



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

ESTUDIO HIDROGEOQUÍMICO DE LA AGUAS SUBTERRÁNEAS DEL SECTOR
NORTE DE LA CUENCA PAMPA DEL TAMARUGAL, ENTRE LATITUD 19°S Y 20°S, I
REGIÓN DE TARAPACÁ, CHILE.

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO
MIGUEL SEBASTIAN SEGOVIA WAGNER

PROFESOR GUÍA:
KATJA DECKART

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
LINDA DANIELE
SONIA AMARO

SANTIAGO DE CHILE
2015

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
TÍTULO DE: Geólogo

Por: Miguel Sebastian Segovia Wagner.

Fecha 20/01/2015

Profesor Guía: Katja Deckart

ESTUDIO HIDROGEOQUÍMICO DE LA AGUAS SUBTERRÁNEAS DEL SECTOR NORTE DE LA CUENCA PAMPA DEL TAMARUGAL, ENTRE LATITUD 19°S Y 20°S, I REGIÓN DE TARAPACÁ, CHILE.

El presente trabajo corresponde al estudio hidrogeoquímico realizado durante los años 2013 y 2014, en el acuífero de la Pampa del Tamarugal, I región, norte de Chile. Específicamente, el acuífero está ubicado, en la Depresión Central, conocida como la Pampa del Tamarugal entre los 19° y 20°S. La Pampa, con una extensión de más de 4800 km², está limitada por el oeste con la Cordillera de la Costa, y por la Precordillera por el este. Está situada a unos 40 km de la línea de costa, se encuentra entre los 900 y 2000 m s.n.m y corresponde a una cuenca sedimentaria endorreica, cuya litología principal son rocas sedimentarias continentales alcalinas.

El trabajo de esta memoria de grado, está basado en 28 muestras que fueron analizadas para comprender los procesos fisicoquímicos de las aguas de esta zona. Los resultados fueron que las aguas del acuífero en su zona norte presentan 2 tipos de aguas cloruradas sódicas y aguas sulfatadas cálcicas. Las concentraciones de elementos mayores tuvieron los siguientes rangos: sodio (Na⁺; 5,13-285 meq/l), potasio (K⁺; 0,47-13,88 meq/l), magnesio (Mg²⁺; 0,05-10,93 meq/l), calcio (Ca²⁺; 3,46-51,39 meq/l), cloruro (Cl⁻; 6,40-182,62 meq/l), sulfato (SO₄²⁻; 2,6-211 meq/l), bicarbonato (HCO₃⁻; 0,56-3,16 meq/l). Se analizaron además los elementos menores: hierro (Fe_{total}; 0,04-42,6 mg/l), manganeso (Mn_{total}; 0,01-1,8 mg/l), nitrato (NO₃⁻; 0,02-403 mg/l), y el elementos traza arsénico (As_{total}; 0,006-2,052 mg/l). Los rangos de conductividad eléctrica (CE) en las aguas subterráneas varían entre 955 y 22300 µS/cm, lo cual indica aguas salinas. En general, las aguas están duras y son incrustantes, teniendo mayor Ca²⁺ que Mg²⁺. Luego del análisis de concentraciones y *ratios* se llegó a la conclusión que los principales procesos hidrogeoquímicos en el acuífero son: interacción agua-roca, evaporación y mezcla de aguas.

El *ratio* rHCO₃/rCl fue usado como indicador de flujo, esto debido al aumento del contenido del anión conservativo Cl⁻ y la ausencia de material carbonatado en la litología del acuífero, lo que hace que la concentración de HCO₃⁻ no aumente en el recorrido del agua a través del acuífero.

La calidad de las aguas del acuífero fue comparada con aguas de riego (NCh1333 – 1978) y aguas de consumo humano (NCh409-2004) según las normativas vigente en Chile. Su composición química, se evaluó como peligrosa para agua de riego por su alta salinidad y peligrosa también para agua potable por la alta salinidad y concentración de As (>0,01 mg/l).

Dedicatoria

A mi madre, una luchadora incansable,
A mi padre, un educador apasionado,
y
a mi Estela, Ada y Carmen,
las estrellas que me cuidan desde el alto cielo.

Agradecimientos

De forma muy especial, quiero agradecer a todos los integrantes del CENTRO DE INVESTIGACION Y DESARROLLO EN RECURSOS HIDRICOS (CIDERH), en especial a Elisabeth, Sonia, Jazna, Constanza y Estelly, Ricardo, Jose y Fernando. Por creer en mí y apoyarme en todo lo necesario para la realización de esta memoria. Sin ellos, nada de esto hubiera sido posible.

Benoit V., A Damian C., Reynaldo P. y Venecia H. que sus comentarios y críticas fueron acertados, y me sacaron de la neblina en tiempos de caos.

A Mario S., Waldo D. y Pedro C. de la DGA, cuyo trabajo es honorable y cuando fue necesario pude contar con ellos.

A Eduardo V., un amigo que estuvo y estará en las buenas y en las malas.

A la Mafi, Pauli, Ondina, Rebeca, Angélica y mi hermanita Isa, por hacerme sentir querido lejos de casa.

A Ingrid, Javier y sus hijos, Tamara, Montserrat, Javier y Gala, las personas más controvertidas y que sin duda alguna, amaré hasta el final de mis días.

A mis hermanos que me extrañaron cada segundo que estuve lejos de ellos, y por supuesto yo también extrañé demasiado.

A Mauricio, por el aguante, el buen humor y acompañar a mi vieja.

A Pashka, Cata G. y María C., que sin su compañía los días de memoria hubieran sido infinitos en Iquique.

A mis amigos de Geología, Jorge, Pato, Pancho, que sin ellos probablemente no habría vuelto de Campo II.

A mis amigos de la vida, Nacho, Andrea y Mauro. Que sin ellos no tendría nada más que hablar que de ingeniería y geología.

A mi amigo Pablo V. que me enseñó a ver la vida en colores.

A mis primos Cristian, Leo, Pancho, Matías y Yohana, por su buena onda y por su cobijo cuando ando fuera de casa.

A mi amigazo Nico G. Que nos estuvimos apañando en el norte cuando tabamos más lejos de nuestros seres queridos.

A Pato, Felipe, Cristobal, Paula y Marcela, la familia que acompaña a mi padre en el norte que me hicieron reír cuando más necesitaba.

Y en general a todos aquellos que olvide en estos párrafos pero que de una u otra forma hicieron posible este trabajo apañandome.

Y finalmente a mi comité que creo será muy difícil olvidar por su exigencia y paciencia que casi les hago perder.

GRACIAS TOTALES

Tabla de Contenido

1	Introducción	1
1.1	Problemática.....	1
1.2	Hipótesis.....	3
1.3	Objetivo General.....	3
1.4	Objetivos Específicos	3
1.5	Localización Geográfica.....	3
1.6	Clima	5
1.7	Vegetación	5
1.8	Metodología.....	6
1.8.1	Recopilación de datos históricos.....	6
1.8.2	Campaña de muestreo	6
1.8.3	Análisis de datos	8
1.9	Antecedentes Hidroquímicos e hidrogeoquímicos	10
1.9.1	Físico-química de Aguas superficiales.....	10
1.9.2	Físico-química de Aguas subterráneas.....	11
1.9.3	Calidad del Agua	11
1.9.4	Isótopos.....	12
1.9.5	Actualidad de la situación de la Pampa del Tamarugal.....	13
2	Antecedentes geológicos.....	14
2.1	Evolución geodinámica.....	14
2.2	Marco Geomorfológico Regional.....	15
2.2.1	Unidades Morfoestructurales	15
2.2.2	Red de drenaje	19
2.3	Marco Geológico Estructural.....	19
2.3.1	Sistema de Fallas Inversas Oeste	19
2.4	Marco Geológico Local	22
3	Hidrogeología	29
3.1	Unidades Hidroestratigráficas	29
3.2	Cuencas Hidrográficas	30
3.2.1	Cuenca Hidrográfica de Aroma.....	31
3.2.2	Cuenca Hidrográfica de Tarapacá	31
3.3	Cuencas Hidrogeológicas	32
3.4	Piezometría del acuífero de la Pampa del Tamarugal.....	33
4	Resultados.....	36

4.1 Muestreo de aguas	36
5 Análisis de Resultados.....	42
5.1 Hidroquímica de aguas superficiales	42
5.1.1 Mediciones <i>in situ</i> pH, temperatura y CE.....	42
5.1.2 Clasificación de las aguas superficiales.....	44
5.1.3 <i>Ratios</i> iónicos de aguas superficiales	45
5.2 Hidrogeoquímica de aguas subterráneas	46
5.2.1 Mediciones <i>in-situ</i> pH, temperatura y CE para aguas subterráneas.....	46
5.2.2 Salinidad.....	47
5.2.3 Dureza.....	49
5.2.4 Clasificación por elementos mayores	50
5.2.5 Análisis de elementos mayores	54
5.2.6 Análisis por elementos menores	63
5.2.7 Elementos Traza	66
5.3 Procesos Hidrogeoquímicos	70
5.3.1 <i>Ratios</i> iónicos de aguas subterráneas	71
5.4 Modelación Química	77
5.5 Calidad del Agua	80
5.5.1 Agua para riego, NCh1333-1978 modificada en 1987	80
5.5.2 Agua potable, NCh409 2004.....	81
6 Discusión.....	84
7 Conclusiones	90
8 Recomendaciones	92
9 Bibliografía.....	93
10 Apéndice	100
A. Principios de termodinámica.....	100
B. Composición isotópica del agua de lluvia	105
C. Expresión de concentraciones	106
D. Estado de Oxidación/Reducción	107
11 Anexos	110
11.1 Litología de pozos	110
11.2 Piezometría del acuífero de la Pampa del Tamarugal.....	111
11.3 Ubicación y fecha de muestreo de aguas superficiales.....	112
11.4 Ubicación y fecha de muestreo aguas subterráneas.....	112
11.5 Validación mapa de isoconcentraciones	113

11.6	Diagramas PIPER	114
11.7	Gráficos de dispersión	114
11.8	NCh1333-Of. 78. Mod1987	115
11.9	NCh409 Mod.2004	116
11.10	Poster Congreso Gecamin	117

Índice de tablas

Tabla 4-I Métodos usados por el laboratorio de DICTUC.	36
Tabla 4-II - Métodos usados por el laboratorio de UCN-LSA.	37
Tabla 4-III - Pesos equivalentes de los principales iones constituyentes de las aguas.	37
Tabla 4-IV Tabla resumen de los datos usados en este estudio para aguas superficiales....	39
Tabla 4-V - Tabla resumen de los datos usados en este estudio para aguas subterráneas.	40
Tabla 5-I - Tabla estadística resumen de los valores de pH medidos en las aguas superficiales de los ríos Aroma y Tarapacá.	42
Tabla 5-II - Tabla estadística resumen de los valores de temperaturas medidas en las aguas superficiales de los ríos Aroma y Tarapacá.	43
Tabla 5-III – Tabla estadística resumen de los valores de CE medidos en las aguas superficiales de los ríos Aroma y Tarapacá	43
Tabla 5-IV - Tabla resumen de los <i>ratios</i> medidos para aguas superficiales.	45
Tabla 5-V Tabla estadística resumen de los valores de pH de las aguas subterráneas.	46
Tabla 5-VI Tabla estadística resumen de los valores de temperatura de las aguas subterráneas.....	46
Tabla 5-VII Tabla estadística resumen de los valores de CE de las aguas subterráneas	46
Tabla 5-VIII - Clasificación de la salinidad del agua.....	47
Tabla 5-IX Clasificación de las aguas subterráneas de este estudio según salinidad.....	47
Tabla 5-X Clasificación de la dureza	49
Tabla 5-XI Clasificación de las aguas según su dureza.....	49
Tabla 5-XII - Resumen de las concentraciones de elementos mayores.....	54
Tabla 5-XIII - Resumen estadístico del contenido de elementos menores.....	63
Tabla 5-XIV Resumen del contenido de As total medido.	67
Tabla 5-XV Contenido medio de Cl ⁻ en algunas rocas tipo.....	71
Tabla 5-XVI Contenido medio de la corteza terrestre de elementos en algunos tipo de rocas, y agua dulce y marina	71
Tabla 5-XVII - Resumen de los principales <i>ratios</i> medidos.....	72
Tabla 5-XVIII Tabla resumen de los IS medidos.....	79
Tabla 5-XIX - Clasificación de aguas para riego según salinidad NCh1333-1978.	80
Tabla 5-XX - Matriz de clasificación de aguas de riego según NCh1333-1978.....	82
Tabla 5-XXI - Matriz de clasificación de agua potable según NCh409-2004.....	83
Tabla 11-I Norma Chilena para de aguas de riego	115
Tabla 11-II Norma Chilena establecida para aguas de consumo humano.	116

Índice de Figuras

Figura 1-1 - Mapa de ubicación de la zona de estudio.	4
Figura 1-2 – Tipos de Bayler.	7
Figura 2-1- Modelo digital de altura de la región.....	16
Figura 2-2 - Modelo teórico del relleno de la cuenca sedimentaria de la Pampa del Tamarugal..	17
Figura 2-3 - Modelo teórico de los mecanismos y etapas de relleno de la cuenca sedimentaria de la Pampa del Tamarugal.	18
Figura 2-4 Redes de drenaje de la región de estudio.	20
Figura 2-5 Contexto geológico estructural de la región.....	21
Figura 2-6 - Columnas tipo de la Pampa del Tamarugal.....	22
Figura 2-7 Mapa geológico de la Pampa del Tamarugal en la zona de estudio	27
Figura 2-8 Perfiles de la zona de estudio	28
Figura 3-1 Mapa con las principales poblados de las qdas. de Soga, Aroma y Tarapacá.....	32
Figura 3-2 Situación de los niveles de agua en el sector de Negreiros.....	34
Figura 3-3 Situación de los niveles de agua en la zona norte del acuífero de la Pampa del Tamarugal.	35
Figura 4-1 Ubicación de las muestras de aguas superficiales y las principales zonas de las qdas.....	39
Figura 4-2 Ubicación de las muestras de aguas subterráneas	41
Figura 5-1 - CE medidas en el río Tarapacá en diferentes tiempos y localizaciones..	43
Figura 5-2 Diagrama Piper para la clasificación de las aguas superficiales de este estudio.	44
Figura 5-3 Mapa de isocontenidos de SDT.	48
Figura 5-4 Diagrama Piper de las muestras medidas en este estudio.	50
Figura 5-5 Diagrama Piper con clasificación en grupos.....	52
Figura 5-6 Gráficos de dispersión del contenido de rCl vs rNa,	55
Figura 5-7 Gráficos de dispersión del contenido de rK vs: a) rCl y b) rNa.....	57
Figura 5-8 Gráficos de dispersión del contenido de rCl vs rMg.....	57
Figura 5-9 Gráficos de dispersión del contenido de rCa vs: a) rCl y b) rMg.	58
Figura 5-10 Gráfico de dispersión del contenido de rCl vs: rSO ₄ ;	60
Figura 5-11 Gráficos de dispersión del contenido de rSO ₄ vs: a) rCa, y c) rMg.	61
Figura 5-12 Gráfico de dispersión del contenido de rCl vs rHCO ₃	62
Figura 5-13 Gráficos de dispersión del contenido de rHCO ₃ vs: a) rCa y b) rMg.	63

Figura 5-14 Gráficos de dispersión del contenido de Fe: a) vs HCO ₃ y b) vs Cl.....	65
Figura 5-15 Gráfico de dispersión del contenido de Mn vs: a) Cl y b) Fe.....	66
Figura 5-16 Diagrama Eh – pH de especies acuosas de arsénico.....	68
Figura 5-17 Gráficos de dispersión del contenido de As vs: a) Cl, b) Fe, c) Mn.....	69
Figura 5-18 Evolución química en relación al ciclo de las aguas.	70
Figura 5-19 Esquema de de aumento de la concentración según disminución del <i>ratio</i> rHCO ₃ /rCl.....	75
Figura 5-20 Gráficos de dispersión de los contenidos de Cl vs: a) rNa/rCl, b) rNa/rK, c) rSO ₄ /rCl, d) rMg/rCa, e) rNa/rCa, f) rNa/(Ca+Mg), g) rHCO ₃ /rCl.....	76
Figura 5-21 Diagrama de estabilidad Eh-pH para aguas.	78
Figura 6-1 Mapa con los <i>ratios</i> HCO ₃ /Cl de las muestras de este estudio.	85
Figura 6-2 Diagrama multi elemento para comprara mezcla modelizada de aguas en abanico Tarapacá	86
Figura 6-3 Diagrama multi elemento para comparar mezcla modelizada de aguas en abanico Aroma.....	87
Figura 11-3 Validación mapa de isocontenidos.	113
Figura 11-2 Diagrama Piper para aguas del sector cabecera de las cuencas.	114
Figura 11-4 Poster presentado en congreso Water in Minning, mayo 2014.....	117

1 Introducción

1.1 Problemática

El agua tiene un rol clave en la vida de los seres vivos. Los océanos contienen el 97 % del agua del planeta. Los glaciares aproximadamente el 2 %. El agua subterránea tercera es cerca del 1 % del total del agua (Appelo y Postma, 1999).

En el norte de Chile existen condiciones de clima árido, donde en general en las zonas inferiores a la cota 2000 m s.n.m., las precipitaciones anuales son inferiores a 2 mm/año. Estas condiciones son las que se presentan en la Depresión Central, unidad morfológica que se ubica entre la Cordillera de la Costa y la Precordillera. Con una extensión de más de 17.000 km² con una orientación aproximada NNW-SSE y a unos 40 km de la línea de costa, la Pampa del Tamarugal como es conocida, corresponde a una cuenca sedimentaria, endorreica, que se viene desarrollando desde al menos el Cretácico, bajo condiciones tectónicas compresivas, que obedecen a la subducción generada por la convergencia de las placas continental y oceánica.

A pesar de sus no muy prometedoras condiciones climáticas, la Pampa del Tamarugal, es también un gran lugar de concentración de agua subterránea, lo que la transforma, por su tamaño, en la cuenca hidrogeológica más grande e importante de la región. Esta gran cuenca se encuentra conectada con cuencas hidrográficas desarrolladas en las quebradas (qdas.) de la Precordillera donde en cotas superiores a la cota 2000 m s.n.m., ocurren precipitaciones sobre 40 mm/año. Estas cuencas hidrográficas, presentan 2 tipos de escorrentías superficiales que nacen en la Precordillera – Cordillera Occidental en dirección hacia la Pampa del Tamarugal: cursos permanentes de agua, la mayor parte del año, en los ríos Camiña, Aroma, Tarapacá y Chacarilla; y por otro lado cursos semipermanentes que fluyen posterior a las lluvias de los meses de diciembre, enero, febrero y marzo, que coinciden con el fenómeno climático del invierno altiplánico (Fuenzalida y Rutllant, 1987; Aceituno, 1988).

Existen razones suficientes para estudiar este tipo de acuíferos como un lugar para conocer la importancia de la ocurrencia de agua en lugares desérticos. La escasez y poca continuidad de la información existente, no solo colabora para el mal uso de los recursos, sino que debería ser un tema de prioridad.

En este momento, en la Pampa del Tamarugal, existen 339 derechos de agua (DDA) otorgados, siendo un 43,68 % del total de derechos, con un caudal otorgado de 4094 l/s, que corresponde a un 54,56 % del total de caudal otorgado de la región (Lictevoud *et al.*, 2013). Dentro de los usuarios, con caudal otorgado mayor a 20 l/s, se encuentran las empresas de servicios sanitarios con más de 2000 l/s y la siguen las compañías mineras metálicas y no metálicas, Teck Quebrada Blanca, SOQUIMICH, COSAYACH, BHP Cerro Colorado y Doña Inés de Collahuasi.

Existen algunos trabajos hechos en la Pampa que han intentado calcular el balance hídrico del acuífero, y le atribuyen recargas entre 880 y 1265 l/s. Por otro lado, le otorgan

una descarga entre 1692 - 2846 l/s (JICA, 1995; DICTUC 2006b). Como indica el balance, el futuro del acuífero no se ve muy alentador.

Existe además otro sistema hidrológico formado por las precipitaciones en las cuencas altiplánicas (sobre 3000 m s.n.m.), la extracción en estas, está asociado al uso industrial del agua (minería), en las que sí ha generado bastante información, pero privada. Por otro lado en los acuíferos de las cotas más bajas como el de la Pampa del Tamarugal, donde, los principales usuarios son privados, empresa sanitaria y agricultores, explotan las aguas de manera ininterrumpida desde antes de los 1900, con información insuficiente que permita un uso sustentable del acuífero.

La gestión no es el único problema del agua subterránea. Desde hace muchos años, en el norte del país, existen problemas de arsénico (As) y metales pesados en sus aguas, incluyendo a las aguas de la región de estudio. Por la ausencia de información y por el bien de los usuarios que consumen las aguas es necesario realizar una línea base de las concentraciones de As.

Por último es importante destacar que para el entendimiento de un sistema hidrogeológico, son necesarios varios estudios y modelos, los que incluyen tanto parámetros físicos como químicos. Realizar conclusiones sin un análisis completo, puede aumentar la probabilidad de cometer errores en las estimaciones y por ende en la gestión. Es por esto que se hace necesario generar nuevos estudios y con mayor continuidad, para poder validar hipótesis que contengan, por ejemplo, cambios en el tiempo en pos de gestionar el agua lo mejor posible para que sea sustentable en el tiempo.

1.2 Hipótesis

A pesar de la importancia del agua, en una zona árida en el norte de Chile. Aún no es posible comprender el funcionamiento y los procesos hidrogeoquímicos asociados al sistema de aguas subterráneas de la Pampa del Tamarugal.

1.3 Objetivo General

Caracterizar el comportamiento químico de las aguas subterráneas de la parte norte de la Pampa del Tamarugal, comprendidas entre la Quebrada (Qda) de Camiña, la Precordillera, el sector de Baquedano y la Cordillera de la Costa, en función de sus parámetros físico-químicos.

1.4 Objetivos Específicos

- Analizar la distribución, de la composición de las aguas subterráneas, mediante el análisis de sus elementos mayores.
- Comprender los procesos asociados a la interacción agua roca y evaluar como modifican el contenido de las aguas.
- Medir la calidad de las aguas en relación a la normativa legal vigente.

1.5 Localización Geográfica

Con una extensión de más de 17000 km², a 39 km del límite de la costa, la planicie de la Pampa del Tamarugal está ubicada en la primera región de Tarapacá. Se puede llegar a la Pampa del Tamarugal desde la ciudad de Iquique, vía carretera hacia el oriente, un tramo aproximado de 30 km hasta el cruce con la ruta 5, ruta internacional que une el continente por el borde pacífico. Desde este cruce se llega al sector de Humberstone, hacia el norte a 5 km de Baquedano, y hacia el sur a 2 km de Pozo Almonte. Por la cantidad de muestras y por considerarse muy extenso el acuífero de la Pampa del Tamarugal, solo se analizará la parte norte (Figura 1-1). Esta se encuentra interrumpida por las qdas. de Camiña en una rama conocida como qda. de Tiliviche. Por el oeste se encuentra limitada por la Cordillera de la Costa. Por el sur (para este estudio) fue limitada por el sector de Baquedano. Mientras que por el este, el límite es la Precordillera y sus qdas.

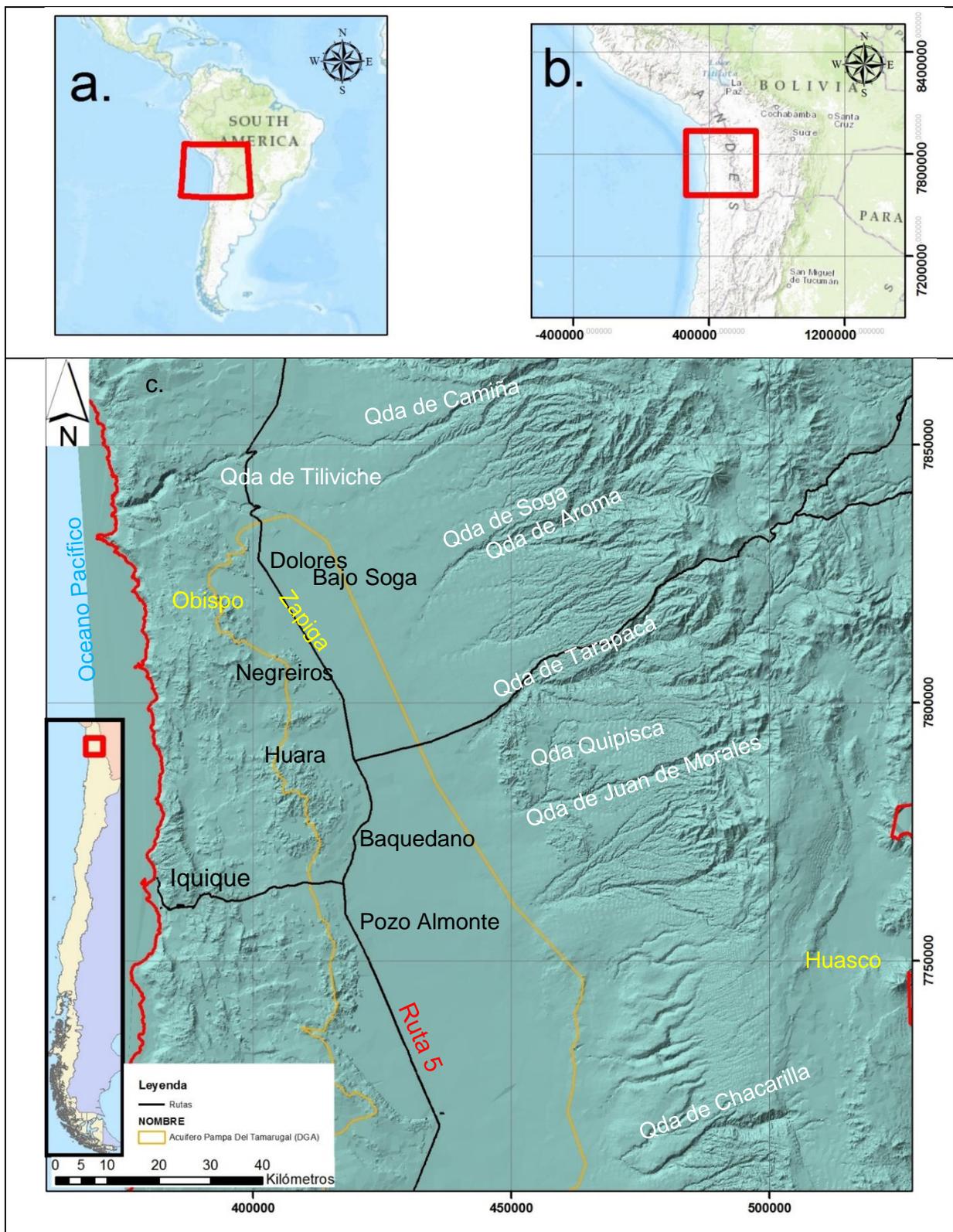


Figura 1-1 - Mapa de ubicación de la zona de estudio. a) Vista en relación con el continente, b) vista regional en relación con países vecinos, Perú, Bolivia y Argentina. c) Vista de la región de Tarapacá donde se ubica la Pampa del Tamarugal con sus principales qdas. (letras blancas), salares (letras amarillas), pueblos (letras negras) y carretera (letras rojas). Elaboración propia.

1.6 Clima

En la zona existen 3 tipos de clima: Desértico interior normal bajo los 1500 m s.n.m., desértico marginal de altura entre 1500-3500 m s.n.m. y estepa de altura sobre 3500 m s.n.m.

Según datos medidos por la DGA, fue posible obtener una medida promedio anual de precipitación dependiendo de la altura.

En el clima de tipo desértico interior normal dominante en la Pampa del Tamarugal las precipitaciones son escasas, llegando a tener una media anual menor a 2 mm/año, y temperaturas en promedio de 18 °C con fuertes caídas entre día y noche.

El clima de tipo desértico marginal presenta una variación en las precipitaciones, ocurriendo medias anuales entre 20-40 mm/año. Estos climas dominan en las cuencas hidrográficas en estudio.

Por último sobre los 3500-4000 m s.n.m. es el lugar donde ocurre la mayor cantidad de precipitaciones en la región con medias anuales superiores a 100 mm/año y una temperatura promedio de 10 °C. Este clima que domina en las alturas corresponde a la mayor recarga de las cuencas hidrográficas, y, es específicamente en los meses de diciembre, enero, febrero y marzo que ocurren las precipitaciones más altas de nubes provenientes del atlántico, dándole nombre a uno de los fenómenos hídricos más importantes de la región, el invierno altiplánico; durante estos meses cae más o menos el 80 % de la precipitación anual (>300 mm/año) (Fuenzalida y Rutllant, 1987; Aceituno, 1988). Estas nubes vienen de un desarrollo de nubosidad convectiva en la parte sur de la cuenca amazónica y sobre el altiplano, durante el verano, condiciona el establecimiento de una circulación anticiclónica en la tropósfera superior, alrededor de un centro de alta presión denominado alta de Bolivia (Gutman y Scherdtfeger, 1965; Virji 1981) cuyo centro se localiza sobre el territorio altiplánico.

La presión atmosférica en el Altiplano es un 40 % inferior que la presión atmosférica al nivel del mar. La densidad de aire también disminuye por efectos de la altura.

1.7 Vegetación

Se han identificado 4 formaciones vegetales en la región de estudio:

Estepa alto andina subdesértica: Formación vegetacional heterogénea, que se encuentra ubicada inmediatamente al sur del Altiplano, con lo cual comparte muchos de sus elementos florísticos y parcialmente su geomorfología de extensas mesetas, aunque aquí son frecuentes las formas montañosas. Las asociaciones más características son: Llairetilla- ojo de agua (*Pycnophyllum molle-oxalis exigua*); Tola-Lampayo (*Baccharis incarum-Lampaya medicinalis*); Paja iro – Pata de Pizaca (*Festuca Chysophylla –Fabiana bryoides*) (Gajardo, 1994).

Estepa arbustiva pre-altiplánica: Formación vegetacional que se ubica en los sectores montañosos de la Precordillera. Esta constituye un medio ambiente

esencialmente montañoso con gran diversidad de condiciones de hábitat, lo que se refleja en una fisionomía vegetal muy variada. Predominan en el paisaje arbustos bajos (tolares), pero también se encuentran interpenetrados elementos altiplánicos y desérticos, posible causa de la diversidad florística, donde son abundantes las especies endémicas. Las asociaciones más características, donde son abundantes las especies endémicas. Las asociaciones más características son: Queñoa – Checal (*Polylepsis besseri* – *Fabiana densa*) y Checal – Suico (*Fabiana densa* – *Tagetes multiflora*) (Gajardo, 1994).

Matorral desértico con suculentas columnares: Es la continuación de una formación vegetal que presenta un mayor desarrollo y riqueza florística en situaciones ecológicas correspondientes a regiones más nortinas, en especial el sur del Perú. La comunidad más típica para la cual se encuentra referencias es la siguiente: Candelabro (*Browningia candelaris*); verbena (*verbena gynobasis*) y ñahuilla- Pupuña (*Adesmia spinosissima* – *Balbisia stichkinii*) (Gajardo, 1994).

Arbustos de la Pampa del Tamarugal: la vegetación dominante corresponde al Tamarugo (*Prosopis Alba*, *Prosopis strombulifera* y *Prosopis burkati*), (Gajardo, 1994).

1.8 Metodología

1.8.1 Recopilación de datos históricos

La recopilación de estudios previos en la zona, ya estaba disponible en el Centro de Investigación y Desarrollo en Recursos Hídricos (CIDERH), ubicado en la ciudad de Iquique.

El paso siguiente consistió en la selección de trabajos destinados solo a química de aguas y/o relevantes para la presente investigación. Se estudió el número de pozos, los elementos analizados, lugares de interés y calidad de la información.

También se visitó el portal del Ministerio del Medio Ambiente en el cual se buscaron datos de parámetros físicos que pudieran encontrarse tanto como en una declaración ambiental como en un estudio de impacto ambiental.

Además se analizó por separado la geología existente en las cuencas que alimentan y almacenan las aguas subterráneas de la Pampa.

1.8.2 Campaña de muestreo

Se realizó junto con CIDERH, una campaña de muestreo de aguas subterráneas, durante los meses de diciembre de 2013 y marzo de 2014 en el área de estudio. Las muestras se recolectaron mediante un Bayler (ver Figura 1-2 a y b) y se enviaron a los laboratorios de la Dirección de Investigación y Tecnología de la Pontificia Universidad Católica de Chile (DICTUC) y al Laboratorio de Servicios Analíticos de la Universidad Católica del Norte (UCN-LSA). Los materiales usados en el muestreo son los siguientes:

- Sistema Bayler
- Cuerda
- Botellas de plástico de 1L (3 botellas por pozo)
- GPS
- Piezómetro (en algunos casos)
- Huincha



Figura 1-2 – Tipos de Bayler. a) Bayler sonda de metal. b) Bayler de plástico.

La metodología de muestreo fue la siguiente:

- Se ubica mediante GPS la posición exacta del pozo
- Se debe medir la altura entre el hito marcado en cada pozo y el GPS con una huincha, para luego de esto calcular la altura real ($\text{altura GPS} - \text{distancia entre hito y GPS}$). El Bayler, consiste en una herramienta, mediante la cual, se obtiene agua de pozos. Este consiste en un tubo con una salida doble de agua en su parte más baja y una esfera hueca dentro del cilindro. Al ser sumergido el cilindro en el agua subterránea, la pelota flota con el agua que entra, y cuando se recoge el cilindro, la pelota baja tapando el agujero de entrada de agua, obteniendo la muestra requerida. En esta primera etapa se tiene que ambientar tanto el Bayler como las botellas a utilizar con el agua del pozo, para eso se enjuaga el sistema y las botellas 3 veces.
- Se miden los parámetros in-situ temperatura, CE y pH. Se utiliza la herramienta multiparámetros WTW 340i.
- Luego, en la extracción siguiente de agua se llenan 3 botellas, 1 para aniones, otra para cationes y una tercera para titulación y cuantificación de carbonatos; todos previamente rotulados. Procurando que queden bien sellados, sin burbujas en su interior.
- Terminado el proceso de recolección se envían las muestras al laboratorio.

Los elementos mayores son una parte importante del trabajo, ya que, estos son los mayores constituyentes de las aguas subterráneas (Custodio y Llamas, 2001). Se encuentran en su mayoría en estado iónico y son los cationes: calcio (Ca^{2+}), magnesio (Mg^{2+}), potasio (K^+) y sodio (Na^+); y los aniones: cloruro (Cl^-), sulfato (SO_4^{2-}) y bicarbonato (HCO_3^-). El caso del K^+ los carbonatos y el nitrato, pueden ser agregados en alguno de los grupos dependiendo el grado de implicancia que tenga en el total de iones disueltos (Custodio y Llamas, 2001).

Los elementos menores son aquellos que se encuentran habitualmente formando menos del 1 % del contenido iónico total (Custodio y Llamas, 2001). Dentro de estos elementos medidos está el hierro (Fe, total), manganeso (Mn, total) y nitrato (NO_3^-). En el caso del Fe y el Mn, estos fueron seleccionados por su relación con el elemento As; y finalmente el NO_3^- , primero por ser peligroso para la salud y por encontrarse en gran cantidad en los suelos de la Depresión Central (Ericksen, 1983).

Finalmente el ion metálico As fue medido por presentar casos de contaminación en otras aguas superficiales de la región como es el caso de las aguas del valle de Lluta, Azapa, Qda. de Camarones, Chiza y Camiña, más al norte de la zona de estudio (JICA, 1995).

1.8.3 Análisis de datos

- Balance Iónico

El criterio para el análisis de los datos, relacionado a la calidad de la información, corresponde al balance electrónico. Este criterio utiliza y asume el concepto de electroneutralidad, en el cual, se considera a las aguas de los pozos como soluciones no cargadas eléctricamente, esto significa que los iones se encuentran en equilibrio formando complejos en la misma cantidad que los iones de carga opuesta. Por lo tanto, el método mide porcentualmente que tan alejada esta la muestra de la neutralidad.

$$\text{Balance electrónico (E.B., \%)} = \frac{\sum \text{Cationes} - \sum \text{Aniones}}{\sum \text{Cationes} + \sum \text{Aniones}} \times 100$$

Para efectos de este trabajo solo se consideraron los valores de balance iónico entre mayores o iguales a -5 % y menores o igual a 5 %. El resto se descartó debido a una posible sobreestimación o subestimación en la concentración de los iones.

- Clasificación de las aguas

Se clasificaron las aguas en base a su salinidad y su concentración en elementos mayores. Se analizó su distribución, concentración y relación con los otros elementos. Se intentó relacionarlas con las aguas superficiales, de acuerdo a su distribución espacial y

contexto geológico. Se utilizó el criterio de Cherbotarev (1955) para el cambio en el contenido de las aguas. Los análisis realizados fueron los siguientes:

- Diagramas bidimensionales de dispersión: Se realizaron gráficos de dispersión y líneas, para comparar los contenidos de los elementos. Estos fueron creados en el software Excel® de Microsoft. Todas las concentraciones fueron comparadas con la concentración del elemento Cl⁻. Este anión presenta condiciones que favorecen para comparar con las concentraciones de otros elementos, ya que se considera un elemento conservativo. El Cl⁻, al incorporarse al fluido no modifica su concentración. Es una sal muy soluble, estable en disolución y muy difícilmente precipitable, no se oxida ni se reduce en aguas naturales. En general va asociado al ion Na⁺, en especial en aguas muy salinas aunque puedan diferir de su número de miliequivalentes (Custodio y Llamas, 2001).
- Se analizaron los ratios rNa/rCl, rNa/rK, rNa/rCa, rMg/rCa, rHCO₃/rCl y rSO₄/rCl, y fueron relacionados con valores medidos con anterioridad en el acuífero, para comparar contenidos.
- Se utilizó el la normativa chilena vigente de calidad de aguas dependiendo del uso, específicamente agua para consumo humano o potable (NCh409 – 2004) y agua para riego (NCh1333 – 1978).
- Se generaron diagramas de elementos mayores para evaluar y establecer los procesos físico-químicos de las aguas. El diagrama de Piper puede graficar todos los elementos mayores en un diamante, que resulta de la proyección del contenido iónico representado en cada línea de 2 diagramas triangulares, uno para cationes y otro para aniones. Los diagramas fueron realizados en el software Aquachem® 2011 de Schlumberger.
- Se hicieron mapas de isocontenidos, con el fin de poder observar el comportamiento espacial de los elementos en el agua subterránea y poder asociarlo con procesos hidrogeoquímicos. La modelación fue realizada en el software Surfer®, a través de aproximación esférica, tipo Kriging (tipo de aproximación usada por el software) y quitando todo tipo de tendencia para evitar sesgo. La aproximación esférica se asume de inferir que la influencia del agua se comporta como una esfera influenciada por la gravedad bajo la superficie.
- Finalmente se hicieron simulaciones químicas por pozos, bajo condiciones variables, para determinar: (1) índice de saturación (IS) para conocer el grado de saturación del agua con respecto a ciertos minerales y (2) mezcla de aguas. La modelación se ha llevado a cabo en el software PHREEQC® 2014 de la USGS, con la base de datos Pitzer¹. Para comprender como se calcula el IS ver Apéndice 10 A.

¹ Corresponde a una base de datos distribuida junto al software PHREEQC.

1.9 Antecedentes Hidroquímicos e hidrogeoquímicos

Los estudios realizados anteriormente en la zona se concentran principalmente en la cuenca de Tarapacá, seguido de la cuenca de Aroma. En los estudios se analizaron el comportamiento de las aguas superficiales de los ríos Aroma y Tarapacá, midiendo contenido iónico de elementos mayores e isotopos; y algunas muestras de aguas subterráneas de la Pampa del Tamarugal.

Los estudios considerados, tanto por su calidad de datos como por las interpretaciones fueron los realizados por Castillo (1960), Suzuki *et al.*, (1979), Magaritz, (1985), Magaritz *et al.*, (1989), JICA (1995), Ansón *et al.*, (2012) y Acosta *et al.*, (2013).

1.9.1 Físico-química de Aguas superficiales.

De estudios anteriores existen 2 etapas importantes en el aumento de la concentración de las aguas desde las precipitaciones: (1) una primera fase donde se disuelven parcialmente los elementos más solubles, Ca^{2+} , Fe, Mg^{2+} , Na^+ y K^+ , con formación de carbonatos y liberación de sílice coloidal. Por un lado en la zona no saturada, las aguas de lluvia caen sobre superficies de rocas y suelos, y pasan a ocupar cavidades y poros. Estas aguas contienen oxígeno y anhídrido carbónico disuelto, en mayor proporción que la normal, lo que le da mayor capacidad de disolver los minerales de la zona superficial; un poco más abajo la capacidad comienza a desaparecer por el consumo de los gases mencionados. Con el HCO_3^- obtenido de la atmosfera por las precipitaciones, en el proceso de infiltración, se forman carbonatos de hierro que son oxidados casi instantáneamente, formando un precipitado de hidróxido de hierro.; (2) y una segunda fase de este proceso está representado por una hidratación de los residuos no disueltos. El residuo de los feldespatos es transformado en caolín, los minerales magnesianos a talco o serpentina y el hierro a limonita (Castillo, 1960).

Todos los estudios destacan la salinidad de las aguas, según Magaritz, (1985) y Magaritz *et al.*, (1989) el *ratio* $r\text{Na}/r\text{Cl}$ en aguas de lluvia era cercano a 1, y los valores sobre 2 serían por interacción con rocas. Además en todas las cuencas medidas, las aguas de río mostraron una salinidad que se incrementa con la dirección del flujo. Para Aroma y Coscaya (río Tarapacá). Esto podría haber sido causado por evaporación (Magaritz, 1985; y Magaritz *et al.*, 1989).

