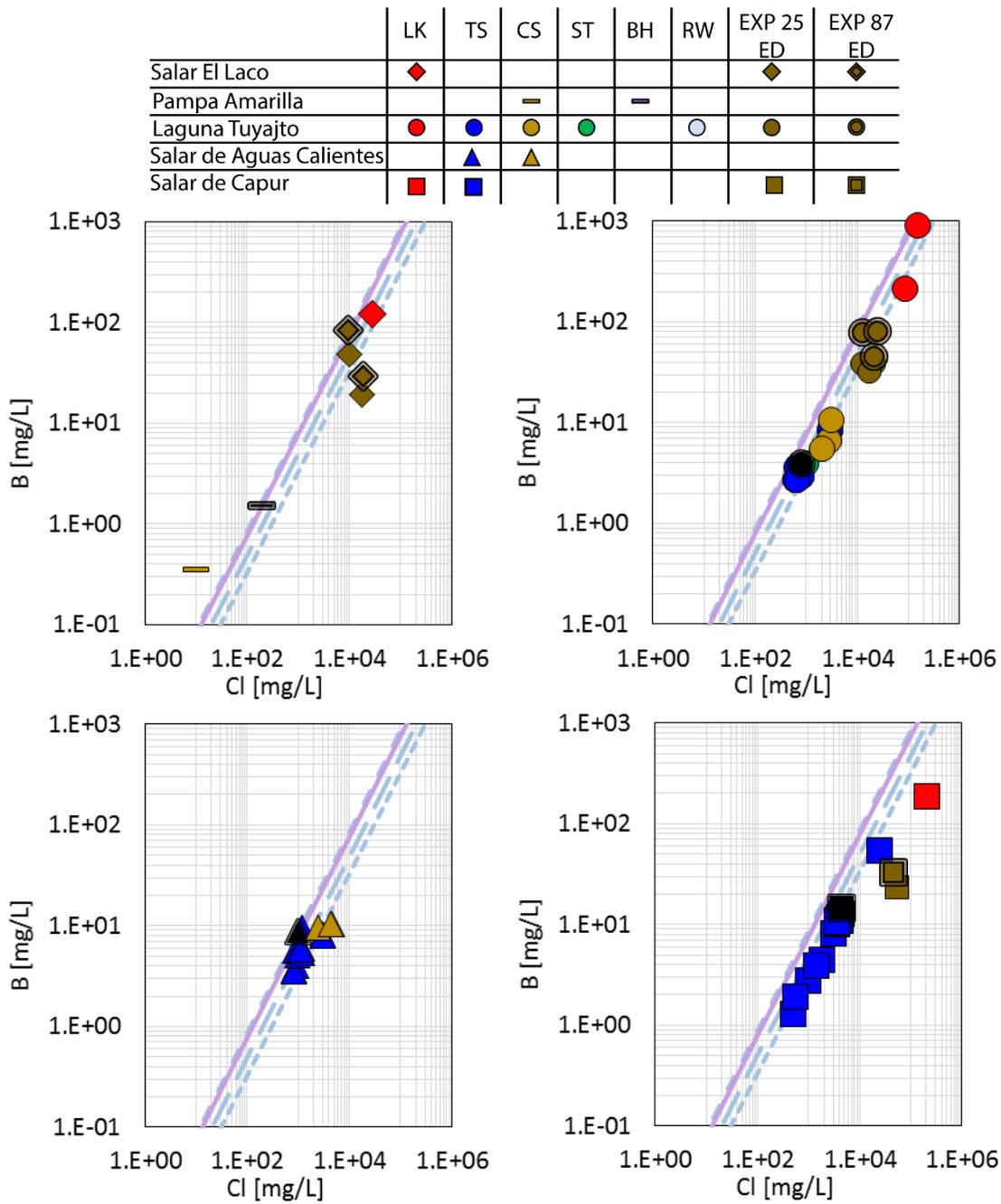


Figura 4.25 Correlación B-Cl para aguas de Zona Tuyajto. Arriba Izq. Salar el Laco y Pampa Amarilla. Arriba Der. Laguna Tuyajto, Abajo Izq. Salar de Aguas Calientes III. Abajo Der. Salar de Capur. Las aguas de lluvia (círculos celestes) y la razón B/Cl para las muestras representativas de cada cuenca se muestran mediante líneas en los 4 diagramas. Muestra representativa para cada cuenca se muestra con el símbolo correspondiente y en color negro. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring). Soluciones experimentales de lixiviación: EXP 25 SD, disolución de depósitos de sinter a 25°C; EXP 25 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 25°C; EXP 87 SD, disolución de depósitos de sinter a 87°C; EXP 87 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 87°C. Figura a partir de Lagos et al., in prep.

CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

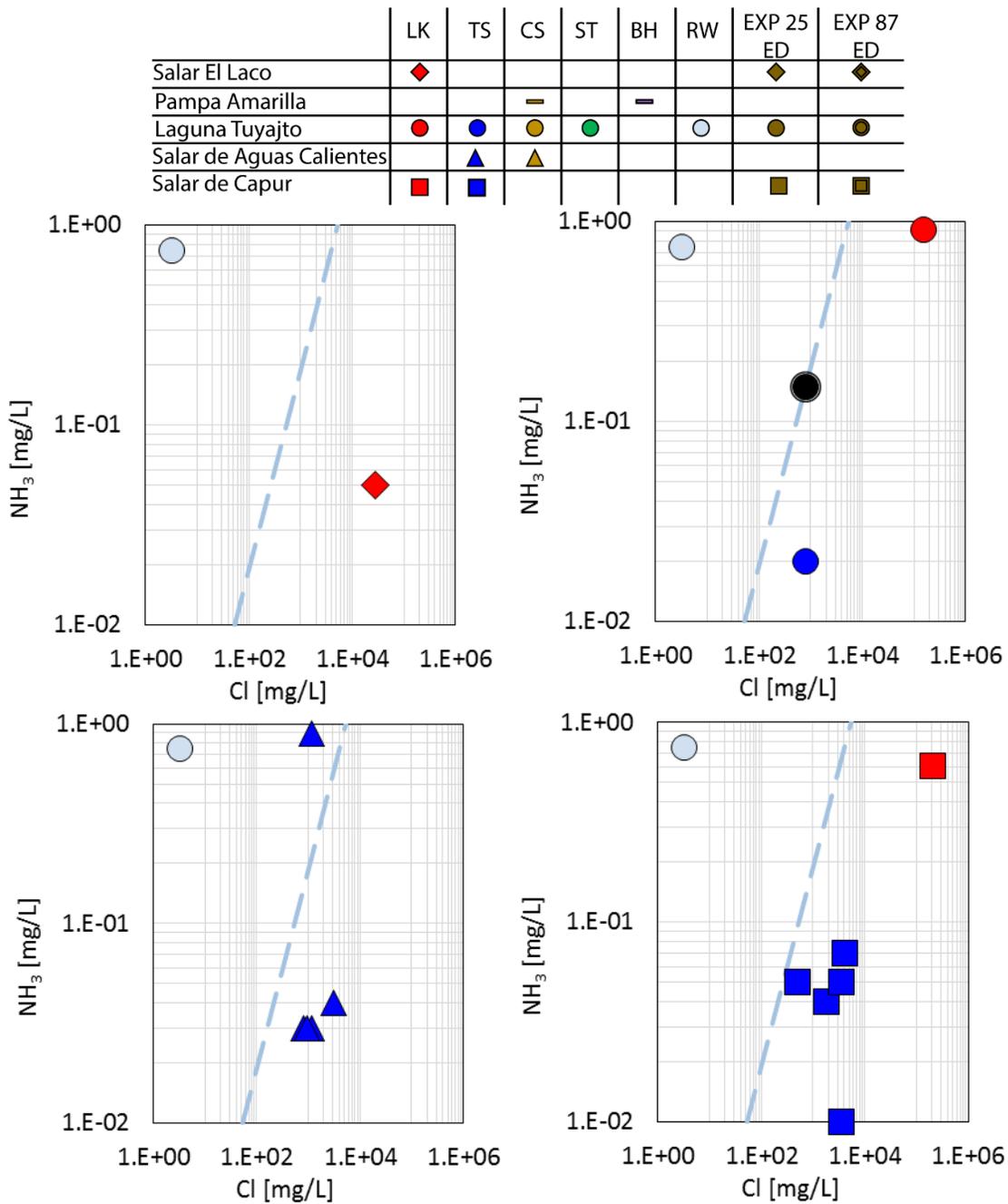


Figura 4.26 Correlación  $\text{NH}_3$ -Cl para aguas de Zona Tuyajto. Arriba Izq. Salar el Laco y Pampa Amarilla. Arriba Der. Laguna Tuyajto, Abajo Izq. Salar de Aguas Calientes III. Abajo Der. Salar de Capur. Las aguas de lluvia (círculos celestes) y la razón  $\text{NH}_3/\text{Cl}$  para las muestras representativas de cada cuenca se muestran mediante líneas en los 4 diagramas. Muestra representativa para cada cuenca se muestra con el símbolo correspondiente y en color negro. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring). Soluciones experimentales de lixiviación: EXP 25 SD, disolución de depósitos de sinter a 25°C; EXP 25 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 25°C; EXP 87 SD, disolución de depósitos de sinter a 87°C; EXP 87 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 87°C. Figura a partir de Lagos et al., in prep.

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

En resumen, y a excepción del agua de lluvia y las muestras de agua de pozo y agua de manantial frío encontradas en la parte alta de la Zona Tuyajto, las concentraciones mínimas fueron encontradas en aguas termales, seguidas por aguas de manantial frío y luego salmueras de lago.

### 4.4. Isotopos

En las Figs. 4.27-4.40 se entregan los valores de  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^7\text{Li}$ ,  $\delta^{11}\text{B}$  de las aguas y depósitos superficiales (de sinter y evaporíticos) recolectados en terreno, los valores de las soluciones experimentales obtenidas en laboratorio a partir de la disolución de estos depósitos y los valores de otros reservorios terrestres.

#### 4.4.1. Isotopos estables de oxígeno y deuterio en agua

##### Zona Polloquere

Los valores de isotopos de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  y sus principales datos estadísticos para las aguas de la Zona de Polloquere son indicados en la Tabla 4.13. Relación  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  son presentadas en la Figs. 4.27-4.28.

Tabla 4.13 Promedios, desviaciones estándar, máximos y mínimos de valores  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  en agua Zona Polloquere. Tabla a partir de Lagos et al., in prep.

<b>Polloquere</b>	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ VSMOW	$\delta^2\text{H}$ ‰ VSMOW
<i>Thermal Springs (TS)</i>		
$\bar{x}$	-13.860	-106.94
SD	0.9113	4.7297
Min	-15.850	-115.90
Max	-12.770	-100.30
<i>Saline Lake (LK)</i>		
$\bar{x}$	-6.2900	-61.200
SD	3.0566	18.838
Min	-10.520	-89.400
Max	-3.3700	-44.700
<i>Cold Springs (CS)</i>		
$\bar{x}$	-13.598	-98.925
SD	1.1134	8.2766
Min	-14.460	-106.40
Max	-12.010	-87.900
<i>Stream (ST), POI2</i>	-11.190	-88.700

CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

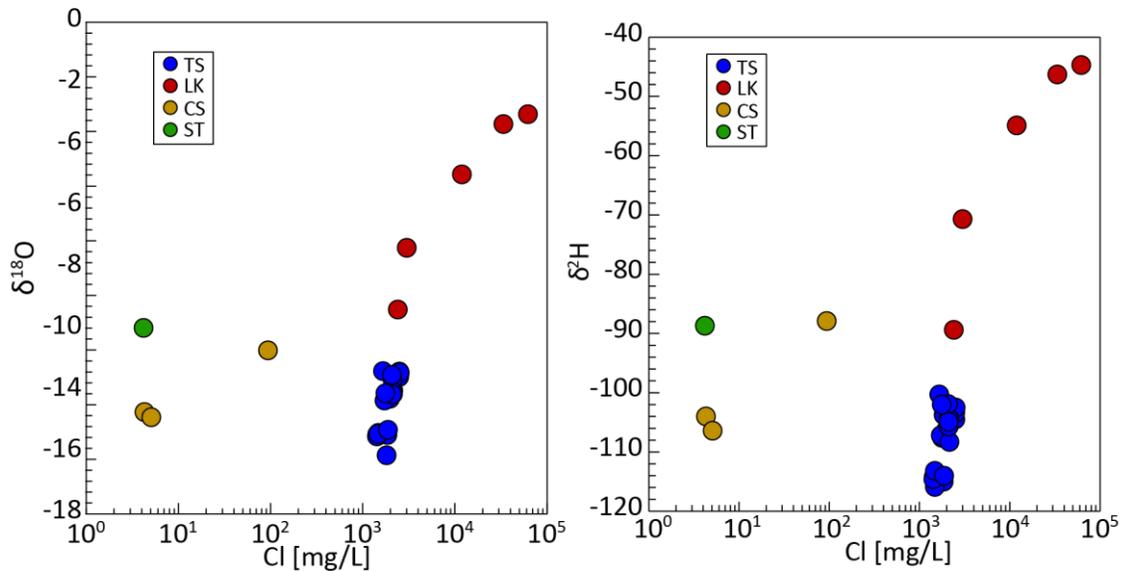


Figura 4.27 Razón  $\delta^2\text{H}$  versus cloruro y  $\delta^{18}\text{O}$  versus cloruro en Zona Polloquere. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring). Figura a partir de Lagos et al., in prep.

Las aguas de manantiales fríos caen sobre en el rango típico de aguas meteóricas locales (LMWL  $\delta^2\text{H} = 7,8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 9,7$ , Aravena, 1989) (Fig. 4.28). Las aguas termales, escorrentías y de lago analizadas grafican sobre o a la derecha de la línea de agua meteórica global (GMWL  $\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$ , Craig, 1961). Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  (Tabla 4.13) de las aguas termales se encuentran en un rango entre  $-15,85$  y  $-12,77\text{‰}$ . Las aguas más salinas están enriquecidas con respecto a las aguas termales por hasta  $12,48\text{‰}$  en  $\delta^{18}\text{O}$  y  $71,2\text{‰}$  en  $\delta^2\text{H}$ . Los menores valores observados son  $-15,85$  ( $\delta^{18}\text{O}$ ) y  $-115,9$  ( $\delta^2\text{H}$ ) para la muestra POC11 y POC13 con un total de solidos disueltos cercano a 3238 y 4102 mg/L. El grupo de aguas proveniente de manantiales fríos y escorrentía muestra contenidos isotópicos en el rango de las aguas termales y las salmueras de lago.

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

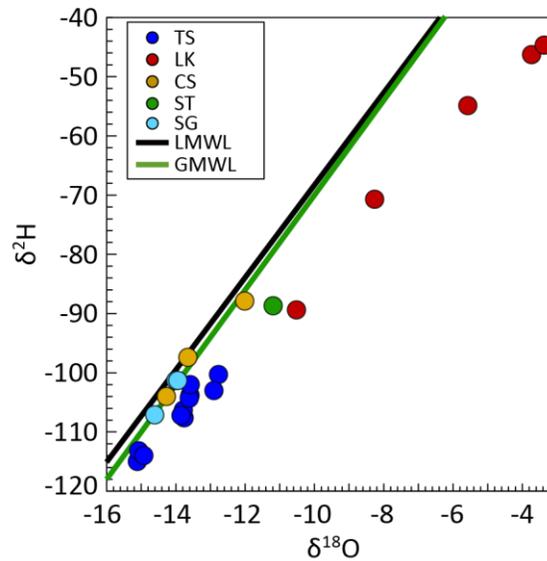


Figura 4.28  $\delta^2\text{H}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  en Zona Polloquere. Línea de agua meteórica local (LMWL), línea de agua meteórica global (GMWL), Aguas termales (TS, thermal spring), de lago (LK, lake), aguas de manantial frio (CS, cold spring), condensado de suelo humeante (SG). Figura a partir de Lagos et al., in prep.

### Zona Tuyajto

Tabla 4.14 Promedios, desviaciones estándar, máximos y mínimos de valores  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  para aguas en Zona Tuyajto. Tabla a partir de Lagos et al., in prep.

Zona Tuyajto	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
	‰ VSMOW	‰ VSMOW
<i>Saline Lake (LK)</i>		
Min	-2.08000	-33.5000
Max	13.61000	35.3000
$\bar{x}$	6.89000	12.1500
SD	6.8387	32.0051
<i>Thermal Springs (TS)</i>		
Min	-11.4000	-82.1000
Max	-9.28000	-64.80000
$\bar{x}$	-10.3645	-75.4476
SD	0.7743	5.2475
<i>Cold Springs (CS)</i>		
Min	-11.51000	-83.1000
Max	-5.20000	-57.7000
$\bar{x}$	-9.8571	-76.6000
SD	2.10170	8.6333
<i>Streams (ST)</i>		
Min	-10.07000	-71.2000
Max	-9.13000	-67.20000
$\bar{x}$	-9.6000	-69.2000
SD	0.66468	2.8284
<i>Borehole (BH)</i>		
	-11.3200	-76.8000

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

La mayor parte de las aguas subterráneas cae sobre la Línea de Aguas Meteóricas Global (GMWL  $\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$ , Craig 1961), alejada de la Línea de Aguas Meteóricas Local (LMWL  $\delta^2\text{H} = 7,8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 9,7$ , Aravena 1989), y a la derecha de la Línea SMWL ( $\delta^2\text{H} = 7,68 \cdot \delta^{18}\text{O} + 13,2$ ), línea construida a partir de los datos isotópicos de las aguas de lluvia analizadas en este estudio.

Las aguas termales poseen valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en un rango entre  $-11,4$  y  $-9,28\text{‰}$ , mientras que los valores  $\delta^2\text{H}$  se encuentran entre  $-82,1$  y  $-64,8\text{‰}$ . Los (Tabla 4.14) Las aguas más salinas están enriquecidas con respecto a las aguas termales por hasta  $14,2\text{‰}$  en  $\delta^{18}\text{O}$  y  $116,5\text{‰}$  en  $\delta^2\text{H}$ . Las aguas termales de Laguna Tuyajto y Aguas Calientes III poseen valores isotópicos más empobrecidos que las aguas termales de Salar de Capur (Fig. 4.29).

Las aguas de manantial frío presentes en la cuenca de Laguna Tuyajto y Salar de Aguas Calientes III son más enriquecidas en  $^{18}\text{O}$  en comparación con las aguas termales de las mismas cuencas.

Los menores valores observados son  $-15,16$  ( $\delta^{18}\text{O}$ ) y  $-102,5$  ( $\delta^2\text{H}$ ) para la muestra de agua de lluvia TUI07 con un total de sólidos disueltos cercano a  $38,4$  mg/L.

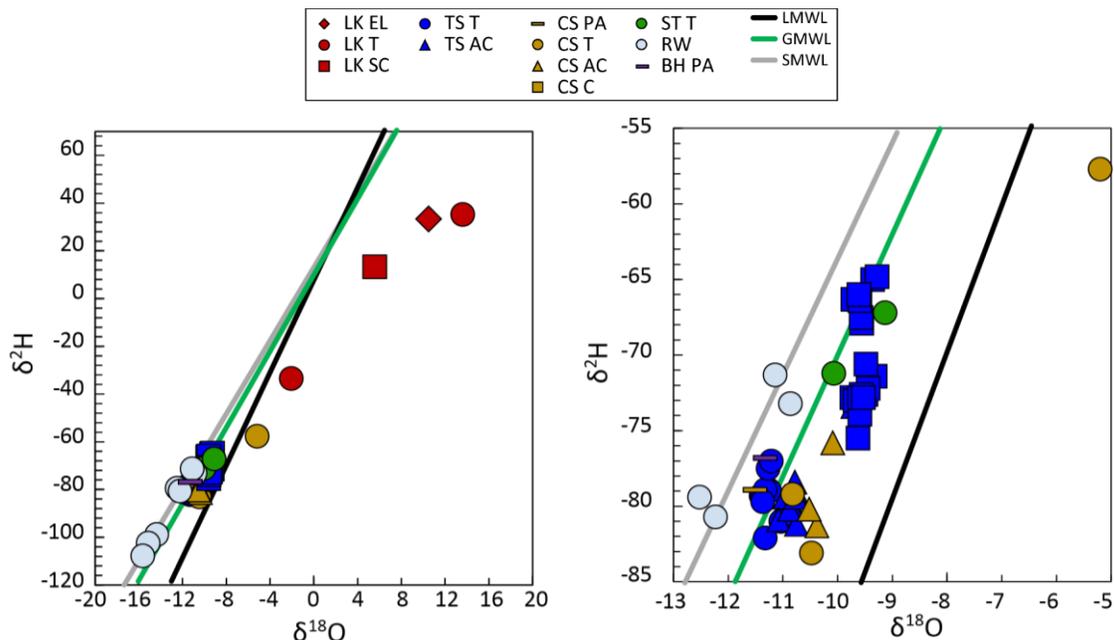


Figura 4.29 Razón  $\delta^2\text{H}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  en Zona Tuyajto. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago (LK, lake), de manantial frío (CS, cold spring), de escorrentías (ST, stream), de pozo (BH, borehole), de lluvia (RW, rainwater). Forma del símbolo representa la cuenca a partir de la cual se extrajo la muestra: EL, El Lago; T, Laguna Tuyajto; AC, Salar de Aguas Calientes III; SC, Salar de Capur; PA, Pampa Amarilla. Figura a partir de Lagos et al., in prep.

### 4.4.2. Estroncio

La Zona Polloquere y la Zona Tuyajto presentan razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  coherentes con la literatura, tanto para muestras sólidas y líquidas (Fig. 4.30).

Fue posible diferenciar mediante valores isotópicos de estroncio las aguas, depósitos evaporíticos y rocas de ambas Zonas. Las muestras de la Zona de Polloquere presentan razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0,705 y 0,706. Mientras que en la Zona de Tuyajto, tanto las soluciones experimentales como las aguas recolectadas en terreno muestran razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0,706 y 0,708 (Fig. 4.30).

Este trabajo ha registrado valores isotópicos de estroncio mayores en las salmueras de lago y menores en las aguas termales (variaciones entre el quinto y sexto decimal, [Capítulo 5: Isótopos de estroncio–Líneas de mezcla](#)).

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

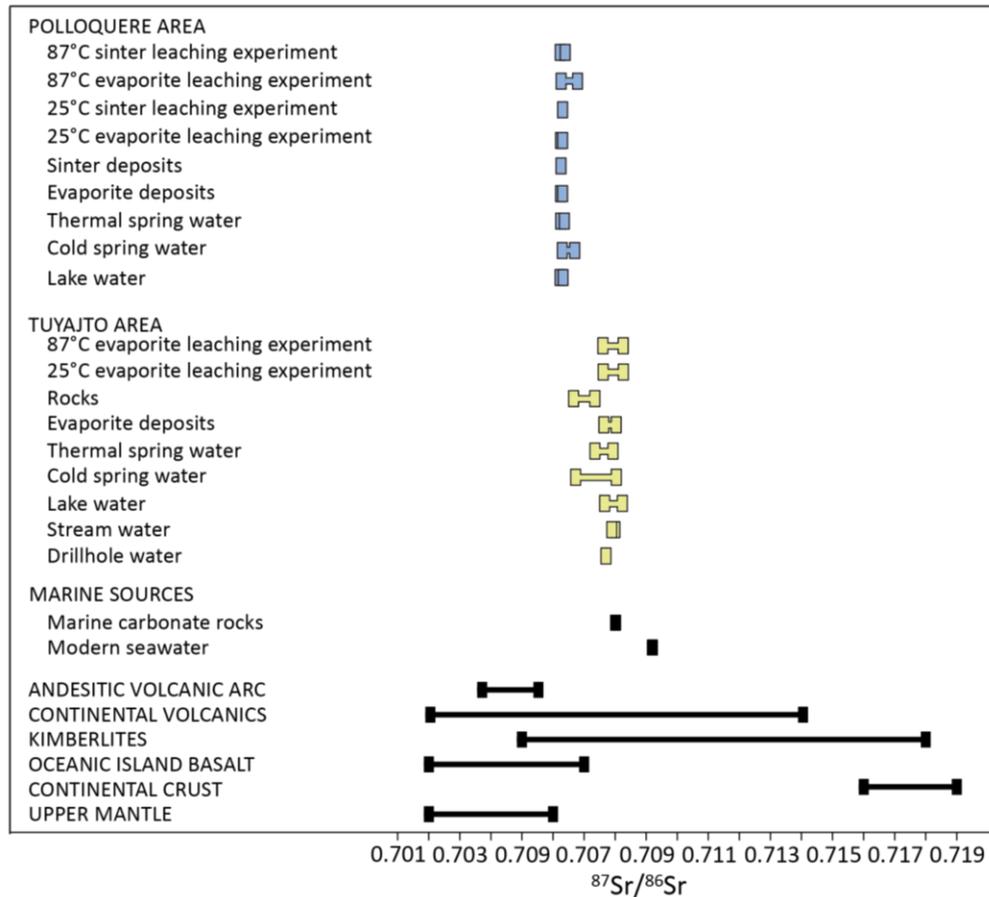


Figura 4.30. Razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para sectores de estudio y comparación con otros reservorios terrestres. Aguas termales (TS, thermal spring), lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring), escorrentías (ST, stream), depósitos de evaporitas (ED, evaporite deposit), depósitos de sinter (SD, sinter deposit), roca (R, rock), soluciones experimentales de lixiviación (LS, leaching solution), pozos (BH, borehole). Razones a partir de Faure y Powell (1972), Capo et al. (1998) y referencias allí citadas. Imagen a partir de Lagos et al., in prep.

### Zona Polloquere

Las razones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y sus principales datos estadísticos en la Zona de Polloquere son indicados en la [Tabla 4.15](#). Relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y cloruro son presentadas en la [Fig. 4.31](#).

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

Tabla 4.15 Promedios, desviaciones estándar, máximos y mínimos de valores  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de muestras fluidas y sólidas de la Zona Polloquere. Tabla a partir de Lagos et al., in prep.

Polloquere	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ NBS 987			
	$\bar{x}$	SD	Min	Max
Fluids				
<i>Thermal Springs (TS)</i>	0.70628200	0.00006070	0.70624400	0.70635200
<i>Saline Lake (LK)</i>	0.70628020	0.00002549	0.70624900	0.70631400
<i>Cold Springs (CS)</i>	0.70649850	0.00028638	0.70629600	0.70670100
Solids				
<i>Evaporites</i>	0.70626910	0.00003990	0.70623680	0.70631370
<i>Sinter</i>	0.70621915	0.00004405	0.70618800	0.70625030

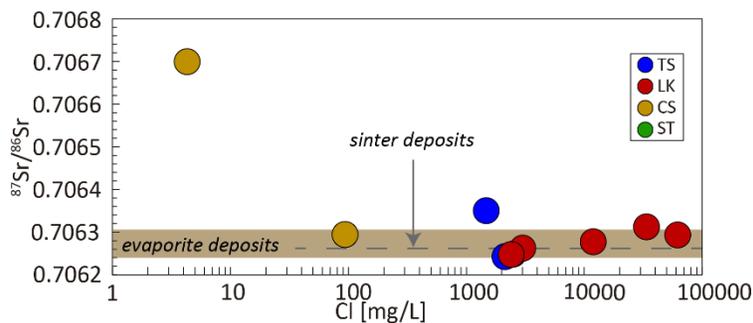


Figura 4.31 Isótopos de estroncio versus cloruro para muestras fluidas y sólidas de la Zona Polloquere. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring). Sombra color café y línea segmentada color gris indican rangos de valores para isotopo  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en depósitos evaporíticos y de sinter respectivamente. Figura a partir de Lagos et al., in prep.

La razón promedio de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para lago es de 0,7062802, y las razones de sus aguas varían en un rango más acotado que los valores en las aguas termales, lo que puede apreciarse en las desviaciones estándar para ambos miembros, mostradas en la [Tabla 4.15](#).

Los manantiales termales del sur presentan una razón levemente menor que salmueras de lago.

Los manantiales fríos son los que presentan razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mayores, alcanzando valores de 0,706701 y con una razón promedio de 0,7064985.

La razón  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de los manantiales termales al sur de la cuenca es menor que la de los manantiales termales del noreste de la cuenca. Las muestras de lago varían sus razones entre los valores de ambos sectores.

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

Los depósitos evaporíticos muestran razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  cercanas a las aguas termales y lago de la cuenca. Los depósitos de sinter, en cambio, alcanzan valores menores a las fuentes de agua termal.

### Zona Tuyajto

Las razones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y sus principales datos estadísticos en la Zona de Tuyajto son indicados en la [Tabla 4.16](#). Relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y cloruro son presentadas en la [Fig. 4.32](#).

Tabla 4.16 Promedios, desviaciones estándar, máximos y mínimos de valores  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de muestras fluidas y solidas de la Zona Tuyajto. Tabla a partir de Lagos et al., in prep.

Tuyajto	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ NBS 987			
	$\bar{x}$	SD	Min	Max
Fluids				
<i>Saline Lake (LK)</i>	0.70800	0.00024	0.70766	0.70823
<i>Thermal Springs (TS)</i>	0.70776	0.00026	0.70736	0.70793
<i>Cold Springs (CS)</i>	0.70759	0.00074	0.70673	0.70804
<i>Streams (ST)</i>	0.70794	0.00002	0.70792	0.70796
<i>Borehole (BH)</i>	0.70771	0.00000	0.70771	0.70771
Solids				
<i>Evaporite Deposits (ED)</i>	0.70783	0.00028	0.70763	0.70804
<i>Rocks (RK)</i>	0.70709	0.70724	0.70666	0.70735

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

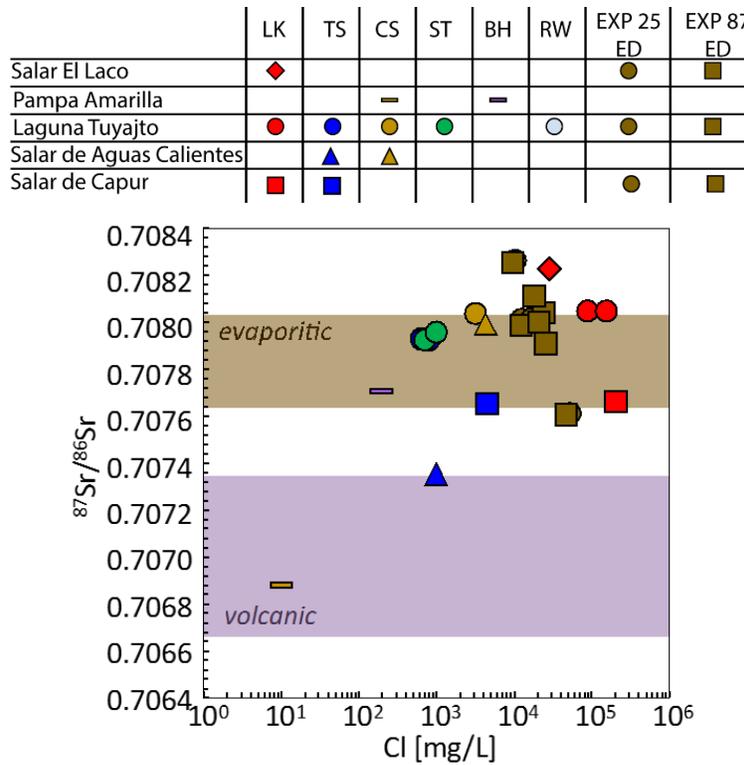


Figura 4.32 Isótopos de estroncio versus cloruro en muestras fluidas y sólidas de la Zona Tuyajto. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring), soluciones experimentales a 25 y 87°C (EXP25, EXP87). Sombra color violeta y sombra color café indican rangos de valores para razón  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en rocas y depósitos volcánicos y depósitos evaporíticos respectivamente. Figura a partir de Lagos et al., in prep.

En la Zona Tuyajto, la razón  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de las aguas es mayor en la cuenca de Salar El Laco, cuya salmuera de lago presenta la razón  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  más alta de la Zona. Luego continúan las razones de Laguna Tuyajto, las aguas de Salar de Capur, seguidos de las aguas del Salar de Aguas Calientes III. El agua subterránea fría de Pampa Amarilla es la que presenta las menores razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de la Zona Tuyajto, mientras que el agua de pozo del mismo sector exhibe razones similares a Salar de Capur.

Los manantiales termales presentan una razón  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  promedio de 0,70776 menor que salmueras de lago ( $\bar{x} = 0,70800$ ).

Los depósitos evaporíticos muestran razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  cercanas a las aguas termales y salmueras de lago de la cuenca (Fig. 4.32). El rango de razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para rocas y depósitos volcánicos (RK) es menor que para depósitos evaporíticos, y las aguas comparten valores con ambos. Estroncio muestra una composición isotópica en depósitos evaporíticos homogénea y similar a las soluciones experimentales.

### 4.4.3. Litio

La Zona Polloquere y la Zona Tuyajto presentan razones  $\delta^7\text{Li}$  coherentes con la literatura, tanto para muestras sólidas y líquidas (Fig. 4.33). Las aguas de terreno analizadas entregan valores  $\delta^7\text{Li}$  entre 2,96 y 7,49 ‰. Estos valores son comparables al de aguas subterráneas o termales de origen no marino ( $\delta^7\text{Li} \sim$  entre  $-20$  y  $10$  ‰) y con fluidos hidrotermales y salmueras y agua de poro de origen marino (Fig. 4.33). Por su parte, los valores  $\delta^7\text{Li}$  en depósitos evaporíticos son comparables con valores en foraminíferos y sedimentos carbonatados de origen marino, calizas, granitos y basaltos. Dado que en ambas Zonas no hay registro de la presencia de rocas de origen marino, se ha propuesto que el origen de Li está dominado por rocas basálticas (frescas y alteradas) y calizas. Además, los resultados son consistentes con valores medidos en rocas de arco volcánico (valores según Wunder et al., 2006; Fig. 4.34).

Las aguas extraídas en terreno, los depósitos superficiales recolectados y las soluciones experimentales de la Zona de Polloquere presentan valores  $\delta^7\text{Li}$  entre  $-9,05$  y  $6,10$ , mientras que en la Zona de Tuyajto, los valores  $\delta^7\text{Li}$  se encuentran entre  $-0,75$  y  $11,2$ .

Por otra parte, los valores  $\delta^7\text{Li}$  en depósitos evaporíticos y aguas de la Zona Tuyajto ( $\delta^7\text{Li}$  entre  $-0,75$  y  $6,74$  en depósitos evaporíticos, y entre  $3,01$  y  $7,49$  en aguas) se encuentran dentro del rango de valores registrados en este trabajo para rocas y depósitos volcánicos (valores  $\delta^7\text{Li}$  en Ignimbritas Tuyajto, Patao-Tucúcaro y Pampa Chamaca entre  $0,50$  y  $7,9$ ) y son coherentes con los rangos registrados para rocas de arco volcánico (Fig. 4.34).

Este trabajo ha registrado valores isotópicos de litio mayores en las salmueras de lago y menores en las aguas termales (líneas de mezcla para isótopos de litio, Apartado 5.3).

CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

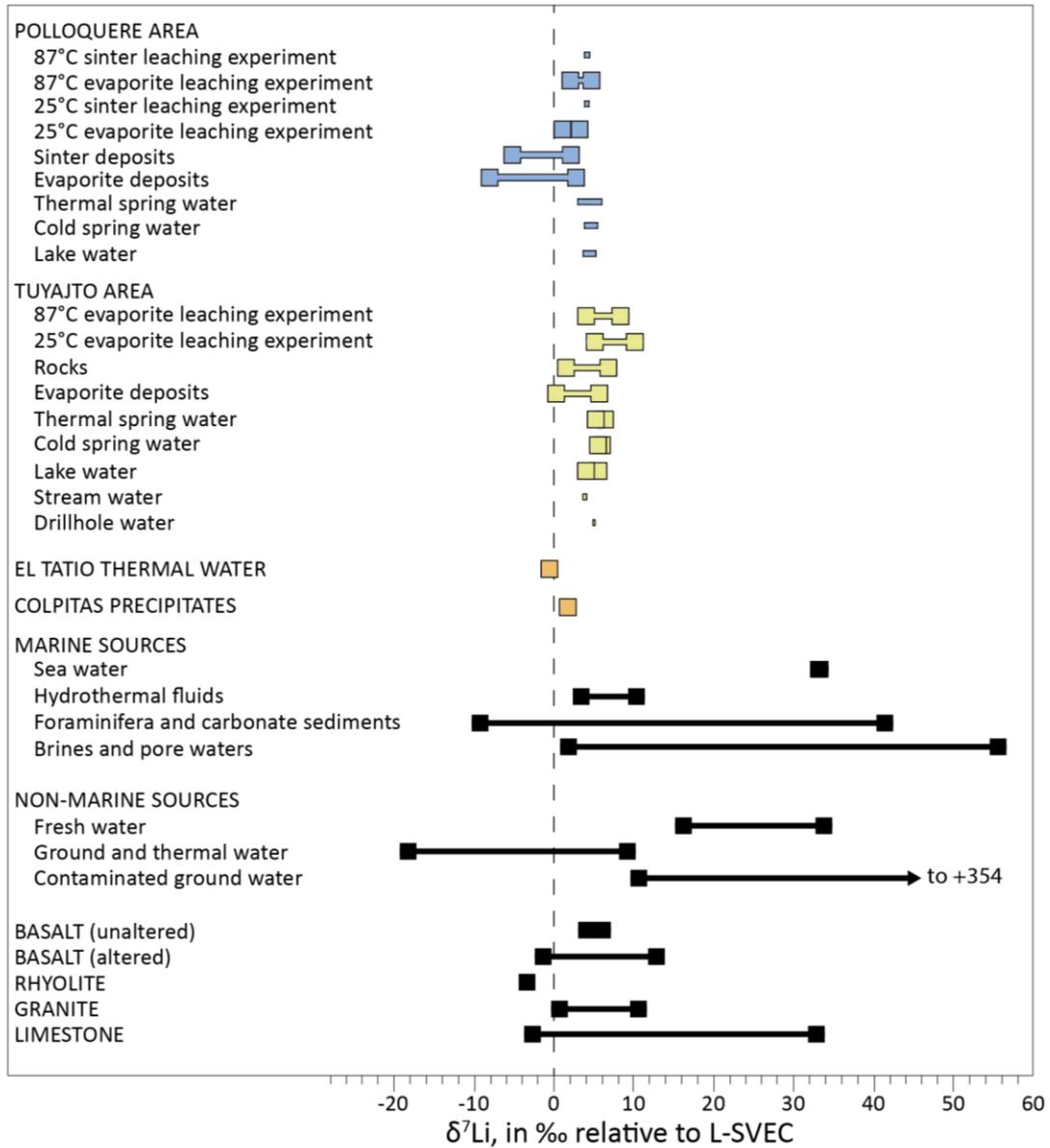


Figura 4.33 Valores  $\delta^7\text{Li}$  de aguas en las zonas de estudio y comparación con otros reservorios terrestres (modificado de Coplen et al., 2002). Imagen a partir de Lagos et al., in prep.

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

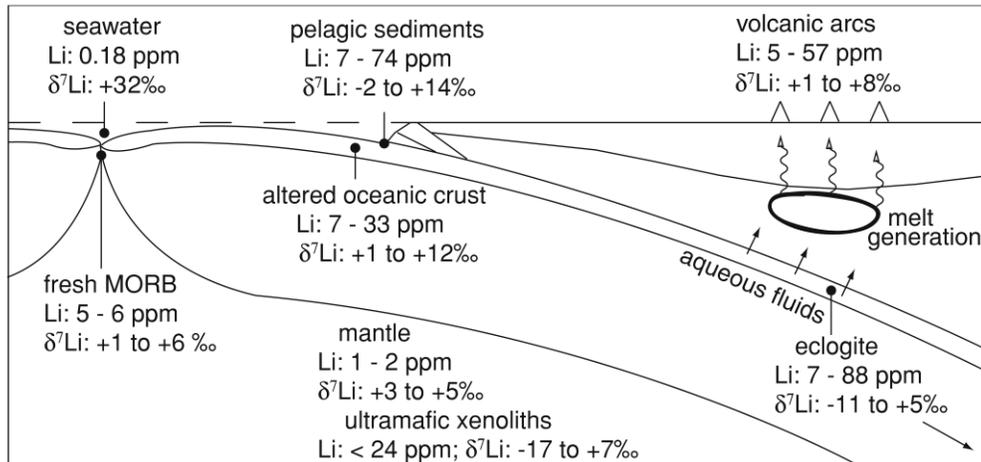


Figura 4.34 Sección esquemática a través de la zona de subducción con los rangos de concentraciones de litio y valores  $\delta^7\text{Li}$  típicos para reservorios naturales. Figura de Wunder et al. 2006.

### Zona Polloquere

Los valores de  $\delta^7\text{Li}$  y sus principales datos estadísticos en la Zona de Polloquere son indicados en la Tabla 4.17. Relación  $\delta^7\text{Li}$  y cloruro son presentadas en la Fig. 4.35.

Tabla 4.17 Promedios, desviaciones estándar, máximos y mínimos de valores  $\delta^7\text{Li}$  de muestras fluidas y sólidas de la Zona Polloquere. Tabla a partir de Lagos et al., in prep.

Polloquere	$\delta^7\text{Li}$			
	‰, L-SVEC (NIST SRM 8545)			
	$\bar{x}$	SD	Min	Max
Fluids				
<i>Thermal Springs (TS)</i>	4.143	1.707	2.960	6.100
<i>Saline Lake (LK)</i>	3.966	0.844	3.110	5.370
<i>Cold Springs (CS)</i>	4.690	1.245	3.810	5.570
Solids				
<i>Evaporites</i>	-1.137	6.930	-9.050	3.850
<i>Sinter</i>	-1.500	6.647	-6.200	3.200

El valor promedio de  $\delta^7\text{Li}$  para lago es de 3,966‰, y las razones de sus aguas un varían en un rango más acotado que los valores en las aguas termales, lo que puede apreciarse en las desviaciones estándar para ambos miembros, mostradas en la Tabla 4.17.

Las aguas de lago presentan valores  $\delta^7\text{Li}$  mayores que los manantiales termales, con excepción de la muestra POC13 (6,10‰).

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

Los manantiales fríos son aquellos que presentan el promedio de valores  $\delta^7\text{Li}$  mayor igual a 4,690‰.

El valor  $\delta^7\text{Li}$  de los manantiales termales al sur de la cuenca es menor que la de los manantiales termales del noreste de la cuenca. Las muestras de lago varían sus razones entre los valores de ambos sectores.

Los depósitos evaporíticos muestran valores  $\delta^7\text{Li}$  más cercanos a las aguas termales y lago de la cuenca (Fig. 4.35). Los depósitos de sinter, en cambio, alcanzan valores menores a las fuentes de agua termal.

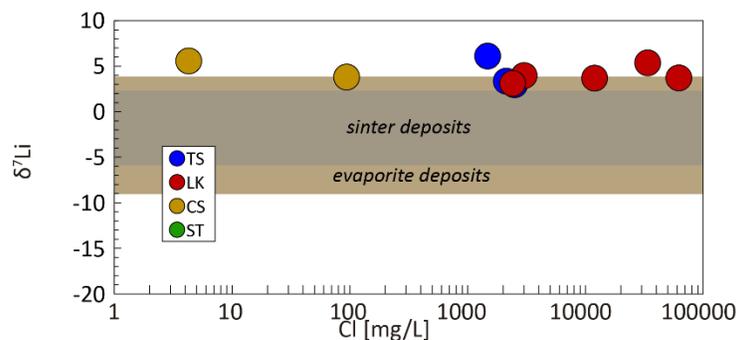


Figura 4.35 Isótopos de litio versus cloruro en muestras fluidas y sólidas de la Zona Polloquere. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring). Sombra color café y sombra color gris indican rangos de valores para isotopo  $\delta^7\text{Li}$  en depósitos evaporíticos y de sinter respectivamente. Figura a partir de Lagos et al., in prep.

Las soluciones resultantes del experimento de disolución de evaporitas ( $\delta^7\text{Li}$  entre 0,08 y 5,77 ‰ en Polloquere) tienden a enriquecerse en  $^7\text{Li}$  con respecto a los depósitos de los cuales se disuelven. Una tendencia similar se observa en las soluciones de disolución de sinters silíceos ( $\delta^7\text{Li}$  entre 3,82 y 4,52‰).

El rango de valores resultantes de la disolución experimental es igual o más acotado que el de las evaporitas a partir de las cuales se disolvieron, independiente de la temperatura a la que se llevó a cabo el proceso.

**Zona Tuyajto**

Los valores de  $\delta^7\text{Li}$  y sus principales datos estadísticos en la Zona de Tuyajto son indicados en la [Tabla 4.18](#). Relación  $\delta^7\text{Li}$  y cloruro son presentadas en la [Fig. 4.36](#)

Tabla 4.18 Promedios, desviaciones estándar, máximos y mínimos de valores  $\delta^7\text{Li}$  de muestras fluidas y solidas de la Zona Tuyajto. Tabla a partir de Lagos et al., in prep.

Tuyajto	$\delta^7\text{Li}$			
	$\bar{x}$	SD	Min	Max
Fluids				
<i>Saline Lake (LK)</i>	5.22375	1.56238	3.00500	6.66000
<i>Thermal Springs (TS)</i>	5.76200	1.44306	4.24000	7.49000
<i>Cold Springs (CS)</i>	5.33667	1.24532	4.52000	6.77000
<i>Streams (ST)</i>	3.90250	0.33588	3.66500	4.14000
<i>Borehole (BH)</i>	4.94000	0.00000	4.94000	4.94000
Solids				
<i>Evaporite Deposits (ED)</i>	2.99500	5.29623	-0.75000	6.74000
<i>Rocks (RK)</i>	7.90000	2.00000	2.60000	0.50000

En la Zona Tuyajto, los valores  $\delta^7\text{Li}$  de las aguas es mayor en la cuenca de Salar de Aguas Calientes III, cuyo manantial termal exhibe el valor  $\delta^7\text{Li}$  más alto de la zona ([Fig. 4.36](#)). Los valores disminuyen en Salar de Capur, seguido por las aguas de Laguna Tuyajto, y finalmente en las aguas del Salar El Laco, cuya salmuera presenta el menor valor de  $\delta^7\text{Li}$  de la Zona ([Fig. 4.36](#)).

Los manantiales termales presentan valores  $\delta^7\text{Li}$  promedio de 5,76‰, mayor que salmueras de lago ( $\bar{x} = 5,22‰$ ). De todas las aguas termales de la Zona Tuyajto, aquellas presentes en Laguna Tuyajto son las que presentan los valores más bajos ( $\delta^7\text{Li} = 4.24‰$ ).

Todas las aguas de terreno comparten el rango de valores  $\delta^7\text{Li}$  de los depósitos y rocas volcánicas. Los depósitos evaporíticos presentan un rango levemente menor, dejando fuera un par de aguas termales ([Fig. 4.36](#)).

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

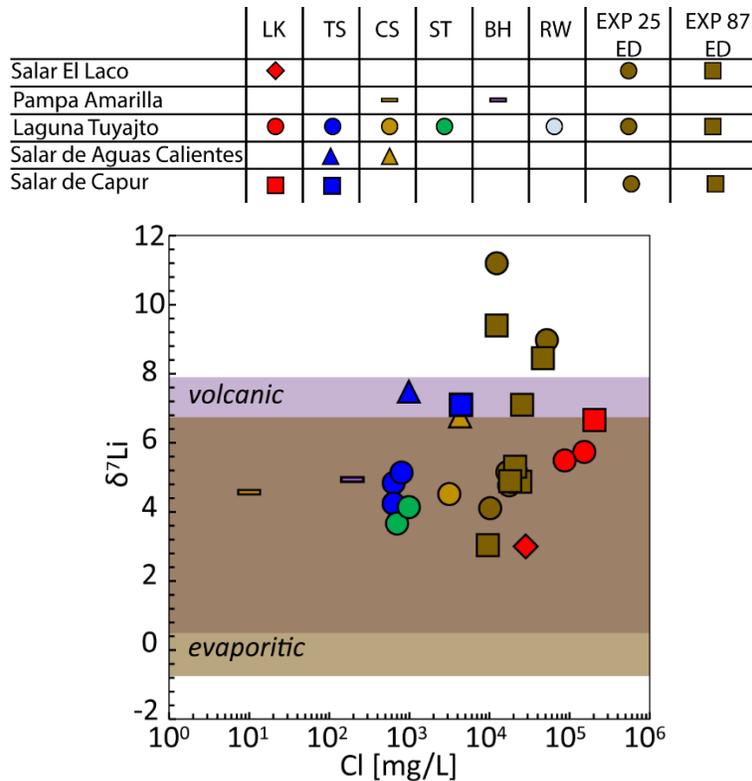


Figura 4.36 Isótopos de litio versus cloruro en muestras fluidas y sólidas de la Zona Tuyajto. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring), soluciones experimentales a 25 y 87°C (EXP25, EXP87). Sombra color café y sombra color violeta indican rangos de valores para isotopo  $\delta^7\text{Li}$  en depósitos evaporíticos y volcánicos respectivamente. Figura a partir de Lagos et al., in prep.

Las soluciones resultantes del experimento de disolución de evaporitas ( $\delta^7\text{Li}$  entre 3,04 y 11,2 ‰ en Tuyajto) tienden a enriquecerse en  $^7\text{Li}$  con respecto a los depósitos de los cuales se disuelven.

El rango de valores resultantes de la disolución experimental es igual o más acotado que el de las evaporitas a partir de las cuales se disolvieron, independiente de la temperatura a la que se llevó a cabo el proceso.

### 4.4.4. Boro

Los depósitos volcánicos, de evaporitas y sinters y rocas presentan valores  $\delta^{11}\text{B}$  en acuerdo con los documentados en la literatura. Tanto los depósitos evaporíticos como de sinter silíceo en ambas zonas son comparables con fuentes de origen no marino tales como depósitos de lago y minerales evaporíticos. También son comparables con evaporitas presentes en el Altiplano, rocas ígneas, rocas metamórficas, sedimentos y boro orgánico (Fig. 4.37). Si bien los valores

#### CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

también son compartidos por carbonatos pertenecientes a formaciones o partes esqueléticas de origen marino, dado que no hay registro de rocas de origen marino en las zonas de estudio, estas últimas fuentes se descartan.

Salmueras de lago muestran un rango de valores  $\delta^{11}\text{B}$  entre 5,12 y 10,60‰ en Polloquere y entre -3,91 y 3,6 en Tuyajto. Tanto las aguas termales como las salmueras de lago son comparables a los rangos de  $\delta^{11}\text{B}$  en agua de lluvia, aguas de origen no marino tales como salmueras en ambiente de lago salino, aguas superficiales, aguas subterráneas y fluidos hidrotermales.

Por su parte, el rango de  $\delta^{11}\text{B}$  obtenido para aguas termales fluctúa entre 5,04 y 7,87‰ en Polloquere, y entre -0,41 y 2,4‰ en Tuyajto. Estos valores se encuentran entre los valores  $\delta^{11}\text{B}$  conocidos para aguas termales en ambientes de lagos salinos de origen no marino ( $\delta^{11}\text{B} \sim$  entre 50 y 55 ‰) y para aguas termales contenidas en acuíferos de rocas volcánicas ( $\delta^{11}\text{B} \sim$  entre 0 y -10 ‰).

Las aguas extraídas en terreno, los depósitos superficiales recolectados y las soluciones experimentales de la Zona de Polloquere presentan valores  $\delta^{11}\text{B}$  entre -15,62 y 13,15, mientras que en la Zona de Tuyajto, los valores  $\delta^{11}\text{B}$  se encuentran entre -22,72 y 6,22.

Este trabajo ha registrado valores isotópicos de boro mayores en las salmueras de lago y menores en las aguas termales (líneas de mezcla para isótopos de boro, [Apartado 5.3](#)).

CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

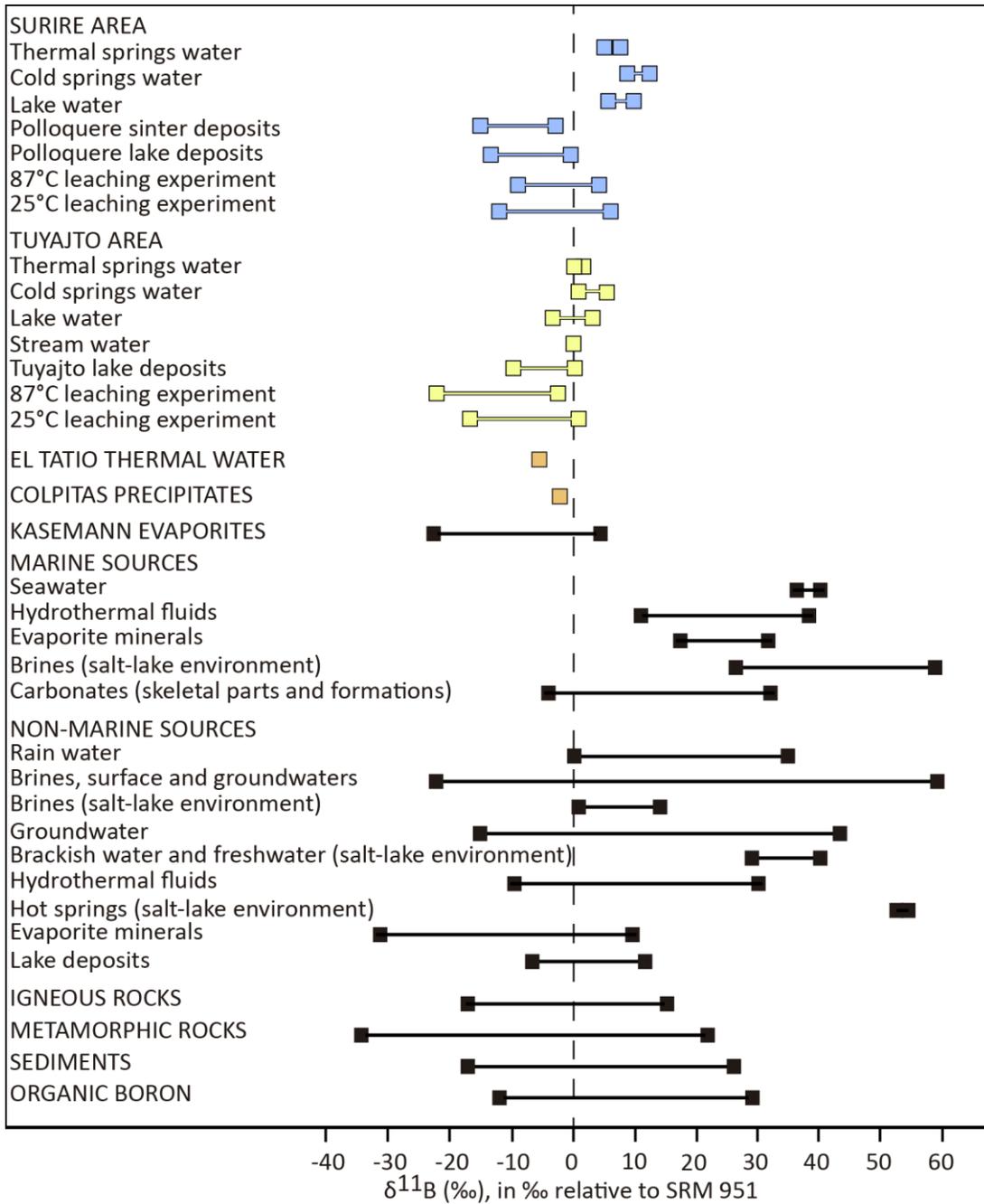


Figura 4.37 Rangos de valores  $\delta^{11}\text{B}$  en fluidos y materiales sólidos en las zonas de estudio y comparación con otros reservorios terrestres. Adaptado de la compilación de literatura por Barth (1993), Hoefs (1997), Coplen et al. (2002) y Faure y Mensing (2005). Imagen a partir de Lagos et al., in prep.

El rango de valores  $\delta^{11}\text{B}$  que registran las aguas termales es bastante acotado ( $\Delta^{11}\text{B}=2,8\text{‰}$ ). En las dos zonas los máximos valores alcanzados fueron registrados en agua de manantiales fríos, seguido por lagos y manantiales termales y luego por las soluciones experimentales de disolución a 25°C.

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

Los valores de  $\delta^{11}\text{B}$  en depósitos evaporíticos varían entre  $-13,93$  y  $0,37\%$  en Polloquere, y entre  $-10,29$  y  $0,95\%$  en Tuyajto. Depósitos de sinters silíceos extraídos de Polloquere muestran rangos  $\delta^{11}\text{B}$  entre  $-12,57$  y  $-7,27 \%$ . En ambas Zonas, las aguas tienen valores mayores de  $\delta^{11}\text{B}$  que los depósitos evaporíticos.

Las soluciones experimentales resultantes de la disolución de evaporitas de Polloquere presentan valores  $\delta^{11}\text{B}$  entre  $-5,84$  y  $6,84\%$ , mostrando un rango de valores  $\delta^{11}\text{B}$  ligeramente mayor que su respectiva muestra de depósito evaporítico parental. En cambio, en Tuyajto varían entre  $-22,72$  y  $1,64\%$ , mostrando un rango de valores  $\delta^{11}\text{B}$  menor que su depósito evaporítico parental. Por su parte, aquellas soluciones resultantes de la disolución de sinters de Polloquere muestran valores  $\delta^{11}\text{B}$  entre  $-15,62$  y  $-2,11 \%$ .

### Zona Polloquere

Los valores de  $\delta^{11}\text{B}$  y sus principales datos estadísticos en la Zona Polloquere son indicados en la [Tabla 4.19](#). Relación  $\delta^{11}\text{B}$  y cloruro son presentadas en la [Fig. 4.38](#).

Las composiciones isotópicas de boro varían desde  $5,04$  a  $7,87 \%$  en manantiales termales, siendo estas menores que las de manantiales fríos, las cuales varían entre  $8,2$  y  $13,15\%$ . El  $\delta^{11}\text{B}$  del agua de lago pertenece al rango de manantiales, con razones entre  $5,12$  y  $10,6\%$ .

Tabla 4.19 Promedios, desviaciones estándar, máximos y mínimos de valores  $\delta^{11}\text{B}$  de muestras fluidas y sólidas para la Zona Polloquere. Tabla a partir de Lagos et al., in prep.

Polloquere	$\delta^{11}\text{B}$			
	$\bar{x}$	SD	Min	Max
Fluids				
<i>Thermal Springs (TS)</i>	5.993	1.608	5.040	7.850
<i>Saline Lake (LK)</i>	7.482	2.068	5.120	10.60
<i>Cold Springs (CS)</i>	10.68	3.500	8.200	13.15
Solids				
<i>Evaporites</i>	-8.303	7.621	-13.93	0.370
<i>Sinter</i>	-8.865	9.553	-15.62	-2.110

## CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

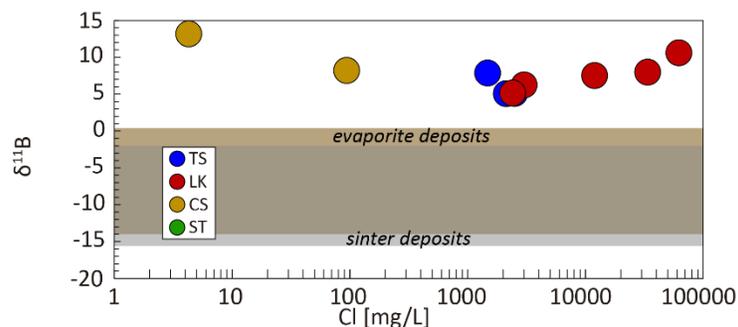


Figura 4.38 Isótopos de boro en muestras fluidas y sólidas de la Zona Polloquere. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring) soluciones experimentales a 25 y 87°C (EXP25, EXP87). Sombra color café y sombra color gris indican rangos de valores para isotopo e  $\delta^{11}\text{B}$  en depósitos evaporíticos y de sinter respectivamente. Figura a partir de Lagos et al., in prep.

### Zona Tuyajto

Los valores de  $\delta^{11}\text{B}$  y sus principales datos estadísticos en la Zona de Tuyajto son indicados en la [Tabla 4.20](#). Relación  $\delta^{11}\text{B}$  y cloruro son presentadas en la [Fig. 4.39](#).

Las composiciones isotópicas de boro varían desde  $-0,41$  a  $5,7$  ‰ en manantiales termales, alcanzando valores menores que las de manantiales fríos, las cuales varían entre  $0,3$  y  $6,22$ ‰. El  $\delta^{11}\text{B}$  del agua de lago pertenece al rango de manantiales, con razones entre  $-3,91$  y  $3,91$ ‰.

Tabla 4.20 Promedios, desviaciones estándar, máximos y mínimos de valores  $\delta^{11}\text{B}$  de muestras fluidas y sólidas para la Zona Tuyajto. Tabla a partir de Lagos et al., in prep.

Tuyajto	$\delta^{11}\text{B}$			
	$\bar{x}$	SD	Min	Max
Fluids				
<i>Saline Lake (LK)</i>	1.80000	3.80947	-3.91000	3.91000
<i>Thermal Springs (TS)</i>	1.56200	2.56716	-0.41000	5.70000
<i>Cold Springs (CS)</i>	2.85000	3.04399	0.30000	6.22000
<i>Streams (ST)</i>	0.13500	0.37477	-0.13000	0.40000
<i>Borehole (BH)</i>	0.17000	0.00000	0.17000	0.17000
Solids				
<i>Evaporite Deposits (ED)</i>	-4.67000	7.94788	-10.2900	0.95000

CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

	LK	TS	CS	ST	BH	RW	EXP 25	EXP 87
Salar El Laco	◆						●	■
Pampa Amarilla			—		—			
Laguna Tuyajto	●	●	●	●		○	●	■
Salar de Aguas Calientes		▲	▲					
Salar de Capur	■	■					●	■

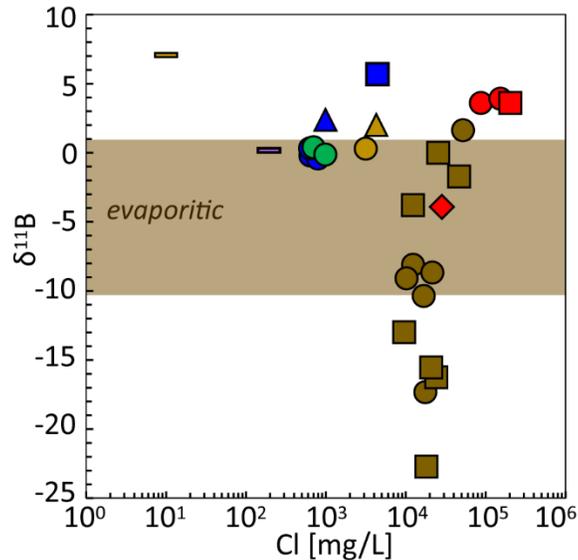


Figura 4.39 Isótopos de boro en muestras fluidas y solidas de la Zona Tuyajto. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago (LK, lake), aguas de manantial frio (CS, cold spring) soluciones experimentales a 25 y 87°C (EXP25, EXP87). Sombra color café indica rangos de valores para isotopo  $\delta^{11}\text{B}$  en depósitos evaporíticos. Figura a partir de Lagos et al., in prep.

En la Fig. 4.40 se presentan gráficos de correlación entre  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^7\text{Li}$  y  $\delta^{11}\text{B}$ , para muestras sólidas analizadas en este estudio (depósitos evaporíticos, depósitos de sinter silíceo y rocas), y valores  $\delta^{11}\text{B}$  para depósitos evaporíticos entregados por Kasemann et al. 2004. Los valores  $\delta^{11}\text{B}$  de este estudio se encuentran dentro del rango entregado por Kasemann et al. 2004. A partir de la correlación  $\delta^7\text{Li}$  y  $\delta^{11}\text{B}$ , no es posible establecer una diferencia clara entre las signatures isotópicas de las rocas, de los sinters y de los depósitos de evaporitas para ambas Zonas.

CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

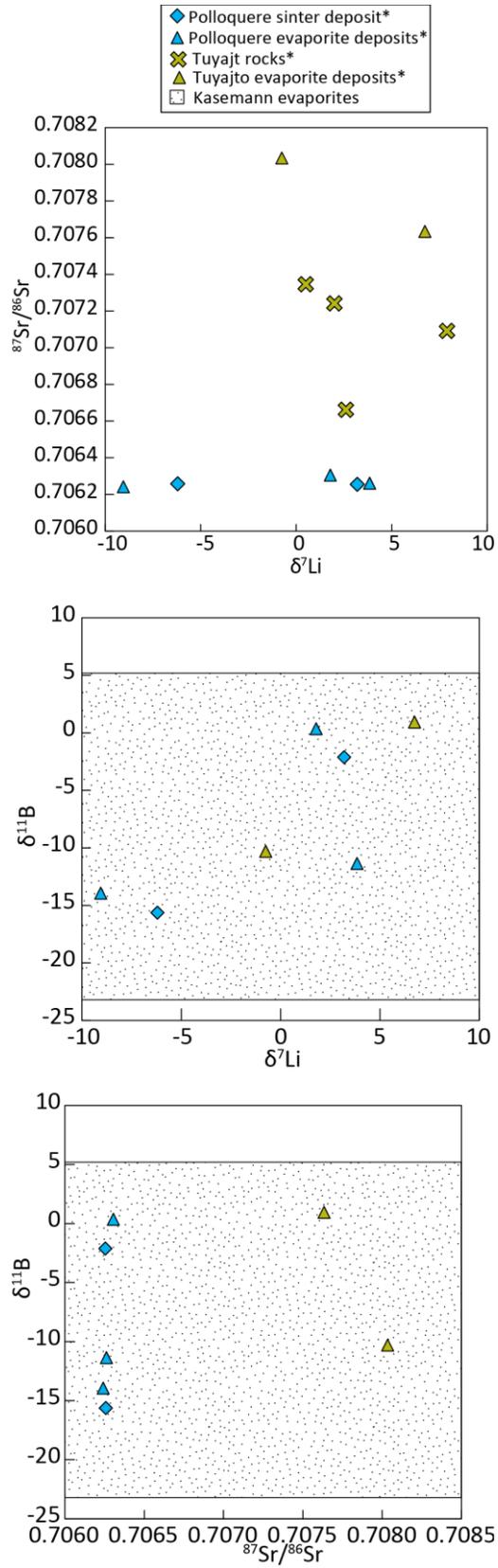


Figura 4.40 Correlación entre valores isotópicos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^7\text{Li}$  (‰) y  $\delta^{11}\text{B}$  (‰). Imagen a partir de Lagos et al., in prep.

## **Capítulo 5**

### **Discusiones**

#### **5.1. Procesos hidrogeoquímicos**

Los procesos hidrogeoquímicos que han sido interpretados en ambas zonas de estudio son presentadas mediante relaciones especie-cloruro, sistemática Na-Br-Cl en aguas, análisis de cluster y correlación entre isótopos de oxígeno y deuterio en agua.

Para evaluar el comportamiento de las aguas subterráneas en cada una de las zonas, fueron indicados los miembros representativos de cada cuenca. De esta manera, las variaciones que presentan el resto de las aguas, pueden ser explicadas como resultado de procesos hidrogeoquímicos (mezcla de aguas, interacción agua roca, precipitación o disolución de minerales, etc.). El criterio de selección es explicado al comienzo de la discusión sobre la hidrogeoquímica de cada Zona. La muestra representativa es indicada por un círculo negro en cada diagrama, y su razón especie-cloruro se presenta mediante líneas segmentadas.

### 5.1.1. Salar de Surire–Zona Polloquere

#### Comportamiento geoquímico de elementos mayores y traza

Las muestras representativas fueron escogidas considerando lo siguiente:

- La muestra de agua que presenta la signatura química menos enmascarada por procesos superficiales, y por ende, es lo más semejante al agua de reservorio que puede obtenerse en superficie corresponde al manantial termal con mayor flujo de agua (2 L/s), mayor contenido de silice (120,13 mg/L) (que además indica la mayor temperatura según el geotermómetro de silice, (Tabla A.5, Apéndice A) y mayor temperatura in situ (86,2°C). La muestra representativa del reservorio geotermal escogida fue POI4 (seguido por POC10).
- El agua de lago que lleva más tiempo de permanencia en la superficie, y que ha estado expuesta mayor tiempo a evaporación, es aquella que presenta mayor concentración de cloruro y los mayores valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  (Cl = 62168 mg/L,  $\delta^{18}\text{O} = -3,37$ ,  $\delta^2\text{H} = -44,7$ ), y corresponde a POL8 (seguida por POL2). La elección de la muestra POL8 está basada además en la modelación geoquímica de evaporación de aguas presentes en la cuenca mediante el software PHREEQC (Apéndice C.1) y los valores isotópicos de oxígeno y deuterio de todas las muestras de aguas recolectadas en el lago.
- Se considera además que la signatura más cercana a agua de recarga corresponde a las aguas de manantiales fríos, las cuales contienen la menor carga de solutos (TDS entre 64 y 1075 mg/L), temperaturas bajas (entre 6 y 13,5°C) y que han pasado por procesos de interacción con la roca de la cuenca.

#### *Aniones mayores*

El enriquecimiento en cloro de los manantiales termales con respecto a los manantiales fríos puede ser explicado tanto por disolución de depósitos evaporíticos en profundidad, por mezcla de agua de reservorio con salmueras de lago, como por lixiviación de rocas volcánicas a alta temperatura (Ellis & Mahon 1964; Ellis & Mahon 1967).

La alta concentración de F,  $\text{SO}_4$  y Cl en la muestra POI4, puede ser explicada como condensación de gases volcánicos en aguas meteóricas. Dado que las salmueras del lago poseen una densidad

CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

mayor a las aguas de manantiales fríos y termales, las salmueras tienden a infiltrarse en profundidad. Este comportamiento en fluidos de diferentes densidades ha sido llamado Principio de Ghyben-Herzberg y ha sido propuesto en diversos salares de la Zona Volcánica Central de Chile (Risacher et al. 2003). Como consecuencia de esta infiltración, las salmueras del lago podrían estar aportando las especies de F, SO<sub>4</sub> y Cl al reservorio, y sus concentraciones en las aguas termales podrían ser respuesta a procesos de mezcla de aguas superficiales hipersalinas densas y aguas geotermales profundas.

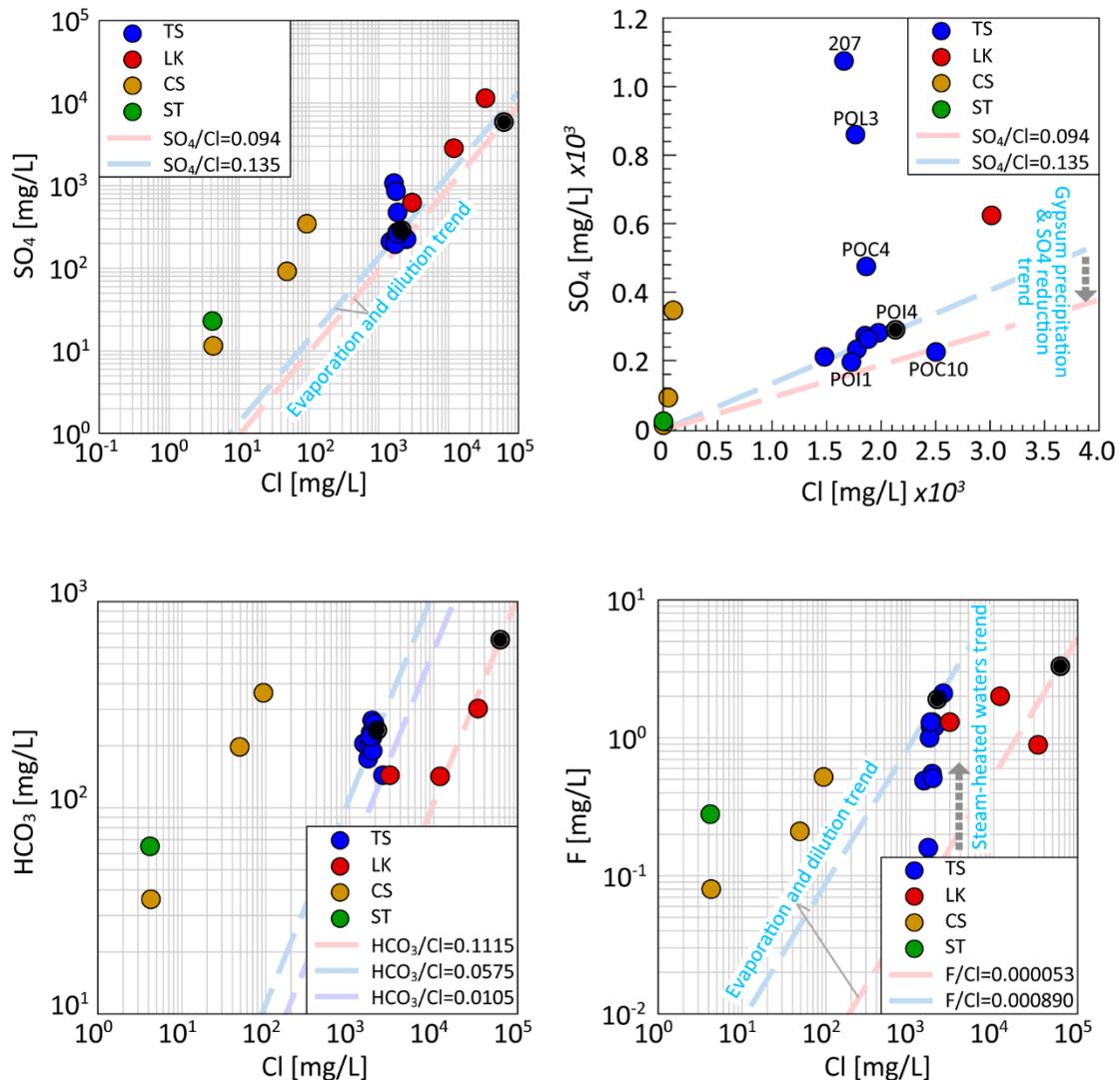


Figura 5.1 Diagramas SO<sub>4</sub>, HCO<sub>3</sub> y F versus cloruro en Zona Polloquere. SO<sub>4</sub>-Cl y HCO<sub>3</sub>-Cl muestran una correlación mas bien lineal para agua de manantial termal y lago salino. El comportamiento químico mostrado en cada diagrama es explicado por dilución o evaporación de los miembros termal y salmuera de lago. Aguas termales (TS, thermal spring), lago salino (LK, lake), aguas de manantial frio (CS, cold spring), escorrentías (ST, stream). Línea segmentada color rojo corresponde a la razón ion/Cl del miembro terminal más evaporado (POL8). Línea segmentada color azul corresponde a la razón ion/Cl del miembro terminal (POI4). Imagen a partir de Lagos et al., in prep.

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

La razón de Br/Cl en el lago salino (0,0007) de la cuenca de Surire es similar a la correspondiente en aguas termales (Br/Cl = 0,0007) y meteóricas (Br/Cl = 0,0009) (Fig. 5.2), lo que sugiere que las aguas de lago salino provienen de la evaporación de aguas termales y/o aguas meteóricas.

Durante la disolución de halita la concentración de Br disminuye levemente como resultado del incremento de volumen total, mientras se genera un aumento en la concentración de Cl (Engle & Rowan, 2013). Esto genera un desplazamiento de las muestras afectadas hacia la izquierda de la línea de dilución- evaporación (Fig. 5.2). Según la sistemática Br-Cl para el caso del Salar de Surire, las muestras POI3 y POI1 han sido afectadas por este proceso.

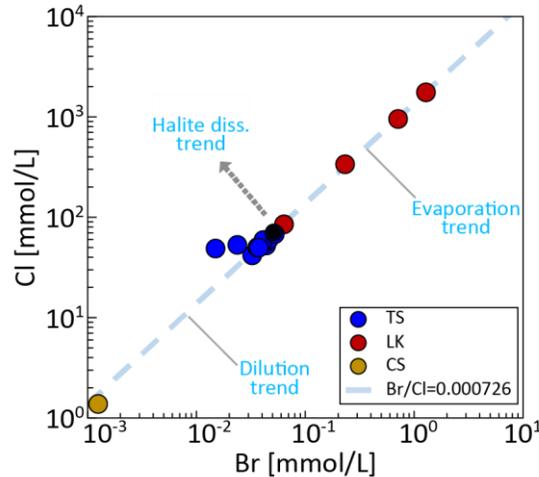


Figura 5.2 Gráfico Br versus Cl, Zona Polloquere, a partir de Engle y Rowan, 2013. Aguas termales (TS, thermal spring), lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring), escorrentías (ST, stream). Línea segmentada color azul corresponde a la razón ion/Cl del miembro terminal (POI4). Imagen a partir de Lagos et al., in prep.

Razones Br/Cl junto con concentraciones de cloruro (Figs. 5.3C-D), e isótopos de oxígeno y deuterio en aguas de la zona (Figs. 5.9A-B) evidencian evaporación en manantiales fríos (Fig. 5.9A) y termales. De esta manera se propone un reciclaje de aguas evaporadas superficiales, esto quiere decir que las aguas de lago salino se infiltran a subsuperficie, y luego vuelven a aflorar, ya sea calentadas o no. Esto es común en ambientes de cuencas evaporíticas, y puede ser explicado por salinidad de las salmueras, gradiente de temperatura y tasas de permeabilidad de los acuíferos (Warren 2006).

CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

La sistemática Cl-Br-Na corrobora que las muestras POI1 y POI3 han disuelto halita en mayores cantidades que el resto de las aguas analizadas (Figs. 5.2, 5.3A). Además, indica que la química del agua que disuelve halita es similar a la presentada por POC10 (Fig. 5.2B). A su vez, la correlación Br/Cl-Cl en todas las muestras de agua de lago y manantiales termales manifiestan un leve grado de disolución de halita (Fig. 5.3C, 5.3D).

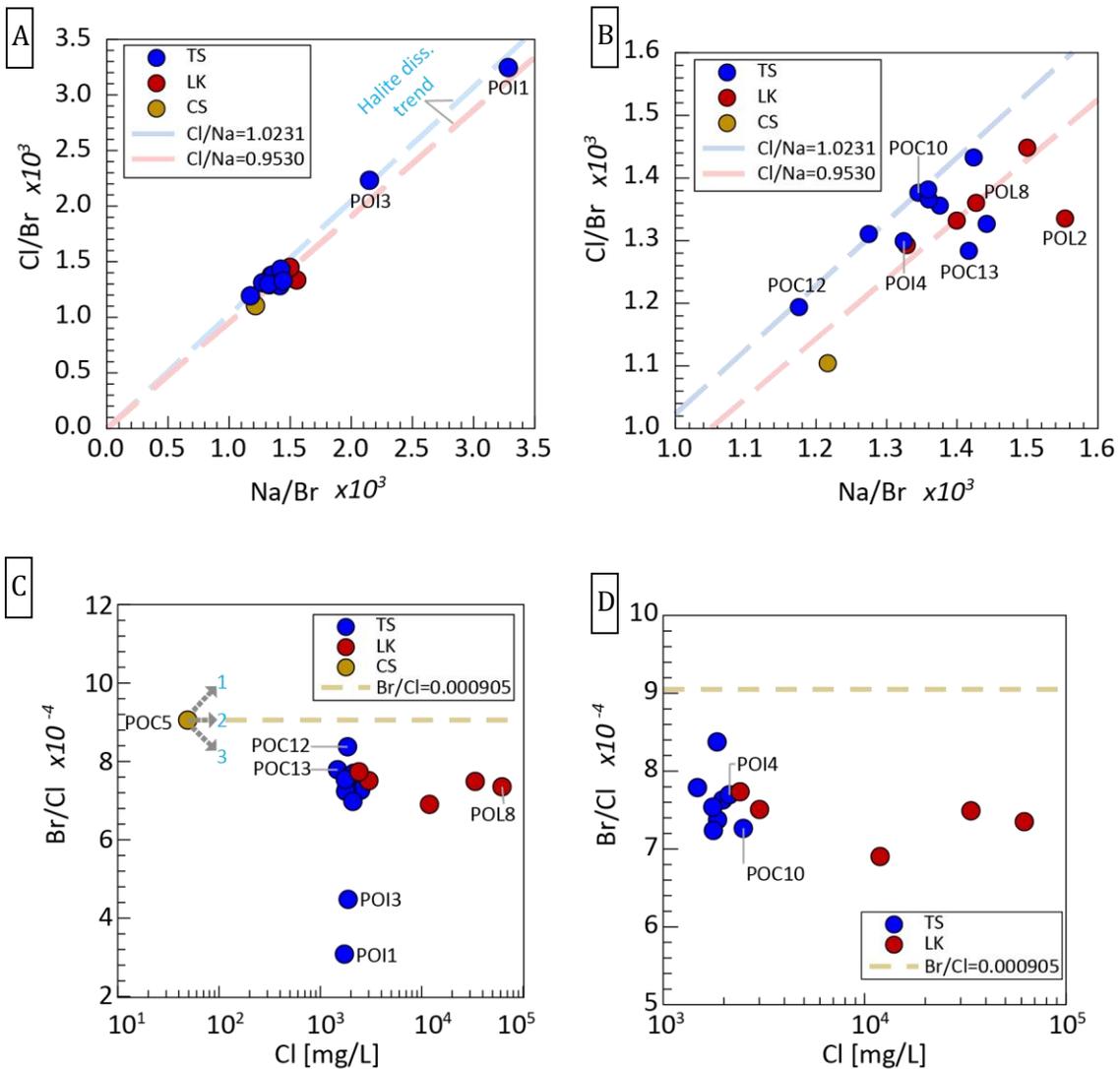


Figura 5.3 Gráficos Cl/Br versus Na/Br y Cl versus Br/Cl para aguas de la Zona Polloquere. Concentraciones utilizadas en razones en unidades mmol/L. A y B a partir de Engle y Rowan (2013). Línea segmentada color rojo corresponde a la razón ion/Cl del miembro terminal más evaporado (POL8). Línea segmentada color azul corresponde a la razón ion/Cl del miembro terminal (POI4). Gráficos C y D a partir de Vengosh (2005). Línea segmentada color mostaza corresponde a la razón Br/Cl de la muestra de manantial frío más cercana al área de descarga de agua termal principal al lago (POL6). (1) Descarga de agua subterránea externa a un acuífero con salmueras o componentes de agua de formación antigua, (2) Superficie de evaporación (y/o evapotranspiración) de agua subterránea, (3) Descarga de agua subterránea externa salinizada por disolución de depósitos evaporíticos.

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

### *Cationes mayores*

Los valores de la razón molar Na/Cl cercanos a 1 (Fig. 5.4) indican que tanto salmueras de lago salino como aguas termales están siendo afectadas por disolución de halita (Risacher et al. 1998). Exceso de Na con respecto a Cl en aguas de manantiales fríos y en la escorrentía (Fig. 5.4) puede deberse a meteorización de silicatos.

Los valores Mg/Ca de aguas termales varía entre 0,14 y 0,72. El agua de lago posee valores entre 0,76 y 1,86. Valores Mg/Ca entre 0,7 y 0,9 han sido interpretados como producto de dolomitización de sedimentos (Chan et al. 2002). Si bien los análisis de DRX de las muestras de sales extraídas de la superficie del salar no registran dolomita, sí ha sido identificada la presencia de calcita magnésica, la cual podría controlar la concentración de estos elementos en la salmuera de lago.

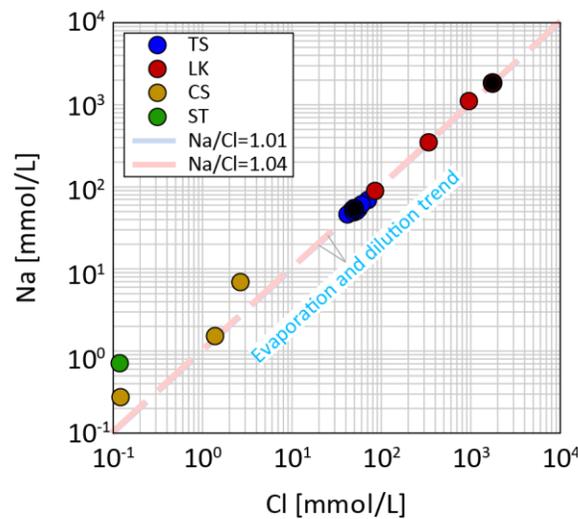


Figura 5.4 Na versus Cl en aguas de la Zona Polloquere. Aguas termales (TS, thermal spring), lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring), escorrentías (ST, stream). Línea segmentada color rojo corresponde a la razón ion/Cl del miembro terminal más evaporado (POL8). Línea segmentada color azul corresponde a la razón ion/Cl del miembro terminal (POI4). Imagen a partir de Lagos et al., in prep.

Las aguas del norte y del sur de la cuenca de Surire muestran un comportamiento químico marcadamente diferente. Esto puede visualizarse en las razones Cl versus en Mg, Rb, Sr, Li, Cs, As, B y Si (Figs. 5.5-5.8), y en isótopos de oxígeno, deuterio, estroncio, boro y litio (Fig. 5.9, Figs. 5.31-5.33). Un escenario posible que explique las diferencias químicas existente entre los manantiales termales de la zona sur y norte, es que las rocas presentes en la línea de flujo de

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

ambas subcuencas de drenaje sean diferentes, y probablemente se trate de dos acuíferos diferentes. Por otra parte, algunos de estos iones (Mg, Rb, Sr, Cs, y B) (Figs. 5.5-5.8) sugieren que (1) la signatura de las aguas de lago podría estar controlada por evaporación de agua termal derivada del sector norte de la cuenca, o (2) que el agua termal del norte de la cuenca sea producto de la infiltración de salmueras de lago mezclada diluida con el acuífero de agua fría y posteriormente infiltrada y calentada.

Una disminución del contenido de K sin pérdida de Cl en las aguas termales (Fig. 5.5) puede ser explicada por adsorción de K en minerales de arcilla en profundidad.

Dado que el magnesio es rápidamente incorporado a minerales de alteración secundarios, se sugiere que las muestras de agua de la zona sur de salar (aquellas muestras que presentan las concentraciones de magnesio mas bajas) estan precipitando en profundidad o durante el ascenso de los fluidos minerales como como illita, montmorillonita y clorita (tendencia 1-Fig. 5.5). Esto es avalado por la ocurrencia de montmorillonita en los depositos de sinter alrededor de estos manantiales (Tabla 4.1).

Además, el aumento de F acompañado con una disminución de Ca puede ser interpretado como precipitacion de calcita en profundidad.

CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

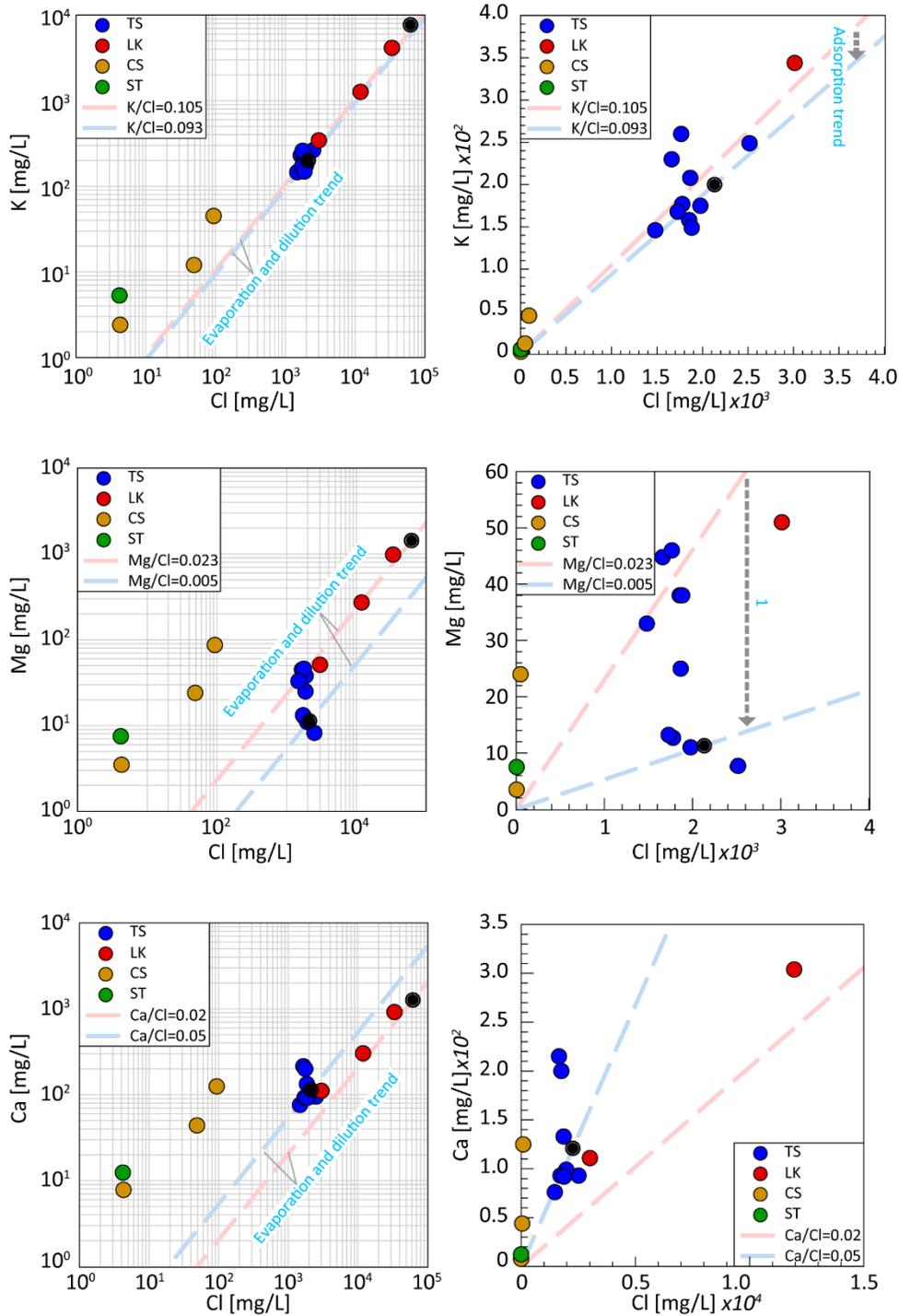


Figura 5.5 Diagramas K, Mg y Ca versus cloruro en aguas de la Zona Polloquere. K-Cl, Mg-Cl y Ca-Cl muestran una correlación mas bien lineal para agua de lago salino. En aguas termales se observa un comportamiento similar, a excepción de Mg-Cl. El comportamiento químico mostrado en cada diagrama es explicado por dilución o evaporación de los miembros termal y salmuera de lago. 1) Absorción de magnesio en ceolitas y arcillas,, especialmente clorita Aguas termales (TS, thermal spring), lago salino (LK, lake), aguas de manantial frio (CS, cold spring), escorrentías (ST, stream). Línea segmentada color rojo corresponde a la razón ion/Cl del miembro terminal más evaporado (POL8). Línea segmentada color azul corresponde a la razón ion/Cl del miembro terminal (POI4). Imagen a partir de Lagos et al., in prep.

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

Como fue discutido anteriormente, las altas concentraciones de cationes y aniones mayores sugieren la incorporación de las salmueras de lago en las aguas termales. Este aporte puede ocurrir en subsuperficie, durante la infiltración de las aguas meteóricas y ser parte del agua de recarga del reservorio, o puede ocurrir durante el ascenso desde el reservorio a la superficie. Lo último podría suceder si un acuífero de salmueras somero, de signatura similar a la presentada por las salmueras de lago (e.g. [Risacher et al. 2003](#)), estuviese conectado con los canales de ascenso del fluido geotermal. En cambio, si la contaminación ocurriese al agua de recarga, la signatura de los elementos reactivos se borraría mediante procesos de interacción agua-roca que ocurren en el reservorio antes que este fluido emane en superficie. En cualquiera de los dos casos, la química de las manifestaciones de agua termal superficiales exhibiría una signatura diferente a aquella de salmueras.

Las concentraciones de Rb, Sr, Li y Cs y las razones entre estas especies y el cloruro son distintas en la zona norte y sur ([Fig. 5.6 y 5.7](#)). Las subcuencas que alimentan los manantiales en ambas zonas son diferentes ([Fig. 2.7](#)). Las diferencias en la química pueden explicarse por un cambio en el tipo de roca que interactúa con el agua meteórica a medida que se infiltra en profundidad y que además contiene el reservorio. Siendo de tipo basáltico en la zona norte y tipo riolítico-andesítico en la zona sur (e.g. [Nicholson 1993](#)).

CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

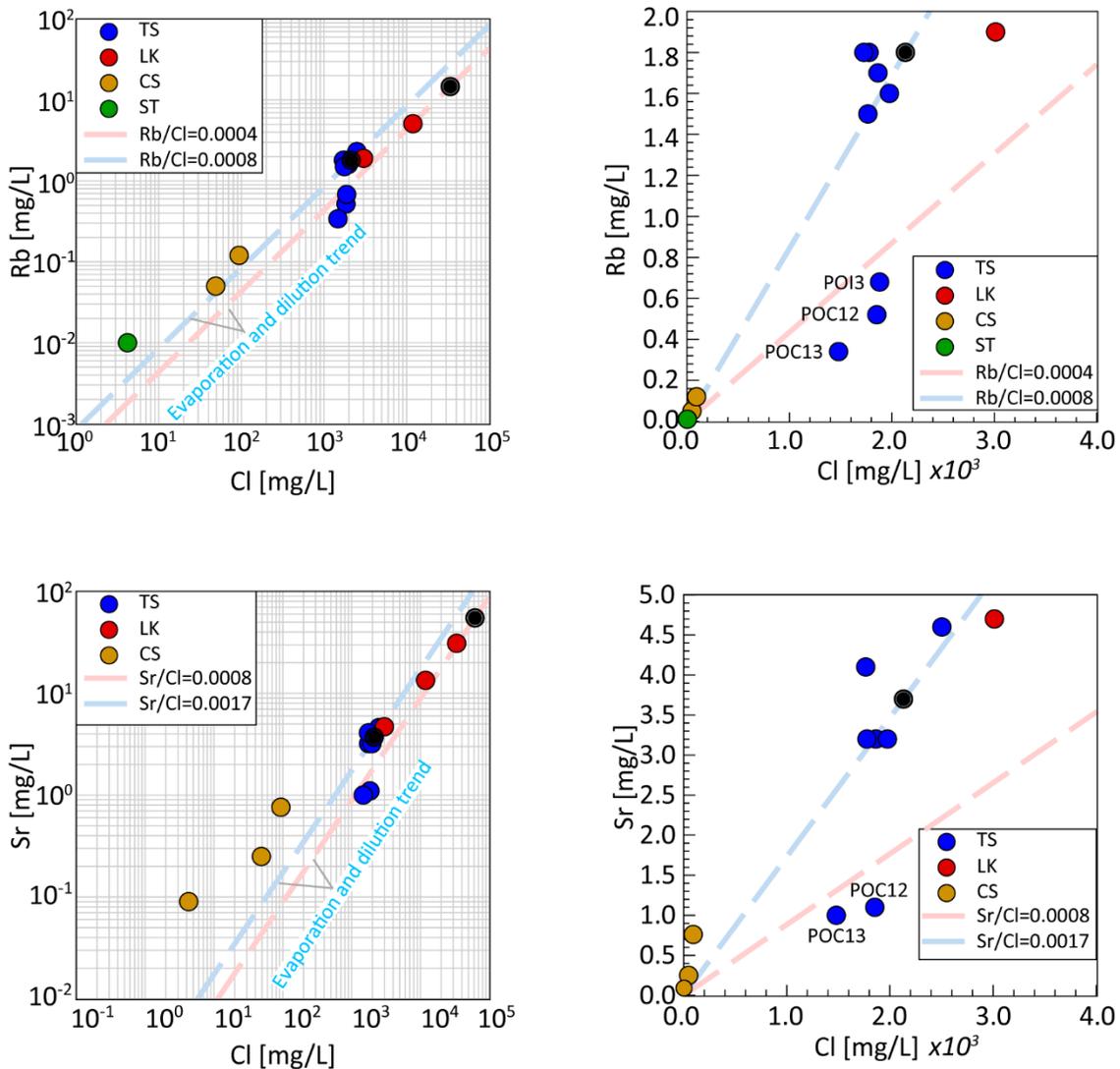


Figura 5.6 Diagramas Rb y Sr versus cloruro en aguas de la Zona Polloquere. Rb-Cl y Sr-Cl muestran una correlación mas bien lineal para agua de lago salino. En aguas termales se observa un desacople entre la química de las aguas termales del noreste de la cuenca (POI3, POC12 y POC13) y del sur de la cuenca. El comportamiento químico mostrado en cada diagrama es explicado por dilución o evaporación del miembro termal y el miembro salmuera de lago. Aguas termales (TS, thermal spring), lago salino (LK, lake), aguas de manantial frio (CS, cold spring), escorrentías (ST, stream). Línea segmentada color rojo corresponde a la razón ion/Cl del miembro terminal más evaporado (POL8). Línea segmentada color azul corresponde a la razón ion/Cl del miembro terminal (POI4). Imagen a partir de Lagos et al, in prep.

Stauffer & Thompson (1984) proponen que la diferencia de concentraciones en Li, Cs, As y B y sus razones versus cloruro dentro de un mismo sistema geotermal, pueden ser explicadas por disolución de minerales ricos en las mismas especies. Dado que minerales ricos en Cl, Li, B precipitan en la cuenca debido a evaporación en el salar, fue evaluada la posible disolución de estos en la discusión sobre los resultados del experimento de disolución de sales.

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

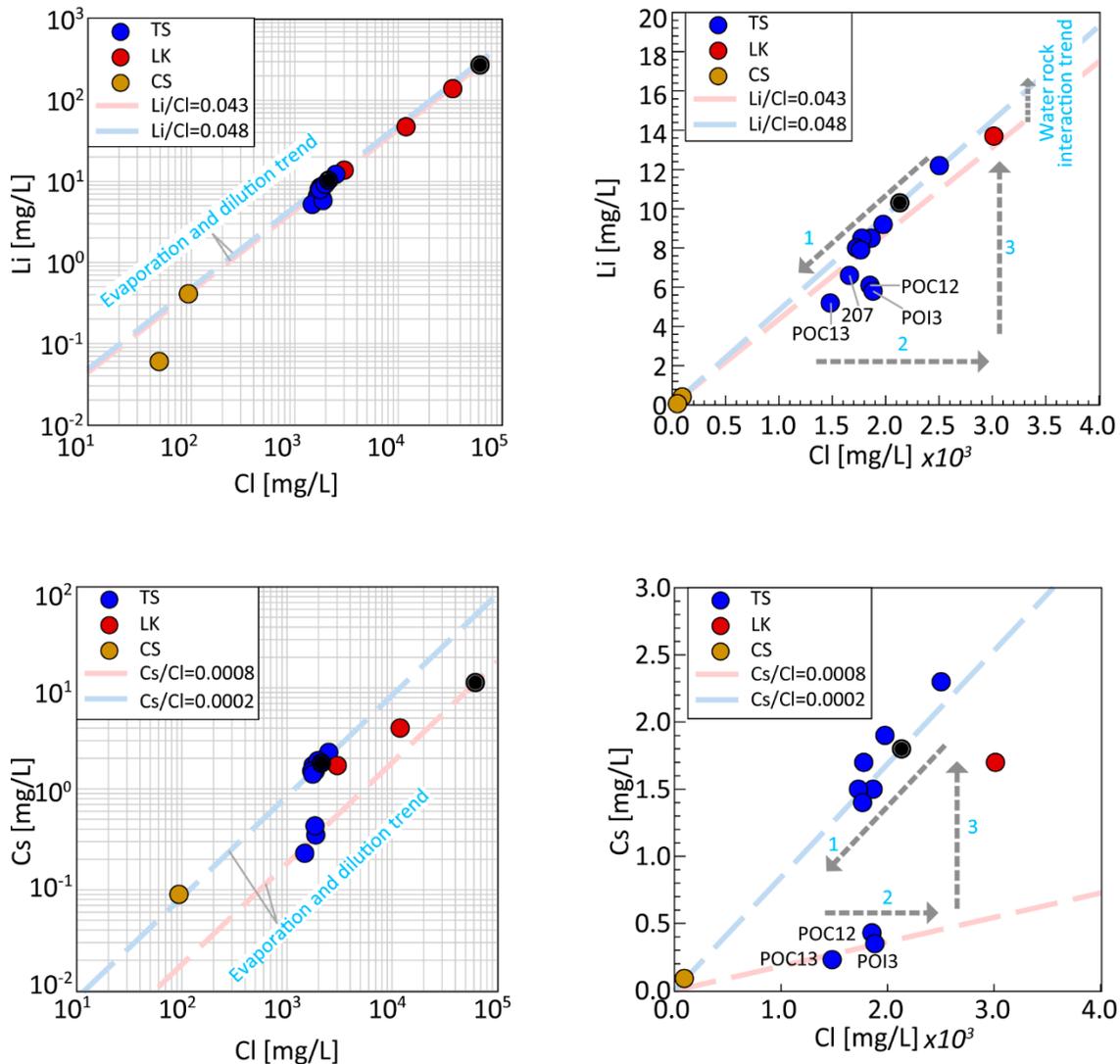


Figura 5.7 Diagramas Li y Cs versus cloruro en aguas de la Zona Polloquere. Li-Cl muestra una correlación más bien lineal para agua de lago salino y aguas termales. Las relaciones Li-Cl y Cs-Cl muestran un desacople entre las aguas termales del noreste de la cuenca (POI3, POC12 y POC13) y del sur de la cuenca. El comportamiento químico mostrado en cada diagrama es explicado por dilución o evaporación del miembro terminal y el miembro salmuera de lago. 1) Enfriamiento conductivo o dilución con agua meteórica, 2) Disolución mineral rico en Cl, 3) Mezcla con fuente rica en Li o Cs (respectivamente). Aguas termales (TS, thermal spring), lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring), escorrentías (ST, stream). Línea segmentada color rojo corresponde a la razón ion/Cl del miembro terminal más evaporado (POL8). Línea segmentada color azul corresponde a la razón ion/Cl del miembro terminal (POI4). Imagen a partir de Lagos et al., in prep.

### Especies neutras

La alta concentración de  $\text{NH}_3$  (Fig. 5.8) en aguas termales es generalmente asociada a procesos de calentamiento de aguas por vapor (*steam-heating*) o asociada a interacción de agua con horizontes sedimentarios. Ninguna de las dos opciones es descartable dado que (1) el

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

enriquecimiento en B que acompaña las concentraciones de  $\text{NH}_3$  en las aguas puede provenir tanto de gases volcánicos como de contaminación por salmueras de lago, y (2) dado que este estudio no cuenta con la concentración de I en lagos y termas en el Salar de Surire. A su vez, si se consideran las concentraciones de  $\text{SO}_4$ , las muestras POL3 (53,8°C) y POC4 (72°C) se alejan de la tendencia de mezcla entre el miembro salmuera y el miembro agua termal representativa (Fig. 5.1), lo que fue interpretado como ebullición profunda, áreas de alta permeabilidad y/o influencia de vapor magmático ubicado bajo el sector sur del salar (interpretaciones a partir de Nicholson, 1993).

CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

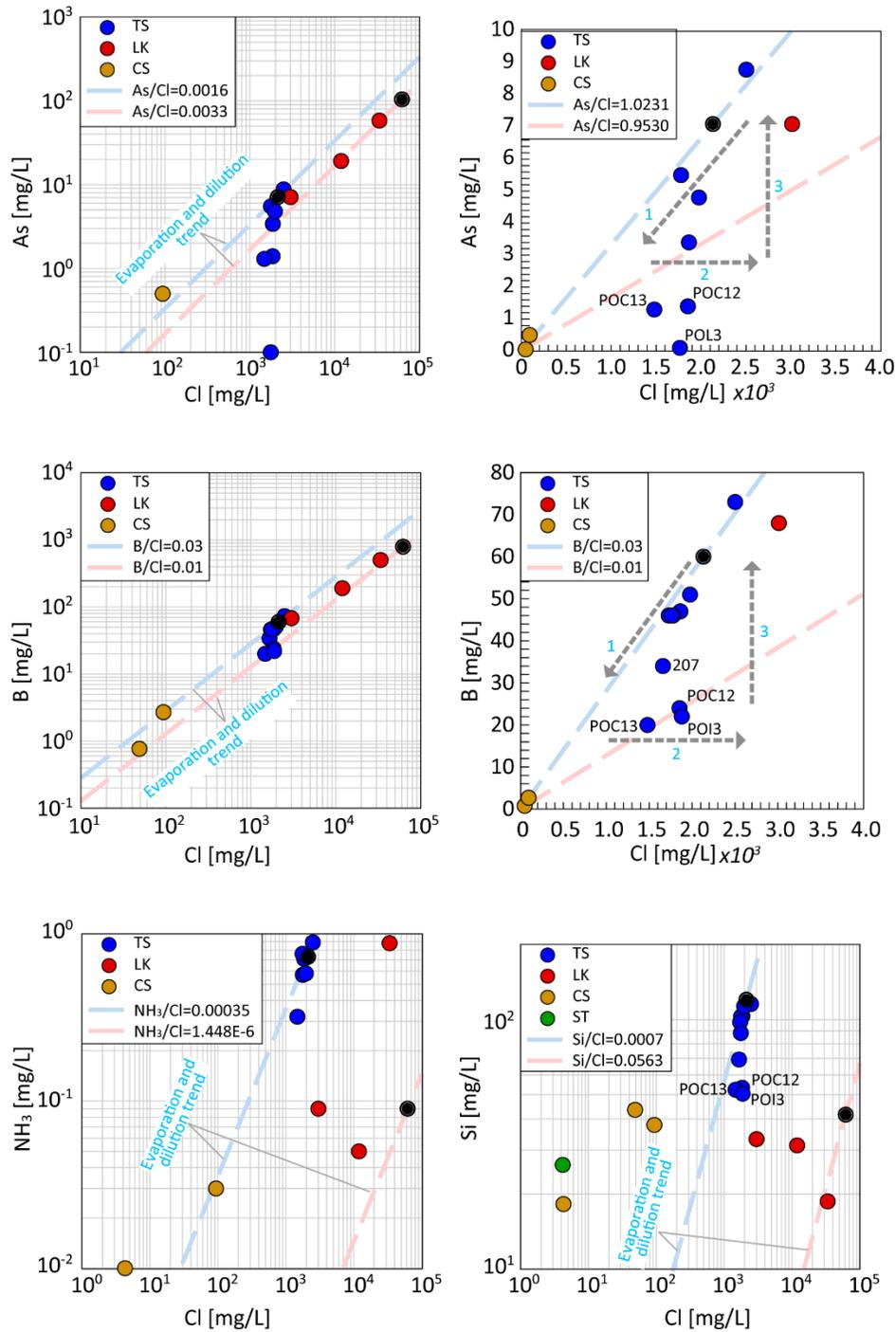


Figura 5.8 Diagramas As, B,  $\text{NH}_3$  y Si versus cloruro en aguas de la Zona Polloquere. Arsenico y B muestran una correlación más bien lineal para agua de lago salino. Por su parte, B,  $\text{NH}_3$  y Si muestran correlación lineal para aguas termales. Las relaciones B-Cl y Si-Cl muestran un desacople entre las aguas termales del noreste de la cuenca (POI3, POC12 y POC13) y del sur de la cuenca. El comportamiento químico mostrado en cada diagrama es explicado por dilución o evaporación del miembro termal y el miembro salmuera de lago. 1) Enfriamiento conductivo o dilución con agua meteórica, 2) Disolución mineral rico en Cl, 3) Mezcla con fuente rica en As o B (respectivamente). Aguas termales (TS, thermal spring), lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring), escorrentías (ST, stream). Línea segmentada color rojo corresponde a la razón ion/Cl del miembro terminal más evaporado (POL8). Línea segmentada color azul corresponde a la razón ion/Cl del miembro terminal (POI4). Imagen a partir de Lagos et al., in prep.

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

En resumen, el comportamiento geoquímico que se exhibe en cada diagrama propone procesos de (1) precipitación de yeso (Chan et al, 2002) (Fig. 5.1), (2) adsorción de K (Chan et al, 2002) (Fig. 5.5), (3) absorción de magnesio en ceolitas y arcillas, especialmente clorita (Figs. 5.5), (4) pérdidas de soluto acompañando enfriamiento, o mezcla con otras fuentes de agua con bajas razones ion-cloruro (Stauffer y Thompson, 1984) (Figs. 5.7- 5.8), (5) Disolución mineral o mezcla con una fuente con alto contenido de cloruro (Stauffer y Thompson, 1984) (Figs. 5.7- 5.8), (6) disolución mineral (por ejemplo, boratos Na, Ca-Na o Ca-Mg-As presentes en depósitos evaporíticos) o lixiviación de rocas sedimentarias o mezcla con una fuente de agua rica en Mg, Rb, Sr, Cs, y B (Stauffer y Thompson, 1984) (Figs. 5.5-5.8).

### **Comportamiento geoquímico de isótopos de oxígeno y deuterio en agua**

La mayor parte de las muestras de agua caen bajo la línea de agua meteórica mundial (aguas termales  $\delta^2\text{H} = 5,6319 \cdot \delta^{18}\text{O} - 27,531$ ; lago salino  $\delta^2\text{H} = 6,1238 \cdot \delta^{18}\text{O} - 22,681$ ; manantiales fríos  $\delta^2\text{H} = 7,1239 \cdot \delta^{18}\text{O} - 2,342$ ; condensado de suelos humeantes  $\delta^2\text{H} = 9,0032 \cdot \delta^{18}\text{O} + 24,461$ ). Esto ha sido explicado previamente por enriquecimiento isotópico causado por la evaporación del agua de derretimiento de nieve que ocurre antes de la infiltración en las zonas de recarga de gran altitud (Fritz et al. 1981; Magaritz et al. 1989; Warren 2006; Rissmann et al. 2015).

La línea de evaporación obtenida en este estudio corresponde a  $\delta^2\text{H} = 6,1238 \cdot \delta^{18}\text{O} - 22,681$  y fue construida a partir de los valores de lago salino, cuya pendiente está en el límite superior de los valores comunes de evaporación recopilados de la literatura (Aravena 1995; Gat 1996; Newman et al. 1997).

Procesos de disolución (e.g. Harrill et al. 1983), intercambio isotópico de  $\delta^{18}\text{O}$  con roca caja (Matsubaya et al. 1973), evaporación (e.g. Harrill et al. 1983; Kendall & Doctor 2004) y mezcla (e.g. Giggenbach 1992; Hoefs 2009) son propuestos de acuerdo a los valores isotópicos de oxígeno y deuterio presentados en la Fig. 5.9. Las aguas termales que muestran los valores isotópicos más ligeros coinciden con las manifestaciones de la zona norte del salar, las cuales se encuentran en un área de drenaje diferente a las aguas del sector sur del salar. Este empobrecimiento puede ser explicado de dos formas: (1) la altura de recarga de las aguas del norte es mayor a las aguas del sur, lo cual coincide con la altura de las montañas en ambas áreas de drenaje (e.g. Gonfiantini et al. 1998) (2) los valores de los isótopos estables en las aguas

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

están controlados por interacción con rocas que poseen valores de oxígeno y deuterio diferentes para cada subcuenca de drenaje (e.g. Hoefs, 2009).

Las aguas termales muestran un enriquecimiento en  $^{18}\text{O}$  con respecto a la línea de agua meteórica local (LMWL) y global (GMWL), y un aumento en el contenido de Cl con respecto a las aguas de manantiales fríos (Fig. 5.9A). Ambos comportamientos pueden ser resultado tanto de mezcla con salmueras superficiales, como por lixiviación e intercambio de  $^{18}\text{O}$  con la roca caja (Fig. 5.9A). Además, las aguas termales pueden representar mezcla del fluido geotermal con fluidos magmáticos andesíticos (Fig. 5.9B) (e.g. Giggenbach, 1992).

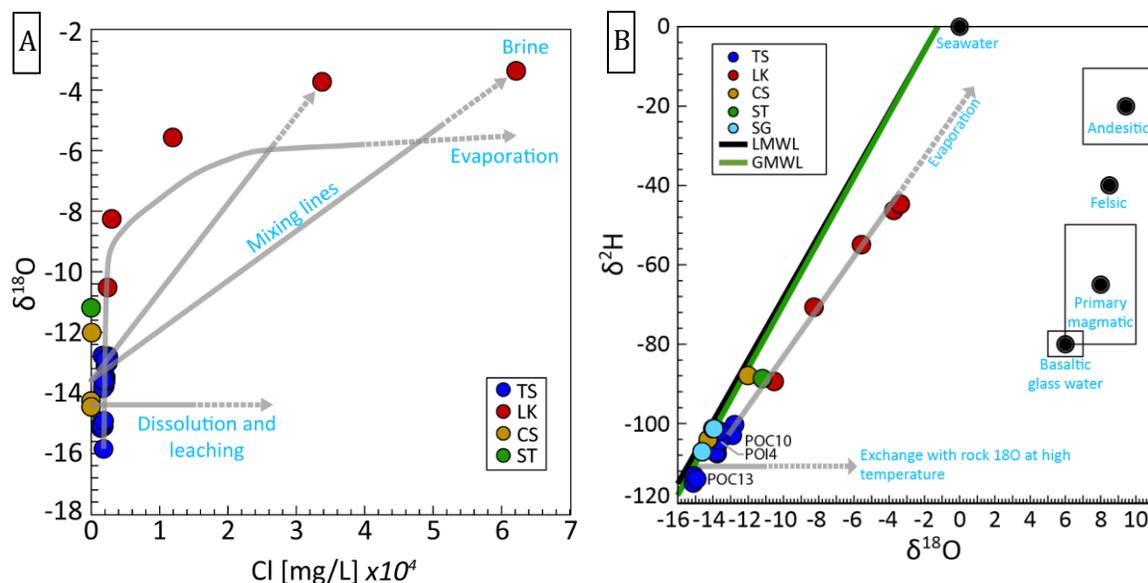


Figura 5.9 Isótopos de oxígeno versus cloruro y versus deuterio en aguas de la Zona Polloquere. Aguas termales (TS, thermal spring), lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring), escorrentías (ST, stream). Imagen a partir de Lagos et al., in prep.