Durante las inundaciones (aluviones) en las qdas., según mediciones anteriores destacan la disminución de la CE y el aumento del *ratio* $r\text{Na}/r\text{Cl}$ y $r\text{SO}_4/r\text{Cl}$ (Magaritz, 1985).

Similar a lo ocurrido en los manantiales, las concentraciones de aguas de río indicaron valores mayores a 1, del *ratio* $r\text{SO}_4/r\text{Cl}$ (Magaritz, 1985 y Magaritz *et al.*, 1989).

Los *ratios* de rNa/rK fueron usados para medir de estas aguas mostraron valores entre 10 y 17 en ríos, lo que revela un corto tiempo de interacción con las rocas volcánicas (Magaritz, 1985 y Magaritz *et al.*, 1989).

Existen 2 hechos que afectan la salinidad de las aguas en las cuencas hidrográficas, la evaporación que toma lugar en el curso de los ríos y la sal que es lavada desde el lecho del río (Magaritz, 1985; y Magaritz *et al.*, 1989).

Según Ansón *et al.*, (2012) se plantea que el cambio del contenido está directamente relacionado al tiempo de interacción y el largo camino que el agua debe recorrer desde su punto de infiltración hasta llegar a la Pampa, en cuyo trayecto el contenido de sales aumenta.

En cuanto a la evaporación, en una estación de Cerro Colorado se han medido evaporaciones de 2500 mm/año².

1.9.2 Físico-química de Aguas subterráneas

Las aguas presentan dominio de Cl⁻ y SO₄²⁻ y Na⁺ y K⁺ por sobre HCO₃⁻ y Ca²⁺ y Mg²⁺, así como también los altos valores de Na⁺ que es mucho mayor que la suma de Ca²⁺ y Mg²⁺ (Castillo, 1960).

La salinidad está relacionada a disolución de evaporita mineral encontrada en la secuencia sedimentaria y la evaporación en las zonas de recarga (Magaritz, 1985). A su vez rNa/rK vs ¹⁴C aumenta con la edad debido a la disolución de plagioclasas, formación de arcillas o probablemente feldespatos potásico (Magaritz, 1985; y Magaritz *et al.*, 1989).

Las aguas fueron definidas como salinas y con un aumento de sales hacia el oeste (Castillo, 1960; Suzuki *et al.*, 1979, Magaritz, 1985; Magaritz *et al.*, 1989; JICA, 1995; Ansón *et al.*, 2012; y Acosta, 2013).

La evaporación desde niveles subterráneos podría ser un factor de influencia en la concentración. Se han medido valores de evaporación que bordean los 9 mm/día en superficie. En cuando a la profundidad, se ha estimado que la evaporación varía exponencialmente con la profundidad, donde en el caso de tener litología de areniscas se midieron niveles donde ocurría evaporación a 6 m bajo la superficie y en el caso de litología de arcillas, la evaporación era un poco más somera, cerca de 1.5 m bajo la superficie (DICTUC, 2007).

1.9.3 Calidad del Agua

La calidad de aguas para riego y agua potable ha sido determinada por la salinidad. La variabilidad en la calidad depende en parte de su recorrido como escorrentía

² BHP Billiton, Cerro Colorado.

superficial hasta formar parte de las aguas subterráneas. De esta forma las aguas fueron clasificadas como aguas salinas y con riesgo en riego y consumo (Castillo, 1960).

En cuanto a la dureza del agua, en la zona norte la dureza total comprendida se midió entre 200 y 1000 mg/l. además de analizar que la salinidad es mucho mayor bordeando la Cordillera de la Costa (Castillo 1960).

1.9.4 Isótopos³

Suzuki *et al.*, (1979), Magaritz, (1985) y Magaritz *et al.*, (1989) midieron isotopos estables $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$ y ^{14}C . Fueron analizadas aguas provenientes de las qdas. de Aroma, Tarapacá, Juan de Morales, Pica y Chacarilla. Los *ratios* de isotopos $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^2\text{D}/^1\text{H}$ y $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ fueron reportados con respecto a los estándar SMOW y PDB en la notación convencional δ (‰). Para aguas de ríos y vertientes de altura, se encontró un amplio rango pero sobre 8‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y 60‰ para $\delta^2\text{H}$. Los ríos presentaron un claro enriquecimiento isotópico a lo largo de su recorrido, excepto en el río Tarapacá, donde el enriquecimiento isotópico es observado en una línea paralela a la línea meteórica de aguas (SMOW).

En base a estos, se definieron dos grandes categorías para las vertientes: (A) empobrecidos en ^{18}O , que incluyen los manantiales del Altiplano y Miraflores; esta última es parte del sistema de manantiales de la zona de Pica; y (B) los enriquecidos en ^{18}O , o manantiales de baja altitud, aquí se incluyen las aguas subterráneas de la Pampa. De estos, el grupo A incluye manantiales con concentraciones de tritio sobre las 2 TU⁴ y concentraciones de ^{14}C sobre 100 PMC⁵, esto lo asocian con aguas recientemente infiltradas. Por el otro lado el grupo B se caracteriza por ausencia de tritio y bajo contenido de C^{14} asignándole edades aproximadas de 5000 años, además que el enriquecimiento en ^{18}O y ^2H es atribuido a la evaporación (Magaritz, 1985; Magaritz *et al.*, 1989).

La precipitación fue caracterizada por un *exceso de deuterio d* entre 10-13, mientras que las vertientes presentaron valores de *d* menores a 6. Una disminución en el parámetro *d* es una expresión de evaporación (Gat, 1981). Esto indica que las aguas de vertientes representan agua meteórica evaporada.

Las diferencias en contenidos de isotopos entre vertientes de mayor altura y más baja, las calificaron como diferencia de altura donde ocurrían las precipitaciones, superiores a 2000 m s.n.m. y la forma (nieve o agua).

En altas elevaciones (3600 – 4100 m s.n.m) se registraron aguas más enriquecidas en isotopos pesados comparado a las lluvias que recargan en esa altitud. Comparando con líneas de aguas meteóricas los autores encontraron que la carga isotópica de las aguas

³ Una pequeña reseña de isotopos se puede ver en 10 Apéndice B.

⁴ $TU = \frac{T}{H} * 10^{-18}$, donde T es la concentración atómica de tritio, H es la concentración de hidrógeno.

⁵ Porcentaje de Carbono Moderno (PMC) con respecto a 0,95 de actividad de ácido oxálico NBS.

de los cauces correspondía a la carga isotópica de nubes que traen agua desde el Amazonas, esto, por compararla con líneas de aguas del atlántico (Suzuki *et al.*, 1979; Magaritz, 1985 y Magaritz *et al.*, 1989).

1.9.5 Actualidad de la situación de la Pampa del Tamarugal

Hoy en día, existe 1 estación de monitoreo de calidad de aguas controlado por la DGA. Sin embargo desde el año 2006 se dejó de medir el anión HCO_3^- . Esto afecta en los análisis por qué se necesita el anión para poder establecer el balance iónico, su clasificación y medir de alguna forma la calidad de la información.

Altos valores de As se siguen registrando en las aguas de la Pampa del tamarugal⁶.

La ausencia de estaciones atmosféricas en la cuenca hidrográfica de Aroma, es un tema en discusión, ya que las estimaciones de precipitaciones hoy en día se están realizando con las estaciones de Camiña, Colchane y algunas de Tarapacá. Esta ausencia de información de precipitaciones no es favorable para el cálculo de la recarga, ya que se podría estar estimando mal el valor, afectando el resultado del balance.

El último estudio de calidad de aguas subterráneas realizado en la región fue el de Acosta (2013), sin embargo, éste no presentó muestreo en la zona seleccionada para este estudio.

⁶ El último caso registrado fue en el poblado de La Tirana el año 2014, un poco mas al sur de la zona de estudio.

2 Antecedentes geológicos

2.1 Evolución geodinámica

La evolución del norte de Chile está marcada por el alzamiento de más de 3000 m de los Andes y el Altiplano (Gregory-Wodzicki, 2000; Farías *et al.*, 2003; Jordan *et al.*, 2010; Nester y Jordan, 2012). Esto fue posible debido a la subducción que afecta la costa occidental del continente que ha presentado diferentes fases dejando como resultado la creación de mega unidades morfológicas como lo es la planicie más alta del mundo, el Altiplano, originado en un contexto de subducción no colisional (Isacks, 1988; Jordan, 1983).

Posterior al Carbonífero comienza la etapa denominada Pre Andino. Este ciclo guarda registro del ensamblaje final de Gondwana asociada a la detención parcial o disminución de la subducción. Esta detención habría favorecido la acumulación de calor en el manto superior, ayudando a la fusión de la corteza inferior, produciendo enormes volúmenes de magma a lo largo de la Cordillera de la Costa y la Cordillera de los Andes. Como consecuencia de esto último se produjo una deformación cortical y extensión en las partes frágiles de la corteza superior. Las características principales estuvieron dadas por, la generación de cuencas de extensión NNW – SSE (Charrier *et al.*, 2007) y actividad magmática silícea.

El ciclo Andino que comienza en el Jurásico inferior está marcado por el desmembramiento del megacontinente Gondwana y la deriva continental de América del Sur. Se reanuda la subducción en un margen activo al oeste de éste, generando un arco magmático andino casi ininterrumpido que dura hasta el día de hoy. Las principales características de este periodo corresponden a ciclos de transgresión y regresión marina que marcan 3 subetapas y la intercalación de fuertes pulsos compresivos (fases Peruana, K-T, Incaica y Quechua) donde el último es la presente configuración de los Andes Centrales (Steinmann 1929; Charrier y Vicente, 1972; Aubouin *et al.*, 1973; Vicente *et al.*, 1973; Charrier y Malumian, 1975; Makshev, 1978; Reutter, 2001; Cornejo *et al.*, 2003).

Durante el Eoceno medio – Eoceno superior (~45 Ma), la subducción se tornó menos oblicua y aumentaron fuertemente las tasas de convergencia entre las placas Farallón y Sudamericana. Este pulso compresivo, denominado Fase Incaica, tuvo por consecuencia la generación de la Cordillera Incaica. Posteriormente, entre el Eoceno superior y el Oligoceno medio, la subducción de placas aminora su tasa de convergencia y la placa oceánica se reacomoda para pasar a estar de oblicua a casi ortogonal al continente retomando el régimen transtensional (Pilger, 1984; Pardo-Casas y Molnar, 1987). Estas modificaciones se ven reflejadas en la configuración morfológica por el alzamiento, la inversión y deformación compresional, transcurrente y sincrónicamente extensional, erosionando la Cordillera Incaica, lo que genera una primera etapa de sedimentación, con el depósito del miembro Inferior de la Formación Azapa (García *et al.*, 2002).

Aproximadamente en los 26 Ma, se separa la Placas Farallón en las Placas de Nazca y Cocos. La primera de ellas adquiere un vector casi ortogonal al margen del continente

y aumenta fuertemente su tasa de convergencia (Pilger, 1984; Pardo-Casas y Molnar, 1987; Yañez *et al.*, 2002).

Entre el Oligoceno tardío y Mioceno temprano, el régimen tectónico vuelve a ser fuertemente compresivo, y se reactivan las estructuras de la Cordillera Incaica, dando origen al Cordón Chapiquiña-Belén (Fase Quechua I). Coetáneo al alzamiento de este cordón (que se había prolongado durante el resto del Mioceno), sobrevino un proceso de depósito sintectónico de ignimbritas y conglomerados, agrupados en las formaciones Oxaya y El Diablo (Farías *et al.*, 2003).

Posterior a los ~10 Ma, producto de un flujo Este – Oeste de material dúctil de la corteza inferior, se habría activado el Sistema de Fallas Este (o East Thrust System, ETS), generando un basculamiento del antearco hacia el oeste de ~1°, lo que habría constituido el último evento de alzamiento del Altiplano (alzándolo entre 500 a 1400 m). Este último alzamiento fue el que provocó el desequilibrio geomorfológico, otorgándole al relieve su morfología actual (Farías *et al.*, 2005, Nester y Jordan, 2012). La Depresión Central presenta ambientes lacustres que quedaron registrados como abundantes capas de diatomeas, fangolitas y habrían estado en lo que hoy son las áreas de salares (Nester *et al.*, 2007; Nester y Jordan, 2012).

2.2 Marco Geomorfológico Regional

La geomorfología de la región está marcada por el alzamiento regional debido a la tectónica y el desarrollo de unidades morfoestructurales paralelas a la fosa ,generada por la subducción entre las placas oceánicas y latinoamericana continental, con alturas que van hasta los casi 6000 m s.n.m. (Farías *et al.*, 2005; Nester y Jordan, 2012)

2.2.1 Unidades Morfoestructurales

La configuración macromorfológica hoy en día está definida de oeste a este como: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Precordillera y Altiplano (Figura 2-1).

Cordillera de la Costa: presenta una extensión de más de 1000 m s.n.m. entre los 18°S y los 28°S, una altura promedio de 1500 m s.n.m. y máxima de 2700 m s.n.m. con una disposición aproximada norte sur. Por el flanco oeste se expone un acantilado de entre 1000 m s.n.m. hasta 2000 m s.n.m. (Mortimer y Saric, 1975). Presenta estructuras del tipo falla normal, caracterizadas como la Zona de Fallas de Atacama (AZF). Por el contrario, el flanco este es menos abrupto y mucho más suave, engranando a la Depresión Central por medio de depósitos coluviales y aluviales. En la región cubre un área de 8035 km².

Depresión Central: en el norte de Chile se ubica entre los 18° y 23°, con una superficie suave y plana con una altura promedio de 1500 m s.n.m. Esta superficie plana es el techo de una cuenca sedimentaria y presenta un registro geológico con depósitos desde el Jurásico en adelante, compuesto de tobas riolíticas y depósitos sedimentarios continentales con potencias superiores a 1000 m. Es conocida como Pampa del Tamarugal y alcanza un área cercana a 20254 km².

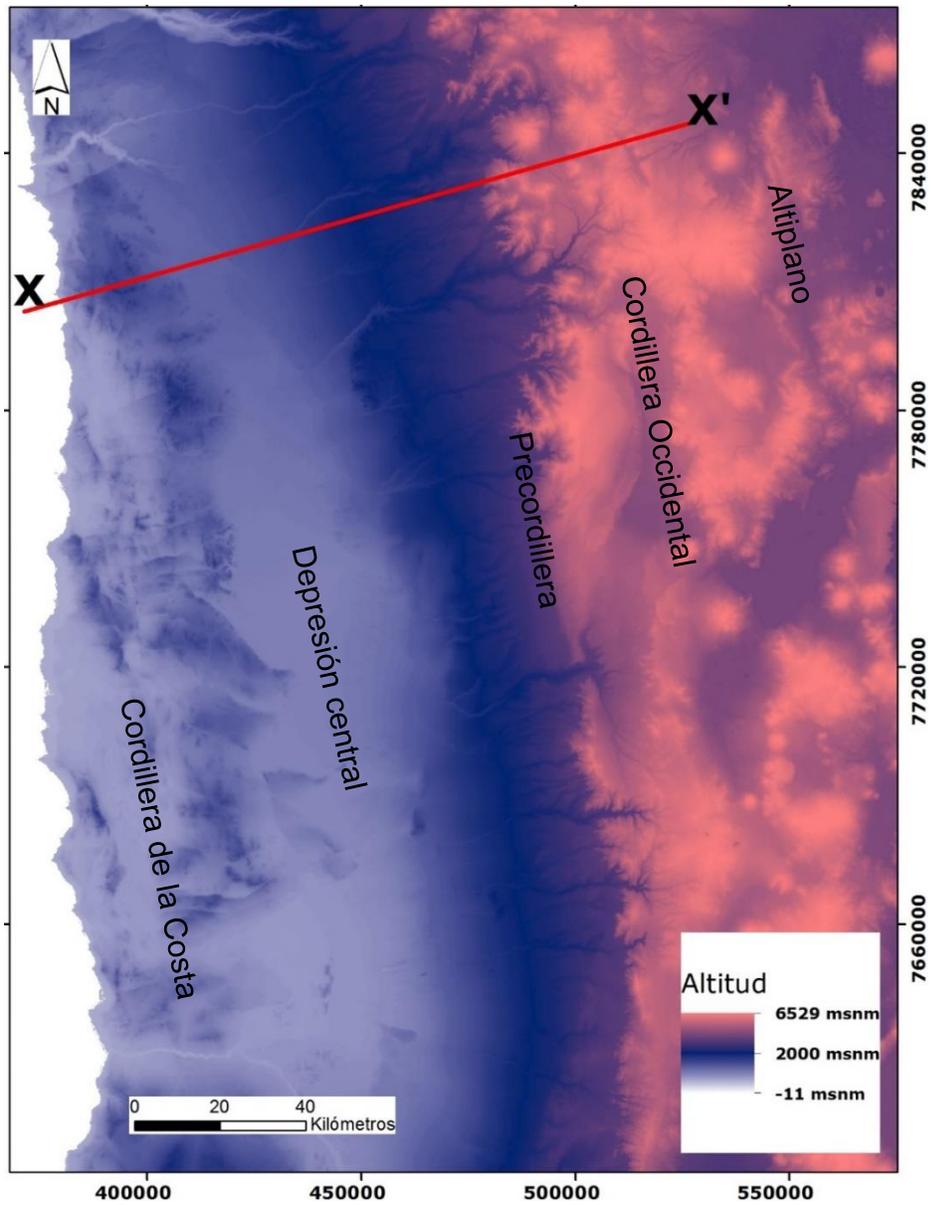
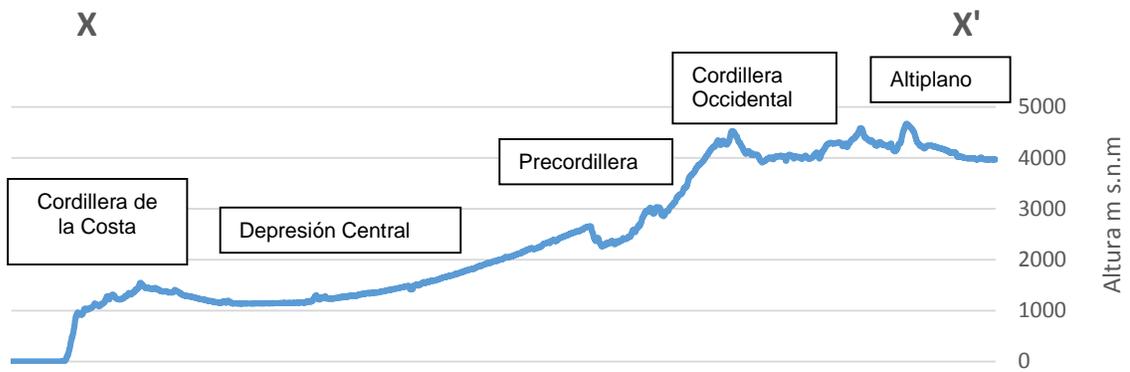


Figura 2-1- Modelo digital de altura de la región. En la parte inferior se ve un perfil topográfico que cruza la región con las principales unidades morfoestructurales. Elaboración propia.

La cuenca sedimentaria de la Pampa del Tamarugal corresponde al tipo endorreica que alberga más de 700 m de material continental proveniente de la Cordillera, Precordillera y en mucha menor medida de la Cordillera de la Costa. Según estudios esta cuenca presenta alzamiento sintectónico en su zona este y está asociado con las fases tectónicas que alzaron la Cordillera de los Andes (Pinto, 1999; Farías *et al.*, 2002; Farías *et al.*, 2003; Jordan, 1983; Jordan *et al.*, 2010; Nester y Jordan 2012). En la Figura 2-2 se puede ver un modelo teórico del relleno de la cuenca.

El principal mecanismo de transporte de material corresponde al fluvial, seguido del aluvial y finalmente el eólico. Existe escorrentía en las cuencas hidrográficas y en tres de ellas sería permanente durante el año: río Aroma, río Tarapacá y río Chacarilla. Además durante los años de lluvias extremas se desarrollan flujos aluviales o inundaciones. Estos vendrían a ser el mecanismo de transporte de sedimentos de mayor energía para la deposición de la cuenca de la Pampa del Tamarugal, y modelan la cobertura de la cuenca en forma de abanicos; los más importantes para este estudio son los abanicos Aroma y Tarapacá.

En la Figura 2-3, se puede ver una secuencia de tiempo de como el transporte fluvial fue rellenando la cuenca.

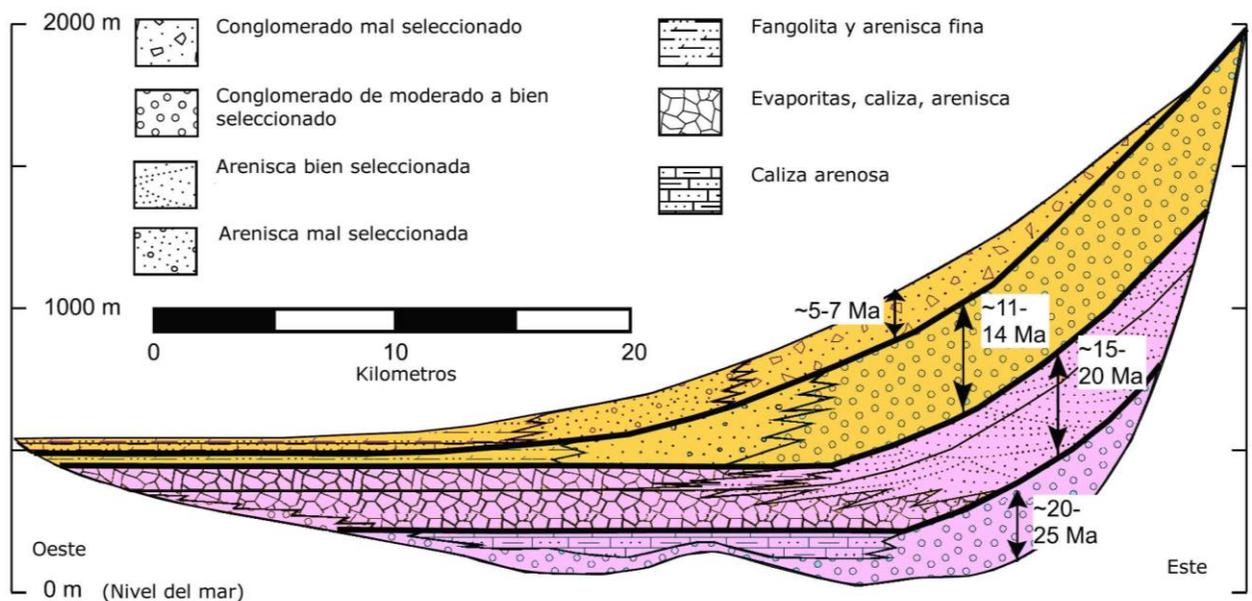


Figura 2-2 - Modelo teórico del relleno de la cuenca sedimentaria de la Pampa del Tamarugal. Modificado de Nester y Jordan (2012).

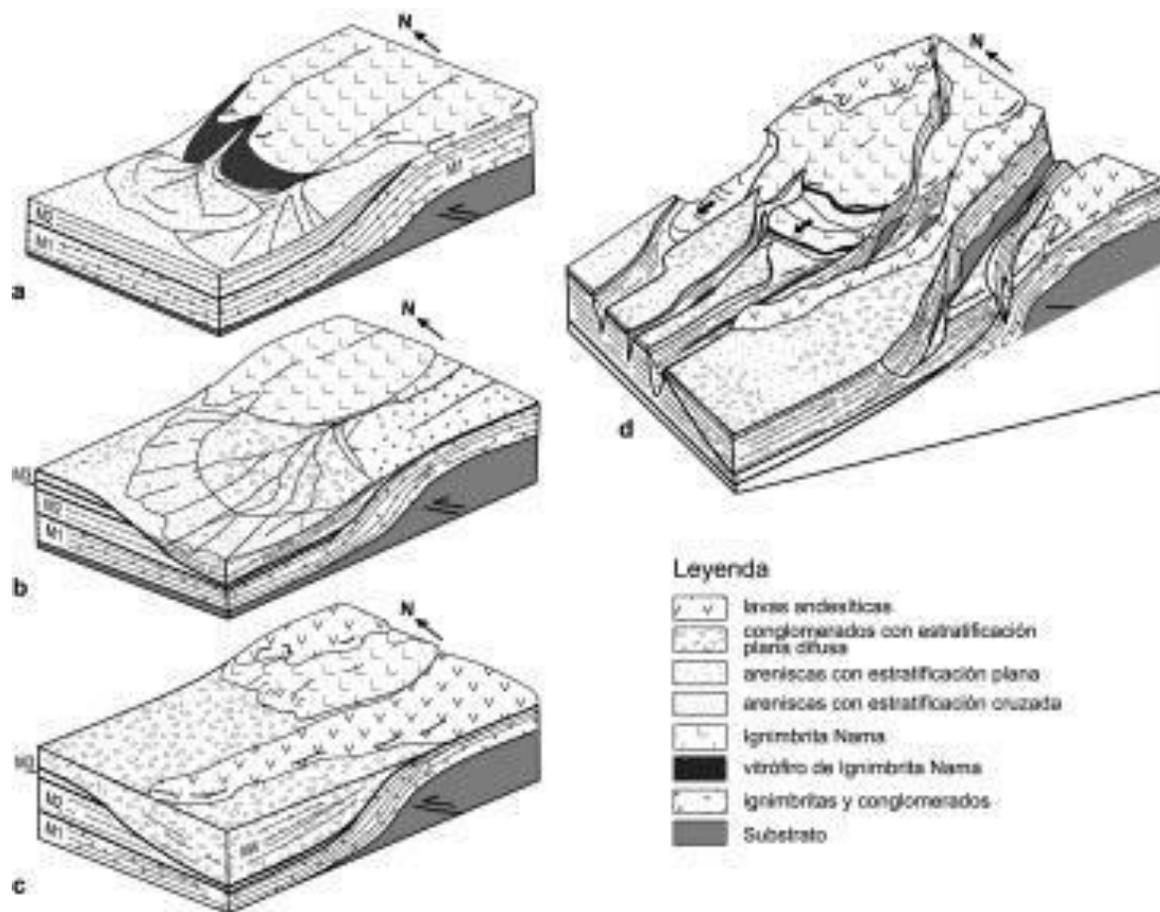


Figura 2-3 - Modelo teórico de los mecanismos y etapas de relleno de la cuenca sedimentaria de la Pampa del Tamarugal. a) Abanicos rellenan la Pampa con material volcánico continental, b) diferentes etapas fluviales rellenan y erosionan antiguos niveles, c) nueva actividad volcánica cubre el paisaje; y d) paisaje y nivel de erosión actual. (Pinto, 1999).

Precordillera: compone una prominente morfoestructura positiva que alcanza altitudes entre 3500 y 4500 m s.n.m. Ésta forma el piedemonte de la Cordillera Occidental con un área de 6041 km² (En la zona de estudio). Se encuentra cubierta por ignimbritas del Mioceno, las que son afectadas por pliegues monocinales con vergencia hacia el oeste. En la zona de estudio se pueden distinguir rocas del Paleozoico en adelante cubiertas por unidades del Jurásico que se encuentran plegadas. Las unidades del Jurásico a su vez están cubiertas por las unidades del Cenozoico en discordancia angular. La parte más alta de la Precordillera está marcada por la actividad volcánica que desde el mioceno ha presentado actividad y a modelado el paisaje. Es en este lugar donde se ubican las qdas. que albergan a los ríos Aroma y Tarapacá. En general presenta actividad de fallas con vergencia oeste y dirección aproximada norte-sur, en 2 puntos importantes: en la zona del volcanismo y donde están las flexuras. En la zona de volcanismo existe además actividad geotermal, donde destaca el sector de Puchuldiza en el sector de cabecera del río Aroma.

Cordillera Occidental: esta unidad presenta un cordón volcánico del neógeno con elevaciones sobre los 5500 m s.n.m. Se considera el borde oeste del Altiplano boliviano que está entre 3800 – 4200 m s.n.m. Es un engrosamiento de la corteza continental y es la estructura de mayor altitud en la zona.

Altiplano: corresponde a una gran planicie con una altura superior a los 3800 m s.n.m. y se ubica al E de la Cordillera Occidental. Presenta de grandes extensiones y alberga las cuencas que descargan en dirección este desde la cordillera Occidental y el cordón volcánico.

2.2.2 Red de drenaje

La red de drenaje principal está separada en 2 grupos. Un primer grupo que corresponde a las redes de la Cordillera Occidental que se encuentra en altura (>3000 m s.n.m.). Estas están divididas en 2 direcciones, una dirección oeste que descarga hacia la Pampa del Tamarugal; y otra dirección este que descarga hacia el Altiplano.

Un segundo grupo corresponde a las direcciones que toman las redes que desembocan en la Pampa del Tamarugal. Éstas tienen una dirección preferente hacia el oeste, sin embargo, al llegar al nivel de la Pampa, bajo la cota 1500 m s.n.m. la mayoría de las redes a la altura de Negreiros-Huara se desvían hacia el S-SE y un pequeño grupo en la zona de Zapiga se desvía hacia el N-NE.

La red y sus principales direcciones de drenaje se puede ver en la Figura 2-4.

2.3 Marco Geológico Estructural

En la región se presentan estructuras en general con alineación aproximada N-S (ver Figura 2-5). Se reconoce un dominio estructural de primer orden en la zona de estudio: el sistema de fallas inversas oeste.

2.3.1 Sistema de Fallas Inversas Oeste

Desde la Depresión Central, acercándose a la zona de la Precordillera en las zonas de Qda de Soga y Aroma es posible reconocer la actividad de fallas inversas con vergencia oeste, orientación aproximada norte-sur formando pliegues monoclinales (flexuras). Estas estructuras, de segundo orden, modelan el paisaje del borde oeste del Altiplano (Mortimer y Saric, 1975; Naranjo y Paskoff, 1985; Muñoz y Sepúlveda, 1992; Muñoz y Charrier 1996; García, 1996a; García *et al.*, 1996b; Parraguez 1997; Riquelme, 1998; García *et al.*, 2002; García *et al.*, 2004; Victor y Oncken, 1999; Pinto, 1999; Charrier *et al.*, 1999; Farías *et al.*, 2003; Pinto *et al.*, 2004; Victor *et al.*, 2004; Farías *et al.*, 2005;

Houston, 2008). Trabajos de análisis sísmico revelaron estratos de crecimiento, por lo tanto, un desarrollo sin-tectónico de la sedimentación de la cuenca de la Depresión Central en este lugar. La actividad de esta estructura fue separada en cuatro tramos: entre los 26 – 16 Ma, 16 - 12 Ma, 12 – 8 Ma, 8 – 0 Ma, principalmente el Mioceno. Su actividad se relaciona a la actividad de la zona de Wadati-Benioff (Fariás *et al.*, 2005), y hoy en día se manifiesta en una leve inclinación del piedemonte de la Precordillera, posiblemente debido a la relajación posterior al alzamiento del Altiplano (Fariás *et al.*, 2005). Según trabajos de varios autores existirían diferentes regimenes estructurales entre el norte y el sur de las estructuras de la Cordillera de la Costa y las de la Precordillera (ver Figura 2-5). Estos regimenes estarían explicados en parte por la vergencia de la subducción (Scheuber *et al.*, 1994).

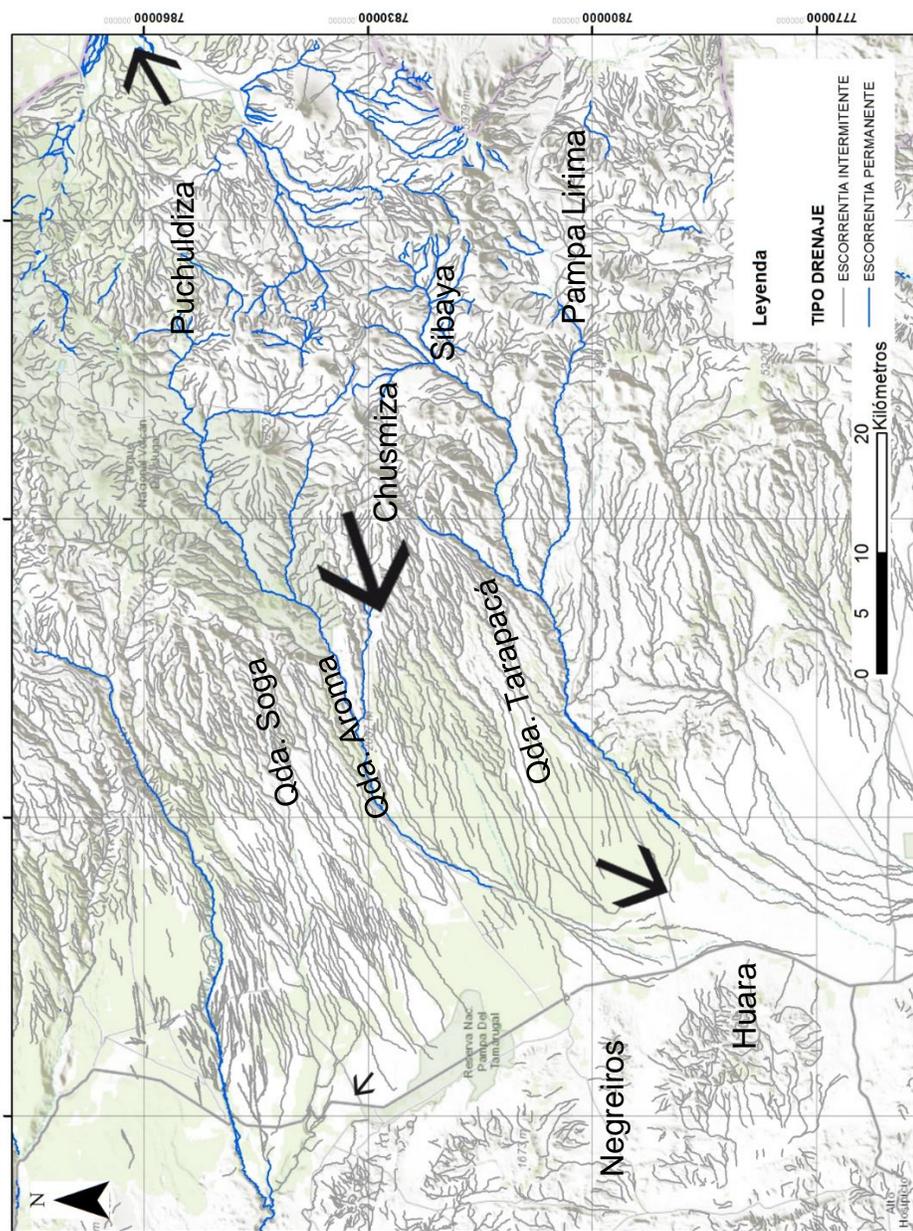


Figura 2-4 Redes de drenaje de la región de estudio. En gris las escorrentías intermitentes. En azul las escorrentías permanentes. Las flechas indican el sentido. Elaboración propia.

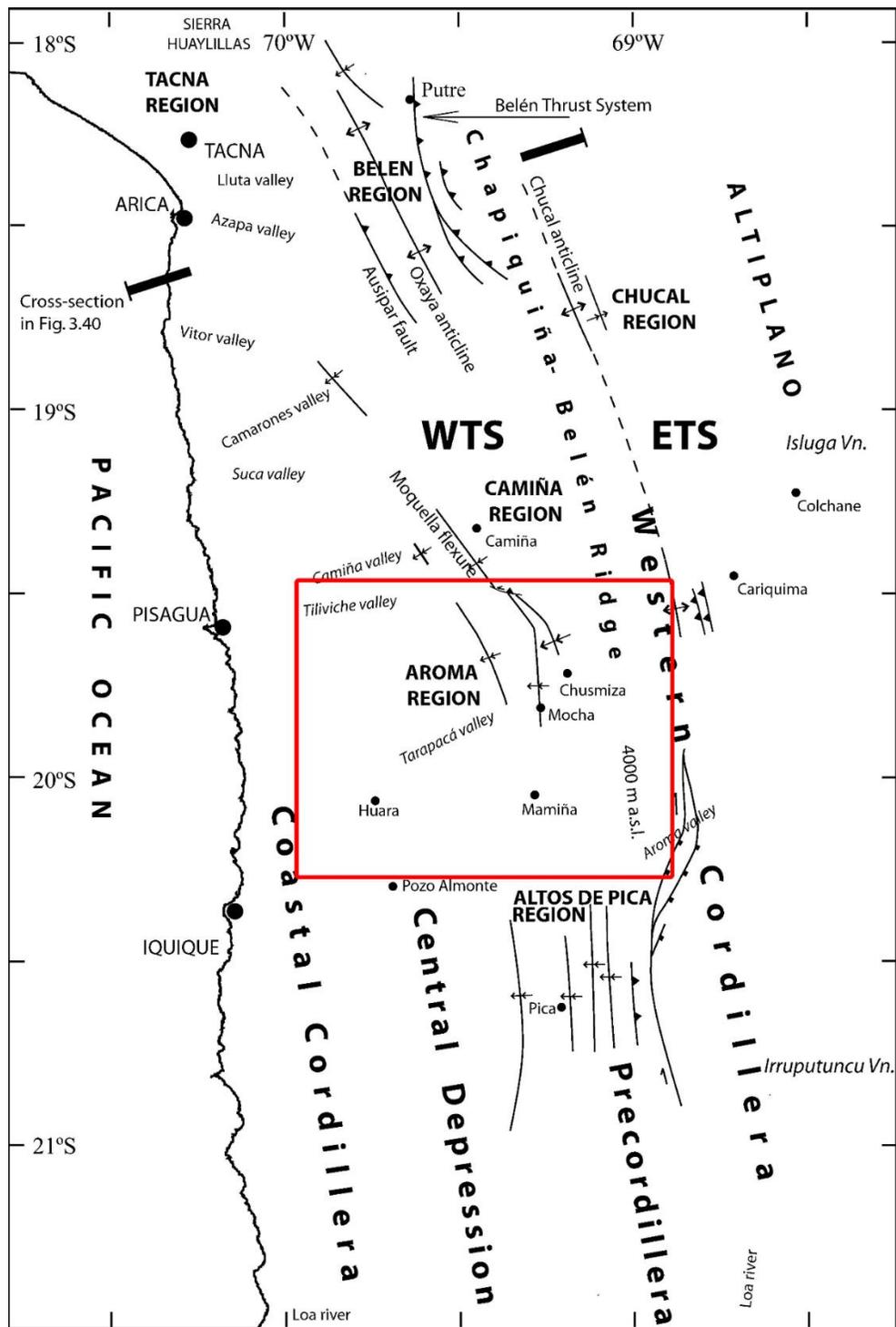


Figura 2-5 Contexto geológico estructural de la región. En rojo la zona de estudio. Modificado de Farías et al., (2005).

2.4 Marco Geológico Local

Las rocas que componen la Cordillera de la Costa son en su mayoría mesozoicas sedimentarias e ígneas intrusivas. En la región de estudio estas rocas se encuentran en el sector más hacia el oeste, limitando la Depresión Central, generalmente discordantes y cubiertas por depósitos coluviales, eólicos y/o salares. Estos últimos se encuentran interdigitando el relleno de la Depresión Central.

Avanzando por la Depresión Central se encuentra el piedemonte de la Precordillera, y a medida que se avanza hacia las qdas. La inclinación se hace mayor. Finalmente la inclinación se agudiza hasta finalizar en la Cordillera Occidental y finalmente el Altiplano, donde se encuentra el actual cordón volcánico.

La planicie de la Depresión Central se caracteriza por estar cubierta con depósitos sedimentarios continentales del cenozoico. Y su relleno estaría definido según el sector (ver Figura 2-6). A continuación la descripción de las principales litologías de la región junto con el mapa geológico de la zona (ver Figura 2-7) y 2 secciones transversales, de la región de estudio y de la Pampa del Tamarugal (ver Figura 2-8 a y b).

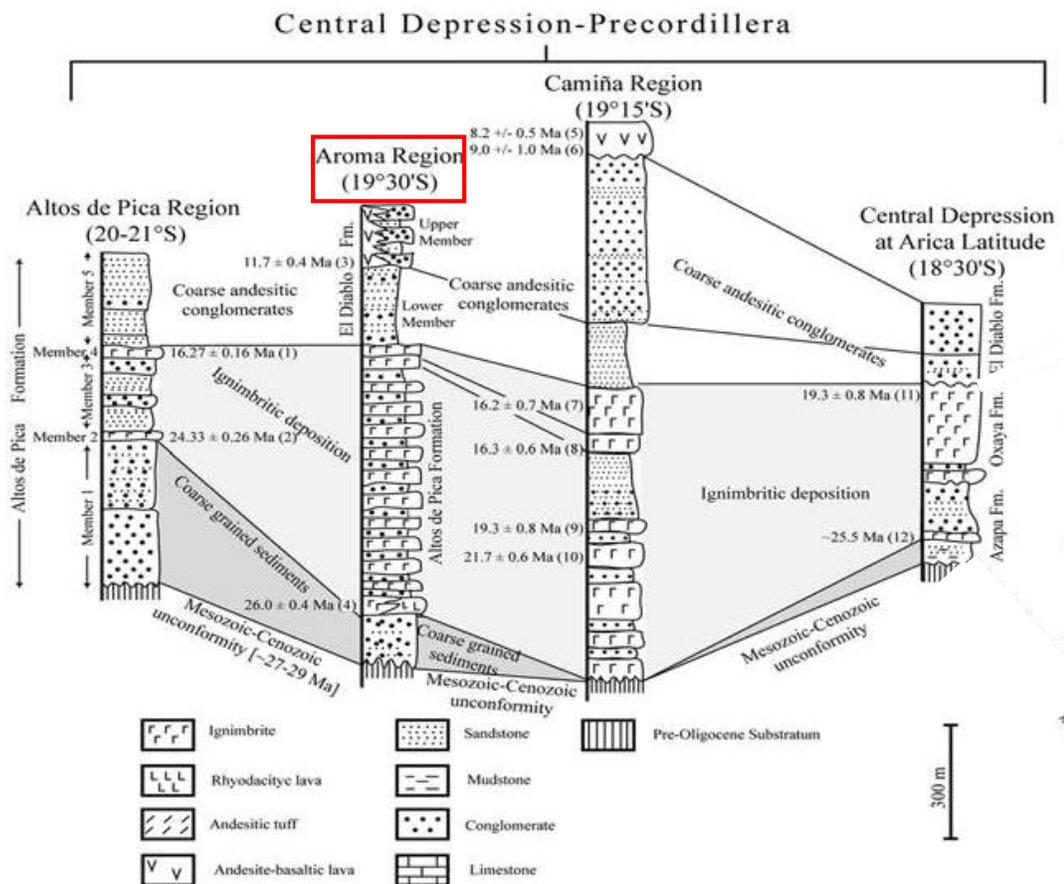


Figura 2-6 - Columnas tipo de la Pampa del Tamarugal, desde los 18°45'S hasta los 21°S. En rojo la zona de estudio, modificado de Farías et al., (2005).