Las aguas termales del norte de Surire son químicamente diferentes a las aguas termales del sur de la cuenca. Esto puede apreciarse en las diferencias en isótopos estables de agua (la cual por sí sola podría explicarse como recarga de agua en una parte más elevada de la cuenca) y en las diferencias en razones B/Cl, As/Cl, Li/Cl y Cs/Cl. Finalmente, isótopos y razones en conjunto sugieren fuentes distintas para las especies presentes en las aguas del sector norte y sur de la cuenca de Surire. Estas diferencias químicas podrían ser explicadas como interacción entre el agua de recarga con diferentes tipos de roca según la subcuenca en donde afloran.

### Experimento disolución de depósitos

Para poder discutir sobre la relación de las soluciones experimentales generadas y las aguas de la cuenca, es necesario comprender lo que el experimento busca representar. Las soluciones fueron mantenidas a temperatura constante por más de 400 horas. Luego de este tiempo, las soluciones alcanzan una estabilización de las concentraciones de Cl, SO<sub>4</sub>, Na, K, SiO<sub>2</sub>, (Dickson et al. 1963; Bischoff & Dickson 1975). Las condiciones de presión y temperatura (1 atm, 25 y 87°C) a las cuales fueron sometidas las soluciones son similares a las que se pueden encontrar en aguas superficiales o de acuíferos someros que han alcanzado equilibrio con depósitos superficiales de evaporitas o de sinter. De esta manera, las aguas que lixivian a temperatura ambiente (25°C), representan aguas meteóricas frías contenidas en un acuífero rico en minerales evaporíticos. Mientras que las aguas que se equilibran a las temperaturas a las cuales puede alcanzar el agua termal (87°C), representa la disolución que puede generar la descarga de agua termal en el borde de un salar.

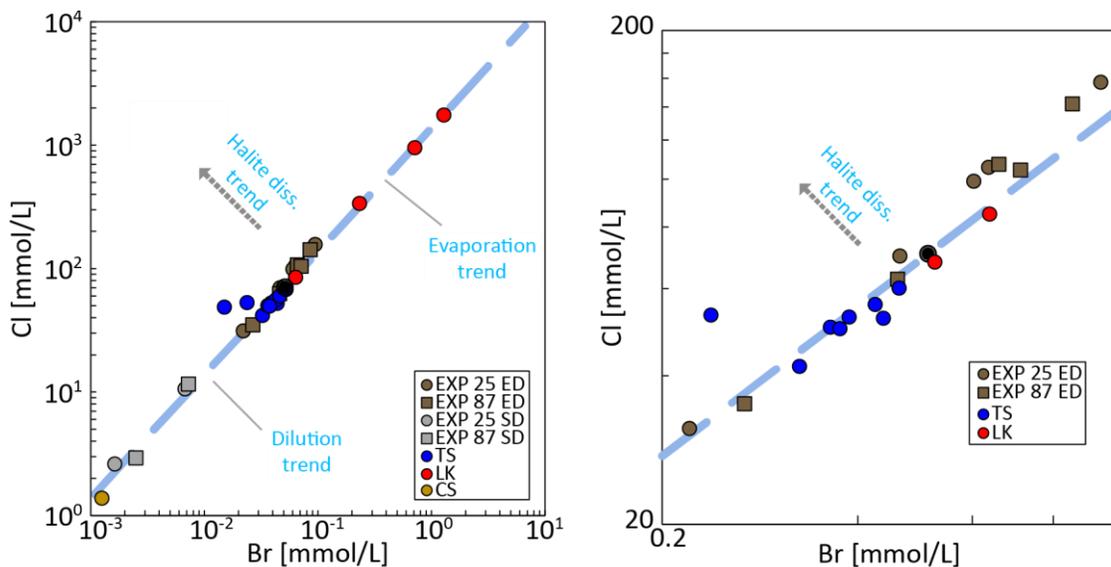


Figura 5.10 Bromuro versus cloruro en soluciones experimentales de la Zona Polloquere. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring). Soluciones experimentales de lixiviación: EXP 25 SD, disolución de depósitos de sinter a 25°C; EXP 25 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 25°C; EXP 87 SD, disolución de depósitos de sinter a 87°C; EXP 87 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 87°C. Línea segmentada color azul corresponde a la razón ion/Cl del miembro terminal (POI4). Imagen a partir de Lagos et al., in prep.

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

Las soluciones experimentales grafican a la izquierda de la línea de aguas de la cuenca de Surire (Fig. 5.10). Este desplazamiento puede deberse según Engle & Rowan 2013 a disolución de halita, lo cual es coherente con la mineralogía encontrada mediante DRX en los depósitos.

Las razones Br/Cl versus Cl indican que el agua termal (puntos azules en Fig. 5.11) podría haber sido generada por mezcla entre agua meteórica que disuelve evaporitas al infiltrarse en profundidad (puntos color cafés en Fig. 5.11) y aguas de un acuífero frío (punto color mostaza, Fig. 5.11), y posteriormente calentada sin alcanzar el equilibrio y cambiar significativamente su química.

Es importante notar que las razones Br/Cl de aguas termales (puntos azules en Fig. 5.11) sugieren que el agua de recarga no solo corresponde a agua que disuelve evaporitas (puntos color café Fig. 5.11). En cuyo caso, se esperaría que la mayoría de las aguas termales (puntos azules en Fig. 5.11) presentaran razones Br/Cl menores a las que se observan en las soluciones experimentales (puntos color cafés en Fig. 5.11). También puede ser descartado que la química de las aguas termales (puntos azules en Fig. 5.11) está controlada principalmente por salmueras evaporadas de lago (línea de mezcla roja, Fig. 5.11).

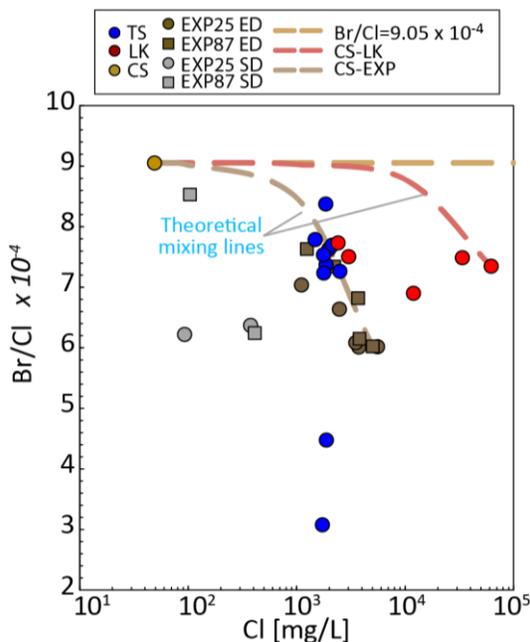


Figura 5.11 Correlación Br/Cl versus Cl en soluciones experimentales de la Zona Polloquere. Concentraciones utilizadas en razón en unidades mmol/L. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring). Soluciones experimentales de lixiviación: EXP 25 SD, disolución de depósitos de sinter a 25°C; EXP 25 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 25°C; EXP 87 SD, disolución de depósitos de sinter a 87°C; EXP 87 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 87°C. Línea segmentada color café corresponde a línea teórica de mezcla entre agua de manantial frío con una solución experimental que ha disuelto sales superficiales. Línea segmentada color rojo corresponde a línea teórica de mezcla entre agua de manantial frío y agua de lago más evaporada. Línea segmentada color mostaza corresponde a razón Br/Cl para miembro meteórico (POL6). Imagen a partir de Lagos et al., in prep.

Fue utilizada la sistemática Na-Cl-Br (Fig. 5.12), para evaluar la disolución de halita. Los resultados experimentales arrojan que la tendencia química causada por disolución de depósitos superficiales es diferente a los predichos teóricamente por Engle y Rowan (2013). Se puede observar, además, que razones Cl/Br y Na/Br son independientes del depósito a partir del cual se disuelven (ya sea depósitos de sinter o evaporitas), y que describen de manera característica el mecanismo de disolución. También fue observada en la tendencia una independencia de la temperatura a la cual fue llevada a cabo la disolución.

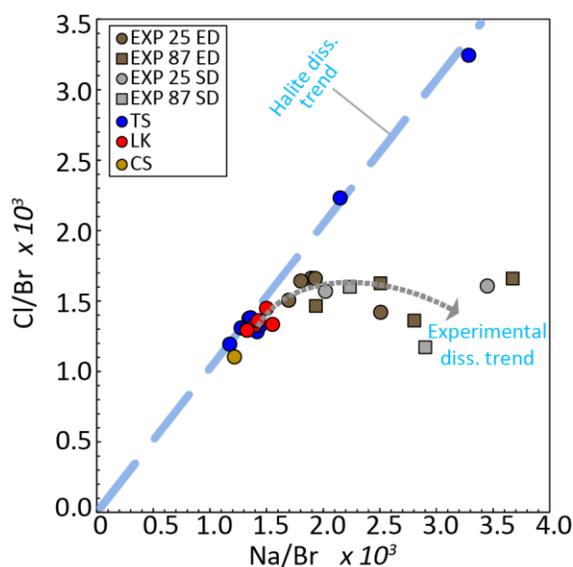


Figura 5.12 Sistemática Na-Cl-Br (concentraciones en mmol/L) en soluciones experimentales de Zona Polloquere. Concentraciones utilizadas en razón en unidades mmol/L. Aguas termales (TS, thermal spring), de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring). Soluciones experimentales de lixiviación: EXP 25 SD, disolución de depósitos de sinter a 25°C; EXP 25 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 25°C; EXP 87 SD, disolución de depósitos de sinter a 87°C; EXP 87 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 87°C. Línea segmentada color azul denota el camino teórico a seguir por aguas termales (química similar a POC12 y POC10) que han disuelto halita (Engle y Rowan, 2013). Flecha segmentada color gris indica camino experimental a seguir por muestras termales en caso de disolver depósitos evaporíticos.

Para evaluar algunos procesos hidrogeoquímicos sugeridos anteriormente, en la Fig. 5.13 a continuación se muestran diagramas de iones (en unidades miliequivalentes/L) involucrados en disolución de carbonatos y halita, meteorización de silicatos e intercambio iónico.

En el diagrama (Na+K) versus TZ<sup>+</sup> (TZ<sup>+</sup>=Na<sup>+</sup>+K<sup>+</sup>+2·Mg<sup>2+</sup>+Ca<sup>2+</sup>) fue observado que la mayor parte del total de cationes presentes en las aguas de manantiales termales y lagunas corresponde a las especies Na y K (puntos que caen a lo largo de la línea (Na+K) =TZ<sup>+</sup>). Mientras que las muestras de agua de manantiales fríos y escorrentía que caen a lo largo de la línea (Na+K) =0.5·TZ<sup>+</sup> pueden haber derivado de la meteorización de silicatos. Aquí se aprecia que las aguas

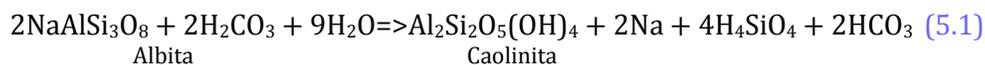
## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

termales se alejan de la línea de meteorización de silicatos, evidenciando una concentración sódica y potásica significativamente alta.

En el agua termal fue descartada la adsorción de Na e intercambio por Ca en arcillas, dado que existe una gran cantidad de Na libre (Lavitt et al. 2012).

En el diagrama Ca+Mg-SO<sub>4</sub> versus HCO<sub>3</sub> las muestras resultantes del experimento de disolución de depósitos superficiales debiesen caer sobre la línea 1:1, indicando disolución de carbonatos y sulfatos. Sin embargo estas se mostraron debajo de la línea indicando exceso de HCO<sub>3</sub> o de SO<sub>4</sub>. Esto ha sido explicado debido a que SO<sub>4</sub> y HCO<sub>3</sub> provienen de calcita, yeso y además abarcan otros minerales evaporíticos presentes en superficie (e.g. Na<sub>2</sub>Ca(SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>, Li<sub>2</sub>RbK·2(SO<sub>4</sub>), Na<sub>3</sub>Fe(SO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>(H<sub>2</sub>O)<sub>3</sub>). Para evaluar este escenario, fueron graficados los cationes asociados a todos los minerales sulfatados presentes. No obstante, no fue encontrada una relación lineal entre sulfatos y cationes relacionados a otros sulfatos (SO<sub>4</sub> versus Ca +Mg+Na+K+Li+Rb-HCO<sub>3</sub>) que evidencie la disolución a la que fueron sometidas las muestras experimentales. Tampoco se encontró una correlación contundente entre las muestras experimentales y las salmueras de lago o las aguas termales que sugieran que fueron sometidas a ese proceso. Entonces, el exceso de SO<sub>4</sub> + HCO<sub>3</sub> en las aguas termales puede ser explicado por condensación de vapor magmático (CO<sub>2</sub> o H<sub>2</sub>S) en el reservorio o por meteorización de silicatos que genera un exceso HCO<sub>3</sub> (e.g. ecuación 5.1).

El diagrama HCO<sub>3</sub> versus Na ha indicado que los puntos que caen bajo la isolínea (en su mayoría muestras de manantiales fríos y la escorrentía, igual que en diagrama Na+K versus TZ<sup>+</sup>) son producto de meteorización de silicatos.



En los diagramas que consideran Ca, Mg, SO<sub>4</sub> y HCO<sub>3</sub> las aguas termales son controladas por condensación de vapor magmático o meteorización de silicatos. Mientras que en los diagramas que consideran Na, Ca, K y HCO<sub>3</sub>, la signature de las aguas termales muestra una mayor similitud a las soluciones experimentales y salmueras de lago.

CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

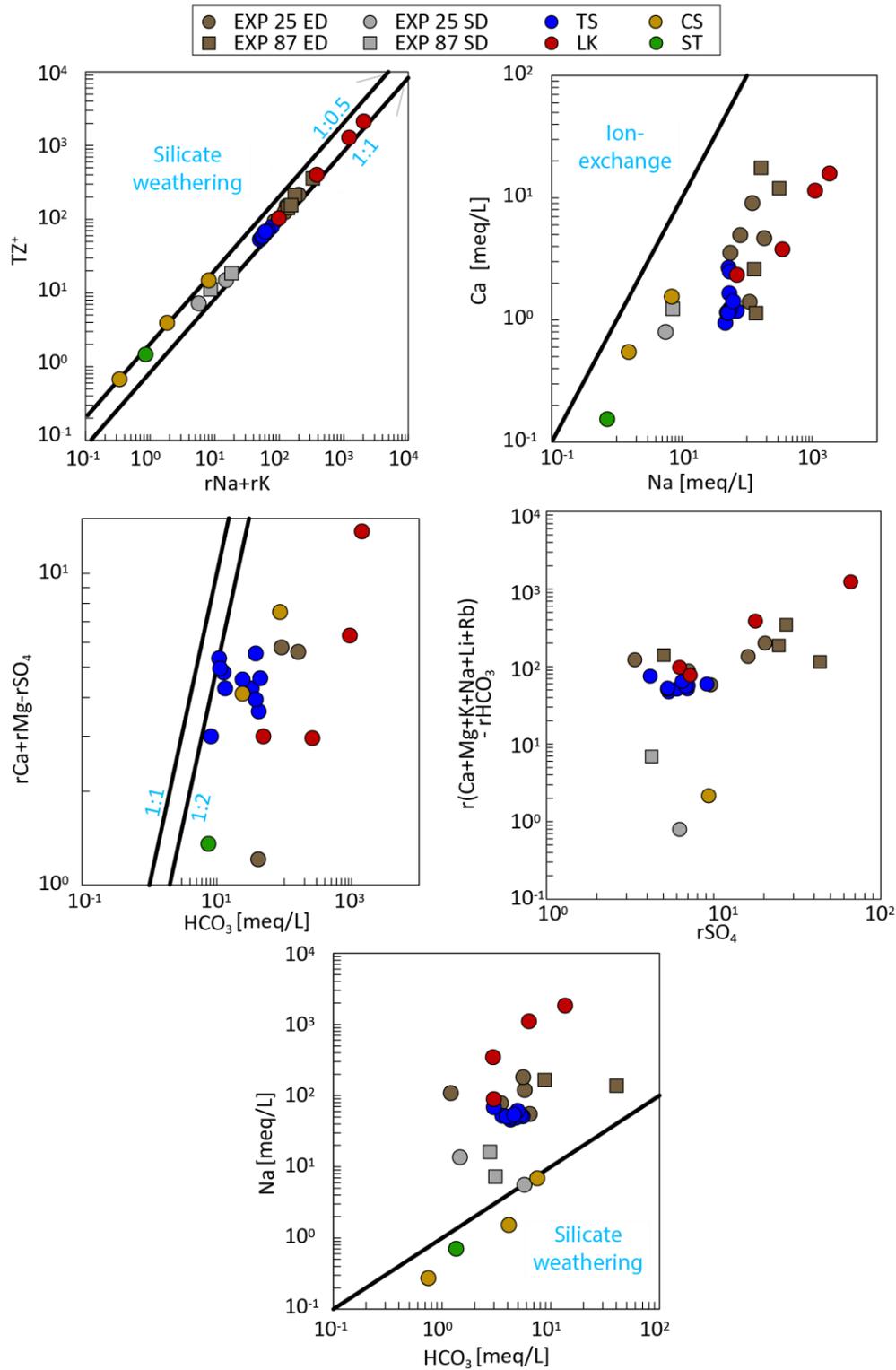


Figura 5.13 Diagramas de correlación entre cationes (meq/L) en aguas de Zona Polloquere, que ayudan a evaluar procesos de interacción agua-roca, a partir de Sarkar, Datta y Hannigan 2007. Aguas termales (TS, thermal spring), aguas de lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring), escorrentía (ST, stream). Soluciones experimentales de lixiviación: EXP 25 SD, disolución de depósitos de sinter a 25°C; EXP 25 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 25°C; EXP 87 SD, disolución de depósitos de sinter a 87°C; EXP 87 ED, disolución de depósitos evaporíticos a 87°C. TZ<sup>+</sup> = Na<sup>+</sup>+K<sup>+</sup>+2·Mg<sup>2+</sup>+Ca<sup>2+</sup>. Su fijo r indica concentraciones en [meq/L].

5.1.2. SIC-Zona Tuyajto

Comportamiento geoquímico de elementos mayores y traza

Los análisis hidrológicos publicados en realizados en la Zona Tuyajto (DIHA & PUC 2009), revelan que existe un flujo de agua que conecta las aguas subterráneas desde el Salar del Laco hasta Salar de Capur, pasando por Pampa Colorada, Pampa Amarilla, Laguna Tuyajto y Salar de Aguas Calientes III (Fig. 2.8). Para poder entender cuáles son los factores que controlan la química de agua dentro de este sistema, fue elaborado un Análisis de Clúster (Fig. 5.14).

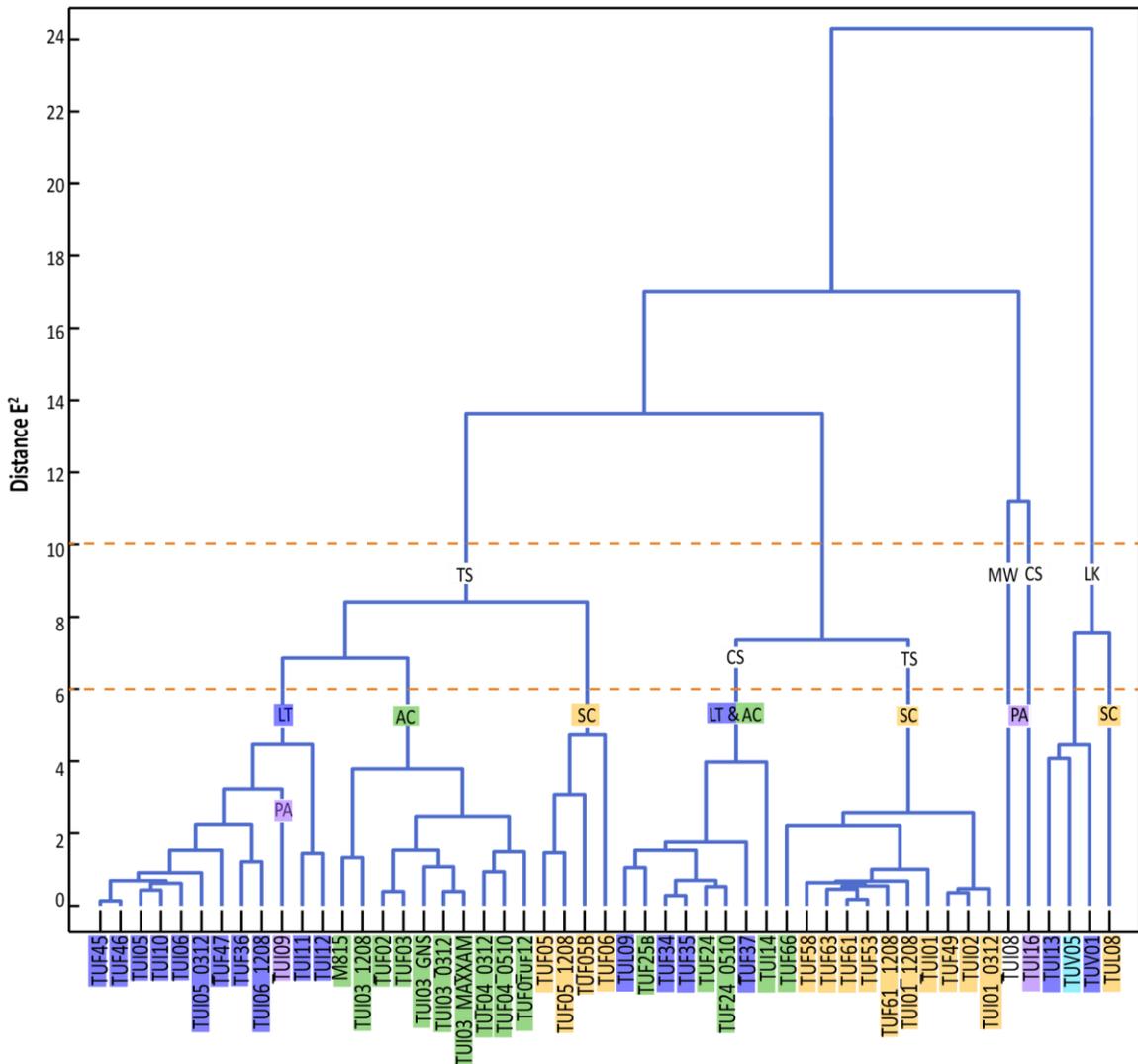


Figura 5.14 Dendrograma que considera resultados de pH, T, Cl, SO<sub>4</sub>, HCO<sub>3</sub>, F, Br, Na, K, Mg, Ca, Li, Cs, Rb, Sr, Si y B. El análisis jerárquico se realizó siguiendo el criterio de Ward con el cuadrado de la distancia Eucladiana como medida de similitud. Los colores de fondo para cada muestra indican la procedencia de la muestra. Celeste para Salar El Laco, rosado para Pampa Amarilla, azul para Laguna Tuyajto, verde para Salar de Aguas Calientes III y amarillo para Salar de Capur. A E<sup>2</sup>=10, las aguas se agrupan en subterráneas termales, frías, meteóricas y de lago. Mientras que a una distancia E<sup>2</sup>=6 las aguas se agrupan según la cuenca de la cual fue extraída.

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

Los resultados del análisis indican que la química de las aguas de la Zona Tuyajto puede ser dividida en dos grupos principales: las salmueras de lago y todo el resto.

Las aguas subterráneas recolectados a partir de manantiales ubicados dentro de las cuencas que presentan un lago o salar en su base, se diferencian del manantial frío y el agua de lluvia obtenidas en la parte alta de las cuencas, específicamente aquellas de Pampa Amarilla.

Un análisis más detallado indica dos subgrupos dentro de las aguas subterráneas. El primero corresponde a las aguas termales que exhiben características químicas representativas de la cuenca de la que fue extraída, relacionando las termas de Laguna Tuyajto, las de Salar de Aguas Calientes III y las aguas ubicado en el sector sur de Salar de Capur. El segundo subgrupo correlaciona el agua fría de Laguna Tuyajto y de Salar de Aguas Calientes con las termas ubicadas en el sector norte del Salar de Capur.

Estos dos subgrupos pueden explicarse como aguas contenidas en dos acuíferos diferentes. El primer acuífero corresponde a las aguas termales calentadas por el gradiente térmico establecido por el Cordón Puntas Negras. Estas aguas alcanzan su mayor temperatura en el sector norte de Laguna Tuyajto, y luego son descargadas al sur de Salar de Capur. El segundo acuífero corresponde al acuífero de agua fría que conecta Laguna Tuyajto con Salar de Aguas Calientes III. Ambos acuíferos son afectados por el gradiente térmico dispuesto por El Complejo Volcánico Caichinque ([Fig. 5.15](#)).

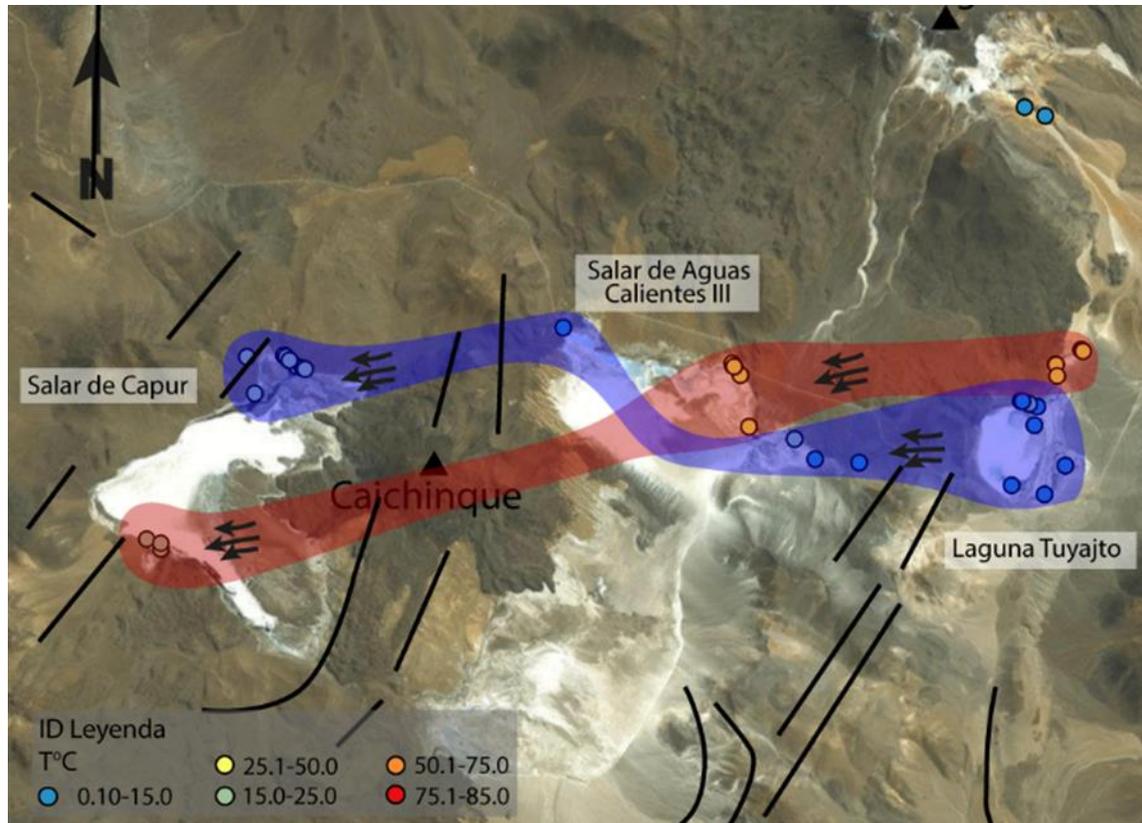


Figura 5.15 Grupos resultantes del dendrograma Zona Tuyajto proyectados en el mapa. Polígonos indican grupos de agua subterránea a partir de los resultados del análisis de cluster. Fallas (líneas negras) a partir de Geol. 1:1.000.000, SERNAGEOMIN.

### Comportamiento geoquímico de isótopos de oxígeno y deuterio en agua

Las aguas de manantiales muestran enriquecimiento en  $^{18}\text{O}$  con respecto a los valores isotópicos entregados por el agua de lluvia. Este comportamiento puede ser explicado por interacción agua-roca (Fig. 5.16).

Las aguas de escorrentía tomadas del borde de la Laguna Tuyajto sugieren haber sido afectada por evaporación o por mezcla con salmueras superficiales, generando así un incremento en sus valores  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ . Otra explicación es que haya un aporte importante de aguas subterráneas con una signatura isotópica idéntica a las aguas subterráneas que afloran en el Salar de Capur.

Los valores isotópicos del agua subterránea de Laguna Tuyajto y Salar de Aguas Calientes III son similares entre si y diferentes a los mostrados por las aguas subterráneas de Salar de Capur, y estas últimas indican variaciones en  $\delta^2\text{H}$  según afloran en el norte o en el sur de la cuenca. Dado que las aguas del sector norte de Capur se relacionan químicamente con las aguas frías de

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

Tuyajto y Aguas Calientes III, se esperaría que el agua que aflora en las tres cuencas preserve su signatura isotópica. Sin embargo, esto no ocurre, y sus valores  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  podrían ser explicadas como (1) aporte de agua meteórica (recarga) a menor altura que Tuyajto y Aguas Calientes, enriqueciendo sus valores de  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ , o (2) mezcla de agua proveniente del acuífero termal y/o del acuífero frío con salmueras de lago presente en la superficie de Salar de Capur.

La muestra de manantial frío obtenida en Pampa Amarilla muestra los valores  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  más cercanos a la línea de agua meteórica local calculada en este estudio (línea gris en Fig. 5.16, SMWL), lo que puede ser explicado como aguas con poco tiempo de residencia, las cuales probablemente hayan interactuado solo con las rocas someras de la cuenca, teniendo poco tiempo para disolver o lixiviar minerales y aumentar sus valores  $\delta^{18}\text{O}$ .

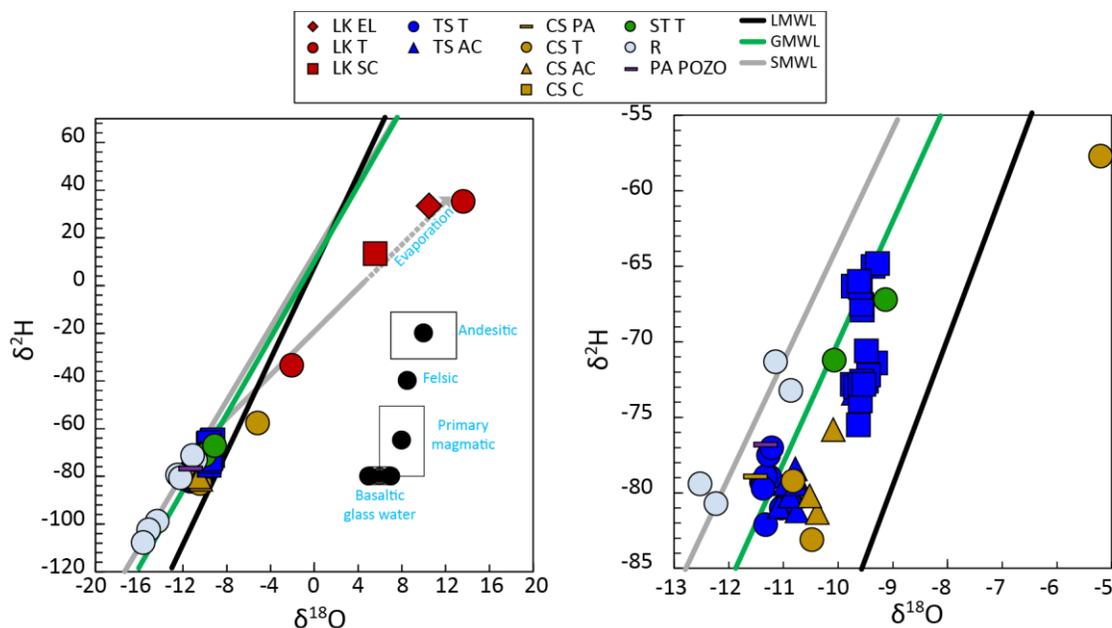


Figura 5.16 Composición isotópica de oxígeno y deuterio (en ‰ SMOW) en las aguas de la Zona Tuyajto, de aguas de lluvia (R) y aguas subterráneas locales. Línea gris representa la línea de agua meteórica calculada en este estudio. Símbolos negros corresponden a miembros magmáticos que podrían ser responsables del enriquecimiento en  $^{18}\text{O}$  en las aguas de la cuenca.

El agua termal de Laguna Tuyajto es química e isotópicamente distinguible de las salmueras de lago y las aguas de manantiales fríos de la misma cuenca. Además, presenta las manifestaciones termales de mayor temperatura. Debido a que se busca caracterizar los miembros de salmuera de lago y miembro termal profundo y agua de recarga para poder determinar la influencia

relativa que ejercen entre ellos, durante el resto de la discusión, cuando se detalle el estudio de la Zona Tuyajto, se hará énfasis en particular a la hidroquímica de la cuenca Laguna Tuyajto.

### Experimento disolución de depósitos

A partir del diagrama de correlación Cl versus Br (Fig. 5.17), se puede ver que dos muestras de agua termal (TUF36 y TUI05) y dos muestras de manantial frío han sido más afectadas por disolución de halita que el resto de las muestras.

Por otro lado, dos muestras de agua termal (TUF34 y TUF35) presentan concentraciones bromuro-cloruro mayores que las del miembro representativo, sugiriendo que pueden haber sido afectadas por aporte de agua proveniente de salmueras de lago y/o del acuífero frío.

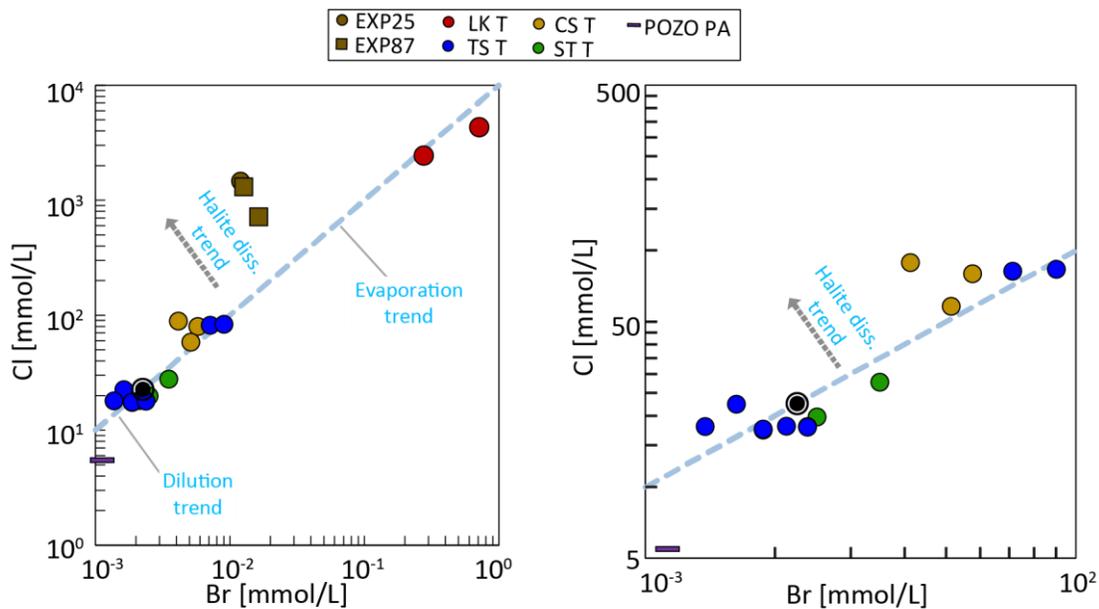


Figura 5.17 Correlación Cl-Br en soluciones experimentales de la Zona Tuyajto. Esta indica que algunas muestras de agua han sido afectada por disolución de halita.

Sin embargo, la relación Br/Cl versus Cl indica todas las aguas de la cuenca han sido afectadas por disolución de halita.

Se considera que la muestra con menor contenido de Cl posee la química más cercana al agua de recarga, en este caso, corresponde al agua de pozo TUI09.

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

Fueron observados 3 patrones generales de mezcla, contruidos a partir del agua de pozo y las soluciones experimentales, las aguas de manantial frio, y las aguas termales (Fig. 5.18).

Las aguas de escorrentía tienen mayor similitud al agua del acuífero termal de Tuyajto, y un leve aumento de cloruro, que puede ser explicado por aporte del acuífero frio a la escorrentía. Por otra parte, dos muestras de manantiales termales (TUF34 y TUF35) presentan similitud al agua del acuífero frio. Esto puede ser explicado según la razón Br/Cl por (1) una mayor disolución de minerales evaporíticos, (2) estar contenidos en la misma roca caja, o (3) por mezcla con salmuera de lago. Dado que las muestras que presentan una mayor influencia de disolución de halita son TUF36 y TUI05, y estas se encuentran en la tendencia de acuífero termal, se descarta que la química de TUF34 y TUF35 esté siendo modificada por una disolución mayor de minerales evaporíticos. Por otra parte, TUF34 y TUF35 indican similitud de elementos mayores y traza a las aguas del acuífero frio y no a las salmueras de lago. Dado que estas muestras afloran cerca del sector de descarga de aguas proveniente de los manantiales fríos, es factible que su química este siendo controlada por la misma roca caja.

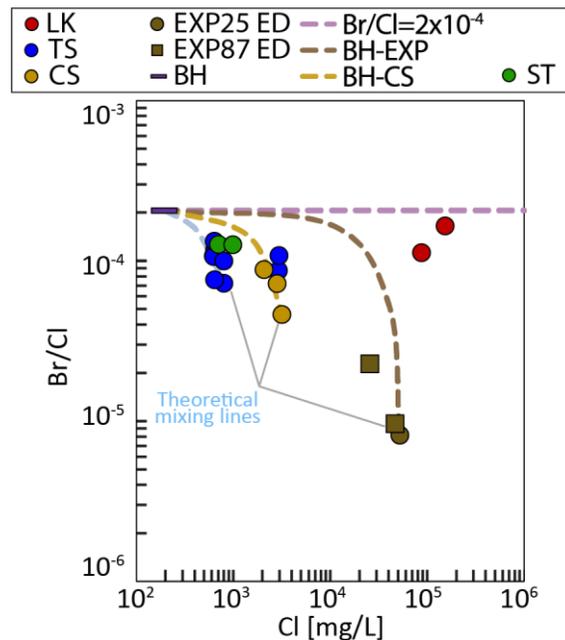


Figura 5.18 Razones Br/Cl versus Cl que evidencian evaporación y disolución de halita. Concentraciones utilizadas en razón en unidades mmol/L. Líneas de mezcla sugieren 3 grupos de agua: salmueras de lago, manantiales termales, manantiales fríos y termales (muestra TUF34 y TUF35).

La correlación Na/Br versus Cl/Br corrobora que la muestra TUF36 ha sido afectada por disolución de halita. Ya que fue descartado que la muestra TUF34 recibe un aporte considerable

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

de iones provenientes de minerales evaporíticos (Figs. 5.19), fue sugerido que esta muestra está más bien controlada por la cercanía a la signatura de acuíferos fríos.

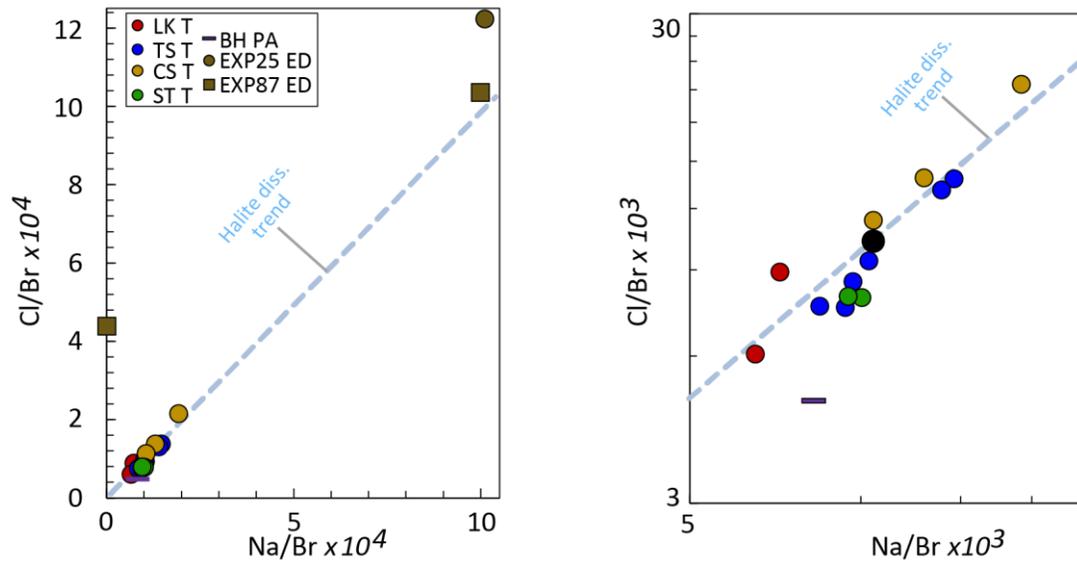


Figura 5.19 Sistemática Na-Br-Cl en soluciones experimentales de la Zona Tuyajto. Concentraciones utilizadas en razones en unidades mmol/L. Estas indican aguas afectadas por disolución de halita (muestra termal TUF36). Muestra TUF 34 en cambio es asociada a mezcla con aguas provenientes del acuífero frío.

Las aguas de la Zona Tuyajto muestran que el contenido de cationes mayores (TZ+) está conformado principalmente por Na y K. Ninguna muestra de agua subterránea cae sobre la línea 1:0,5, indicando que su química no está principalmente determinada por la interacción del agua con rocas silicatadas. El diagrama Ca versus Na tampoco evidencia captación de Na en arcillas, al contrario, todas las aguas contienen elevadas concentraciones de sodio.

Las soluciones experimentales muestran un comportamiento disperso en el diagrama Ca+Mg-SO<sub>4</sub> versus HCO<sub>3</sub>. Aquellas líneas que caen sobre la línea 1:1, o 1:2 (junto con las aguas termales de Salar de Aguas Calientes III, triángulos azules) indican disolución de yeso-anhidrita o calcita-calcita magnésica. Mientras que las aguas que caen bajo la línea, principalmente las aguas de Laguna Tuyajto (círculos azules) indican exceso de SO<sub>4</sub> o HCO<sub>3</sub>, lo cual puede tanto a aportes magmáticos de ambas especies, o debido a disolución de otros carbonatos presentes en los depósitos disueltos, tales como basanita (CaSO<sub>4</sub>·0,5H<sub>2</sub>O). Aquellas muestras que se encuentran sobre la línea, asemejan su química junto con las aguas termales de Salar de Capur (cuadrados azules). El exceso de Ca y Mg de estas muestras puede atribuirse a aportes de salmueras de lago,

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

tanto como contaminación en las aguas termales en subsuperficie como en los poros de los depósitos evaporíticos que fueron disueltos experimentalmente.

Para determinar el aporte de otro tipo de sulfatos y carbonatos en las aguas termales de la Zona Tuyajto, se incluye el diagrama  $\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Na}+\text{K}+\text{Li}+\text{Rb}-\text{HCO}_3$  versus  $\text{SO}_4$ . En este diagrama, las aguas del experimento se ordenan formando dos tendencias lineales, las cuales se presentan ordenadas junto a las aguas obtenidas en terreno. Por un lado, se alinean las aguas de la cuenca de Laguna Tuyajto y Salar de Aguas Calientes III y Salar e Laco y sus respectivas soluciones experimentales resultantes de la disolución de los depósitos evaporíticos presentes en las mismas cuencas, y por otro las aguas de Salar de Capur. Esto sugiere que las aguas subterráneas están siendo controladas por los depósitos evaporíticos superficiales presentes cada una de las cuencas en donde el agua subterránea aflora.

En conclusión, la química de cationes y aniones mayores de las aguas subterráneas de la Zona Tuyajto y las salmueras superficiales parecen estar controladas por los depósitos evaporíticos presentes en superficie, y no por la disolución de minerales silicatados (ver diagrama  $\text{Na}+\text{K}$  versus  $\text{TZ}^+$ , y  $\text{HCO}_3$  versus  $\text{Na}$  [Fig. 5.20](#)).

CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

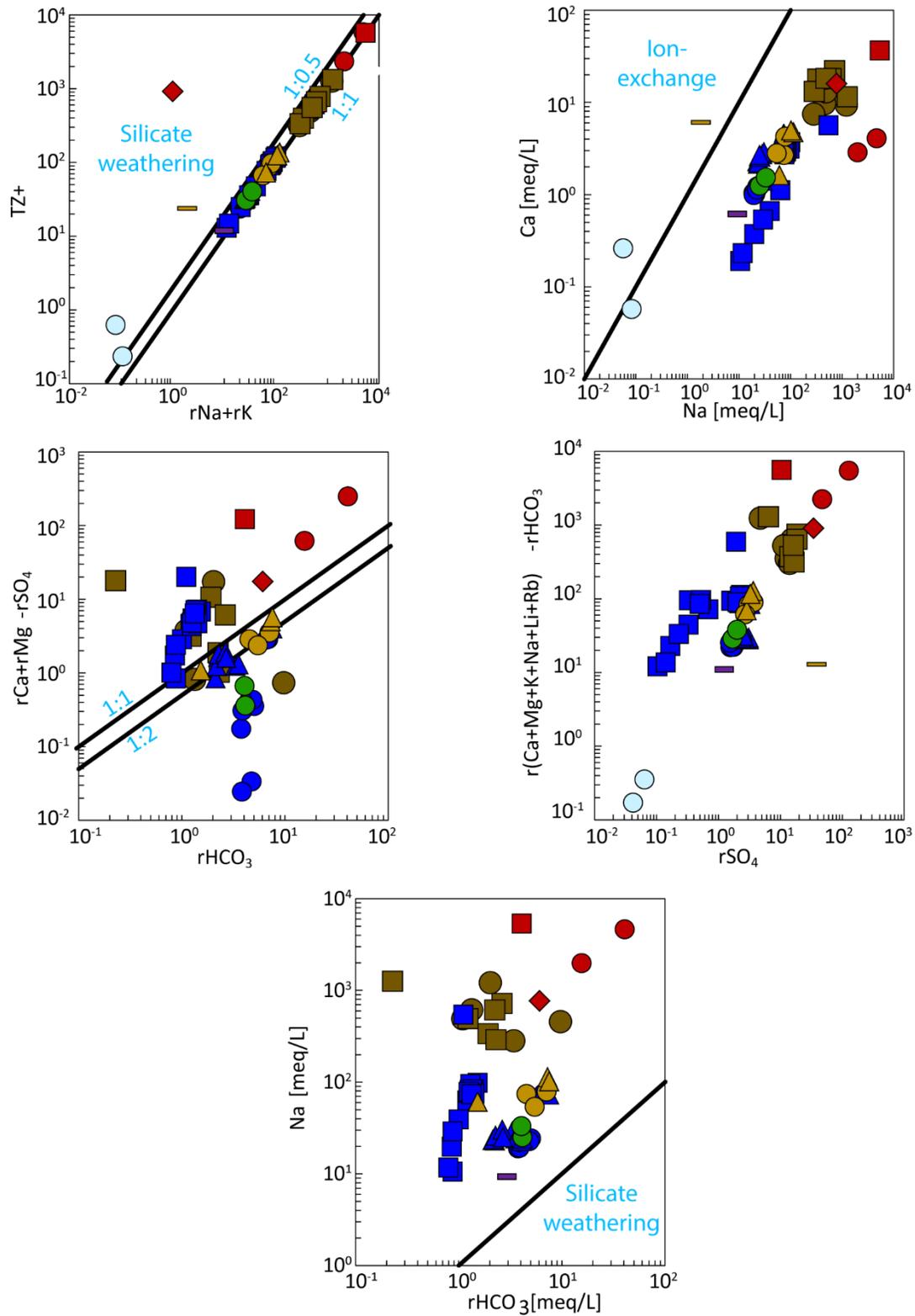


Figura 5.20 Diagramas correlación entre cationes (concentraciones en meq/L) para aguas de la Zona Tuyajto. ayudan a evaluar procesos de disolución, meteorización de carbonatos, sulfatos y silicatos, e intercambio iónico.  $TZ^+ = Na^+ + K^+ + 2 \cdot Mg^{2+} + Ca^{2+}$ . Sufijo r indica concentraciones en [meq/L].

## 5.2. Impronta química

### Salar de Surire–Zona Polloquere

#### Identificación de miembros extremos según razones Mg

Ha sido documentado que el comportamiento químico de Na, Ca y  $SO_4$  dependen de procesos como evaporación y congelamiento, mientras que K, Mg y Cl muestran un comportamiento independiente de estos procesos (Herut et al. 1990).

Por su parte, la rápida incorporación del Mg a minerales secundarios de alteración (especialmente clorita) en ambientes geotermales (Nicholson 1993), a diferencia del aumento de concentración de Mg a medida que el agua es evaporada (Herut et al., 1990), genera altas razones ion-magnesio en aguas calentadas, y bajas razones ion-magnesio en aguas de lago.

A partir de esto, es posible ocupar las razones Na/Mg,  $SO_4$ /Mg y Ca/Mg para separar las aguas de la cuenca en 3 grupos: superficiales evaporadas, someras calentadas y someras frías (miembros A, B y C respectivamente-Fig. 5.21), y de esta forma identificar las aguas de la cuenca según su origen y porcentaje de mezcla/influencia para estos 3 grupos.

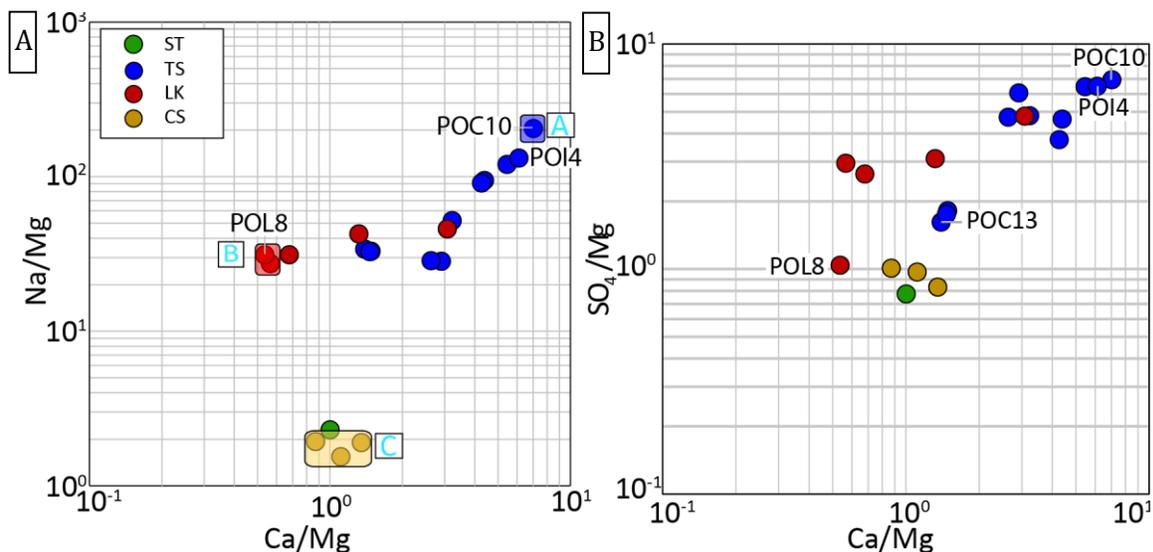


Figura 5.21 Diagramas de identificación de miembros representativos, según las razones Na/Mg versus  $SO_4$ /Mg y versus Ca/Mg, para aguas de la Zona Polloquere. Concentraciones utilizadas en razones en unidades mmol/L. A, B y C corresponden a miembro representativo agua termal, salmuera de lago y agua de recarga respectivamente. Imagen a partir de Lagos et al., in prep.

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

La separación por grupos que ocurre al graficar las muestras de agua por Na/Mg y Ca/Mg (Fig. 5.21A), permite estudiar la mezcla entre el agua de lago salino y el agua termal (POL8 y POC10 respectivamente), extrayendo la interferencia química que podría ser atribuida a aporte de acuíferos fríos (miembro C-Fig. 5.21).

Para extraer la interferencia de acuíferos fríos en el acuífero termal, se utiliza la metodología explicada por Faure (1998). Las razones de Na/Mg fueron utilizadas para corregir las razones Sr/Mg y B/Mg y tener una idea de cómo eran las aguas antes de ser diluidas (Figs. 5.22, 5.24). Luego se utilizan para estudiar la mezcla entre ambos miembros utilizando isotopos de Sr, y B (Figs. 5.31, 5.33). La razón Li/Mg no fue corregida según Faure (1998) puesto que el diagrama Na/Mg-Li/Mg no mostró evidencias claras de dilución (Fig. 5.23).

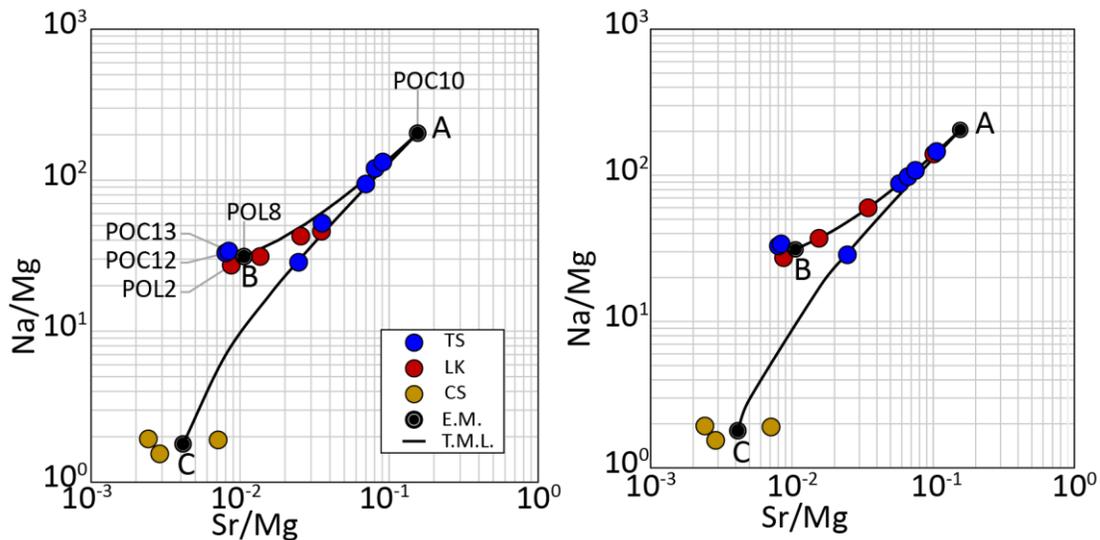


Figura 5.22 Líneas de mezcla a partir de correlación entre Na/Mg y Sr/Mg. Concentraciones utilizadas en razones en unidades mmol/L. A la izq. las muestras de salmueras de lago y de aguas termales que caen dentro de las líneas de mezcla entre los miembros representativos, revelan aportes iónicos de las 3 partes. A la der. Las aguas termales y salmueras de lago que presentaban aporte de los 3 miembros fueron corregidas extrayendole el aporte de dilución por agua de recarga.

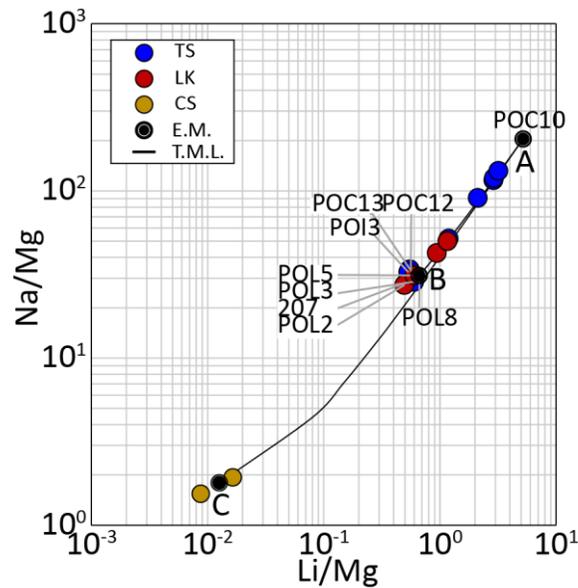


Figura 5.23 Líneas de mezcla a partir de correlación entre Na/Mg y Li/Mg. Concentraciones utilizadas en razones en unidades mmol/L. Los miembros representativos no permiten evidenciar de manera clara la participación de 3 componentes. En consecuencia no se realiza la corrección según Faure a las razones Li/Mg de aguas termales y salmueras de lago.