Las formaciones geológicas en la zona de estudio son:

Fm. Qda. Aroma (Harambour, 1990) (Devónico – Silúrico) (OS1m)

La Fm. Qda. Aroma corresponde a 1000 a 1500 m de potencia de una secuencia rítmica de metarenitas y metalutitas. Esta unidad exhibe metamorfismo y deformación dúctil, con desarrollo local de milonitas adyacentes al plano de la flexura aroma. Esta unidad subyace en inconformidad a los depósitos mesozoicos.

Fm. Oficina Viz (Thomas, 1970; Silva 1977; Kossler 1998) (J3i)

Corresponde a secuencias de lavas basálticas porfídicas a lavas andesíticas. En la zona de estudio se encuentra intercalando a las secuencias sedimentarias de la Fm Agua Santa.

Fm. Agua Santa (Cecioni y García, 1960) (Js1m)

Esta Fm. Corresponde a calizas y areniscas. Está dividido en 2 miembros:

Miembro Inferior: corresponde a calizas con intercalación de areniscas.

Miembro Superior: corresponde a una secuencia granocreciente, con yeso macizo, calizas y limolitas, y subordinados paquetes de areniscas con intercalaciones de calizas. Estos depósitos se encuentran inclinados, con un leve manteo hacia el oeste y rumbo aparente norte – sur. Y solo se encuentran interrumpidos por cuerpos intrusivos y entradas de salares.

Fm. Duplijsa (Galli, 1968; Harambour 1990) (JK1)

La Fm. duplija corresponde a una secuencia sedimentaria que está definida por 100 m de calizas arenosas y areniscas calcáreas dispuestas en bancos de 20 – 30 cm.

Fm. Qda. Coscaya (Harambour, 1990) (Sinemuriano – Neocomiano) (Ji1m)

La Fm. Qda. Coscaya se define como una serie de rocas sedimentarias volcanoclásticas principalmente conglomerados mal seleccionados de rocas volcánicas intermedias - ácidas con una matriz arenosa-tobácea, y areniscas, localmente calcáreas con intercalación de areniscas marinas en la base. Esta sobreyace en discordancia angular a la Fm. Qda Aroma y subyace en inconformidad con unidades del Cenozoico.

Fm. Infiernillo (Harambour, 1990) (JK1m)

Corresponde a una unidad definida como más de 130m de rocas carbonatas y clástico carbonatadas, que corresponden a fangolitas calcáreas de color negro azulado con alteración pardo claro, dispuestas en bancos centimétricos, que hacia el techo gradan a calizas macizas.

Complejo Intrusivo Huara (Cecioni y García, 1960) (140 – 136 Ma) (JKg)

Granodioritas, dioritas, monzodioritas, granitos, tonalitas y pórfidos dacíticos, dioríticos y andesíticos. Ubicados intruyendo las unidades anteriormente mencionadas.

Fm. Chusmiza (Harambour, 1990) (Jurásico superior – Cretácico inferior) (Ks1c)

La Fm. Chusmiza se define como una serie de estratos de areniscas, conglomerados y tobas de colores pardos y verdosos que afloran en el sector oriental del área de estudio. Sobreyace en discordancia de erosión y en concordancia transicional al miembro superior de la Fm. Qda. Coscaya y en discordancia con la Fm. Noasa. Se presenta cubierto en discordancia angular por las lavas cenozoicas del volcán Tatajachura.

Fm. Noasa (Harambour, 1990) (Cretácico superior) (Ks2c)

La Fm. Noasa se define como una secuencia de areniscas cuarcíferas medias a gruesas. En la base de la secuencia se intercalan areniscas finas y fangolitas silíceas, y hacia el techo, calizas negras. El espesor expuesto es inferior a 350 m. Aflora en una franja longitudinal en la parte oriental de la zona de estudio. Su base no está expuesta. Subyace concordantemente a la Fm. Qda. Coscaya y en discordancia a la Fm. Chusmiza, con la cual también se encuentra en contacto por falla inversa.

Intrusivos de la Precordillera (Harambour, 1990) (KTg)

Rocas intrusivas presentes en la zona de estudio, según las edades K-Ar disponibles y las relaciones de contacto, van desde el Cretácico superior al Eoceno. Se componen de dioritas, tonalitas, granodioritas y granitos de grano grueso que intruyen a la secuencia paleozoica y mesozoica, así como también a rocas intrusivas hipabisales que afloran en las quebradas.

Fm. Oxaya (Galli, 1957; Galli y Dingman, 1962) (Oligoceno Superior – Mioceno inferior) (OM1c)

Secuencia de rocas sedimentarias y volcanoclásticas con una potencia promedio de 600 m. Su contenido corresponde a intercalación de ignimbritas y conglomerados volcanoclásticos continentales, con areniscas y limolitas intercaladas. Esta secuencia se encuentra cubierta en discordancia angular con las lavas de Sotoca, por el este, y subyace en paraconcordancia, y localmente en discordancia angular, a la Fm. El Diablo.

Secuencias y centros volcánicos intermedios a ácidos (Oligoceno – Mioceno) (Om3)

Se definen como lavas, brechas, domos y rocas piroclásticas andesíticos a riolíticos.

Secuencias volcánicas dacíticas a riolíticas (Oligoceno –Mioceno) (Om3t)

Se definen como rocas piroclásticas asociadas a calderas de colapso.

Complejos volcánicos erosionados (Lahsen, 1973) (Mioceno Inferior –Medio) (M3i)

Se definen como edificios volcánicos parcialmente erosionados y secuencias volcánicas: lavas, brechas, domos y rocas piroclásticas andesítico-basálticas a dacíticas.

- **Ignimbrita Huasco:** Ignimbritas riolíticas y dacíticas de color gris y rosado. Vitrófiros basales negros.

Fm Puchuldiza (Lahsen, 1973) (Mioceno medio) (M3t)

Esta formación posee dos miembros, uno inferior que corresponde a un primer nivel de areniscas grises correspondientes a cenizas volcánicas seguido de rocas piroclásticas asociadas a calderas de colapso, con un paquete de dacitas grises negras vítreas y andesitas porfíricas de textura gruesa, en parte silicificadas y cloritizadas, de espesor variable entre 20 y 150 m. Y un miembro superior consistente de tobas soldadas de color rosado a pardo violáceo con abundantes *fiamme*.

Fm. El Diablo (Tobar *et al.*, 1968; Vogel y Vila, 1980) (Mioceno inferior alto – Mioceno medio) (M1c)

La Fm. El Diablo corresponde a una secuencia sedimentaria conformada por areniscas grises y pardas, de grano medio a grueso, laminadas, areniscas de guijarro, areniscas finas a medias con laminación cruzada de tipo eólico, conglomerados gruesos y de bolones, de tonos grises claro y oscuro, e intercalaciones subordinadas de tobas de flujo y caída de tufitas cineríticas blancas. Esta formación se ha dividido en dos Miembros.

Miembro Inferior, se presentan paquetes sedimentarios, de entre 2 a 7 m de arenisca con estratificación cruzada, y conglomerados de mediana a buena compactación, con espesores entre 100 y 150 m.

Miembro Superior, corresponde a una unidad clástica gruesa, constituida por conglomerados mediana a pobremente consolidados y subordinadas intercalaciones de tobas de ceniza. Con espesores entre 50 y 100 m. Esta unidad se deposita discordantemente sobre la Fm. Oxaya.

Depósitos aluviales antiguos (Pleistoceno – Holoceno) (MP1c)

Depósitos aluviales que consisten de bolones, gravas, arenas y limos no consolidados. Se encuentran disecados por depósitos aluviales activos y cubiertos por eólicos activos, del Holoceno. Los techos de estos depósitos consisten de suelo yesífero de textura rugosa y estructuras poligonales.

Lavas de Tatajachura (Lahsen y Munizaga, 1979) (Plioceno Inferior) (Ms3i y Ms3t)

Centros y secuencias volcánicas correspondientes a lavas, domos y rocas piroclásticas andesítico a dacíticas. Corresponde a un complejo volcánico parcialmente erosionado. Está dispuesto descendiendo hacia el oeste sobre la qda. de Aroma.

Salar de Zapiga (MQs)

Depósitos salinos con presencia de nitratos sulfatos y boratos. Ocurre en forma de costra salina y engrana con los depósitos de piedemonte por el oeste, y por el este con el Miembro Superior de la Fm. El Diablo y/o aluviones antiguos y modernos. Estos depósitos corresponden a restos de los que serían los lagos salinos de la Depresión Central durante el cenozoico.

Cerros Sotoca y Taipicollo (Trujillo 1970; Lahsen 1976) (Mioceno Superior) (P3i y P3t)

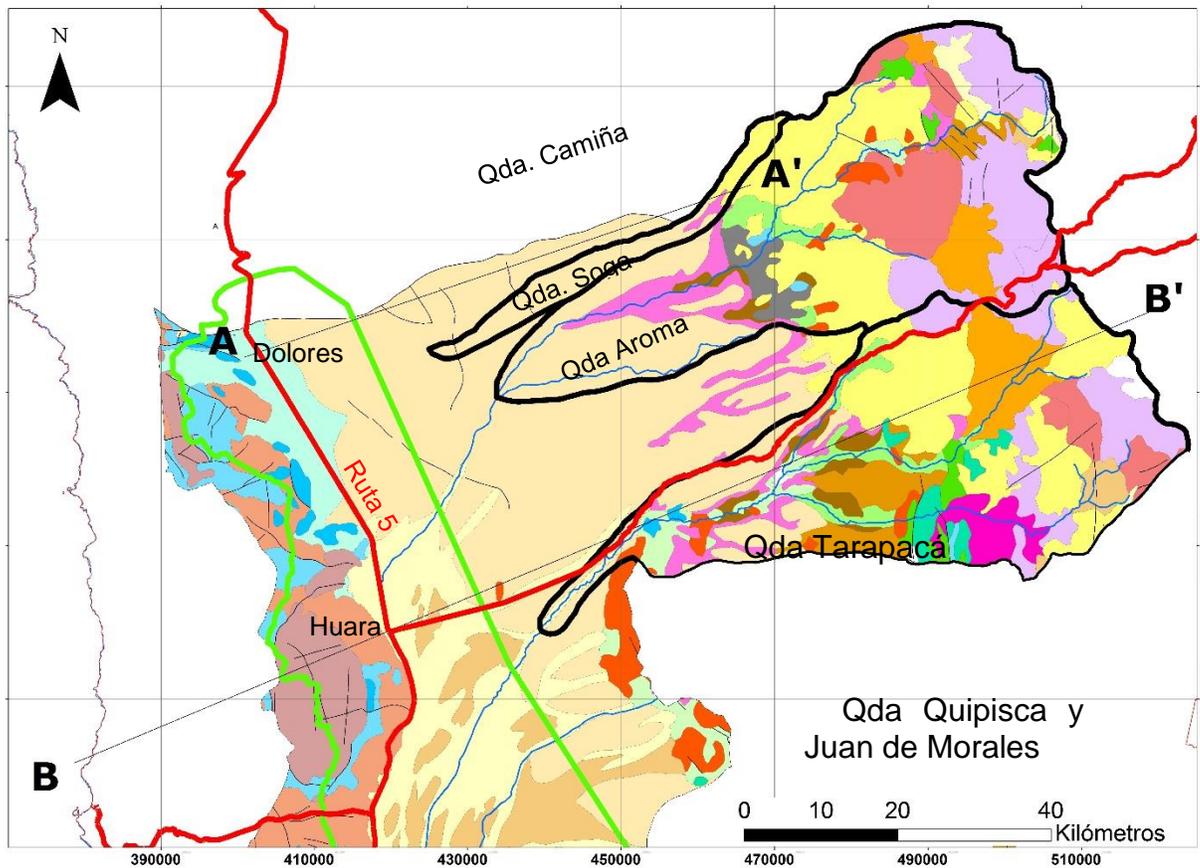
Secuencias de Lavas, domos y depósitos piroclásticos andesíticos a dacíticos, conos de piroclastos y lavas basálticas a andesítico basálticas. Depósitos correspondientes a un centro volcánico. Alcanzan un espesor de 900m cerca del cono del volcán. Están dispuestos descendiendo hacia el oeste desde los cerros de Sotoca. Sobreyace de manera discordante a la Fm. Oxaya, y engrana hacia el oeste con el Miembro Superior de la Fm. El Diablo.

Fm. Gravas de San Antonio (Farías *et al.*, 2005a) (Plioceno Inferior a Medio) (PPI1r)

Esta formación corresponde a una serie de conglomerados aluviales, con estratificación planar irregular, intercalada con niveles de areniscas. Los conglomerados son polimícticos.

Depósitos aluviales nuevos (Holoceno) (Qa)

Depósitos no consolidados, flujos de lodo guijarrosos, formados por una mezcla cohesiva de limo – arcilla y guijarros de variado tamaño, distribuidos en lo que corresponde a las redes de estrechos causes aluviales, de actividad efímera, encausados primariamente por los drenajes de primer orden que se asocian a las principales qdas. que drenan el margen occidental de la Precordillera.



Legenda

Carreteras	PAMPA DEL TAMARUGAL	OS1m	KTg	OM3t	MQs
fallas	QUEBRADA DE AROMA	J3i	Ks1c	M3i	P3i
Acuífero DGA	QUEBRADA DE SOGA	Js1m	Ks2c	M3t	P3t
PAMPA DEL TAMARUGAL	QUEBRADA DE TARAPACA	JK1	Ks3i	M1c	PPI1
chile_regional	Traza perfil Tarapacá	Ji1m	Eg	MP1c	Qa
Escorrentías	Traza perfil Pampa	JK1m	OM1c	Ms3i	
		JKg	OM3	Ms3t	

Figura 2-7 mapa geológico de la Pampa del Tamarugal en la zona de estudio (Elaboración propia, basado en el mapa geológico de Chile 1:1.000.000, SERNAGEOMIN, 2003).

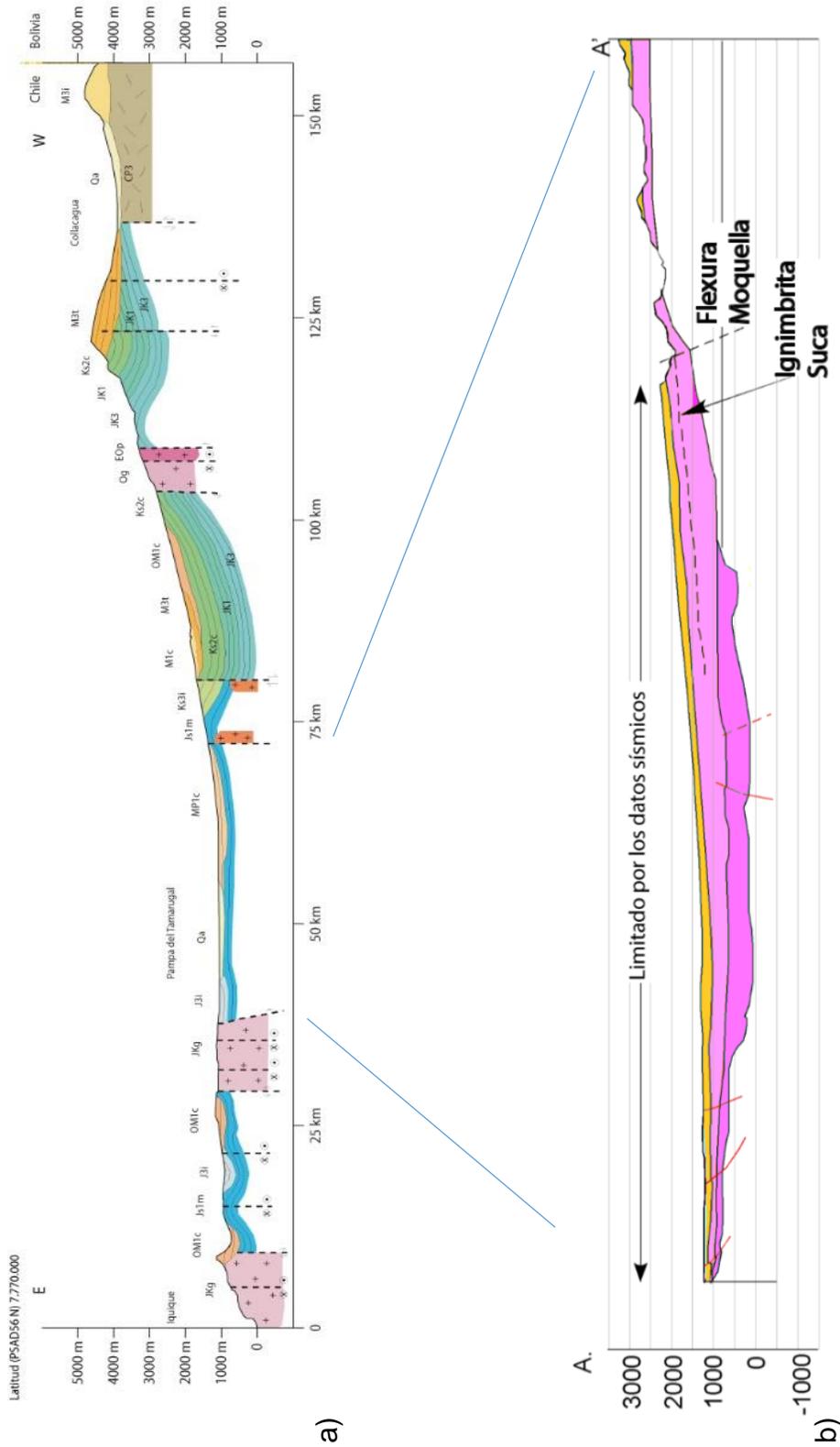


Figura 2-8 Perfiles de la zona de estudio. a) Perfil transversal de la región. Acosta, (2013). b) Perfil de la Pampa del Tamarugal. Nester y Jordan, (2012).

3 Hidrogeología

3.1 Unidades Hidroestratigráficas

Según Benítez (1963) y Domenico y Schwartz (1998) se clasificó la litología de las cuencas hidrológicas e hidrográficas y se estableció la siguiente clasificación de menor a mayor permeabilidad:

Permeabilidad media – baja ($K = 10^{-4} - 10^{-3}$ m/d)

- Miembro ignimbrítico 1 Fm Oxaya: toba riolítica con un espesor de 23 m.
- Miembro ignimbrítico 2 Fm Oxaya: toba soldada de composición riolítica con un espesor aproximado de 17 m.
- Miembros volcánicos Fm El Diablo: intercalaciones de depósitos volcánicos andesíticos pertenecientes a los cerros de Sotoca y Tatajachura.
- Ignimbritas de la Precordillera: ignimbritas de unos 50 m aproximados de espesor. En este sector dominado por estructuras volcánicas, el agua cae en forma de lluvia y se generan los primeros cursos de agua que alimentan los ríos. El agua principalmente se encuentra en forma de escorrentía o vertiente.

Permeabilidad media alta ($K = 10^{-2} - 10^{-1}$ m/d)

- Estratos sedimentarios del Mesozoico Fm Agua Santa y Fm Coscaya: secuencias sedimentarias consolidadas, algunas con calizas. Se considera de muy baja permeabilidad por estar muy compactados, sin embargo, el no tener información de la profundidad del acuífero no descarta que el agua penetre a través de los contactos o fracturas. El único pozo registrado con litología similar corresponde al pozo de Dolores, que presenta a 80 m de profundidad ocurrencia de calizas y lutitas que según el mapeo del pozo corresponden al Caloviano (ver Anexos 11.1). Este pozo se encuentra cercano a la Cordillera de la Costa.
- Miembro sedimentario inferior Fm Oxaya: conglomerado y arenisca mostrando estratificación cruzada (322 m)
- Miembro sedimentario intermedio Fm Oxaya: arenisca media a gruesa, contiene ventifactos y estratificación cruzada (173 m)
- Miembro sedimentario superior Fm Oxaya: arenisca media a fina, contiene ventifactos, estratificación cruzada (200 m)

Permeabilidad alta ($K=10^{-1}$ – 10 m/d)

- Depósitos sedimentarios superiores de la Fm El Diablo: Conglomerados, areniscas, depósitos lacustres y fanglomerados con un espesor de 100-150 m.
- Depósitos fluviales cuaternarios: areniscas y conglomerados no consolidados con un espesor de 10-20 m. Distribuidos en las terrazas fluviales de las cuencas hidrográficas.
- Abanicos aluviales cuaternarios: conglomerados con areniscas finas y arcillas no consolidados con un espesor de 20-30 m.

3.2 Cuencas Hidrográficas

Las principales cuencas hidrográficas de la región son aquellas formadas en la Precordillera. La principal recarga de estas qdas. es la precipitación en altura (Suzuki *et al.*, 1979; Magaritz, 1985; Magaritz *et al* 1989). De norte a sur, las qdas. que descargan en la Pampa del Tamarugal son: Camiña, Soga, Aroma, Guasquiña, Tarapacá, Quipisca, Sagasca, Juan de morales, El Tambillo, Quizma, Chacarilla, Ramada, Cahuisa y Chipana. Siendo las qdas de Camiña, Aroma, Tarapacá y Chacarilla las principales de interés hidrogeológico debido a que:

- Presentan escorrentía superficial continua durante todo el año en los causes principales.
- Aportan los mayores caudales de agua posterior al invierno altiplánico (cercano a 300 L/s según datos históricos medidos en los ríos esporádicos generados, Castillo, 1960; Magaritz, 1985; Magaritz *et al* 1989; JICA, 1995).

Estas cuencas presentan formas de cañones en sus nacientes en la Precordillera, con incisiones de más de 100 m, algunas veces mayor a 200 m.

Un evento de gran impacto en la zona son los llamados “aluviones”. Estos se forman de manera efímera y en general durante los periodos de recargas estivales asociadas al “invierno altiplánico”, los cuales son más intensos durante años donde prevalece el fenómeno de La Niña (e.g. el año 2012). Ejemplos de eventos recientes de crecidas aluviales en estos causes han documentado caudales máximos de 450 m³/s, con descargas pluviales máximas en su cabecera de 19,6 y 26,8 mm (Houston, 2002).

Para el caso de este trabajo, que se concentró en las aguas del sector norte del acuífero de la Pampa del Tamarugal, por lo que solo se estudiaron las cuencas hidrogeológicas de la Pampa del Tamarugal y las cuencas hidrográficas de Aroma y Tarapacá. Estas últimas fueron elegidas, debido a que sus escorrentías infiltran en la zona norte del Pampa del Tamarugal.

La cuenca de Soga es una pequeña cuenca un poco más al norte de Aroma, esta si bien no presenta escorrentía superficial, también formaría parte de la recarga del acuífero, pero posiblemente a través de aguas subterráneas.

3.2.1 Cuenca Hidrográfica de Aroma

Si bien el origen de estas qdas. todavía está en discusión⁷, la cuenca de Aroma corresponde a una incisión donde la escorrentía superficial se genera debido al aumento de las precipitaciones sobre la cota 2000 m s.n.m. en la Precordillera. Con un área de 1759 km² presenta una incisión con orientación principalmente EO, sin embargo al llegar al nivel de la Pampa la forma de la cuenca se curva tomando una orientación casi NS-SO. Su sector de cabecera se encuentra en las cuencas cordilleranas, donde además, se ubican campos geotermales como es el caso de Puchuldiza.

La principal escorrentía de esta cuenca corresponde al río Aroma. Éste presenta un recorrido de más de 108 km, con caudales aproximados de 200 l/s.

La agricultura es la principal actividad humana realizada en la cuenca en los poblados de Jaiña, Sotoca, Chiapa y Ariquilda (ver Figura 3-1).

En el sector donde ocurren las mayores precipitaciones es en la Cordillera Occidental, corresponde al sector de cabecera de la cuenca, y al ser mayor la precipitación que la evaporación se producen escorrentías. Es precisamente en este dominio donde encontramos el sector de Puchuldiza, que corresponde a un centro geotermal, en el cual surgen aguas termales y se mezclan con las aguas meteóricas del río Aroma.

El relleno de la cuenca hidrográfica corresponde a material fluvial y aluvial no consolidado en su mayoría volcánico proveniente de las partes altas de la cuenca.

3.2.2 Cuenca Hidrográfica de Tarapacá

La cuenca de Tarapacá al igual que la cuenca de Aroma corresponde a una incisión en la Precordillera. Las precipitaciones comienzan superior a la cota 2000 m s.n.m (~28,2-23 mm/año), sin embargo las mayores precipitaciones ocurren sobre los 3000 m s.n.m (~>100 mm/año) (Lictevout *et al.*, (2013). Con un área de 1735 km² y un recorrido cercano a los 70 km. Presenta 3 grandes divisiones: una rama norte que nace en Chusmiza (3500 m s.n.m.), otra central que nace en el sector de Sibaya (2800 m s.n.m.) y una sur que nace en Pampa Lirima (3900 m s.n.m.), cerca donde además se ubica la laguna de lagunillas rodeada de una costra salina.

Al igual que Aroma presenta actividad agrícola a lo largo de toda la cuenca en los poblados de Iluga, Huarasiña, Tarapacá, Caigua, Pachica, Laonzana, Mocha,

⁷ Algunos autores como García *et al.*, (2011) plantean que las insiciones corresponden a efectos del clima y el aumento de las precipitaciones. Por otro lado, otros autores plantean que es debido al alzamiento.

Usmagama, Chusmiza, Chusmiza oriente, Guaviña, Sibaya, Poroma, Lirima y La Rinconada (ver Figura 3-1).

A diferencia de la cuenca de Aroma no existe campo geotermal en su cabecera. Importante destacar que la qda. cuenta con una escorrentía permanente en el año.

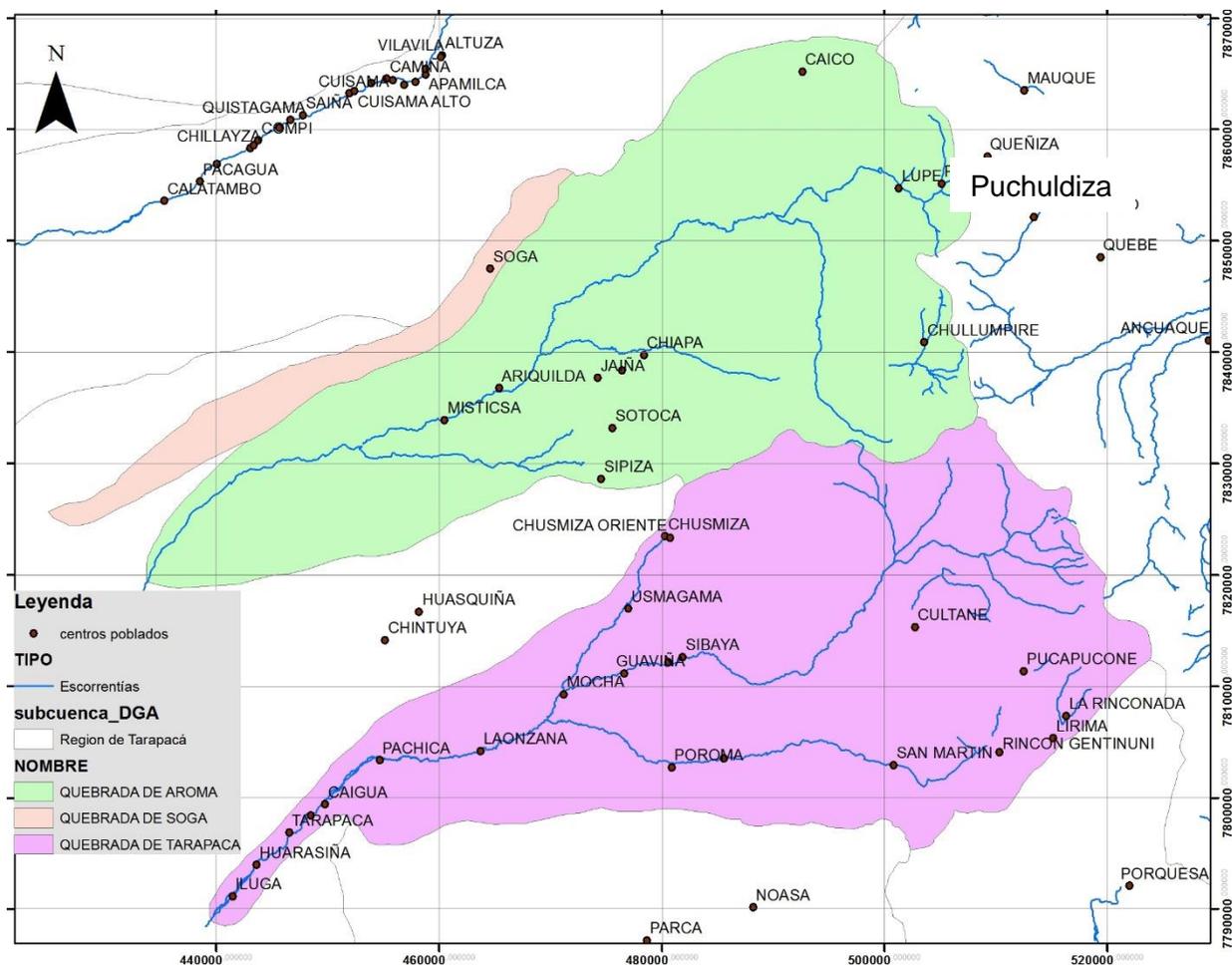


Figura 3-1 Mapa con los principales poblados de las qdas. de Soga, Aroma y Tarapacá. Elaboración propia.

3.3 Cuencas Hidrogeológicas

La principal cuenca Hidrogeológica de la región coincide con la cuenca sedimentaria de la Pampa del Tamarugal. En esta zona las precipitaciones son escasas o nulas (<2 mm), sin embargo, esta alberga agua subterránea, que proviene de la infiltración de las aguas de las cuencas hidrográficas de la Precordillera. Según datos geofísicos y piezometría se han registrado niveles de aguas subterráneas de entre 5 y 50 m (JICA, 1995; Córdoba, 2013). Unas de las unidades hidrogeológicas más importantes de esta cuenca corresponden a los abanicos fluviales-aluviales que provienen de las qdas. de la Precordillera. Estas tienen una especial importancia por el transporte que podrían

significar para las aguas subterráneas. Se hace énfasis especial en los abanicos de la qda. de Aroma y Tarapacá.

3.4 Piezometría del acuífero de la Pampa del Tamarugal

La piezometría corresponde a la medición de los niveles estáticos de las aguas subterráneas con respecto al nivel del mar. Según Castillo (1960), la fluctuación del nivel estático, muestra que en el área norte de la Pampa, posterior a la extracción de aguas subterráneas de las salitreras en el año 1915 hasta el estudio, el nivel había ascendido entre los 4 y 9 m. Podría existir una relación lógica entre la cantidad de la recarga y el nivel de aguas, pero faltan antecedentes de medición en el tiempo para obtener una conclusión, ya que se por ausencia de información se desconoce el balance hídrico de esta zona norte del acuífero de la Pampa del Tamarugal.

El mapa piezométrico más actualizado se puede ver en Anexos 11.2 (Cordoba, 2013).

La situación actual del límite de aguas hoy en día no es tan alentadora. Los pozos construidos para el estudio JICA (1995) en la zona para la DGA se encuentran en constante observación, por lo que según la DGA se observa que el pozo JICA-3⁸ muestra descenso de niveles de sus aguas desde que se comenzó a monitorear, lo mismo ocurre en el pozo JICA-4⁹. Los descensos observados en estos pozos, desde que comenzaron a mostrar abatimientos, son de 1,6 m en JICA-3 y de 1,7 m en JICA-4. Lo mismo ocurre con los pozos cercanos a la Cordillera de la Costa (denominados Renacer¹⁰), en los cuales se presentan descensos de 18 cm a 30 cm en menos de 15 años, asociándole tasas de descenso de 10 cm/año. También se puede ver el descenso de los niveles de los pozos JICA 3 y JICA 4 con una tasa aproximada de 10 cm/año, el único caso extraño fue el pozo JICA C¹¹, que presentó otro tipo de comportamiento, incluso subiendo sus niveles (COSAYACH, 2013), esto podría haber ocurrido por estar en el abanico de Aroma en su parte sur, mientras que los que descienden están en su parte norte (ver Figura 3-2 y Figura 3-3).

De estudios anteriores de piezometría se ha considerado una situación especial en Negreiros, lugar en el cual, existen anomalías de baja de niveles relacionadas a la extracción de aguas subterráneas (Castillo, 1960; y JICA, 1995).

La importancia de reconocer los descensos del acuífero tiene relación con el balance hídrico, puesto que si el balance hídrico es negativo el acuífero puede agotarse. Para esta zona de estudio falta bastante información para tener un balance hídrico correspondido.

⁸ Pozo construido para el estudio JICA (1995) que se encuentra en la zona de estudio.

⁹ Pozo construido para el estudio JICA (1995) que se encuentra en la zona de estudio.

¹⁰ Grupo de pozos de la empresa minera COSAYACH. Ubicados en la zona de Negreiros-Dolores.

¹¹ Pozo construido para el estudio JICA(1995) que se encuentra en la zona de estudio.

El otro tema de importancia es la salinización de los acuíferos. Si un acuífero cuenta con una recarga lenta o de baja cantidad, al extraer sin control, aumenta la concentración de sales en el agua que va quedando.

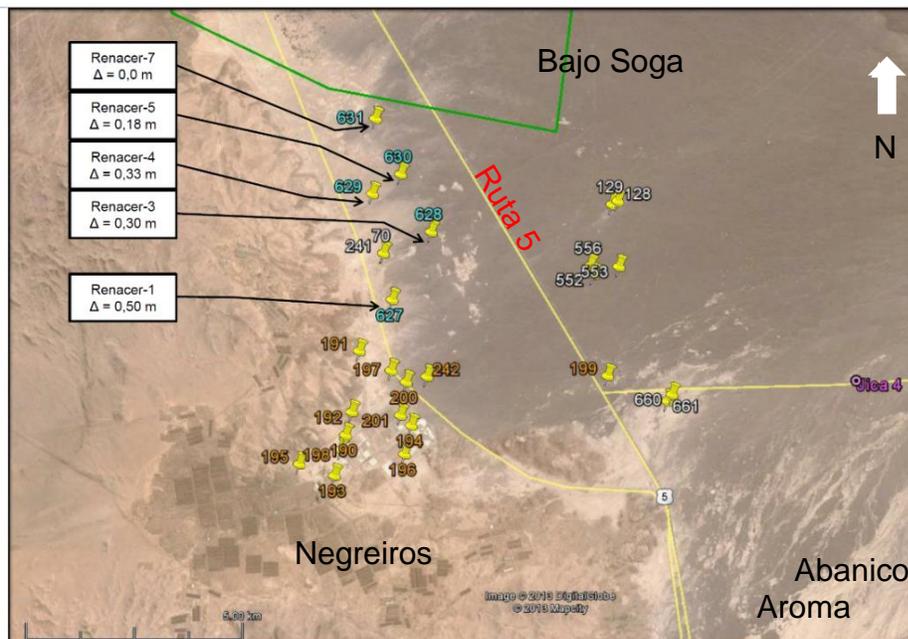
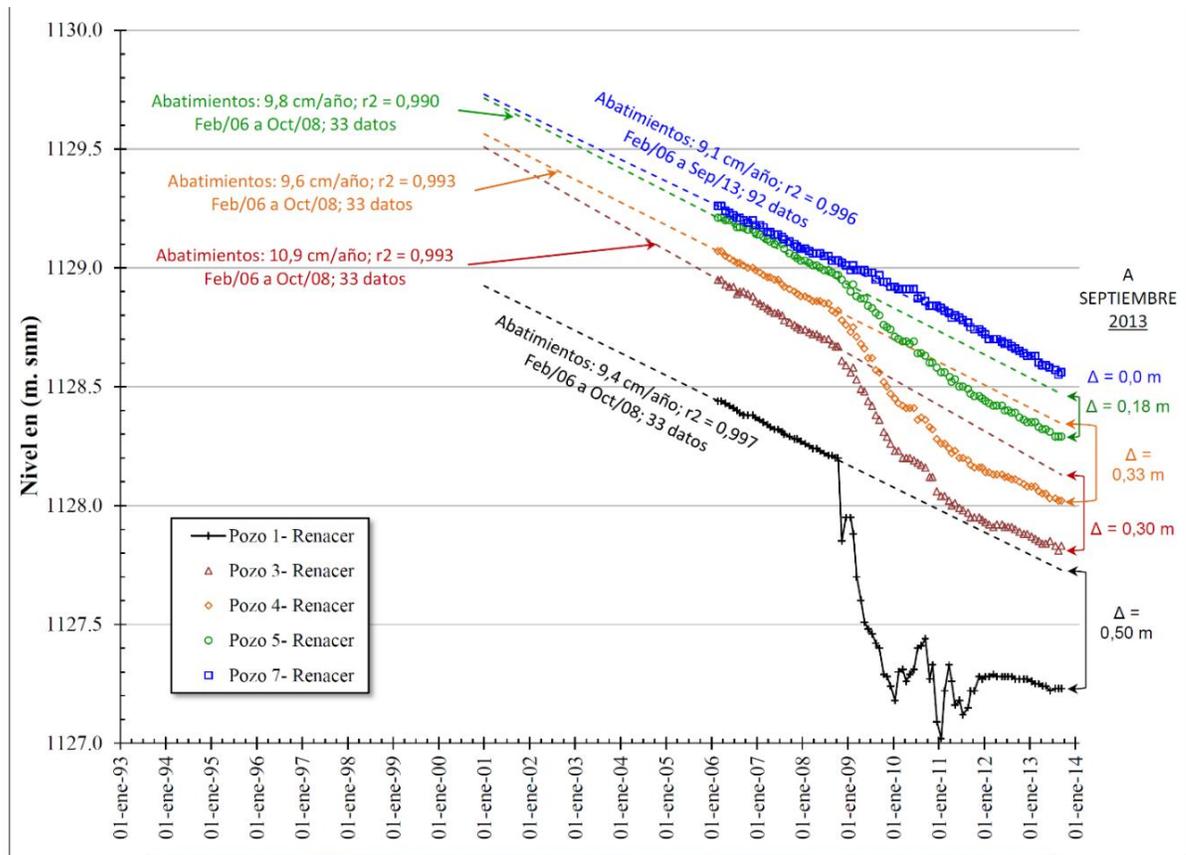


Figura 3-2 Situación de los niveles de agua en el sector de Negreiros. Modificado de COSAYACH (2013).

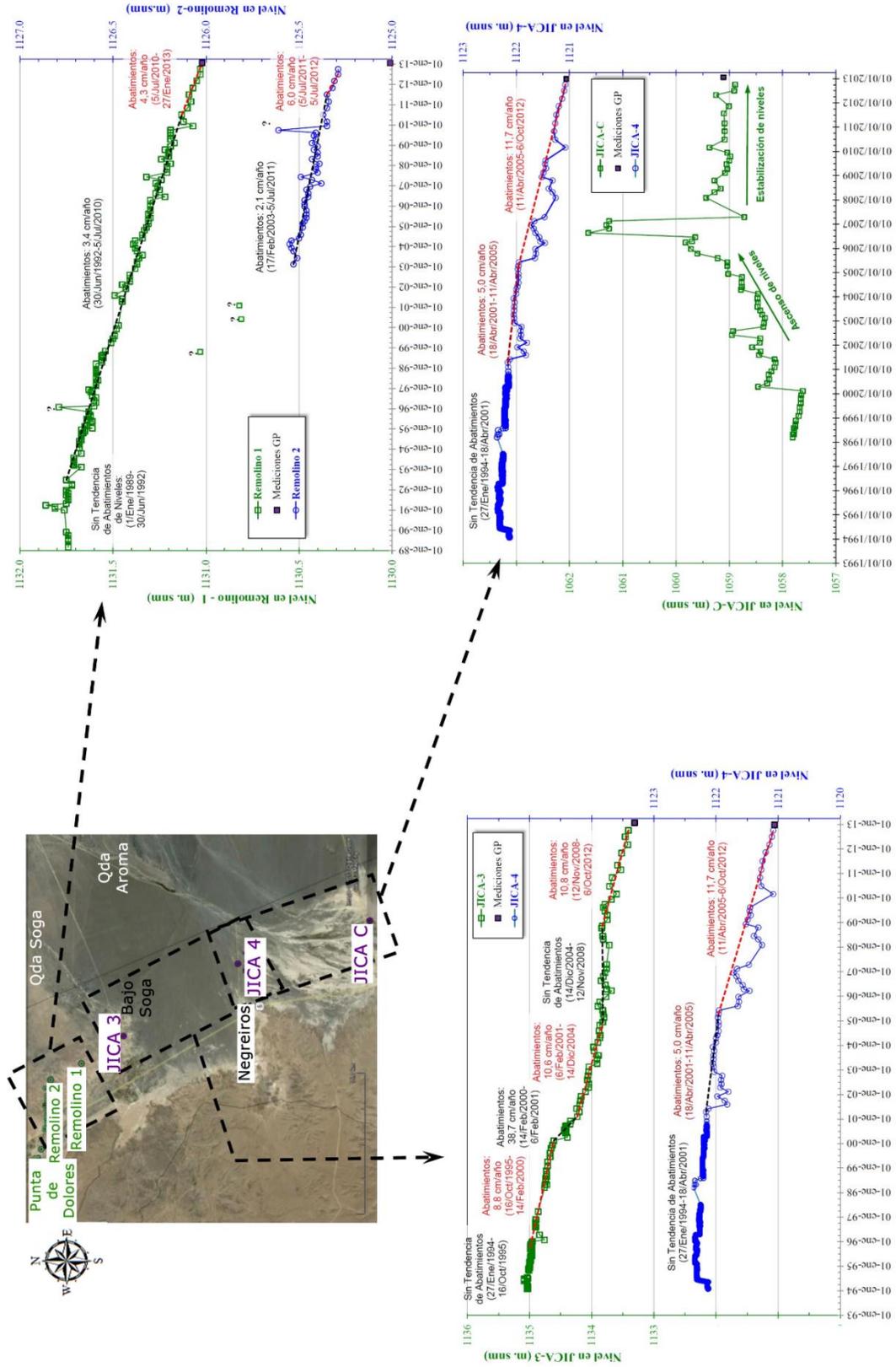


Figura 3-3 Situación de los niveles de agua en la zona norte del acuífero de COSAYACH (2013).

4 Resultados

4.1 Muestreo de aguas

Se analizaron un total de 46 datos de muestras de agua, en 3 campañas diferentes: una campaña a cargo de GP consultores (COSAYACH, 2013), en mayo del 2013 con 27 muestras, de las cuales 3 corresponden a aguas superficiales del río Aroma y 1 al río Tarapacá. Una primera campaña CIDERH (Este trabajo) en diciembre del 2013 con 6 muestras, y una segunda campaña CIDERH (Este trabajo) en febrero de 2014, con 10 muestras. Del total, 40 muestras corresponden a pozos de la zona.

La ubicación y fecha de muestreo se puede ver en Anexos 11.3 y 11.4

Para el muestreo realizado para este trabajo se usaron dos laboratorios diferentes que midieron los cationes: Ca^{2+} , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} ; y los aniones Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} . Además se midieron los elementos menores Mn (total), Fe (total), NO_3^- y As (total).

Los métodos empleados por los laboratorios se pueden ver en Tabla 4-I y Tabla 4-II.

Tabla 4-I Métodos usados por el laboratorio de la Dirección de Investigaciones Científicas y Tecnológicas de la Pontificia Universidad Católica (DICTUC).

Laboratorio N°1: DICTUC		
	Método	Descripción
Na⁺	SM 3120 b	Método de plasma de acoplamiento inductivo (ICP-AES)
K⁺	SM 3120 b	Método de plasma de acoplamiento inductivo (ICP-AES)
Mg²⁺	SM 3120 b	Método de plasma de acoplamiento inductivo (ICP-AES)
Ca²⁺	SM 3120 b	Método de plasma de acoplamiento inductivo (ICP-AES)
Cl⁻	ISO 10304-1 Of. 2007	Cromatógrafo iónico
HCO₃⁻	SM 2320 b	Titulación con HCL 0,1N
SO₄⁻²	ISO 10304-1 Of. 2007	Cromatógrafo iónico
Mn_t	SM 3120 b	Método de plasma de acoplamiento inductivo (ICP-AES)
Fe_t	SM 3120 b	Método de plasma de acoplamiento inductivo (ICP-AES)
NO₃⁻	ISO 10304-1 Of. 2007	Cromatógrafo iónico
As_t	ME-12-2007-SISS	Espectrofotometría de absorción atómica con generación de hidruros
SDT	ME-31-2007-SISS	Método gravimétrico
C.E.	SM 2510 b	Método de laboratorio con instrumento

Tabla 4-II - Métodos usados por el laboratorio de servicios analíticos de la Universidad Católica del Norte (UCN-LSA).

Laboratorio N°2: UCN-LSA		
	Método	Descripción
Na⁺	SM 3111 b	Método de llama directa de acetileno-aire (AAS)
K⁺	SM 3111 b	Método de llama directa de acetileno-aire (AAS)
Mg²⁺	SM 3111 b	Método de llama directa de acetileno-aire (AAS)
Ca²⁺	SM 3111 b	Método de llama directa de acetileno-aire (AAS)
Cl⁻	SM 4500 CL b	Método argentométrico
HCO₃⁻	SM 2320 b	Titulación con HCL 0,1N
SO₄²⁻	SM 4500 SO ₄ ²⁻ c	Método gravimétrico con ignición de residuos
Mn_t	SM 3111 b	Método de llama directa de acetileno-aire (AAS)
Fe_t	SM 3111 b	Método de llama directa de acetileno-aire (AAS)
NO₃⁻	SM 4500 NO3 b	Método de detección de espectrofotometría ultravioleta
As_t	SM 3114 c	Espectrometría de absorción atómica con generación continua de hidruros
SDT	SM 2540 c	Solidos disueltos totales secados a 180 °C
C.E.	SM 2510 b	Método de laboratorio con instrumento

Las unidades de medida usada, aparte de miligramos/litro (ver 10 Apéndice C), fue miliequivalentes por litro de solución [meq/l]. Para obtener esta medida se dividieron los valores mg/l por su peso equivalente (Tabla 4-III), el peso equivalente corresponde al peso de la molécula dividido por la valencia.

Tabla 4-III - Pesos equivalentes de los principales iones constituyentes de las aguas.

Elemento	Peso equivalente
Ca²⁺	20,04
Mg²⁺	12,16
Na⁺	22,99
K⁺	39,1
CO₃²⁻	30,01
HCO₃⁻	61,02
Cl⁻	35,46
NO₃⁻	14,01
SO₄²⁻	48,03

De las 4 muestras de aguas superficiales, 3 corresponden al río Aroma (A1, A2 y A3) y 1 al río Tarapacá (T1). Las ubicaciones de las muestras de aguas superficiales y subterráneas se pueden observar en la Figura 4-1 y Figura 4-2, respectivamente.

Se calculó el balance iónico a las muestras, las que presentaron valores menores o iguales a 5 % fueron utilizadas en este estudio, el resto descartadas. Como resultado todos los valores fueron inferiores a 5 % (ver Tabla 4-IV). Por lo tanto se usaron el total de muestras.

En los que respecta a las aguas subterráneas se calculó el balance iónico a los datos en este estudio y a los de estudios anteriores. Las muestras que presentaron balance iónico superior a ± 5 %, fueron descartadas. Se pudo apreciar lo siguiente: de un total de 40 muestras 28 muestras se encuentran en el rango de aceptación; 3 datos se encuentran entre ± 5 y ± 10 %; 6 datos se encuentran sobre el ± 10 %; y finalmente solo 3 datos con balance iónico superior a ± 25 %. Esto significa que un 70 % de las muestras no presentan sobreestimación de algún ion y permanecen en un rango aceptable, por lo que se trabajó solo con estos datos. Por lo anterior las muestras 4, 6, 12, 24, 29, 31, 32, 33, 34, 36, 38 y 40 serán excluidas del análisis. Los datos se pueden ver en la Tabla 4-V.

Tabla 4-IV Tabla resumen de los datos usados en este estudio para aguas superficiales.

Muestra	pH (insitu)	Temp (in situ)	Cond $\mu\text{S/cm}$ (in situ)	SDT (lab) mg/l	Na meq/l	K meq/l	Mg meq/l	Ca meq/l	Mn mg/l	Fe mg/l	Cl meq/l	SO4 meq/l	HCO3 meq/l	NO3 meq/l	As mg/l	Bi
A1	8,2	21,5	2927	2078	22,036	1,144	0,869	3,696	0,132	1,31	19,769	6,558	2,281	0,236	2,292	-1,707
A2	8,3	23,5	3330	2464	24,127	1,568	1,115	5,066	0,454	0,89	24,760	6,329	2,604	0,239	2,38	-3,274
A3	8,2	23,5	3560	2634	23,746	1,532	1,100	9,987	0,424	1,59	23,886	7,391	2,988	0,228	2,185	2,829
T1	8	23,1	1524	990	8,108	0,539	1,764	6,095	0,534	7,61	4,117	8,182	2,966	0,066	0,103	3,576

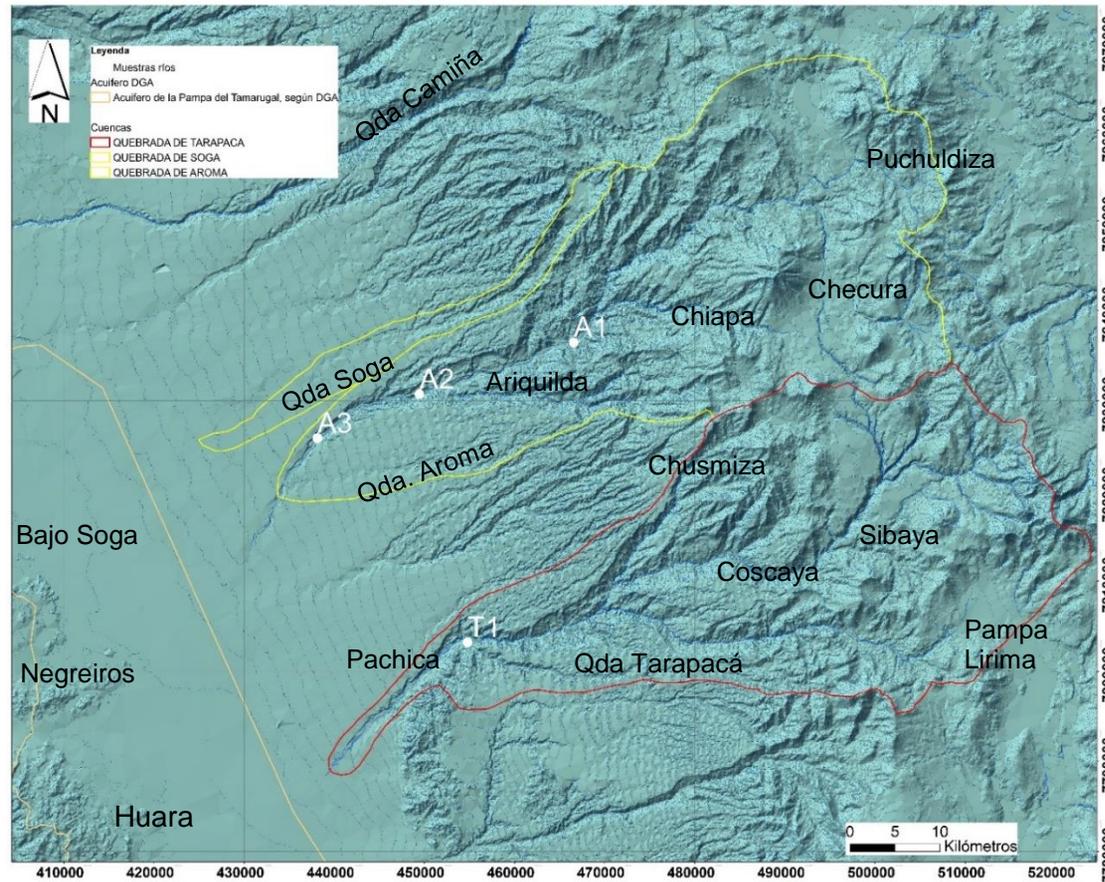


Figura 4-1 Ubicación de las muestras de aguas superficiales y las principales zonas de las qdas. En letras blancas poblados y lugares con actividad humana. Elaboración Propia.

Tabla 4-V - Tabla resumen de los datos usados en este trabajo para las aguas subterráneas.

Muestra	pH (in situ)	Cond (in situ) µS/cm	Temp (in situ)	SDT (lab) mg/l	Na meq/l	K meq/l	Mg meq/l	Ca meq/l	Mn mg/l	Fe mg/l	Cl meq/l	SO4 meq/l	HCO3 meq/l	NO3 meq/l	As mg/l	BI
1	7,9	1280	21,0	794	5,843	0,472	0,757	4,514	0,016	0,020	6,402	5,247	0,846	0,253	0,114	-3,769
2	8,2	3410	23,5	2488	17,381	0,853	2,038	12,106	0,187	4,040	22,476	10,702	1,252	0,014	0,166	-3,071
3	8	2366	24,1	1656	12,946	0,631	1,417	3,730	0,349	28,130	10,942	6,080	2,288	0,020	0,032	-1,540
5	7,6	4000	24,1	2960	24,261	1,619	3,728	13,076	0,617	42,610	31,021	11,701	1,524	0,109	0,822	-1,797
7	7,7	4010	23,1	3046	23,435	1,296	3,107	10,250	1,869	20,220	28,201	10,410	1,531	0,335	0,043	-2,625
8	7,6	3360	24,3	2452	18,268	0,993	2,612	15,289	0,126	22,140	18,443	16,198	1,332	0,081	1,015	1,623
9	7,8	2739	23,2	1888	14,504	0,763	2,169	5,848	0,072	28,680	19,684	5,205	1,154	0,482	0,376	-5,592
10	7,8	2419	23,6	1644	11,632	0,575	3,472	7,463	1,392	10,460	13,029	10,535	0,787	0,014	2,052	-2,545
11	7,8	2468	22,1	1727	12,487	0,853	1,866	8,790	0,016	<0,045	19,064	4,747	0,588	0,482	0,033	-0,835
13	7,6	4640	24,4	3480	34,064	1,767	2,730	8,494	0,226	13,600	33,841	11,243	2,794	0,360	0,203	-0,868
14	7,7	4670	24,1	3548	28,811	1,500	2,313	12,396	1,296	4,510	33,559	10,493	2,866	0,050	0,010	-2,064
15	8,4	4350	23,8	3306	31,310	1,577	2,001	4,452	0,131	16,980	33,559	7,912	1,173	0,014	0,660	-4,030
16	7,5	3910	22,9	2854	23,877	1,149	2,999	11,027	0,377	15,830	27,721	9,848	1,306	0,144	0,010	0,226
17	7,4	3660	23,1	2670	23,369	1,157	2,379	8,708	0,489	31,620	28,483	8,162	0,705	0,014	0,891	-2,379
18	7,7	1841	19,4	1215	10,857	0,390	0,433	6,342	0,022	1,050	10,575	4,914	1,665	0,226	0,696	2,469
19	7,6	9360	24,1	7300	82,974	1,305	2,312	6,173	0,119	1,970	72,194	10,577	3,143	0,147	0,010	3,834
20	7,7	4350	24,6	3306	27,977	1,338	2,412	6,474	0,057	25,310	28,201	10,244	3,160	0,115	0,221	-4,264
21	7,9	4320	25,1	3240	29,576	1,459	2,504	6,432	0,177	3,370	29,329	9,869	3,038	0,302	0,010	-2,755
22	8	1574	23,7	1023	9,742	0,637	1,251	3,572	0,439	9,030	9,814	3,290	1,193	0,191	0,225	3,071
23	7,8	2944	25,1	2030	13,929	0,822	2,796	9,866	0,265	29,530	23,322	6,100	0,569	0,470	0,044	-4,491
25	-	3290	-	1990	20,748	1,005	3,133	13,673	0,410	-	29,865	11,258	2,228	0,036	0,006	-5,849
26	-	22300	19,1	12930	285,254	13,887	1,308	39,621	<0,010	-	160,496	211,751	3,057	0,036	0,009	-4,925
27	8,32	5200	-	3070	54,937	1,706	0,051	0,758	0,070	2,840	46,658	2,661	2,388	0,036	0,006	5,264
28	-	955	-	660	5,133	0,427	0,688	3,463	<0,010	-	5,009	2,603	1,215	1,613	0,006	4,762
30	-	1838	24,1	1160	9,961	0,977	1,464	9,132	0,070	-	9,881	9,498	1,593	0,036	0,006	1,321
35	7,6	-	22,5	12110	133,797	4,399	10,938	51,397	0,019	<0,045	182,628	40,475	1,754	28,765	0,025	-5,718
37	8,71	3082	26,3	1891	18,996	1,611	2,714	5,489	0,058	<0,045	17,766	12,326	1,409	1,900	0,013	-4,463
39	8,68	3573	26,0	2290	23,755	1,662	2,796	4,391	0,230	<0,045	29,301	3,290	0,803	5,030	-	-1,194

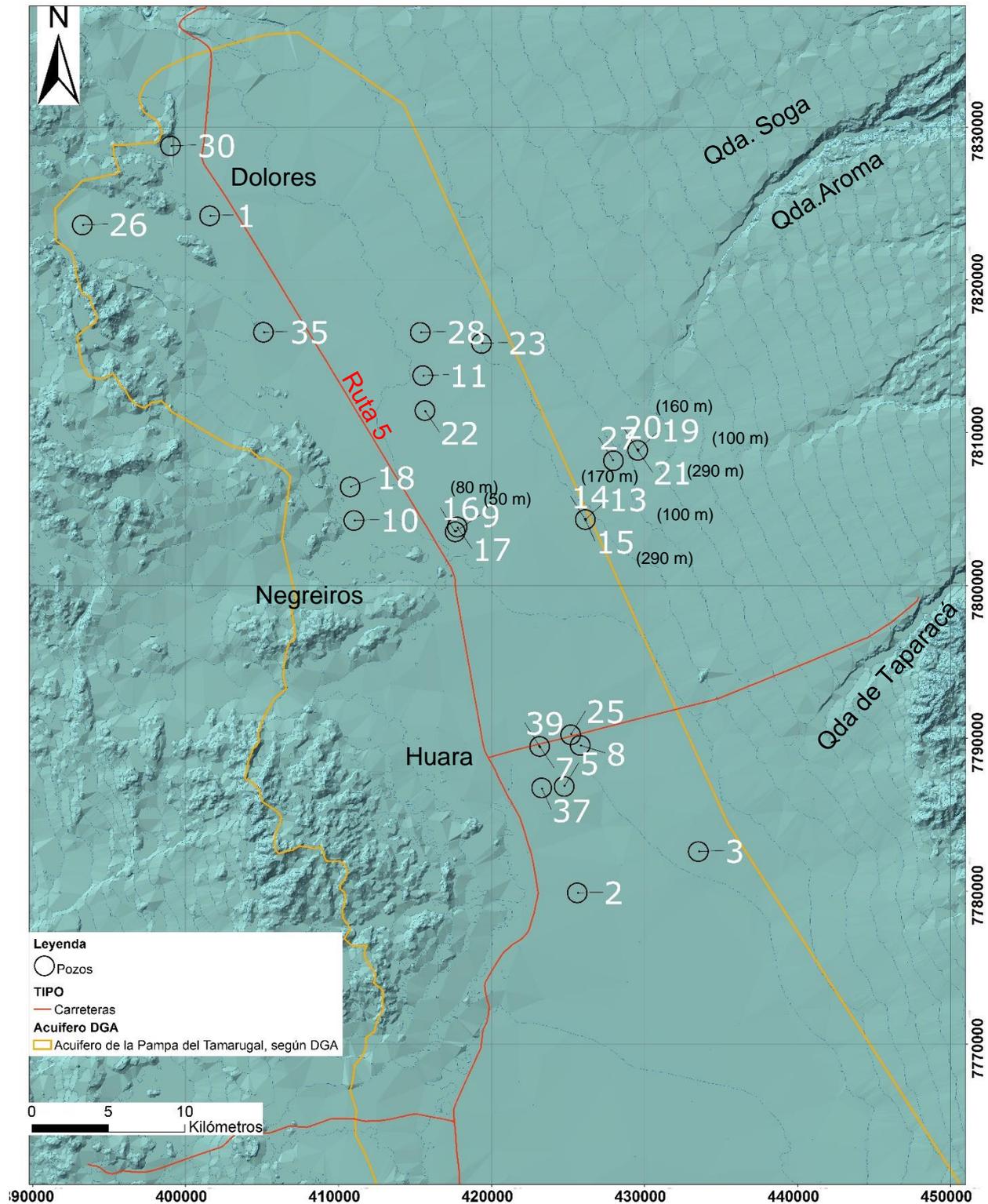


Figura 4-2 Ubicación de las muestras con balance iónico menor igual a 5 % de aguas subterráneas, sectores poblados y qdas. del área de estudio. En negro poblados y lugares con actividad humana. Elaboración propia.

5 Análisis de Resultados

5.1 Hidroquímica de aguas superficiales

5.1.1 Mediciones *in situ* pH, temperatura y CE.

El pH de los ríos, medidos para este estudio, entregó valores superiores a 8, por lo que las aguas se consideran alcalinas, siendo levemente más alcalinas las aguas del río Aroma.

Otras medidas históricas muestran que existen lugares excepcionales, como Puchuldiza en el sector de cabecera de la cuenca de Aroma, donde se midieron pH entre 6,3 y 6,9 (Montenegro, 2008). En el río Tarapacá el valor más bajo de pH registrado fue de 6,9 en el sector de qda. Tarapacá a los 1400 m s.n.m. (Ansón *et al.*, 2012); por otro lado el máximo fue de 8,4 y corresponde al sector de vertientes de Chusmiza en la cuenca de Tarapacá (ver Figura 4-1) (Magaritz, 1985).

Las temperaturas medidas en este estudio para aguas superficiales (inferior a 2000 m s.n.m.) estuvieron entre 21,5 y 23,5 °C.

Datos de estudios anteriores, sobre los 2000 m s.n.m., presentan las temperaturas más bajas registradas en el sector de la Cordillera Occidental o Altiplano, y fueron de 10,5 °C para ambos ríos (Suzuki *et al.*, 1979). Por otro lado, el mayor valor de temperaturas registrado históricamente en las cuencas, corresponde a sistemas hidrotermales: el río Aroma tiene el sistema geotermal de Puchuldiza en su sector de cabecera (sobre 3000 m s.n.m.) y registra temperaturas sobre 70 °C (Lahsen, 1973; Montenegro, 2008). En el caso del río Tarapacá existe una vertiente que nace en los pies de la Cordillera Occidental, pero a menor altura (menor a 3000 m s.n.m.) en el sector de Chusmiza, ahí se han registrado temperaturas de 44 °C (Magaritz, 1985).

Un resumen de datos puede ser visto en las Tablas 5-I, 5-II y 5-III.

Tabla 5-I - Tabla estadística resumen de los valores de pH medidos en las aguas superficiales de los ríos Aroma y Tarapacá entre los años 1979 hasta 2014.

pH aguas río Aroma					pH aguas río Tarapacá				
	N° de datos	Prom	Min	Max		N° de Datos	Prom	Min	Max
Suzuki <i>et al</i> (1979)	3	6,93	6,9	7	Suzuki <i>et al</i> (1979)	2	7,3	7,2	7,42
Magaritz <i>et al</i> (1984)	1	8,25	-	-	Magaritz (1984)	1	8,4	-	-
Montenegro (2008)	3	6,5	6,3	6,6	Ansón <i>et al</i> (2012)	1	6,9	-	-
Este estudio	3	8,23	8,2	8,3	Este estudio	1	8	-	-

Tabla 5-II - Tabla estadística resumen de los valores de temperaturas medidas en las aguas superficiales de los ríos Aroma y Tarapacá entre los años 1979 y 2014.

Temperatura aguas Río Aroma					Temperatura aguas Río Tarapacá				
	N° de datos	Prom	Min	Max		N° de datos	Prom	Min	Max
Suzuki et al. (1979)	3	12,16	10,5	24,5	Suzuki et al. (1979)	2	14,25	10,5	18
Magaritz (1984)	1	24,5	-	-	Magaritz (1984)	1	44	-	-
Montenegro (2008)	3	77,73	72,8	81,3	Ansón et al.,(2012)	1	17	-	-
Este estudio	3	22,83	21,5	23,5	Este estudio	1	23,1	-	-

Tabla 5-III – Tabla estadística resumen de los valores de CE medidos en las aguas superficiales de los ríos Aroma y Tarapacá entre los años 1985 y 2014.

CE aguas río Aroma					CE aguas río Tarapacá				
	N° de datos	Prom	Min	Max		N° de datos	Prom	Min	Max
Magaritz (1985)	32	3650	2164	4584	Magaritz (1985)	37	1274	863	1902
Este Estudio	3	3272,3	2927	3560	Ayala y Cabrera (1994)	81	1246	673	1906
					Este Estudio	1	1524	-	-

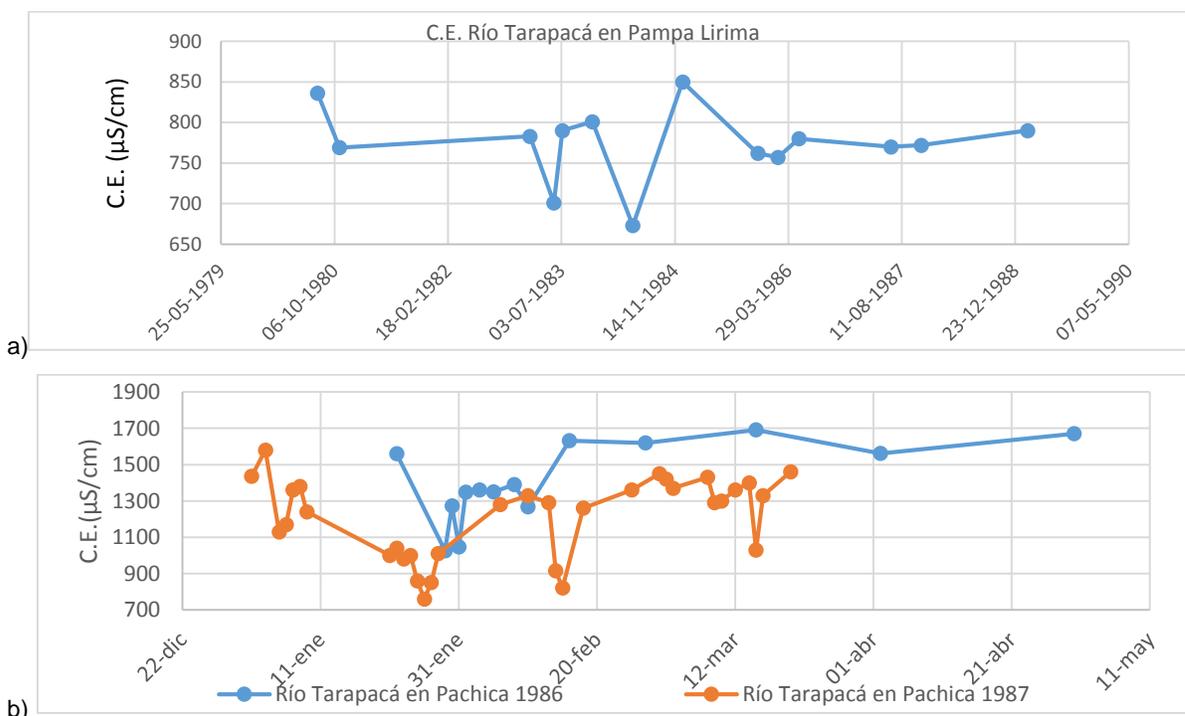


Figura 5-1 - CE medidas en el río Tarapacá en diferentes tiempos y localizaciones. La figura a) corresponde a datos del río Tarapacá en Coscaya a 3980 m s.n.m., b) al río Tarapacá en Pachica a 1580 m s.n.m. durante el año 1986 y 1987. Datos obtenidos de Ayala, Cabrera y Asociados (1994).

5.1.2 Clasificación de las aguas superficiales

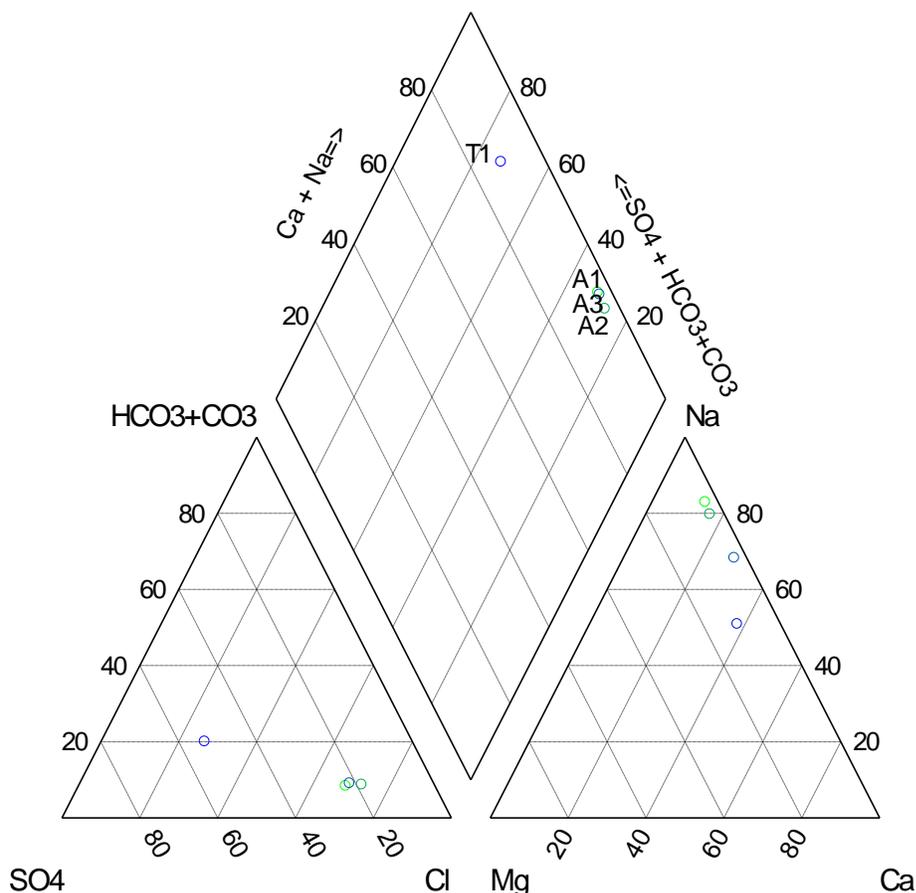


Figura 5-2 Diagrama Piper para la clasificación de las aguas superficiales de este estudio.

Las aguas superficiales del río Aroma presentaron los siguientes rangos de concentración: Na⁺ (22-24 meq/l), K⁺ (1,1-1,5 meq/l), Mg²⁺ (0,8-1,1 meq/l), Ca²⁺ (3,6-9,9 meq/l), Cl⁻ (19,7-24,7 meq/l), HCO₃⁻ (2,9-2,2 meq/l), SO₄²⁻ (6,3-7,3 meq/l), Fe (0,8-1,5 mg/l), Mn (0,1-0,4 mg/l), As (2,1-2,3 mg/l).

Por otro lado, la única muestra de agua del río Tarapacá presentó las siguientes medidas: Na⁺ (8,1 meq/l), K⁺ (0,5 meq/l), Mg²⁺ (1,7 meq/l), Ca²⁺ (6,1 meq/l), Cl⁻ (4,1 meq/l), HCO₃⁻ (2,9 meq/l), SO₄²⁻ (8,1 meq/l), Fe (7,6 mg/l), Mn (0,5 mg/l), As (0,1 mg/l).

Las aguas superficiales presentaron solamente 2 tipos de agua: aguas cloruradas sódicas para el río Aroma y aguas sulfatadas cálcicas para el río Tarapacá (ver Figura 5-2).

En cuanto a elementos menores y traza, el río Aroma presenta mayores concentraciones de As que el río Tarapacá, y el río Tarapacá presenta mayor Fe y Mn que el río Aroma.

5.1.3 Ratios iónicos de aguas superficiales

Tabla 5-IV - Tabla resumen de los *ratios* medidos para aguas superficiales.

Muestra	rNa/rCl	rNa/rK	rNa/rCa	rNa/(rCa+rMg)	rMg/rCa	rHCO ₃ /rCl	rSO ₄ /rCl
A1	1,114	19,267	5,961	4,827	0,234	0,115	0,331
A2	0,974	15,384	4,762	3,903	0,220	0,106	0,255
A3	0,994	15,498	2,377	2,141	0,110	0,125	0,309
T1	1,969	15,053	1,330	1,031	0,289	0,720	1,987

A excepción de los *ratios* rMg/rCa y rNa/rK todos los demás muestran diferencias notables en ambos ríos. En el caso del *ratio* rNa/rCl las muestras A1, A2 y A3 tienen una clara tendencia a la relación 1:1, esto podría tener relación a la evaporación que afecta al río Aroma (Magaritz, 1985). Por otro lado en el río Tarapacá muestra una relación 2:1, esto podría tener relación a la interacción agua-roca y a la evaporación.

El *ratio* rNa/rCa y rNa/(rCa+rMg) es mayor a 1 en todas las muestras correspondientes al río Aroma, además disminuyen a medida que el río se acerca más a la Pampa y se aleja de su origen, esto indica que las aguas presentan un dominio del catión Na⁺, y el contenido de Ca²⁺ aumenta aguas abajo de la cuenca hidrográfica. El río Tarapacá presentó *ratios* más cercanos a 1, con un leve dominio de Na⁺ sobre Ca²⁺ (rNa/rCa=1,33); y un equilibrio entre el catión Na⁺ con la suma de las concentraciones de Ca²⁺ y Mg²⁺ (rNa/(rCa+rMg) =1,03)

El *ratio* rMg/rCa resultó en valores menores que 0, esto indica que el catión alcalino terreo dominante es el Ca²⁺.

El *ratio* rNa/rK muestra el dominio del Na⁺ por sobre el catión alcalino K⁺, y la existencia de interacción agua roca.

El *ratio* rHCO₃/rCl resultó con el río Aroma con valores menores (<0,12) que los del río Tarapacá (0,720). Esto tendría relación en el sentido de la concentración de las aguas, de acuerdo a esto, en el río Aroma existe mayor salinidad y concentración que en el río Tarapacá.

En el caso del *ratio* rSO₄/rCl la razón es cercana a los 0,3 en el río Aroma mientras que en el río Tarapacá es de aproximadamente 2; lo que indica dos aguas con diferente concentración de elementos, con Tarapacá más rica en SO₄²⁻.

5.2 Hidrogeoquímica de aguas subterráneas

5.2.1 Mediciones *in-situ* pH, temperatura y CE para aguas subterráneas.

La medición de pH, en este trabajo, para aguas subterráneas dio como resultados pH con rango entre 7,4 y 8,7 con un promedio de 7,9 (ver en Tabla 5-V); el rango de pH no es muy amplio y las muestras son alcalinas ($7 < \text{pH}$) y neutras ($6 < \text{pH} < 7$).

En lo que respecta a la temperatura para los datos usados en este estudio la más alta registrada fue de 26,3 °C (muestra 37), por otro lado el menor valor registrado fue de 19,1 °C (muestra 26). Un resumen de los datos de temperatura de las aguas subterráneas se puede ver en la Tabla 5-VI. En general las aguas presentaron temperaturas más altas que las de las aguas superficiales.

Los valores de CE para este trabajo presentaron un rango de valores entre 955 y 22300 $\mu\text{S}/\text{cm}$, con un promedio de 4145 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Los valores más altos de CE se dieron en la muestra 26 que presenta gran cercanía con la Cordillera de la Costa. Por el otro lado el valor más bajo se registró en la muestra 28 en el sector de bajo Soga. Un resumen de los valores de CE en este trabajo y otros anteriores se puede ver en Tabla 5-VII. En general las aguas subterráneas de la Pampa del Tamarugal presentaron altas conductividades, llegando incluso a valores cercanos a los medidos para aguas salobres.

Tabla 5-V Tabla estadística resumen de los valores de pH de las aguas subterráneas de la zona norte de la Pampa del Tamarugal, entre los años 1958 y 2014.

	N° de datos	Promedio	Min	Max
Castillo (1960)	22	7,43	6,84	7,82
Magaritz (1985)	4	7,67	6,7	8,95
JICA (1995)	8	8,29	7,05	10,45
Este estudio	27	7,89	7,4	8,74

Tabla 5-VI Tabla estadística resumen de los valores de temperatura de las aguas subterráneas de la zona norte de la Pampa del Tamarugal, entre los años 1985 y 2014.

	N° de datos	Promedio	Min	Max
Magaritz (1985)	4	23,63	22,5	25,5
JICA (1995)	8	23,68	20	25,5
Este estudio	27	23,54	19,1	26,3

Tabla 5-VII Tabla estadística resumen de los valores de CE de las aguas subterráneas de la zona norte de la Pampa del Tamarugal entre los años 1985 y 2014.

	N° de datos	Promedio	Min	max
Magaritz (1985)	4	2550	1200	3200
JICA (1995)	8	2550	736	4700
Este estudio	27	4145	955	22300

5.2.2 Salinidad

La primera clasificación es la denominación de las aguas según su contenido en sales (International Desalination Association, IDA, ver Tabla 5-VIII). A medida que se van incorporando sales al agua el contenido de SDT aumenta y es directamente proporcional a la CE. Es por esto último que la medida de SDT o CE se consideran una medida del contenido de sales.

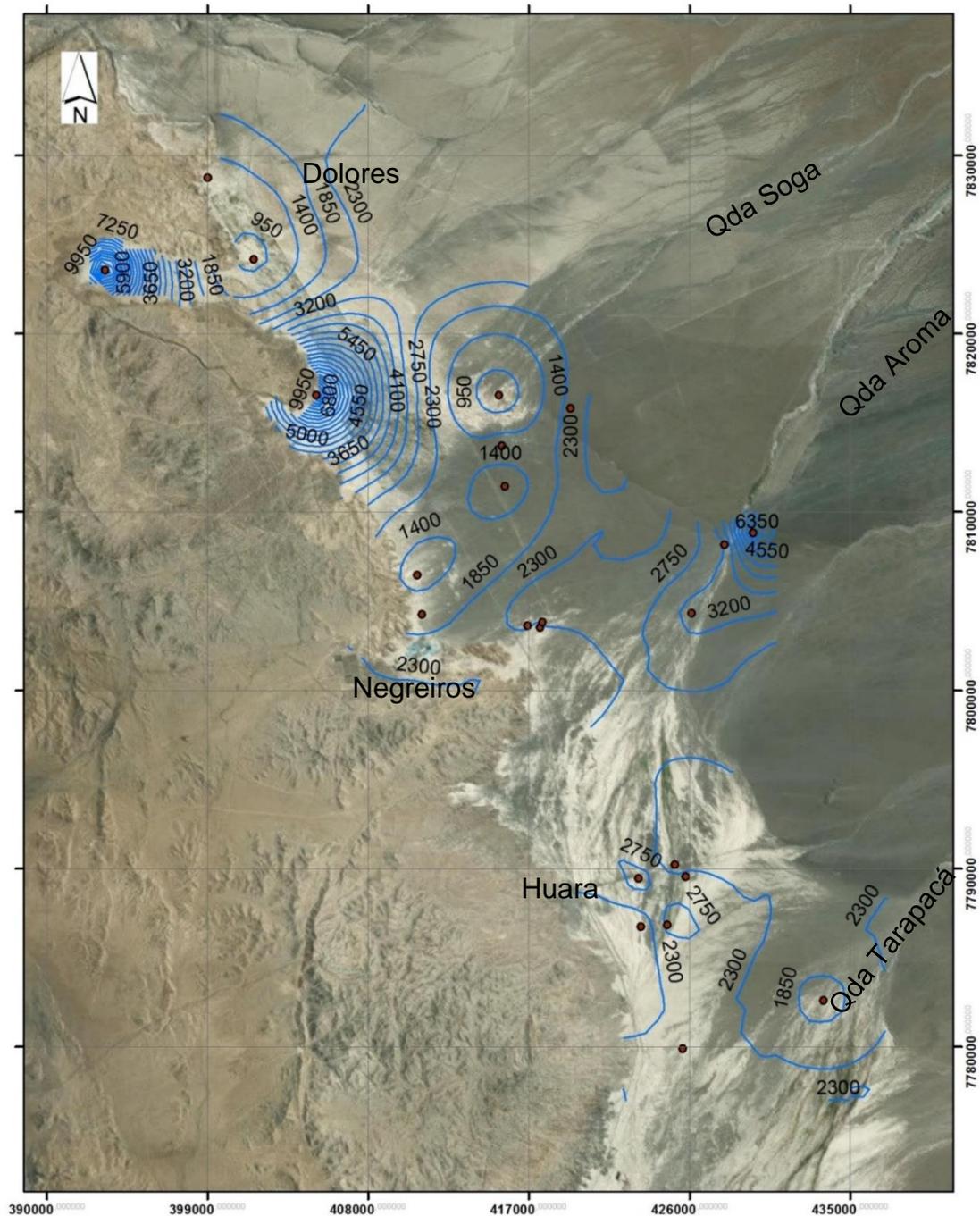
Tabla 5-VIII - Clasificación de la salinidad del agua de la International Desalination Association (IDA).

Salinidad	Contenido SDT
Agua pura	SDT<500 mg/l
Agua dulce	500 mg/l< SDT < 3.000 mg/l
Agua salobre	3.000 mg/l < SDT < 20.000
Agua marina	20.000< SDT < 50.000
Salmuera	SDT>50.000 mg/l
Agua residual	Agua procedente de núcleos urbanos/industrias

Los SDT medidos para las muestras de aguas subterráneas de este trabajo fueron realizados en laboratorio y presentaron valores entre 660 y 12930 mg/l. Destacan los valores altos medidos de SDT de la muestra 26 (sobre 10000 mg/l) Se realizó un mapa de curvas de contenido (ver Figura 5-3) La clasificación da como resultado 2 tipos de salinidad en las aguas subterráneas, las aguas del tipo río de baja concentración y aguas salobres (ver Tabla 5-IX).