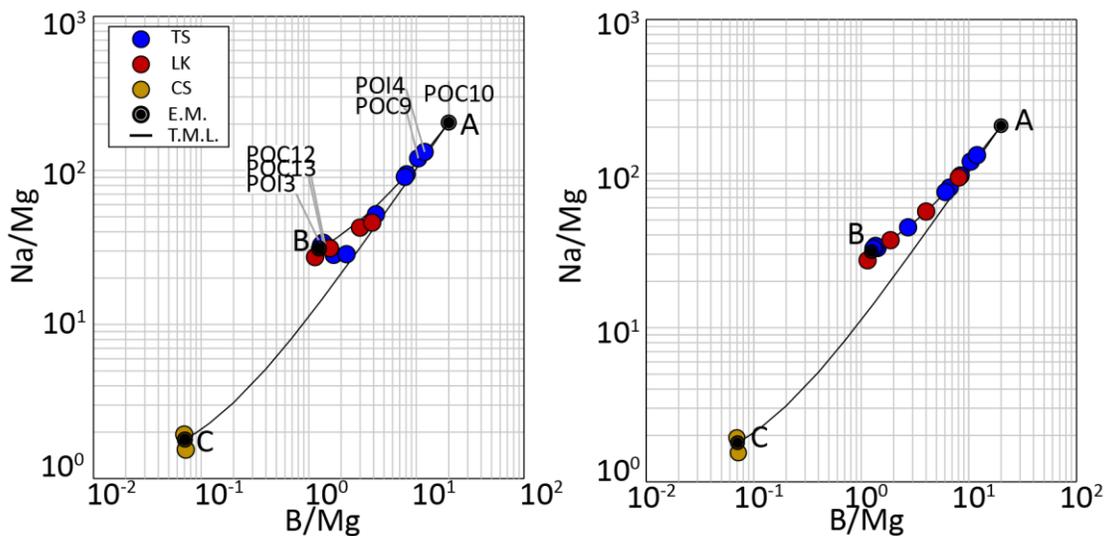


Figura 5.24 Líneas de mezcla a partir de correlación entre Na/Mg y B/Mg. Concentraciones utilizadas en razones en unidades mmol/L. A la izquierda se presentan las razones iónicas de Na/Mg-B/Mg para las aguas termales y salmueras de lago. A la derecha, se muestran las mismas razones iónicas para las aguas que caen dentro del área limitada por las líneas de mezcla entre los miembros representativos, después de haber sido corregidas según Faure (1998).

### Señal química del componente termal y evaporítico

Para obtener una idea más clara de la composición química de las salmueras de lago, se substraen el componente hidrotermal más evidente (POC10) del agua de lago que contiene el mayor grado de evaporación (POL8).

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

Debido a que la mayor parte del Si está asociado a interacción agua/roca local y el sílice se comporta de manera relativamente conservativa a bajas temperaturas y valores de pH ( $\leq 8$ ) (Rissmann et al., 2015) (i.e., el Si disuelto no se comporta como un ion cargado o como coloide; (Hem 1985), el enriquecimiento de variadas especies dentro del componente de lago salino puede ser aproximado por:

$$EF = (X_{(sal)}/Si_{(sal)})/(X_{(ter)}/Si_{(ter)}) \quad (5.2)$$

Donde EF es el Factor de Enriquecimiento para las especies químicas en interés, X la concentración de la especie dada, Si es la concentración de sílice, y los subíndices sal y ter denotan la concentración de la especie química en las aguas evaporíticas y el valor promedio de aguas termal, respectivamente.

Tabla 5.2 Patrón de enriquecimiento general para especies químicas de interés. Amoniaco (NH<sub>3</sub>) no está enriquecido en la fase salmuera de lago relativo a las aguas termales.

<b>Especie [mg/L]</b>	<b>EF</b>
<b>Cl</b>	~ 76
<b>SO<sub>4</sub></b>	~ 65
<b>H<sub>2</sub>S</b>	~ 12
<b>HCO<sub>3</sub></b>	~ 10
<b>CO<sub>3</sub></b>	~ 17
<b>F</b>	~ 5
<b>Br</b>	~ 75
<b>Na</b>	~ 80
<b>K</b>	~ 94
<b>Mg</b>	~ 416
<b>Ca</b>	~ 34
<b>Sr</b>	~ 38
<b>Li</b>	~ 68
<b>Cs</b>	~ 16
<b>As</b>	~ 37
<b>B</b>	~ 34

El patrón de enriquecimiento general para las aguas de lago salinos con respecto a las aguas termales puede apreciarse en la [Tabla 5.2](#). El patrón de enriquecimiento para iones mayores sigue el patrón Mg (~416), K (~94), Na (~80), Cl (~76), SO<sub>4</sub> (~65), Ca (~34), HCO<sub>3</sub> (~10); en alcalinos menores y metales alcalinotérreos Li (~68), Sr (~38), Cs (~16) y: en elementos traza

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

As (~37), B (~34) y F (~5). Amoniaco (NH<sub>3</sub>) no está enriquecido en la fase de salmuera de lago relativo a las aguas termales.

### Proporciones de mezcla

Paralelamente al modelo de 3 componentes de Faure, un modelo de dos componentes (Katz et al., 1998; Rissmann et al., 2015) fue utilizado para estimar la fracción de agua de lago salino ( $F_{sal}$ ) presente en las aguas termales de estos ambientes:

$$F_{sal} = (C_m - C_{met}) / (C_{sal} - C_{met}) \quad (5.3)$$

Donde  $C_m$ ,  $C_{met}$  y  $C_{sal}$  denotan la concentración de soluto de interés en la mezcla, agua meteórica y agua de lago salino, respectivamente.

Usando la ecuación 5.3, el agua de POL6 como miembro de recarga y POL8 como el miembro salino extremo, las proporciones de Cl derivadas del miembro salino en las aguas termales son indicadas en la Tabla 5.3. Considerando que las aguas termales deberían mostrar concentraciones iónicas mayores al agua de recarga (miembro extremo POL6) como resultado de una interacción agua-roca a alta temperatura, es esperable que las fracciones de input salino en las aguas termales entregadas por esta metodología estén sobreestimadas.

Tabla 5.3 Mezcla entre dos componentes donde la fracción de input de agua de lago salino ( $F_{sal}$ ) es calculada para muestras individuales de agua termal de acuerdo a la concentración de cloruro. Proporciones expresadas en porcentajes %.

	$F_{sal}$ (Cl)	$F_{sal}$ (B)	$F_{sal}$ (Li)	$F_{sal}$ (Sr)
POI4	3.42	7.23	3.64	6.57
POC10	4.02	8.87	4.34	8.21
POC12	2.98	2.69	2.10	1.84
POC13	2.38	2.18	1.76	1.66
POI1	2.77	5.47	2.79	0.00
POI3	3.02	2.44	1.98	0.00
POC4	2.99	5.59	2.98	5.66
POC6	2.85	5.47	2.98	5.66
POC9	3.17	6.10	3.24	5.66
POL3	2.83	5.47	2.76	7.30
207	2.67	3.95	2.28	0.00

A partir de la fracción salina obtenida para la especie cloruro de las muestras termales, fueron calculadas las concentraciones teóricas de SO<sub>4</sub>, HCO<sub>3</sub>, Na, K, Ca y Mg. Esto, con el objetivo de compararlas con las concentraciones reales y explicar estas diferencias mediante procesos

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

diversos procesos hidrogeoquímicos (e.g. Daniele et al. 2013). Esta diferencia es calculada mediante la ecuación:

$$\Delta C_i = C_{\text{real}} - C_{\text{teo}} \quad (5.4)$$

Donde  $\Delta C_i$  representa el Delta iónico, calculada como la diferencia entre la concentración medida  $C_{\text{real}}$  y la concentración teórica  $C_{\text{teo}}$  (Fig. 5.25).

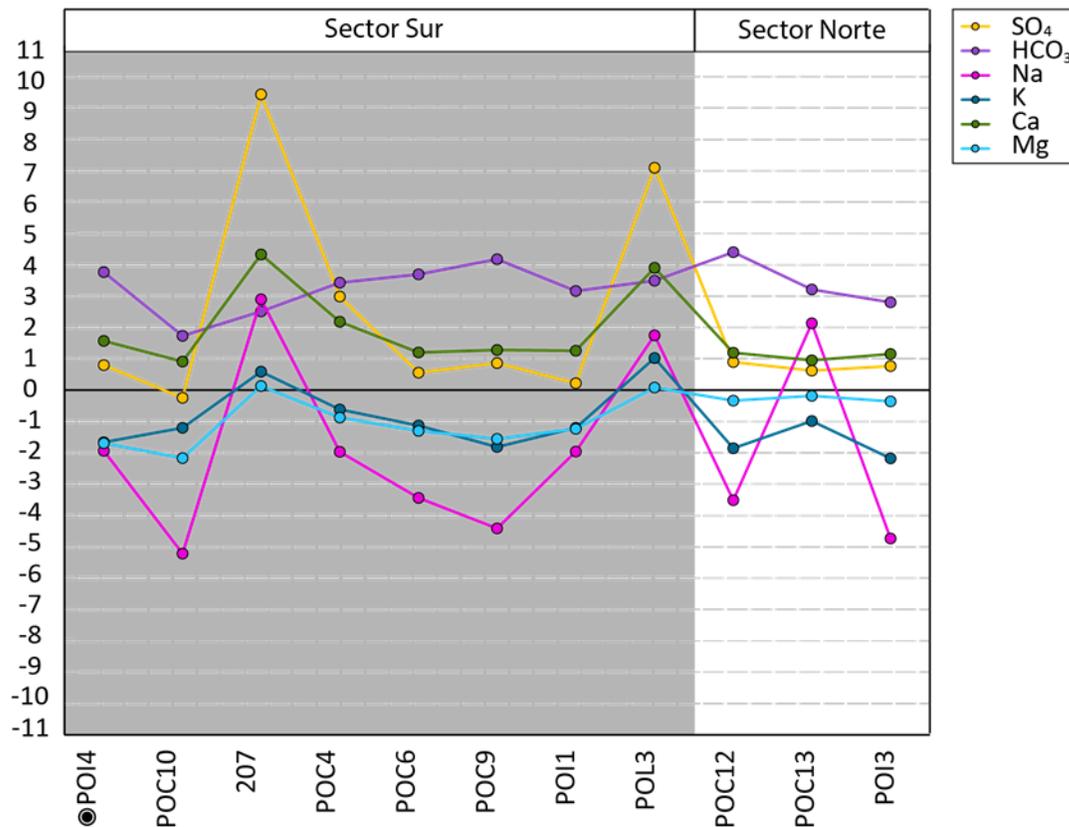


Figura 5.25 Desviación iónica calculada en aguas termales (delta ionic:  $\Delta$ , en [meq/L]) de la Zona Polloquere, para SO<sub>4</sub>, HCO<sub>3</sub>, Na, K, Ca y Mg a partir de una mezcla conservativa entre agua de recarga y agua de lago. Muestras de cada sector estan distribuidas en el eje horizontal.

La disminución en K puede ser explicada por si sola como adsorción de K en arcillas. El incremento de Ca acompañado por disminución en Na, K y Mg sugiere un intercambio iónico inverso entre estos cationes para la mayoría de las muestras menos para 207, POL3 y POC13. Simultáneamente, el alto contenido de Na con respecto a Ca (diagrama Na versus Ca Fig. 5.13) sugiere un aporte extra de Na, el cual puede provenir tanto de salmueras de lago como disolución de minerales evaporíticos, lo cual es coherente con el incremento de carbonatos

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

acompañado de aumento en Ca de todas las muestras, que evidencian que las aguas han sido afectadas por disolución de calcita.

### **SIC-Zona Tuyajto**

#### **Identificación de miembros extremos según razones Mg**

Se utilizan las razones Na/Mg y SO<sub>4</sub>/Mg versus Ca/Mg para visualizar miembros extremos presentes en la Laguna Tuyajto (Fig. 5.26).

Dado que el contenido de sólidos disueltos en las aguas subterráneas frías es mayor (TDS = 5086,72 mg/L) que el encontrado en las aguas termales (TDS = 2678,45 mg/L), no es posible hablar de dilución de aguas termales por aguas subterráneas frías.

A su vez, las muestras de agua subterránea fría, poseen razones Na/Mg, SO<sub>4</sub>/Mg y Ca/Mg (Fig. 5.26) entre los valores dados para el agua subterránea termal y agua de salmuera de lago. Es más, las aguas subterráneas frías en Tuyajto poseen valores  $\delta^{18}\text{O}$  mayores a lo presentados por las aguas termales. De esta manera, no es posible identificar un miembro representativo para aguas subterráneas frías, y, por lo tanto, no es posible generar una corrección de razones Sr/Mg, Li/Mg o B/Mg por la metodología de Faure (1998) (Figs. 5.27-5.29).

Por otra parte, las aguas termales y la muestra de pozo muestran razones SO<sub>4</sub>/Mg-Ca/Mg similares con las soluciones experimentales (Fig. 5.26), sugiriendo aporte de solutos provenientes de minerales sulfatados y carbonatados superficiales.

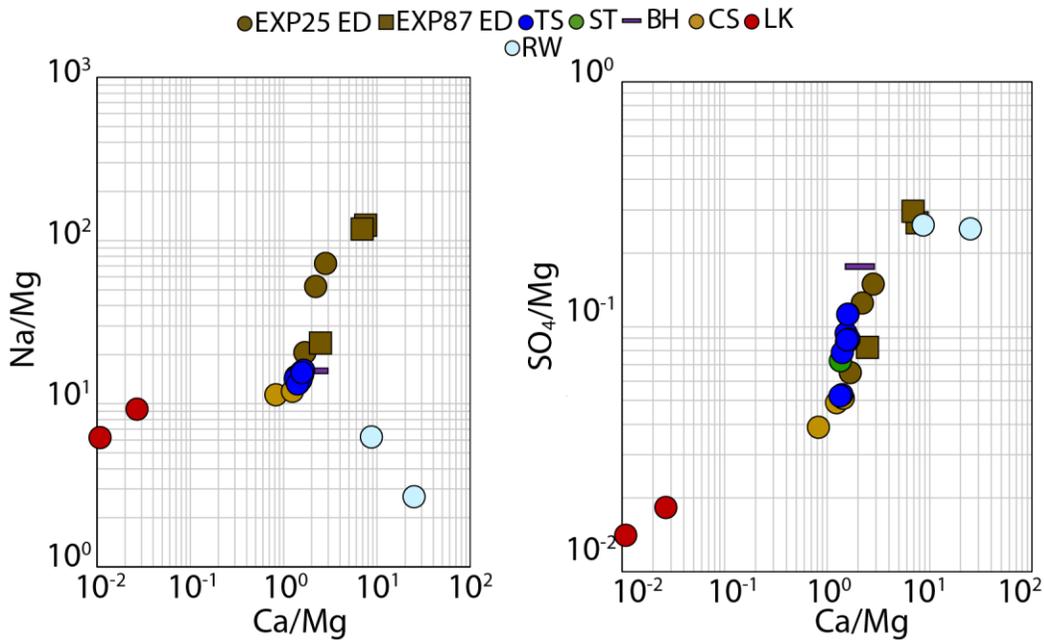


Figura 5.26 Diagramas de identificación de miembros representativos, según las razones Na/Mg-Ca/Mg-SO<sub>4</sub>/Mg, para las aguas de la Zona Tuyajto. Concentraciones utilizadas en razones en unidades mmol/L.

Considerando que los datos isotópicos de  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  indican que la salmuera afectada mayormente por evaporación es la muestra TUV01, que además presenta las mayores concentraciones iónicas y que sus razones Sr/Mg, Li/Mg y B/Mg son las menores, esta muestra fue escogida como el miembro evaporítico representativo.

Por otra parte, el miembro termal representativo escogido fue la muestra TUI05, dado que es (1) una de las dos muestras de mayor temperatura (TUI06=33,2°C; TUI05=32,5°C), (2) posee las razones Sr/Mg, Li/Mg y B/Mg mayores y (3) se encuentra más alejada del borde del salar, dificultando la incorporación de solutos desde sales superficiales, los cuales pueden enmascarar la química profunda del posible reservorio.

Dado que todas las muestras de agua subterránea fría poseen una elevada cantidad de sólidos disueltos, fue extraída la muestra TUI16, la única muestra de agua subterránea fría obtenida en la parte alta de la cuenca—lejos de la influencia de sales superficiales o de salmuera de lago y la que posee menor cantidad de TDS (2850 mg/L), indicando así la mejor aproximación de lo que corresponde a un agua de recarga.

CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

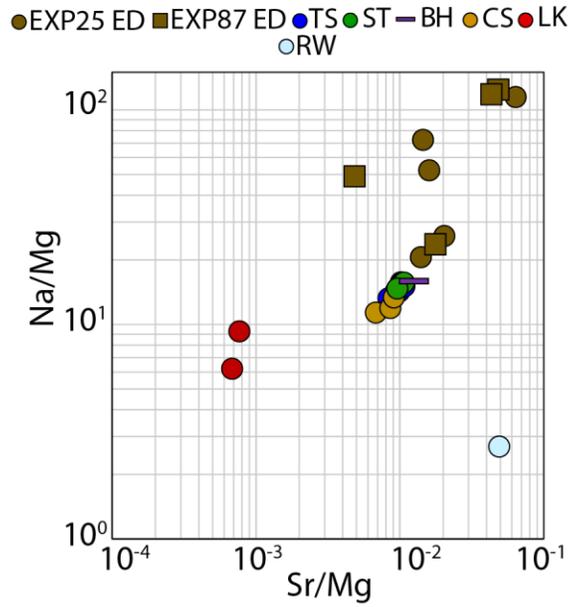


Figura 5.27 Identificación de miembros representativos según razones Na/Mg-Sr/Mg en la Zona Tuyajto. Concentraciones utilizadas en razones en unidades mmol/L. Dado que aguas de manantial frío no representan aguas con bajo contenido de sólidos disueltos, no fue posible descomponer las aguas termales de la cuenca según el aporte de salmuera de lago, reservorio termal y agua de recarga.

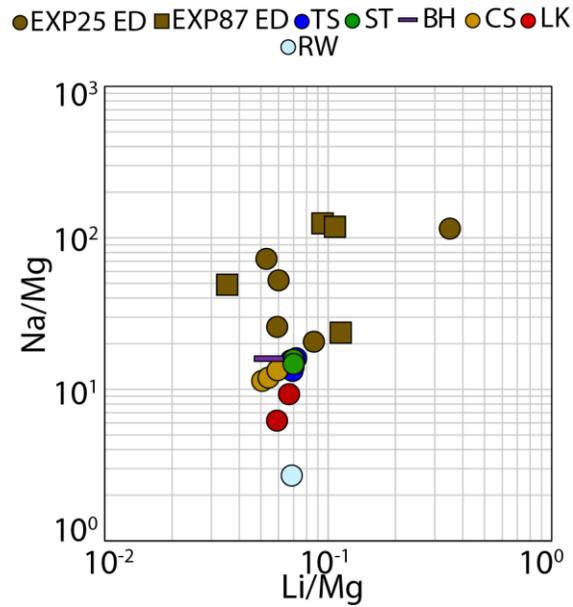


Figura 5.28 Identificación de miembros representativos según razones Na/Mg-Li/Mg en la Zona Tuyajto. Concentraciones utilizadas en razones en unidades mmol/L. Dado que aguas de manantial frío no representan aguas con bajo contenido de sólidos disueltos, no fue posible descomponer las aguas termales de la cuenca según el aporte de salmuera de lago, reservorio termal y agua de recarga.

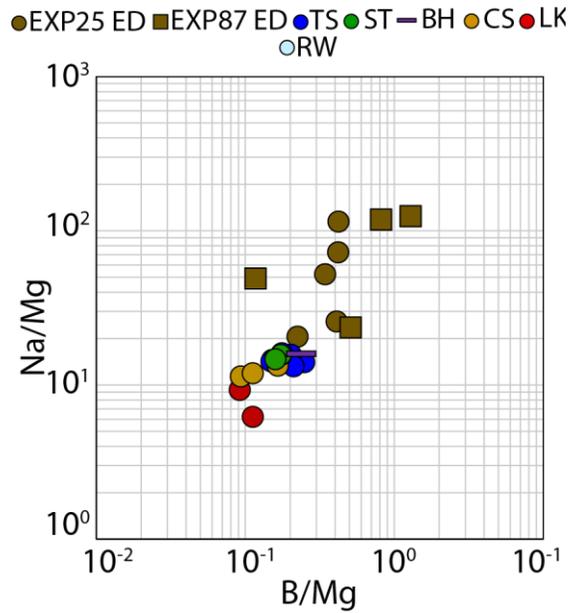


Figura 5.29 Identificación de miembros representativos según razones Na/Mg-B/Mg en la Zona Tuyajto. Concentraciones utilizadas en razones en unidades mmol/L. Dado que aguas de manantial frío no representan aguas con bajo contenido de sólidos disueltos, no fue posible descomponer las aguas termales de la cuenca según el aporte de salmuera de lago, reservorio termal y agua de recarga.

### Señal química del componente termal y evaporítico

En la [Tabla 5.3](#) se muestra el Factor de Enriquecimiento (EF) de las salmueras de lago con respecto a las aguas termales. Los miembros extremos utilizados fueron la muestra TUV01 y TUI05.

Tabla 5.4 Patrón de enriquecimiento general para especies químicas de interés.

<b>Especie [mg/L]</b>	<b>EF</b>
<b>Cl</b>	~ 948
<b>SO<sub>4</sub></b>	~ 22
<b>HCO<sub>3</sub></b>	~ 3
<b>H<sub>2</sub>S</b>	~ 46
<b>F</b>	~ 0.28
<b>I</b>	~ 33
<b>Na</b>	~ 839
<b>K</b>	~ 179
<b>Mg</b>	~ 477
<b>Ca</b>	~ 107
<b>Li</b>	~ 299
<b>Cs</b>	~ 361
<b>Rb</b>	~ 173
<b>Sr</b>	~ 196
<b>As</b>	~ 13
<b>B</b>	~ 170
<b>NH<sub>3</sub></b>	~ 14
<b>Zn</b>	~ 7
<b>Ni</b>	~ 4

### Proporciones de mezcla

La química del acuífero termal fue estimada considerando una mezcla de dos componentes entre el agua de recarga representativa (TUI16) y la salmuera de lago representativa (TUV01). En la [Tabla 5.4](#) son mostrados los porcentajes de aporte de salmuera para todas las especies químicas en las que la concentración del agua termal se encontraba dentro del rango entregado por los miembros TUI16 y TUV01. Estos valores fueron calculados según la ecuación [5.3](#).

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

Tabla 5.5 Porcentaje de fracción salina presente en cada una de las muestras termales, considerando una mezcla de dos componentes entre el miembro representativo de recarga (TUI16) y el miembro representativo de lago (TUV01).

	<b>F<sub>sal</sub>(Cl)</b>	<b>F<sub>sal</sub>(B)</b>	<b>F<sub>sal</sub>(Li)</b>	<b>F<sub>sal</sub>(Sr)</b>
<b>TUF47</b>	0.40	0.26	0.14	0.93
<b>TUF34</b>	1.89	0.90	0.82	8.45
<b>TUF35</b>	1.93	0.91	0.82	8.68
<b>TUF36</b>	0.51	0.28	0.19	1.16
<b>TUF45</b>	0.41	0.26	0.14	0.71
<b>TUF46</b>	0.41	0.27	0.14	0.93
<b>TUI10</b>	0.41	0.26	0.16	1.16
<b>TUI05 0214</b>	0.41	0.34	0.15	0.93
<b>TUI06 0214</b>	0.52	0.39		1.07

A partir de esta información fue realizado un análisis de Delta iónico ( $\Delta C_i$  Fig. 5.30, calculado a partir de ecuación 5.4). Los Deltas negativos de K pueden ser explicados como pérdida por adsorción en minerales de arcilla. Dado que los valores Delta negativos de Na no están acompañados con un aumento de Ca o Mg (ver diagrama Na versus Ca Fig. 5.20) fue descartado que este comportamiento se debiese al intercambio iónico con Ca o Mg, y ha sido propuesta la precipitación de sales sódicas.

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

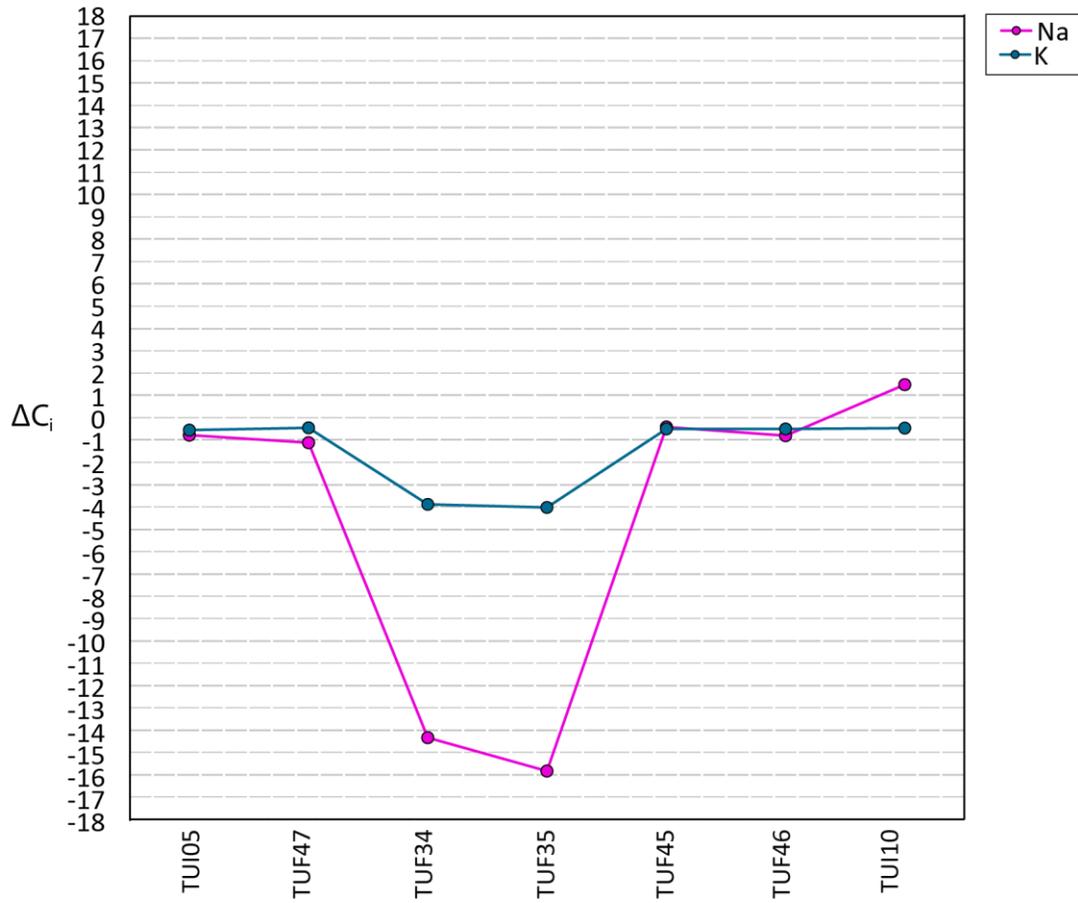


Figura 5.30 Desviación iónica calculada en aguas termales (delta iónico:  $\Delta$ , en [meq/L]) de la Zona Tuyahto, para Na, K a partir de una mezcla conservativa entre agua de recarga y agua de lago.

### 5.3. Impronta isotópica

En el punto 5.2 de este capítulo fue demostrado que existe mezcla de agua entre las salmueras de lago y los acuíferos geotermales utilizando hidroquímica de elementos mayores y menores (gráficos de mezcla Na/Mg, Ca/Mg y SO<sub>4</sub>/Mg). A continuación, son presentados los porcentajes de mezcla entre estos dos grupos de agua, utilizando la química isotópica de Li, B y Sr.

Además, en este capítulo, fue considerado que la mezcla entre estos grupos puede ser afectada por dilución por agua de acuíferos fríos presentes en niveles someros de las cuencas. En particular, este proceso fue evidenciado en la Zona Polloquere por las especies químicas Na, Ca, SO<sub>4</sub>, B, Sr, Mg. Por esta razón, se procedió a extraer el aporte meteórico directo (Figs. 5.22, 5.24) de la mezcla existente entre el miembro geotermal profundo y la salmuera de lago, según la metodología de Faure (1998).

#### 5.3.1. Salar de Surire-Zona Polloquere

##### Líneas de mezcla

##### Estroncio

Según las líneas de mezcla <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr versus Sr/Mg (Fig. 5.31) si la signatura PO14 fue enmascarada por salmueras de lago, esta muestra representaría un ~40% de la signatura termal original.

Diferencias en las concentraciones de Rb, Sr, Cs, As, B y Si diferencias en el tipo de roca con el que interactúa el agua, según la subcuenca en la que es recargada el agua, es reafirmado por razones las <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr. Estos indican que POL2 es una mezcla entre el miembro más evaporado de lago (66% de POL8) y el agua termal más cercana al lugar de donde fue extraída (33% de POC13).

Las razones Sr/Mg y datos isotópicos de Sr soportan que existe una mezcla entre aguas termales con bajas concentraciones de Sr (miembro termal extremo POC10) y aguas salinas con altas concentraciones de Sr (miembro POL8). Además, de una dilución de ambos miembros por agua

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

fría pobre en Sr, proveniente de un acuífero somero, que se mezcla en la subsuperficie con aguas termales y en superficie con aguas de lago salino luego de ser descargadas a este.

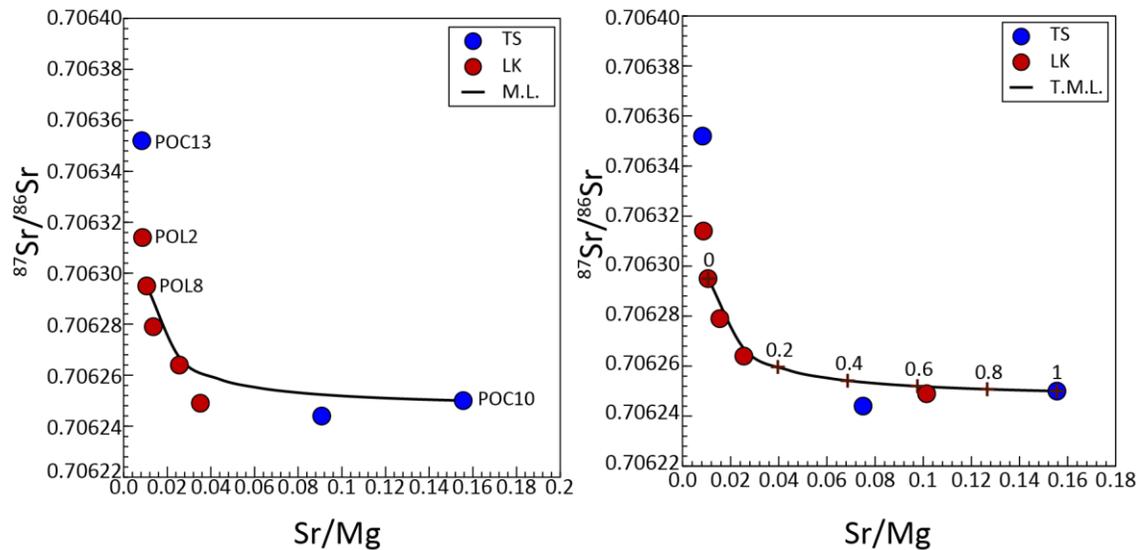


Figura 5.31 Líneas de mezcla isotópica de estroncio versus Sr/Mg, para aguas de la Zona Polloquere. Concentraciones utilizadas en razón en unidades mmol/L. Imagen de la izquierda indican valores Sr/Mg originales. Imagen de la derecha muestra valores de Na, Sr y Mg luego de haberlos corregido según las fórmulas de Faure (1986). La mayor parte de las muestras caen sobre o cerca de la línea teórica de mezcla, soportando el aporte de salmueras superficiales a las aguas termales profundas propuesto en el texto. Aguas termales (TS, thermal spring), lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring), escorrentías (ST, stream). Imagen a partir de Lagos et al., in prep.

### Litio

Los diagramas de mezcla isotópica de Li (Fig. 5.32) están en acuerdo con la presencia de dos miembros extremos y son consistentes con procesos de mezcla entre ellos.

Según este método, el agua termal POI4 conservaría ~60% de la signatura geotermal original.

Las diferencias en concentraciones químicas entre subcuencas es evidenciado también por isotopos estables de Li. Estos muestran valores mínimos y máximos para las aguas termales POC10 ( $\delta^7\text{Li}=2,96\text{‰}$ ) y POC13 ( $\delta^7\text{Li}=6,1\text{‰}$ ), indicando que este elemento refleja en primer lugar la interacción agua/roca según la línea de flujo subcuenca que ha recorrido. La muestra más evaporada POL8 presenta valores de este isotopo entre ambos valores ( $\delta^7\text{Li}=3,7\text{‰}$ ) indicando que la salmuera de lago adquiere un mayor aporte de aguas que descargan al sur de la cuenca (77%).

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

La muestra POI4 además muestra un leve enriquecimiento en  $^7\text{Li}$ , el que podría ser producto de disolución e sales (a tratar en el siguiente Apartado) o aporte de una fuente no determinada, como, por ejemplo, fluidos magmáticos.

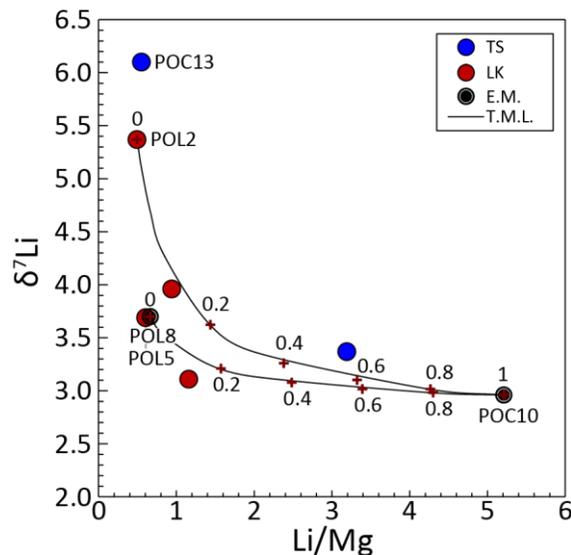


Figura 5.32 Líneas de mezcla isotópica de litio versus Li/Mg, para aguas de la Zona Polloquere. Concentraciones utilizadas en razón en unidades mmol/L. La mayor parte de las muestras caen sobre o cerca de la línea teórica de mezcla entre dos componentes, soportando el modelo de dos componentes propuesto en el texto. Aguas termales (TS, thermal spring), lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring), escorrentías (ST, stream). Imagen a partir de Lagos et al., in prep.

### Boro

Los valores de isotopos estables de B fueron graficadas en la Fig. 5.33. Estos están en acuerdo con resultados isotópicos de Li y Sr, y son consistentes con procesos de mezcla entre dos miembros extremos (miembro termal y miembro de lago salino).

Según  $\delta^{11}\text{B}$  de estar influenciada POI4 por salmueras de lago, esta muestra representaría un ~60% de la signatura termal original.

Enriquecimiento en  $^{11}\text{B}$  en la muestra POL8 refleja fraccionamiento debido a evaporación, lo cual es consistente con las concentraciones de cloruro. La muestra de lago POL2 asemeja su  $\delta^{11}\text{B}$  al manantial POC13, lo cual coincide con la cercanía de ambos lugares de extracción de muestras, sosteniendo nuevamente que el área de drenaje del sector norte y sur determina la impronta química e isotópica de las aguas del Salar de Surire.

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

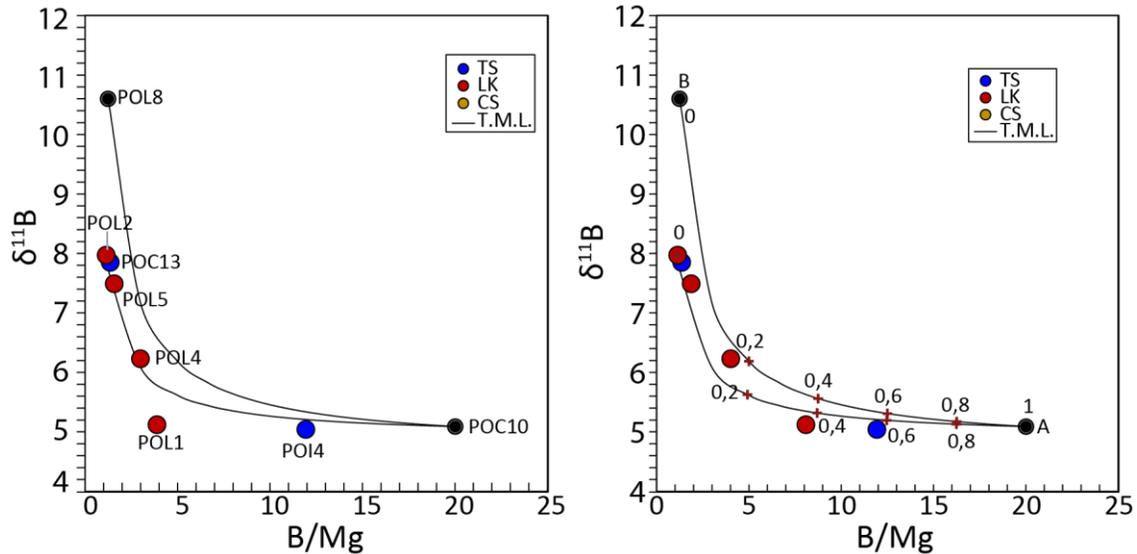


Figura 5.33 Líneas de mezcla isotópica de boro versus B/Mg, para aguas de la Zona Polloquere. Imagen de la izquierda indican valores entregados por laboratorio. Concentraciones utilizadas en razón en unidades mmol/L. Imagen de la derecha muestra valores de Na, B y Mg luego de haberlos corregido según las fórmulas de Faure (1986). La mayor parte de las muestras caen sobre o cerca de la línea teórica de mezcla entre dos componentes, soportando el modelo de dos componentes propuesto en el texto. Aguas termales (TS, thermal spring), lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring), escorrentías (ST, stream). Líneas color negro representan mezcla teórica entre miembros extremos POC10 y POL8. Imagen a partir de Lagos et al., in prep.

Hay que tener en cuenta que el porcentaje de aporte de agua de lago salino para POI4, calculado según la metodología de mezcla isotópica de Sr, Li y B, puede estar siendo sobreestimada. Dado que no necesariamente el miembro que diluye en el lago es asociado a manantiales fríos (otras opciones son de agua de lluvia y/o agua de derretimiento de nieve), y a pesar de que POC10 indique ser miembro extremo, esto puede deberse a sobresaturación de carbonatos y extracción de Mg del agua debido a mezcla con salmuera superficial.

Si solo se hubiese considerado la temperatura, la concentración de cloruros y el contenido de sílice de las muestras, el miembro geotermal extremo hubiese sido POI4. En este caso, no solo POC10 hubiese quedado fuera de la línea de mezcla, sino que la mayoría de las lagunas quedan fuera de la línea también.

En los diagramas de discriminación de miembros y líneas de mezcla (Fig. 5.34) se grafican las composiciones de las aguas de la cuenca de Surire junto con los resultados de las soluciones experimentales.

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

Debido a que las concentraciones de magnesio para la mayoría de las soluciones experimentales están bajo los límites de detección, solo pudieron ser graficados algunas soluciones generadas a partir de evaporitas a 25°C.

De solo 3 soluciones experimentales se puede sugerir que la disolución de evaporitas genera un aumento en los valores isotópicos de Sr, Li y B con respecto a los depósitos de los que se disuelven. Las soluciones experimentales graficadas exhiben signaturas similares a lago salino en  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $\delta^7\text{Li}$ , en cambio  $\delta^{11}\text{B}$  menores, lo que se explica por no haber sido afectadas por procesos de evaporación intensivos.

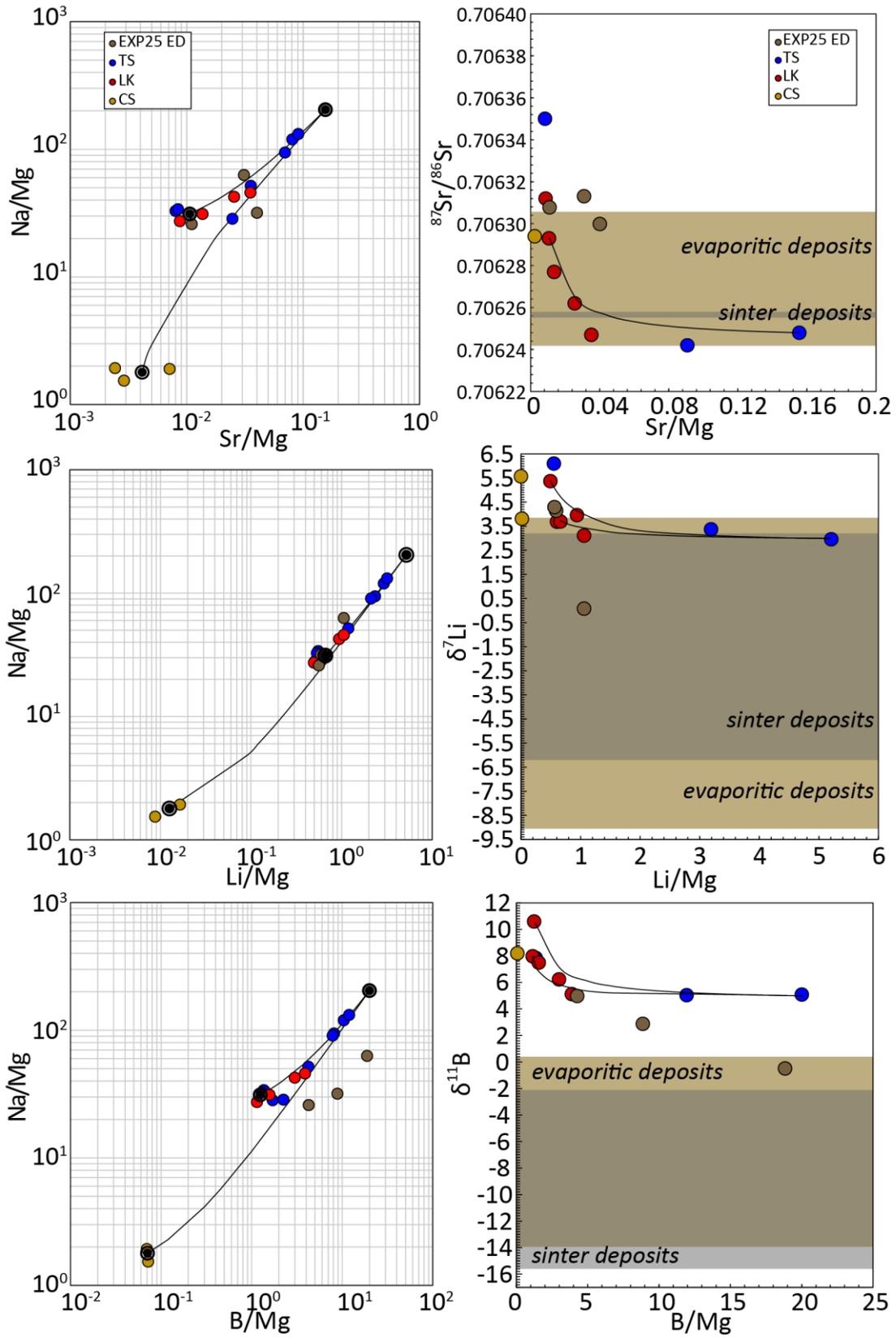


Figura 5.34 Sistemática Na/Mg-ion/Mg para aguas obtenidas en terreno, soluciones experimentales, depósitos superficiales y líneas de mezcla de la Zona Polloquere. Concentraciones utilizadas en razones en unidades mmol/L.

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

Los valores de  $\delta^{11}\text{B}$  (Figs. 5.35B,C) muestran que las soluciones experimentales tienden a agruparse según el origen del material a partir del cual se disuelven/lixivian (áreas formadas por símbolos color café corresponden a disolución de evaporitas y símbolos color gris a disolución de sinter).

Por otra parte, algunas muestras de aguas termales asemejan sus valores isotópicos  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{11}\text{B}$  y  $\delta^7\text{Li}$  con las soluciones experimentales y salmueras de lago, sugiriendo que parte de los iones presentes en el agua termal provienen de aguas con signatura isotópica similar a las de salmueras de lago y de la disolución de depósitos evaporíticos. Además, se observa una tendencia general que indica en que las aguas de lago presentan signaturas isotópicas entre el agua de manantial frío, el agua termal del sector norte y sur del salar. Todo esto está en acuerdo con las razones  $\text{Na}/\text{Cl}$ ,  $\text{Na}/\text{Br}$ ,  $\text{Cl}/\text{Br}$ ,  $\text{Ca}/\text{Mg}$ ,  $\text{Na}/\text{Mg}$ ,  $\text{Sr}/\text{Mg}$ ,  $\text{Li}/\text{Mg}$  y  $\text{B}/\text{Mg}$  presentadas y discutidas previamente en este capítulo.

CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

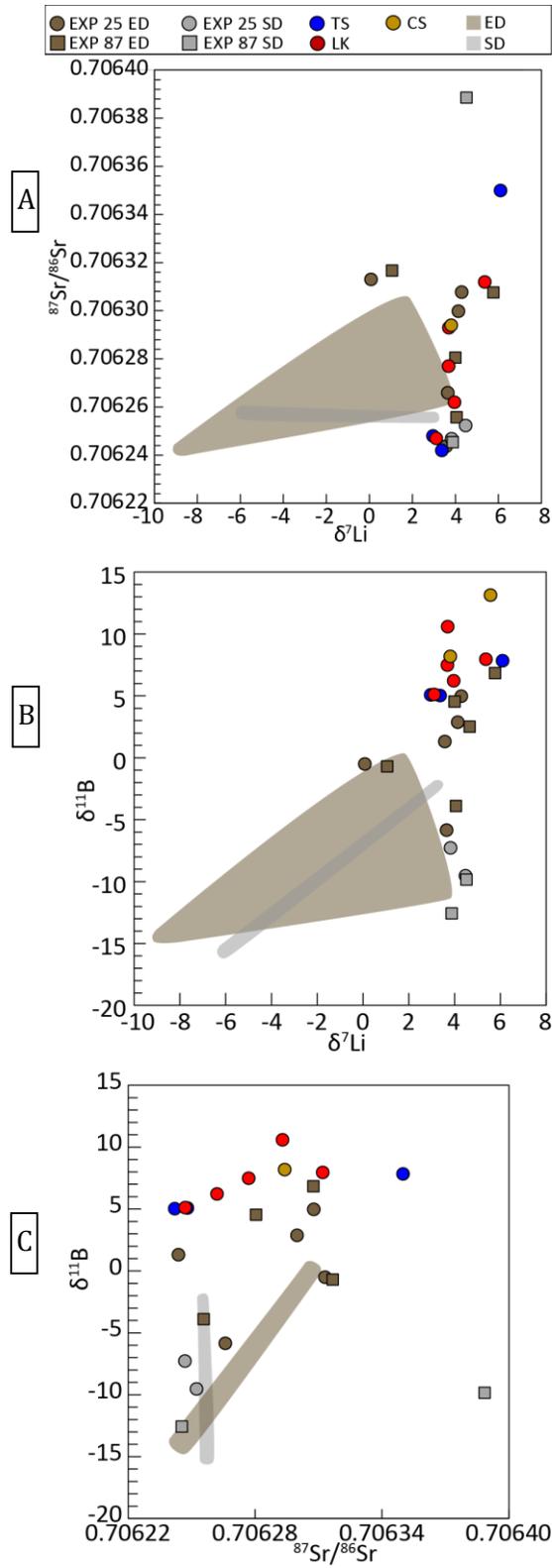


Figura 5.35 Correlación entre  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^7\text{Li}$  y  $\delta^{11}\text{B}$  para aguas de la cuenca de Surire y soluciones experimentales y depósitos superficiales (indicados con sombras: color café, evaporitas; color gris, sinters).

### 5.3.2. SIC-Zona Tuyajto

#### Líneas de mezcla

Como fue explicado en el Apartado 5.2., en Laguna Tuyajto, las muestras de agua termal no fueron corregidas por dilución, puesto que las razones ion/Mg en aguas de manantial frío no constituyeron un miembro extremo.

Dos muestras de manantiales termales y una de lago fueron ocupadas para evaluar la mezcla relativa entre el miembro geotermal profundo y salino superficial. Si bien los valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{11}\text{B}$  entregan porcentajes de mezcla similares, valores de  $\delta^7\text{Li}$  indican que existe una mezcla entre el miembro termal y las salmueras de lago que están más cercanas a la zona de descarga de manantiales termales. Por esta razón, se decidió para esta zona cambiar el miembro salino TUV01 por TUI13, considerando de esta forma que el aporte de salmueras de lago al reservorio geotermal está restringido en el sector norte de la Laguna Tuyajto.

#### Estroncio

El diagrama  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  versus Sr/Mg (Fig. 5.36) entrega que la muestra termal TUI06 posee ~13% de aporte de salmueras, mientras que la muestra termal TUI10 presenta mayor similitud al agua de escorrentía, alejándose de la línea de mezcla.

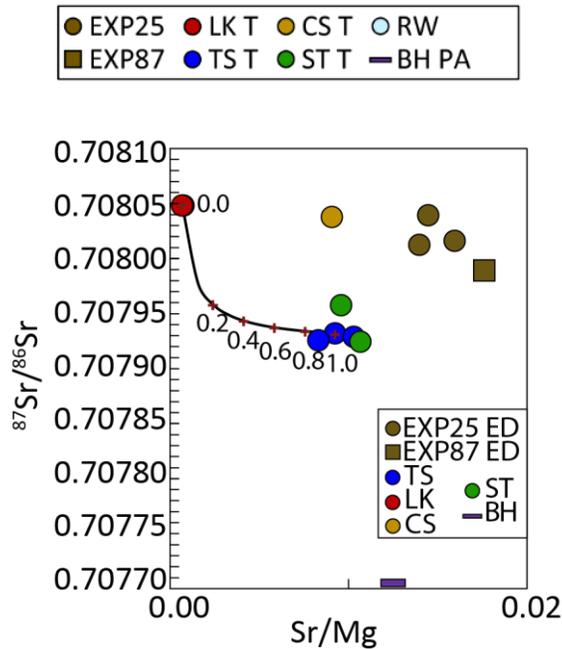


Figura 5.36 Isótopos de estroncio versus Sr/Mg y línea de mezcla para aguas de la Zona Tuyajto. Concentraciones utilizadas en razón en unidades mmol/L. Las muestras caen cerca de la línea teórica de mezcla, soportando el aporte de salmueras superficiales a las aguas termales profundas propuesto en el texto. Aguas termales (TS, thermal spring), lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring), escorrentías (ST, stream). Imagen a partir de Lagos et al., in prep.

## Litio

Según el diagrama de mezcla para  $\delta^7\text{Li}$  (Fig. 5.37), la muestra TUI06 presenta ~55% de aporte iónico proveniente de salmueras de lago. Mientras que la muestra TUI10 nuevamente indica similitud con una muestra de escorrentía.

La escorrentía que se forma a partir de los manantiales termales del norte de la cuenca de Laguna Tuyajto presenta los menores valores  $\delta^7\text{Li}$  de la Zona (puntos verdes Fig. 5.37). Esta escorrentía presenta vegetación acuática en toda su extensión. Dado que se ha registrado que la vegetación en ambientes áridos tiende a captar el Li, se propone que estas algas captan preferentemente  $^7\text{Li}$  del agua, resultando en bajos valores  $\delta^7\text{Li}$  exhibidos en estas muestras. Esto puede ser comparado con otros estudios que han indicado que la calcificación de los cascós en foraminíferos es acompañada por captación preferencial de  $^7\text{Li}$  en calcita (Tomascak et al. 2016 y referencias allí citadas), a diferencia de los resultados que se obtienen al cristalizar calcita de manera inorgánica. O estudios que han documentado que ocurre fraccionamiento de litio al transferirlo del agua del suelo a tejidos vegetales (Tomascak et al. 2016 y referencias allí

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

citadas). Este comportamiento esta posiblemente relacionado con la cinética de reacción bioquímica y como los isotopos de litio responden diferencialmente a los cambios en las condiciones fisicoquímicas, sin embargo aún no se ha dado cuenta de esto empíricamente (Tomascak et al. 2016).

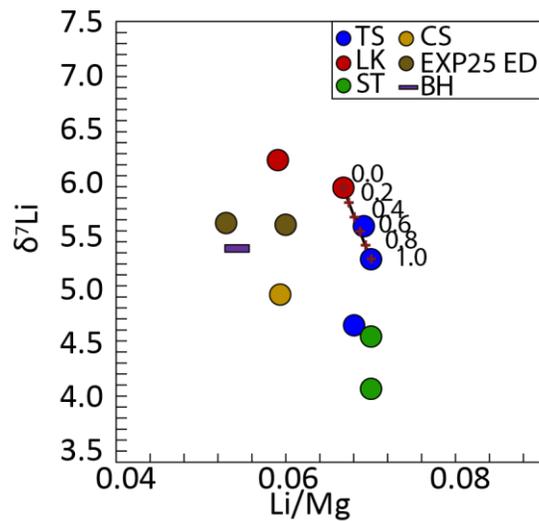


Figura 5.37 Isótopos de litio versus Li/Mg y línea de mezcla para aguas de la Zona Tuyajto. Concentraciones utilizadas en razón en unidades mmol/L. Las muestras caen cerca de la línea teórica de mezcla, soportando el aporte de salmueras superficiales a las aguas termales profundas propuesto en el texto. Aguas termales (TS, thermal spring), lago salino (LK, lake), aguas de manantial frio (CS, cold spring), escorrentías (ST, stream). Imagen a partir de Lagos et al., in prep.

### Boro

La muestra TUI06 indica un ~23% de aporte de salmuera de lago (Fig. 5.38). Al igual que los valores isotópicos de litio y estroncio, la muestra TUI10 muestra similitud con el agua de escorrentía.

El agua de pozo TUI09 no muestra una relación clara con el resto de las aguas.

En promedio, mediante esta metodología se estimó un aporte del 30%, mientras que con proporciones de mezcla (Apartado 5.2.), se estimó un aporte del 0,73%.

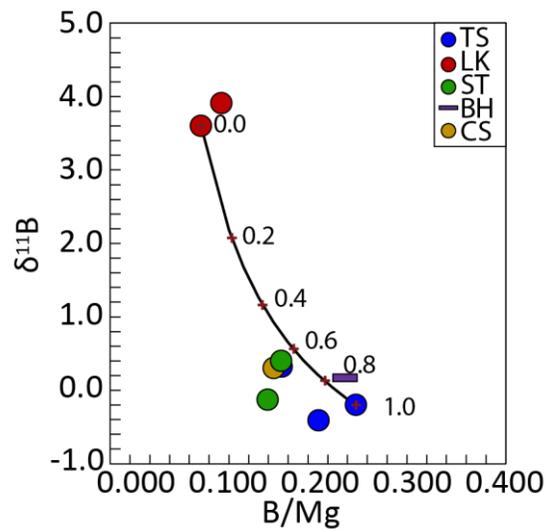


Figura 5.38 Isótopos de boro versus B/Mg y línea de mezcla para aguas de la Zona Tuyajto. Concentraciones utilizadas en razón en unidades mmol/L. Las muestras caen cerca de la línea teórica de mezcla, soportando el aporte de salmueras superficiales a las aguas termales profundas propuesto en el texto. Aguas termales (TS, thermal spring), lago salino (LK, lake), aguas de manantial frío (CS, cold spring), escorrentías (ST, stream). Imagen a partir de Lagos et al., in prep.

Los valores isotópicos de estroncio en las soluciones experimentales son coherentes con el rango de valores que poseen los depósitos evaporíticos a partir de los cuales se generan (Fig. 5.39). Las aguas de la cuenca muestran mayor similitud a los depósitos evaporíticos que a los depósitos y rocas volcánicas presentes.

En cambio, los valores de  $\delta^7\text{Li}$  en las soluciones experimentales alcanzan valores mayores a los que presentan los depósitos evaporíticos. Las aguas de la cuenca comparten los valores isotópicos de Li tanto con los depósitos y rocas volcánicas como con los depósitos evaporíticos.

Mientras que los valores de  $\delta^{11}\text{B}$  en soluciones experimentales alcanzan valores menores a los depósitos evaporíticos. Las salmueras de lago alcanzan valores mayores a los depósitos evaporíticos y a las soluciones experimentales, evidenciando fraccionamiento por evaporación.

En los 3 casos, las aguas termales se encuentran dentro del rango de valores isotópicos presentados por los depósitos evaporíticos superficiales.

CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

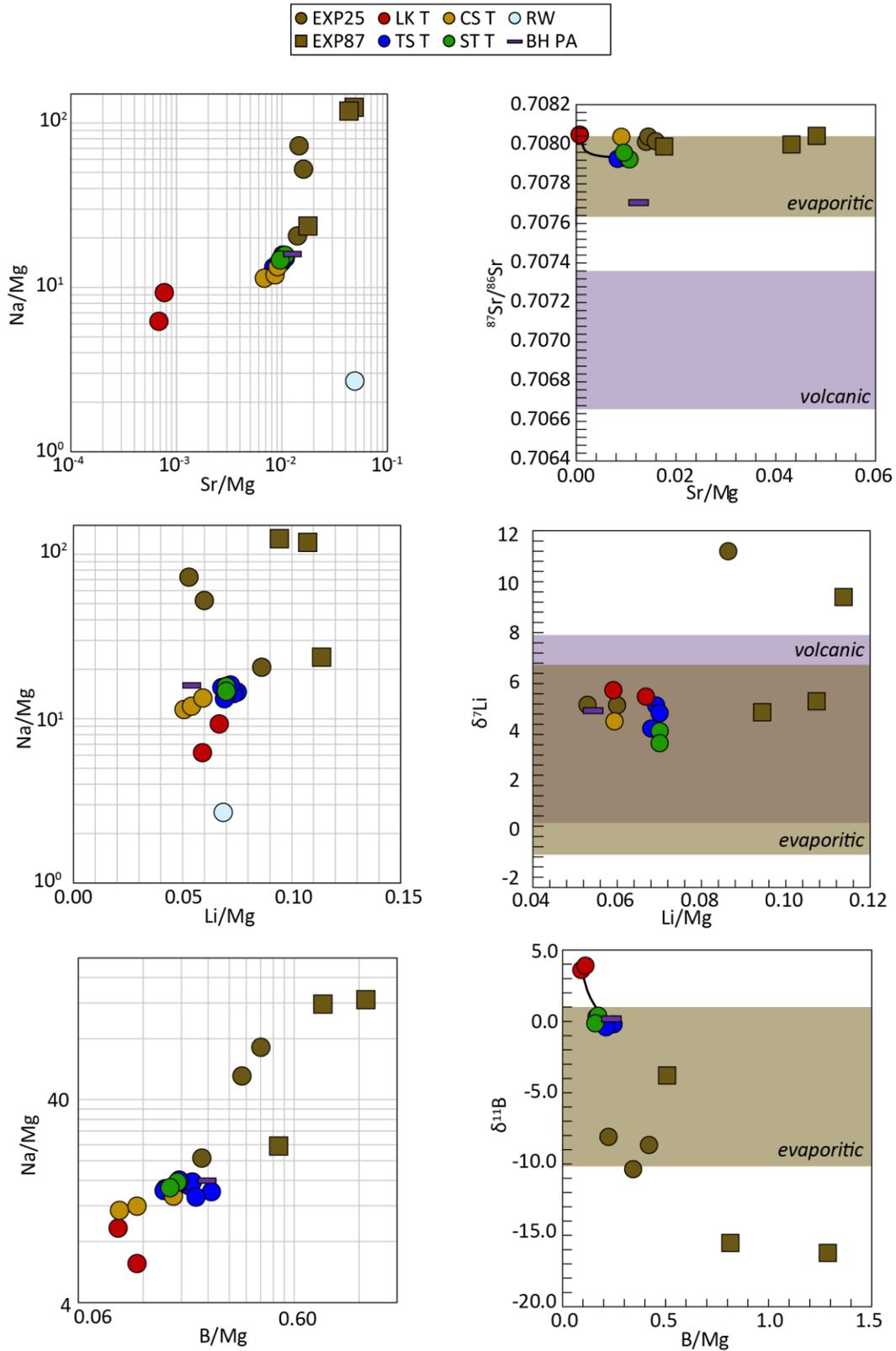


Figura 5.39 Sistemática Na/Mg-ion/Mg, para aguas obtenidas en terreno, soluciones experimentales y depósitos/rocas superficiales de la Zona Tuyajto. Concentraciones utilizadas en razones en unidades mmol/L.

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

Un análisis de correlación entre valores isotópicos de Sr y Li indican que las aguas de la cuenca de Laguna Tuyajto se encuentran entre los rangos presentados por las soluciones experimentales y los depósitos evaporíticos (Fig. 5.40). Por lo que la influencia de las evaporitas en las aguas de la cuenca es lo que controla principalmente su signatura isotópica. Los diagramas de correlación en los que participa  $\delta^{11}\text{B}$ , se muestra una ligera cercanía isotópica tanto a las soluciones experimentales como a los depósitos evaporíticos. Considerando que el fraccionamiento de las aguas por evaporación ocurre, es posible que la signatura original (aquella no afectada por evaporación o previa a la contaminación con salmueras de lago) grafique las aguas en los diagramas isotópicos de B más cerca de los miembros evaporíticos, como consecuencia de la disminución de los valores  $\delta^{11}\text{B}$ .

CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

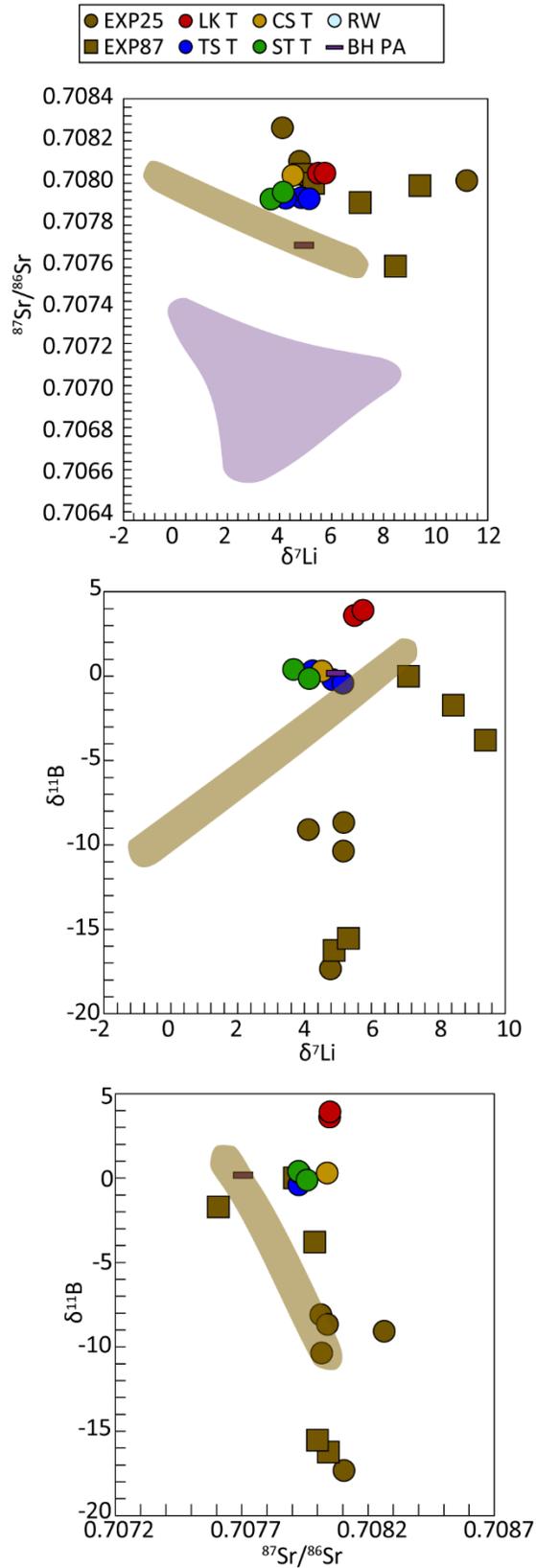


Figura 5.40 Correlación entre  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^7\text{Li}$  y  $\delta^{11}\text{B}$  para aguas de la Zona Tuyajto, soluciones experimentales y depósitos superficiales.

## 5.4. Fuentes

### Estroncio

La mayor parte de los datos disponibles de isotopos de estroncio en sedimentos en océanos o en lagos indican que estos no se equilibran isotópicamente con el agua. Una excepción a esto es cuando se trata de lagos en cuencas cerradas (Faure & Powell 1972). Dado que las rocas volcánicas y depósitos piroclásticos (ignimbritas) en ambas zonas son recientes, la componente radiogénica no debería afectar mayormente las razones isotópicas de estroncio para las distintas fuentes en las cuencas (Faure y Powell, 1972). En este caso, las variaciones en los valores son reflejo de la fuente de la cual fue liberado el estroncio.

La cuenca del Salar de Surire (Zona Polloquere) es un ejemplo en donde los valores isotópicos de estroncio indican que tanto depósitos evaporíticos como aguas están en equilibrio ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,706303$ ) y se encuentran en el rango de rocas continentales volcánicas (Fig. 4.30). Esto sugiere que el estroncio es directamente obtenido a partir de las rocas volcánicas presentes en la cuenca.

En cambio, en la zona de Tuyajto la circulación de fluidos subterráneos entre las cuencas genera un desequilibrio isotópico. Los resultados de los análisis mostraron que el agua, los depósitos evaporíticos en la base de la cuenca y las rocas y depósitos volcánicos poseen valores promedio de 0.70781, 0.70783 y 0.70709 respectivamente. Tres (de cinco en total) manantiales termales y dos (de tres en total) manantiales fríos muestran las mismas razones de estroncio ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.707928$ ), lo que implica que los dos acuíferos propuestos en la Zona de Laguna Tuyajto y Salar de Aguas Calientes III se encuentran contenidos en el mismo tipo de roca. La roca caja de estos acuíferos no corresponde a ninguna roca o depósito volcánico analizado en este estudio. Las muestras de agua restantes, una terma del Salar de Capur ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.707653$ ) y otra terma asociada al Salar de Aguas Calientes ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.707356$ ) (i.e. una muestra termal de cada acuífero propuesto) presentan razones de estroncio menores y similares a las presentadas por las rocas y depósitos volcánicos obtenidos en la superficie de la cuenca ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.707080$ ), y similares al agua de manantial frío de Pampa Amarilla ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.706728$ ), la cual ha sido interpretada como resultado de haber interactuado con rocas y depósitos volcánicos someros presentes en la cuenca. Los valores isotópicos de estroncio en fluidos y depósitos evaporíticos de la Zona Tuyajto caen en el rango de rocas volcánicas continentales

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

(Fig. 4.30), sugiriendo que estos adquieren su signature isotópica como resultado de interacción con rocas y depósitos volcánicos durante su infiltración, y por lixiviación y disolución de minerales de la roca que contiene los acuíferos en profundidad (estimación del valor roca en profundidad  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.707928$ ).

Valores  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de los depósitos evaporíticos analizados y del agua resultante de la disolución de minerales evaporíticos por agua meteórica en superficie (soluciones experimentales) tienen una signature isotópica similar a la roca caja de los acuíferos de cada Zona. Esto puede significar dos cosas, (1) la influencia que ejerce el agua profunda en los depósitos del salar es mayor que la ejercida por la interacción de agua meteórica con los depósitos y rocas volcánicas recientes. Lo que significa que el agua que se evapora en el salar es principalmente de descarga subterránea, o (2) los depósitos evaporíticos del salar modifican la signature de las aguas de las

De todas maneras, ha sido propuesto que en ambas zonas la signature isotópica de estroncio estaría siendo determinada por rocas volcánicas continental y de carácter basáltico-félsico (Fig. 5.41) presentes en las cuencas estudiadas.

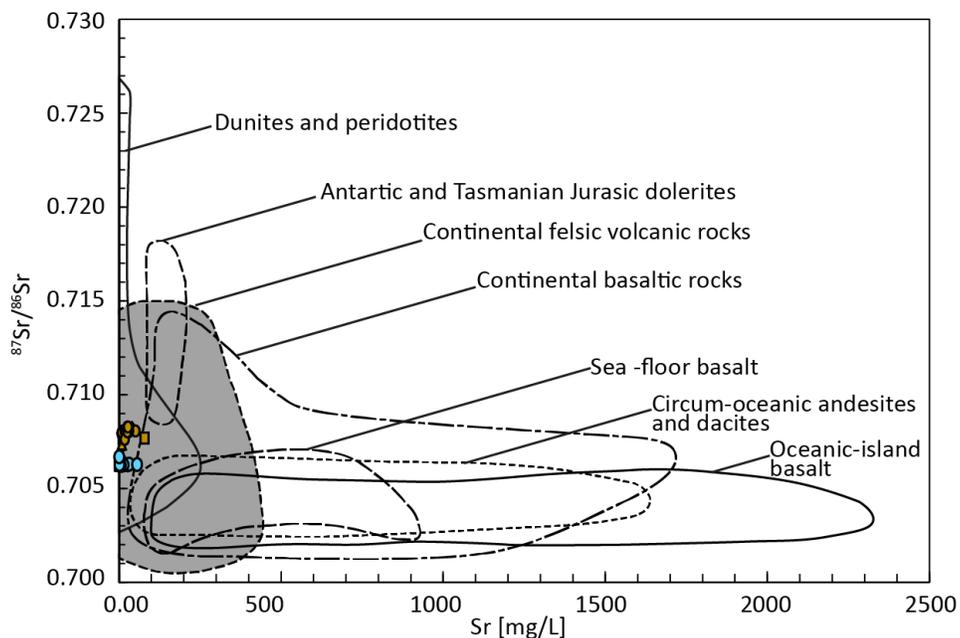


Figura 5.41 Rangos isotópicos de estroncio y contenido de estroncio en diferentes reservorios terrestres. Puntos celestes y amarillos corresponden a fluidos y sólidos presentes en la Zona Polloquere y Tuyajto respectivamente.

### Litio

Todas las aguas subterráneas muestran valores de  $\delta^7\text{Li}$  homogéneos, por lo que se propone que sus valores homogéneos pueden deberse a que el Li en las aguas proviene de la misma roca, o que está controlada por el mismo proceso. Con el objetivo de determinar cuál de estos dos factores es el determinante, se comparan los valores  $\delta^7\text{Li}$  de las diferentes fuentes presentes en las cuencas (Fig. 4.33).

Los valores  $\delta^7\text{Li}$  esperados para las aguas, rocas y depósitos evaporíticos de las cuencas debiesen ser similares, considerando procesos de interacción agua-roca. Dado que las aguas de ambas cuencas suelen presentar valores  $\delta^7\text{Li}$  mayores al de los depósitos evaporíticos, se propone que la signatura isotópica de litio contenido en las aguas puede ser controlada por procesos de precipitación de arcillas (e.g. esmectita o caolinita), en donde la captación preferencial de  $^6\text{Li}$  en estas resulta en un aumento progresivo del valor  $\delta^7\text{Li}$  en las aguas termales (e.g. Corredor Norris-Mammoth de Yellowstone National Park, donde el empobrecimiento en  $^7\text{Li}$  refleja rocas hidrotermalmente alteradas, Bullen y Kharaka 1992; Godfrey et al. 2015).

Por otra parte, la preferencia de  $^6\text{Li}$  en minerales evaporíticos podría explicar los resultados isotópicos obtenidos en el experimento, en donde la disolución de depósitos superficiales asociada a agua meteórica genera un incremento en los valores  $\delta^7\text{Li}$  en el fluido.

Dado que en Polloquere, las aguas termales presentan valores mayores a los que se pueden obtener solo a partir de precipitación de arcillas (como aquellas presentes en los depósitos de sinter), es necesario explicar el enriquecimiento de  $\delta^7\text{Li}$  por disolución de sales. En cambio, en la Zona Tuyajto, la disolución de evaporitas es suficiente para explicar la signatura isotópica de este elemento.

Dos procesos generan un fraccionamiento isotópico de  $\delta^7\text{Li}$  en el agua (1) la formación de arcillas y (2) la disolución de sales (este trabajo) generando un enriquecimiento en  $^7\text{Li}$ . Dado que existe evidencia hidroquímica de disolución de depósitos superficiales (e.g. razones  $\text{SO}_4/\text{Mg}$  y  $\text{Ca}/\text{Mg}$ ), y que además fue documentada la presencia de arcillas en los depósitos de sinter, se esperaría que las aguas de la cuenca evidenciaran un aumento en las razones originales de  $\delta^7\text{Li}$  en las aguas, perdiendo así la signatura isotópica resultante de la interacción

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

agua-roca. Esto último, impide la identificación de las rocas con las que interactúa el agua y, por lo tanto, la signatura de la roca que contiene los acuíferos.

Por último, puesto que en este estudio no se cuentan con valores de fluidos magmáticos andesíticos, ni se registran esos valores en la literatura, un input magmático a los posibles reservorios no puede ser descartado.

### **Boro**

El boro, al igual que el litio, puede representar procesos cinéticos superficiales como de equilibrio termodinámico profundo. Para identificar cuál de los dos es el que predomina, se discuten los valores  $\delta^{11}\text{B}$  considerando el contexto climático, geológico y geotérmico en ambas zonas.

Tal como fue indicado por [Milot et al. \(2012\)](#), si el aporte fuese volcánico, se esperarían valores  $\delta^{11}\text{B} < 0$ . Ya que los valores de las aguas son  $\delta^{11}\text{B} > 0$ , se propone que los valores  $\delta^{11}\text{B}$  estarían controlados por procesos superficiales.

Dado que  $^{10}\text{B}$  se particiona más fuertemente en las arcillas de la forma tetrahedral, esto podría explicar los altos valores de  $\delta^{11}\text{B}$  en los fluidos de la Zona Polloquere (entre 5,04 y 13,15 ‰) en comparación con los fluidos de Zona Tuyajto (entre -3.91 y 6.22‰), donde no hay presencia de arcillas.

Por otra parte, fue observada una fuerte diferencia de  $\delta^{11}\text{B}$  entre los fluidos y depósitos (valores de depósitos entre -13,93 y 0,37 ‰ en Polloquere; entre -10,29 y 0,95 ‰ en Tuyajto) para las cuencas de ambas zonas. Esto puede ser explicado por partición de  $^{10}\text{B}$  en su forma tetrahedral a minerales evaporíticos tales como ulexita y teruggita en Polloquere y uralborita en Tuyajto.

Además, las aguas subterráneas (termales/frías) analizadas de este estudio presentan un aumento de  $\delta^{11}\text{B}$  en las aguas y una disminución de  $\delta^{11}\text{B}$  en las rocas alteradas, lo que puede ser explicado por meteorización de las rocas en su línea de flujo.

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

Ya que los resultados experimentales indican valores  $\delta^{11}\text{B}$  más bajos que los fluidos de terreno en ambas zonas, fue propuesto que el agua subterránea termal posee menores valores  $\delta^{11}\text{B}$  que las aguas subterráneas frías como consecuencia de la disolución de depósitos evaporíticos.

Dado que el  $\delta^{11}\text{B}$  tiende a fraccionarse como consecuencia de evaporación (el isótopo más liviano,  $^{10}\text{B}$ , tiende a moverse a la fase vapor), se esperaría encontrar que las salmueras de lago mostrasen los valores  $\delta^{11}\text{B}$  más altos en ambas zonas. Sin embargo, son los manantiales fríos (Zona Tuyajto y Polloquere respectivamente) los que presentan mayor enriquecimiento en el isótopo  $^{11}\text{B}$ . Es importante considerar que la evaporación del agua meteórica previa a su infiltración, causaría un aumento en sus valores  $\delta^{11}\text{B}$  producto del fraccionamiento. Y posteriormente, este aumento de sus valores  $\delta^{11}\text{B}$  sería intensificado por meteorización de las rocas en profundidad. Por este motivo, no es aconsejable utilizar isótopos de boro cuando las aguas en cuestión pudieron haber sido afectadas por procesos de evaporación.

## 5.5. Alcances: Implicancias en la exploración geotérmica en el Altiplano

Una práctica generalizada para estimar la temperatura de los reservorios geotermales es considerar las concentraciones de las especies reactivas presentes en el agua termal. Las especies más utilizadas son el Si y las razones Na/K, Ca/Na y K/Mg, dependiendo de la fase mineral con la cual se asuma equilibrio termodinámico. Mientras mayor sea la concentración de sílice, mayor sea la razón de K/Mg, y menor sean las razones de Na/K y Ca/Na, entonces mayor es la temperatura entregada por estos geotermómetros (Fig. 5.42). Existen muchos sistemas geotermales en donde el total de iones disueltos no proviene solo de la interacción agua roca en el reservorio, si no que presentan 2 o más aportes iónicos diferentes. En estas situaciones, las concentraciones y razones iónicas originales del reservorio termal se pierden, y la geotermometría calculada a partir del agua superficial es desapegada de la realidad.

Ya que con la hidroquímica y la química isotópica se obtuvo evidencia del aporte de salmueras a las aguas termales, se quiso evaluar preliminarmente el efecto que podría tener este aporte sobre los geotermómetros. Para llevarlo a cabo, a las concentraciones de especies reactivas que están involucradas en el cálculo geotermométrico, se le extrajo el porcentaje iónico proveniente de las salmueras. En donde el porcentaje iónico de salmuera fue obtenido según la metodología de la fracción salina, y según la metodología líneas de mezcla isotópica.

### 5.5.1. Salar de Surire–Zona Polloquere

#### Efecto en los geotermómetros

Las salmueras que se forman a partir de las aguas termales que han generado a su alrededor depósitos de sinter, al evaporarse en superficie generan precipitados de sales pobres en sílice. Esto es corroborado por la mayoría de las soluciones experimentales, puesto que sus concentraciones de sílice son menores a las encontradas en las aguas termales (Fig. 5.42). Por esta razón, en esta Zona, el efecto de disolución de depósitos superficiales podría no considerarse como un proceso que enriquezca en sílice las aguas, y por lo tanto su efecto no generaría una sobrestimación de las temperaturas. Además, la solubilidad de la sílice en el agua termal disminuye al mezclarse con aguas más frías, ya sea de salmuera de lagos o de acuíferos fríos. Esto genera precipitación de este alrededor de los manantiales y una disminución de su

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

concentración en el agua termal resultante. En consecuencia, las temperaturas estimadas por geotermometría disminuyen.

Lo indicado en el párrafo anterior se traducen en que el geotermómetro de sílice en esta Zona (1) no se ven afectados por la disolución de depósitos superficiales, y (2) entregan una temperatura mínima del reservorio. Por estas 2 razones, se considera que el geotermómetro de sílice es un indicador que se ve poco afectado por las condiciones áridas presentes.

Las temperaturas obtenidas por geotermometría catiónica aplicada luego de haber extraído el porcentaje iónico asociado a las salmueras, son comparadas con las temperaturas entregadas por el geotermómetro de sílice, en el siguiente Apartado.

El aporte de iones desde salmueras de lago o disolución de minerales evaporíticos/sinter pueden causar una disminución en los valores Na/K y Na/Ca en las aguas termales, generando así una sobreestimación de la temperatura mediante geotermometría (Fig. 5.42).

Por otra parte, la razón K/Mg en aguas termales disminuye al mezclarse con salmueras de lago o al disolver minerales evaporíticos. Esto generaría una reducción de la temperatura estimada, haciendo de este geotermómetro, en conjunto con el de sílice, los más adecuados para predecir las temperaturas mínimas de un reservorio en la Zona Polloquere.

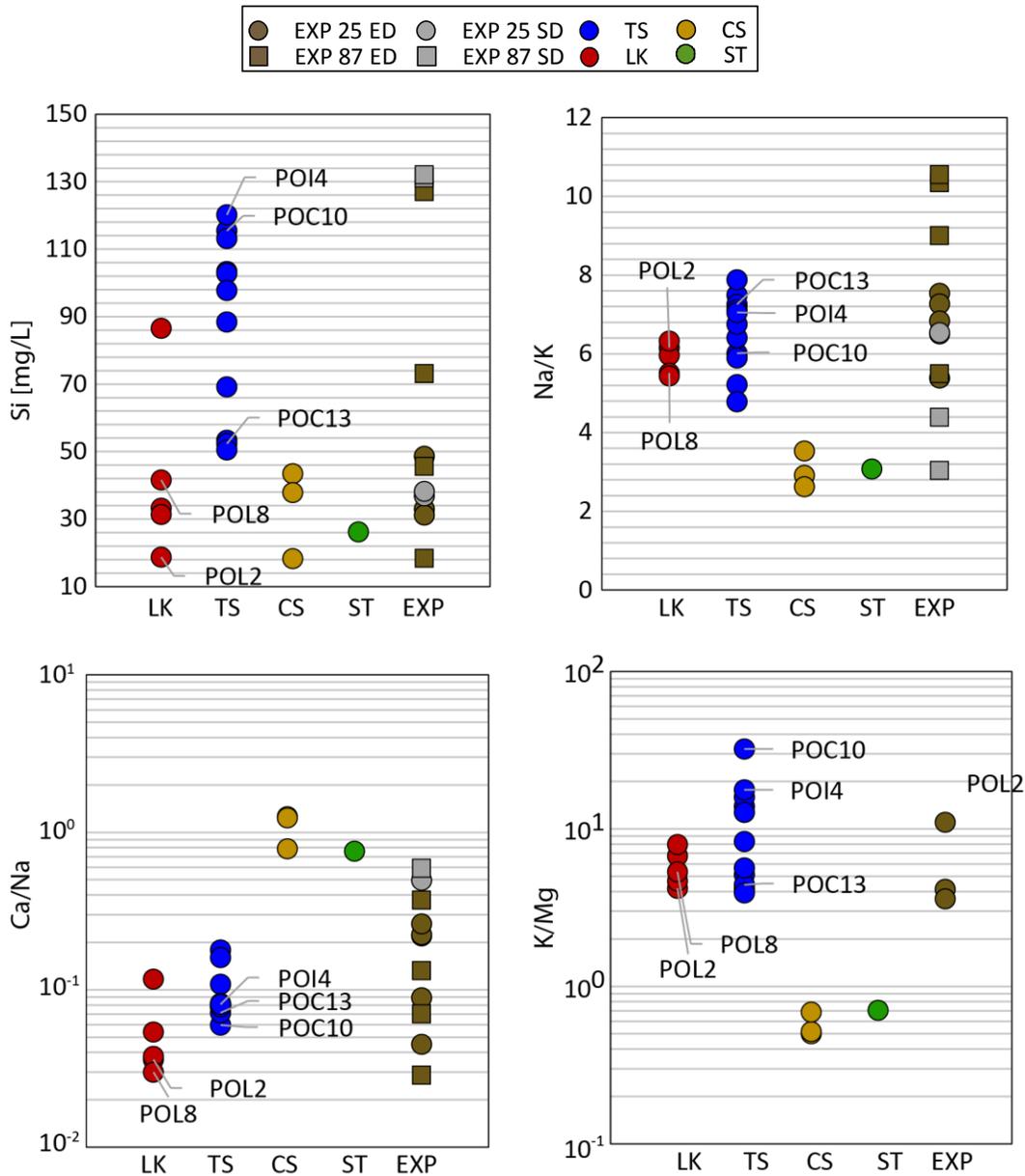


Figura 5.42 Razones utilizadas para estimar la temperatura de un reservorio termal en diferentes categorías de agua de la Zona Polloquere. Concentraciones utilizadas en razones en unidades mg/L. Mientras mayor sea la concentración de sílice, mayor sea la razón de K/Mg, y menor sean las razones de Na/K y Ca/Na, entonces mayor es la temperatura entregada por estos geotermómetros. Aguas termales diluidas con aguas de recarga, contaminadas con salmueras de lago, o que han disuelto depósitos evaporíticos pueden entregar estimaciones erróneas de temperatura.

### Mezcla e impacto en las temperaturas estimadas de reservorio

Con el objetivo de poder visualizar la influencia de salmueras de lago en la geotermometría tradicional, fueron estimadas las temperaturas de reservorio a partir de un agua termal que posee una carga de solutos proveniente de salmueras de lago equivalente al 47% (según las

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

líneas de mezcla isotópicas, [Apartado 5.3](#)), y un agua termal con aporte salino de salmueras de lago equivalente al 5,8% (según la proporción de mezcla o fracción salina, [Apartado 5.2](#)). Los resultados se muestran en la [Tabla 5.6](#).

Tabla 5.6 Valores en °C. Comparación geotermometría convencional entre química original, química corregida por isótopos de Sr, Li y B, y química corregida por proporciones de mezcla.

	<b>Amorphous Silica</b>	<b>Alpha Cristobalite</b>	<b>Beta Cristobalite</b>	<b>Chalcedony conductive</b>	<b>Quartz conductive</b>	<b>Quartz adiabatic</b>
POI4	73	149	99	179	199	183
		<b>Na-K-Ca</b>	<b>Na-K-Ca Mg corr</b>	<b>Na/K Fournier 1979</b>	<b>Na/K Truesdell 1976</b>	<b>Na/K Giggenbach 1988</b>
POI4		226	174	249	229	262
POI4 ( $\delta^{87}\text{Sr}/\delta^{86}\text{Sr}$ , $\delta^{7}\text{Li}$ , $\delta^{11}\text{B}$ )		219	170	249	229	262
POI4 (proporciones de mezcla)		227	171	249	229	262
		<b>Na/K Tonani 1980</b>	<b>Na/K Nieva &amp; Nieva 1987</b>	<b>Na/K Arnorsson 1983</b>	<b>K/Mg Giggenbach 1986</b>	
POI4		269	235	234	151	
POI4 ( $\delta^{87}\text{Sr}/\delta^{86}\text{Sr}$ , $\delta^{7}\text{Li}$ , $\delta^{11}\text{B}$ )		269	235	234	140	
POI4 (proporciones de mezcla)		270	235	234	150	

Los resultados indican que las temperaturas estimadas en Polloquere sin y con corrección, son similares.

Por otra parte, se puede observar que las diferencias entre las temperaturas estimadas según el geotermómetro de Cristobalita-Alfa (149°C) y las temperaturas estimadas con corrección entregan una variación máxima de 121°C (según la corrección por línea de mezcla, geotermómetro de Na/K Tonani 1980, 270°C) y una variación mínima de -9°C (según corrección por fracción salina, geotermómetro K/Mg Giggenbach 1986, 140°C).

Es importante tener en cuenta que la metodología de líneas de mezcla puede sobrestimar el porcentaje de aporte de salmueras a las aguas termales (ver discusión [Apartado 5.3](#), Zona Polloquere), el cálculo de concentración iónica del agua termal previa a la mezcla con las salmueras entrega concentraciones mínimas para el agua del reservorio y, por lo tanto, una predicción de mínima temperatura posible.

### 5.5.2. SIC-Zona Tuyajto

#### Efecto en los geotermómetros

En la Zona Tuyajto no fueron observados depósitos de sinter en superficie, solo depósitos evaporíticos. Fue propuesto que la falta de depósitos de sinter impide captar la sílice cerca de las surgencias de agua termal. En consecuencia, las salmueras que se forman a partir de las aguas termales que descargan a la base de las cuencas son ricas en sílice, y a su vez, forman depósitos evaporíticos ricos en sílice. Esto explica por qué la disolución experimental de estos depósitos entrega concentraciones elevadas en esta especie (hasta 140 mg/L de Si, [Fig. 5.43](#)). Por lo planteado anteriormente, en la Zona Tuyajto, el proceso de disolución de depósitos evaporíticos es determinante en las temperaturas entregadas por el geotermómetro de Si.

Por su parte las razones de K/Mg, Na/K y Ca/Na para esta Zona indican que tanto las salmueras de lago, como las aguas subterráneas frías, como la disolución de minerales evaporíticos, podrían alterar los resultados de la estimación geotermométrica ([Fig. 5.43](#)).

CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

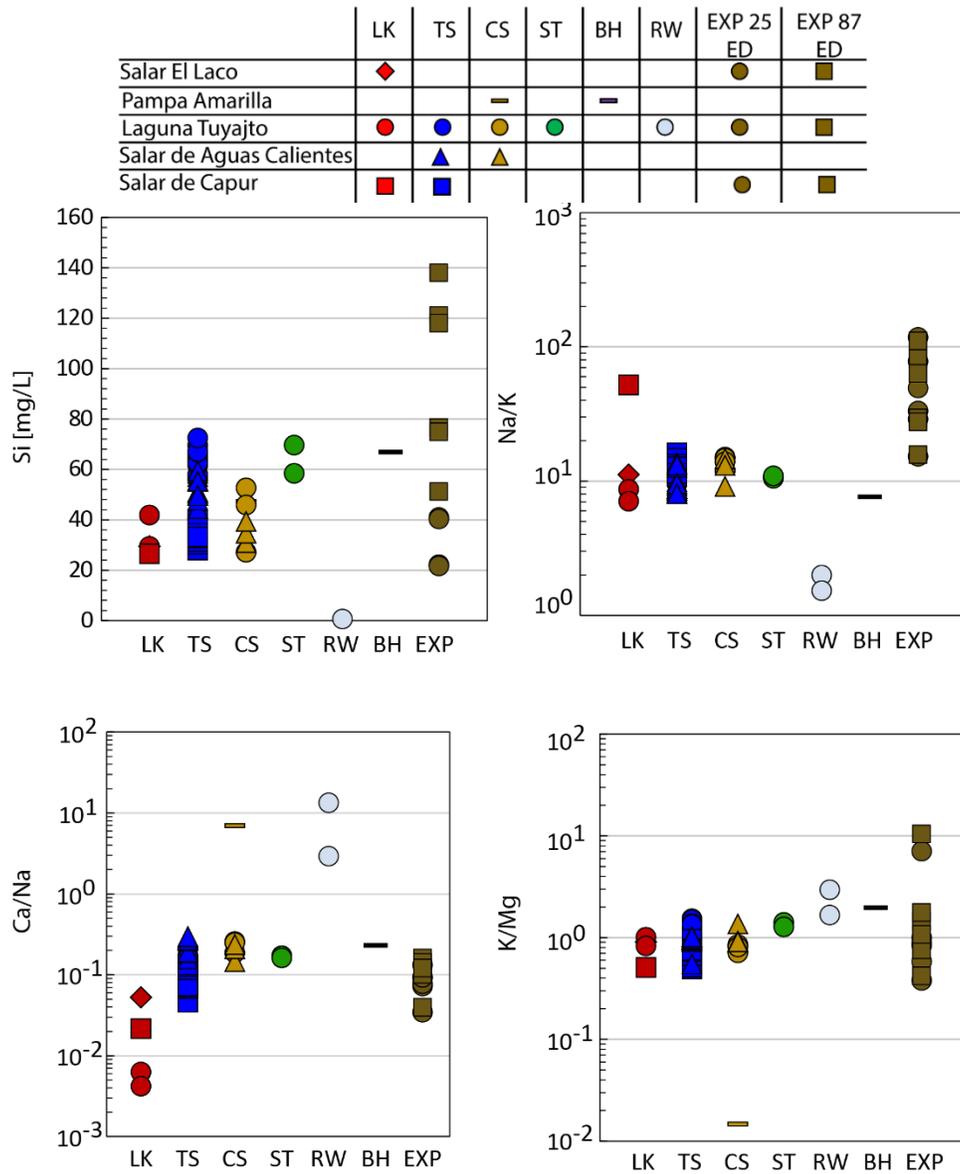


Figura 5.43 Razones utilizadas para estimar la temperatura de un reservorio termal en diferentes categorías de agua en la Zona Tuyajto. Concentraciones utilizadas en razones en unidades mg/L. Mientras mayor sea la concentración de sílice, mayor sea la razón de K/Mg, y menor sean las razones de Na/K y Ca/Na, entonces mayor es la temperatura entregada por estos geotermómetros. Aguas termales diluidas con aguas de recarga, contaminadas con salmueras de lago, o que han disuelto depósitos evaporíticos pueden entregar estimaciones erróneas de temperatura.

**Mezcla e impacto en las temperaturas estimadas de reservorio**

En Tuyajto, las temperaturas obtenidas antes y después de la extracción iónica del miembro de salino a los iones de las aguas termales, son diferentes. Estas variaciones van desde 16°C (según la corrección de fracción salina o proporción de mezcla, utilizando el geotermómetro de Nieva & Nieva 1987), hasta 85°C (según la corrección a partir de líneas de mezcla, utilizando el geotermómetro de Na-K-Ca) (Tabla 5.7).

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

Tabla 5.7 Valores en °C. Comparación geotermometría convencional entre química original, química corregida por isótopos de Sr, Li y B, y química corregida por proporciones de mezcla.

	<b>Amorphous Silica</b>	<b>Alpha Cristobalite</b>	<b>Beta Cristobalite</b>	<b>Chalcedony conductive</b>	<b>Quartz conductive</b>	<b>Quartz adiabatic</b>
TUI06 0214	36	108	59	134	159	150
	<b>Na-K-Ca</b>	<b>Na-K-Ca Mg corr</b>	<b>Na/K Fournier 1979</b>	<b>Na/K Truesdell 1976</b>	<b>Na/K Giggenbach 1988</b>	
TUI06 0214	178	39	204	171	220	
TUI06 <sub>(87Sr/86Sr,87Li,δ11B)</sub>	263	12	229	203	243	
TUI06 <sub>(proporciones de mezcla)</sub>	175	36	213	183	229	
		<b>Na/K Tonani 1980</b>	<b>Na/K Nieva &amp; Nieva 1987</b>	<b>Na/K Arnorsson 1983</b>	<b>K/Mg Giggenbach 1986</b>	
TUI06 0214		240	216	210	144	
TUI06 <sub>(87Sr/86Sr,87Li,δ11B)</sub>		240	216	209	136	
TUI06 <sub>(proporciones de mezcla)</sub>		218	200	190	77	

En Mokai (temperatura de pozo 300°C) y Rotokawa (temperatura de pozo 320°C) (Tabla 5.8), áreas geotermales asociadas a Taupo Volcanic Zone–Nueva Zelanda, se asume que las aguas termales cumplen condiciones de equilibrio termodinámico mineral. En estas dos áreas, la diferencia entre la temperatura máxima y mínima entregadas por los geotermómetros es de 36 y 38°C respectivamente. Mientras que en Polloquere, la variación es de 118°C (Tabla 5.6), y en Tuyajto es de 201°C (Tabla 5.7).

Ahora bien, en Mokai, la diferencia mínima entre el geotermómetro de sílice y el catiónico es de 22°C y la diferencia máxima es de 36°C, mientras que en Rotokawa la diferencia mínima es de 0°C, y la diferencia máxima es de 38°C (Tabla 5.8). En Polloquere, en cambio, la diferencia mínima es de 2°C, y la máxima es de 120°C (Tabla 5.6). Esto indica que la geotermometría en zonas áridas carece de precisión.

Considerando ahora las temperaturas calculadas por geotermometría luego de corregir el contenido iónico de las aguas termales según la metodología de líneas de mezcla, Polloquere presenta una diferencia entre la temperatura máxima y mínima de 129°C, y Tuyajto una diferencia de 251°C. Mientras que la corrección según la metodología de proporciones de mezcla o fracción salina, entrega diferencias entre la temperatura mínima y máxima en Polloquere de 120°C, y en Tuyajto es de 193°C (Tablas 5.6 y 5.7). Resultados que siguen siendo poco precisos.

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

Tabla 5.8 Temperaturas estimadas por geotermometría de cationes y sílice. Datos de Henley & Middelndorf 1985. En negrita se hace énfasis a la muestra que presenta mayor temperatura según el geotermómetro de sílice. A partir de estas se realiza la comparación con la muestra PO14 de la Zona Polloquere.

Geotermómetros, Taupo Volcanic Zone							
ID	Na-K-Ca (°C)	Na/K Fournier (°C)	K/Mg (°C)	Sílice (cuarzo, °C)	Cationes versus sílice		Tmax-Tmin
					Máxima Δ de T (°C)	Mínima Δ de T (°C)	
<b>Mokai</b>							
#MK1	166	158	194	179	21	13	36
#MK2	165			183	18	-	18
#MK3	287	303		263	40	24	40
#MK4	293	310		275	35	18	35
<b>#MK5</b>	<b>298</b>	<b>312</b>		<b>276</b>	<b>36</b>	<b>22</b>	<b>36</b>
#MK6	310	345		271	74	39	74
<i>Temperatura de pozo</i>	300-290 °C						
<b>Rotokawa</b>							
#RK1	128	222	136	222	86	0	94
#RK2	264	269		257	12	7	12
#RK3	218	220		220	2	0	2
#RK4	187	233		227	40	6	46
<b>#RK5</b>	<b>322</b>	<b>360</b>		<b>322</b>	<b>38</b>	<b>0</b>	<b>38</b>
#RK6	319	351		295	56	24	56
<i>Temperatura de pozo</i>	320-315 °C						

La identificación del aporte de las salmueras de lago, o de los iones provenientes de depósitos evaporíticos a las aguas termales superficiales, ayuda a caracterizar el reservorio termal de manera mucho más realista. No obstante, el cálculo geotermométrico que considera la química rectificada de las aguas, ya sea por proporciones de mezcla o por isotopos de Sr, Li y B, entrega temperaturas similares, mayores y menores a las conocidas por geotermometría tradicional. Esto puede deberse a que el ingreso de iones, ya sea proveniente de salmueras de lago, de recarga o agua meteórica que infiltra y disuelve los depósitos evaporíticos superficiales, genera cambios en la fisicoquímica en los fluidos termales durante su ascenso, forzando a las aguas a precipitar minerales, intercambiar iones con las rocas que están en los conductos de ascenso u otros procesos que borran el equilibrio agua-roca que fue alcanzado previamente en el acuífero en profundidad.

Es importante destacar que el porcentaje entregado por la fracción salina subestima el aporte de iones provenientes de la interacción agua/roca, puesto que asume que el agua termal es una

## CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

mezcla directa entre 2 miembros: el agua de recarga y la salmuera de lago. Mientras que las líneas de mezcla consideran 3 miembros, la salmuera, la recarga, y el miembro termal, como extremos químicos independientes, lo cual es mucho más cercano a la realidad. Considerando estos 2 aspectos, la metodología adecuada a utilizar, la cual podría desarrollarse de manera extensa en estudios futuros corresponde a las líneas de mezcla.

Se sugiere también estudiar en un futuro, la diferencia química que se genera en estos ambientes entre aguas calentadas rápidamente por infiltración profunda y aguas termales asociadas a reservorios geotérmicos, que han tenido tiempo para alcanzar equilibrio termodinámico mineral.

Por otra parte, ya que las aguas termales descargan a la parte más baja de las cuencas, y que los depósitos fueron recolectados de la superficie del salar, es razonable esperar que los depósitos utilizados en el experimento hayan sido influenciados por actividad termal. Extrapolando esta situación al pasado, si existiesen evaporitas antiguas en profundidad, estas debieran presentar influencia termal también. Dado que los sistemas volcánicos varían a través del tiempo y pueden reflejar condiciones termales pasadas y diferentes grados de aporte de fluidos magmáticos, la signatura química que se esperaría encontrar en las evaporitas antiguas y evaporitas actuales debiesen ser diferentes. La signatura química diferente, debiese aportar razones iónicas diferentes a las entregadas en este estudio según las soluciones experimentales. De todas formas, la falta de información acerca del basamento debajo de los salares, no permite discutir más a fondo el tema. Por esto, se sugiere investigar también la diferencia química resultante de experimentos de disolución a partir de distintas profundidades de secuencias evaporíticas, y así entender las variaciones en los elementos traza de origen magmático que han precipitado junto con estos minerales.

Finalmente, este estudio hidrogeoquímico, que fue realizado en las aguas, depósitos y rocas de los Andes del norte de Chile, permite entender de forma más acabada los sistemas geotermales en estos ambientes y puede de ser de utilidad para el desarrollo de la exploración geotérmica en el sector y, en consecuencia, para el desarrollo energético sustentable del país.

## Capítulo 6

### Conclusiones

#### **Mecanismos de generación de fuentes termales salinas y su relación con el contexto geológico y climático.**

El agua adquiere la signatura isotópica de Sr Li y B de las rocas volcánicas presentes en las cuencas. La meteorización incentiva la captación de  $^7\text{Li}$  y  $^{10}\text{B}$  en arcillas. Mientras que las condiciones áridas superficiales, por un lado, gatillan la evaporación de las salmueras de lago, favoreciendo la incorporación del isótopo más liviano ( $^{10}\text{B}$ ) en la fase vapor, y, por otro lado, estimulan la precipitación de minerales evaporíticos, entre ellos boratos, que captan  $^{10}\text{B}$  en la forma tetrahedral. La precipitación y disolución minerales evaporíticos induce cambios en la signatura isotópica, tanto en los minerales cristalizados como en la salmuera residual, haciendo factible la identificación de aportes de solutos provenientes de los depósitos evaporíticos superficiales o de salmueras de lago en las aguas termales.

Dado que  $\delta^7\text{Li}$  junto con  $\delta^{11}\text{B}$  entregan evidencias de fraccionamiento estimulado por captación de  $^7\text{Li}$  y  $^{10}\text{B}$  en arcillas y boratos, la signatura del posible equilibrio termodinámico que ocurre en profundidad, en los reservorios geotermales, se pierde.

Los valores isotópicos de estroncio en las aguas y depósitos evaporíticos, reflejan las razones isotópicas de estroncio en rocas y depósitos volcánicos continentales.

La precipitación de minerales de alteración geotermal en profundidad y durante el ascenso (e.g. calcita, evidenciado por aumento de F acompañado de la disminución de Ca en aguas termales;

## CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES

arcillas, evidenciado por razones Mg/Cl), y procesos de intercambio iónico (e.g. captación de K en arcillas, evidenciado por razones K/Cl), caracterizan la química de las aguas termales salinas.

### **Grado de disolución de depósitos evaporíticos en la química de las aguas termales**

Las aguas de ambas zonas han disuelto halita (interpretado de los resultados de Br Cl en soluciones experimentales). Isotopos de litio sugieren que algunas salmueras pueden estar disolviendo depósitos evaporíticos de lago.

### **Grado de participación de salmueras de en la química de las aguas termales**

Las aguas termales y salmueras se mezclan en subsuperficie. El grado de participación calculado de las salmueras en las aguas termales en Polloquere fue de 5,8%. En Tuyajto, el grado de participación calculado fue de 0,73%. Este porcentaje fue estimado mediante la identificación de miembros representativos de agua subterránea fría y de salmuera de lago, y luego aplicando la metodología de proporciones de mezcla a partir de las especies Cl, Sr, Li y B. Otro porcentaje de participación fue calculado, utilizando una metodología diferente– líneas de mezcla isotópicas–entre el miembro representativo de salmueras y el de agua subterránea termal. Estas entregaron porcentajes de mezcla promedio en Polloquere de 53% y en Tuyajto de 30%.

### **Zona Polloquere**

El exceso de  $\text{SO}_4\text{-HCO}_3$  en las aguas subterráneas termales y el estudio de la razón Na/Cl y Na+K versus TZ+ en las aguas subterráneas frías, en conjunto con los valores isotópicos de oxígeno y deuterio en agua, indican que las aguas subterráneas son afectadas por meteorización de rocas silicatadas. No es posible descartar un input de gases volcánicos que condense en el reservorio ([Tassi et al., 2010](#)).

Los resultados de  $\delta^7\text{Li}$  junto con resultados de concentraciones totales (Mg, Rb, Sr, Li, Cs, As, B y Si) pueden ser explicados por diferencias composicionales en las rocas con las que interactúa el agua de cada (sub)cuenca de drenaje. Las aguas pertenecientes al sector norte del salar,

## CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES

poseen mayor similitud a aguas que han interactuado con rocas tipo basalto, mientras que las del sector sur, asemejan su química a la interacción con rocas tipo riolita.

Las aguas termales presentan indicios de disolución superficial de depósitos evaporíticos. Esto fue observado mediante el estudio de la razón Na/Cl; la sistemática Na-Cl-Br; correlaciones Cl, Li y B; Na+K, TZ<sup>+</sup>; y en algunos casos, a partir de las relaciones entre pares de sistemas isotópicos  $\delta^{11}\text{B}$ -  $\delta^7\text{Li}$  o  $\delta^{11}\text{B}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Ahora bien, valores isotópicos de estroncio, litio y boro indican para estos elementos que su signatura esta principalmente determinada por la contaminación de salmueras de lago. La contaminación ha sido evidenciada mediante correlaciones Cl, SO<sub>4</sub> y F; razón Br/Cl; el enriquecimiento de algunas aguas termales en <sup>18</sup>O y <sup>2</sup>H; concentraciones de Na, K, Ca y HCO<sub>3</sub>; y correlación entre Na+K y TZ<sup>+</sup>.

### **Zona Tuyajto**

En la cuenca de Laguna Tuyajto, la concentración anómalamente alta de SO<sub>4</sub> y HCO<sub>3</sub>, en aguas termales en conjunto con la disminución de K en las aguas termales presentes (indicador de adsorción de este catión en minerales de arcilla) son evidencia que avala la meteorización de silicatos. No es posible descartar un input de gases volcánicos que condense en el reservorio.

Los valores isotópicos de estroncio, litio y boro indican que estas especies presentes en las aguas termales de Laguna Tuyajto están influenciadas en mayor medida por la disolución de depósitos evaporíticos. La cuenca de Laguna Tuyajto contiene aguas subterráneas que evidencian disolución de halita. Esto se ve reflejado en la disminución del contenido de Na no correlacionado con el contenido de Ca o Mg; y por correlaciones Br-Cl y Br/Cl versus Cl.

La cuenca de Salar de Aguas Calientes III evidencia disolución de yeso y calcita mediante diagramas Ca-Mg-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub>, mientras que aguas de toda la zona presentan evidencia de disolución de diversos minerales evaporíticos mediante diagramas Ca-Mg-K-Na-Li-Rb-HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub>. Los resultados experimentales acoplados a los diagramas previamente mostrados avalan la disolución de minerales evaporíticos y su participación en la signatura de las aguas presentes.

Fueron presentadas evidencias del aporte iónico que las salmueras de lago entregan al agua de escorrentías de Laguna Tuyajto. Esto puede ser visualizado mediante diagramas  $\delta^{18}\text{O}$  versus  $\delta^2\text{H}$ ; mientras que el aporte a las aguas termales de la misma cuenca puede ser observado

## CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES

mediante la correlación Br-Cl; Na/Mg, Ca/Mg y SO<sub>4</sub>/Mg. Aporte de salmueras de lago a las aguas subterráneas presentes en la cuenca de Salar de Capur puede apreciarse mediante el diagrama SO<sub>4</sub>-Mg-Ca-HCO<sub>3</sub>.

En este estudio fueron aportados antecedentes de utilidad en la exploración de recursos geotermales asociados a lagos salinos en el Altiplano de Chile. La detección química de la señal “salina superficial” en las aguas subterráneas es compleja y su detección debe considerar diversos aspectos (química de cationes, aniones y trazas). Datos isotópicos inéditos de Li B y Sr entregan información sobre procesos y el origen iónico de los depósitos evaporíticos superficiales y las aguas subterráneas. Estos datos no solo permiten replantear las herramientas geotermométricas de exploración geotermal, sino que permiten entender la génesis de las fuentes termales salinas, al cuantificar su interacción con salmueras de lago e identificar el aporte iónico de depósitos evaporíticos

## **Bibliografía**

- Aggarwal, J., 1999. Boron. In C. P. Marshall & R. W. Fairbridge, eds. Encyclopedia of Geochemistry-Encyclopedia of Earth Sciences Series. Kluwer Academic Publishers.
- Aguilera, F., 2008. Origen y naturaleza de los fluidos en los sistemas volcánicos , geotermales y termales de baja entalpía de la Zona Volcánica Central ( ZVC ) entre los 17°43 ' S y 25°10 ' S. Universidad Católica del Norte.
- Aldrich, M.J., Laughlin, A.W. & Gambill, D.T., 1981. Geothermal Resource Base of the World: A revision of the Electrical Power Research Institute's Estimate. Technical Report from Electrical Power Research.
- Aravena, R. & Suzuki, O., 1990. Isotopic Evolution of River Water in the Northern Chile Region. Water Resources Research, 26(12), p.2887.
- Aravena, R., 1995. Aravena\_1995.pdf. Bulletin de l'Institut francais d'études Andins, 24(3), pp.495-503.
- Arcadis Geotecnia, 2007. Evaluacion Impacto Ambiental-Minera Escondida. In Proyecto Suministro de Agua Pampa Colorada. Servicio de Impacto Ambiental, p. 53.
- Bea, S. a. et al., 2010. Geochemical and environmental controls on the genesis of soluble efflorescent salts in Coastal Mine Tailings Deposits: A discussion based on reactive transport modeling. Journal of Contaminant Hydrology, 111(1-4), pp.65-82. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jconhyd.2009.12.005>.

## BIBLIOGRAFÍA

- Bischoff, J.L. & Dickson, F.W., 1975. Seawater-basalt interaction at 200°C and 500 bars: Implications for origin of sea-floor heavy-metal deposits and regulation of seawater chemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 25(3), pp.385–397. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0012821X75902575>.
- Bookhagen, B. & Strecker, M.R., 2008. Orographic barriers, high-resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes. *Geophysical Research Letters*, 35(6), pp.1–6.
- Burke, W.H. & Hetherington, E.A., 1984. Normalized  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  by multiple collection and comparison to a standard. *Chemical geology*, 46(3), pp.265–268.
- Chan, L.H., Starinsky, A. & Katz, A., 2002. The behavior of lithium and its isotopes in oilfield brines: Evidence from the Heletz-Kokhav field, Israel. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(4), pp.615–623.
- Chen, J., 1999. Lithium-Element and Geochemistry. In C. P. Marshall & R. W. Fairbridge, eds. *Encyclopedia of Geochemistry-Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Kluwer Academic Publishers.
- Chong, G., 1988. The Cenozoic daline deposits of Chilean Andes between 18°00' y 27°00' latitud sur. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 17.
- Chong, G. et al., 1999. Evolution and geochemical signatures in a Neogene fore arc evaporitic basin: The Salar Grande (Central Andes of Chile). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151(1-3), pp.39–54.
- Clark, I.D., 1999. Stable isotopes. In C. P. Marshall & R. W. Fairbridge, eds. *Encyclopedia of Geochemistry-Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Kluwer Academic Publishers.
- Coplen, T.B. et al., 2002. Compilation of minimum and maximum isotope ratios of selected elements in naturally occurring terrestrial materials and reagents. *Usgs*, p.110. Available at: <http://pubs.usgs.gov/wri/wri014222/>.
- Custodio, E., Llamas M. R. 1983. Hidrología subterránea. Editorial Omega. Volumen I y II.

## BIBLIOGRAFÍA

Barcelona.

Daniele, L. et al., 2013. Hydrogeochemistry and geochemical simulations to assess water-rock interactions in complex carbonate aquifers: The case of Aguadulce (SE Spain). *Applied Geochemistry*, 29(0), pp.43–54. Available at: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0883292712003277>.

Daniele, L. et al., 2013. Geochemical simulations to assess the fluorine origin in Sierra de Gador groundwater (SE Spain). *Geofluids*, 13(2), pp.194–203.

DIHA & PUC, 2009. Levantamiento hidrogeológico para el desarrollo de nuevas fuentes de agua en áreas prioritarias de la zona norte de Chile, regiones XV, I, II Y III. Etapa 2 informe final parte IX Sistema Piloto II Región Salares El Laco y Aguas Calientes 2, Laguna Tuyajto, Santiago.

Dickson, F.W., Blount, C.W. & Tunell, G., 1963. Use of hydrothermal solution equipment to determine the solubility of anhydrite in water from 100° to 275°C and from 1 bar to 1,000 bars pressure. *American Journal Of Science*, 261(1), pp.61–78.

Doe, B.R., Hedge, C.E. & White, D.E., 1966. Preliminary investigation of the source of lead and strontium in deep geothermal brines underlying the salton sea geothermal area. *Economic Geology*, 61(3), pp.462–483.

Dunai, T.J., González López, G. a. & Juez-Larré, J., 2005. Oligocene-Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology*, 33(4), pp.321–324.

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

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

Engle, M. a. & Rowan, E.L., 2013. Interpretation of Na-Cl-Br Systematics in Sedimentary Basin

## BIBLIOGRAFÍA

- Brines: Comparison of Concentration, Element Ratio, and Isometric Log-ratio Approaches. *Mathematical Geosciences*, 45(1), pp.87–101.
- Faure, G. & Powell, J.L., 1972. *Strontium Isotope Geology* First, Springer.
- Faure, G., 1998. *Principles and applications of geochemistry* Second. R. A. McConnin, ed., New Jersey, USA: Prentice-Hall.
- Faure, G. & Mensing, T.M., 2005. *Isotopes: principles and applications*, Wiley. Available at: <https://books.google.cl/books?id=tlMSAQAAIAAJ>.
- Farber, E. et al., 2004. The origin and mechanisms of salinization of the Lower Jordan River. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(9), pp.1989–2006.
- Fritz, P. et al., 1978. Isotope hydrology in northern Chile. *Isotope hydrology*.
- Fritz, P. et al., 1981. Isotope hydrology of groundwaters in the Pampa del Tamarugal, Chile. *Journal of Hydrology*, 53(1-2), pp.161–184.
- Garreaud, R.D., Molina, A. & Farias, M., 2010. Andean uplift, ocean cooling and Atacama hyperaridity: A climate modeling perspective. *Earth and Planetary Science Letters*, 292(1-2), pp.39–50.
- Gat, J., 1996. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle.
- 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), pp.495–510.
- Godfrey, L. V et al., 2003. Stable isotope constraints on the transport of water to the Andes between 22 and 26S during the last glacial cycle. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194(1-3), pp.299–317. Available at: <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6R-485PC98-2/2/098bd33b8c883a912c85156aa3a4bd1b>.

## BIBLIOGRAFÍA

- Godfrey, L., Herrera, C. & Gamboa, C., 2015. Un metodo multi-isotopo para entender las reacciones de meteorizacion en el norte de Chile.
- Gonfiantini, R. et al., 1998. Isotopes in Groundwater Hydrology. In C. Kendall & J. J. McDonnell, eds. *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Amsterdam ; New York: Elsevier, pp. 203–246.
- Goudie, A.S. & Cooke, R.U., 1984. Salt efflorescences and Saline lakes; a distributional analysis. *Geoforum*, 15(4), pp.563–582. Available at: [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7185\(84\)90025-3](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7185(84)90025-3).
- Harrill, J.R. et al., 1983. Aquifer systems in the Great Basin region of Nevada, Utah, and adjacent states; a study plan - ed., Available at: <http://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr82445>.
- Hartley, a. J. et al., 2005. 150 million years of climatic stability: evidence from the Atacama Desert, northern Chile. *Journal of the Geological Society*, 162(3), pp.421–424.
- Hartley, A., 2003. Andean uplift and climate change. *Journal of the Geological Society*, 160(1), pp.7–10.
- Hem, J.D., 1985. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. Water-Supply Paper 2254., United States Government Printing Office: US Geological Survey. Available at: [citeulike-article-id:3252250](http://pubs.usgs.gov/wsp/2254/).
- Herut, B. et al., 1990. The role of seawater freezing in the formation of subsurface brines. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(1), pp.13–21.
- Geohidrología Consultores, 2012. Estudio hidrogeológico proyecto geotérmico Polloquere.
- Hilley, G.E. & Coutand, I., 2009. contractional settings : Insights from the central Andes. *Tectonophysics*, 495(1-2), pp.78–92. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2009.06.017>.
- Hoefs, J., 2009. Isotope Fractionation Processes of Selected Elements. *Stable Isotope*

## BIBLIOGRAFÍA

Geochemistry, pp.35–92.