Tabla 5-IX Clasificación de las aguas subterráneas de este trabajo según salinidad.

Muestra	SDT (mg/l)	Tipo salinidad	Muestra	SDT (mg/l)	Tipo salinidad
30	1160	Agua dulce	25	1990	Agua dulce
1	794	Agua dulce	2	2488	Agua dulce
18	1215	Agua dulce	8	2452	Agua dulce
10	1644	Agua dulce	3	1656	Agua dulce
28	660	Agua dulce	26	12930	Agua Salobre
11	1727	Agua dulce	35	12110	Agua Salobre
22	1023	Agua dulce	7	3046	Agua Salobre
9	1888	Agua dulce	15	3306	Agua Salobre
16	2854	Agua dulce	14	3548	Agua Salobre
17	2670	Agua dulce	13	3480	Agua Salobre
23	2030	Agua dulce	27	3070	Agua Salobre
39	2290	Agua dulce	20	3306	Agua Salobre
37	1891	Agua dulce	21	3240	Agua Salobre
5	2960	Agua dulce	19	7300	Agua Salobre



Leyenda

- Muestras
- Isocontenidos de SDT (mg/l)



12

Figura 5-3 Mapa de isocontenidos de SDT.

¹² Más información de la validación del modelo en Anexos 11.5.

5.2.3 Dureza

La dureza es medida por la concentración de iones alcalinos térreos, es decir Ca^{2+} y Mg^{2+} disueltos en el agua, esto se puede percibir por el poder de generar incrustaciones. La dureza también es definida como la capacidad de consumir jabón o producir incrustaciones del agua (Custodio y Llamas, 2001). Las definiciones actuales la identifican con el contenido de la dureza total, que se mide con el contenido total en Ca^{2+} y Mg^{2+} .

$$Dureza \left(\frac{mg}{l} \right) = [Mg] + [Ca]$$

En las tablas (ver Tabla 5-VIII y Tabla 5-IX) se puede ver la clasificación. En general las aguas son duras y con poder incrustante.

Tabla 5-X Clasificación de la dureza según Mihelcic y Zimmerman., 2014.

Nivel de dureza	Calificación
< 50 ppm	agua blanda
50 a 100 ppm	ligeramente dura
>100 a 200 ppm	moderadamente dura
> 200 ppm	muy dura

Tabla 5-XI Clasificación de las aguas según su dureza.

Muestra	Dureza(mg/l)	Clasificación	Muestra	Dureza(mg/l)	Clasificación
1	99,668	Ligeramente dura	19	151,827	Moderadamente dura
2	267,394	Muy dura	20	159,075	Moderadamente dura
3	91,975	Ligeramente dura	21	159,338	Moderadamente dura
5	307,374	Muy dura	22	86,794	Ligeramente dura
7	243,188	Muy dura	23	231,712	Moderadamente dura
8	338,147	Muy dura	25	312,1	Moderadamente dura
9	143,581	Moderadamente dura	26	809,9	Muy dura
10	191,776	Muy dura	27	15,82	Agua blanda
11	198,838	Moderadamente dura	28	77,76	Ligeramente dura
13	203,412	Muy dura	30	200,8	Muy dura
14	276,548	Muy dura	35	1163	Muy dura
15	113,549	Moderadamente dura	37	143	Moderadamente dura
16	257,443	Muy dura	39	122	Moderadamente dura
17	203,436	Muy dura			
18	132,369	Moderadamente dura			

5.2.4 Clasificación por elementos mayores

Dados los datos obtenidos y presentados en el capítulo anterior se procedió a clasificar las aguas según elementos mayores.

Según el diagrama de Piper (ver Figura 5-4) para las muestras de este trabajo las aguas resultan de 2 clasificaciones: clorurada sódica (Tipo I) y sulfatada cálcica (Tipo II).

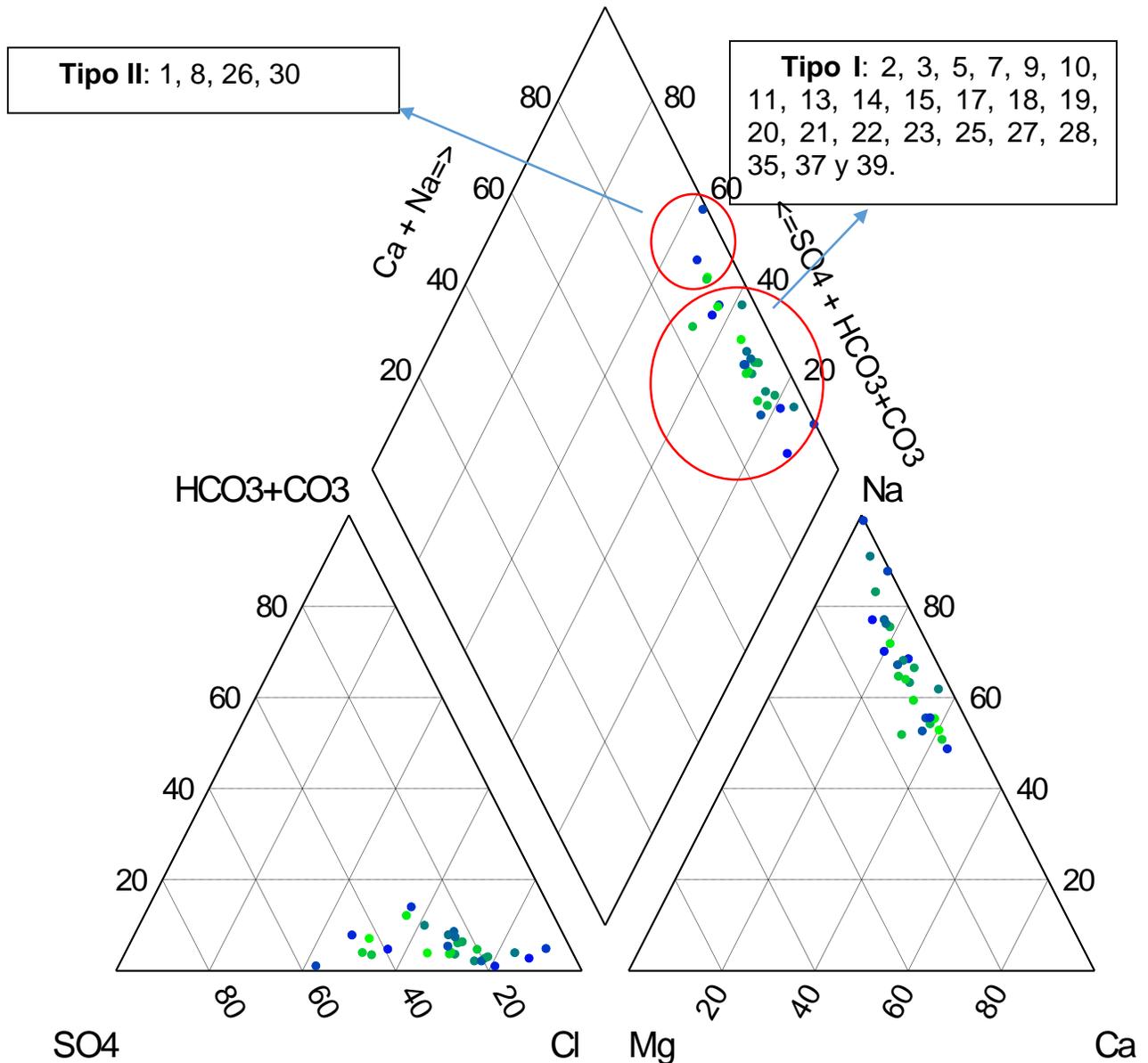


Figura 5-4 Diagrama Piper de las muestras medidas en este estudio. Elaboración propia.

De la clasificación entre aniones y cationes se han distinguido 6 grupos en cada uno. La primera distinción se ve en que las muestras 1 y 30 están juntas en ambos diagramas

y geográficamente provendrían de las aguas de la qda. de Soga, por otro lado, las muestras 28 y 3 resultaron ser las muestras más ricas en carbonatos, esto cobra sentido al ser las muestras más cercanas a los puntos de recarga de Soga y Tarapacá respectivamente considerando aguas frescas con un contenido mayor de HCO_3^- y relativamente baja salinidad (955 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 660 mg/l; y 1614 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 1656 mg/l, CE y SDT respectivamente) siguiendo la cadena de Chebotarev¹³ (1955). 10 y 18 si bien no están en los mismos grupos en ambos diagramas se encuentran cercanos en concentración y geográficamente, además de que la muestra 18 es la de mayor porcentaje en Mg^{2+} en relación a los otros cationes. La muestra 26 se mostró aislada y fue la de mayor porcentaje de SO_4^{2-} en relación a los otros aniones, como ya había quedado evidenciado en los diagramas de dispersión. Las muestras 19 y 27 resultaron ser las más ricas en Cl^- , y son las muestras que están más cerca de la qda. de Aroma, el caso de Aroma en cuanto a salinidad es diferente de Tarapacá y Soga, esto seguramente se debe a la evaporación que afecta a la escorrentía superficial (Magaritz, 1985; Magaritz *et al.*, 1989).

La clasificación para las muestras 26 y 35 podría ser que ocupan un lugar del acuífero con un flujo mucho más lento que los demás debido a sus altas concentraciones. Siguiendo con la clasificación se podría decir que las muestras 1, 30, 28, 22, 18 y 10 estarían relacionados a recargas desde la qda. de Soga. Más al sur se pueden distinguir que las muestras 23, 11, 17, 19, 20, 21, 27, 13, 14, 15, 16, 17, 9, 25 y 39 se consideran con recarga desde la qda. de Aroma. Las muestras que se encuentran en el cruce de los abanicos Aroma y Tarapacá 8, 5, 7, 37 y 2, presentan una notación distinta de las aguas de la qda. de Aroma, posiblemente por el encuentro con las aguas de Tarapacá, esta podría ser una zona de mezcla de aguas. Finalmente la muestra número 3 al presentarse con notación química parecida a las aguas de la qda. de Soga se consideran agua proveniente de las cuencas con bajo contenido en Na^+ y Cl^- ; y por otro lado con mayor SO_4^{2-} , como por ejemplo la qda. de Tarapacá.

Finalmente se analizó el diagrama de Piper general esta vez agrupando desde aguas sulfatadas cálcicas hasta más cloruradas sódicas y se registraron 5 grupos: **(G1)** 26, **(G2)** 1, 3, 8, 10, 18, 28, 30 y 37; **(G3)** 2, 5, 7, 13, 14, 16, 20, 21, 22 y 25; **(G4)** 9, 11, 15, 17, 19, 23 y 35; **(G5)** 27 y 39 (Figura 5-5).

¹³ Secuencia de Chebotarev, relaciona el aumento de los elementos mayores en un sentido evolutivo de aguas más frescas hacia mayor concentración de elementos.

- En el caso de los aniones la evolución sería: $\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{Cl}^-$;
- en el caso de los cationes la evolución sería: $\text{Ca} \rightarrow \text{Mg} \rightarrow \text{Na}$.

Al correlacionar estos grupos con su ubicación geográfica quedaron: (**G1**)-Salar del Obispo; (**G2**) Bajo Soga-Dolores-Zapiga norte y Abanico Tarapacá; (**G3**) Abanico Aroma sur-Abanico Tarapacá; (**G4**) Abanico Aroma norte-Negreiros-Zapiga Sur; (**G5**) Abanico Aroma.

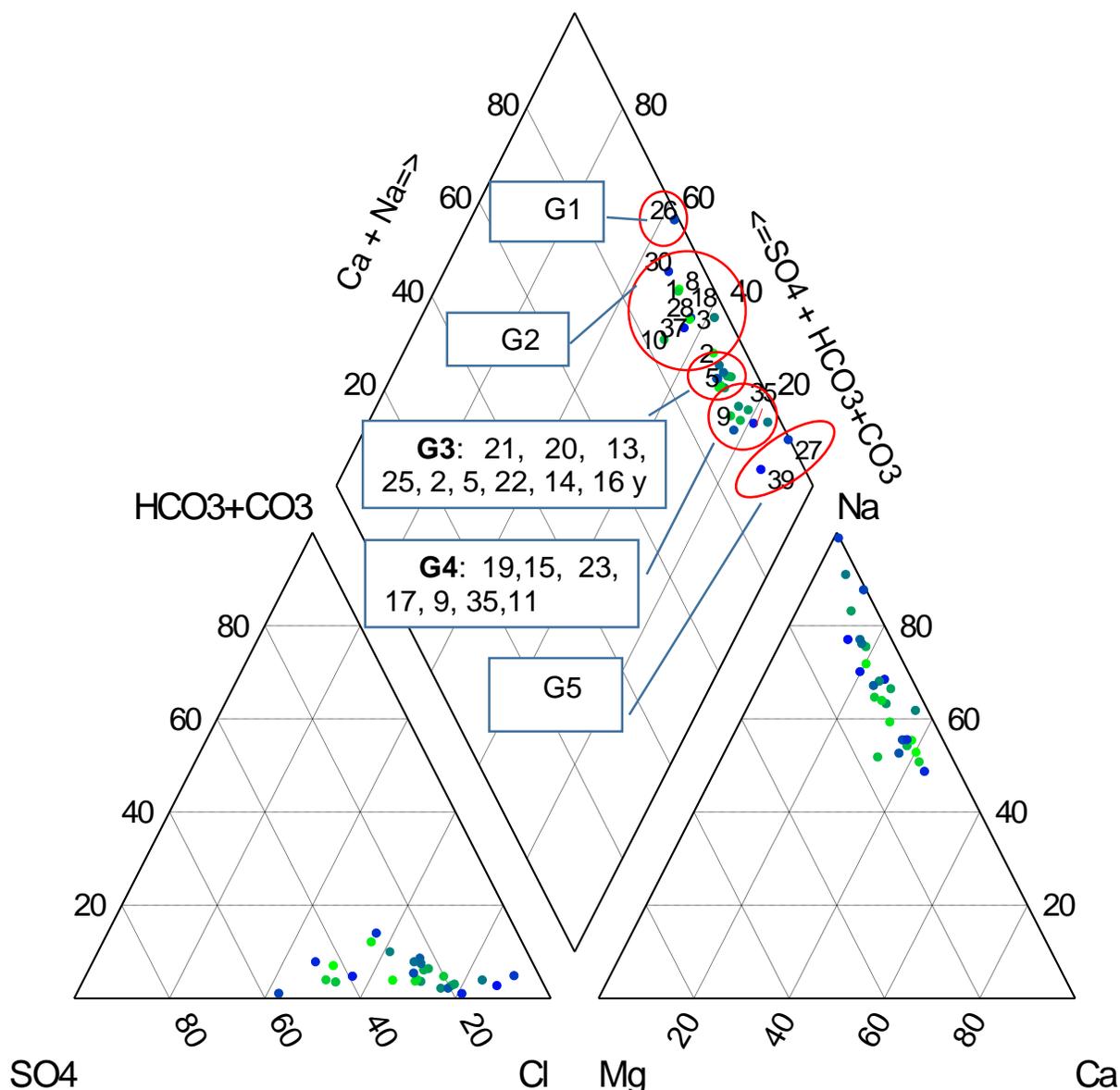


Figura 5-5 Diagrama Piper con clasificación en grupos. Elaboración propia.

G1, se presenta con la mayor concentración de SDT, CE, la más lejana hacia el oeste, y la muestra 26 es la única que representa este grupo, que está en un sector aislado y cercado por la Cordillera de la Costa.

El **G2** identificado en Bajo Soga, Dolores, Zapiga norte y Abanico Tarapacá, representa un grupo de aguas de baja salinidad (CE promedio de 1978 $\mu\text{S}/\text{cm}$), cercanos a aguas sulfatadas cálcicas. Este grupo podría estar cercano a zonas de recargas debido a la baja concentración de elementos y altas concentraciones de SO_4^{2-} y HCO_3^- . Tanto en aguas superficiales de las zonas de cabecera de Aroma como Tarapacá las aguas resultaron más abundantes en SO_4^{2-} que Cl^- (ver Figura 11-2 en Anexos 11.6) (Magaritz, 1985;

Ansón *et al.*, 2012). Las posibles zonas de recarga de estas aguas correspondería, en la zona norte, a la qda. de Soga, por otro lado la muestra 3 pertenecería a recargas desde la infiltración del río Tarapacá en su abanico y lo interesante es que comparten, junto con las muestras de Soga la notación química de agua sulfatada.

El grupo **G3**, agrupa las muestras de los sectores de abanico Aroma sur-abanico Tarapacá, este grupo es más salino que **G2** y presenta valores de CE en promedio de 3885 $\mu\text{S}/\text{cm}$. A su vez también presenta valores relativamente altos de SO_4^{2-} , acercándose al *ratio*=1.-Este grupo podría estar siendo resultado de la mezcla de aguas, desde las aguas del abanico de Tarapacá con el abanico de Aroma.

El **G4** corresponde a las aguas ubicadas en Negreiros, Zapiga sur y abanico aroma norte. Estas aguas presentan 2 características importantes, algunas podrían ser una evolución de aguas desde la recarga de Soga, y lo otro es que presenta una muestra con altísima salinidad (muestra 35 con ~22000 SDT). En lo que respecta a las muestras de la parte norte del abanico Aroma tienen notación química de provenir de la recarga de la cuenca Aroma (alta salinidad, bajos valores de SO_4^{2-} y Ca, entre otros).

El grupo **G5** corresponde a las aguas con mayor porcentaje en NaCl de su contenido total de elementos (27 y 39). La primera se caracteriza por estar cerca del inicio del abanico de Aroma y tiene mayor CE (5200 $\mu\text{S}/\text{cm}$), mientras que la segunda muestra se caracteriza por estar casi al final del abanico de Aroma con una CE menor (3573 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Esta diferencia de salinidad podría evidenciar algún proceso como evaporación o mezcla de aguas.

5.2.5 Análisis de elementos mayores

De un total de 28 muestras de aguas subterráneas de este trabajo, los elementos mayores considerados fueron Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} y HCO_3^- . Un resumen de las concentraciones de las muestras puede ser visto en la Tabla 5-XII.

Tabla 5-XII - Resumen de las concentraciones de elementos mayores medidas en este estudio.

	Na (meq/l)	K (meq/l)	Mg (meq/l)	Ca (meq/l)	Cl (meq/l)	SO ₄ (meq/l)	HCO ₃ (meq/l)
Min	5,133	0,389	0,051	0,759	5,009	2,603	0,568
Max	285,254	13,887	10,938	51,397	182,628	211,751	3,159
Media	36,065	1,673	2,442	10,462	35,052	16,691	1,691

5.2.5.1 Na⁺

En general el Na^+ es liberado por la meteorización de silicatos tipo albita y disolución de rocas sedimentarias de origen marino y depósitos evaporíticos en que se presenta fundamentalmente como NaCl (Custodio y Llamas, 2001).

Las características químicas de este elemento son una solubilidad elevada y muy difícil de precipitar. Es afectado fácilmente por el intercambio catiónico. Suele ir asociado al ion Cl^- , aunque no siempre. Las concentraciones varían entre 1 y 150 mg/l (0,04 – 6,52 meq/l) en aguas dulces no siendo raro poder encontrar valores superiores. El agua de mar contiene valores sobre 10000 mg/l (~440 meq/l), siendo un límite que rara vez sobrepasa el de 500 meq/l. (Custodio y Llamas, 2001)

Con un total de 28 muestras, en este trabajo se registraron concentraciones entre 5,13 y 285 meq/l. La distribución de los datos presenta una relación directa con el contenido de Cl^- ($r^2=0,8$). Se pudo distinguir 2 grupos de aguas, unos que siguen la recta 1:1 y otros que están bajo esta (ver Figura 5-6 a y b). El mayor valor registrado lo presentó la muestra 26, esto está cerca de los valores medidos para agua de mar, la siguen las muestras 35 y 19 que se presentan alejados en el medio entre el grupo de valores bajos y 26. Las muestras 26 y 35 presentan distancia de la relación lineal, uno sobre y otro bajo la recta 1:1, esto indica que la muestra 26 posee mayor Na^+ ; y el pozo 35 posee mayor Cl^- o menor Na^+ . Por otro lado las concentraciones más bajas y que corresponden a aguas dulces son las muestras 28 y 1 (5,13 y 5,84 meq/l). El exceso de Na^+ se podría deber a mayor tiempo de interacción agua roca. La profundidad de las muestras estuvo entre los 4 y 300 m por lo que no se descarta la posibilidad de evaporación para las que están a profundidades menores de 10 m. Un resumen de los datos medidos para este trabajo puede ser visto en la Tabla 5-XII.

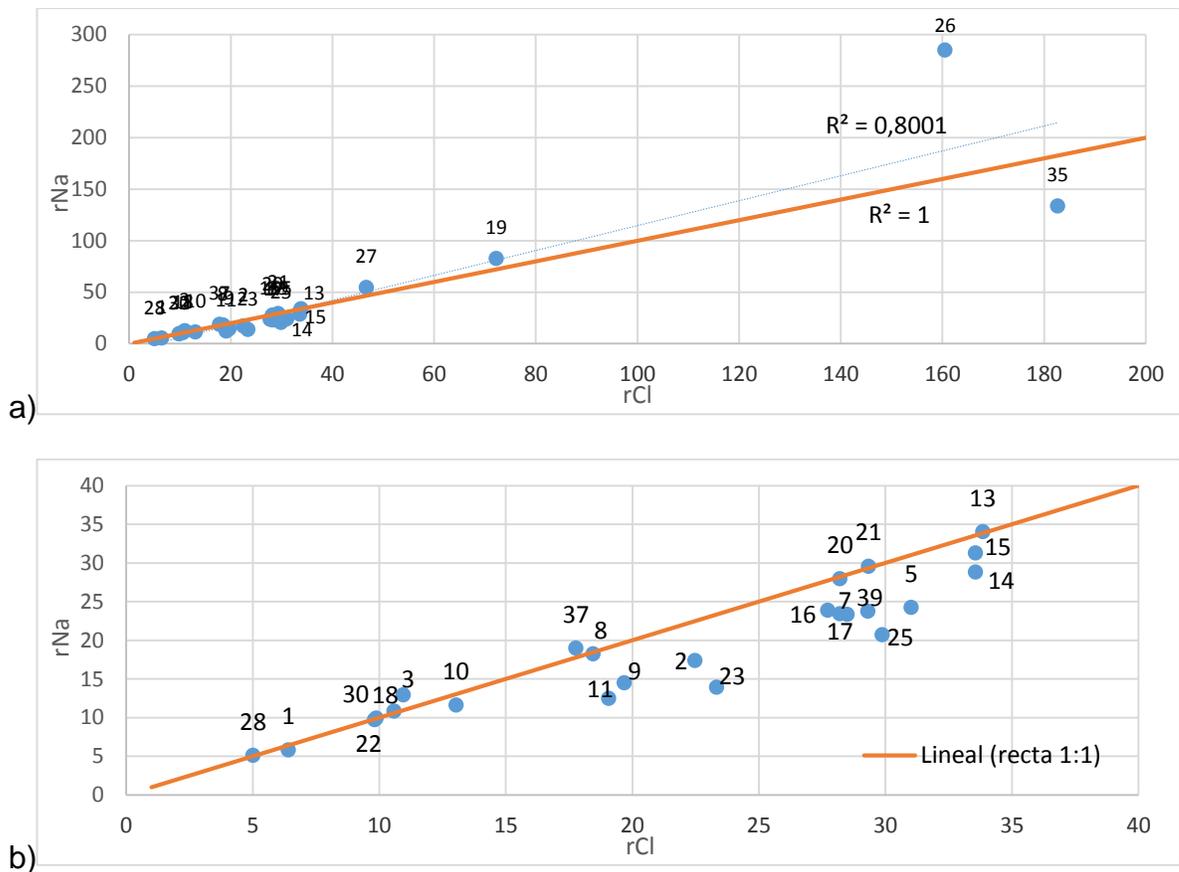


Figura 5-6 Gráficos de dispersión del contenido de rCl vs: a) rNa, b) Ampliación del gráfico a) para mostrar los detalles de las muestras.

5.2.5.2 K⁺

El K⁺ en general procede de la meteorización de feldespatos y ocasionalmente de la solubilización de depósitos de evaporitas, en particular de sales tipo silvina (KCl) o carnalita (KCl MgCl₂). Este elemento tiene un comportamiento subordinado a la ocurrencia de arcillas y a la adsorción en la superficie de minerales con alta capacidad de intercambio iónico. Éstos tienden a fijar el K⁺ de manera irreversible. En cuanto a sus características químicas el K⁺ presenta una solubilidad elevada y es difícil de precipitar; como se mencionó anteriormente es afectado fácilmente por el intercambio catiónico y es afectado por la adsorción, esto último es lo que más lo diferencia del Na⁺. Es por ello que las aguas naturales a pesar de la mayor abundancia de K⁺ en muchas rocas, tienen mucho menor K⁺ que Na⁺ excepto en las muy diluidas (Custodio y Llamas, 2001).

Las concentraciones en general de este elemento se encuentran entre los 0,1 y 100 mg/l (0,003 – 2,56 meq/l) en aguas dulces, extraordinariamente se pueden tener algunos cientos de mg/l y solo muy raramente se pueden tener salmueras de hasta 100.000 mg/l

(2557,5 meq/l). El agua de mar tiene alrededor de 400 mg/l (10,23 meq/l) (Custodio y Llamas, 2001).

De un total de 28 muestras, donde el rango de concentraciones estuvo entre los 0,39 – 13,88 meq/l se puede resumir que: El valor más alto lo presentó la muestra 26 seguido de la muestra 35, y la concentración más baja la presentó la muestra 18. Existe una tendencia lineal con Na^+ . Los valores son más bajos que el considerado para las aguas de mar, pero mayores que los considerados para aguas dulces. El promedio es 1,67 meq/l. Presenta una relación lineal con Cl^- a excepción de las muestras 35 y 26 que se ubican sobre y bajo la tendencia lineal de los datos (ver Figura 5-7 a). Por otro lado la relación con Na^+ resultó tener una relación directamente proporcional, incluso con la muestra 26, aunque no con 19, 27 y 35 que presentan mayor Na^+ (Figura 5-7 b). Esto indica un comportamiento común entre Na^+ y K^+ . Un resumen de los datos medidos para este trabajo puede ser visto en la Tabla 5-XII.

5.2.5.3 Mg^{2+}

El Mg^{2+} es un catión menos abundante que el Ca^{2+} en aguas naturales y es conocido al igual que el Ca^{2+} como catión alcalino térreo. Procede de la disolución de rocas carbonatadas, evaporitas y de la alteración de silicatos ferromagnesianos. Así como se asocia su origen al agua marina. Los procesos de intercambio iónico influyen también en las concentraciones de Mg en aguas subterráneas. En ellas, el Mg^{2+} es retenido con preferencia al Ca^{2+} en suelos y rocas (Custodio y Llamas, 2001).

Sus características químicas son parecidas a las del ion Ca^{2+} pero es más soluble y algo más difícil de precipitar. En general sus concentraciones están entre 1 y 100 mg/l (0,08 – 8,22 meq/l) en aguas dulces, pudiendo llegar a veces a algunos miles de mg/l en aguas salinas o salmueras. En el agua de mar puede llegar a 1200 mg/l (98,68 meq/l) (Custodio y Llamas, 2001).

De un total de 28 muestras se puede observar que el promedio fue 2,44 meq/l el rango de datos es 0,05 – 10,94 meq/l, siendo el valor más bajo correspondiente a la muestra 27 y el mayor a la muestra 35. En general los datos presentan valores más altos que los de aguas dulces. Su relación con la salinidad no es proporcional (ver Figura 5-8). Su relación con el catión Ca^{2+} es directamente proporcional para la mayoría de los datos excepto de la muestra 26 (ver Figura 5-9 b). Un resumen de los datos medidos se puede ver en la Tabla 5-XII.

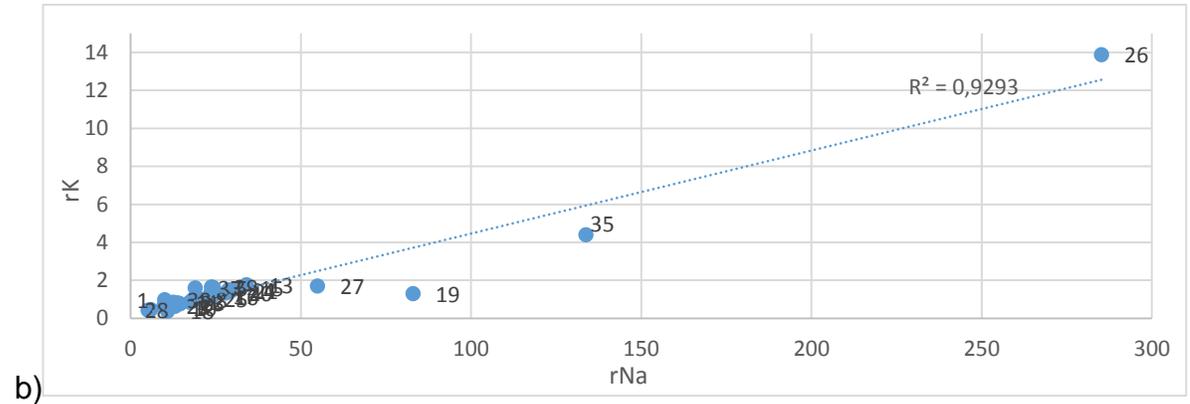
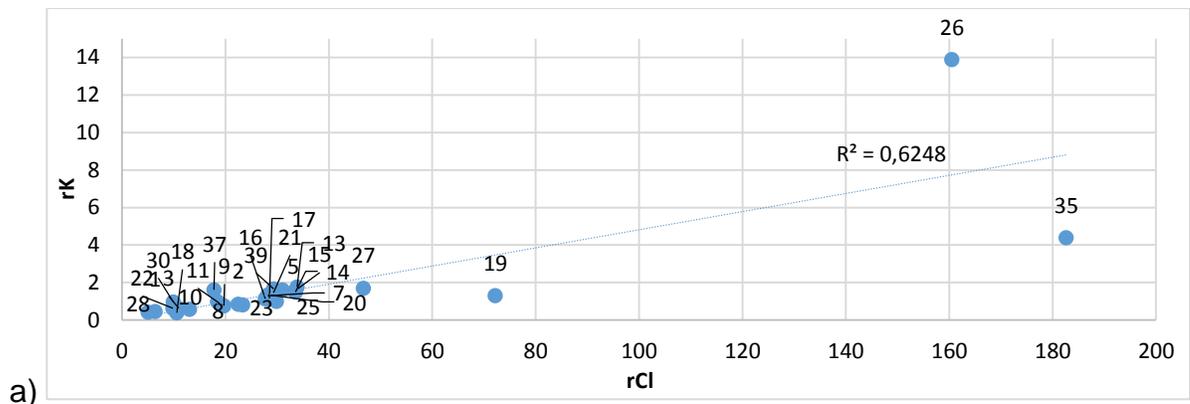


Figura 5-7 Gráficos de dispersión del contenido de rK vs: a) rCl y b) rNa.

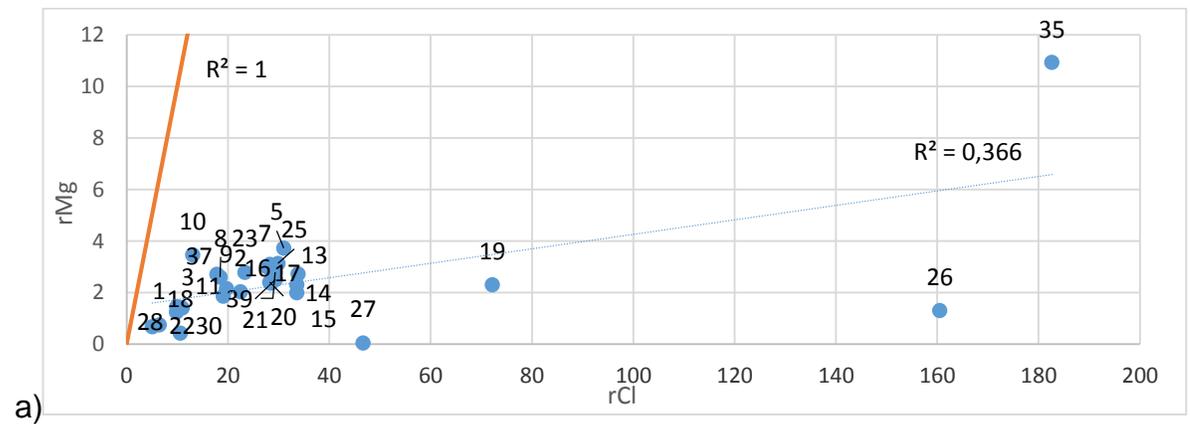


Figura 5-8 Gráficos de dispersión del contenido de rCl vs rMg.

5.2.5.4 Ca²⁺

El Ca²⁺ suele ser el catión principal en la mayoría de las aguas naturales por su amplia difusión en rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. En general el comportamiento químico del Ca²⁺ es que compone sales desde moderadamente solubles a muy solubles. Es muy fácil de precipitar como CaCO₃. Su química va muy asociada a la ley de los iones HCO₃⁻ y CO₃²⁻ en muchas aguas naturales, pudiéndose precipitar y disolver con facilidad

al cambiar el pH o la presión parcial de CO₂. Es afectado por el intercambio iónico (Custodio y Llamas, 2001).

Su concentración en aguas dulces es de entre 10 y 250 mg/l (0,5 – 12,48 meq/l), pudiendo llegar a 600 mg/l (30 meq/l) en aguas selenitosas o ricas en yeso. El agua de mar contiene alrededor de 400 mg/l (20 meq/l). Excepcionalmente se pueden tener 50000 mg/l (2500 meq/l) en salmueras (e.g. de CaCl₂) (Custodio y Llamas, 2001).

De un total de 28 muestras, el rango de datos estuvo entre 0,76 – 51,4 meq/l con un promedio de 10,46 meq/l. La muestra que presentó el valor más bajo fue la 27, la concentración más alta la presentó la muestra 35. Existen valores que superan los contenidos para aguas dulces con aguas semejantes a aguas selenitosas, estos, corresponden al encontrado en la muestra 35 (51,4 meq/l), seguida de la muestra 26 (39,62 meq/l). En relación con la salinidad a excepción de algunas muestras (como 27 y 19) presentó una relación directa, lo mismo con el Mg²⁺, donde Ca²⁺ es dominante (ver Figura 5-9 a y b). La Tabla 5-XII muestra un resumen de las concentraciones de Ca²⁺ obtenidas en este trabajo.

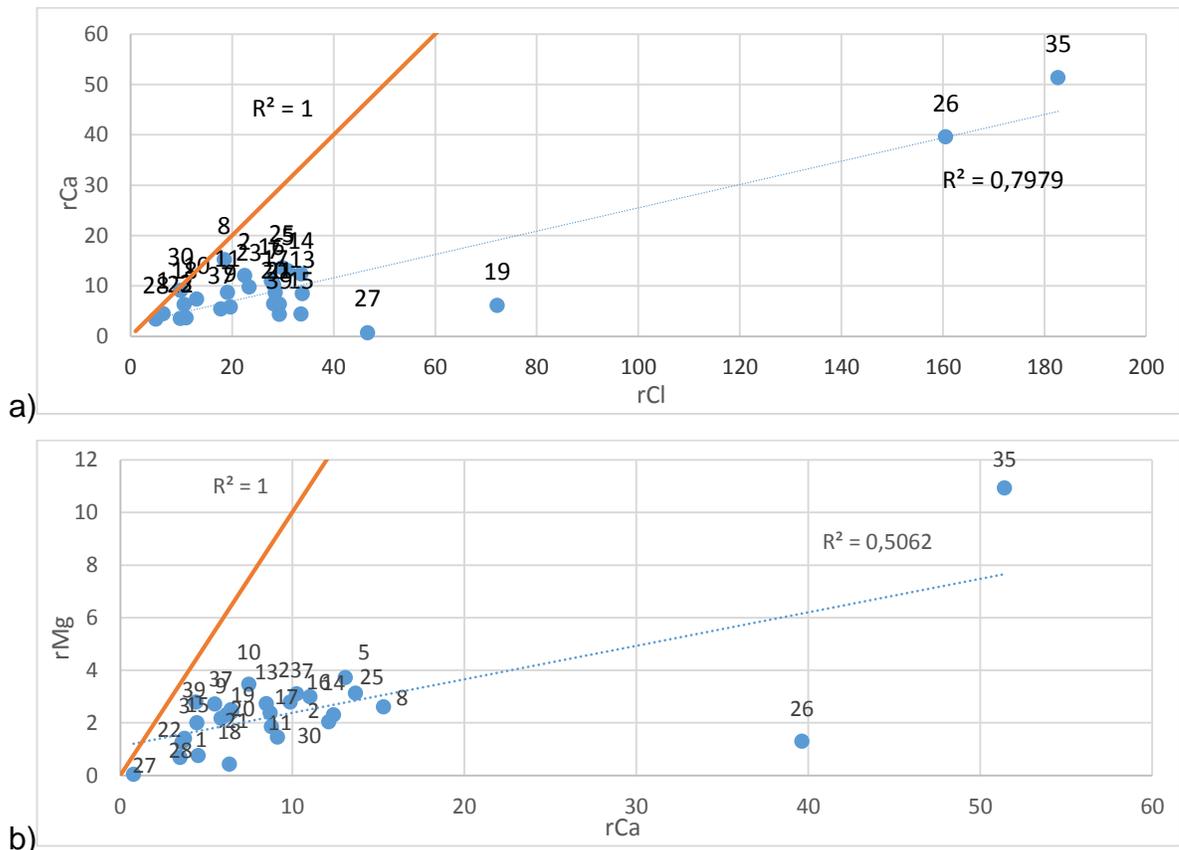


Figura 5-9 Gráficos de dispersión del contenido de rCa vs: a) rCl y b) rMg.

5.2.5.5 Cl⁻

Las características químicas del anión Cl⁻ son que no forma sales de baja solubilidad, no se oxida ni se reduce en aguas naturales, no es adsorbido significativamente ni entra a formar parte de procesos bioquímicos, lo que le da un carácter de trazador casi ideal. Es por esto que se le considera un ion conservativo. En general va asociado al ion Na⁺; en especial en aguas muy salinas, pero el aumento de miliequivalentes no es necesariamente igual (Custodio y Llamas, 2001).

Las concentraciones van entre los 10 y 250 mg/l (0,28 – 7,05 meq/l) en aguas dulces. El agua de mar tiene entre 18000 y 21000 mg/l (500 – 600 meq/l). Una salmuera natural puede tener 220000 mg/l (Custodio y Llamas, 2001).

De un total de 28 muestras, con un rango de entre 5 y 182,6 meq/l y un promedio de 35,05 meq/l. En la Tabla 5-XII se muestra un resumen de los datos obtenidos en la toma de muestras. Existen dos los altos en las muestras 35 (182,63 meq/l) y 26 (160,5 meq/l). En general el anión Cl⁻. Presentó una tendencia lineal con SDT, CE y Na⁺. Las muestras con valores considerados aguas dulces corresponden a 1 y 28, el resto de las muestras se encuentra con contenidos de Cl⁻ mayores al agua dulce pero menores a la concentración típica del agua de mar, y muy por debajo de una salmuera. En la relación entre Cl⁻ y SO₄²⁻, este último tiende a disminuir a medida que aumenta el Cl⁻ para casi todas las muestras excepto para la muestras 26 (ver Figura 5-10 a y b).

5.2.5.6 SO₄²⁻

En general el sulfato forma sales moderadas a muy solubles. Su comportamiento puede desviarse significativamente del teórico predecible en base a los principios de su disolución, por su tendencia a formar iones complejos con Na⁺ y Ca²⁺ y a incorporarse a procesos biológicos. Está sujeto a procesos de reducción, especialmente en presencia de bacterias y materia orgánica. En ambientes reductores, a pH menor que 7, la forma reducida estable es el H₂S, mientras que en soluciones alcalinas predomina el HS⁻.

Es difícilmente precipitable químicamente, pero puede separarse de la solución por concentración si existe una evaporación importante (Custodio y Llamas, 2001).

Presenta concentraciones entre 2 y 150 mg/l (0,04 – 3,12 meq/l) en aguas dulces pudiendo llegar a 5000 mg/l (100 meq/l) en aguas salinas si existe Ca²⁺ y hasta 200000 mg/l (4170 meq/l) si está asociado a Mg²⁺ y Na⁺ en ciertas salmueras. El agua del mar contiene alrededor de 3000 mg/l (62,5 meq/l) (Custodio y Llamas, 2001).

De un total de 28 muestras utilizadas en este trabajo, con un rango de 2,6 – 211,75 meq/l. El valor medido más alto corresponde a la muestra 26, mientras que las más bajas fueron las muestras 27 y 28. Las aguas consideradas dulces corresponden a las muestras 22, 27, 28 y 39. Por otro lado el resto de las muestras representan estados intermedios que alcanzan un máximo en un agua del tipo salina como lo es el de la muestra 26.

En relación con el Cl⁻, el SO₄²⁻ presentó una relación directamente proporcional, a excepción de la muestra 26 y 35 (ver Figura 5-10 a y b).

Existe una relación directa entre Ca^{2+} y Mg^{2+} con SO_4^{2-} , esto quiere decir que la concentración de ambos iones aumenta de manera conjunta con el aumento de la concentración de SO_4^{2-} (ver Figura 5-11 a b, c y d).

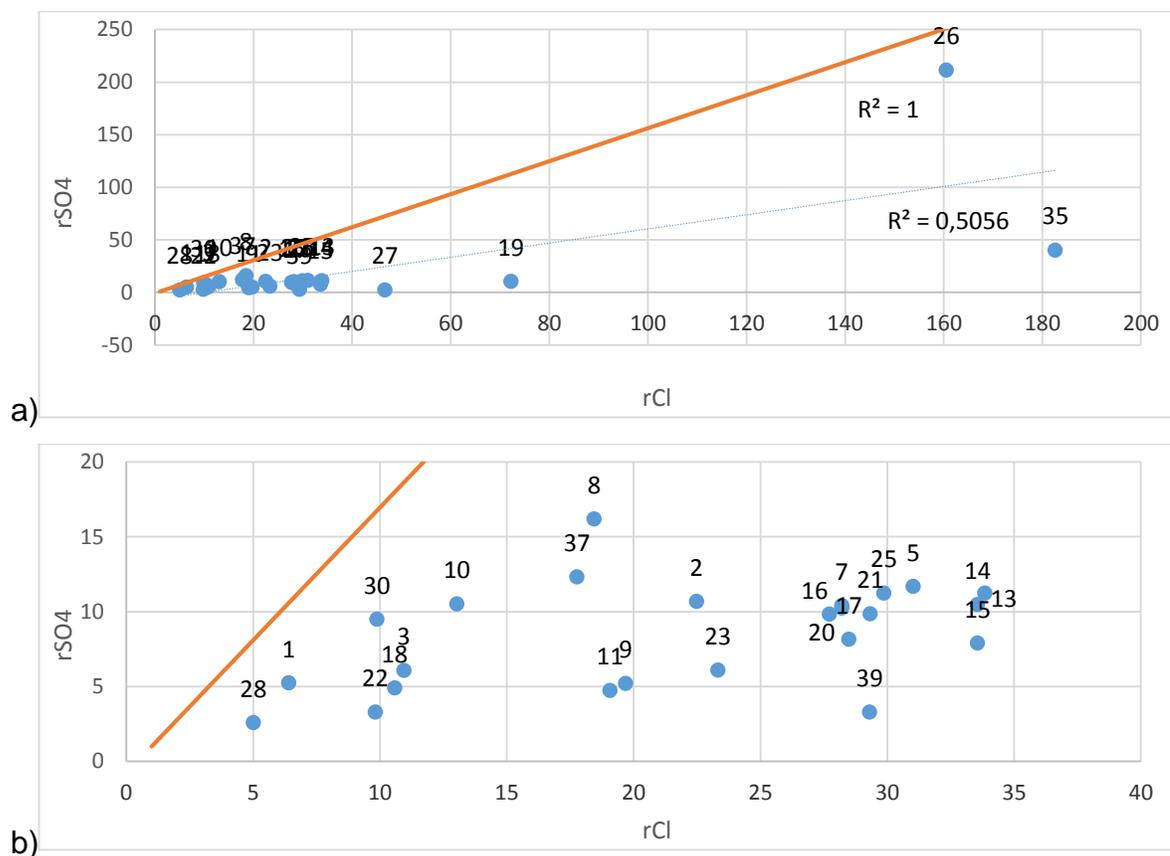


Figura 5-10 Gráfico de dispersión del contenido de rCl vs: a) rSO₄; b) Ampliación del gráfico a) para mayor detalle de los datos.

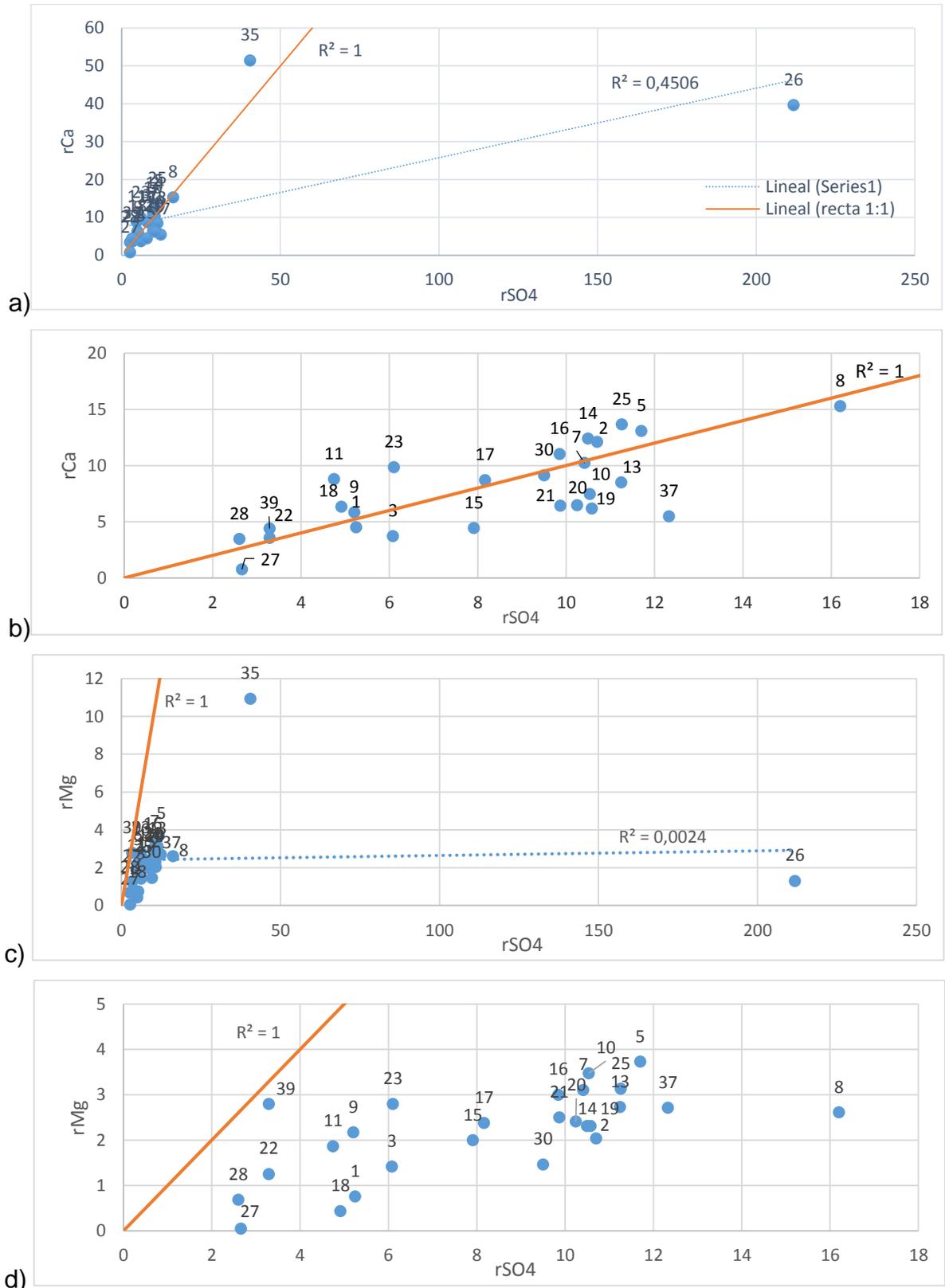


Figura 5-11 Gráficos de dispersión del contenido de rSO₄ vs: a) rCa, b) ampliación de a) con mayor detalle de los datos; c) rMg; d) ampliación de c) con mayor detalle de los datos.

5.2.5.7 HCO₃⁻

Existe una profunda relación entre el CO₂ gaseoso, CO₂ disuelto, HCO₃⁻, CO₃²⁻ y pH. Estos iones comunican alcalinidad al agua, en el sentido que dan capacidad de consumo al ácido al crear una solución tampón. No son oxidables, ni reducibles en aguas naturales. Se pueden precipitar con mucha facilidad como CaCO₃ (Custodio y Llamas, 2001).

En general las concentraciones de HCO₃⁻ están entre 50 y 350 mg/l (0,81 – 5,73 meq/l). El agua de mar tiene alrededor de 100 mg/l (1,64 meq/l). En algunos casos puede llegar hasta 1000 mg/l (16,04 meq/l) en aguas pobres en Ca²⁺ y Mg²⁺ o en las que se producen fenómenos de liberación de CO₂ en el acuífero. El anión CO₃²⁻ está en concentraciones mucho menores que el HCO₃⁻ y si el pH < 8,3 se le considera 0. En aguas alcalinas con pH > 8,3 puede haber cantidades importantes, hasta 50 mg/l (0,82 meq/l) en algunas aguas naturales (Custodio y Llamas, 2001).

De un total de 28 datos, con un rango entre 0,56 y 3,16 meq/l y un promedio de 1,69 meq/l. La muestra de menor valor corresponde a la 23 y la muestra de mayor valor corresponde a la 35. Debido al pH neutro-alcalino de las aguas del acuífero, el carbonato dominante es HCO₃⁻. Las muestras 1, 2, 5, 7, 8, 9, 10, 11, 15, 16, 17, 22, 23, 28, 30, 37 y 39 corresponden a una concentración cercana a aguas dulces, por otro lado, las muestras 3, 13, 14, 18, 19, 20, 21, 25, 26, 27 y 35 presentaron concentraciones más elevadas, cercanas a las del agua de mar, o evolución hacia una salmuera.

La relación con Cl⁻ no es directa (ver Figura 5-12). En cuanto a la relación de Ca²⁺ con HCO₃⁻, se encontraron pocas muestras con algún grado de tendencia (muestras 27 y 3, Figura 5-13 a). Mientras que la relación con Ca²⁺ no fue directa. Esto podría indicar que no hay relación con los minerales calcita (ver Figura 5-13 b). Por otro lado no hubo relación con Mg²⁺ lo que podría descartar la precipitación/disolución de dolomita, sin embargo tal mineral no será descartado por su relación con la dureza del agua.

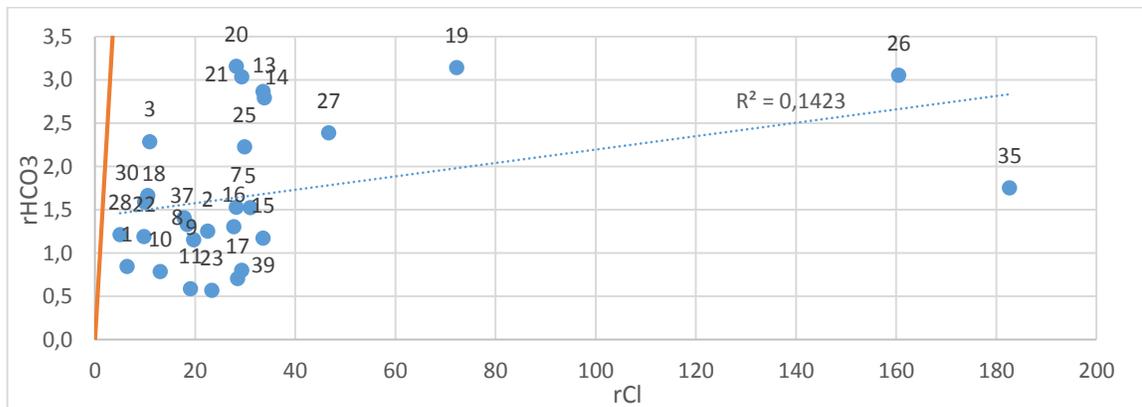


Figura 5-12 Gráfico de dispersión del contenido de rCl vs rHCO₃

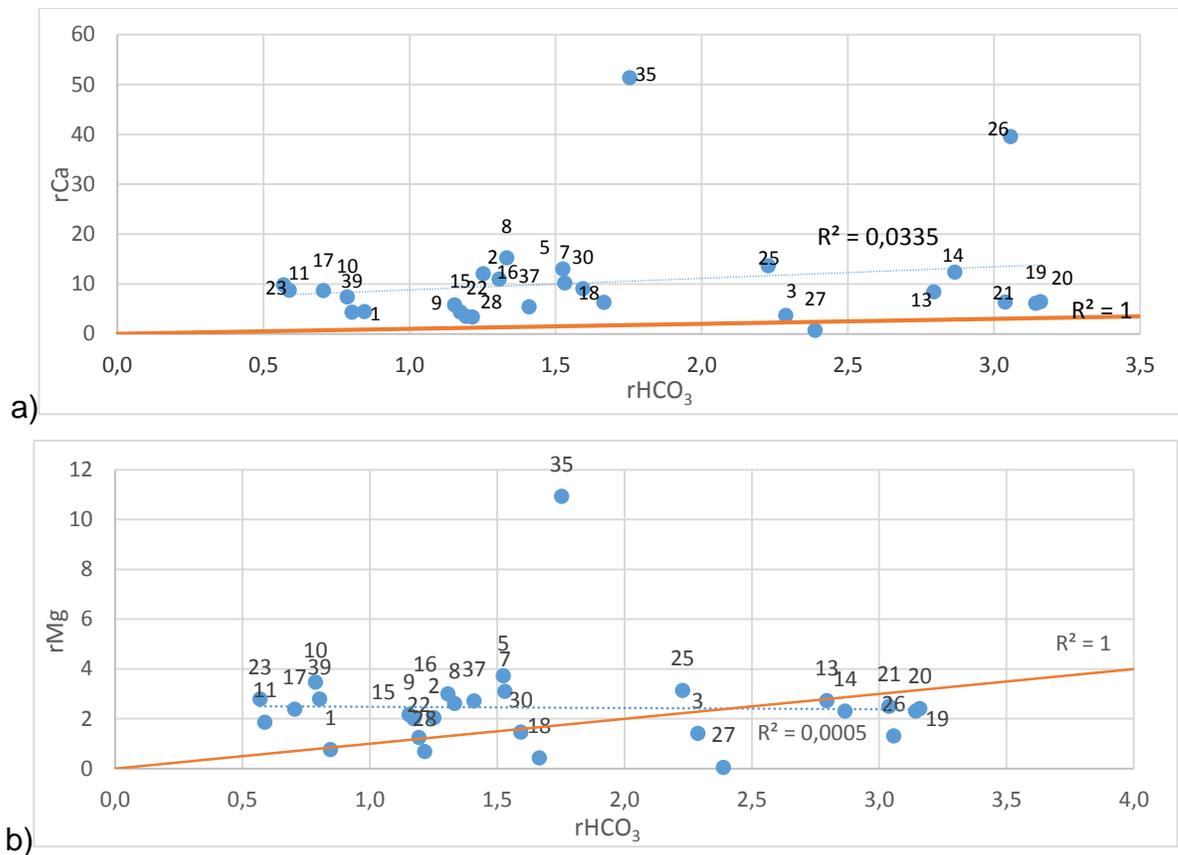


Figura 5-13 Gráficos de dispersión del contenido de rHCO₃ vs: a) rCa y b) rMg.

5.2.6 Análisis por elementos menores

Las concentraciones de los elementos Fe (Total), Mn (Total) y NO₃⁻ utilizadas en este trabajo fueron analizadas y comparadas con la concentración de otros elementos en mg/l.

Un resumen estadístico de las medidas de estos elementos puede ser vista en la Tabla 5-XIII.

Tabla 5-XIII - Resumen estadístico del contenido de elementos menores de las muestras de este trabajo.

	Fe (mg/l)	Mn mg/l	NO ₃ (mg/l)
N° de datos	24	28	28
Min	0,02	0,01	0,203
Max	42,61	1,869	403
Prom	13,004	0,326	16,91

5.2.6.1 Fe total

Las características químicas de este elemento son relativamente complejas, pues puede existir en los estados de valencia +2 y +3. La estabilidad de los iones Fe^{2+} y Fe^{3+} , $\text{Fe}(\text{OH})^{2+}$, $\text{Fe}(\text{OH})^+$, en relación con el $\text{Fe}(\text{OH})_3$ y $\text{Fe}(\text{OH})_2$ precipitados o coloidales, depende del pH, Eh y composición de la solución. Ciertas materias orgánicas y algunas inorgánicas pueden actuar formando complejos, que complican más el comportamiento (Custodio y Llamas, 2001). Según campos de estabilidad desarrollados en agua subterránea normalmente solo se tiene Fe^{2+} disuelto (a veces FeOH^+) y a un pH elevado prácticamente no existe hierro disuelto (Hem, 1959).

La concentración está controlada por procesos de oxidación-reducción, precipitación y disolución de hidróxidos, carbonatos y sulfuros, formación de complejos especialmente con materia orgánica y también por la actividad metabólica de animales y plantas. En general se encuentra entre 0 y 10 mg/l, siendo menos de 0,5 mg/l en *aguas aireadas*. Con pH entre 5 y 8 rara vez se llega a 50 mg/l. En aguas muy ácidas se puede llegar a 100 mg/l en Fe total. Las aguas alcalinas solo tienen muy pequeñas cantidades de Fe^{2+} o $\text{Fe}(\text{OH})^+$ (Custodio y Llamas, 2001).

De un total de 24 muestras medidas, con un rango de datos de entre 0,01 y 42,61 mg/l, aparte de presentar una relación inversa con la salinidad (ver Figura 5-14 a), se pueden apreciar 2 grandes grupos: el grupo de alta concentración (<1mg/l) y baja concentración (>1mg/l). El de alta concentración al encontrarse en aguas neutro-alcalinas cumple con la condición de ser menor a 50 mg/l. El otro grupo (muestras 1, 11, 35, 37 y 39) con bajos valores de concentración (<0,1 mg/l). Existe una baja posibilidad de Fe asociado a material orgánico en la zona, por la historia del clima de la región que ha variado desde árido a hiper árido (Nester *et al.*, 2007; Nester y Jordan, 2012), por lo que la materia orgánica si bien siempre ha existido en las qdas. no tiene proporción, ni mucho contacto con las aguas de la Pampa, por lo que prácticamente vale considerar el Fe inorgánico y con posible relación con el cordón metalogénico de la provincia en la Precordillera y Cordillera Occidental. No existe relación directa con HCO_3^- (ver Figura 5-14 b).

5.2.6.2 Mn total

El manganeso tiene un comportamiento químico similar al Fe, presentando como este los estados de valencia +2 +3, además de la +4, que solo existe como MnO_2 insoluble. En general está en forma de Mn^{+2} que se oxida fácilmente a MnO_2 . Puede formar complejos orgánicos estables tal como sucede con el hierro.

Sus concentraciones en general por debajo de 0,2 mg/l rara vez por encima de 1 mg/l, y es más abundante en aguas ácidas (Custodio y Llamas, 2001).

De 28 muestras todas se encontraron dentro del rango entre 0,01 y 1,87 mg/l, y fue medido en su total. Se puede decir que las muestras con menor contenido fueron las 26 y 28, mientras que las con mayor valor medido fue la muestra 7 (1,87 mg/l). Por otro lado

el macizo de la distribución de la muestra se encontró entre 0,05 y 1 mg/l. Solo 3 muestras superaron 1 mg/l. Existe una tendencia inversa con la salinidad (ver Figura 5-15 a). No presenta una relación clara con Fe (ver Figura 5-15 b).

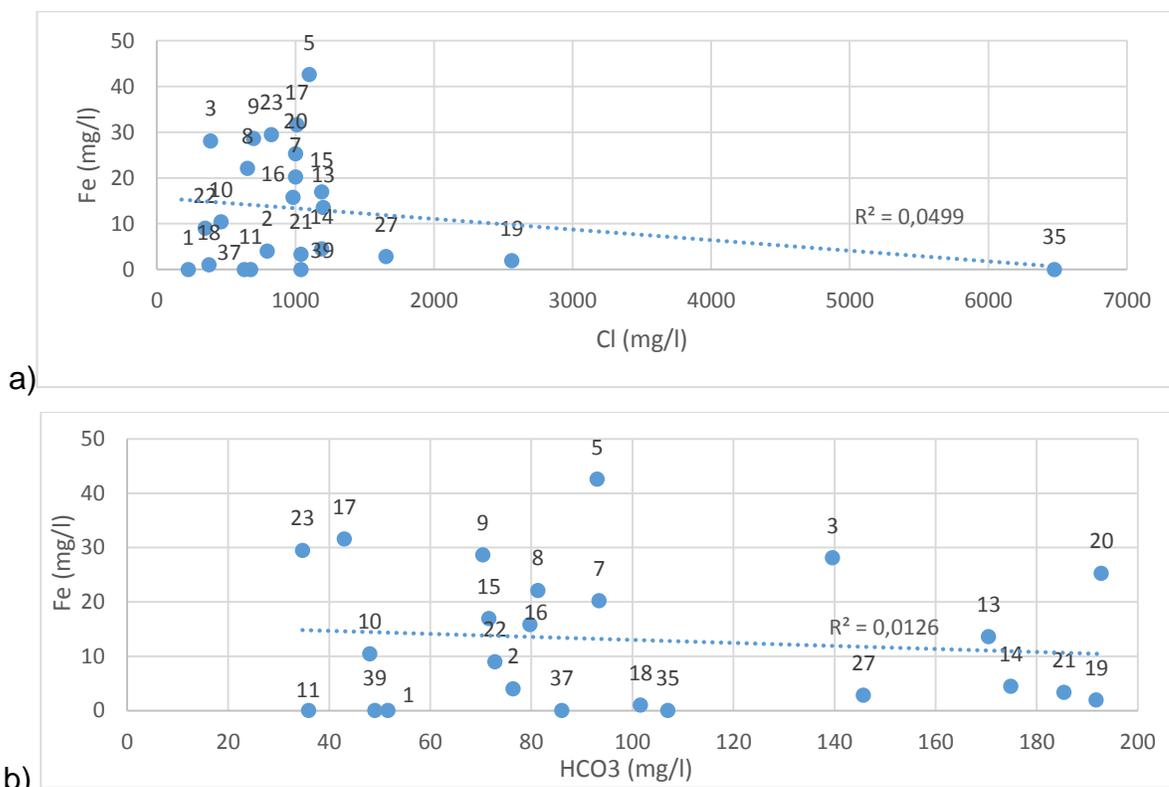


Figura 5-14 Gráficos de dispersión entre el contenido de Fe: a) vs HCO₃ y b) vs Cl.

5.2.6.3 NO₃⁻

El NO₃ en general forma sales muy solubles y por lo tanto es muy difícilmente precipitable. Aunque tiene tendencia a ser estable, aún en medios reductores, puede pasar de N₂ o NH₄⁺ y excepcionalmente a NO₂⁻, la mayoría de los compuestos nitrogenados pasan a NO₃⁻ en medio oxidante, aunque el NH₄⁺ puede perderse en parte como N₂. El terreno puede fijar el NO₃⁻ en especial el suelo vegetal (Custodio y Llamas, 2001).

Sus concentraciones normalmente entre 0,1 y 10 mg/l (0,007 – 0,71 meq/l) pero en aguas contaminadas pueden llegar a 200 mg/l (14,28 meq/l) y en algunos casos hasta 1000 mg/l (71,38 meq/l), y en el agua de mar tiene alrededor de 1 mg/l (0,071 meq/l) o menos (Custodio y Llamas, 2001).

De un total de 28 muestras medidas, con un rango de 0,203 – 403 mg/l. La muestra con mayor valor de concentración medido fue 35, con 403 mg/l, por otro lado existen varias muestras con bajos valores como lo fueron 2, 10, 15 y 17. Solo la muestra 35 presenta valores considerables, pero es un caso puntual. El origen del NO₃⁻ podría estar asociado a los depósitos de nitrato en la Pampa del Tamarugal (Ericksen, 1983), o a las

plantaciones de tamarugos de la Corporación Nacional Forestal (CONAF), esto porque no hay otra actividad agrícola mayor en la Pampa, en esta zona.

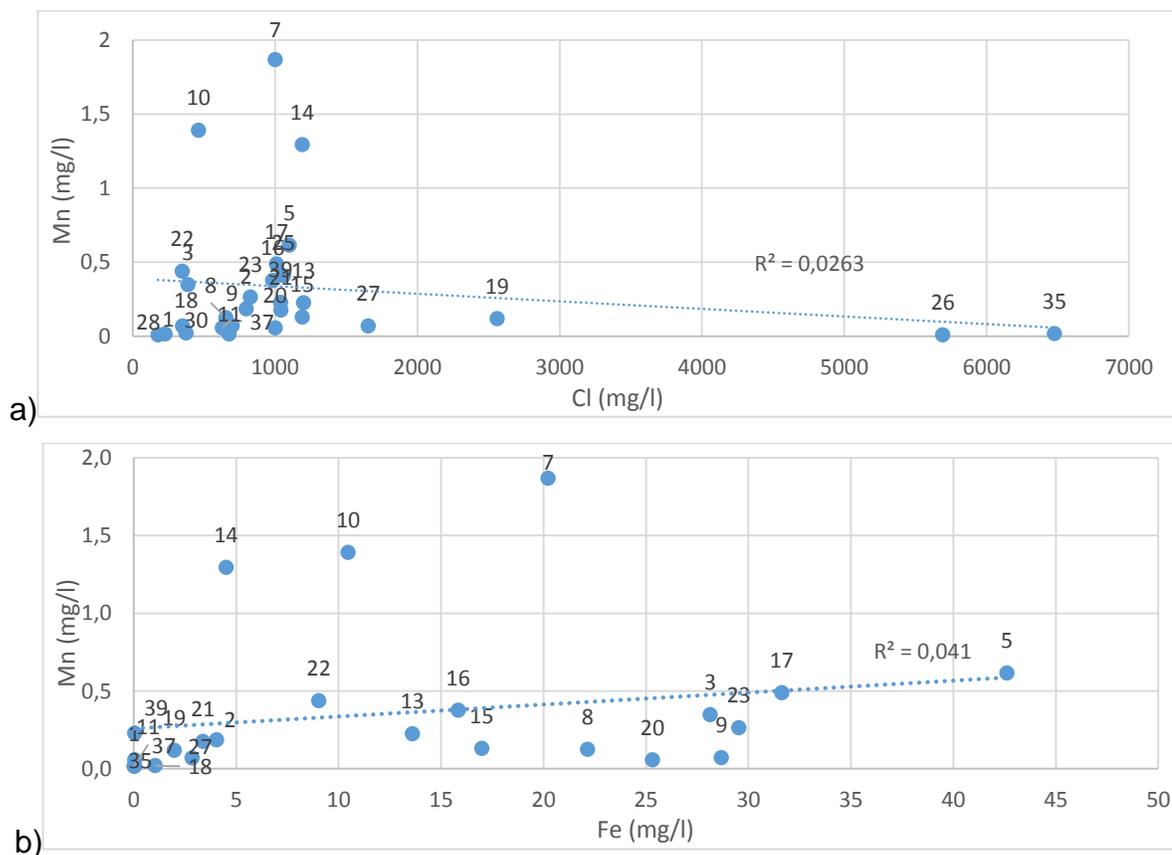


Figura 5-15 Gráfico de dispersión entre el contenido de Mn vs: a) Cl y b) Fe

5.2.7 Elementos Traza

- As total

El elemento As fue tomado en cuenta debido a los altos valores registrados en lugares cercanos como la qda. de Camiña y Camarones ($>0,15$ mg/l)¹⁴.

El As puede formar compuestos orgánicos e inorgánicos y presenta una especiación definida por su valencia y el estado de oxidación (ver Figura 5-16). El As de manera natural es posible encontrarlo de 2 formas, como arsenito As(III) (Murkherjee *et al.*, 2000); o arsenato, As(V) (Smedley *et al.*, 1998), de los cuales el arsenito es el más tóxico para seres vivos.

¹⁴ Datos obtenidos de DGA.

La movilidad del As en aguas subterráneas está controlado por reacciones del tipo: disolución/precipitación, adsorción/coprecipitación y óxido/reducción. Y existen eventos que ocurren de manera natural que aumentan los niveles de As como: la meteorización de minerales sulfurados provocando una disolución reductiva de oxihidróxidos de Fe ricos en As (Matisoff *et al.*, 1982; Korte, 1991; Nimick, 1998; Nickson *et al.*, 1998; Acharyya *et al.*, 1999; Nickson *et al.*, 2000); pirita rica en As o disolución por oxidación de arsenopirita (Smedley *et al.*, 1996; Das *et al.*, 1996; Mandal *et al.*, 1998; Chowdhury *et al.*, 1999); minerales con As en contacto con agua (Smedley *et al.*, 1996; Nimick, 1998).

La ocurrencia por meteorización de minerales sulfurados es el tipo de contaminación por As más común. Esto debido a la reacción entre los oxihidróxidos con carbón orgánico que liberan As en la solución. Mientras que la oxidación de minerales sulfurados como pirita es la mayor fuente de As. La movilidad de As por reacción de adsorción/desorción tiene relación con la litología en contacto, en este caso arcillas, materiales carbonatados y óxidos de Fe, Al y Mn pueden participar en reacciones adsorptivas.

Se han formulado diferentes hipótesis acerca del origen del As en las aguas en la región. Dentro de estas hipótesis las más coherentes son las relacionadas con la oxidación de arsenopirita y el contacto del agua con minerales ricos en As. Esto último es más representativo para el caso de Chile, debido a la presencia de cordones metalogénicos en la Precordillera y Cordillera Occidental (Sillitoe, 1990; Bouzari y Clark, 2002; Camus 2003; Bouzari y Clark, 2006), además de la existencia de fuentes geotermales asociadas a los cordones volcánicos (Lahsen, 1976; Lahsen y Munizaga 1979).

De un total de 27 muestras medidas, con un rango entre 0,006 y 2,052 mg/l (ver Tabla 5-XIV) el As corresponde al elemento traza que más se ha medido en la región, al igual que el Boro. Para efectos de este estudio no se pudieron conseguir mediciones de B para todas las muestras, por lo que no se hizo un énfasis especial (ver Anexos 11.7).

El comportamiento del As con la salinidad no fue directo, lo mismo ocurrió con el Fe y el Mn (ver Figura 5-17 a, b y c). Las mayores concentraciones de Mn coincidieron con bajos valores de As y el valor más alto de As fue medido en la muestra 10. Según algunos casos el As ha tenido relación con Mn (Gates *et al.*, 2011).

Tabla 5-XIV Resumen del contenido de As total medido en este estudio.

	As mg/l
N° de datos	27
Min	0,006
Max	2,052
Prom	0,285

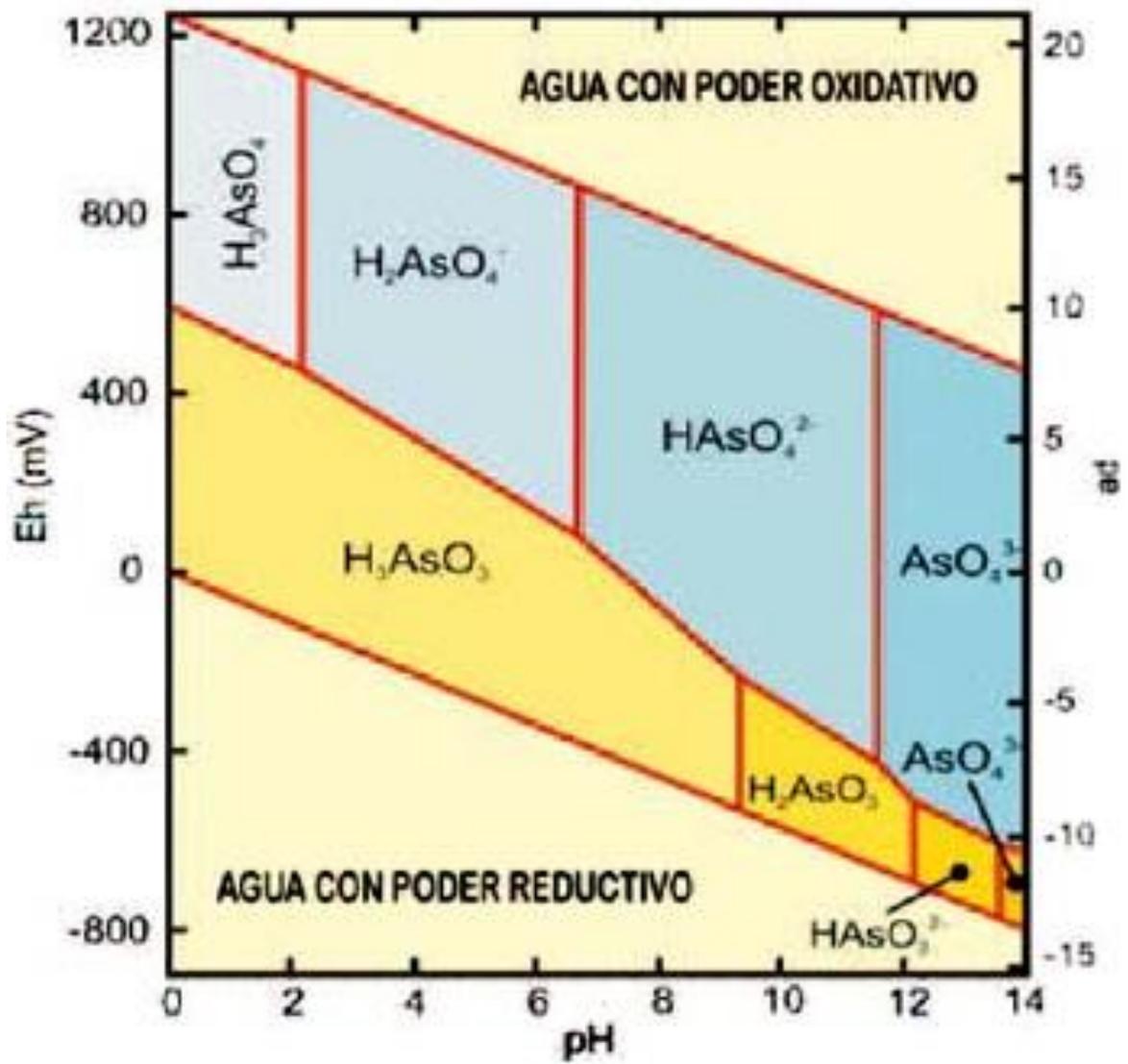
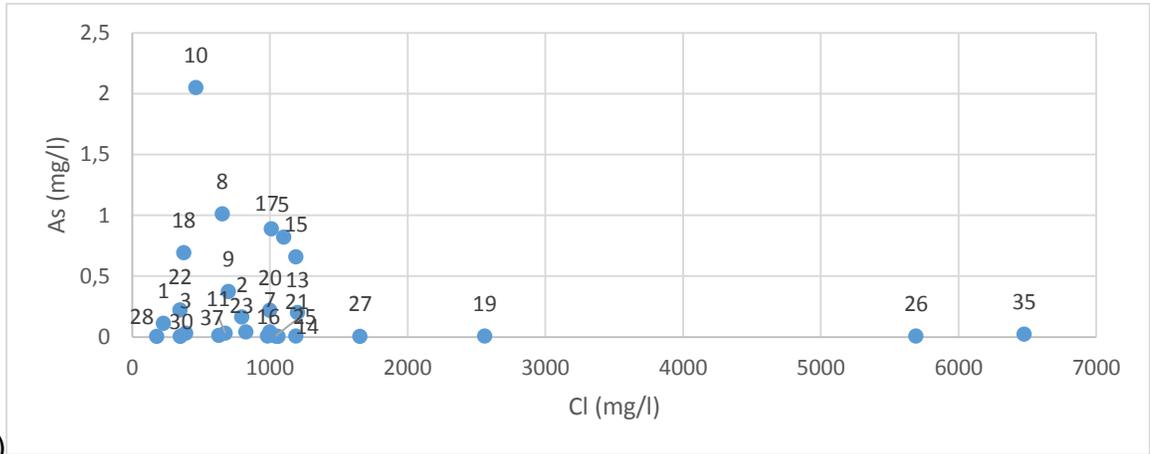
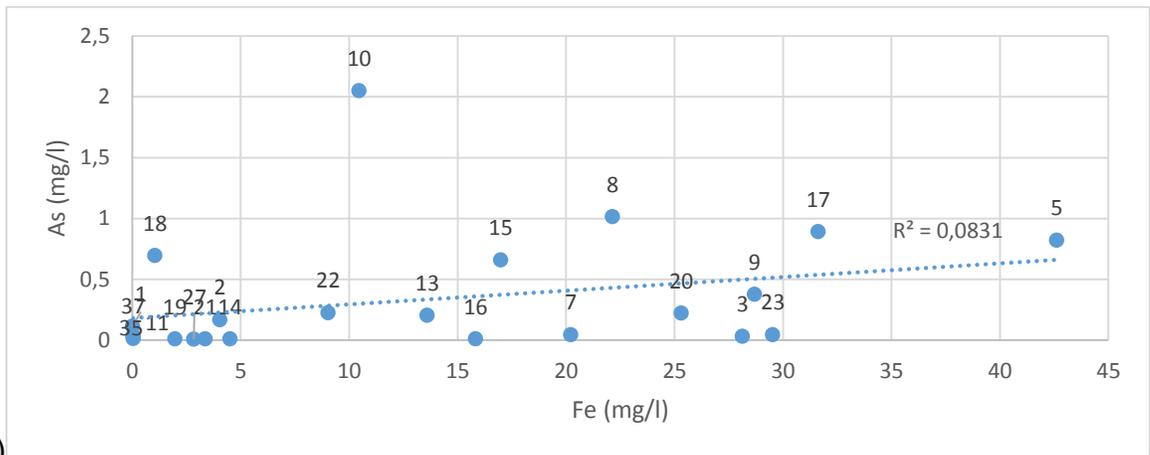


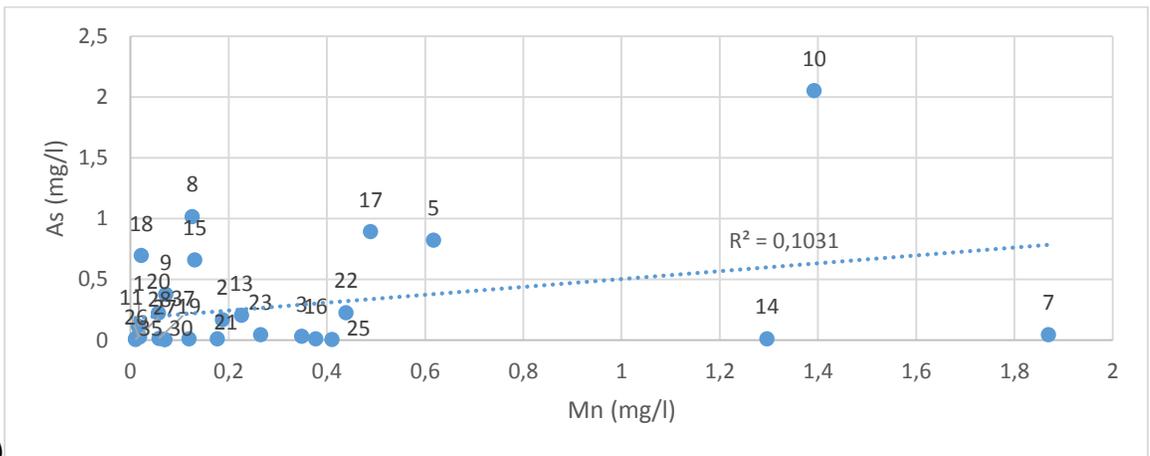
Figura 5-16 Diagrama Eh – pH de especies acuosas de arsénico (25 °C y 1 bar).



a)



b)



c)

Figura 5-17 Gráficos de dispersión del contenido de As vs: a) Cl, b) Fe, c) Mn.

5.3 Procesos Hidrogeoquímicos

Se analizaron las aguas de este estudio con diferentes *ratios* iónicos, con el objetivo de profundizar más en el comportamiento hidrogeoquímico de las aguas desde el momento de su precipitación hasta la infiltración y posterior flujo subterráneo (ver Figura 5-18). Para poder comparar con la geología de subsuperficie de la Pampa del Tamarugal (ver 2.4 Marco Geológico Local y 3.1 Unidades Hidroestratigráficas). En la Tabla 5-XV y la Tabla 5-XVI se pueden apreciar el contenido de Cl^- y diferentes elementos en aguas que están en acuíferos con litologías específicas.

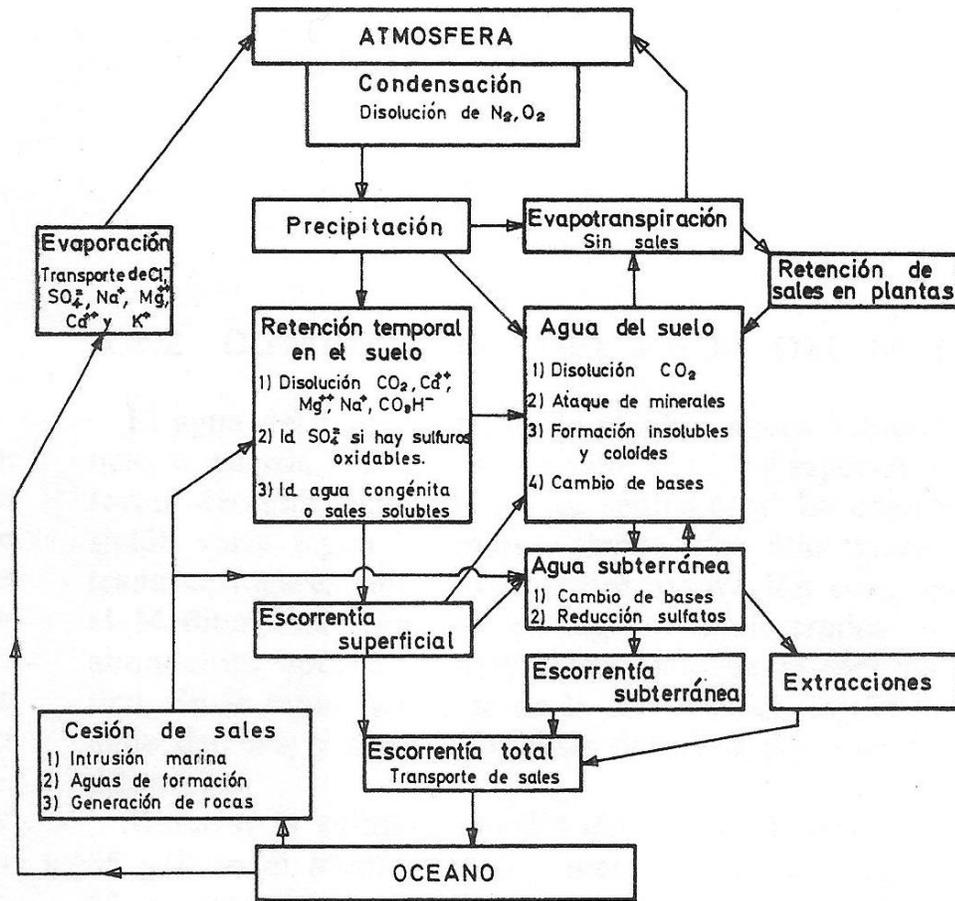


Figura 5-18 Evolución química en relación al ciclo de las aguas. Custodio y Llamas (2001)

Tabla 5-XV Contenido medio de Cl⁻ en algunas rocas tipo (Custodio y Llamas, 2001).