Hogan, J.F. et al., 2007. Geologic origins of salinization in a semi-arid river: The role of sedimentary basin brines. *Geology*, 35(12), p.1063. Available at: <http://geology.gsapubs.org/content/35/12/1063.short>.

Houston, J. & Hartley, A.J., 2003. The central andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama Desert. *International Journal of Climatology*, 23(12), pp.1453–1464.

Jeffcoate, A.B. et al., 2003. Precise , Small Sample Size Determinations of Lithium Isotopic Compositions of Geological Reference Materials and Modern Seawater by MC-ICP-MS. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28, pp.161–172.

Kasemann, S. a. et al., 2004. Boron isotope composition of geothermal fluids and borate minerals from salar deposits (central Andes/NW Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 16(8), pp.685–697.

Kendall, C. & Doctor, D.H., 2004. Stable Isotope Applications in Hydrologic Studies. In J. I. Drever, ed. *Surface and ground water, weathering, and soils: Treatise on Geochemistry*. Elsevier, pp. 319–364.

Kloppmann, W. et al., 2001. Halite dissolution derived brines in the vicinity of a Permian salt dome (N German Basin). Evidence from boron, strontium, oxygen, and hydrogen isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(22), pp.4087–4101. Available at: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016703701006408>.

Kolodny, Y. et al., 1999. Chemical tracing of salinity sources in Lake Kinneret (Sea of Galilee), Israel. *Limnology and Oceanography*, 44(4), pp.1035–1044.

Lahsen, A., 1986. Origen y potencial de energía geotérmica en los Andes de Chile, Technical Report *Geología y Recursos Minerales de Chile*, Universidad de Concepción.

Lavitt, N., Acworth, R.I. & Jankowski, J., 2012. Vertical Hydrochemical Zonation in a Coastal

## BIBLIOGRAFÍA

- Section of the Botany Sands Aquifer, Sydney, Australia. *Hydrogeology Journal*, 5(2), pp.64–74. Available at: <http://dx.doi.org/10.1007/s100400050117>.
- Li, H.C. et al., 2008. Isotopic and geochemical evidence of palaeoclimate changes in Salton Basin, California, during the past 20??kyr: 2.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio in lake tufa as an indicator of connection between Colorado River and Salton Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259(2-3), pp.198–212.
- Magaritz, M. et al., 1990. Source of Ground Water in the Deserts of Northern Chile: Evidence of Deep Circulation of Ground Water from the Andes. *Ground Water*, 28(4), pp.513–517.
- Magaritz, M. et al., 1989. Water chemistry and isotope study of streams and springs in northern Chile. *Journal of Hydrology*, 108, pp.323–341.
- Matsubaya, O. et al., 1973. Hydrogen and oxygen isotopic ratios and major element chemistry of Japanese thermal water systems. *Geochemical Journal*, 7(3), pp.123–151. Available at: <http://joi.jlc.jst.go.jp/JST.Journalarchive/geochemj1966/7.123?from=CrossRef>.
- Mazzini, A. et al., 2011. Fluid origin, gas fluxes and plumbing system in the sediment-hosted Salton Sea Geothermal System (California, USA). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 205(3-4), pp.67–83. Available at: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027311001405>.
- McKibben, M.A. et al., 1987. Saline brines and metallogenesis in a modern sediment-filled rift: the Salton Sea geothermal system, California, U.S.A. *Applied Geochemistry*, 2(5-6), pp.563–578.
- Mehta, S., Fryar, A.E. & Banner, J.L., 2000. Controls on the regional-scale salinization of the Ogallala aquifer, Southern High Plains, Texas, USA. *Applied Geochemistry*, 15(6), pp.849–864.
- Millot, R. et al., 2011. Chemical, multi-isotopic (Li–B–Sr–U–H–O) and thermal characterization of Triassic formation waters from the Paris Basin. *Chemical Geology*, 283(3-4), pp.226–241. Available at:

## BIBLIOGRAFÍA

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0009254111000465>.

Millot, R., Hegan, A. & Négrel, P., 2012. Geothermal waters from the Taupo Volcanic Zone, New Zealand: Li, B and Sr isotopes characterization. *Applied Geochemistry*, 27, pp.677–688.

Millot, R. & Négrel, P., 2007. Multi-isotopic tracing ( $\delta^7\text{Li}$ ,  $\delta^{11}\text{B}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) and chemical geothermometry: evidence from hydro-geothermal systems in France. *Chemical Geology*, 244(3-4), pp.664–678. Available at: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0009254107003427>.

Newman, B.D., Campbell, A. R. & Wilcox, B.P., 1997. Tracer-based studies of soil water movement in semi-arid forests of New Mexico. *Journal of Hydrology*, 196, pp.251–270. Available at: <Go to ISI>://A1997XM70600012.

Nicholson, K., 1993. *Geothermal fluids: chemistry and exploration techniques*, Springer.

Nieva, D. & Nieva, R., 1987. Development in geothermal energy in Mexico, part 12-A cationic composition geothermometer for prospection of geothermal resource. In *Heat Recovery Systems*. pp. 243–258.

Parkhurst, D. L., Christenson, S. C., Breits G. N., 1996. Ground-water-quality assessment of the central Oklahoma Aquifer, Oklahoma; geochemical and geohydrologic investigations. *Water Supply Paper 2357-C*.

Peiffer, L. et al., 2011. Tracing thermal aquifers of El Chichón volcano-hydrothermal system (México) with  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , Ca/Sr and REE. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 205(3-4), pp.55–66. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.06.004>.

Pistiner, J.S. & Henderson, G.M., 2003. Lithium-isotope fractionation during continental weathering processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 214, pp.327–339.

Pueyo, J.J., Chong, G. & Jensen, A., 2001. Neogene evaporites in desert volcanic environments: Atacama Desert, northern Chile. *Sedimentology*, 48(6), pp.1411–1431.

## BIBLIOGRAFÍA

- Rech, J. a. et al., 2002. Late Quaternary paleohydrology of the central Atacama Desert (lat 22°-24°S), Chile. *Bulletin of the Geological Society of America*, 114(3), pp.334–348.
- Reich, M. et al., 2009. Supergene enrichment of copper deposits since the onset of modern hyperaridity in the Atacama Desert, Chile. *Mineralium Deposita*, 44, pp.497–504.
- Risacher, F., Alonso, H. & Salazar, C., 1998. EN CUENCAS CERRADAS I, II y III REGIONES - CHILE.
- Risacher, F., Alonso, H. & Salazar, C., 2003. The origin of brines and salts in Chilean salars: A hydrochemical review. *Earth-Science Reviews*, 63(3-4), pp.249–293.
- Rissmann, C. et al., 2015. The origin of solutes within the groundwaters of a high Andean aquifer. *Chemical Geology*, 396(November), pp.164–181. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0009254114005877>.
- Schmincke, H.-U., 2004. *Volcanism*, Springer.
- Stauffer, R.E. & Thompson, J.M., 1984. Arsenic and antimony in geothermal waters of Yellowstone National Park, Wyoming, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(12), pp.2547–2561.
- Stoertz, G.E. & Carter, W.D., 1973. Hydrogeology of closed basins and deserts of South America. ERTS-1 interpretations.
- Stoertz, G.E. & Ericksen, G.E., 1974. *Geology of Salars*,
- Tassi, F. et al., 2010. Fluid geochemistry of hydrothermal systems in the Arica-Parinacota, Tarapacá and Antofagasta regions (northern Chile). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 192(1-2), pp.1–15. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.02.006>.
- Thompson, R.D., 1975. *The Climatology of the Arid World*. In *Geographical Papers*. University of Reading, Department of Geography.

## BIBLIOGRAFÍA

- Tomascak, P.B., Magna, T. & Dohmen, R., 2016. *Advances in Lithium Isotope Geochemistry*, J. Hoefs, ed., Springer International Publishing.
- Vengosh, A., Gill, J., et al., 2002. A Multi-Isotope ( B , Sr , O , H , C ) and Age Dating (  $^3\text{H}$ - $^3\text{He}$  ,  $^{14}\text{C}$  ) Study of Ground Water from Salinas Valley California : Hydrochemistry , Dynamics , and Contamination Processes. *Water Resources Research*, 38(1), p.9 1-17.
- Vengosh, A. et al., 1994. Boron isotope application for tracing sources of contamination in groundwater. *Environmental Science and Technology*, 28(11), pp.1968-1974.
- Vengosh, A., Starinsky, A., et al., 1991. Boron isotope geochemistry as a tracer for the evolution of brines and associated hot springs from the Dead Sea, Israel. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(6), pp.1689-1695.
- Vengosh, A., Chivas, A.R., et al., 1991. Boron isotope geochemistry of Australian salt lakes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(9), pp.2591-2606. Available at: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/001670379190375F>.
- Vengosh, A. et al., 1994. Boron isotope application for tracing sources of contamination in groundwater. *Environmental Science and Technology*, 28(11), pp.1968-1974.
- Vengosh, A. et al., 1999. Geochemical and boron, strontium and oxygen isotopic constraints on the origin of the salinity in groundwater from the Mediterranean coast of Israel. *Water Resources Research*, 35(6), pp.1877-1894.
- Vengosh, A., 2013. Salinization and Saline Environments. In *Treatise on Geochemistry: Second Edition*. pp. 325-378.
- Vengosh, A., Helvaci, C. & Karamanderesi, İ.H., 2002. Geochemical constraints for the origin of thermal waters from western Turkey. *Applied Geochemistry*, 17, pp.163-183.
- Wang, B.S. et al., 2010. Direct separation of boron from Na- and Ca-rich matrices by sublimation for stable isotope measurement by MC-ICP-MS. *Talanta*, 82(4), pp.1378-1384. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.talanta.2010.07.010>.

## BIBLIOGRAFÍA

Wang, Q.-L. et al., 2015. Behavior of lithium isotopes in the Changjiang River system: Sources effects and response to weathering and erosion. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 151, pp.117–132. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0016703714007248>.

Warren, J.K., 2006. *Evaporites : Sediments, Resources and Hydrocarbons*, Springer.

White, D., Barnes, I. & O'Neil, J., 1973. Thermal and Mineral Waters of Nonmeteoric Origin, California Coast Ranges. *Geological Society Of America Bulletin*, 84, pp.547–560. Available at: <http://gsabulletin.gsapubs.org/content/84/2/547.short>.

Zachos, J.C. et al., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292(5517), pp.686–693.

## **Apéndices**

## **Anexo A**

### **Tablas de resultados**

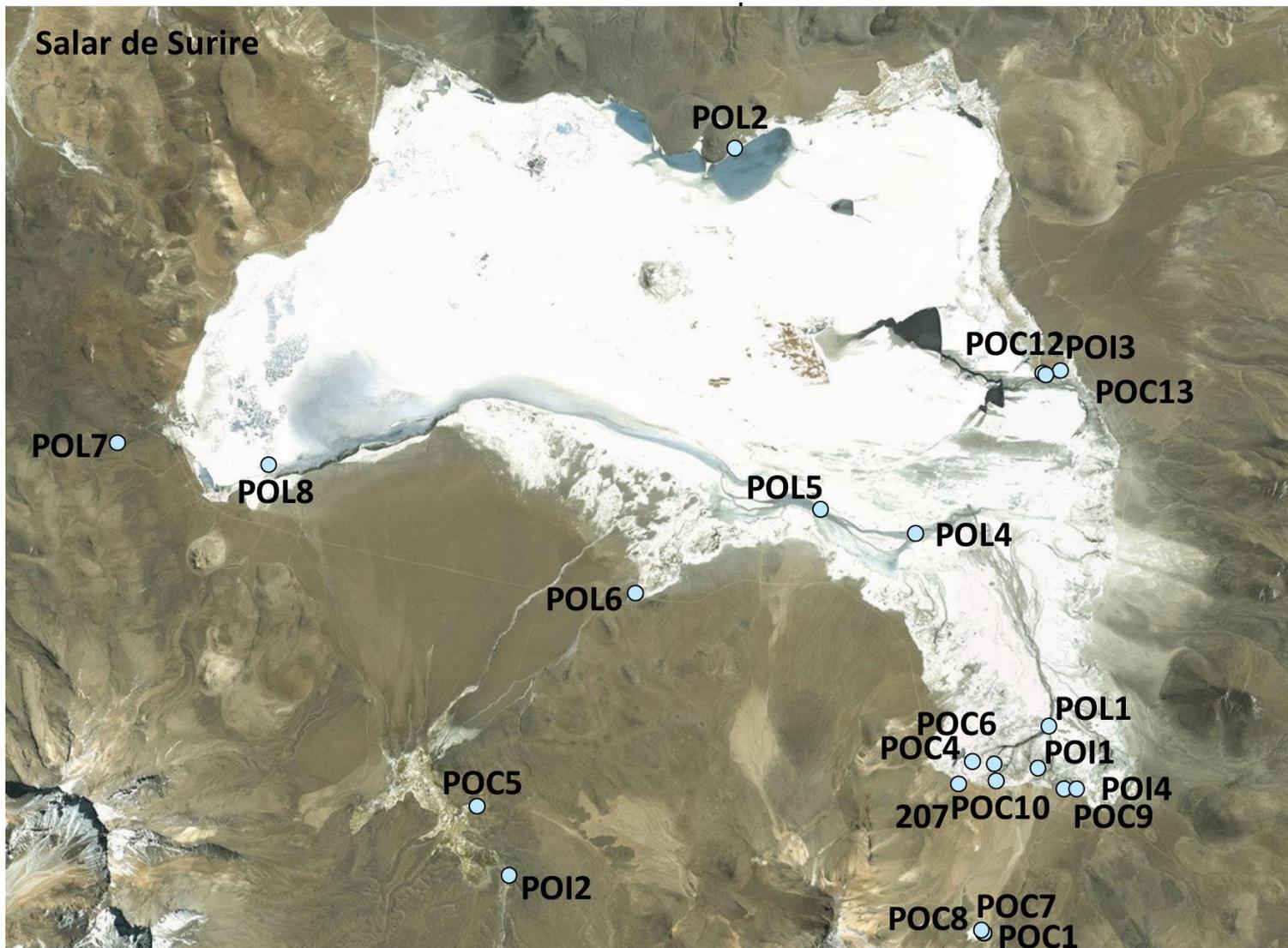


Ilustración A.I Mapa de la cuenca de Surire, con la ubicación de los lugares de extracción de muestras.



Ilustración A.II Mapa de la Zona Tuyajto, con la ubicación de los lugares de extracción de muestras.

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.1 Muestras de aguas recolectadas en terreno, especificando el tipo de agua que representa, parámetros fisicoquímicos y algunos aniones.

Nombre	Tipo	Laboratorio	pH	Eh mV	T [°C]	CE [uS/cm]	TDS [mg/L]	Cl [mg/L]	SO <sub>4</sub> [mg/L]	H <sub>2</sub> S [mg/L]
<b>Polloquere</b>										
POI2-0509	Escorrentia	GNS	9.80		16.90	191.00	122.24	4.20	23.00	
POL2	Lago	GNS	7.88	-75.00	6.50	101500.00	64960.00	33769.00	11486.00	0.33
POL4	Lago	GNS	7.85	-73.00	7.00	10210.00	6534.40	3014.00	624.00	0.07
POL5	Lago	GNS	7.97	-83.00	12.20	24600.00	15744.00	11954.00	2844.00	0.11
POL8	Lago	GNS	7.74	-66.00	-0.50	151300.00	96832.00	62168.00	5902.00	0.35
POL1 ESC-0613	Lago	GNS	8.09	-68.00	5.70	8640.00	5529.60	2409.00	699.00	0.06
POC5-0811	Manantial frío	GNS	6.47	13.00	13.50	828.00	529.92	49.00	92.00	<0.01
POL6	Manantial frío	GNS	7.66	-63.00	6.00	1680.00	1075.20	94.00	347.00	0.05
POL7	Manantial frío	GNS	7.58	-60.00	11.80	100.00	64.00	4.30	11.50	0.05
POC14-0412	Manantial frío	GNS			12.30	110.00	70.40	5.10	11.00	
207-0707	Manantial termal	GNS	5.50		47.80	7110.00	4707.00	1661.00	1075.00	
208-0707	Manantial termal	GNS	5.00		78.00	6920.00	4435.00	1856.00	603.00	
POC10-0114	Manantial termal	GNS						2501.00	222.00	0.04
POC10 -0613	Manantial termal	GNS	6.20	45.00	85.40	8980.00	5747.20	2504.00	225.00	0.07
POC10-0412	Manantial termal	GNS	6.52	12.00	85.00	8280.00	5299.20	2491.00	213.00	
POC10-0812	Manantial termal	GNS	7.20	-6.30	84.80	8380.00	5363.20	2517.00	242.00	<0.01
POC11-0412	Manantial termal	GNS	6.73	2.00	66.60	6410.00	4102.40	1818.00	260.00	

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.2 Continuación tabla anterior.

Nombre	Tipo	Laboratorio	pH	Eh mV	T [°C]	CE [uS/cm]	TDS [mg/L]	Cl [mg/L]	SO <sub>4</sub> [mg/L]	H <sub>2</sub> S [mg/L]
<b>Polloquere</b>										
POC12-0412	Manantial termal	GNS	6.33	23.00	33.70	6390.00	4089.60	1854.00	273.00	
POC12-0812	Manantial termal	GNS	6.30	44.60	31.50	5240.00	3353.60	1440.00	223.00	<0.01
POC13-0114	Manantial termal	GNS						1485.00	211.00	0.09
POC13-0412	Manantial termal	GNS	6.20	30.00	30.40	5060.00	3238.40	1428.00	188.00	
POC13-0613	Manantial termal	GNS	6.21	19.00	30.10	5250.00	3360.00	1481.00	211.00	0.06
POC3-0707	Manantial termal	GNS	6.50		84.00	7350.00	4541.00	2080.00	398.00	
POC3-0811	Manantial termal	GNS	6.83		86.00	7540.00	4825.60	2098.00	278.00	<0.01
POC4-0811	Manantial termal	GNS	6.20	34.00	72.00	7150.00	4576.00	1865.00	475.00	0.05
POC6-0811	Manantial termal	GNS	6.76	-3.00	77.40	6350.00	4064.00	1778.00	233.00	<0.01
POC9-0412	Manantial termal	GNS	6.36	18.00	79.70	7540.00	4825.60	1977.00	281.00	
POI1-0509	Manantial termal	GNS	6.10		81.00	5550.00	3552.00	1728.00	196.00	
POI3-0509	Manantial termal	GNS	6.84		31.50	6470.00	4140.80	1882.00	263.00	
POI4-0114	Manantial termal	GNS						2147.00	287.00	0.05
POI4-0613	Manantial termal	GNS	6.85	-1.00	86.20	8080.00	5171.20	2133.00	290.00	0.09
POI4-0412	Manantial termal	GNS	6.95	17.00	85.40	7260.00	4646.40	2111.00	276.00	
POI4-0509	Manantial termal	GNS	6.90		81.30	6860.00	4390.40	2117.00	272.00	
POI4-0812	Manantial termal	GNS	7.65	-37.30	85.60	7700.00	4928.00	2110.00	284.00	0.03
POL3-0613	Manantial termal	GNS	5.82	45.00	53.80	7490.00	4793.60	1766.00	860.00	0.29

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.3 Concentraciones de algunas especies en agua recolectada en terreno.

Nombre	HCO <sub>3</sub> [mg/L]	CO <sub>3</sub> [mg/L]	Na [mg/L]	K [mg/L]	Ca [mg/L]	Mg [mg/L]	Si [mg/L]	As [mg/L]	B [mg/L]
<b>Polloquere</b>									
POI2-0509	65.00	15.24	16.30	5.30	12.40	7.50	26.18		<0.3
POL2	303.00	0.65	25480.00	4135.00	918.00	984.00	18.70	58.00	502.00
POL4	144.00	0.29	2054.00	344.00	111.00	51.00	33.19	7.10	68.00
POL5	142.00	0.43	8027.00	1269.00	304.00	272.00	31.32	19.10	191.00
POL8	654.00	0.84	42300.00	7675.00	1268.00	1434.00	41.60	104.00	795.00
POL1 ESC-0613	172.00	0.60	1606.00	295.00	188.00	37.00	86.48	5.10	64.00
POC5-0811	197.46	0.19	35.00	12.00	44.00	24.00	43.47	0.05	0.77
POL6	361.00	0.47	159.00	45.00	125.00	87.00	37.86	0.50	2.70
POL7	36.00	0.04	6.30	2.40	7.80	3.50	18.23	<0.015	<0.3
POC14-0412	66.27		7.10	3.60	8.50	3.80	17.30	0.02	0.33
207-0707	173.00	0.00	1200.00	230.00	215.00	44.80	69.18		34.00
208-0707	211.00	0.00	1250.00	220.00	125.00	24.20	93.95		42.00
POC10-0114	141.00		1626.00	253.00	99.00	8.40	114.99	8.60	75.00
POC10 -0613	144.00	0.17	1587.00	264.00	95.00	8.20	115.46	8.80	73.00
POC10-0412	160.60	0.04	1540.00	247.00	90.00	7.60	110.31	8.40	69.00
POC10-0812	149.00	0.17	1534.00	249.00	93.00	7.70	112.18	8.50	71.00
POC11-0412	318.34	0.12	1174.00	190.00	105.00	13.80	100.50	6.20	49.00

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.4 Continuación tabla anterior.

Nombre	HCO <sub>3</sub> [mg/L]	CO <sub>3</sub> [mg/L]	Na [mg/L]	K [mg/L]	Ca [mg/L]	Mg [mg/L]	Si [mg/L]	As [mg/L]	B [mg/L]
<b>Polloquere</b>									
POC12-0412	265.50	0.03	1184.00	158.00	93.00	38.00	53.29	1.40	24.00
POC12-0812	216.00	0.02	911.00	119.00	71.00	29.00	49.55	1.30	18.60
POC13-0114	195.00		981.00	126.00	78.00	32.00	52.35	1.40	21.00
POC13-0412	224.13	0.02	913.00	121.00	70.00	28.00	50.02	1.40	18.50
POC13-0613	205.00	0.02	1060.00	146.00	76.00	33.00	52.35	1.30	20.00
POC3-0707	251.00	0.06	1350.00	180.00	105.00	8.50	108.91		51.00
POC3-0811	241.00	0.12	1352.00	183.00	110.00	10.60	113.12	6.60	55.00
POC4-0811	219.00	0.03	1227.00	208.00	133.00	25.00	103.30	3.40	47.00
POC6-0811	231.00	0.10	1134.00	177.00	92.00	12.70	102.84	5.50	46.00
POC9-0412	256.16	0.04	1247.00	175.00	99.00	11.00	113.12	4.80	51.00
POI1-0509	205.00	0.02	1134.00	168.00	93.00	13.20	97.69		46.00
POI3-0509	189.00	0.07	1175.00	149.00	92.00	38.00	50.48		22.00
POI4-0114	242.00		1461.00	194.00	121.00	11.60	121.07	7.10	63.00
POI4-0613	238.00	0.12	1410.00	200.00	114.00	11.30	120.13	7.10	60.00
POI4-0412	286.55	0.19	1366.00	190.00	112.00	10.50	114.99	6.90	58.00
POI4-0509	197.00	0.11	1310.00	175.00	107.00	10.30	107.04		54.00
POI4-0812	237.00	0.77	1356.00	193.00	113.00	10.60	116.86	7.00	59.00
POL3-0613	221.00	0.01	1245.00	260.00	200.00	46.00	88.35	0.10	46.00

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.5 Concentraciones de algunas especies para aguas recolectadas en terreno.

<b>Nombre</b>	<b>Br</b> [mg/L]	<b>Cs</b> [mg/L]	<b>F</b> [mg/L]	<b>Fe</b> [mg/L]	<b>Li</b> [mg/L]	<b>NO<sub>3</sub> (as N)</b> [mg/L]	<b>NH<sub>3</sub></b> [mg/L]	<b>Rb</b> [mg/L]	<b>Sr</b> [mg/L]
<b>Polloquere</b>									
POI2-0509	<0.04	<0.03	0.28		<0.01			0.01	
POL2	57.00	<0.01	0.89		139.00	1.20	0.88	14.70	31.00
POL4	5.10	1.70	1.30		13.70	0.11	0.09	1.90	4.70
POL5	18.60	4.00	2.00		47.00	<0.01	0.05	5.10	13.40
POL8	103.00	11.30	3.30		272.00	<0.1	0.09	<0.01	55.00
POL1 ESC-0613	4.20	1.90	2.00		11.20	0.37	0.25	2.00	4.70
POC5-0811	0.10	<0.01	0.21		0.06		<0.01	0.05	0.25
POL6	<0.03	0.09	0.52		0.41	<0.01	0.03	0.12	0.76
POL7	<0.03	<0.01	0.08		<0.01	0.21	0.01	<0.01	0.09
POC14-0412	<0.03	<0.01	0.13					<0.01	0.09
207-0707			0.16		6.60				
208-0707			0.11		7.90				
POC10-0114	4.70	2.40	1.90		12.50	<0.01	0.89	2.40	4.40
POC10 -0613	4.10	2.30	2.10		12.20	0.11	0.89	2.30	4.60
POC10-0412	4.00	2.70	1.90	0.22	11.90		0.87	2.50	4.10
POC10-0812	5.70	2.90	2.00		12.00			2.60	4.10
POC11-0412	3.00	1.90	1.20	0.11	8.60		0.53	1.70	3.10

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.6 Continuación tabla anterior.

Nombre	Br [mg/L]	Cs [mg/L]	F [mg/L]	Fe [mg/L]	Li [mg/L]	NO <sub>3</sub> (as N) [mg/L]	NH <sub>3</sub> [mg/L]	Rb [mg/L]	Sr [mg/L]
<b>Polloquere</b>									
POC12-0412	3.50	0.43	0.55		6.10		<0.01	0.52	1.10
POC12-0812	3.90	0.29	0.47		4.70			0.39	0.82
POC13-0114	2.60	0.26	0.46		5.10	<0.01	0.14	0.37	0.92
POC13-0412	2.40	0.26	0.45	1.40	4.60		0.27	0.37	0.82
POC13-0613	2.60	0.23	0.49		5.20	0.08	0.32	0.34	1.00
POC3-0707			0.13		9.75				
POC3-0811	3.30	1.90	1.50		10.00		0.73	1.80	3.60
POC4-0811	3.10	1.50	1.30		8.50		0.71	1.70	3.20
POC6-0811	2.90	1.70	1.20		8.50		0.57	1.80	3.20
POC9-0412	3.40	1.90	1.20	0.20	9.20		0.58	1.60	3.20
POI1-0509	1.20	1.50	1.00		8.00			1.80	
POI3-0509	1.90	0.35	0.51		5.80			0.68	
POI4-0114	3.90	1.90	1.60		10.70	<0.01	0.78	1.80	3.60
POI4-0613	3.70	1.80	1.90		10.30	<0.01	0.73	1.80	3.70
POI4-0412	3.20	2.00	1.50	0.45	10.10		0.67	1.80	3.40
POI4-0509	2.10	2.00	1.40		9.20			2.00	
POI4-0812	5.30	2.10	1.60		10.30			2.00	3.40
POL3-0613	3.00	1.40	1.30		7.90	0.07	0.76	1.50	4.10

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.7 Isotopos de Oxígeno y Deuterio en aguas recolectadas en terreno.

<b>Nombre</b>	<b><math>\delta^{18}\text{O}</math></b>	<b><math>\delta^2\text{H}</math></b>
	<b>[‰]</b>	<b>[‰]</b>
<b>Polloquere</b>		
POI2-0509	-11.19	-88.7
POL2	-3.73	-46.30
POL4	-8.26	-70.70
POL5	-5.57	-54.90
POL8	-3.37	-44.70
POL1 ESC-0613	-10.52	-89.40
POC5-0811	-13.65	-97.40
POL6	-12.01	-87.90
POL7	-14.27	-104.00
POC14-0412	-14.46	-106.40
207-0707	-12.77	-100.30
208-0707	-13.62	-103.70
POC10-0114	-12.79	-104.50
POC10 -0613	-12.90	-103.00
POC10-0412	-12.99	-103.50
POC10-0812	-12.82	-102.50
POC11-0412	-15.85	-107.00

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.8 Continuación tabla anterior.

<b>Nombre</b>	<b><math>\delta^{18}\text{O}</math></b>	<b><math>\delta^2\text{H}</math></b>
	<b>[‰]</b>	<b>[‰]</b>
<b>Polloquere</b>		
POC12-0412	-15.11	-115.00
POC12-0812	-15.09	-114.20
POC13-0114	-15.03	-115.90
POC13-0412	-15.16	-114.60
POC13-0613	-15.07	-113.20
POC3-0707	-12.91	-101.90
POC3-0811	-13.62	-104.90
POC4-0811	-13.59	-103.80
POC6-0811	-13.76	-107.60
POC9-0412	-13.78	-106.30
POI1-0509	-13.85	-107.20
POI3-0509	-14.92	-114.00
POI4-0114	-13.49	-108.30
POI4-0613	-13.61	-104.30
POI4-0412	-13.58	-105.70
POI4-0509	-13.10	-104.30
POI4-0812	-13.52	-105.70
POL3-0613	-13.58	-102.00

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.9 Razones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en muestras de agua recolectadas en terreno.

Nombre	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (corr)	$2\sigma_m$
<b>Polloquere</b>			
POL2	0.706359	0.706312	0.000008
POL4	0.706309	0.706262	0.000006
POL5	0.706324	0.706277	0.000006
POL8	0.706340	0.706293	0.000004
POL1 ESC-0613	0.706294	0.706247	0.000004
POL6	0.706341	0.706294	0.000004
POL7	0.706746	0.706699	0.000012
POC10 -0613	0.706295	0.706248	0.000006
POC13-0613	0.706397	0.706350	0.000004
POI4-0613	0.706289	0.706242	0.000004

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.10 Valores isotópicos  $\delta^7\text{Li}$  y  $\delta^{11}\text{B}$  en muestras obtenidas en terreno.

<b>Nombre</b>	<b><math>\delta^7\text{Li}</math></b>	<b><math>\delta^{11}\text{B}</math></b>
	<b>[‰]</b>	<b>[‰]</b>
<b>Polloquere</b>		
POL2	5.37	7.97
POL4	3.96	6.23
POL5	3.69	7.49
POL8	3.70	10.60
POL1 ESC-0613	3.11	5.12
POL6	3.81	8.20
POL7	5.57	13.15
POC10 -0613	2.96	5.09
POC13-0613	6.10	7.85
POI4-0613	3.37	5.04

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.11 Nombre de muestra de solución experimental, indicando el laboratorio en donde fue analizada y sus parámetros fisicoquímicos. Espacios en Blanco indican que no fue determinado ese parámetro.

Nombre	Tipo	Laboratorio	pH	T	CE	TDS	Alk
				[°C]	[uS/cm]	[mg/L]	[mg/L]
<b>Polloquere</b>							
<b>EVAPORITAS</b>							
25 POC 10_1	Solucion experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM	8.9	25			
25 Poi 4_2	Solucion experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM	9	25	6110.00	3050.00	716.00
25 POL 8	Solucion experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM					
25 POL 9	Solucion experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM					
25 POL 10	Solucion experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM	9.1	25			
87 POC 10_1	Solucion experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM	8.7	87			
87 Poi 4_2	Solucion experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM	8.7	87	7080.00	3530.00	2010.00
87 POL 8	Solucion experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM	8.6	87			1890.00
87 POL 9	Solucion experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM	8.4	87			
87 POL 10	Solucion experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM	8.3	87			1600.00
<b>SINTERS</b>							
25 POC 10_2	Solucion experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM		25			
25 POI 4_1	Solucion experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM		25			226.00
87 POC 10_2	Solucion experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM	8	87	4100.00	2090.00	109.00
87 POI 4_1	Solucion experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM	8	87	1350.00	660.00	123.00

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.12 Concentraciones en algunas especies para soluciones experimentales. Espacios en blanco indican que no fue realizado análisis para esa especie.

Nombre	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	CO <sub>3</sub>	Na	K	Ca	Mg	Si	As
	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]
<b>Polloquere</b>										
<b>EVAPORITAS</b>										
25 POC 10_1	2479.00	684.00	167.82	15.00	1810.00	240.00	398.00		32.90	112.00
25 Poi 4_2	1109.00	607.00	309.00	278.00	1270.00	195.00	285.00		48.60	59.60
25 POL 8	3747.00	1972.00	277.63	0.00	2770.00	381.00	728.00	92.00	31.20	1.69
25 POL 9	5572.00	2820.00	268.48	3.00	4200.00	614.00	375.00	171.00	8.58	27.10
25 POL 10	3512.00	415.00	58.01	24.00	2500.00	464.00	113.00	42.00	4.46	47.60
87 POC 10_1	2224.00	966.00	<0.5	<0.5	2970.00	287.00	209.00		127.00	195.00
87 Poi 4_2	1244.00	926.00	382.00	1020.00						
87 POL 8	3802.00	3015.00	426.00	921.00	3800.00	422.00	1410.00		18.30	32.10
87 POL 9	5038.00	5213.00	<0.5	<0.5	7230.00	685.00	958.00		73.10	75.50
87 POL 10	3701.00	513.00	1950.00	<0.5	3170.00	577.00	91.00		45.60	66.10
<b>SINTERS</b>										
25 POC 10_2	376.00	167.00	70.17	0.00	314.00	48.00			36.90	11.00
25 POI 4_1	92.70	97.20	275.00	<0.5	129.00		64.00		38.20	3.70
87 POC 10_2	412.00	229.00	133.00	<0.5	373.00	85.00			131.00	33.20
87 POI 4_1	104.00	217.00	150.00	<0.5	167.00	55.00	99.00		132.00	18.80

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.13 Concentraciones en algunas especies para soluciones experimentales. Espacios en blanco indican que no fue realizado análisis para esa especie.

Nombre	B	Br	Cs	F	Li	Mn	NO <sub>3</sub> (as N)	I	Rb	Sr
	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]	[mg/L]
<b>Polloquere</b>										
<b>EVAPORITAS</b>										
25 POC 10_1	394.00	3.71	3.74	7.71	14.60	0.19		1.10	3.19	26.30
25 Poi 4_2	460.00	1.76	3.40		8.31	0.03	0.32	1.90	2.67	7.92
25 POL 8	363.00	5.08	2.81	3.14	15.50	0.04		0.60	2.89	13.30
25 POL 9	325.00	7.56	4.62	0.82	27.50	0.08		1.40	4.70	6.81
25 POL 10	352.00	4.82	2.50		12.70		0.26	1.10	3.10	4.69
87 POC 10_1	2350.00	3.68	10.00		12.00		0.63	4.00	5.19	4.88
87 Poi 4_2		2.14					0.50	6.80		
87 POL 8	1540.00	5.27	3.90	9.37	16.00			2.10	3.32	13.80
87 POL 9	2560.00	6.84	6.91	3.84	26.60			5.80	5.45	7.10
87 POL 10	1870.00	5.69	4.58	2.32	11.20		3.54	6.70	3.76	6.94
<b>SINTERS</b>										
25 POC 10_2	34.00	0.54	0.29	1.40	2.63	0.04	0.19		0.40	1.02
25 POI 4_1	35.90	0.13	0.33		0.80	0.56	0.43		0.32	1.72
87 POC 10_2	70.90	0.58	1.41	3.96	2.66		0.81		1.11	1.16
87 POI 4_1	90.50	0.20	1.49		0.90	0.05	0.54	1.50	0.86	3.12

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.14 Concentraciones en algunas especies para soluciones experimentales. Espacios en blanco indican que no fue realizado análisis para esa especie.

<b>Nombre</b>	<b>Sulfur</b>	<b>Mercury</b>	<b>Antimony</b>	<b>Barium</b>	<b>Chromium</b>	<b>Copper</b>	<b>Nickel</b>	<b>Zinc</b>
	<b>[mg/L]</b>	<b>[µg/L]</b>	<b>[mg/L]</b>	<b>[mg/L]</b>	<b>[mg/L]</b>	<b>[mg/L]</b>	<b>[mg/L]</b>	<b>[mg/L]</b>
<b>Polloquere</b>								
<b>EVAPORITAS</b>								
25 POC 10_1			0.11	0.07			0.02	
25 Poi 4_2		0.01	0.03	0.05				0.06
25 POL 8		0.02		0.07			0.01	0.04
25 POL 9	1.08		0.08		0.02		0.02	0.06
25 POL 10		0.01	0.03	0.09			0.02	0.08
87 POC 10_1			0.74	0.06		0.04	0.02	0.11
87 Poi 4_2		0.01						
87 POL 8	1.20		0.89	0.04				
87 POL 9	3.09		0.22	0.06			0.02	
87 POL 10			0.43	0.65			0.02	
<b>SINTERS</b>								
25 POC 10_2			1.15	0.05				0.05
25 POI 4_1				0.08			0.03	0.37
87 POC 10_2		0.02	4.13	0.11			0.05	0.08
87 POI 4_1		0.01	0.94	0.22	0.03		0.02	0.06

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.15 Razones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en soluciones experimentales.

Nombre	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (corr)	$2\sigma_m$
<b>Polloquere</b>			
<b>EVAPORITAS</b>			
25 POC 10_1	0.706306	0.706266	0.000005
25 Poi 4_2	0.706283	0.706244	0.000008
25 POL 8	0.706339	0.706300	0.000005
25 POL 9	0.706347	0.706308	0.000005
25 POL 10	0.706353	0.706313	0.000005
87 POC 10_1	0.706295	0.706256	0.000008
87 Poi 4_2	0.706830	0.706790	0.000009
87 POL 8	0.706320	0.706281	0.000009
87 POL 9	0.706347	0.706308	0.000005
87 POL 10	0.706356	0.706317	0.000008
<b>SINTERS</b>			
25 POC 10_2	0.706286	0.706247	0.000009
25 POI 4_1	0.706292	0.706252	0.000007
87 POC 10_2	0.706285	0.706245	0.000010
87 POI 4_1	0.706428	0.706389	0.000008

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.16 Valores isotópicos  $\delta^7\text{Li}$  y  $\delta^{11}\text{B}$  en soluciones experimentales.

<b>Nombre</b>	<b><math>\delta^7\text{Li}</math></b>	<b><math>\delta^{11}\text{B}</math></b>
	<b>[‰]</b>	<b>[‰]</b>
<b>Polloquere</b>		
<b>EVAPORITAS</b>		
25 POC 10_1	3.65	-5.84
25 POI4_2	3.58	1.32
25 POL 8	4.14	2.88
25 POL 9	4.30	4.98
25 POL 10	0.08	-0.49
87 POC 10_1	4.06	-3.89
87 POI4_2	4.66	2.51
87 POL 8	4.00	4.54
87 POL 9	5.77	6.84
87 POL 10	1.06	-0.69
<b>SINTERS</b>		
25 POC 10_2	3.82	-7.27
25 POI 4_1	4.48	-9.52
87 POC 10_2	3.88	-12.57
87 POI 4_1	4.52	-9.84

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.17 Valores isotópicos de Oxígeno, Deuterio, Litio Boro y Estroncio para depósitos sólidos de sinters y evaporitas y gases.

Nombre	Mineralogía	Tipo	Laboratorio	T [°C]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	$\delta^2\text{H}$ [‰]	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (corr)	$2\sigma_m$	$\delta^7\text{Li}$ [‰]	$\delta^{11}\text{B}$ [‰]
<b>Polloquere</b>											
<b>DEPOSITOS</b>											
POC10 (1)	ulex, terr, hal	Evaporita	RUTGERS				0.706302	0.706262	0.000006	3.85	-11.35
POI4 (2)	calc, gyps	Evaporita	RUTGERS				0.706282	0.706242	0.000010	-9.05	-13.93
POL8	calc, ulex, gyp	Evaporita	RUTGERS				0.706359	0.706306	0.000006	1.79	0.37
POC10 (2)	gyps, mont, a. silic	Sinter	RUTGERS				0.706233	0.706258	0.000008	-6.20	-15.62
POI4 (1)	calc, ulex, gyp, hal	Sinter	RUTGERS				0.706295	0.706255	0.000008	3.20	-2.11
COI2	hal, ulex, sylv, calc	Sal	RUTGERS				0.707188	0.707135	0.000006	1.78	-2.07
<b>GASES</b>											
POC1-0811		Suelo humeante	GNS	86.50							
POC1-0412		Suelo humeante	GNS	85.80	-14.00	-101.30					
POC2-0811		Suelo humeante	GNS	85.60							
POC7-0412		Suelo humeante	GNS	86.40	-14.61	-107.10					
POC8		Suelo humeante	GNS	85.80	-13.94	-101.30					

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.18 Nombre de la muestra de agua recolectada en terreno, especificando tipo de agua que representa, laboratorio de análisis y algunos parámetros fisicoquímicos. Espacios en blanco indican que no fue realizado análisis para ese parámetro.

<b>Muestra</b>	<b>Tipo</b>	<b>Laboratorio</b>	<b>pH</b>	<b>Eh mV</b>	<b>T [°C]</b>	<b>CE [uS/cm]</b>	<b>TDS [mg/L]</b>
<b>Tuyajto</b>							
<b>TUA01 1012</b>	<b>Escorrentía</b>	GNS	8.03	-7.60	11.70	671.00	429.44
<b>TUF72 1012</b>	<b>Escorrentía</b>	GNS	8.26	-4.30	13.20	118.10	75.58
<b>TUI11 0513</b>	<b>Escorrentía</b>	GNS	<8.7	-160.00	5.90	3180.00	2035.20
<b>TUI12 0513</b>	<b>Escorrentía</b>	GNS	8.30	-90.00	10.70	4350.00	2784.00
<b>TUI13 0513</b>	<b>Lago</b>	GNS	8.17	-65.00	10.30	149100.00	95424.00
<b>TUL08 0913</b>	<b>Lago</b>	GNS	7.17	-24.00	15.50	237000.00	151680.00
<b>TUL08 0913</b>	<b>Lago</b>	MAXXAM	7.17	-24.00	15.50	237000.00	151680.00
<b>TUV01 0214</b>	<b>Lago</b>	MAXXAM	7.70	-60.00	5.90	220000.00	140800.00
<b>TUV01 0214</b>	<b>Lago</b>	GNS	7.70	-60.00	5.90	220000.00	140800.00
<b>TUV05 0214</b>	<b>Lago</b>	MAXXAM	8.27	-87.00	4.40	66700.00	42688.00
<b>TUV05 0214</b>	<b>Lago</b>	GNS	8.27	-87.00	4.40	66700.00	42688.00
<b>TUI07 0513</b>	<b>Lluvia</b>	GNS	4.58	134.00	10.80	60.00	38.40
<b>TUI07 0214</b>	<b>Lluvia</b>	GNS	4.52	121.00	15.50	89.00	56.96
<b>TUI07 1212</b>	<b>Lluvia</b>	GNS					
<b>TUI07 0312</b>	<b>Lluvia</b>	GNS					
<b>TUI08 0913</b>	<b>Lluvia</b>	GNS			12.00		
<b>TUI08 0513</b>	<b>Lluvia</b>	GNS	5.78	-69.00	13.90	130.00	83.20
<b>TUI08 0312</b>	<b>Lluvia</b>	GNS					

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.19 Continuación tabla anterior.

<b>Muestra</b>	<b>Tipo</b>	<b>Laboratorio</b>	<b>pH</b>	<b>Eh mV</b>	<b>T [°C]</b>	<b>CE [uS/cm]</b>	<b>TDS [mg/L]</b>
<b>Tuyajto</b>							
<b>TUI16 0513</b>	<b>Manantial frío</b>	GNS	2.71	213.00	-0.10	7360.00	4710.40
<b>TUL09 0913</b>	<b>Manantial frío</b>	GNS	6.66	8.00	11.70	10260.00	6566.40
<b>TUL09 0913</b>	<b>Manantial frío</b>	MAXXAM	6.66	8.00	11.70	10260.00	6566.40
<b>TUF37 0312</b>	<b>Manantial frío</b>	GNS	6.76	13.00	14.40	7500.00	4800.00
<b>TUF29 0312</b>	<b>Manantial frío</b>	GNS	7.80	-46.00	10.30		
<b>TUF02 0312</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	5.78	56.00	32.20	4170.00	2668.80
<b>TUF02 1012</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	7.14	2.90	32.50	3320.00	2124.80
<b>TUF04 0312</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	6.51	13.00	31.20	3960.00	2534.40
<b>GTI-1 0510</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	6.95		31.80	3770.00	2412.80
<b>TUF04 1012</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	7.25	-3.50	32.70	3600.00	2304.00
<b>TUF24 0312</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	7.02	2.00	25.40	10370.00	6636.80
<b>GTI-2 0510</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	6.64		25.50	10150.00	6496.00
<b>TUF36 1012</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	6.54	39.60	33.80	3410.00	2182.40
<b>TUF45 0312</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	6.62	93.00	30.00	2950.00	1888.00
<b>TUF46 0312</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	6.68	19.00	28.90	2900.00	1856.00
<b>TUI03 0911</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS		-17.30	30.50	3880.00	2483.20
<b>TUI03 0513</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	7.12	-7.00	31.10	3920.00	2508.80
<b>TUI03 0214</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	6.93	-14.00	32.70	4560.00	2918.40
<b>TUI03 0913</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	7.06	-16.00	30.60	3870.00	2476.80
<b>TUI03 0913</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	6.93	-14.00	32.70	4560.00	2918.40

Tabla A.20 Continuación tabla anterior.

<b>Muestra</b>	<b>Tipo</b>	<b>Laboratorio</b>	<b>pH</b>	<b>Eh mV</b>	<b>T [°C]</b>	<b>CE [uS/cm]</b>	<b>TDS [mg/L]</b>
<b>Tuyajto</b>							
<b>813 1208</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	6.90		30.80	3940.00	2521.60
<b>TUF01 0312</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	7.07	20.00	31.00	3840.00	2457.60
<b>TUI04 0911</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS		-13.60	31.50	4530.00	2899.20
<b>TUF03 0312</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	6.18	33.00	32.00	4420.00	2828.80
<b>TUI05 0911</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS		2.50	31.10	2780.00	1779.20
<b>TUI05 0913</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	6.36	26.00	31.20	2900.00	1856.00
<b>TUI05 0913</b>	<b>Manantial termal</b>	MAXXAM	6.32	23.00	32.50	2780.00	1779.20
<b>TUI05 0214</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	6.32	23.00	32.50	2780.00	1779.20
<b>TUI05 1012</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	6.63	35.30	34.30	2790.00	1785.60
<b>TUF43 0312</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	5.94	64.00	32.60	2850.00	1824.00
<b>822 1208</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	6.30		32.90	3430.00	2195.20
<b>TUI06 0911</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS		23.00	33.00	3360.00	2150.40
<b>TUI06 0513</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	6.30	22.00	33.10	3410.00	2182.40
<b>TUI06 0312</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	6.70	19.00	33.20	3470.00	2220.80
<b>TUI06 0214</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	6.33	22.00	33.20	3190.00	2041.60
<b>TUI06 0214</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	6.33	22.00	33.20	3190.00	2041.60
<b>TUI10 0513</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	6.26	24.00	27.60	2810.00	1798.40
<b>TUI09 0413</b>	<b>Pozo</b>	GNS	6.41	17.00	45.00	1285.00	822.40
<b>Colpitas</b>							
<b>COI02</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS					
<b>El Tatio</b>							
<b>ETV1</b>	<b>Manantial termal</b>	GNS	6.60	15.00	79.50	12900.00	8256.00
<b>ETV1</b>	<b>Manantial termal</b>	MAXXAM	6.60	15.00	79.50	12900.00	8256.00

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.21 Concentraciones de aniones en aguas recolectadas de terreno. Espacios en blanco indican que no fue realizado análisis para esa especie.

<b>Muestra</b>	<b>Cl</b> <b>[mg/L]</b>	<b>SO<sub>4</sub></b> <b>[mg/L]</b>	<b>HCO<sub>3</sub></b> <b>[mg/L]</b>	<b>H<sub>2</sub>S</b> <b>[mg/L]</b>	<b>F</b> <b>[mg/L]</b>	<b>Br</b> <b>[mg/L]</b>
<b>Tuyajto</b>						
<b>TUA01 1012</b>	26.00	228.00	39.00	<0.01	0.36	0.06
<b>TUF72 1012</b>	4.60	13.30	35.00	<0.01	0.16	<0.02
<b>TUI11 0513</b>	701.00	324.00	198.00	0.03	1.80	0.20
<b>TUI12 0513</b>	986.00	384.00	194.00	0.02	1.80	0.28
<b>TUI13 0513</b>	86921.00	9111.00	743.00	0.12	2.70	22.00
<b>TUL08 0913</b>	203586.00	2006.00	195.00	0.24	0.14	<0.02
<b>TUL08 0913</b>						
<b>TUV01 0214</b>						
<b>TUV01 0214</b>	153096.00	24594.00	1946.00	<0.01	1.40	57.00
<b>TUV05 0214</b>						
<b>TUV05 0214</b>	28295.00	6622.00	291.00	0.11	1.50	8.30
<b>TUI07 0513</b>	2.30	8.00			0.04	<0.02
<b>TUI07 0214</b>	3.80	13.00				
<b>TUI07 1212</b>	2.10	13.30				
<b>TUI07 0312</b>	6.30	2.20	<20			
<b>TUI08 0913</b>	3.20	12.30			0.06	<0.02
<b>TUI08 0513</b>	3.20	37.00		0.04	0.06	<0.02
<b>TUI08 0312</b>	20.00	3.50	<20			

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.22 Continuación tabla anterior.

Muestra	Cl [mg/L]	SO <sub>4</sub> [mg/L]	HCO <sub>3</sub> [mg/L]	H <sub>2</sub> S [mg/L]	F [mg/L]	Br [mg/L]
<b>Tuyajto</b>						
<b>TUI16 0513</b>	9.80	7443.00	<20	0.06	0.19	<0.02
<b>TUL09 0913</b>	3154.00	707.00	340.00	0.02	1.29	0.33
<b>TUL09 0913</b>						
<b>TUF37 0312</b>	2064.00	518.00	262.00	0.02	0.64	0.41
<b>TUF29 0312</b>	2828.00	594.00	217.00	1.10	0.57	0.46
<b>TUF02 0312</b>	1161.00	477.00	123.00	<0.01	0.66	0.78
<b>TUF02 1012</b>	1181.00	421.00	118.00	0.02	0.65	0.76
<b>TUF04 0312</b>	837.00	591.00	194.00	<0.01	1.30	0.26
<b>GTI-1 0510</b>	824.00	590.00	201.00		1.40	0.15
<b>TUF04 1012</b>	936.00	484.00	170.00	<0.01	1.00	0.37
<b>TUF24 0312</b>	3073.00	624.00	351.00	0.01	1.20	0.49
<b>GTI-2 0510</b>	3072.00	633.00	362.00		1.40	<1.0
<b>TUF36 1012</b>	796.00	377.00	228.00	<0.01	1.70	0.13
<b>TUF45 0312</b>	642.00	308.00	183.00	0.02	1.70	0.17
<b>TUF46 0312</b>	639.00	343.00	181.00	0.02	1.70	0.19
<b>TUI03 0911</b>	970.00	443.00	101.00	0.01	0.64	0.60
<b>TUI03 0513</b>	987.00	428.00	109.00	0.02	0.65	0.78
<b>TUI03 0214</b>	1194.00	473.00	123.00	0.02	0.75	0.77
<b>TUI03 0913</b>	862.00	406.00	108.00	<0.01	0.60	0.55
<b>TUI03 0913</b>						

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.23 Continuación tabla anterior.

Muestra	Cl [mg/L]	SO <sub>4</sub> [mg/L]	HCO <sub>3</sub> [mg/L]	H <sub>2</sub> S [mg/L]	F [mg/L]	Br [mg/L]
<b>Tuyajto</b>						
813 1208	970.00	509.00	102.00		0.49	<0.04
TUF01 0312	1003.00	455.00	104.00	0.01	0.63	0.74
TUI04 0911	1168.00	476.00	127.00	0.01	0.74	0.58
TUF03 0312	1133.00	489.00	129.00	0.01	0.71	0.75
TUI05 0911	620.00	296.00	188.00	0.01	1.60	0.11
TUI05 0913	639.00	298.00	180.00	0.01	1.63	0.11
TUI05 0913						
TUI05 0214	644.00	295.00	190.00	0.02	1.60	0.15
TUI05 1012	611.00	297.00	188.00	<0.01	1.70	0.12
TUF43 0312	624.00	324.00	186.00	0.02	1.70	0.15
822 1208	802.00	317.00	241.00		1.80	<0.04
TUI06 0911	1004.00	310.00	226.00	0.01	1.80	0.14
TUI06 0513	799.00	315.00	234.00	0.02	1.80	0.23
TUI06 0312	789.00	343.00	229.00	0.01	1.70	0.21
TUI06 0214	799.00	317.00	232.00	0.02	1.70	0.18
TUI06 0214						
TUI10 0513	635.00	297.00	185.00	0.03	1.70	0.19
TUI09 0413	194.00	240.00	141.00	0.01	1.90	0.09
<b>Colpitas</b>						
<b>COI02</b>						
<b>El Tatio</b>						
ETV1	3886.00	40.00	84.00	0.02	1.55	3.20
ETV1						

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.24 Concentraciones de cationes en aguas recolectadas de terreno. Espacios en blanco indican que no fue realizado análisis para esa especie.

<b>Muestra</b>	<b>Na</b>	<b>K</b>	<b>Mg</b>	<b>Ca</b>	<b>Li</b>	<b>Cs</b>	<b>Rb</b>	<b>Sr</b>
	<b>[mg/L]</b>							
<b>Tuyajto</b>								
<b>TUA01 1012</b>	42.00	8.90	14.00	72.00	0.14	0.06	0.05	0.18
<b>TUF72 1012</b>	10.30	1.80	2.90	7.90	0.01	0.09	0.05	0.04
<b>TUI11 0513</b>	578.00	55.00	39.00	100.00	0.78	0.02	0.15	1.50
<b>TUI12 0513</b>	765.00	70.00	55.00	123.00	1.10	<0.01	0.18	1.90
<b>TUI13 0513</b>	45620.00	5254.00	5190.00	230.00	99.00	0.19	3.30	14.30
<b>TUL08 0913</b>								
<b>TUL08 0913</b>	124000.00	2380.00	4690.00	2930.00	58.90	2.34	7.92	71.80
<b>TUV01 0214</b>	107000.00	15100.00	18200.00	326.00	307.00	4.93	55.50	44.70
<b>TUV01 0214</b>								
<b>TUV05 0214</b>	17800.00	1590.00	1750.00	1280.00	292.00	2.95	8.44	33.30
<b>TUV05 0214</b>								
<b>TUI07 0513</b>								
<b>TUI07 0214</b>								
<b>TUI07 1212</b>	1.90	0.95	0.32	4.60				
<b>TUI07 0312</b>	1.20	5.30	0.10	1.30				
<b>TUI08 0913</b>	1.30				<0.01			
<b>TUI08 0513</b>	2.10	0.85	0.51	21.00	0.01	<0.01	<0.01	0.09
<b>TUI08 0312</b>	2.20	18.30	0.23	2.30				

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.25 Continuación tabla anterior.

Muestra	Na [mg/L]	K [mg/L]	Mg [mg/L]	Ca [mg/L]	Li [mg/L]	Cs [mg/L]	Rb [mg/L]	Sr [mg/L]
<b>Tuyajto</b>								
<b>TUI16 0513</b>	42.00	3.50	237.00	488.00	0.19	<0.01	0.04	0.79
<b>TUL09 0913</b>	1629.00	121.00	134.00	303.00	2.30	0.04	0.40	4.30
<b>TUL09 0913</b>	1820.00	123.00	144.00	342.00	2.44	0.08	0.47	4.71
<b>TUF37 0312</b>	1241.00	89.00	110.00	225.00	1.70	0.07	0.25	3.40
<b>TUF29 0312</b>	1710.00	113.00	159.00	216.00	2.30	0.05	0.28	3.90
<b>TUF02 0312</b>	653.00	74.00	73.00	219.00	0.73	0.07	0.31	3.20
<b>TUF02 1012</b>	625.00	72.00	74.00	218.00	0.73	0.20	0.30	2.90
<b>TUF04 0312</b>	524.00	61.00	60.00	184.00	0.76	0.07	0.36	2.10
<b>GTI-1 0510</b>	563.00	57.00	59.00	187.00	0.72	0.03	0.19	
<b>TUF04 1012</b>	560.00	61.00	60.00	208.00	0.73	0.18	0.22	2.40
<b>TUF24 0312</b>	1722.00	136.00	140.00	362.00	2.50	0.12	0.35	5.60
<b>GTI-2 0510</b>	1686.00	128.00	135.00	362.00	2.30	0.08	0.38	
<b>TUF36 1012</b>	546.00	53.00	37.00	99.00	0.77	0.13	0.23	1.30
<b>TUF45 0312</b>	474.00	46.00	30.00	81.00	0.63	0.03	0.15	1.10
<b>TUF46 0312</b>	463.00	46.00	32.00	83.00	0.62	0.03	0.15	1.20
<b>TUI03 0911</b>	590.00	67.00	70.00	183.00	0.66	0.08	0.31	2.50
<b>TUI03 0513</b>	600.00	76.00	73.00	183.00	0.66	0.03	0.25	2.70
<b>TUI03 0214</b>	680.00	77.00	78.00	233.00	0.77	0.06	0.27	3.30
<b>TUI03 0913</b>	530.00	64.00	70.00	187.00	0.57	0.02	0.26	2.30
<b>TUI03 0913</b>	600.00	68.00	72.00	205.00	<0.8	0.06	0.31	2.38

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.26 Continuación tabla anterior.