Rocas	Tipo	ppm Cl
<i>Igneas</i>	Ultramáficas	100
	Máficas	160
	Intermedias	180
	Ácidas (granitos)	200 (entre 50 y 300)
	Sienitas	430
	Sienitas nefelínicas	2170
<i>Sedimentarias</i>	Pizarras y arcillas	100 (entre 10 y 450)
	Areniscas	20
	Calizas	130 (entre 30 y 300)
	Dolomías	660 (entre 90 y 1000)
	Cuarcitas	20
	Grauwacas	12 a 200
<i>Metamórficas</i>	Esquistos	350
	Gneises	200
	Anfibolitas	350

Tabla 5-XVI Contenido medio de la corteza terrestre de elementos en algunos tipo de rocas, y agua dulce y marina (Hem, 1959; y Davis y De Wiest, 1966).

Elemento	Composición en ppm						
	Corteza terrestre	Rocas ígneas	Rocas sedimentarias			Agua natural	
			Resistitas	Hidrolizitas	Precipititas	Marina	Dulce
O	491 300	474 000	518 000	500 000	496 000	890 000	890 000
Si	260 000	277 200	367 500	272 800	24 200	1	8
Al	74 500	81 300	25 300	81 900	4 300	0,01	0,04
Fe	42 000	50 000	9 900	47 300	4 000	0,01	0,07
Ca	32 500	36 300	39 500	22 300	304 500	400	45
Na	24 000	28 300	3 300	9 700	370	10 556	35
K	23 500	25 900	11 000	27 000	2 700	380	2,5
Mg	23 500	20 900	7 100	14 800	47 700	1 350	11
H	10 000					110 000	110 000
Ti		4 400	960	4 300		0,001	0,001
P		1 180	350	740	175	0,07	0,05
Mn		1 000	trazas	620	385	0,002	0,02
F		600		510	250	1,5	0,2
S		400	2 800	2 600	1 100	885	14
C		320	13 800	15 300	113 500	28	40
Cl		314	trazas		200	19 000	16
Rb		310	273	300	0		
Sr		300	226	170	500		
Ba		250	170	460	120		
Cr		200	100	500	2		
Zn		132	220	500	50		

5.3.1 Ratios iónicos de aguas subterráneas

Las *ratios* iónicos entre iones disueltos en agua pueden mostrar cierta relación con el terreno del que procede el agua o indicar la acción de fenómenos modificadores de concentraciones, y de esta manera indicar una característica específica del agua muestreada en un momento específico.

Se usaron las concentraciones en meq/l. Un resumen de los datos puede ser visto en Tabla 5-XVII.

Tabla 5-XVII - Resumen de los principales *ratios* medidos.

Muestra	rNa/rCl	rNa/rCa	rNa/(rCa+rMg)	rNa/rK	rMg/rCa	rHCO₃/rCl	rSO₄/rCl
1	0,913	1,295	1,109	12,390	0,168	0,132	0,820
2	0,773	1,436	1,229	20,384	0,168	0,056	0,476
3	1,183	3,471	2,515	20,501	0,380	0,209	0,556
5	0,782	1,855	1,444	14,986	0,285	0,049	0,377
7	0,831	2,286	1,755	18,088	0,303	0,054	0,369
8	0,990	1,195	1,021	18,399	0,171	0,072	0,878
9	0,737	2,480	1,809	19,005	0,371	0,059	0,264
10	0,893	1,559	1,064	20,242	0,465	0,060	0,809
11	0,655	1,421	1,172	14,644	0,212	0,031	0,249
13	1,007	4,011	3,035	19,280	0,321	0,083	0,332
14	0,859	2,324	1,959	19,204	0,187	0,085	0,313
15	0,933	7,033	4,852	19,848	0,449	0,035	0,236
16	0,861	2,165	1,702	20,788	0,272	0,047	0,355
17	0,820	2,684	2,108	20,202	0,273	0,025	0,287
18	1,027	1,712	1,602	27,855	0,068	0,157	0,465
19	1,149	13,441	9,778	63,588	0,375	0,044	0,147
20	0,992	4,321	3,148	20,912	0,373	0,112	0,363
21	1,008	4,599	3,310	20,267	0,389	0,104	0,336
22	0,993	2,728	2,020	15,292	0,350	0,122	0,335
23	0,597	1,412	1,100	16,951	0,283	0,024	0,262
25	0,695	1,517	1,235	20,643	0,229	0,075	0,377
26	1,777	7,200	6,970	20,540	0,033	0,019	1,319
27	1,177	72,430	67,868	32,204	0,067	0,051	0,057
28	1,025	1,482	1,237	12,017	0,199	0,243	0,520
30	1,008	1,091	0,940	10,196	0,160	0,161	0,961
35	0,733	2,603	2,146	30,416	0,213	0,010	0,222
37	1,069	3,461	2,316	11,789	0,494	0,079	0,694
39	0,811	5,410	3,305	14,290	0,637	0,027	0,112

5.3.1.1 rNa/rCl

Esta relación presentó valores entre 0,59 – 1,77. El valor más bajo lo registro la muestra 23, y el más alto la muestra 26. La muestra con menor valor fue la 23 (ver Tabla 5-XVII).

En general se podría asociar la línea recta formada entre el Na⁺ y el Cl⁻ como la relación del agua con el mineral halita (NaCl), ya que cumple con la relación 1:1 que presenta el mineral.

Los valores mayores a 1, que representan un exceso de Na⁺, tienen como posibles fuentes de Na⁺ en el acuífero, la meteorización de los sedimentos de alta permeabilidad que rellenan las cuencas. Estas en su mayoría son sedimentos continentales, y fueron

formados a partir del volcanismo alcalino de la Precordillera y Cordillera Occidental. Por lo tanto este exceso de Na^+ podría indicar mayor tiempo de reacción agua-roca, sin embargo, faltaría información como concentración de Si y profundidad de las muestras para concluir. La disminución en el radio podría indicar otro proceso como intercambio iónico, por otro lado, el que sea igual a 1 podría indicar evaporación. En cuanto a su relación con la salinidad, algunas muestras del **G4** y **G3** se mostraron bajo la recta y la muestra 26 muy por sobre la recta de $r\text{Na}/r\text{Cl}=1$ (ver Figura 5-20 a).

5.3.1.2 $r\text{Na}/r\text{Ca}$ y $r\text{Na}/(r\text{Ca}+r\text{Mg})$

Esta relación es útil para compararla con las concentraciones de las rocas del acuífero (Custodio y Llamas, 2001).

Los valores del *ratio* $r\text{Na}/r\text{Ca}$ estuvieron entre 1,09 – 72,43, en el caso del *ratio* $r\text{Na}/r\text{Ca}+r\text{Mg}$ los valores estuvieron entre 0,94 – 67,86 (ver Tabla 5-XVII).

La litología que compone el acuífero corresponde a intercalaciones de rocas sedimentarias continentales. De los antecedentes geológicos se desprenden 2 litologías volcanoclásticas de composiciones diferentes, específicamente la Fm Oxaya (diferenciada de dacítica a riolítica) y la Fm El Diablo (composición diferenciada principalmente andesítica), esto podría indicar que las unidades hidroestratigráficas que conforman la Fm. Oxaya son más ricas en Na^+ y K^+ , a diferencia de Fm. El Diablo más rica en Na^+ menor Ca^{2+} y Mg^{2+} , por lo tanto, se esperaría que las muestras fueran ricas en Na^+ , por lo superficial de las muestras (<50 m) en comparación con la potencia de la Fm El Diablo, lo que así es. Existe la posibilidad de que el exceso de Na^+ pueda deberse a intercambio catiónico, pero no es tan claro. En cuanto a su relación con la salinidad, ambos ratios resultaron similares, presentan una relación directa para un grupo de muestras con baja pendiente, sin embargo la muestra 27 resulto muy alejada, debido probablemente, a su exceso de Na^+ , lo mismo 26 y 35 por su exceso de Cl^- (ver Figura 5-20 b y c).

5.3.1.3 $r\text{Na}/r\text{K}$

Los valores del *ratio* $r\text{Na}/r\text{K}$ están entre 10,2 y 63,5 para los datos de este estudio (ver Tabla 5-XVII). El valor más alto lo registro la muestra 19. El menor valor lo presentó la muestra 30, seguido de la muestra 28.

En comparación con las aguas de río, éstas presentan valores entre 15 y 19, esto podría indicar que las aguas que tienen bajo esos límites podrían tener un origen distinto o diferente tiempo de interacción agua roca.

En estudios anteriores los valores estuvieron entre 6 y 10 para aguas subterráneas (Magaritz, 1985), a pesar de que los valores medidos para el sector de dolores corresponde con el más bajo igual que en este estudio, los pozos más cercanos a la Cordillera de la Costa, no habían sido medidos (pozos de las muestras 26 y 35). En relación a la salinidad presenta un comportamiento directo para algunas muestras, pero

para 26 y 35 no, debido quizás al exceso de K^+ esto indicaría interacción agua-roca (ver Figura 5-20 d).

5.3.1.4 rMg/rCa

Para aguas continentales este varía entre 0,3 y 1,5. Además una elevación de la relación entre Cl^- y rMg/rCa podría indicar contaminación marina (Custodio y Llamas, 2001). En los procesos de intercambio iónico que producen ablandamiento del agua, el Ca^{2+} es más fijado que el Mg^{2+} y también aumenta la relación rMg/rCa pero no es una regla general, ya que se debe conocer aún más de la concentración inicial de estos iones (Custodio y Llamas, 2001).

En los procesos de reducción de sulfatos suele crecer la relación rMg/rCa , en especial si el contenido en SO_4^{2-} , queda reducido a unos pocos mg/l, pero la presencia simultánea de cambio iónico $Mg^{2+} \leftrightarrow Ca^{2+}$ puede permitir que la precipitación posible de $CaCO_3$ se realice a expensas del Mg^{2+} (Custodio y Llamas, 2001).

En caso de precipitación de $CaCO_3$ esta aumenta el *ratio* rMg/rCa sin que ello indique nada del terreno atravesado. En caso de disolución de caliza sucede lo contrario (Custodio y Llamas, 2001). Sin embargo en la región de estudio los depósitos de caliza están a más de 700 m en profundidad en las formaciones mesozoicas.

Los valores de este *ratio* para las muestras de este estudio estuvieron entre 0,03 – 0,63 (ver Tabla 5-XVII). Como todas fueron menores que 1 existe un dominio de Ca^{2+} sobre Mg^{2+} . El menor valor lo presentó la muestra 26 mientras que el valor más alto lo presentó muestra 39. Este *ratio* presenta 2 factores que pueden alterar su valor: (1) La litología en general de los clastos que rellenan la cuenca de la Pampa, tienen su origen en centros volcánicos diferenciados, alcalinos; y (2) existen en el acuífero estratos de yeso y depósitos lacustres, estos podrían de alguna manera entrar en contacto con el agua y por disolución adicionar cationes a la solución.

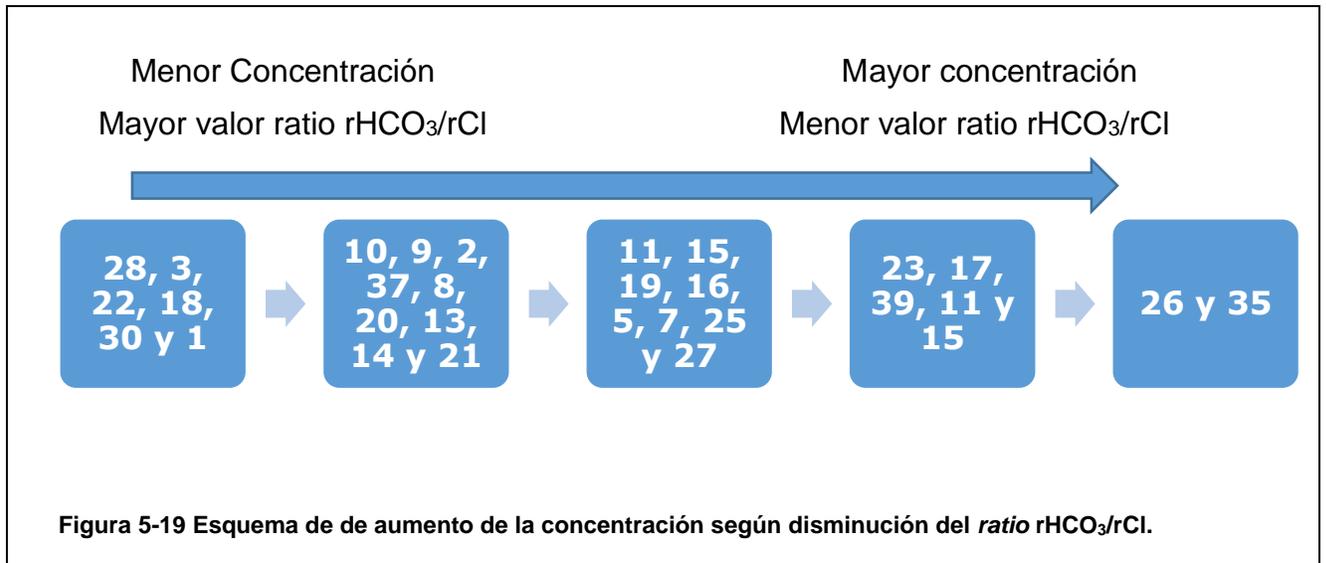
En cuanto a su comportamiento con la salinidad presentó una relación indirecta (ver Figura 5-20 e).

5.3.1.5 $rHCO_3/rCl$

En general las aguas subterráneas contienen un valor relativamente constante, por lo que esta relación se torna de gran interés para seguir el proceso de concentración de sales en el sentido del flujo subterráneo, esto es, una disminución en el *ratio* indica un avance en el proceso de concentración (Custodio y Llamas, 2001).

Los valores de este *ratio* para las aguas subterráneas medidas están entre 0,01 – 0,21. Para la litología descrita para el subsuelo de la Pampa no hay evidencia que en los constituyentes del acuífero existan litologías carbonatadas, descartando así, fuentes de HCO_3^- por disolución. Si la distribución de los datos guarda relación con el flujo de aguas subterráneas, tendría que ser que, mientras más altos los valores, las aguas son más frescas que las que presentan valores más bajos. Esto dejó a gran cantidad de los datos

en un estado intermedio, mientras que 26 uno más avanzado y 35 el de mayor avance en su proceso de concentración con el *ratio* menor. En cuanto a su comportamiento con la salinidad indicó una relación indirecta (ver Figura 5-19 y Figura 5-20 g).



5.3.1.6 rSO₄/rCl

En aguas poco o moderadamente salinas la relación rSO₄/rCl puede ser similar a la de la roca acuífera y su valor se mantiene aproximadamente constante al irse concentrando el agua (Custodio, 1973). En aguas algo salinas el contenido en ion SO₄²⁻ tiende a hacerse constante y entonces tiene un interés similar al de la relación rCl/rHCO₃ (Custodio y Llamas, 2001).

Los valores de este *ratio* para los datos de este estudio están entre 0,05 – 1,31. En relación con el *ratio* rCl/rHCO₃, este *ratio* también disminuye a medida que aumenta la salinidad (ver Figura 5-20 f). Las muestras 26 y 35 se encuentran en dos posiciones diferentes alto y bajo SO₄²⁻ en una cantidad semejante de Cl⁻, lo que podría evidenciar caminos evolutivos diferentes en cuanto a la adición de SO₄²⁻ al sistema o algún otro proceso (e.g. evaporación).

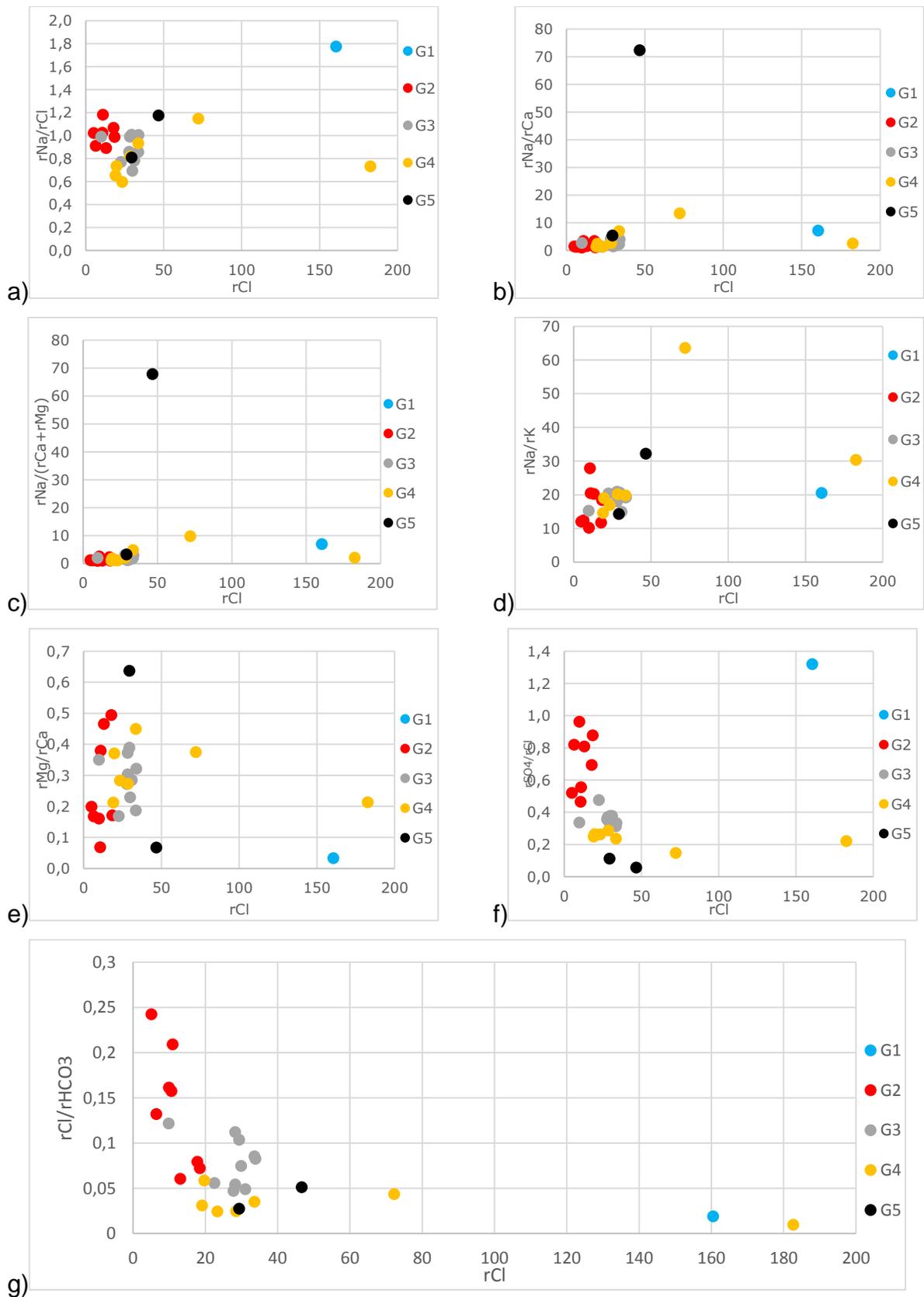


Figura 5-20 Gráficos de dispersión de los contenidos de Cl vs: a) rNa/rCl , b) rNa/rK , c) rSO_4/rCl , d) rMg/rCa , e) rNa/rCa , f) $rNa/(Ca+Mg)$, g) $rHCO_3/rCl$

5.4 Modelación Química

Para ayudar a la comprensión de los procesos químicos asociados que controlan las concentraciones de elementos, se realizó una modelación química de las aguas subterráneas con el software PHREEQC. Este software calcula el IS de las especies posibles de existir según una base de datos termodinámica. Las condiciones impuestas para la modelación fueron la temperatura y el estado redox (en pe)¹⁵. La temperatura para todos los casos se fijó en 25 °C, que corresponde a la temperatura estándar usada (e.g. diagrama Eh-pH, ver Figura 5-21). Del diagrama se extrajo un Eh y de la ecuación de Nernst fue posible obtener el valor de pe (actividad del electrón):

$$Eh = 16.9pe$$

Con un rango de pH entre 7,4 y 8,4; el rango de Eh estimado fue entre -0,4 y 0,2 y esto en pe es: -6,76 y 3,38. Las especies escogidas para conocer sus IS fueron (1) calcita, (2) dolomita, (3) yeso y (4) halita. Esto debido a: (1) y (2) la dureza medida en las aguas; (3) a la concentración de SO_4^{2-} en algunas muestras y las concentraciones de Ca^{2+} en una de las muestras, que si bien no son dominantes, es el catión con segunda relevancia, además de las relaciones encontradas en los gráficos de dispersión (4) la relación 1:1 entre Na^+ y Cl^- y sus grandes concentraciones en las aguas. Un resumen de los valores calculados se puede ver en Tabla 5-XVIII.

Para los valores de $IS_{calcita}$ todos, a excepción de la muestra 27 (-0,02), presentaron valores positivos, lo que indica saturación con respecto al mineral. Por otro lado la muestra 27 por su $IS_{calcita}$ estaría en equilibrio con el mineral.

Los $IS_{dolomita}$ estuvieron en el rango entre -0,96 y 3,59; solo la muestra 27 según su índice negativo está subsaturada para el mineral dolomita, la muestra 26 al estar cerca de 0 está en equilibrio con el mineral. El resto de las muestras presentó valores mayores a 1 lo que indica que están saturadas con respecto a la dolomita.

En el caso de los valores de IS_{yeso} , el rango estuvo entre -1,56 y 0,22. Estos valores indican que como la mayoría presenta valores negativos, a excepción de la muestra 26 (0,2) y 35 (-0,06), existe subsaturación en la mayoría del acuífero con respecto al mineral yeso. Por otro lado, las muestras 35 y 26 al estar cercanos a 0 se consideran en equilibrio con el mineral. Estudios anteriores, revelan que es posible que existan capas de yeso en el subsuelo de la Pampa (Nester y Jordan, 2012). Esto quiere decir que si se cumplen las condiciones termodinámicas, las aguas podrían, eventualmente, disolver el mineral yeso.

En el caso de la $IS_{anhidrita}$ todos los valores fueron negativos entre -2,87 y -0,25, esto indica que las aguas del acuífero están subsaturadas con respecto al mineral anhidrita.

El último caso de estudio fue el IS_{halita} . El rango de valores estuvo entre -6,11 y -3,25. Al ser todos los valores negativos, las aguas del acuífero se consideran muy

¹⁵ Para mayor información del estado redox, ver 10 Apéndice D.

subsaturadas con respecto al mineral halita, y que si se llegaran a cumplir las condiciones termodinámicas sería muy poca cantidad que se disolvería.

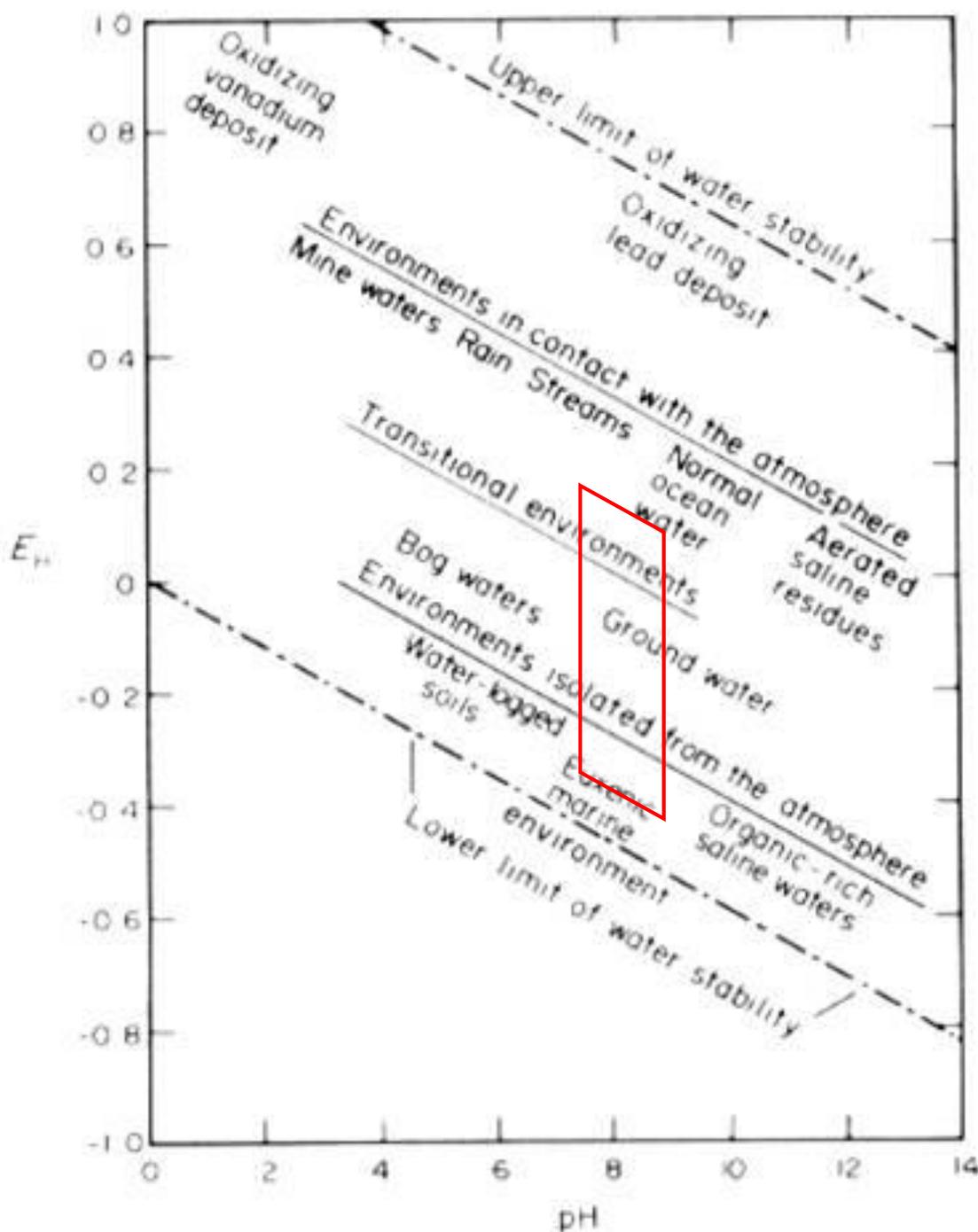


Figura 5-21 Diagrama de estabilidad Eh-pH para aguas. En rojo el rango establecido para las aguas de este estudio. Modificado de Wedepohl (1978).

Tabla 5-XVIII Tabla resumen de los IS medidos para los datos de este estudio.

muestra	IS_{calcita}	IS_{dolomita}	IS_{yeso}	IS_{anhidrita}	IS_{halita}
1	1,39	2,25	-1,19	-1,57	-6,11
2	1,77	3,01	-0,71	-1,09	-5,14
3	1,69	3,18	-1,29	-1,67	-5,55
5	1,8	3,29	-0,7	-1,08	-4,87
7	1,74	3,2	-0,81	-1,19	-4,92
8	1,83	3,15	-0,49	-0,87	-5,21
9	1,5	2,8	-1,22	-1,6	-5,25
10	1,34	2,61	-0,85	-1,23	-5,53
11	1,35	2,28	-1,08	-1,46	-5,33
13	1,91	3,57	-0,89	-1,27	-4,69
14	2,1	3,71	-0,76	-1,14	-1,56
15	1,3	2,49	-1,25	-1,63	-4,71
16	1,7	3,08	-0,8	-1,18	-4,92
17	1,33	2,36	-0,96	-1,34	-4,91
18	1,83	2,72	-1,14	-1,52	-5,63
19	1,67	3,15	-0,94	-1,31	4,01
20	1,9	3,59	-1	-1,38	4,84
21	1,87	3,57	-1,02	-1,4	-4,8
22	1,43	2,64	-1,5	-1,88	-5,7
23	1,31	2,33	-0,98	-1,36	-5,21
25	1,51	2,64	-0,68	-1,06	-4,95
26	0,65	0,13	0,22	-0,15	-3,25
27	-0,02	-0,96	-2,49	-2,87	-4,34
28	1,17	1,88	-1,53	-1,91	-6,26
30	1,26	1,98	-0,78	-1,16	-5,71
35	1,17	1,94	-0,06	-0,44	-3,46
37	1,48	2,9	-0,95	-1,32	-5,2
39	1,15	2,36	-1,56	-1,94	-4,88

5.5 Calidad del Agua

La calidad de las agua en el país, están normadas por NCh1333 y NCh409, que son las normas chilenas vigentes. Según lo anterior los tipos de agua a las cuales se les mide la calidad son: agua destinada al riego y agua destinada al consumo humano o agua potable. A continuación se presenta el análisis realizado a las muestras de agua en este estudio según los dos tipos de usos.

5.5.1 Agua para riego, NCh1333-1978 modificada en 1987

Según esta norma (ver Anexos 11.88, Nch1333 of 78 mod. 1987), la clasificación para el agua está dada por 2 tipos de características medidas, (1) la salinidad que tiene relación con la CE y los SDT, (2) y la concentración de elementos mayores, menores y traza. La Tabla 5-XIX muestra los parámetros exigidos para que una agua pueda ser considerada apta para riego.

Tabla 5-XIX - Clasificación de aguas para riego según salinidad NCh1333-1978.

	CE $\mu\text{S}/\text{cm}$ a 25 °C	SDT mg/l a 25 °C
Agua con la cual generalmente no se observarán efectos perjudiciales		
Agua que puede tener efectos perjudiciales en cultivos sensibles	$750 < c \leq 1500$	$500 < s \leq 1000$
Agua que puede tener efectos adversos en muchos cultivos y necesita de métodos de manejo cuidadosos	$1500 < c \leq 3000$	$1000 < s \leq 2000$
Agua que puede ser usada para plantas tolerantes en suelos permeables con métodos de manejo cuidadosos	$3000 < c \leq 7500$	$2000 < s \leq 5000$

Los resultados se pueden ver en la matriz de la Tabla 5-XX. Lo primero que se destacó al analizar las aguas fue que ninguna muestra presentó la categoría de salinidad que no presenta perjuicios (< 500 SDT y $c < 750$ $\mu\text{S}/\text{cm}$), todas las aguas parten con 660 mg/l de SDT y 955 $\mu\text{S}/\text{cm}$ de CE. Según esta clasificación las muestras 1, 22 y 28 pueden presentar efectos perjudiciales en cultivos sensibles. Por otro lado las muestras 3, 9, 10,

11, 18, 23, 25, 30 y 37 resultaron ser aguas que pueden presentar efectos adversos en muchos cultivos, por lo que necesita métodos de manejo cuidadosos. Una última categoría sería la de las muestras 2, 5, 7, 8, 13, 14, 15, 16, 17, 19, 20, 21, 26, 27, 35 y 39, donde el agua se considera muy salina y las plantas que serán regadas por esta agua deberán ser tolerantes y en suelos permeables con métodos de manejo cuidadosos.

Todas las muestras presentaron cloruros fuera de norma. También presentaron sulfatos elevados, solo las muestras 11, 18, 22, 27, 28 y 39 están dentro de lo permitido. En lo que respecta al hierro las muestras 1, 2, 11, 14, 18, 19, 21, 27, 35, 37 y 39 estuvieron dentro de la norma. El manganeso está bajo los límites permitidos en las muestras 1, 2, 8, 9, 11, 15, 18, 19, 21, 27, 35, 37 y 39. El porcentaje de Na^+ con respecto a los elementos mayores resulto con las muestras 1, 2, 3, 5, 7, 8, 9, 10, 11, 14, 16, 17, 18, 22, 23, 25, 28, 30, 35, y 37 resultaron estar dentro de la norma. Con respecto a los contenidos de Li de las pocas muestras que fueron medidas presentaron a las muestras 25, 27, 28, 30 y 37 bajo el límite permitido. En lo que respecta al As las muestras 3, 7, 11, 14, 16, 19, 21, 23, 25, 26, 27, 28, 30, 35 y 37 estuvieron bajo la norma. En lo que respecta al boro todas las muestras medidas están sobre los límites.

5.5.2 Agua potable, NCh409 2004

Luego del análisis de agua para riego, se hizo el análisis de agua para consumo humano (ver Anexos 11.9). Dentro de los elementos medidos y en cantidades fuera de la norma destaca el As, ya presente en otras qdas. de la región como Camarones.

El resultado del análisis por elemento se encuentra en la Tabla 5-XXI.

El análisis dejó en evidencia que las muestras que estuvieron bajo los límites de Mn fueron la 1, 9, 11, 18, 20, 26, 27, 28, 30, 35 y 37. Mientras que para el Fe (total) las muestras bajo la norma fueron: 1, 11, 35, 37 y 39. En los que respecta al nitrato las muestras que se encontraron bajo la norma fueron casi todas a excepción de la muestra 35 que presenta niveles muy altos (403 mg/l). Finalmente las muestras con As presentaron resultados muy adversos, ya que solo las muestras 25, 26, 27, 28 y 30 resultaron estar dentro de la norma.

Tabla 5-XX - Matriz de clasificación de aguas de riego según NCh1333-1978. En rojo los contenidos que sobrepasan la norma chilena para agua de riego.

	pH	Li [mg/l]	Na+ %	Mn ^{total} [mg/l]	Fe ^{total} [mg/l]	Cl ⁻ [mg/l]	SO ₄ ²⁻ [mg/l]	AS ^{total} [mg/l]	B [mg/l]
NCh1333-1978	5,5-9	<2,5 mg/l	<35 %	<0,2 mg/l	<5 mg/l	<200 mg/l	<250 mg/l	<0,1 mg/l	<0,75 mg/l
Muestra									
1	7,9		24,27	0,02	0,02	227	252	0,114	
2	8,2		26,01	0,19	4,04	797	514	0,166	
3	8,0		34,04	0,35	28,13	388	292	0,032	
5	7,6		27,91	0,62	42,61	1100	562	0,822	
7	7,7		29,96	1,87	20,22	1000	500	0,043	
8	7,6		24,98	0,13	22,14	654	778	1,015	
9	7,8		29,40	0,07	28,68	698	250	0,376	
10	7,8		24,49	1,39	10,46	462	506	2,052	
11	7,8		25,80	0,02	0,04	676	228	0,033	
13	7,6		35,88	0,23	13,60	1200	540	0,203	23,5
14	7,7		31,34	1,29	4,51	1190	504	0,010	
15	8,4		38,19	0,13	16,98	1190	380	0,660	22,9
16	7,5		30,64	0,38	15,83	983	473	0,010	
17	7,4		32,03	0,49	31,62	1010	392	0,891	
18	7,7		30,86	0,02	1,05	375	236	0,696	
19	7,6		46,44	0,12	1,97	2560	1010	0,010	27,7
20	7,7		35,06	0,06	25,31	1000	492	0,221	
21	7,9		35,98	0,18	3,37	1040	474	0,010	28,1
22	8,0		33,03	0,44	9,03	348	158	0,225	
23	7,8		24,27	0,27	29,53	827	293	0,044	
25		0,98	25,33	0,41		1059	540	0,006	10,7
26	8,0	18,2	39,88	0,01		5691,2	10170,4	0,009	92,4
27	8,3	1,84	50,33	0,07	2,84	1654,48	127,8	0,006	28,2
28		0,17	27,69	0,01		177,64	125,03	0,006	3,44
30	8,0	0,68	23,43	0,07		350,38	456,2	0,006	8,91
35	7,6	8,87	31,45	0,02	<0,05	6476	1944	0,025	21,0
37	8,7	1,74	31,49	0,06	<0,05	630	592	0,013	8,81
39	8,7	2,50	35,99	0,23	<0,05	1039	158		21,3

Tabla 5-XXI - Matriz de clasificación de agua potable según NCh409-2004. En rojo los contenidos que sobrepasan la norma chilena para agua potable.

	Mn (mg/l)	Fe (mg/l)	NO3 (mg/l)	As (mg/l)
NCh409 - 2004	<0,1	<0,3	<50	<0,01
Muestra				
1	0,016	0,02	3,55	0,114
2	0,187	4,04	0,203	0,166
3	0,349	28,13	0,283	0,032
5	0,617	42,61	1,53	0,822
7	1,869	20,22	4,7	0,043
8	0,126	22,14	1,14	1,015
9	0,072	28,68	6,75	0,376
10	1,392	10,46	0,203	2,052
11	0,016	0,04	6,75	0,033
13	0,226	13,6	5,05	0,203
14	1,296	4,51	0,694	0,01
15	0,131	16,98	0,203	0,66
16	0,377	15,83	2,02	0,01
17	0,489	31,62	0,203	0,891
18	0,022	1,05	3,16	0,696
19	0,119	1,97	2,06	0,01
20	0,057	25,31	1,61	0,221
21	0,177	3,37	4,23	0,01
22	0,439	9,03	2,68	0,225
23	0,265	29,53	6,58	0,044
25	0,41		0,5	0,006
26	0,01		2,68	0,0091
27	0,07	2,84	0,203	<0,006
28	0,01		2,06	<0,006
30	0,07		4,7	<0,006
35	0,019	<0,045	403	0,025
37	0,058	<0,045	1,9	0,0134
39	0,23	<0,045	5,03	

6 Discusión

Para continuar con el análisis se volverán a recordar los objetivos específicos de este trabajo:

- Analizar la distribución de las aguas subterráneas mediante el análisis de la composición de elementos mayores.
- Comprender los procesos asociados a la interacción agua roca y evaluar como modifican el contenido de las aguas.
- Medir la calidad de las aguas en relación a la normativa legal vigente.

Clasificación de aguas y su distribución

El **G5** presentó 2 muestras que en algunos casos presentaron diferencias. En el caso de la muestra 39 en la mayoría de los gráficos de los *ratios* presentaba una tendencia más hacia el **G4**. Por otro lado la muestra 27 en muchas relaciones se alejó de todas las muestras por su exceso de Na^+ . Por esta condición, la muestra 27 podría ser un grupo aparte, como también pasa con la muestra 35, que por su salinidad está dentro del **G4** pero geográficamente podría ser un grupo aparte. Aunque ambas muestras podrían tener evaporación e interacción agua roca, se desconoce qué proceso específico controla la concentración de estas muestras.

Aproximación al sentido del flujo subterráneo

La clasificación de cloruradas sódicas y sulfatadas cálcicas, según Chevotareb (1955), hace pensar que las aguas sulfatadas cálcicas deberían estar en transición a cloruradas sódicas, y efectivamente las aguas del río Tarapacá presentan *ratios* $r\text{SO}_4/r\text{Cl}$ mayores a 1, si se supone el agua de los ríos como la recarga de las aguas subterráneas se espera que las aguas sean sulfatadas, como es el caso de la muestra 3 que posee alrededor de 40 % de contenido de SO_4^{2-} y presenta un *ratio* $r\text{SO}_4/r\text{Cl}$ de 0,5; en comparación con las muestras más cercanas que serían 2 y 5, estas últimas tienen *ratios* menores y menor contenido de SO_4^{2-} con Cl^- en aumento. Lo mismo ocurrió con la relación entre las muestras 28, 1 y 30 y estos definirían el sentido de los principales flujos de las aguas subterráneas: uno predominante en Aroma y Tarapacá en dirección de este a oeste y hacia el sur; y otro dominante al norte de la qda. de Aroma, en dirección E-O y hacia el norte. En el caso de las muestras 26 y 35, posiblemente se encuentren en zonas del acuífero donde el flujo es menor. El *ratio* HCO_3/Cl fue usado para trazar relaciones en el sentido del flujo. Los valores del *ratio* HCO_3/Cl pueden ayudar a entender la evolución de algunas aguas, la disminución de su *ratio* es un índice de flujo en el sentido de aumento de la concentración, bajo este aspecto las muestras 35 y 23 del G4 serían de un largo recorrido, en el caso de la muestra 23 puede ser que provenga de aguas subterráneas de la cuenca de Aroma pero infiltrada un poco antes de la zona de más baja altitud,

específicamente este punto muestra que el acuífero podría tener un tamaño mayor que los límites establecidos por la DGA, a mayor altura (ver Figura 6-1).