Muestra	Na [mg/L]	K [mg/L]	Mg [mg/L]	Ca [mg/L]	Li [mg/L]	Cs [mg/L]	Rb [mg/L]	Sr [mg/L]
<b>Tuyajto</b>								
813 1208	538.00	63.00	65.00	173.00	0.58	0.11	0.35	
TUF01 0312	549.00	68.00	67.00	179.00	0.61	0.07	0.29	2.40
TUI04 0911	698.00	73.00	75.00	230.00	0.80	0.07	0.27	3.30
TUF03 0312	580.00	72.00	71.00	216.00	0.72	0.07	0.28	3.10
TUI05 0911	471.00	42.00	30.00	76.00	0.62	0.04	0.16	1.20
TUI05 0913								
TUI05 0913	439.00	41.00	<40	84.00	<0.8	0.02	0.12	1.10
TUI05 0214	492.00	47.00	33.00	88.00	0.66	0.02	0.14	1.30
TUI05 1012	454.00	45.00	31.00	81.00	0.61	0.11	0.19	1.10
TUF43 0312	446.00	45.00	30.00	79.00	0.60	0.05	0.14	1.10
822 1208	562.00	51.00	37.00	100.00	0.76	0.07	0.24	
TUI06 0911	598.00	53.00	38.00	100.00	0.83	<0.01	<0.01	1.50
TUI06 0513	613.00	57.00	42.00	112.00	0.84	0.02	0.15	1.60
TUI06 0312	566.00	55.00	37.00	101.00	0.77	0.04	0.18	1.40
TUI06 0214	526.00	45.00	<40	98.00				
TUI06 0214	526.00	45.00	<40	98.00	<0.8	0.02	0.18	1.26
TUI10 0513	513.00	47.00	35.00	91.00	0.68	0.02	0.12	1.30
TUI09 0413	214.00	28.00	14.20	49.20	0.22	<0.01	0.08	0.64
<b>Colpitas</b>								
COI02	2080.00	202.00	<40	190.00	12.90	3.35	2.25	8.09
<b>El Tatio</b>								
ETV1	2180.00	233.00	4.40	145.00	20.00	5.30	2.30	2.30
ETV1	2290.00	229.00	<40	148.00	21.00	9.60	2.76	2.39

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.27 Concentraciones de algunas especies en aguas recolectadas de terreno. Espacios en blanco indican que no fue realizado análisis para esa especie.

<b>Muestra</b>	<b>Si</b> [mg/L]	<b>As</b> [mg/L]	<b>B</b> [mg/L]	<b>NH<sub>3</sub></b> [mg/L]	<b>NO<sub>3</sub> (as N)</b> [mg/L]	<b>NH<sub>4</sub></b> [mg/L]	<b>I</b> [mg/L]
<b>Tuyajto</b>							
<b>TUA01 1012</b>	29.92		0.88				
<b>TUF72 1012</b>	26.18		<0.3				
<b>TUI11 0513</b>	69.65	0.09	3.00				
<b>TUI12 0513</b>	58.43	0.08	3.90				
<b>TUI13 0513</b>	29.45	0.41	212.00				
<b>TUL08 0913</b>		<1.1		0.61	<0.01	0.61	0.162
<b>TUL08 0913</b>	26.50	0.30	188.00				
<b>TUV01 0214</b>	41.90	2.13	910.00				
<b>TUV01 0214</b>		1.34		0.91	0.69		
<b>TUV05 0214</b>	29.40	3.73	123.00				
<b>TUV05 0214</b>		1.89		0.05	3.40		0.350
<b>TUI07 0513</b>							
<b>TUI07 0214</b>							
<b>TUI07 1212</b>							
<b>TUI07 0312</b>							
<b>TUI08 0913</b>			<0.3	0.75	0.31	0.75	
<b>TUI08 0513</b>	0.56	<0.015	<0.3				
<b>TUI08 0312</b>							

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.28 Continuación tabla anterior.

<b>Muestra</b>	<b>Si</b> [mg/L]	<b>As</b> [mg/L]	<b>B</b> [mg/L]	<b>NH<sub>3</sub></b> [mg/L]	<b>NO<sub>3</sub> (as N)</b> [mg/L]	<b>NH<sub>4</sub></b> [mg/L]	<b>I</b> [mg/L]
<b>Tuyajto</b>							
<b>TUI16 0513</b>	47.21	0.04	0.35				
<b>TUL09 0913</b>	50.95	<0.11	8.70	<0.003	0.07	<0.003	0.040
<b>TUL09 0913</b>	52.70	0.06	10.60				
<b>TUF37 0312</b>	45.81	0.03	5.50				
<b>TUF29 0312</b>	27.11	0.03	6.60				
<b>TUF02 0312</b>	49.55	0.11	6.00				
<b>TUF02 1012</b>	53.29		5.70				
<b>TUF04 0312</b>	55.16	0.13	3.60				
<b>GTI-1 0510</b>	58.43		3.50	0.03		0.03	
<b>TUF04 1012</b>	57.03		4.00				
<b>TUF24 0312</b>	47.68	0.08	8.10				
<b>GTI-2 0510</b>	50.48		8.00	0.04		0.04	
<b>TUF36 1012</b>	66.38		2.90				
<b>TUF45 0312</b>	63.10	0.09	2.70				
<b>TUF46 0312</b>	61.70	0.08	2.80				
<b>TUI03 0911</b>	53.75	0.10	5.10	0.07		0.07	
<b>TUI03 0513</b>	53.29	0.09	6.40				
<b>TUI03 0214</b>	121.00	0.11	7.00		0.38		
<b>TUI03 0913</b>	55.62		5.60	<0.003	0.24	<0.003	0.066
<b>TUI03 0913</b>	59.30	0.10	8.51				

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.29 Continuación tabla anterior.

<b>Muestra</b>	<b>Si</b> [mg/L]	<b>As</b> [mg/L]	<b>B</b> [mg/L]	<b>NH<sub>3</sub></b> [mg/L]	<b>NO<sub>3</sub> (as N)</b> [mg/L]	<b>NH<sub>4</sub></b> [mg/L]	<b>I</b> [mg/L]
<b>Tuyajto</b>							
<b>813 1208</b>	50.95		5.10	0.03		0.03	
<b>TUF01 0312</b>	49.55	0.10	5.70				
<b>TUI04 0911</b>	55.16	0.11	5.40	0.89		0.94	
<b>TUF03 0312</b>	49.55	0.11	5.80				
<b>TUI05 0911</b>	65.44	0.09	2.30	0.04		0.04	
<b>TUI05 0913</b>		<0.11		<0.003	0.43	<0.003	0.017
<b>TUI05 0913</b>	69.50	0.08	3.65				
<b>TUI05 0214</b>	152.00	0.08	3.30		0.38		
<b>TUI05 1012</b>	68.71		2.40				
<b>TUF43 0312</b>	62.64	0.09	2.70				
<b>822 1208</b>	66.84		2.90	0.02		0.02	
<b>TUI06 0911</b>	67.78	0.09	2.80	0.02		0.02	
<b>TUI06 0513</b>	72.45	0.09	3.20				
<b>TUI06 0312</b>	62.64	0.09	3.10				
<b>TUI06 0214</b>				0.15	0.40		
<b>TUI06 0214</b>	67.00	0.07	3.94				
<b>TUI10 0513</b>	72.45	0.09	2.70				
<b>TUI09 0413</b>	66.84	0.09	1.50				
<b>Colpitas</b>							
<b>COI02</b>	58.90	3.29	236.00				
<b>El Tatio</b>							
<b>ETV1</b>	94.42	21.00	88.00	1.20	0.40		0.660
<b>ETV1</b>	91.60	23.60	104.00				

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.30. Concentraciones de algunas especies en aguas recolectadas de terreno. Espacios en blanco indican que no fue realizado análisis para esa especie.

<b>Muestra</b>	<b>Sb</b> [mg/L]	<b>Zn</b> [mg/L]	<b>Hg</b> [µg/L]	<b>Cd</b> [mg/L]	<b>Mn</b> [mg/L]	<b>Mo</b> [mg/L]	<b>Ba</b> [mg/L]	<b>PO<sub>4</sub> (as P)</b> [mg/L]	<b>TDP</b> [mg/L]
<b>Tuyajto</b>									
<b>TUA01 1012</b>									
<b>TUF72 1012</b>									
<b>TUI11 0513</b>									
<b>TUI12 0513</b>									
<b>TUI13 0513</b>									
<b>TUL08 0913</b>	<0.021		<0.08						
<b>TUL08 0913</b>	<0.02	0.151		<0.002	4.820	<0.04	0.171		<2
<b>TUV01 0214</b>	<0.02	0.082		<0.002	<0.02	1.440	<0.04		<2
<b>TUV01 0214</b>	<0.02								
<b>TUV05 0214</b>	<0.02	0.138		<0.002	<0.02	0.207	0.107		<2
<b>TUV05 0214</b>	<0.02							0.030	
<b>TUI07 0513</b>									
<b>TUI07 0214</b>									
<b>TUI07 1212</b>									
<b>TUI07 0312</b>									
<b>TUI08 0913</b>									
<b>TUI08 0513</b>									
<b>TUI08 0312</b>									

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.31 Continuación tabla anterior.

Muestra	Sb [mg/L]	Zn [mg/L]	Hg [µg/L]	Cd [mg/L]	Mn [mg/L]	Mo [mg/L]	Ba [mg/L]	PO <sub>4</sub> (as P) [mg/L]	TDP [mg/L]
<b>Tuyajto</b>									
<b>TUI16 0513</b>									
<b>TUL09 0913</b>	<0.021	<0.02	<0.08	0.001	0.010	0.050	0.015	0.180	0.084
<b>TUL09 0913</b>	0.025	0.070		<0.002	<0.02	0.046	<0.04		
<b>TUF37 0312</b>									
<b>TUF29 0312</b>									
<b>TUF02 0312</b>									
<b>TUF02 1012</b>									
<b>TUF04 0312</b>									
<b>GTI-1 0510</b>									
<b>TUF04 1012</b>									
<b>TUF24 0312</b>									
<b>GTI-2 0510</b>									
<b>TUF36 1012</b>									
<b>TUF45 0312</b>									
<b>TUF46 0312</b>									
<b>TUI03 0911</b>									
<b>TUI03 0513</b>									
<b>TUI03 0214</b>	<0.02								
<b>TUI03 0913</b>		0.024	0.010	0.002	<0.05	0.017	0.006	0.090	<0.004
<b>TUI03 0913</b>	<0.02	0.067		0.002	<0.02	<0.04	<0.04		<2

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.32 Continuación tabla anterior.

Muestra	Sb [mg/L]	Zn [mg/L]	Hg [µg/L]	Cd [mg/L]	Mn [mg/L]	Mo [mg/L]	Ba [mg/L]	PO <sub>4</sub> (as P) [mg/L]	TDP [mg/L]
<b>Tuyajto</b>									
813 1208									
TUF01 0312									
TUI04 0911									
TUF03 0312									
TUI05 0911									
TUI05 0913	<0.021		<0.08					0.170	
TUI05 0913	<0.02	0.068		<0.002	<0.02	0.081	<0.04		<2
TUI05 0214									
TUI05 1012									
TUF43 0312									
822 1208									
TUI06 0911									
TUI06 0513									
TUI06 0312									
TUI06 0214									
TUI06 0214	<0.02	0.077		<0.002	<0.02	0.086	<0.04		<2
TUI10 0513									
TUI09 0413									
<b>Colpitas</b>									
COI02	<0.02	0.526		<0.002	0.725	<0.04	0.346		<2
<b>El Tatio</b>									
ETV1	1.910	<0.02	<0.08	<0.001	0.230	0.032	0.210	0.300	0.006
ETV1	1.640	0.069		<0.002	0.252	<0.04	0.196		<2

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.33 Razones isotópicas  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  en muestras de agua recolectadas en terreno.

<b>Muestra</b>	<b><math>\delta^{18}\text{O}</math> [‰]</b>	<b><math>\delta^2\text{H}</math> (‰) [‰]</b>
<b>Tuyajto</b>		
<b>TUA01 1012</b>	-9.46	-68.6
<b>TUF72 1012</b>	-9.38	-66.4
<b>TUI11 0513</b>	-10.07	-71.2
<b>TUI12 0513</b>	-9.13	-67.2
<b>TUI13 0513</b>	-2.08	-33.5
<b>TUL08 0913</b>	5.55	13.4
<b>TUL08 0913</b>		
<b>TUV01 0214</b>		
<b>TUV01 0214</b>	13.61	35.3
<b>TUV05 0214</b>		
<b>TUV05 0214</b>	10.48	33.4
<b>TUI07 0513</b>	-12.52	-79.4
<b>TUI07 0214</b>	-10.86	-73.2
<b>TUI07 1212</b>	-14.38	-98.8
<b>TUI07 0312</b>	-15.16	-102.50
<b>TUI08 0913</b>	-15.65	-107.8
<b>TUI08 0513</b>	-11.14	-71.3
<b>TUI08 0312</b>	-12.23	-80.7

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.34 Continuación tabla anterior.

<b>Muestra</b>	<b><math>\delta^{18}\text{O}</math></b>	<b><math>\delta^2\text{H}</math> (‰)</b>
	<b>[‰]</b>	<b>[‰]</b>
<b>Tuyajto</b>		
<b>TUI16 0513</b>	-11.51	-78.9
<b>TUL09 0913</b>	-10.82	-79.2
<b>TUL09 0913</b>		
<b>TUF37 0312</b>	-10.48	-83.1
<b>TUF29 0312</b>	-5.2	-57.7
<b>TUF02 0312</b>	-10.78	-79.2
<b>TUF02 1012</b>	-10.8	-79.1
<b>TUF04 0312</b>	-10.83	-79.9
<b>GTI-1 0510</b>	-10.96	-79.4
<b>TUF04 1012</b>	-10.77	-79
<b>TUF24 0312</b>	-10.86	-80.5
<b>GTI-2 0510</b>	-11.08	-80.9
<b>TUF36 1012</b>	-11.24	-79
<b>TUF45 0312</b>	-11.4	-79.3
<b>TUF46 0312</b>	-11.37	-79.3
<b>TUI03 0911</b>	-10.89	-80.2
<b>TUI03 0513</b>	-10.78	-78.4
<b>TUI03 0214</b>	-10.76	-81
<b>TUI03 0913</b>	-10.76	-79.40
<b>TUI03 0913</b>		

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.351 Continuación tabla anterior.

Muestra	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	$\delta^2\text{H}$ (‰) [‰]
<b>Tuyajto</b>		
813 1208	-10.75	-81.2
TUF01 0312	-10.82	-80.2
TUI04 0911	-10.88	-80.2
TUF03 0312	-10.77	-79.4
TUI05 0911	-11.44	-80.2
TUI05 0913	-11.32	-78.9
TUI05 0913		
TUI05 0214	-11.27	-81.7
TUI05 1012	-11.36	-78.9
TUF43 0312	-11.37	-79.7
822 1208	-11.32	-82.1
TUI06 0911	-11.4	-80.7
TUI06 0513	-11.27	-77.5
TUI06 0312	-11.28	-79.1
TUI06 0214	-11.25	-81.3
TUI06 0214		
TUI10 0513	-11.21	-77
TUI09 0413	-11.32	-76.8
<b>Colpitas</b>		
COI02		
<b>El Tatio</b>		
ETV1	-6.64	-65.6
ETV1		

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.36 Razones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en muestras de agua recolectadas en terreno.

Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (corr)	$2\sigma$
<b>Tuyajto</b>			
<b>TUA01 1012</b>			
<b>TUF72 1012</b>			
<b>TUI11 0513</b>	0.707954	0.707925	0.000006
<b>TUI12 0513</b>	0.707987	0.707958	0.000006
<b>TUI13 0513</b>	0.708077	0.708048	0.000006
<b>TUL08 0913</b>	0.707715	0.707662	0.000004
<b>TUL08 0913</b>			
<b>TUV01 0214</b>	0.708088	0.708048	0.000005
<b>TUV01 0214</b>			
<b>TUV05 0214</b>	0.708268	0.708228	0.000008
<b>TUV05 0214</b>			
<b>TUI07 0513</b>			
<b>TUI07 0214</b>			
<b>TUI07 1212</b>			
<b>TUI07 0312</b>			
<b>TUI08 0913</b>			
<b>TUI08 0513</b>			
<b>TUI08 0312</b>			

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.37 Continuación tabla anterior.

Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (corr)	2 $\sigma$ m
<b>Tuayjto</b>			
TUI16 0513	0.706757	0.706728	0.000006
TUL09 0913	0.708085	0.708038	0.000004
TUL09 0913			
TUF37 0312			
TUF29 0312			
TUF02 0312			
TUF02 1012			
TUF04 0312			
GTI-1 0510			
TUF04 1012			
TUF24 0312	0.707943		
GTI-2 0510			
TUF36 1012			
TUF45 0312	0.707942		
TUF46 0312			
TUI03 0911			
TUI03 0513	0.707385	0.707356	0.000006
TUI03 0214			
TUI03 0913			
TUI03 0913			

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.38 Continuación tabla anterior.

Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (corr)	2 $\sigma$ m
<b>Tuayjto</b>			
813 1208			
TUF01 0312			
TUI04 0911			
TUF03 0312	0.707445		
TUI05 0911	0.707918		
TUI05 0913	0.707979	0.707932	0.000004
TUI05 0913			
TUI05 0214			
TUI05 1012			
TUF43 0312			
822 1208			
TUI06 0911	0.707954		
TUI06 0513	0.707955	0.707926	0.000004
TUI06 0312	0.707966		
TUI06 0214			
TUI06 0214			
TUI10 0513	0.707958	0.707929	
TUI09 0413	0.707734	0.707705	
<b>Colpitas</b>			
COI02	0.707188	0.707135	
<b>ElTatio</b>			
ETV1	0.709041	0.708994	
ETV1			

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.39 Valores isotópicos  $\delta^7\text{Li}$  y  $\delta^{11}\text{B}$  en muestras obtenidas en terreno. Espacios en blanco indican muestra no analizada para ese isótopo.

<b>Muestra</b>	<b><math>\delta^7\text{Li}</math></b>	<b><math>\delta^{11}\text{B}</math></b>
	<b>[‰]</b>	<b>[‰]</b>
<b>Tuyajto</b>		
<b>TUA01 1012</b>		
<b>TUF72 1012</b>		
<b>TUI11 0513</b>	3.665	0.4
<b>TUI12 0513</b>	4.14	-0.13
<b>TUI13 0513</b>	5.49	3.6
<b>TUL08 0913</b>	6.66	3.6
<b>TUL08 0913</b>		
<b>TUV01 0214</b>	5.74	3.91
<b>TUV01 0214</b>		
<b>TUV05 0214</b>	3.005	-3.91
<b>TUV05 0214</b>		
<b>TUI07 0513</b>		
<b>TUI07 0214</b>		
<b>TUI07 1212</b>		
<b>TUI07 0312</b>		
<b>TUI08 0913</b>		
<b>TUI08 0513</b>		
<b>TUI08 0312</b>		

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.40 Continuación tabla anterior.

<b>Muestra</b>	<b><math>\delta^7\text{Li}</math></b>	<b><math>\delta^{11}\text{B}</math></b>
	<b>[‰]</b>	<b>[‰]</b>
<b>Tuyajto</b>		
<b>TUI16 0513</b>	4.72	6.22
<b>TUL09 0913</b>	4.52	0.3
<b>TUL09 0913</b>		
<b>TUF37 0312</b>		
<b>TUF29 0312</b>		
<b>TUF02 0312</b>		
<b>TUF02 1012</b>		
<b>TUF04 0312</b>		
<b>GTI-1 0510</b>		
<b>TUF04 1012</b>		
<b>TUF24 0312</b>		
<b>GTI-2 0510</b>		
<b>TUF36 1012</b>		
<b>TUF45 0312</b>		
<b>TUF46 0312</b>		
<b>TUI03 0911</b>		
<b>TUI03 0513</b>	7.49	2.4
<b>TUI03 0214</b>		
<b>TUI03 0913</b>		
<b>TUI03 0913</b>		

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.41 Continuación tabla anterior.

<b>Muestra</b>	<b><math>\delta^7\text{Li}</math></b>	<b><math>\delta^{11}\text{B}</math></b>
	<b>[‰]</b>	<b>[‰]</b>
<b>Tuyajto</b>		
<b>813 1208</b>		
<b>TUF01 0312</b>		
<b>TUI04 0911</b>		
<b>TUF03 0312</b>		
<b>TUI05 0911</b>		
<b>TUI05 0913</b>	4.84	-0.2
<b>TUI05 0913</b>		
<b>TUI05 0214</b>		
<b>TUI05 1012</b>		
<b>TUF43 0312</b>		
<b>822 1208</b>		
<b>TUI06 0911</b>		
<b>TUI06 0513</b>	5.14	-0.41
<b>TUI06 0312</b>		
<b>TUI06 0214</b>		
<b>TUI06 0214</b>		
<b>TUI10 0513</b>	4.24	0.32
<b>TUI09 0413</b>	4.94	0.17
<b>Colpitas</b>		
<b>COI02</b>	1.78	-2.07
<b>El Tatio</b>		
<b>ETV1</b>	-0.53	-5.4
<b>ETV1</b>		

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.42. Concentraciones de algunas especies en aguas recolectadas de terreno. Espacios en blanco indican que no fue realizado análisis para esa especie.

Muestra	Dissolved Copper [mg/L]	Dissolved Nickel [mg/L]	Dissolved Sulphur [mg/L]	Lead [mg/L]	Chromium [mg/L]	Cobalt [mg/L]	Titanium [mg/L]	Al [mg/L]
<b>Tuyajto</b>								
TUA01 1012								
TUF72 1012								
TUI11 0513								<0.15
TUI12 0513								<0.15
TUI13 0513								<0.15
TUL08 0913								
TUL08 0913	0.022	0.0235	0.912	<0.004	<0.02	<0.004	<0.4	
TUV01 0214	<0.020	0.0256	11.9	<0.004	<0.02	<0.004	<0.4	
TUV01 0214								
TUV05 0214	<0.020	0.0351	2.77	<0.004	<0.02	<0.004	<0.4	
TUV05 0214								
TUI07 0513								
TUI07 0214								
TUI07 1212								
TUI07 0312								
TUI08 0913								
TUI08 0513								
TUI08 0312								

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.43 Continuación tabla anterior.

Muestra	Dissolved Copper [mg/L]	Dissolved Nickel [mg/L]	Dissolved Sulphur [mg/L]	Lead [mg/L]	Chromium [mg/L]	Cobalt [mg/L]	Titanium [mg/L]	Al [mg/L]
<b>Tuyajto</b>								
TUI16 0513								832
TUL09 0913	<0.010	<0.010		<0.002	<0.010	<0.004	<0.02	
TUL09 0913	<0.020	<0.008	<0.800	<0.004	<0.02	<0.004	<0.4	
TUF37 0312								
TUF29 0312								
TUF02 0312								
TUF02 1012								
TUF04 0312								
GTI-1 0510								
TUF04 1012								
TUF24 0312								
GTI-2 0510								
TUF36 1012								
TUF45 0312								
TUF46 0312								
TUI03 0911								
TUI03 0513								<0.15
TUI03 0214								
TUI03 0913	<0.005	<0.005		<0.0010	<0.005	<0.002	<0.02	
TUI03 0913	<0.020	0.0229	<0.800	<0.004	<0.02	<0.004	<0.4	

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.44 Continuación tabla anterior.

Muestra	Dissolved Copper [mg/L]	Dissolved Nickel [mg/L]	Dissolved Sulphur [mg/L]	Lead [mg/L]	Chromium [mg/L]	Cobalt [mg/L]	Titanium [mg/L]	Al [mg/L]
<b>Tuyajto</b>								
813 1208								
TUF01 0312								
TUI04 0911								
TUF03 0312								
TUI05 0911								
TUI05 0913								
TUI05 0913	<0.020	0.0184	<0.800	<0.004	<0.02	<0.004	<0.4	
TUI05 0214								
TUI05 1012								
TUF43 0312								
822 1208								
TUI06 0911								
TUI06 0513								<0.15
TUI06 0312								
TUI06 0214								
TUI06 0214	<0.020	<0.008	<0.800	<0.004	<0.02	<0.004	<0.4	
TUI10 0513								<0.15
TUI09 0413								<0.15
<b>Colpitas</b>								
COI02	<0.020	0.0239	<0.800	<0.004	<0.02	<0.004	<0.4	
<b>El Tatio</b>								
ETV1	<0.010	<0.010		<0.002	<0.010	<0.004	<0.02	
ETV1	<0.020	0.0265	<0.800	<0.004	<0.02	<0.004	<0.4	

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.45 Nombre de la muestra asociada al experimento, especificando el tipo de agua que representa, el laboratorio donde fue analizada y ciertos parámetros fisicoquímicos.

Muestra	Tipo	Laboratorio	pH	Eh mV	T [°C]	CE [uS/cm]	TDS [mg/L]
<b>Tuyajto</b>							
EX25-ETV2	Solución experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM			25.00	>8000	
EX25-TUL8E	Solución experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM	7.70		25.00	>8000	
EX25-TUV2	Solución experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM			25.00	>8000	
EX25-TUV3	Solución experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM			25.00	>8000	
EX25-TUV4	Solución experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM	7.74		25.00		
EX25-TUV5E	Solución experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM	7.97		25.00	>8000	
EX25-TUV6	Solución experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM	7.47		25.00	>8000	
EX87-ETV2	Solución experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM	8.13		87.00	>8000	
EX87-TUI05e	Solución experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM			87.00		
EX87-TUL8E	Solución experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM	6.74		87.00	>8000	
EX87-TUV2	Solución experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM	7.73		87.00	>8000	
EX87-TUV3	Solución experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM	7.68		87.00	>8000	
EX87-TUV4	Solución experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM	7.50		87.00	>8000	
EX87-TUV5E	Solución experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM	7.77		87.00		
EX87-TUV6	Solución experimental	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM	7.55		87.00	>8000	
BK25-1	Blanco	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM			25.00		
BK25-2	Blanco	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM			25.00		
BK25-3	Blanco	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM			25.00	0.00	0.00
BK87-1	Blanco	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM	6.70		87.00		
BK87-2	Blanco	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM	5.39		87.00	70.00	44.80
BK87-3	Blanco	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM	6.23		87.00	0.00	0.00
BK17-1	Blanco	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM	6.11		17.00		
BK17-2	Blanco	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM	6.84		17.00		
BK17-3	Blanco	Aniones U de Chile & Cationes y traza MAXXAM	5.63		17.00		
WAT01 0913	Agua destilada	GNS			17.00		
WAT02 0913	Agua destilada	GNS			17.00		

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.46 Concentraciones para aniones en soluciones experimentales. Valores en blanco indican que la muestra no fue analizada.

Muestra	Cl [mg/L]	SO <sub>4</sub> [mg/L]	HCO <sub>3</sub> [mg/L]	H <sub>2</sub> S [mg/L]	F [mg/L]	Br [mg/L]
<b>Tuyajto</b>						
<b>EX25-ETV2</b>	29105	125			11.7	14.1
<b>EX25-TUL8E</b>	52121	915	97.4			0.96
<b>EX25-TUV2</b>	12324	2391			<0.05	<0.01
<b>EX25-TUV3</b>	21463	2971	64.06785		4.66	<0.05
<b>EX25-TUV4</b>	16750	2551	466		4.88	<0.05
<b>EX25-TUV5E</b>	10213	2700	164		4	<0.05
<b>EX25-TUV6</b>	17576	2185	52.7			<0.01
<b>EX87-ETV2</b>	27615	120	513		9.06	13.8
<b>EX87-TUI05e</b>	25521	21850				1.31
<b>EX87-TUL8E</b>	46435	1243	11			1.01
<b>EX87-TUV2</b>	12274	2758	92.5		1.33	<0.01
<b>EX87-TUV3</b>	24127	3599	127			<0.05
<b>EX87-TUV4</b>	20839	3587	108		4.66	<0.05
<b>EX87-TUV5E</b>	9544	3213	111		2.28	<0.05
<b>EX87-TUV6</b>	18108	3142	59.3			<0.01
<b>BK25-1</b>						
<b>BK25-2</b>						
<b>BK25-3</b>	<0.05	<0.01	0		<0.01	<0.01
<b>BK87-1</b>	<0.05	<0.05	<0.5		<0.01	<0.01
<b>BK87-2</b>	<0.01	0.088	0.66		<0.01	<0.01
<b>BK87-3</b>	<0.01	<0.05	<0.5		<0.01	<0.01
<b>BK17-1</b>			1.17			
<b>BK17-2</b>			0.85			
<b>BK17-3</b>			<0.5			
<b>WAT01 0913</b>						
<b>WAT02 0913</b>						

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.47 Concentraciones para cationes en soluciones experimentales. Valores en blanco indican que la muestra no fue analizada.

Muestra	Na [mg/L]	K [mg/L]	Mg [mg/L]	Ca [mg/L]	Li [mg/L]	Cs [mg/L]	Rb [mg/L]	Sr [mg/L]
<b>Tuyajto</b>								
<b>EX25-ETV2</b>	18000	1060	<40	756	91.3	33.3	11.8	12.3
<b>EX25-TUL8E</b>	27900	237	625	747	5.86			10.4
<b>EX25-TUV2</b>	7460	224	383	1070	9.44	0.066	1.05	19.3
<b>EX25-TUV3</b>	14200	182	207	964	3.13	0.099	0.677	10.8
<b>EX25-TUV4</b>	10500	212	212	774	3.63	0.179	0.902	12.2
<b>EX25-TUV5E</b>	6500	224	266	599	4.49	0.72	1.38	19.5
<b>EX25-TUV6</b>	11300	738	104	1040	10.4	0.836	3.21	23.9
<b>EX87-ETV2</b>	18200	1200	<40	696	96.6	40.9	13.3	13
<b>EX87-TUI05e</b>								
<b>EX87-TUL8E</b>	29000	262	625	919	6.3	0.49	0.866	10.9
<b>EX87-TUV2</b>	7780	264	348	1430	11.3	0.195	1.46	22.1
<b>EX87-TUV3</b>	16600	203	141	1760	3.8	0.153	0.846	24.5
<b>EX87-TUV4</b>	14100	222	126	1440	3.86	0.227	0.941	19.6
<b>EX87-TUV5E</b>	6690	242	226	1050	5.19	1.19	1.56	21.3
<b>EX87-TUV6</b>	11300	718	69	1450	11.6	1.22	3.43	24.9
<b>BK25-1</b>	<40	<40	<40	<40	<0.8	<0.02	<0.02	<0.4
<b>BK25-2</b>	<40	<40	<40	<40	<0.8	<0.02	<0.02	<0.4
<b>BK25-3</b>	<40	<40	<40	<40	<0.8	<0.02	<0.02	<0.4
<b>BK87-1</b>	<40	<40	<40	<40	<0.8	<0.02	<0.02	<0.4
<b>BK87-2</b>	<40	<40	<40	<40	<0.8	<0.02	<0.02	<0.4
<b>BK87-3</b>	<40	<40	<40	<40	<0.8	<0.02	<0.02	<0.4
<b>BK17-1</b>	<40	<40	<40	<40	<0.8	<0.02	<0.02	<0.4
<b>BK17-2</b>	<40	<40	<40	<40	<0.8	<0.02	<0.02	<0.4
<b>BK17-3</b>	<40	<40	<40	<40	<0.8	<0.02	<0.02	<0.4
<b>WAT01 0913</b>								
<b>WAT02 0913</b>								

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.48 Concentraciones para ciertas especies en soluciones experimentales. Valores en blanco indican que la muestra no fue analizada.

Muestra	Si [mg/L]	As [mg/L]	B [mg/L]	NH <sub>3</sub> [mg/L]	NO <sub>3</sub> (as N) [mg/L]	NH <sub>4</sub> [mg/L]	I [mg/L]
<b>Tuyajto</b>							
EX25-ETV2	36.8	123	393		<0.05		<0.5
EX25-TUL8E	22.2	0.186	23.3		<0.05		<0.5
EX25-TUV2	<4	0.076	38.2		3.18		<0.5
EX25-TUV3	40.9	0.085	38.7		<0.05		<0.5
EX25-TUV4	40.3	0.061	32.4		<0.05		<0.5
EX25-TUV5E	22	1.19	48.6		<0.05		<0.5
EX25-TUV6	21.7	2.8	19.5		38.8		<0.5
EX87-ETV2	142	3.52	537		<0.05		<0.5
EX87-TUI05e					8.73		
EX87-TUL8E	76.5	0.189	32.6		<0.05		<0.5
EX87-TUV2	51.2	0.182	78.7		12.7		<0.5
EX87-TUV3	138	0.215	80.8		<0.05		<0.5
EX87-TUV4	121	0.15	45.7		1.34		<0.5
EX87-TUV5E	74.9	2.54	84.5		<0.05		<0.5
EX87-TUV6	118	4.87	29.7		40.7		<0.5
BK25-1	<4	<0.02	<2				<0.01
BK25-2	<4	<0.02	5.88				<0.01
BK25-3	<4	<0.02	3.9		0.13		<0.01
BK87-1	<4	<0.02	3.35		0.44		<0.5
BK87-2	<4	<0.02	2.73		0.64		<0.5
BK87-3	<4	<0.02	<2		0.2		<0.01
BK17-1	<4	<0.02	<2				<0.01
BK17-2	<4	<0.02	2.47				<0.01
BK17-3	<4	<0.02	2.07				<0.01
WAT01 0913							
WAT02 0913							

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.49 Concentraciones para ciertas especies en soluciones experimentales. Valores en blanco indican que la muestra no fue analizada.

Muestra	Sb [mg/L]	Zn [mg/L]	Hg [µg/L]	Cd [mg/L]	Mn [mg/L]	Mo [mg/L]	Ba [mg/L]	PO <sub>4</sub> (as P) [mg/L]	TDP [mg/L]
<b>Tuyajto</b>									
EX25-ETV2	1.46	0.049	0.033	<0.002	0.379	0.124	0.56		<2
EX25-TUL8E	<0.02	0.054	0.012	0.022	7.14	<0.04	0.175		<2
EX25-TUV2	<0.02	<0.04	<0.01	<0.002	<0.002	0.371	0.08		<2
EX25-TUV3	<0.02	0.061	0.048	<0.002	<0.002	<0.04	0.066		<2
EX25-TUV4	<0.0005	0.063	0.095	<0.002	0.025	<0.04	0.081		<2
EX25-TUV5E	<0.02	0.04	0.017	<0.002	<0.002	<0.04	0.063		<2
EX25-TUV6	<0.02	0.174	<0.01	0.0034	<0.002	0.402	0.159		<2
EX87-ETV2	2.67	0.077	<0.01	<0.002	<0.002	0.15	0.628		<2
EX87-TUI05e									
EX87-TUL8E	<0.02	0.088	<0.01	0.0258	8.24	<0.04	0.526		<2
EX87-TUV2	<0.02	0.092	<0.01	<0.002	0.056	0.529	0.203		<2
EX87-TUV3	<0.02	0.066	<0.01	0.0048	0.031	0.054	0.18		<2
EX87-TUV4	<0.02	0.069	0.017	<0.002	0.042	<0.04	0.184		<2
EX87-TUV5E	<0.02	0.072	0.011	<0.002	<0.002	0.057	0.07		<2
EX87-TUV6	<0.02	0.07	<0.01	0.0048	<0.002	0.474	0.13		<2
BK25-1	<0.02	<0.04	<0.01	<0.002	<0.002	<0.04	<0.04		<2
BK25-2	<0.02	0.06000	<0.01	<0.002	<0.002	<0.04	<0.04		<2
BK25-3	<0.02	0.04600	<0.01	<0.002	<0.002	<0.04	<0.04		<2
BK87-1	<0.02	0.06300	<0.01	<0.002	<0.002	<0.04	<0.04		<2
BK87-2	<0.02	0.07000	<0.01	<0.002	<0.002	<0.04	<0.04		<2
BK87-3	<0.02	<0.04	0.01200	<0.002	<0.002	<0.04	<0.04		<2
BK17-1	<0.02	<0.04	<0.01	<0.002	<0.002	<0.04	<0.04		<2
BK17-2	<0.02	<0.04	<0.01	<0.002	<0.002	<0.04	<0.04		<2
BK17-3	<0.02	0.08600	<0.01	<0.002	<0.002	<0.04	<0.04		<2
WAT01 0913			<0.08						
WAT02 0913			<0.08						

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.50 Razones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en muestras de agua recolectadas en terreno.

Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (corr)	$2\sigma$
<b>Tuayjto</b>			
<b>EX25-ETV2</b>	0.708932	0.708892	0.000008
<b>EX25-TUL8E</b>	0.707652	0.707613	0.000007
<b>EX25-TUV2</b>	0.708052	0.708012	0.000006
<b>EX25-TUV3</b>	0.708079	0.708039	0.000008
<b>EX25-TUV4</b>	0.708056	0.708016	0.000008
<b>EX25-TUV5E</b>	0.708304	0.708264	0.000006
<b>EX25-TUV6</b>	0.708144	0.708104	0.000007
<b>EX87-ETV2</b>	0.708873	0.708833	0.000009
<b>EX87-TUI05e</b>	0.707947	0.707908	0.000005
<b>EX87-TUL8E</b>	0.707647	0.707607	0.000008
<b>EX87-TUV2</b>	0.708029	0.707989	0.000004
<b>EX87-TUV3</b>	0.708082	0.708042	0.000006
<b>EX87-TUV4</b>	0.708039	0.707999	0.000010
<b>EX87-TUV5E</b>	0.708295	0.708255	0.000005
<b>EX87-TUV6</b>	0.708151	0.708111	0.000005
<b>BK25-1</b>			
<b>BK25-2</b>			
<b>BK25-3</b>	0.707820	0.707780	0.000080
<b>BK87-1</b>	0.708225	0.708185	0.000140
<b>BK87-2</b>	0.708077	0.708037	0.000164
<b>BK87-3</b>	0.708140	0.708100	0.000240
<b>BK17-1</b>	0.709387	0.709347	0.000080
<b>BK17-2</b>	0.711955	0.711915	0.000120
<b>BK17-3</b>	0.710635	0.710595	0.000200
<b>WAT01 0913</b>			
<b>WAT02 0913</b>			

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.51 Valores isotópicos  $\delta^7\text{Li}$  y  $\delta^{11}\text{B}$  en soluciones experimentales. Espacios en blanco indican muestra no analizada para ese isótopo. Línea indica concentraciones demasiado bajas para obtener valores isotópicos confiables.

<b>Muestra</b>	<b><math>\delta^7\text{Li}</math> [‰]</b>	<b><math>\delta^{11}\text{B}</math> [‰]</b>
<b>Tuyajto</b>		
<b>EX25-ETV2</b>	4.30	-9.88
<b>EX25-TUL8E</b>	8.975	1.64
<b>EX25-TUV2</b>	11.2	-8.1
<b>EX25-TUV3</b>	5.17	-8.67
<b>EX25-TUV4</b>	5.155	-10.36
<b>EX25-TUV5E</b>	4.11	-9.08
<b>EX25-TUV6</b>	4.77	-17.33
<b>EX87-ETV2</b>	5.58	-10.59
<b>EX87-TUI05e</b>	7.1	(-2.5)
<b>EX87-TUL8E</b>	8.45	-1.71
<b>EX87-TUV2</b>	9.4	-3.79
<b>EX87-TUV3</b>	4.875	-16.24
<b>EX87-TUV4</b>	5.31	-15.53
<b>EX87-TUV5E</b>	3.04	-12.99
<b>EX87-TUV6</b>	4.89	-22.72
<b>BK25-1</b>		
<b>BK25-2</b>		
<b>BK25-3</b>	-	-3.01
<b>BK87-1</b>	-	-3.34
<b>BK87-2</b>	6.71	-6.56
<b>BK87-3</b>	4.1	-2.45
<b>BK17-1</b>	6.97	-4.04
<b>BK17-2</b>	-	-9.72
<b>BK17-3</b>	-	-10.23
<b>WAT01 0913</b>		
<b>WAT02 0913</b>		

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.52. Concentraciones de algunas especies en las soluciones experimentales.

<b>Muestra</b>	<b>Dissolved Copper [mg/L]</b>	<b>Dissolved Nickel [mg/L]</b>	<b>Dissolved Sulphur [mg/L]</b>
<b>Tuyajto</b>			
<b>EX25-ETV2</b>	0.038	0.0186	<800
<b>EX25-TUL8E</b>	0.02	<0.008	<800
<b>EX25-TUV2</b>	<0.02	0.0203	881
<b>EX25-TUV3</b>	<0.02	0.0166	1190
<b>EX25-TUV4</b>	<0.02	0.0162	1000
<b>EX25-TUV5E</b>	<0.02	0.0154	1030
<b>EX25-TUV6</b>	<0.02	0.0258	6230
<b>EX87-ETV2</b>	0.034	0.0139	<800
<b>EX87-TUI05e</b>			
<b>EX87-TUL8E</b>	0.044	0.0112	<800
<b>EX87-TUV2</b>	0.029	0.013	1080
<b>EX87-TUV3</b>	0.037	0.0121	1610
<b>EX87-TUV4</b>	0.028	0.011	1320
<b>EX87-TUV5E</b>	0.029	0.0208	1250
<b>EX87-TUV6</b>	<0.02	0.0129	1250
<b>BK25-1</b>	<0.02	0.0147	<800
<b>BK25-2</b>	<0.02	0.0224	<800
<b>BK25-3</b>	<0.02	0.0196	4340
<b>BK87-1</b>	<0.02	0.0097	<800
<b>BK87-2</b>	0.023	0.0563	<800
<b>BK87-3</b>	<0.02	0.0159	<800
<b>BK17-1</b>	<0.02	0.0111	<800
<b>BK17-2</b>	<0.02	0.0193	<800
<b>BK17-3</b>	0.055	0.0226	<800
<b>WAT01 0913</b>			
<b>WAT02 0913</b>			

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.53 Mineralogía de depósitos evaporíticos y volcánicos. Laboratorio en donde se realizó el análisis.

<b>Muestra</b>	<b>Mineralogía</b>	<b>Laboratorio</b>
<b>Tuyajto</b>		
<b>DEPOSITOS</b>		
<b>TUI13</b>	<b>halita. aragonita. yeso</b>	<b>RUTGERS</b>
<b>TUL8</b>	<b>halita</b>	<b>RUTGERS</b>
<b>ROCAS</b>		
<b>TUN11</b>	<b>Ignimbrita Tuyajto</b>	<b>RUTGERS</b>
<b>TUN12</b>	<b>Ignimbrita Patao-Tucaro</b>	<b>RUTGERS</b>
<b>TUN13</b>	<b>Lava-Dacita</b>	<b>RUTGERS</b>
<b>TUN14</b>	<b>Ignimbrita Pampa Chamaca</b>	<b>RUTGERS</b>

APÉNDICE A. TABLAS DE RESULTADOS

Tabla A.54 Razones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en muestras sólidas.

Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (corr)	$2\sigma$
<b>Tuayjto</b>			
<b>DEPOSITOS</b>			
<b>TUI13</b>	0.708075	0.708035	0.000006
<b>TUL8</b>	0.707687	0.707634	0.000004
<b>ROCAS</b>			
<b>TUN11</b>	0.707120	0.707092	0.000006
<b>TUN12</b>	0.707270	0.707242	0.000006
<b>TUN13</b>	0.706690	0.706662	0.000006
<b>TUN14</b>	0.707380	0.707346	0.000006

Tabla A.55 Valores isotópicos  $\delta^7\text{Li}$  y  $\delta^{11}\text{B}$  en muestras sólidas. Espacios en blanco indican muestra no analizada para ese isótopo.

Muestra	$\delta^7\text{Li}$ [‰]	$\delta^{11}\text{B}$ [‰]
<b>Tuayjto</b>		
<b>DEPOSITOS</b>		
<b>TUI13</b>	-0.75	-10.29
<b>TUL8</b>	6.74	0.95
<b>ROCAS</b>		
<b>TUN11</b>	7.90	
<b>TUN12</b>	2.00	
<b>TUN13</b>	2.60	
<b>TUN14</b>	0.50	

## Apéndice B

### Metodologías

En este Anexo se expone el marco teórico detrás de las metodologías hidrogeoquímicas utilizadas para elementos mayores, menores y traza. Esta recopilación fue basada según (Lu 2014), (Pope & Brown 2014), (Aggarwal 1999) y (Nicholson 1993).

#### B.1. Hidrogeoquímica de elementos mayores, menores y traza

La composición hidrogeoquímica es ampliamente usada como trazador natural en sistemas hidrológicos. Los trazadores naturales más comúnmente usados incluyen iones conservativos (e.g. Cl<sup>-</sup>, Br<sup>-</sup> y F<sup>-</sup>), isotopos estables (e.g. <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O, <sup>2</sup>H/<sup>1</sup>H, y <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr) y radioisótopos (e.g. <sup>3</sup>He y <sup>14</sup>C). A pesar de que algunos cationes grandes (e.g. Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Rb<sup>+</sup> y Cs<sup>+</sup>) son incompatibles con fases minerales, cationes en general no son adecuados como trazadores naturales debido a procesos químicos de sorpción, intercambio iónico y/o complejización superficial (Essington, 2003; Weine, 2008). El ion conservativo más usado como trazador natural es Cl<sup>-</sup>, el cual tiene una abundancia relativamente alta en masas de agua natural. Es ampliamente aplicado en la estimación de tasas de recarga de agua subterránea y evaluación de razones de mezcla que involucran agua de mar o salmueras (e.g. Murphy et al., 1996; Sami y Hughes, 1996; Klaus et al., 2008; Waber y Smellie, 2008). Isotopos estables de oxígeno y deuterio son trazadores conservativos ideales de fuentes de agua porque son parte de la molécula de agua misma. Las razones isotópicas estables son principalmente controladas por procesos de evaporación y condensación. Como resultado, en diferentes partes del ciclo hidrológico, el agua es naturalmente caracterizada por hullas digitales isotópicas y su ruta a través del ciclo

## APÉNDICE B. METODOLOGÍAS

hidrológico puede ser trazada (Gat, 1970; Sklash et al., 1976; Fritz, 1981; Clark y Fritz, 1997; Coplen et al., 1999).

En general los trazadores isotópicos mencionados antes se caracterizan por ser conservativos y no reactivos. En algunos casos, elementos traza y elementos de tierras raras (REE) son también efectivos como trazadores naturales. Sin embargo, estos cationes pueden ser removidos por reacciones químicas de adsorción y precipitación dependiendo en las condiciones hidroquímicas como el pH. Por ejemplo, en el drenaje desde minas ácidas o aguas geotermales en áreas volcánicas, donde la oxidación de sulfuro a sulfato lleva a acidificación de agua (valores pH de 2-3) (Delmelle y Bernard, 2000; Taran y Peiffer, 2009), metales traza son relativamente conservativos en términos de reacciones químicas de atenuación. La razón para esto es que la alta concentración de protones ( $H^+$ ) en agua de bajo pH compite con los metales traza positivamente cargados por sitios de adsorción y ligandos (Essington, 2003; Weiner, 2008). En adición, metales traza muestran concentraciones muy bajas en el agua, y son solamente suplidas por fuentes fácilmente definidas con concentraciones altas. En el cálculo de mezcla entre precipitación (en niveles sub ppt) y agua de lixiviación geotermal en una tabla de agua volcánica o en un sitio minero (en niveles ppb), metales traza y REE tienen una ventaja en la que uno puede ignorar las concentraciones de fondo (Lewis et al., 1998; Gammons et al., 2005).

### **Aniones mayores**

#### *Cloruro (Cl)*

Cloro tiene un número atómico de 17 y una masa atómica de 35,453 g/mol. El ion cloruro ( $Cl^-$ ), la forma natural predominante, tiene un radio iónico de 1,81 Å y un radio covalente tetrahedral de 0,99 Å. Cloro tiene una abundancia cósmica de 6 ppm y una abundancia en la corteza terrestre de 180 ppm. Él es un miembro del grupo halógeno el cual incluye flúor, bromo e iodo. Halógenos son altamente reactivos; cloro es segundo en su reactividad de los elementos halógenos después del flúor.

Bajo temperatura y presión estándar y en rangos de pH-Eh típicos de la corteza, cloro ocurre mayoritariamente como cloruro iónico (estado de oxidación -1) en océanos y agua de formación de cuencas sedimentarias profundas. Sales diatómicas dominan la mineralogía de

## APÉNDICE B. METODOLOGÍAS

cloro en rocas sedimentarias. Cloro es extrañamente un componente primario de minerales de alta temperatura, donde usualmente se encuentra en inclusiones fluidas y en sales entre granos en rocas ígneas y metamórficas. Adicionalmente, algunos volcanes emiten gases HCl y Cl<sub>2</sub>.

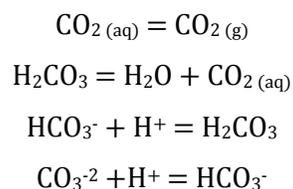
Durante la diferenciación de la tierra, cloro litofílico se concentró en la corteza. Shilling et al. (1978) entre otros investigadores más recientes sugieren que el cloro alcanzo concentraciones cercanas a las modernas en los océanos vía emisiones volcánicas en el Precámbrico temprano.

Procesos de límites de placas, volcanismo, sedimentación y erosión facilitaron el intercambio de cloro entre reservorios oceánicos y continentales. Cloro arrastrado por placas subductantes es incorporado a magmas que se mueven hacia dentro de la corteza y se enfrían. Tienden a permanecer en la fase acuosa del magma que se enfría hasta la última fracción de cristalización, cloro puede ser depositado como sales en fracturas hidrotermales y en vetillas que rodean la roca caja. Tiempos de residencia en los océanos es cerca de  $6,3 \times 10^8$  años.

Bajos niveles de Cl en aguas (las cuales no muestran características de calentamiento por vapor) desde manantiales calientes o ebullentes son característicos de dilución de agua subterránea. Como el elemento más conservativo en aguas geotermales, Cl es un soluto diagnostico importante y es frecuentemente usado en razones con otros elementos en la interpretación de química de agua; por ejemplo, para eliminar efectos de ebullición o dilución (e.g. Cl/B, Cl/As, Cl/HCO<sub>3</sub>).

### *Bicarbonato (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>)*

La concentración de carbonatos totales disueltos, tanto como la de las especies individuales (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> o CO<sub>2 (aq)</sub>) está determinada por la presión parcial del dióxido de carbono en el fluido profundo (PCO<sub>2</sub>) y el pH de la solución. Pérdida de dióxido de carbono durante la ebullición aumenta el pH de la solución (i.e. el agua se vuelve más alcalina) consumiendo protones a través de las reacciones, todas las cuales se mueven hacia la derecha en pérdida de dióxido de carbón:



## APÉNDICE B. METODOLOGÍAS

A pH~6-10 bicarbonato es la especie dominante; a menores valores de pH ácido carbónico ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ) domina y a pH más alcalinos carbonato es el ion dominante. Todo el carbonato disuelto está presente como ácido carbónico a pH 3,8 o menor, pero como ion bicarbonato a pH cercano a 8.

Reacciones entre dióxido de carbono disuelto y la roca huésped forman  $\text{HCO}_3$ . La concentración del cual está por lo tanto influenciada por permeabilidad y flujo lateral. Como consecuencia, manantiales ebullentes alimentados directamente desde el reservorio tienden a tener las concentraciones de  $\text{HCO}_3$  menores. Esto permite que la razón  $\text{HCO}_3/\text{SO}_4$  sea usada como un indicador de dirección de fluido. El flujo de un fluido alejándose del upflow genera mayores oportunidades de reacción agua/roca y por lo tanto incrementa la producción de  $\text{HCO}_3$ . Esto, combinado con la pérdida de  $\text{H}_2\text{S}$  por reacciones agua/roca con aumento de flujo lateral, conducen a un incremento de la razón  $\text{HCO}_3/\text{SO}_4$  alejándose de la zona de upflow.

### *Sulfato ( $\text{SO}_4^{2-}$ )*

La concentración de sulfato es usualmente baja en fluidos del reservorio geotermal, pero incrementa al aumentar la oxidación del sulfuro de hidrogeno. Altas concentraciones de sulfato en aguas superficiales (a niveles mayores o aproximadamente iguales a la concentración de cloruros) son usualmente el resultado de condensación de vapor en aguas cercanas a la superficie.

Procesos geotermales que conducen la formación de manantiales pueden ser inferidos de las concentraciones de  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$ . Cloruro es conservativo (permanece disuelto) a través de la ebullición, dilución y procesos de mezcla que ocurren mientras los fluidos geotermales ascienden. Consecuentemente, a altas concentraciones de  $\text{Cl}^-$  dentro de un manantial indica ebullición, pérdida de vapor y poca dilución por agua meteórica (la cual tiene baja concentración de Cl en sistemas geotermales de agua fresca). Altas concentraciones de Cl en fluidos a veces ocurren donde el upflow de fluidos geotermales desde el reservorio a los manantiales es rápido. Componentes volátiles del fluido geotermal profundo, tales como  $\text{CO}_2$  y  $\text{H}_2\text{S}$  se particionan hacia la fracción vapor durante ebullición y pueden ascender independientemente del fluido geotermal residual enriquecido en Cl. Si la fracción de vapor que contiene gases con azufre reducido interactúa con un ambiente de agua subterránea oxidante, entonces manantiales bisulfatados son probables, mientras en gases con azufre reducido no son

## APÉNDICE B. METODOLOGÍAS

oxidados o son selectivamente removidos, manantiales bicarbonatados son posibles y estos usualmente ocurren en la periferia de los sistemas geotermales. Mezclas entre miembros extremos de tipos de manantiales, y las concentraciones de especies de  $\text{CO}_2$  y S son también afectadas por precipitación de minerales de alteración tales como carbonatos, sulfatos, azufre y sulfuros tanto como dilución y procesos bacterianos.

### *Fluoruro (F)*

La concentración de fluoruro en sistemas geotermales está limitada por la solubilidad retrograda de la fluorita, y es influenciada por reacciones agua-roca, donde puede ocurrir como ion traza en micas. Usualmente ocurre en bajas concentraciones en fluidos de altas temperaturas, a no ser que altas  $\text{PCO}_2$  en fluidos profundos remuevan el Ca disponible como depósitos de calcita, dejando exceso de F. Altas concentraciones de F por lo tanto están asociadas usualmente a bajos niveles de Ca. Es común que altos niveles de F puedan ser producto de condensación de gases volcánicos (HF) en aguas meteóricas, en este caso es invariablemente acompañado por niveles muy altos de Cl y  $\text{SO}_4$ . Concentraciones de fluoruro más altas ocurren en áreas con rocas volcánicas (riolita, pómez y obsidiana) más que en litologías huéspedes sedimentarias (Mahon 1964).

### *Bromuro (Br)*

Bromo, un miembro de la familia halógena, es un componente menor en la geoquímica con concentraciones bajas en la corteza y pocas formas minerales. Tiene un número atómico de 35 y una masa atómica promedio de 79,904 y un radio atómico de 1,95 Å. Bromo y otros miembros de la familia halógena puede formar moléculas de gas diatómicas, pero más comúnmente ocurre como ion monovalente acuoso o en sales. Bromo tiene un estado de oxidación predominante de (-1).

Es generalmente asociado con componentes volátiles y mayormente concentrado en el manto superior y en la corteza de la Tierra. La abundancia cósmica de del bromo es 13,5 por cada  $10^6$  átomos de sílice, su abundancia cortical es de 2,5 ppm y en agua de mar es de 67 ppm.

Cloro y bromo, bajos en concentración en los minerales de la corteza, y relativamente altos en agua marina, se cree que han sido depositados en océanos por actividad volcánica. La baja

## APÉNDICE B. METODOLOGÍAS

concentración en las rocas sugiere que solo una fracción pequeña de bromo se fijó en minerales ígneos; la mayor parte del bromo es extruido con fluidos residuales y en gases magmáticos.

Cercano en radio atómico al cloro (radio de 1,81 Å), bromo puede sustituir en los cristales que contienen cloro, donde la mayor parte del bromo ocurre. Halita y otras rocas sedimentarias pueden contener hasta un 0,2% de bromo.

Estudios de proveniencia del petróleo, salmueras y agua de formación continental usan la razón Cl/Br asumiendo que la razón promedio moderna (aproximadamente 300:1) no ha cambiado significativamente con el tiempo. El sistema de interpretación es el siguiente:

Cl/Br=300, fluido de petróleo, salmuera o agua de formación derivada directamente de agua marina

Cl/Br>300 petróleo, salmuera o agua de formación derivada de sales de halita

Cl/Br<300 petróleo, salmueras, o agua de formación derivada de soluciones residuales producidas parcialmente por precipitación de sales halógenas

El sistema de interpretación se basa en la jerarquía de precipitación de sales desde la evaporación de agua marina. Sales halógenas empiezan a precipitar a partir de agua marina después que el 85% de agua marina ha sido evaporada. Sales cloruradas, particularmente halita, precipitan con un menor porcentaje de remoción de agua que minerales de bromuro y como resultado fluidos residuales de agua marina parcialmente evaporada puede ser enriquecida en bromuro.

Usualmente se encuentra en niveles muy bajos en fluidos geotermales, excepto cuando el agua de mar es un componente en el fluido geotermal. Razones Br/Cl y Br/I suelen ser usados como indicadores de agua de mar.

### *Ioduro (I)*

Consigue las concentraciones mayores en aguas asociadas con rocas sedimentarias ricas en orgánicos, a pesar de que puede ser contribuida por materia orgánica en reacciones superficiales someras.

### **Cationes mayores**

#### *Sodio ( $Na^+$ )*

Sodio es generalmente el catión mayor.

Equilibrio entre el fluido del reservorio geotermal y feldespato de sodio (albita- $NaAlSi_3O_8$ ) comúnmente determina la concentración de Na en las descargas geotermales (Fournier y Truesdell, 1973). Saturación de fluido geotérmico con respecto a la albita requiere disolución de una gran cantidad de roca durante neutralización primaria de fluidos geotermales comparados con otras alteraciones de minerales comunes y es usualmente solo se alcanza en el reservorio geotermal (Giggenbach, 1988). Altas concentraciones de Na establecieron durante equilibrio entre fluidos de reservorio y albita y se mantienen frecuentemente en fluidos geotermales durante el ascenso y descarga porque minerales de baja temperatura que contienen Na tales como paragonita ( $NaAlSi_3O_{10}(OH)_2$ ) y natroalunita ( $NaAl(SO_4)_2(OH)_6$ ) son poco comunes.

#### *Potasio ( $K^+$ )*

Potasio también es un catión mayor, pero esta generalmente en menores concentraciones que el sodio. Típicamente, en una aproximación cruda, se encuentra en concentraciones 10 veces menores que el sodio. Equilibrio de feldespato de potasio (adularia -  $KAlSi_3O_8$ ) usualmente determina la concentración de K dentro del reservorio geotermal (Fournier y Truesdell, 1973). Sin embargo, durante el ascenso de los fluidos geotermales, otros minerales K soportados pueden precipitar incluyendo sericita ( $KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$ ) e illita ( $KAl_7Si_{11}O_{30}(OH)_6$ ) (Giggenbach, 1988) o mordenita potásica ( $K_2Al_2Si_{10}O_{24}\cdot 7H_2O$ ).

La concentración de los cationes de sodio y potasio está controlada por equilibrio mineral-fluido temperatura dependiente, lo cual es la base del geotermómetro Na/K. la razón Na/K es una guía útil en zonas de alta temperatura (menor razón, mayor temperatura). Isolíneas Na/K a menudo se relacionan con isolíneas Cl y puede ser interpretado de la misma manera. Razones bajas Na/K  $\sim <150$ ) tienden a ocurrir en aguas que han alcanzado la superficie rápidamente, y son por lo tanto asociadas con estructuras upflow o zonas más permeables. Razones altas son indicativas de flujos laterales, reacciones cerca de la superficie o enfriamiento conductivo.

## APÉNDICE B. METODOLOGÍAS

### *Magnesio (Mg<sup>2+</sup>)*

Los niveles de magnesio en fluidos geotermales de alta temperatura son usualmente muy bajos, dado que Mg es rápidamente incorporado e minerales de alteración secundarios tales como illita, montmorillonita y especialmente clorita. Concentraciones mayores pueden indicar reacciones cercanas a la superficie tales como lixiviación de Mg desde la roca local, o dilución por aguas subterráneas que pueden ser relativamente ricas en Mg.

Durante el ascenso de fluidos geotermales, precipitación de minerales de clorita (por ejemplo, clinocloro-Mg<sub>12</sub>Si<sub>4</sub>Al<sub>4</sub>O<sub>20</sub>(OH)<sub>16</sub>) y arcillas Mg soportadas (por ejemplo, Ca/Mg montmorillonita-Ca<sub>0.66</sub>Mg<sub>4</sub>Si<sub>8</sub>O<sub>20</sub>OH<sub>4</sub>·nH<sub>2</sub>O) es común. Mg puede también sustituir por Ca en minerales carbonatados y ocurre en algunos minerales de zeolitas. Equilibrio entre minerales Mg y fluidos geotermales es probable que sea mantenido a través del ascenso de los fluidos geotermales hasta el inicio de la ebullición y posiblemente a temperaturas tan bajas como 25°C (Giggenbach, 1988).

### *Calcio (Ca<sup>2+</sup>)*

Las concentraciones de calcio están controladas por minerales de solubilidad retrograda (CaCO<sub>3</sub>, e.g. calcita; CaSO<sub>4</sub>, e.g. anhidrita; CaF<sub>2</sub>, fluorita), y en menor grado por aluminosilicatos ricos en calcio. Factores que afecten la solubilidad de estos minerales influenciarán también en nivel del calcio en el fluido geotermal. PCO<sub>2</sub> es particularmente importante en este aspecto, y calcita usualmente precipita en respuesta a pérdida de CO<sub>2</sub> en ebullición. Razón Na/Ca puede ser usada de una manera similar a la razón Na/K, para indicar zonas de upflow, con valores más altos indicando alimentación directa desde el reservorio.

Concentraciones de calcio dentro de fluidos geotermales puede ser controlado por equilibrio con muchos minerales de alteración diferentes. A alta temperatura en el reservorio geotermal, epidota (Ca<sub>2</sub>FeAl<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub>(OH)) podrían controlar la concentración de calcio. Durante el ascenso de fluido, calcita (CaCO<sub>3</sub>) es el mineral de alteración Ca soportado más común, sin embargo, titanita (CaTiSiO<sub>5</sub>) o zeolitas tales como wairakita (CaAl<sub>2</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>12</sub>·2H<sub>2</sub>O), laumontita (CaAl<sub>2</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>12</sub>·4H<sub>2</sub>O) o mordenita cálcica (CaAl<sub>2</sub>Si<sub>10</sub>O<sub>24</sub>·7H<sub>2</sub>O) son posibles minerales de alteración cálcicos (Giggenbach, 1988; Henley et al., 1984).

## APÉNDICE B. METODOLOGÍAS

### *Litio, rubidio y cesio ( $Li^+$ , $Rb^+$ , $Cs^+$ )*

Colectivamente llamados alcalinos raros, estos elementos son considerados como parte del grupo de especies solubles o conservativas, y usualmente usados con Cl y B para caracterizar aguas de fuentes comunes. Ellos son, sin embargo, fácilmente incorporados a minerales de alteración secundarios y a menudo muestran un decrecimiento en su concentración con el incremento de la migración hacia la superficie, y con incremento de flujos laterales.

Litio es captado en clorita, cuarzo y probablemente también en arcillas en reacciones cerca de la superficie, causando un incremento en la razón B/Li con incremento en flujo lateral (Duchi et al., 1987a, b).

Típicamente, los metales alcalinos Li, Rb y Cs, son conservativos dentro de sistemas geotermales y raramente alcanzan saturación con respecto a los minerales silicatados tales como lepidolita ( $K_2Li_3Al_4Si_7O_{21}(OH)_3$ ) o nanpingita ( $CLi_2Si_3AlO_{10}(OH)_2$ ). La concentración de metales alcalinos raros en fluidos geotermales está determinada por la composición de la roca huésped del reservorio y su captación como impurezas en minerales de alteración causa empobrecimiento en fluidos geotermales; Li puede ser aceptado por cuarzo, clorita e illita (Reyes y Trompeter, 2012), Rb es un elemento traza común en illita y adularia y Cs ocurren dentro de zeolitas (Wairakita) y en menor grado que el Rb, en illita y adularia (Goguel, 1983).

### **Geoquímica de elementos traza**

La concentración de componentes no conservativos en fluidos geotermales está influenciada por precipitación o alteración de minerales y disolución de la roca huésped. Reacciones de precipitación pueden ser investigadas utilizando modelos fisicoquímicos de comportamiento de enfriamiento de fluidos geotermales y datos termodinámicos para estabilidad mineral. Modelamiento de este tipo tiene una aplicación limitada en elementos traza porque datos termodinámicos no están disponibles para muchas especies de elementos traza disueltas o minerales inmovilizantes de elementos traza. Más aun, elementos traza son usualmente incluidos como impurezas en otros minerales y a pesar de que es solo un componente menor en el mineral, el empobrecimiento relacionado a las impurezas en otros minerales puede causar un cambio sustancial en la concentración para elementos traza si la concentración total es baja (Pope, 2005). Si se incorporan en otros minerales, es difícil determinar que causa las

## APÉNDICE B. METODOLOGÍAS

variaciones en las concentraciones de los elementos traza solo del análisis de fluido, especialmente si los elementos traza están presente en bajas concentraciones. En estas circunstancias análisis detallado de minerales de alteración es requerido.

### *Hierro ( $Fe^{2+}$ , $Fe^{3+}$ )*

La concentración de hierro en fluidos clorurados es invariablemente muy baja, a pesar de que la concentración aumenta con la salinidad y la acidez. En sistemas de alta temperatura ( $>180^{\circ}$ ) los fluidos profundos están en equilibrio con la pirita. Bajo esta temperatura equilibrio de hierro está controlada por pirrotita y la marcasita, la cual se va a volver supersaturada y precipitar. En ebullición o enfriamiento del fluido marcasita recristalizará a pirita. La ebullición también conduce a la precipitación de minerales oxidados de hierro tales como goethita, lepidocrocita y maghemita (Gunnlaugsson y Arnorsson, 1982). Las especies dominantes de hierro bajo  $\sim 150^{\circ}C$  son  $Fe^{2+}$  y  $FeOH^{+}$ , sobre esta temperatura  $Fe(OH)^{4-}$  predomina (Gunnlaugsson y Arnorsson, 1982). Niveles elevados de hierro en descargas de fluido cloruradas en superficie son significativos e indican lixiviación cerca de superficie de hierro desde minerales por aguas acidas que se han mezclado con aguas cloruradas. Contaminación por ensarramamiento de sondajes y equipamiento de cabezales de sondajes es usualmente insignificante.

### *Germanio*

Típicamente, sedimentos ricos en orgánicos, pegmatitas y carbonatos hospedados en depósitos de sulfuros Cu, Pb y Zn son ricos en Ge comparados con otras rocas corticales comunes (Berstein 1985). Minerales de Ge son raros pero la substitución en sulfuros, óxidos y silicatos es común, especialmente esfalerita, casiterita, goethita, hematita y clorita (Bernstein, 1985).

### *Vanadio*

Tendencias lineales entre el vanadio y otro elemento indica que procesos similares influencias la concentración de vanadio y aquel elemento en el sistema geotermal. Es posible que el V substituya en zeolitas u otra fase mineral que precipite bajo condiciones similares. Que haya mayores concentraciones de este elemento en aguas con pH acido sugieren que V podría estar disponible para ser lixiviado desde la roca huésped en esta localidad.

## APÉNDICE B. METODOLOGÍAS

### *Aluminio ( $Al^{3+}$ )*

En aguas cloruradas el aluminio ocurre a niveles muy bajos, y usualmente no es detectable. a pesar de que usualmente se considera como una especie inmóvil, la común coprecipitación de aluminio con sílice, y la acumulación de metales en sinters demuestra que esta suposición es falsa. En contraste, aguas acidas usualmente contienen varios cientos de mg/kg de Al debido a la lixiviación de roca.

Aluminio puede ser lixiviado a partir de roca caja en manantiales ácido sulfatados. La concentración de equilibrio de aluminio profundo dentro del sistema geotermal es baja porque es el componente principal en minerales de alteración aluminosilicatados incluyendo feldespatos, zeolitas, micas y arcillas; y sales simples de Al, como  $Al(OH)_3$ , tienen baja solubilidad a pH cercano a neutro.

### *Manganeso ( $Mn^{2+}$ , $Mn^{4+}$ )*

Cuando manganeso presenta una relación con magnesio en todos los análisis, entonces disolución del mismo mineral de alteración Mn-Mg determina las concentraciones de Mn y Mg en manantiales ácidos. Si la concentración de Mg está controlada por clorita o montmorillonita tanto como por minerales presentes en el conjunto de minerales de alteración, entonces estos datos indican que el Mn substituye dentro de estos minerales.

### *Titanio y escandio*

Pueden mostrar relación lineal en manantiales termales, pero no mostrar en otros tipos de agua. Esto puede deberse a que un mineral de alteración está controlando su concentración. Por lo tanto, el escandio puede precipitar en un mineral que se comporte similar al leucoxeno (si es que este último existe como mineral de alteración en la localidad) o substituya en el leucoxeno.

### *Estroncio*

Es probable que el Sr substituya a varios minerales Ca soportados incluyendo calcita, zeolitas y epidotas que ocurran en la zona de alteración.

## APÉNDICE B. METODOLOGÍAS

Tabla B.1. Concentraciones típicas de elementos menores en aguas termales.

Elemento	Sistemas comunes	Sistemas salinos	Referencia
Si	100-300 mg/kg		Nicholson, 2003
B	10-50 mg/kg (en manantiales y descargas de pozos)	~800-1000 mg/kg (asociado a rocas sedimentarias ricas en orgánicos)	Nicholson, 2003
Na <sup>+</sup>	200-2000 mg/kg		Nicholson, 2003
K <sup>+</sup>	XNa/10 mg/kg		Nicholson, 2003
Li <sup>+</sup>	<20 mg/kg		Nicholson, 2003
Rb <sup>+</sup>	<2 mg/kg		Nicholson, 2003
Cs <sup>+</sup>	<2 mg/kg		Nicholson, 2003
Fe <sup>2+</sup> , Fe <sup>3+</sup>	0,001-1,0 mg/kg		Nicholson, 2003
Mn <sup>2+</sup> , Mn <sup>3+</sup>	<0,01 mg/kg		Nicholson, 2003
F <sup>-</sup>	<10 mg/kg		Nicholson, 2003
Cl <sup>-</sup>	<10 a >100000 (e.g. Salton Sea, California USA)	1000 mg/kg (valor típico en aguas tipo cloruradas)	Nicholson, 2003

### Especies neutras

#### *Sílice*

Sílice abundante en fluidos geotermales están controlados por muchos polimorfos de SiO<sub>2</sub> sólido con variados grados de cristalinidad incluyendo cuarzo (usualmente a temperaturas altas >180°C), calcedonia (menores temperaturas <180°C) y sílice amorfa. Precipitación de sílice amorfa es común en sinters alrededor de manantiales, requiere sobresaturación considerable de los fluidos geotermales con respecto al cuarzo y ocurre durante una rápida disminución de la temperatura del fluido.

Otras condiciones menos comunes que pueden suficientemente sobresaturar fluidos geotermales para precipitar sílice amorfa incluyen neutralización de fluidos alcalinos debido a que la sílice es más soluble a pH altos y precipitación de minerales sulfatados porque SO<sub>4</sub> forma complejos con SiO<sub>2</sub> disuelta (Fournier, 1985), sílice puede formar partículas coloidales pequeñas (<0,45 µm), así que muestras filtradas pueden sobreestimar la verdadera cantidad de sílice disuelta. El cuarzo también ocurre en partes del reservorio geotermal a altas temperaturas por deposición directa o a través de la recristalización de fases amorfas.

## APÉNDICE B. METODOLOGÍAS

### *Boro*

También expresado como ácido bórico  $H_3BO_3$  o  $HBO_3^-$ , boro es una especie diagnóstica importante en estudios geotermales. Agua de reservorios hospedados en rocas andesíticas tienen niveles mayores de boro que aquellos asociados a otras rocas volcánicas.

Boro es usualmente conservativo dentro de fluidos geotermales y su concentración es determinada por la composición de la roca huésped del reservorio más que por la precipitación mineral. Precipitación de minerales ricos en boro no ocurre bajo circunstancias típicas en sistemas geotermales, sin embargo, un leve empobrecimiento de B ocurre en fluidos geotermales por minerales incluyendo en arcillas (Nicholson, 2003) incluyendo esmectita, illita-esmectita, y clorita (Reyes y Trompeter, 2012).

En algunos reservorios hospedados en rocas sedimentarias, boro puede ser contribuido por lixiviación de secuencias evaporíticas.

### *Arsénico*

Arsénico, número atómico 33, peso atómico 74,9, puede existir en la naturaleza en cualquiera de sus cuatro diferentes estados de oxidación: As (III), As (0)–arsénico metálico, As (III), y As(V), pero solo tiene un isótopo estable. As (-III) y As (III) son las formas de arsénico más tóxicas. Arsénico es ciclado a través de sedimentos, soluciones la atmósfera y la cadena alimenticia casi en la misma forma que el mercurio (Nriagu, 1994).

El contenido promedio de arsénico en rocas ígneas es aproximadamente 1.5 ppm, pero es mayor en rocas sedimentarias (5-10 ppm). Naturalmente ocurre en minerales de arsénico, incluyendo arsénico nativo, óxidos (arsenitos y arsenatos) sulfuros y arseniuros. Algunos sulfuros de arsénico comunes son  $FeAsS$  (arsenopirita, el cual es un mineral omnipresente en los depósitos de mena sulfurosos),  $As_2S_3$  (oropimente, mineral amarillo) y  $AsS$  (rejalgar, rojo/anaranjado, el cual ocurre en vetillas hidrotermales y son particularmente visibles en los sinters altamente coloridos, depositados a partir de manantiales termales de sistemas geotermales en Yellowstone USA, Waiotapu Nueva Zelanda y Beppu Japón).

## APÉNDICE B. METODOLOGÍAS

Aguas frescas naturales generalmente contiene  $<1$  ppb de concentración de arsénico, pero ríos y lagos naturales con concentraciones de arsénico  $> 10$  ppb no son poco comunes y fluidos de manantiales calientes pueden llegar a contener hasta 8-10 ppm. En agua fresca oxigenada y agua de mar de pH cercano a neutro, arsénico inorgánico es principalmente presente como As (V) en especies  $H_2AsO_4^-$  y  $HAsO_4^{2-}$ . En aguas medianamente reducidas tales como manantiales termales geotermales y aguas subterráneas, ácido arsenioso  $H_3AsO_3$  (arsénico como As (III)) usualmente será la especie disuelta de arsénico presente más común. La oxidación de As (III) a As (V) es lenta en soluciones de pH cercano a neutro, a no ser que sea catalizada por bacterias.

Ambos arsénicos, As (III) y As (V), son fácilmente adsorbidos en arcillas y óxidos de hierro hidratados en aguas naturales. Adsorción de arsénico en óxidos de hierro ocurre fácilmente a pH ácido, y consecuentemente arsénico puede ser removido preferencialmente de efluentes ácidos (tales como drenaje minero acidificado) por precipitación natural de óxidos de hierro bajo condiciones en las cuales no se favorece la adsorción de otros metales tales como cobre, plomo y zinc. A pesar de que las concentraciones de arsénico están principalmente limitadas por procesos de adsorción, arsénico puede ser removido también por precipitación mineral si hay concentraciones altas.

En solución, arsénico ocurre predominantemente como una especie no cargada, ácido arsenoso ( $H_3AsO_3$ ) y como ácido arsénico ( $H_3AsO_4$ ). Ballantyne y Moore (1988) y Webster (1989) han mostrado que el arsénico ocurre en estado reducido As (III) en el reservorio fluido, y que As (III) está también presente en manantiales termales. Una vez que todo el sulfuro ha sido oxidado a sulfato, entonces As (V) aparece en descargas de manantiales termales junto con As (III). Sin embargo, la concentración de As (V) es pequeña.

### *Amonio*

Amonio, ya sea el gas como el soluto, es un constituyente de fluidos geotermal común, pero relativamente menor. Bajos niveles de  $NH_3$  pueden ser producto de calentamiento por vapor, a medida que el gas se condensa fuera de la fase vapor y altas razones  $NH_4^+/B$  han sido usadas para indicar la cantidad de calentamiento por vapor de fluidos cerca de la superficie., la razón aumenta con un incremento en el calentamiento por vapor (Duchi et al, 1987a, b). Sin embargo, altas concentraciones pueden ser también encontradas en fluidos profundos asociados a

## APÉNDICE B. METODOLOGÍAS

horizontes sedimentarios. Se revisan las concentraciones de B, I y SO<sub>4</sub> para ver cuál es la causa más probable. El ion amonio puede substituir para minerales de alteración potásicos.

### Indicadores químicos de procesos fisicoquímicos

La siguiente sección resume las características diagnosticas de la química del agua, descritas en la sección anterior de este capítulo, las guías químicas descritas abajo son consecuencia, de por ejemplo, las diferentes solubilidades de los solutos en la fase en la fase liquida o vapor; la dependencia dela temperatura de las reacciones agua/mineral; reacciones de mezcla; reacciones de deposición etc. para facilitar la interpretación, los antecedentes de estas guías deberían ser considerados; estos no deberían ser aplicados ciegamente y sin pensar en los procesos activos que crean los patrones geoquímicos. Notar que donde las razones son mencionadas, estas razones son atómicas o moleculares, es decir, se calculan desde la concentración del soluto y la fórmula del peso del soluto.

Fuente común de reservorio: razones similares de Cl/B, Cl/Br, Cl/As, Cl/Cs. la razón Cl/B se usa a menudo para indicar fuentes de reservorio común para aguas. Sin embargo, se debe tratar con precaución, dado que aguas de un mismo reservorio pueden mostrar diferencias en esta razón. Estas diferencias pueden ser inducidas por un cambio en la litología en profundidad a lo largo del campo o por adsorción de b a arcillas durante flujo lateral.

- Dilución por agua subterránea: mapas iso-Cl (áreas de bajo Cl), mapas iso-Na/K (áreas de bajo Na/K); alto Mg.
- Dilución por agua de mar: muy bajo Cl/Mg, Cl/(Mg+Ca); Cl/Mg~10; Br/Cl~660; Cl/SO<sub>4</sub>~20; Ca/Mg~0,3
- Márgenes del campo: iso-Cl; mapas iso-Na/K (valores menores)
- Dirección de flujo: decrecimiento de Cl/B con el flujo; incremento de B/Li con el flujo
- Tipos de roca: alto B, I, NH<sub>3</sub>, CO<sub>2</sub>: rico en orgánico, sedimentario; alto Li, Cs, Rb: riolita o roca con química similar, y andesitas; alto F: riolita, pómez, obsidiana, granitoides; alto Br: más alto en rocas sedimentarias que en rocas volcánicas; bajo en Li, Cs: común en áreas basálticas; alto B: andesitas
- Vapor calentamiento; alto SO<sub>4</sub>, NH<sub>3</sub>, B, HCO<sub>3</sub>, particularmente enriquecido sobre zonas de ebullición profundas y áreas de alta permeabilidad; bajo pH, Cl; alto NH<sub>4</sub><sup>+</sup>/B

→ Upflows/alta permeabilidad/ebullición/zonas de altas temperaturas: mapas iso-Cl (alto Cloro); bajo Na/K, Na/Ca, Na/Rb, Na/Li, Mg/Ca; razones altas Cl/F, Cl/Mg, Cl/SO<sub>4</sub>, Cl/(HCO<sub>3</sub>+CO<sub>3</sub>), Na/Ca, Na/Mg; bajo Ca, Mg, F, SO<sub>4</sub>; alto SiO<sub>2</sub>

### B.1.1. Isotopos estables de H y O en aguas

Investigaciones en isotopos de oxígeno en 1950 (Epstein, 1959) guiaron a las observaciones de Craig (1961) que el <sup>18</sup>O y <sup>2</sup>H en aguas dulces globales obedecían una relación meteórica definida por  $\delta^2\text{H}=8\cdot\delta^{18}\text{O}+10$ . Esta observación ha sido redefinida usando precipitaciones monitoreadas por estaciones de la Red Global para Precipitación de Isotopos (GNIP) establecida por la IAEA (Clark 1999).

Dansgard (1964) mostró como isotopos estables en las precipitaciones se vuelven empobrecidos durante la lluvia debido a la destilación Rayleigh de la masa de vapor, mientras fraccionamiento preferencial de <sup>18</sup>O y <sup>2</sup>H en la lluvia y nieve imparte un empobrecimiento en el vapor residual y consecuente precipitación. A medida que la descarga de lluvia procede con el decrecimiento de la temperatura, esto se traduce en empobrecimiento isotópico para aguas meteóricas al aumentar la latitud, elevación, distancia tierra adentro y estación, representado por la relación global:

$$\delta^2\text{H}=0,695\cdot T_{\text{anual}} - 13,6\text{‰}$$

En escalas locales, estudios de cuencas usan estas variaciones isotópicas para establecer el origen de las aguas subterráneas, tasas de recarga, balances hídricos y separaciones hidrográficas en aguas superficiales.

### B.1.2. Isotopos de Sr en aguas y roca

Las variaciones regionales que se han reportado para los sedimentos no carbonatados de fondo oceánico reflejan la proveniencia de los sedimentos y no los valores estroncio en el agua (Faure y Powell 1972 y referencias allí citadas).

Por otra parte, se ha reportado que la composición de estroncio en salmueras, sedimentos y agua de derretimiento de glaciares en cuencas cerradas, son muy similares (Jones y Faure,

1967), mostrando que si es posible lograr equilibrio de estroncio entre sedimentos y agua en sistemas cerrados (e.g. Lake Vanda, en Wright Valley de Southern Victoria Land, Antártica, Faure y Powell 1972; Clark 1999).

Rocas evaporíticas ocurren en muchos continentes en sistemas geológicos Cámbricos a Cuaternarios. La mayoría de los depósitos evaporíticos son de origen marino, a pesar que las evaporitas continentales son localmente importantes como fuentes de litio, potasio y sales de boro. La literatura que lidia con depósitos evaporíticos es voluminosa y crece rápidamente. Numerosos excelentes sumarios y textos han sido publicados (Faure y Powell 1972 y referencias allí citadas). Se ha documentado que minerales evaporíticos ricos en calcio tales como anhidrita o dolomita contienen estroncio cuya composición isotópica es casi idéntica a la salmuera a partir de la que precipitó. Al mismo tiempo, Faure y Powell (1972) y referencias allí citadas encontraron que lagos y ríos dentro de Canadian Precambrian Shield tienen razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en acuerdo con la antigüedad del basamento presente en el área.

Si la cuenca de drenaje de un lago está constituida predominantemente por rocas volcánicas jóvenes, el carbonato de calcio formándose en ella debería tener razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  bajas, similares a aquella presente en las rocas. Por esta razón, Faure y Powell (1972) sugieren que la razón  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de minerales carbonatados en rocas no marinas carbonatadas puede ser un parámetro útil para estudiar tal tipo de rocas. Rocas carbonatadas no marinas pueden contener estroncio cuyas composiciones isotópicas reflejan la razón Rb/Sr del basamento en la tabla de agua que provee de estroncio disuelto a las cuencas deposicionales, donde la precipitación ocurre.

### **B.1.3. Isotopos estables de B en aguas**

El nombre boro (B) deriva de la palabra Arabica *Buraq* y la Persia *Burah*. Compuestos de boro tales como el bórax han sido usados por miles de años, pero fue solo en 1808 que el elemento fue descubierto por Sir Humphrey Davey en Londres, y por Gay-Lussac y Thenard en Paris.

El boro es el quinto elemento de la Tabla Periódica y tiene una masa atómica relativa de 10,81. El elemento tiene 14 isotopos con masa variando entre 6 y 19, pero solo  $^{11}\text{B}$  y  $^{10}\text{B}$  son estables. Este elemento no es abundante—su concentración promedio en rocas corticales (9 mg/kg) es menor a la del litio (18 mg/kg).  $^{10}\text{B}$  es usado en aplicaciones nucleares en escudo de neutrones

## APÉNDICE B. METODOLOGÍAS

y barras de control debido a su alta absorción en sección transversal de  $^{10}\text{B}$  para neutrones termales. Los usos principales no nucleares de boro está en vidrios calor resistentes (Pyrex), detergentes, jabones, limpiadores, cosméticos, esmaltes de porcelana, herbicidas sintéticos y fertilizantes, y abrasivos.

En la naturaleza el boro tiene un estado de oxidación igual a +3, el cual se explica por compartir 3 electrones en los orbitales 2s y 2p. Su fuerte electronegatividad de 4,29 eV es debida a su pequeño tamaño y alta carga y causa que el boro tienda a formar enlaces covalentes en vez de enlaces iónicos. El boro tiene una gran afinidad con el oxígeno, formando un enlace covalente fuerte oxígeno-boro en coordinación trigonal o tetrahedral ( $\text{BO}_3^{3-}$  y  $\text{BO}_4^{5-}$ ). Grupos tetrahedralmente coordinados son los más comunes dentro de los minerales silicatados.

El boro elemental no se encuentra en la naturaleza. La mayor fuente de boro es en boratos de depósitos evaporíticos, más comúnmente en ambiente de lago evaporítico, como bórax ( $\text{Na}_2[\text{B}_4\text{O}_5(\text{OH})_4]\cdot 8\text{H}_2\text{O}$ ), y colemanita ( $\text{Ca}_2[\text{B}_3\text{O}_4(\text{OH})_3]_2\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) (Aggarwal 1999). El bórax es por lejos la mayor significativa fuente de boro minada. El boro también precipita como ácido ortobórico ( $\text{H}_3\text{BO}_3 = \text{B}(\text{OH})_3$ ) alrededor de algunos manantiales y fumarolas volcánicas. Cantidades apreciables de boro puede ser encontrada en pegmatitas turmalina-soportadas, pero raramente forman depósitos económicos (Aggarwal 1999).

Tabla B.2. Producción mundial de boro. Datos a partir de USGS Mineral Commodity Summaries, 2015.

<b>Country</b>	<b>Total production of borate in thousand metric tonnes in 2014</b>
<b>USA</b>	-
<b>Turkey</b>	1770
<b>Soviet Union</b>	300
<b>China</b>	165
<b>Argentina</b>	500
<b>Chile</b>	581
<b>Perú</b>	220

### *Abundancia en la atmosfera*

La atmosfera contiene una pequeña parte de boro, del orden de  $1 \times 10^8$  kg (Aggarwal, 1999 y referencias allí citadas). Mucho del boro troposférico es gaseoso (97%) y el resto es contenido como boro particulado. Tiempos de residencia son estimados del orden de 19-36 días para el

## APÉNDICE B. METODOLOGÍAS

boro gaseoso y 2-6 días para el boro particulado (Aggarwal, 1999 y referencias allí citadas). Concentraciones de boro en la lluvia es altamente variable y refleja la incorporación del spray marino.

### *Abundancia en gases volcánicos*

El boro frecuentemente es emanado de conductos volcánicos. Por ejemplo, depósitos de sassolita ( $B(OH)_3$ ) ocurren comúnmente alrededor de conductos de fumarolas (Aggarwal, 1999 y referencias allí citadas). La presencia de sassolita sugiere que el boro es transportado en la fase vapor. El boro probablemente se origina de la forma más volátil  $BF_3$ , la cual tiende a reaccionar con vapor de agua para formar  $B(OH)_3$ .

### *Abundancia en agua de mar*

El boro existe en agua de mar como dos moléculas hidratadas; Boro trigonal  $B(OH)_3$  y tetrahedral  $B(OH)_4^-$ . La proporción de estas especies está fijada y controlada por el pH del agua de mar. El agua de mar contiene 4,6 ppm de boro, y su concentración no varía significativamente a través del océano. El tiempo de residencia del boro en los océanos ha sido estimado de 25 millones de años (Aggarwal 1999 y referencias allí citadas).

El boro es fuertemente absorbido en minerales secundarios (e.g. minerales de arcilla), y estos pueden hacer de buffer en las concentraciones de boro en el agua de mar. El agua de mar es la fuente de todo el boro en la corteza oceánica alterada y de mucho del boro en sedimentos en ambientes de arco de islas.

El flujo antropogénico de boro hacia el océano desde el oeste de Europa es de  $10^8$  kg/año (Vengosh et al. 1994). A pesar que esta es una pequeña fracción relativa a la cantidad total de boro en el océano, es significativa cuando es comparada al influx global natural hacia los océanos ( $3 \times 10^8$  kg/año).

### *Abundancia en rocas*

Los primeros datos publicados acerca de la abundancia del boro en materiales geológicos fueron publicados por Goldschmidt & Peters en 1932 (Aggarwal 1999). Este estudio mostró que el boro era mucho más abundante en rocas sedimentarias (300 ppm) que en rocas ígneas (3 ppm). La gran variación en la concentración de boro de diferentes tipos de roca es

## APÉNDICE B. METODOLOGÍAS

consecuencia de tres características: se particiona preferencialmente a fundidos, su alta movilidad en la fase acuosa y su fuerte afinidad por minerales de arcilla.

El boro en fundidos tiene un coeficiente de partición relativamente bajo (entre 0,0004 y 0,08; [Aggarwal 1999 y referencias allí citadas](#)) y es incorporado a la red de minerales silicatados solo en medida limitada. El boro en consecuencia tiende a volverse más concentrado en las fases residuales del fundido. Concentraciones de boro son relativamente bajas en basaltos (6 – 0,1 ppm), y mayor en rocas más diferenciadas tales como granitos (85 ppm). El particionamiento no es la única causa para las altas concentraciones en granitos; algunos granitos tipo S contienen grandes concentraciones porque han sido derivados de material sedimentario rico en boro. Las fases residuales finales de un fundido usualmente forman pegmatitas, las cuales pueden llegar a tener 1360 ppm de boro con el boro concentrado en turmalinas que pueden contener hasta un 4% de boro.

Durante la meteorización submarina de las rocas, rocas ígneas primarias son degradadas y forman minerales de arcilla que absorben el boro del agua de mar, enriqueciendo la roca total en boro.

Magmas basálticos de arcos de isla tienden a ser enriquecidos en boro; este enriquecimiento ha sido atribuido a la deshidratación del slab subducido, que contiene boro adsorbido en minerales de arcilla. Fluidos ricos en boro están involucrados en la fundición del manto adyacente y las rocas volcánicas resultantes (andesitas y dioritas) son en consecuencia enriquecidas en boro. De hecho, el boro ha proporcionado parte de la mejor evidencia para mostrar que el material de las placas subductantes es reciclado a través de los arcos volcánicos ([Aggarwal 1999 y referencias allí citadas](#)).

El contenido de boro en rocas sedimentarias está parcialmente relacionado a la cantidad y al tipo de minerales de arcilla presente. Minerales de arcilla tales como illita, esmectita y montmorillonita incorporan el boro desde el agua por adsorción superficial y por boro ligado estructuralmente. Rocas sedimentarias marinas tienden a contener más boro que rocas sedimentarias fluviales o lacustres, dado que el agua de mar interactuando con las rocas marinas contiene más B. Rocas ígneas submarinas que han sido alteradas hidrotermalmente son parcialmente alteradas a minerales de arcilla tales como esmectita. Adsorción de boro a estas arcillas puede considerarse para concentraciones elevadas de boro en basaltos alterados ([Aggarwal 1999 y referencias allí citadas](#)). El boro es adsorbido solo a temperaturas menores a 40°C; a mayores temperaturas (>150°C) este puede ser liberado desde los minerales de arcilla

y lixiviado de la roca. El boro es en consecuencia, progresivamente lixiviado desde la roca huésped en sistemas geotermales.

Durante el metamorfismo de rocas sedimentarias, mucho del boro adsorbido es liberado por medio del agua. Con el incremento del grado de metamorfismo, el boro ligado estructuralmente también es liberado.

Tabla 3. Datos de Faure & Mensing 2005.

<b>Abundancia promedio en rocas</b>	<b>B (µg/g)</b>
<b>Rocas ultramáficas</b>	2
<b>Basaltos<sup>a</sup></b>	5
<b>Granito alto en Ca<sup>a</sup></b>	9
<b>Granito bajo en Ca<sup>a</sup></b>	10
<b>Lutita<sup>a</sup></b>	100
<b>Areniscas<sup>a</sup></b>	35
<b>Rocas carbonatadas<sup>a</sup></b>	20
<b>Arcillas de fondo oceánico<sup>a</sup></b>	230
<b>Condrito CI</b>	-
<b>Manto primitivo</b>	-
<b>MORB tipo N</b>	-
<b>MORB tipo E</b>	-
<b>OIB</b>	-
<b>Agua de río<sup>a</sup></b>	0,01
<b>Agua de mar<sup>a</sup></b>	4,5

### Características de los isotopos de boro

El agua de mar tiene una signatura isotópica pesada y particularmente constante (+40‰ relativo a NBS 951) y por lo tanto ocasionalmente es usado como estándar secundario.

Isotopos de boro pueden ser fraccionados por procesos naturales, enriqueciendo minerales o agua en cualquiera de los dos isotopos comunes. El  $\delta^{11}\text{B}$  más pesado examinado a la fecha ha sido de lagos maares en Australia (+59,2‰, [Vengosh et al., 1991](#)), mientras que evaporitas no marinas de Argentina han arrojado el  $\delta^{11}\text{B}$  más liviano (-30,1‰), entregando un rango total de 90‰ ([Aggarwal 1999](#)).

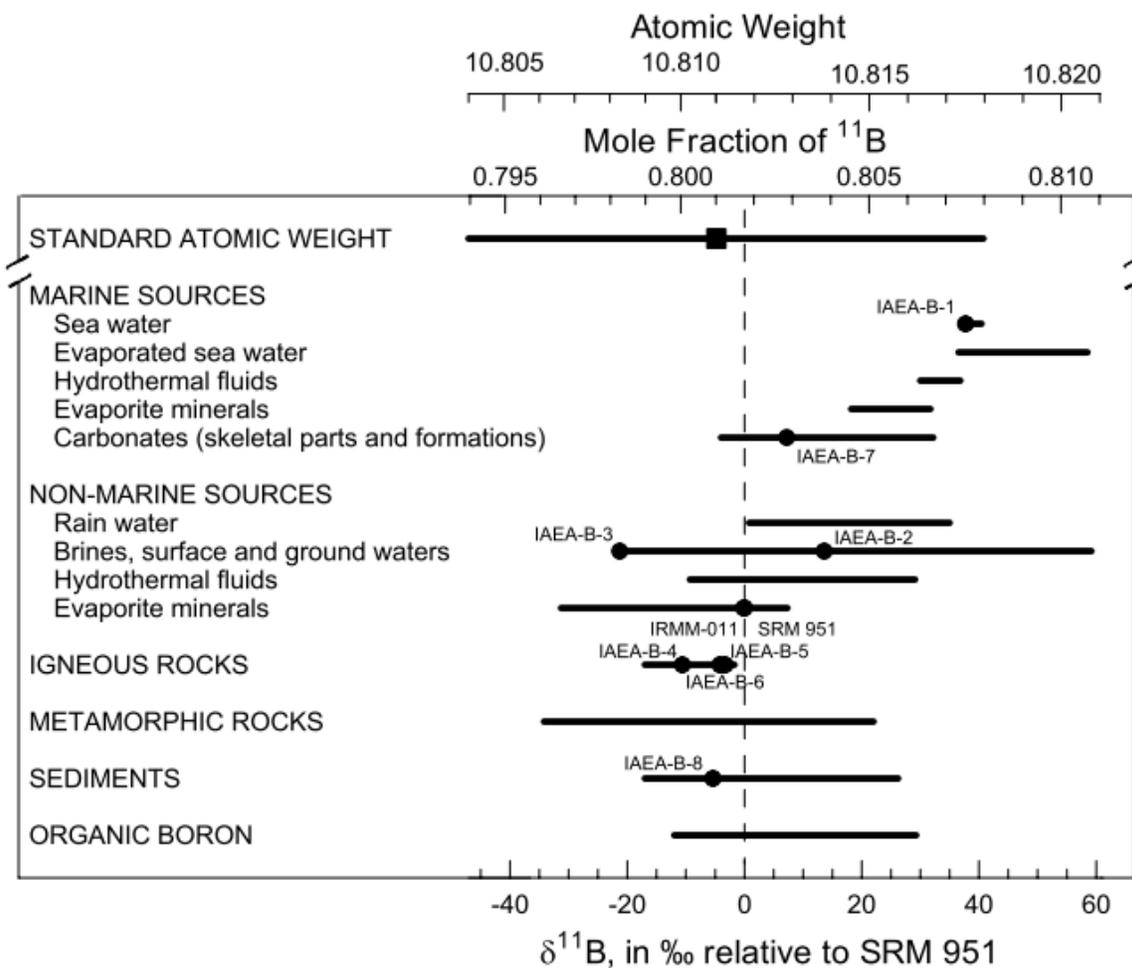


Figura 1. Composición isotópica de boro y peso atómico de materiales seleccionados boro-soportados. La escala de  $\delta^{11}\text{B}$  y la fracción molar de <sup>11</sup>B fue ajustada usando los datos de la Tabla 3.; por lo tanto, la incerteza del lugar en que se encuentra la escala de peso atómico y la fracción molar <sup>11</sup>B relativa a la escala  $\delta^{11}\text{B}$  es equivalente a  $\pm 0,8\text{‰}$  (Coplen et al., 2002).

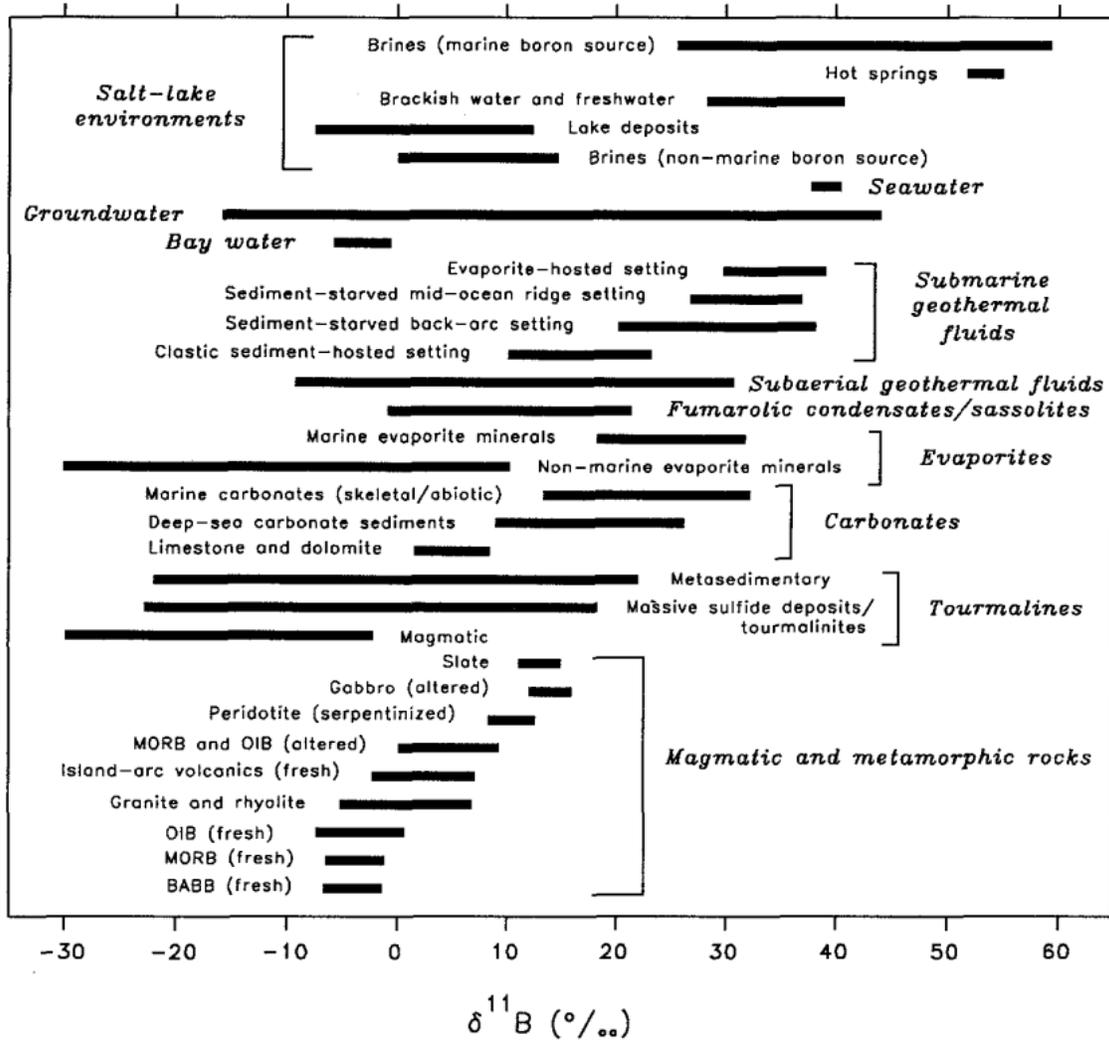


Figura 2. Variaciones isotópicas en fluidos y materiales sólidos (Aggarwal 1999)

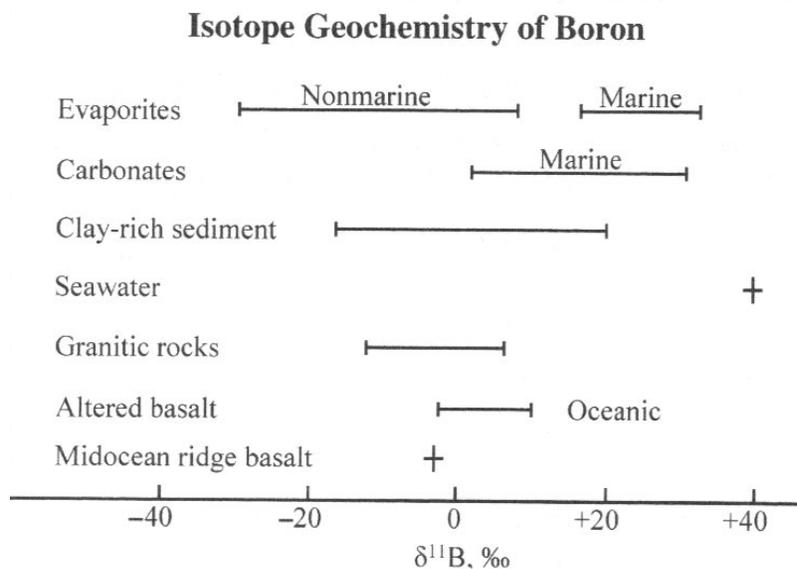


Figura 3. Rangos de composiciones isotópicas de B en diferentes tipos de rocas y agua de mar. Compilación de la literatura por Faure & Mensing, 2005.

#### B.1.4. Isotopos estables de Li en agua y roca

El litio es cerca de 10000 veces menos abundante que la sílice en la Tierra, y es cerca de  $10^{-9}$  veces tan abundante como el hidrogeno en el cosmos. El litio tiene dos isotopos estables, i.e.  ${}^6\text{Li}$  y  ${}^7\text{Li}$ .

El litio (número atómico 3, peso atómico promedio 6,941), un metal reactivo. Es miembro del grupo IA de la Tabla Periódica, conocidos como los metales alcalinos, los cuales incluyen Li, Na, K, Rb, Cs y Fr en orden de incremento del número atómico. La configuración electrónica del Li es  $1s^2 2s^1$ , lo que produce que tenga un numero de valencia igual a +1. El radio iónico del  $\text{Li}^+$  (0,68 Å) es similar al del  $\text{Mg}^{2+}$  (0,66 Å) permitiendo a estos dos elementos tener una gran afinidad iónica. También tiende a reemplazar al hierro (+2; 0,74 Å) en silicatos más que iones alcalinos mucho más grandes, sodio (+1; 0,97Å), potasio (+1; 1,33 Å), rubidio (+1; 1,47 Å) o cesio (+1; 1,67Å), a los cuales está más químicamente relacionados.

Tiende a enlazar preferencialmente en silicatos más que con sulfuros o metales. Esta enriquecido en minerales ferromagnesianos relativo a feldespatos; y esta enriquecido en biotitas o anfibolitas relativo a piroxenos u olivinos. El litio es concentrado en etapas tardías de diferenciación magmática y es fácilmente absorbido por minerales de arcillas durante la meteorización.

## APÉNDICE B. METODOLOGÍAS

La concentración de Li en rocas ígneas terrestres aumenta con la concentración de Si desde 0,5 ug/g en rocas ultramáficas a 40 ug/g en granitos bajos en Ca. Lutitas y arcillas de océano profundo están enriquecidas en Li porque este elemento puede entrar en capas octahedrales de arcillas tipo esmectita, en contraste con los minerales carbonatados, los cuales excluyen Li (Faure & Mensing 2005).

La concentración promedio de Li en la corteza continental es de 13 ug/g (Faure & Mensing 2005 y referencias allí citadas).

Tabla 4 Producción mundial de litio según países

Country	Total production of lithium in thousand metric tonnes in 2014
USA	-
Zimbabwe	1000
Australia	13000
China	5000
Argentina	2900
Chile	12900
Brazil	400

Los principales minerales Li-soportados son: espodumeno [ $\text{LiAl}(\text{SiO}_3)_2$ ], lepidolita (Li-mica), amblygonita [ $\text{LiAl}(\text{F},\text{OH})\text{PO}_4$ ] y el mineral arcilla hectorita [ $(\text{Li}_{0,66}\text{Mg}_{5,34})\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4$ ] (Faure & Mensing 2005 y referencias allí citadas). Cloruros, carbonatos, sulfatos, óxidos e hidróxidos de Li son solubles en agua y no ocurren como minerales en rocas terrestres.

El agua superficial en los continentes presenta bajas concentraciones de Li (0,003 ppm) porque minerales Li-silicatados resisten meteorización química y porque Li es absorbido por minerales de arcilla (Faure & Mensing 2005).

La alta solubilidad de las sales de Li de la mayor parte de ácidos naturales causa que el Li sea concentrado en salmueras que se forman por (I) evaporación de una solución acuosa en la superficie de la tierra o por (II) congelamiento de agua rica en Li (Faure & Mensing 2005 y referencias allí citadas). Como resultado, Li es recuperado comercialmente a partir de las salmueras de Searles Lake, California, y en otras partes, y a partir de ciertas pegmatitas graníticas donde Li ocurre principalmente como espodumeno y lepidolita (e.g. en Black Hills de

Dakota del Sur, y en King's Mountain, North Carolina). Sin embargo, ambos depósitos hoy día están inactivos.

[Tabla 5. Datos compilados de Faure y Mensing \(2005\).](#)

<b>Abundancia promedio en rocas</b>	<b>Li [<math>\mu\text{g/g}</math>]</b>
<b>Rocas ultramáficas<sup>a</sup></b>	0,5
<b>Basaltos<sup>a</sup></b>	16
<b>Granito alto en Ca<sup>a</sup></b>	24
<b>Granito bajo en Ca<sup>a</sup></b>	40
<b>Lutita<sup>a</sup></b>	66
<b>Areniscas<sup>a</sup></b>	1,5
<b>Rocas carbonatadas<sup>a</sup></b>	5
<b>Arcillas de fondo oceánico<sup>a</sup></b>	57
<b>Condrito CI<sup>b</sup></b>	1,57
<b>Manto primitivo<sup>b</sup></b>	1,6
<b>MORB tipo N<sup>b</sup></b>	4,3
<b>MORB tipo E<sup>b</sup></b>	3,5
<b>OIB<sup>b</sup></b>	5,6
<b>Agua de rio<sup>a</sup></b>	0,003
<b>Agua de mar<sup>a</sup></b>	0,17

Dado que el Li puede sustituir al magnesio en la red cristalina la abundancia del Li muestra un marcado incremento en espilita (hasta 200 ppm) al compararlas con basaltos. En algunas pegmatitas diferenciadas el Li forma minerales independientes tales como espodumeno, lepidolita y zinwaldita ([Chen 1999](#)).

[Meir \(1982\)](#) resumió valores  $^7\text{Li}/^6\text{Li}$  determinados por absorción atómica, los cuales indican que en rocas hidrotermalmente alteradas la razón de  $^7\text{Li}/^6\text{Li}$  varía entre 12,71 y 2,65 y aquellas en aguas naturales puede ser tan alta como 6,47.

En argilitas hidrotermalmente alteradas y pizarras recuperadas de núcleos de perforación en Chingshui, Taiwán, hay una correlación negativa entre la temperatura de formación de roca y la razón  $^7\text{Li}/^6\text{Li}$ , indicando que alteración hidrotermal puede volverse más intensa a temperaturas relativamente mayores (cerca de 220°C) ([Chen 1999](#)). Debería ser notado que razones de  $^7\text{Li}/^6\text{Li}$  no muestran correlación con las concentraciones absolutas de Li en muestras recuperadas de dos núcleos de perforación, indicando que el equilibrio puede haberse alcanzado a temperatura hidrotermal ([Chen 1999](#)).

## APÉNDICE B. METODOLOGÍAS

Los mayores factores que pueden afectar la razón isotópica de litio como resultado de una alteración hidrotermal incluye la concentración de litio de la solución hidrotermal y las paredes de roca y la temperatura de equilibrio de la reacción (Chen 1999).

Tabla 6. Razón  ${}^7\text{Li}/{}^6\text{Li}$  en diferentes materiales.

<b>Tipo de muestra</b>	<b><math>{}^7\text{Li}/{}^6\text{Li}</math></b>	<b>Referencia</b>	<b>Método analítico</b>
<b>Materiales extraterrestres</b>	<1,17	Shima, 1986	
<b>Agua de mar</b>	12,48	Chan, 1987	Thermal ionization mass spectrometer
<b>Vidrio basáltico</b>	12,13	Chan, 1987	Thermal ionization mass spectrometer

## **Apéndice C**

### **Modelación en PHREEQC**

**C.1. Evaporación**

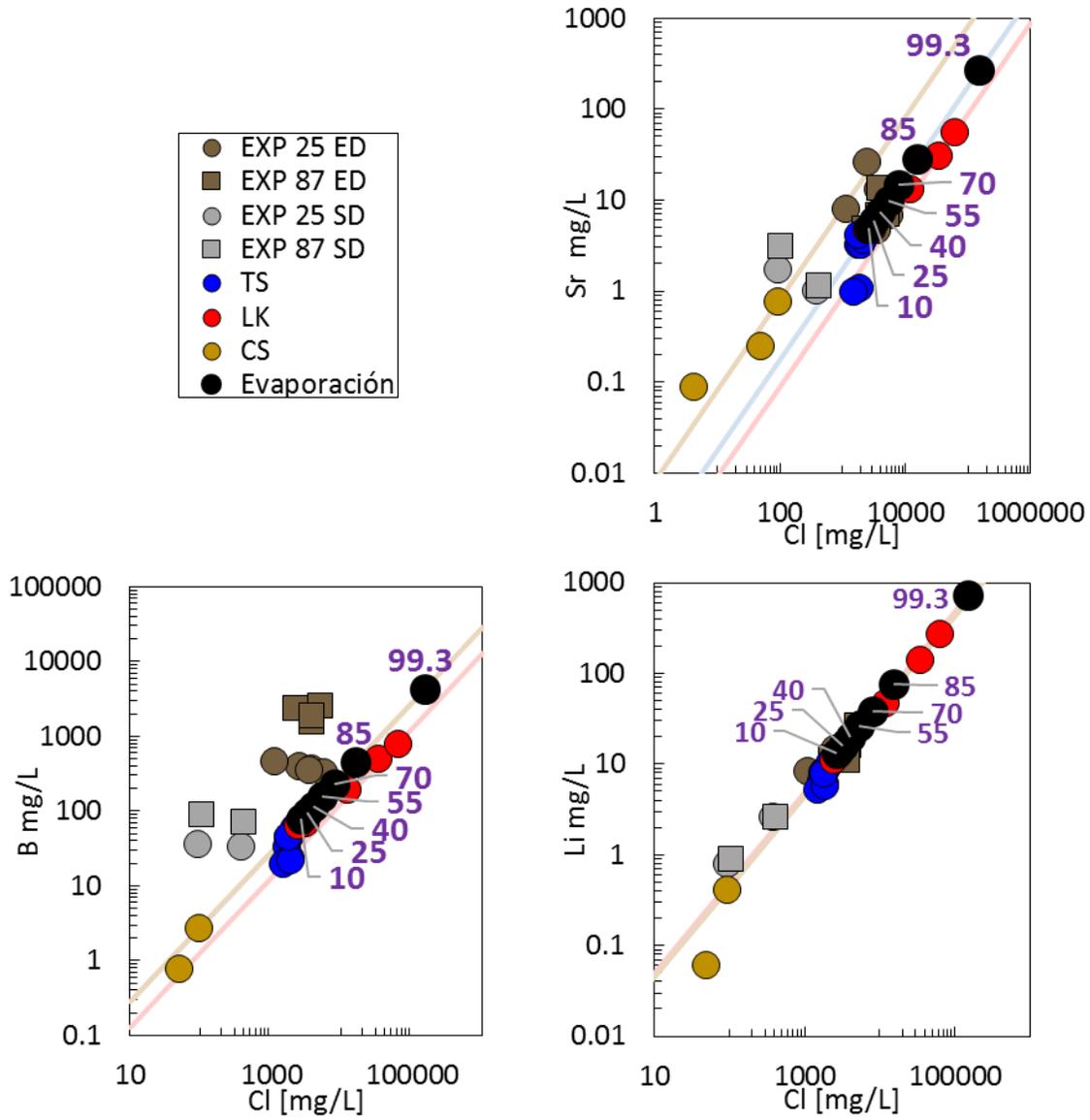


Figura C.1 Modelo de evolución química de agua durante evaporación, PRHEEQC.