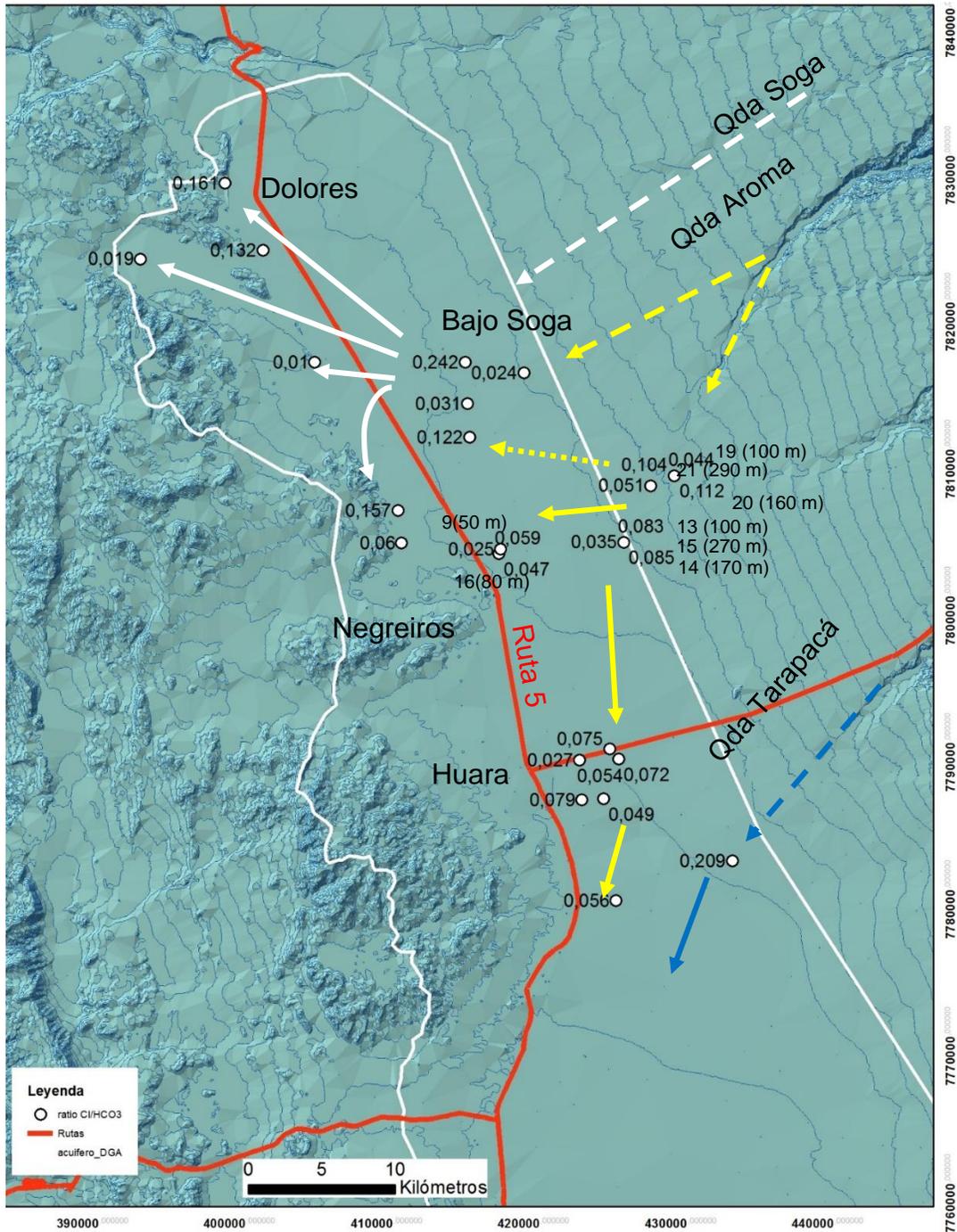


Figura 6-1 Mapa con los *ratios* HCO₃/Cl de las muestras de este estudio. En blanco los flujos inferidos para las aguas provenientes de la recarga de la qda de Soga. En amarillo los flujos inferidos para las aguas provenientes de Aroma. En azul el flujo inferido para las aguas de Tarapacá. Las flechas con línea cortada se asumen como aguas subterráneas de niveles superiores provenientes de la recarga de cada qda. Las flechas con puntos son flujos inferidos. Elaboración propia

Mezcla de Aguas

Geográficamente ocurre que existen al menos 2 sitios donde podría estar ocurriendo mezcla de aguas. (1) El primer punto está donde se unen los abanicos Aroma y Tarapacá; y (2) al norte del abanico Aroma con las aguas provenientes de Soga. Para generar una conclusión al respecto, se usó un modelo de mezcla teórica en el programa PHREEQC, usando, las posibles muestras que hipotéticamente serían mezclas de otras.

En el caso (1) de la mezcla de aguas en el encuentro del abanico de Aroma con el abanico de Tarapacá, se usaron las muestras 5 (como recarga del sistema proveniente de Tarapacá) y la muestra 25 (como recarga del abanico de Aroma), y si la hidrogeoquímica de la muestra 25 tiene cierto parecido a la hidrogeoquímica de las muestras 37, 8 o 2 (pertenecientes al posible lugar de mezcla de aguas), entonces se podría estar generando mezcla de aguas.

Se realizaron 3 tipos de mezcla (25 %, 50 % y 75 %, MIX1-3). Los resultados resultaron que a excepción de los contenidos de Ca^{2+} , Cl^- y Na^+ , las demás simulaciones estuvieron bastante cercanas (ver Figura 6-2). Se realizaron simulación de mezclas inversas, estas indicaron que al mezclar la muestra 25 y 3 con soluciones con 25 sobre el 70% y precipitación de calcita y/o dolomita era probable obtener la mezcla esperada. Sin embargo no es posible decir que corresponden a mezclas de aguas, esto quizás puede tener relación a poseer datos de muestras más representativas.

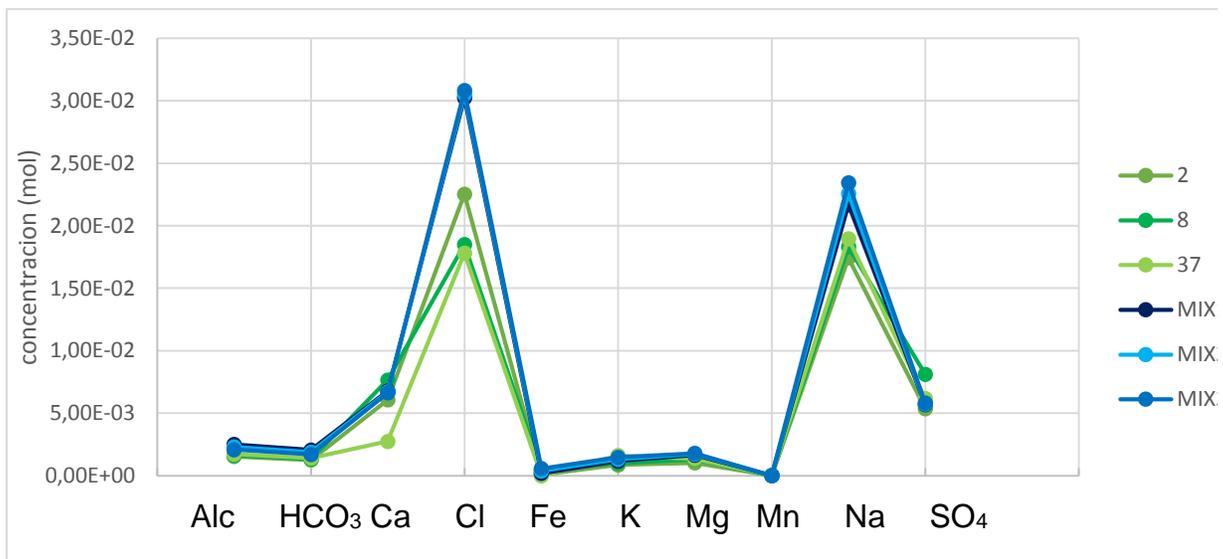


Figura 6-2 Diagrama multi elemento para comparar mezcla modelizada de aguas en abanico Tarapacá.

En el caso (2) se usaron la muestra 28 (como recarga tipo de la cuenca de Soga), con las muestras 11 y 23 (provenientes posiblemente de Aroma), para demostrar la hipótesis que si la hidrogeoquímica de 10, 18 tiene algún parecido a la hidrogeoquímica de las recargas supuestas, podría existir mezcla de aguas. Los resultados de la modelación

dieron que al mezclar las aguas de 28 con 11 (Mix10-12) la hidrogeoquímica presenta un rango aceptable de parecido, es decir, si se mezclan un 25 % de 28 con un 75 % de 11 se parece más a la concentración de 18, mientras que si la mezcla es 50-50 % presenta concentraciones cercanas a las de la muestra 10. Por otro lado, al mezclar 28 con 23 (MIX7-9) se obtuvo que al mezclar 75 % de 23 con un 25 % de 28 (MIX9), la mezcla queda con casi la misma hidrogeoquímica que la muestra 11, esto si es más probable que el caso (1). Hipotéticamente si se mezcla 75 % de 28 con 25 % de 23 (MIX7) la hidrogeoquímica resultante se parece a la muestra 18. La mezcla 50 % para 23 y 28 (MIX11 y MIX8) como para 28 y 22 mostró valores similares de concentración con la muestra 10 (ver Figura 6-3).

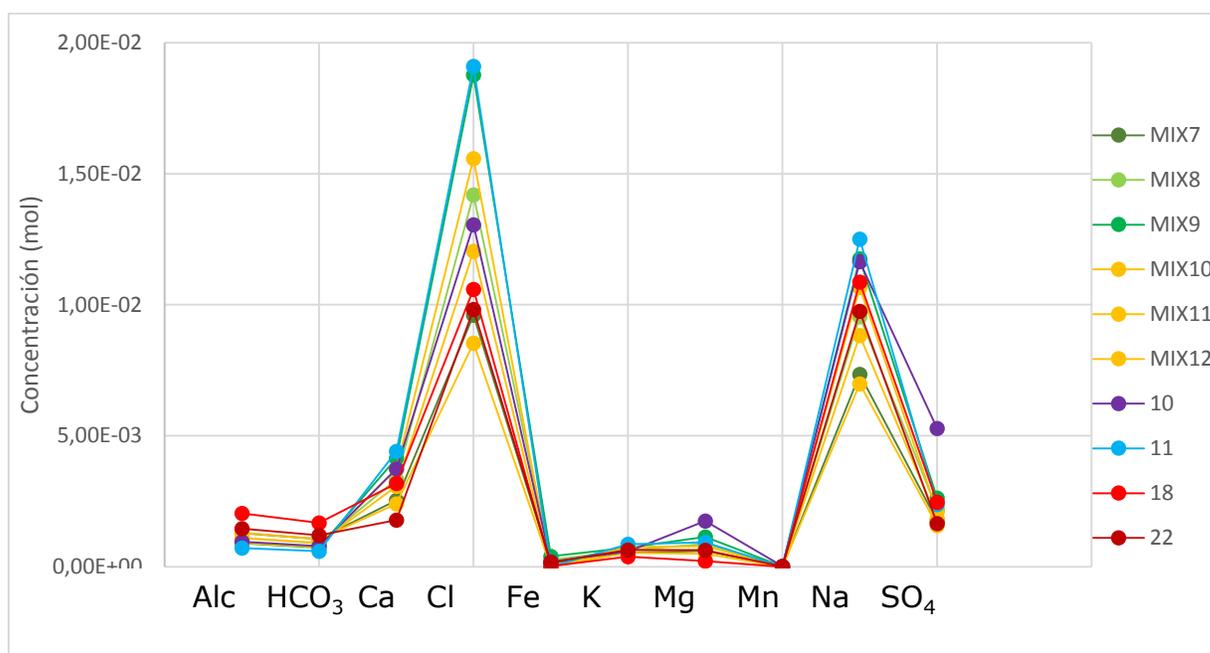


Figura 6-3 Diagrama multi elemento para comparar mezcla modelizada de aguas en abanico Aroma.

Salinidad: ¿Evaporación o disolución?

Uno de los puntos más importantes en la discusión del trabajo corresponde a lo que ocurre con la salinidad. Trabajos anteriores habían descrito que la salinidad de las aguas superficiales de la Pampa del Tamarugal tenía directa relación con la disolución del mineral halita. Los resultados de la modelación hidrogeoquímica indicaron que el agua estaría subsaturada con respecto al mineral halita, sin embargo los valores tan negativos hacen pensar que la disolución es mínima ya que las muestras presentarían la capacidad de disolver el mineral si se cumplieran las condiciones termodinámicas, y según la litología del acuífero, el mineral halita no estaría presente en el subsuelo. Por otro lado, existen salares sobre el acuífero, es el caso del Salar de Zapiga y el Salar del Obispo. Esto podría tener una relevancia no menor en los procesos hidrogeoquímicos estudiados. Para comprender mejor que significa esto hay que comprender que es un salar. Un salar corresponde a depósitos evaporíticos que están cubiertos por sales donde bajo ellos

existe agua subterránea, estos existen en ambientes áridos cuando la tasa de evaporación es mayor que el flujo, como el de la zona de estudio. Esto significa que si existen salares sobre el acuífero, es posible que la evaporación no solo se produzca en superficie sino que en la zona no saturada también. Existen trabajos anteriores relacionados a la evaporación en la Pampa del Tamarugal, donde se midieron los niveles de la zona freática, se obtuvieron algunos valores como 6 m en rocas detríticas y 1,2 m en arcillas (DICTUC, 2003), esto favorecería la posibilidad de que exista evaporación en algunos puntos del acuífero. Específicamente el caso de la muestra 26 en el salar del Obispo presenta un nivel estático a 14 m de profundidad y una alta concentración de sales. Otro aspecto relevante es que se han realizado columnas en la zona vadosa o no saturada. La columna registra yeso y dolomita/calcita, ambos precipitados por evaporación (Borgen, 1984). Si comparamos este resultado con los datos de la muestra 26 esta presenta altos valores de SO_4^{2-} y si se cumplieran las condiciones eventualmente por sus IS (0,22 y 0,65/0,13) se podría precipitar yeso (0,22) y calcita/dolomita (0,65/0,13). Otro caso es el de la muestra 35 (-0,06 para yeso y 1,17/1,94 calcita/dolomita). Esto además podría explicar la alta salinidad de algunas muestras (como 19, 27, 26 y 35).

Posible origen del As

El origen de éste, es aún incierto y por la magnitud del área de afectación se podría inferir una contaminación geogénica. Las únicas pistas de estos altos niveles podrían tener relación a la actividad geotermal presente en la zona. Esto se ve de manera más evidente en la zona de las qdas. de Tarapacá y Aroma, ya que en Aroma existe el campo geotermal de Puchuldiza, mientras que Tarapacá no presenta actividad geotermal en su cuenca, y los niveles de As que sobrepasan la norma se encuentran justamente en las aguas del río Aroma y lo que serían las aguas subterráneas de la Pampa. Sin embargo la conclusión tampoco es definitiva ya que Tarapacá igual presenta altos niveles de As, sin poseer un campo geotermal en contacto con el río, lo que no ayuda a concluir su origen respecto a las fuentes geotermales. La posibilidad de contaminación por actividad minera tampoco se puede concluir, debido a la ausencia de faenas mineras en la qda. hidrográfica de Aroma. En cuanto a la qda. Tarapacá si bien existe actividad minera, las concentraciones de As, son más bajas que la qda. Aroma, lo que no correspondería en caso de contaminación por actividad minera.

Calidad de las aguas

El análisis de calidad de las aguas necesita un preámbulo. En el norte de Chile históricamente se han registrado altos valores de As en sus aguas. Las qdas. de Azapa, Camarones, Suca, Camiña, Aroma han presentado niveles de As sobre los valores recomendados por la OMS en sus aguas ($>0,01$ mg/l). Estos casos en el norte de Chile llevaron a que una antigua ley de aguas que tenía como límite de As en el agua $0,05$ mg/l, cambiara a $0,01$ mg/l el 24 de junio de 2006. Con este cambio, el estado le dio un tiempo de marcha blanca a las empresas sanitarias de la región para que pudieran actualizar su proceso, estableciendo como límite provisorio $0,03$ mg/l por un plazo no mayor a 10 años.

Por lo tanto hasta el año 2017 la empresa sanitaria puede tener como límite de As en el agua potable concentraciones de 0,03 mg/l.

Bajo esta premisa legal existen aguas aptas para su uso potable “legalmente”, sin embargo las aguas necesitan tratamiento ya que el As es un elemento peligroso que genera enfermedades en los humanos, sobre todo en la época de gestación. Sobre todo cuando se piensa que a nivel mundial los límites sugeridos por la OMS son de 0,01 mg/l.

Según las aguas medidas solo las muestras 25, 26, 27, 28 y 30 se presentan como aptas para su consumo. Esto deja en evidencia la mala calidad (Alta concentración, salinidad, con concentraciones de ciertos elementos sobre la norma establecida, entre otros) de las aguas de la región y la necesidad de su tratamiento. Sin embargo no todas las aguas subterráneas son usadas para consumo. Solamente el pozo de Dolores (muestra N°1) es usada para proveer de agua potable a la zona de Pisagua.

Además de tratar las aguas, se hace necesario reconocer la valencia del As para saber si se trata de arsenito o arsenato.

En el caso del NO_3^- existe solo una muestra con altos niveles (35, ~400 mg/l). Sin embargo como la distribución del NO_3^- no tuvo tendencia con ningún otro elemento se considera contaminación puntual en la cual el agua estaría en contacto con una capa de NO_3^- , elemento que se encuentra en abundancia en el subsuelo de la Pampa del Tamarugal (Ericksen, 1983).

7 Conclusiones

El trabajo realizado abarcó la caracterización de las aguas subterráneas de la zona norte del acuífero de la Pampa del Tamarugal, específicamente entre los 19° y 20°, entre la Cordillera de la Costa y la Precordillera. Posterior a la selección de muestras por balance iónico menor o igual a 5 %, el análisis se llevó a cabo con 28 muestras de agua subterráneas y 4 muestras de aguas superficiales.

Según la clasificación de Piper las aguas son cloruradas sódicas y sulfatadas cálcicas. Los contenidos de Na^+ (5,13-285 meq/l, con 36,05 meq/l, en promedio) y Cl^- (6,40-182,62 meq/l, con 35,05 meq/l, en promedio), fueron los mayores, seguidos de SO_4^{2-} (2,6-211 meq/l, con 16,7 meq/l) y Ca^{2+} (3,46-51,39 meq/l, con 10,46 meq/l, en promedio), Mg^{2+} (0,05-10,93 meq/l, con 2,44 meq/l, en promedio), HCO_3^- (0,56-3,16 meq/l, con 1,69 meq/l en promedio), K^+ (0,47-13,88 meq/l con 1,67 meq/l, en promedio). El pH de las aguas estuvo entre 6 y 8, lo que las clasifica como aguas neutro alcalinas. Las temperaturas estuvieron sobre el rango normal de aguas subterráneas, con un promedio de 23,5 °C. El rango de CE en las aguas subterráneas estuvo entre 955 y 22300 $\mu\text{S}/\text{cm}$, las aguas se consideran entre agua dulce y agua salobre, con un aumento en el contenido de sales a medida que se aleja de las zonas de recarga y está más cerca de la Cordillera de la Costa en el borde occidental de la Cuenca. Las aguas subterráneas en general son ligeramente duras a muy duras, solo 3 muestras se midieron como aguas ligeramente blandas, esto indica que la mayoría de las aguas son incrustantes.

En cuanto al *ratio* rHCO_3/rCl con valores entre 0,01 – 0,242 es el *ratio* que mejor aproxima el flujo, esto debido a que el valor del ratio disminuyó a medida que las aguas se alejaban de los puntos de recarga, al igual que vs la salinidad. El *ratio* rSO_4/rCl también presentó una buena relación con el flujo, sin embargo, había casos puntuales como el de la muestra 26 con muy altos sulfatos y una posibilidad de estimar erróneamente, por lo que se desestimó como un indicador del sentido de flujo.

Se han considerado los procesos hidrogeoquímicos, interacción agua-roca, evaporación, mezcla de aguas, como los posibles, que controlan las concentraciones de las aguas subterráneas de la parte norte del acuífero de Pampa del Tamarugal.

En cuanto a la calidad de las aguas destaca el arsénico (As), que se presenta con valores altos tanto en las aguas subterráneas como en las aguas del río Aroma (2,28 mg/l en promedio) donde supera el límite establecido en la norma chilena de agua para consumo humano (NCh409-2004). Por el área de impacto de altos valores de As registrados en la primera región las aguas del río Lluta, Azapa, qda. Camarones y Camiña (JICA, 1995), se le atribuye un origen geogénico, con fuentes que aún no son lo suficientemente estudiadas como para tener una visión completa de la contaminación de este metal. Podría existir una relación con los campos geotermales pero, por el momento no existen datos del contenido químico en As de éstos. Los valores de NO_3^- en general son bajos y cumplen las normas de agua para consumo humano, con excepción de la muestra 35 que es un caso de contaminación puntual. Los valores de CE y SDT indican aguas salinas, peligrosas para riego y para consumo, algunas con condición de agua salobre (muestras 26 y 35). Para los valores de contenido de As (0,006-2,052 mg/l, con

un promedio de 0,285 mg/l), las aguas son en su mayoría peligrosas para consumo humano.

La escasez de información de detalle hace que sea inviable una gestión sustentable y los problemas evidentes de calidad hacen a este acuífero vulnerable, expuesto a problemas de calidad y cantidad en el futuro. Otro riesgo no menor, es la salinización de las aguas subterráneas por explotación no controlada bajo un balance hídrico negativo.

Para finalizar recordar que una gestión sustentable e integral podría minimizar los problemas de calidad y cantidad para asegurar los recursos en el tiempo.

8 Recomendaciones

En el trabajo realizado se descubrieron que falta seguir ahondando en la información de las aguas subterráneas. De las campañas hasta ahora realizadas todavía hay comportamientos que no se pueden describir. Para un nuevo trabajo en la zona se hace necesario:

- medir Si y Sr en las aguas subterráneas para hacer una comparación con los ratios acerca de la interacción agua-roca. De esta manera localizar que tipo de aguas tienen más tiempo de interacción agua-roca y de esta manera corregir las aproximaciones hechas al flujo de las aguas subterráneas.
- Medir B y As. De esta manera poder relacionarlos y ver si presentan correlación, para poder establecer algún origen en común. Además de medir el B que también es un elemento que se considera peligroso para la actividad agrícola.
- Especiación de Fe, Mn y As. Esta especiación puede ayudar a comprender en qué estado redox se encuentran las aguas subterráneas. En el caso del As serviría para medir la toxicidad que presenta, ya sea si es arsenito o arsenato.
- Considerar los niveles a la hora de tomar muestras y usar bombas para tomar muestras representativas del acuífero. Ya que muchas veces el agua por gravedad se separa en capas y de no saberlo, la campaña no sería representativa.
- Realizar muestreos a diferentes profundidades. Sería un buen avance tener información con profundidad, para comprender el comportamiento del acuífero en profundidad.
- Medir el estado redox. El estado de oxidación es importante para comprender mejor el comportamiento de los metales y sus valencias.

9 Bibliografía

- Aceituno, P. (1988). On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector: Part I: surface climate. *Mon. Wea. Rev.* 116, 505-524.
- Acharyya, S. K., Chakraborty, P., Lahiri, S., Raymahashay, B. C., Guha, S., & Bhowmik, A. (1999). Arsenic poisoning in the Ganges delta. 401. *Nature*, 545.
- Acosta, O., Guimerà, J., Custodio, E., Anson, I., & Delgado, J. (2013). Contribución al conocimiento de la hidrología de las cuencas intraandinas del norte de Chile. *Congreso Argentino de Hidrogeología*. La Plata.
- Ansón, M., Molinero, J., & Guimerà, J. (2012). *Estudio de los tiempos de residencia del agua subterránea en el entorno de la Compañía Minera Doña Ines de Collahuasi*.
- Appelo, C., & Postma, D. (1999). *Chemical Analysis of Groundwater, Geochemistry and Pollution*. Rotterdam: Balkema.
- Aubouin, J., Borrello, A., Cecioni, G., Charrier, R., Chotin, P., Frutos, J., . . . & Vicente, J. (1973). Esquisse paléogéographique et structurale des Andes méridionales. *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique*, 11-72.
- Ayala, Cabrera & Asociados LTDA. (1994). *Análisis redes de vigilancia calidad aguas terrestres, estadística hidroquímica nacional. Etapa I. Primera Región*.
- Benítez, A. (1963). *Captación de aguas subterráneas*. Madrid: Ed. Dossat.
- Bouzari, F., & Clark, A. H. (2002). Anatomy, evolution, and metallogenic significance of the supergene orebody of the Cerro Colorado porphyry copper deposit, I Región, northern Chile. *Economic Geology* 97(8), 1701–1740.
- Bouzari, F., & Clark, A. H. (2006). Prograde evolution and geothermal affinities of a major porphyry copper deposit: The Cerro Colorado hypogene protore, I Región, northern Chile. *Economic Geology* 101(1), 95–134.
- Burgen, J. E. (1984). Hydrogeochemistry of the unsaturated zone of a salt flat in Hudspeth County, Texas. . *Thesis, presented to the Faculty of the Graduate School of the University of Texas at Austin in Partial Fullfillment of the requirements for the Degree of Master of Arts*. 132p.
- Camus, F. (2003). *Geología de los sistemas porfíricos en los Andes de Chile*. Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Castillo, O. (1960). El agua subterránea en el norte de la Pampa del Tamarugal. *Boletín del instituto de investigaciones geológicas*, 122.
- Cecioni, G., & García, F. (1960). Observaciones geológicas en la Cordillera de la Costa de Tarapacá. *Instituto de Investigaciones Geológicas. Boletín N°6*, 28p.
- Charrier, R., & Malumián, N. (1975). Orogénesis y epirogénesis en la region austral de América del Sur durante el Mesozoico y el Cenozoico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina.*, 193-207.

- Charrier, R., & Vicente, J. C. (1972). Liminary and geosyncline Andes: major orogenic phases and synchronical evolutions of the central and Magellan sectors of the Argentine Chilean Andes. *Solid Earth Problems Conference, Upper Mantle Project*, (págs. 189-202). Buenos Aires.
- Charrier, R., Hérail, G., Flynn, J. J., & Riquelme, R. (1999). Opposite thrust-vergencies in the Precordillera and Western Cordillera in northern Chile and structural linked Cenozoic paleoenvironmental evolution. *4th International Symposium on Andean Geodynamics*. Goetingem: Inst. Fr. de Rech. Sci. pour le Dev. en Coop. (ORSTOM).
- Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: The Geology of Chile. En T. & Moreno, *The Geology of Chile* (págs. 21-114). London: Geological Society Special Publications.
- Chebotarev, I. I. (1955). Metamorphism of natural waters in the crust of weathering. *Geochimica et Cosmochimica*, 22-48, 137-170, 198-212.
- Chowdhury, T. R., Basu, G. K., Mandal, B. K., Biswas, B. K., Samanta, G., Chowdhury, U. K., . . . Chakraborti, D. (1999). Arsenic poisonin in the Ganges delta. *Nature* 401, 545-546.
- Clark, I., & Fritz, P. (1997). Environmental isotopes in hydrogeology. *CRC press, Boca Raton*, pág. 328.
- Cordoba, D. (2013). *Mapa piezométrico de la Pampa del Tamarugal*. Iquique: CIDERH.
- Cornejo, P., Matthews, S., & Pérez, C. (2003). The "K-T" compressive deformation event in northern Chile(24°-27°S). *Proceedings 10th Congreso Geológico Chileno*. Concepción.
- COSAYACH. (2013). *Declaración de impacto ambiental: Aumento de produccion yodo negreiros*.
- Custodio, E. (1973). *Recursos de agua de Lanzarote: reconocimiento general. Estudio Científico de los Recursos de Agua de las islas Canarias*. Las Palmas: MOP-UNESCO-PNUD.
- Custodio, E., & Llamas, M. R. (2001). *Hidrología Subterránea, 2da ed*. Barcelona: Omega.
- Das, D., Samanta, G., Mandal, B. K., Chowdhury, T. R., Chanda, C. R., Basu, G. K., & Chakraborti, D. (1996). Arsenic in groundwater in six districts of West Bengal, India. *Environ. Geochem. Health* 18, 5-15.
- Davis, S. N., & DeWiest, R. J. (1966). *Hydrogeology*. Wiley.
- Dirección de Investigaciones Científicas y Tecnológicas de la Pontificia Universidad Católica de Chile (DICTUC). (2007). Medición de la evaporación desde acuíferos de la Pampa del Tamarugal. En P. A.-S. Hidrogeología, *EIA Proyecto Pampa Hermosa. Anexo VIII.1*. Santiago, Chile.
- Domenico, P. A., & Schwartz, F. W. (1998). *Physical and Chemical Hydrogeology, 2nd ed*. New York: John Wiley and Sons, Inc.
- Ericksen, G. (1983). The Chilean nitrate deposits. *American Scientist* 71, 366-374.
- Farías, M. (2003). *Evolución morfo-tectónica cenozoica y la sismicidad superficial del piedemonte altiplánico chileno entre los 19°25'S–19°45'S. Thesis*. Santiago: Dep. de Geol., Univ. de Chile.

- Farías, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J., & Hérail, G. (2005a). Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S). *Tectonics*, vol. 24., 27.
- Farías, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J., Pinto, L., & Hérail, G. (2002). Active Late Cenozoic flexures in the Precordillera in northern Chile: Correlations with the shallow seismic activity, and implications for the uplift of the Altiplano. *Eos Trans. AGU*, 83(47), *Fall Meet. Suppl.*, T51A-1136.
- Farías, M., Charrier, R., Martinod, J., Comte, D., & Hérail, G. (2003). Interacción de los mecanismos de erosión, sedimentación, volcanismo y tectónica en el desarrollo morfológico del piedemonte altiplánico en la Región de Tarapacá durante el Cenozoico Superior. *10th Congreso Geológico Chileno, Concepción*. Concepción: Universidad de Concepción.
- Fuenzalida, H., & Rutllant, J. (1987). Origen del vapor de agua que precipita en el altiplano de Chile. *Anales del II Congreso Interamericano de Meteorología.*, (págs. 6.3.1 - 6.3.4). Buenos Aires.
- Gajardo, R. (1994). *La vegetación natural de Chile, clasificación y distribución geográfica*. Editorial Universitaria.
- Galli, C. (1957). Las formaciones geológicas del borde occidental de la Puna de Atacama, sector de Pica, Tarapacá. *Revista Minerale*s, 14-26.
- Galli, C. (1968). *Cuadrángulo Juan de Morales, Provincia de Tarapacá*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, 1:50.000, 3(2-5).
- Galli, C., & Dingman, R. (1962). Cuadrángulos Pica, Alca, Matilla y Chacarilla, con un estudio de aguas subterráneas, Provincia de Tarapacá. En *Carta Geológica de Chile*. (págs. 2-5). Instituto de Investigaciones Geológicas.
- García, M. (1996a). *Geología y estructura del borde del Altiplano occidental, en el área de Belén (Chile), thesis, Dep. de Geol., Univ. de Chile*.
- García, M., Gardeweg, M., Clavero, J., & Hérail, G. (2004). Hoja Arica, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería. *Carta Geológica de Chile*, 84.
- García, M., Hérail, G., & Charrier, R. (1996b). The Cenozoic forearc evolution in Northern Chile: The western border of the Altiplano of Belén (Chile). *3rd International Symposium on Andean Geodynamics*. Saint Malo: Inst. Fr. de Rech. Sci. pour le Dev. en Coop. (ORSTOM), France.
- García, M., Hérail, G., Charrier, R., Mascle, G., Fornari, M., & Arce, C. P. (2002). Oligocene-Neogene tectonic evolution of the Altiplano of northern Chile (18 – 19°S). *5th International Symposium on Andean Geodynamics*. Toulouse: Inst. de Rech. pour le Dev. (IRD).
- García, M., Riquelme, R., Farías, M., Hérail, G., & Charrier, R. (2011). Late Miocene-Holocene canyon incision in the western Altiplano, northern Chile: tectonic or climatic forcing? *Journal of the Geological Society*, 168(4), 1047-1060.

- Gat, J. R. (1981). Groundwater. En *Stable Isotope Hydrology*. IAEA (págs. 223-240). Vienna: Tech. Rep. Ser., 210.
- Gregory-Wodzicki, K. (2000). Uplift history of central and northern Andes: A review. *Geological Society American Bulletin*, 1091-1105.
- Gutman, G., & Scwerdtfeger, W. (1965). The role of latent and sensible heat: for the development of a high pressure system over the subtropical Andes, in summer. *Meteor. Rundsch*, 17, 1-7.
- Harambour, S. (1990). Geología precenozoica de la cordillera de los andes entre las quebradas Aroma y Juan de Morales, I región, Chile. *Memoria para optar al título de Geólogo*. Chile: Universidad de Chile.
- Hem, J. D. (1959). Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. *USGS Water Supply Paper*.
- Houston, J. (2002). Groundwater recharge through an alluvial fan in the Atacama Desert, northern Chile: Mechanisms, magnitudes and causes. *Hydrology Processes*, 3019-3035.
- Houston, J. D. (2008). Neogene sedimentary deformation in the Chilean forearc and implications for Andean basin development, seismicity and uplift. *Journal Geological Society*, 291-306.
- Isacks, B. L. (1988). Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysics*, 93, 3211-3231.
- J.B.Gates, Nicot, J., Scanlon, B., & Reedy, R. (2011). Arsenic enrichment in unconfined sections of the southern Gulf Coast aquifer system, Texas. *Applied Geochemistry*, 421-431.
- Jordan, T. E. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society American Bulletin*, 94, 341-361.
- Jordan, T. E., Nester, P. L., N. Blanco, Hoke, G. D., Dávila, F., & Tomlinson, A. J. (2010). Uplift of the Altiplano-Puna plateau: A view from the west. *Tectonics*, Vol 29.
- Korte, N. (1991). Naturally occurring arsenic in groundwaters of the Midwestern United States. *Environ. Geol. Water Sci.* 18, 137-141.
- Kossler, A. (1998). *Der Jura in der Küstenkordillere von Iquique (Nordchile); Paläontologie, Lithologie, Stratigraphie, Paläogeographie*. Berliner Goewissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A, 197.
- Lahsen, A. (1973). *Geología de Puchuldiza. Informe inédito para Comité para el Aprovechamiento de la Energía Geotérmica*. CORFO.
- Lahsen, A. (1976). Geothermal exploration in northern Chile. Summary. *A.A.P.G.*, 169-175.
- Lahsen, A., & Munizaga, F. (1979). Nuevos antecedentes cronológicos del volcanismo cenozoico superior de Los Andes Centrales del norte de Chile, entre los 19°00' y los 22°30' S. *Actas II Congreso Geológico Chileno, Tomo I.*, (págs. F61-F82).
- Lictevoud, E., Maass, C., Cordoba, D., Herrera, V., & Payano, R. (2013). *Recursos hídricos región de Tarapacá: Diagnóstico y sistematización de la información*. Iquique: Unap - Universidad Arturo Prat.

- Magaritz, M. (1985). *Isotopic and Chemical Study of the water resources in the iquique province*. Santiago: DGA.
- Magaritz, M., Aravena, R., Suzuki, O., Peña, P., & Grilli, A. (1989). Water chemistry and isotope study of streams and springs in northern Chile. *Journal of Hydrology*, 323-341.
- Maksaev, V. (1978). Cuadrángulo Chitigua y sector oriental del Cuadrángulo Cerro Palpana, Región de Antofagasta. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Carta Geológica de Chile, 1:50000.*, 31.
- Mandal, B. K., Chowdhury, T. R., Samanta, G., Mukherjee, D. P., Chanda, C. R., Saha, K. C., & Chakraborti, D. (1998). Impact of safe water for drinking and cooking on five arsenic affected families for 2 years in West Bengal, India. *Sci. Total Environ.* 218, 185-201.
- Matisoff, G., Khourey, C. J., Hall, J. F., Varnes, A. W., & Strain, W. H. (1982). The nature and source of arsenic in northeastern Ohio ground water. *Ground Water* 20, 446-456.
- Merkel, J. B., & Friedrich, B. P. (2008). *Groundwater Geochemistry*. Verlag-Berlin-Heidelberg: Springer.
- Mihelcic, J., & J.B., Z. (2014). *Environmental Engineerin: Fundamentals, Sustainability, Design, Second Edition*. Wiley.
- Mortimer, C., & Saric, N. (1975). Cenozoic studies in northernmost Chile. *Geologische Rundschau*, 395-420.
- Muñoz, N., & Charrier, R. (1996). Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, northern Chile. *J. S. Am. Earth Sciences*, 171-181.
- Muñoz, N., & Sepulveda, P. (1992). Estructura compresiva con vergencia al oeste en el borde oriental de la Depresión Central, Norte de Chile (19°15'S). *Revista Geológica Chilena*, 241-247.
- Murkherjee, M., Sahu, S. J., Roy, D., Jana, J., Bhattacharya, R., Chatterjee, D., . . . Jacks, G. (2000). The governing geochemical processes responsible for mobilisation of arsenic in sedimentary aquifer of Bengal Delta Plain. En P. Bjerg, P. Engesgaard, & T. Krom, *Groundwater* (págs. 201-202). Rotterdam: Balkema.
- Naranjo, J. A., & Paskoff, R. (1985). Evolución Cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, norte de Chile (18°-21°S). *Proceedings 4th Congreso Geológico Chileno*, (págs. 149-164).
- Nester, P., & Jordan, T. (2012). The Pampa del Tamarugal Forearc Basin. En *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances, First Edition* (págs. 369-381). Blackwell.
- Nester, P., Gayo, E., Latorre, C., Jordan, T., & Blanco, N. (2007). Perennial stream discharge in the hyperarid Atacama Desert of the northern Chile during the latest Pleistocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 19724-19729.
- Nickson, R. T., McArthur, J. M., Ravenscroft, P., Burgess, W. G., & Ahmed, K. M. (2000). Mechanism of arsenic release to groundwater, Bangladesh and West Bengal. *Appl Geochem.* 15., 403-413.

- Nickson, R. T., McArthur, J., Burgess, W. A., Ravenscroft, P., & Rahman, M. (1998). Arsenic poisoning of Bangladesh groundwater. *Nature* 395, 338.
- Nimick, D. A. (1998). Arsenic hydrogeochemistry in an irrigated river valley- a reevaluation. *Ground Water* 36, 743-753.
- Palacky, G. (1987). Resistivity characteristics of geological targets. En S. o. Geophysicists, *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics-Theory* (págs. 53-129). Tulsa, OK.
- Pardo-Casas, F., & Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 233-248.
- Parraguez, G. (1997). *Sedimentología y geomorfología producto de la tectónica Cenozoica, en la Depresión Central, Pampa de Chaca, I Región Tarapacá, Chile*. thesis. Santiago: Dep. de Geol., Univ. de Chile.
- Pilger, R. (1984). Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society of London, Vol. 141*, 793-802.
- Pinto, L. (1999). *Evolución tectónica y geomorfológica Cenozoica del borde occidental del Altiplano y su registro sedimentario entre los 19°08'S–19°27'S, región de Tarapacá, Chile*. thesis. Santiago: Dep. de Geol., Univ. de Chile.
- Pinto, L., Hérail, G., & Charrier, R. (2004). Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras Neogenas en la Precordillera de la zona de Moquella(19°15'S, norte de Chile). *Rev. Geol. Chile*, 31 -19.
- Reutter, K. J. (2001). Le Ande centrali: elemento di un'orogenesi di margine continentale attivo. *Naturalia de l'Ateneo Parmense*, (págs. 5-37).
- Riquelme, R. (1998). *Evolución tectonosedimentaria Post-Oligocénica del borde occidental del Altiplano entre Tignamar y el Salar de Surire*. thesis. Santiago: Dep. de Geol., Univ. de Chile.
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., & K., R. (1994). Tectonic Development of the North Chilean Andes in Relation to Plate Convergence and Magmatism Since the Jurassic. En K.-J. Reutter, E. Scheuber, & P. Wigger, *Tectonics of the Southern Central Andes. Structure and Evolution of an Active Continental Margin*. (págs. 121-140). Heidelberg: Springer.
- Sillitoe, R. (1990). Copper deposits and Andean evolution. En G. E. Ericksen, M. T. Cañas, & J. A. Reinemund, *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources. Circum-Pacific Council for Energy and mineral Resources, Earth Science Series, 11*. (págs. 285-311).
- Silva, L. I. (1977). *Geología de las Hojas Pisagua y Zapiga, Provincia de Iquique, Tarapacá, I Región, Chile*. Instituto de investigaciones Geológicas, Santiago, Carta Geológica de Chile, 24, 1:100.000.
- Smedley, P. L., Edmunds, W. M., & Pelig-Ba, K. B. (1996). Mobility of arsenic in groundwater in the Obuasi gold-mining area Ghana: some implications for human health. *Environmental Geochemistry and Health, vol. 113. Geological Society Special Publication, London.*, 163-181.

- Smedley, P., Nicolli, H., Barros, A., & Tullio, J. (1998). Origin and mobility of arsenic in groundwater from the Pampean Plain. *Proc. 9th Water Rock Interaction Symp.* (págs. 275-278). Rotterdam: Balkema.
- Steinmann, G. (1929). *Geologie von Peru*. Heidelberg: Kart Winter.
- Suzuki, O., Silva, C., Fritz, P., & Salati, E. (1979). Isotope hydrology of groundwaters in the Pampa del Tamarugal, Chile. *Journal of hydrology*, 53(1-2), 161-184.
- Thomas, A. (1970). *Cuadrángulos Iquique y Caleta Molle, Provincia de Tarapacá*. Instituto de investigaciones geológicas, Santiago, Carta geológica de Chile, 21-22.
- Tobar, A., Salas, I., & Kast, R. (1968). Cuadrángulos Camaraca y Azapa. *Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile.*, 19-20.
- Trujillo, P. (1970). *Manifestaciones termales de Puchuldiza y Tuja. Informe Inédito para Comité Geotérmico*. CORFO.
- Vicente, J. C., Charrier, R., Davidson, J., & Mpodozis, A. C. (1973). La Orogénesis Subhercínica: Fase mayor de la evolución paleogeográfica y estructural de los Andes Argentino Chilenos centrales. *5th Congreso Geológico Argentino.*, (págs. 81-98). Buenos Aires.
- Victor, P., & Oncken, O. (1999). Uplift and surface morphology of the Western Altiplano: An effect of basal accretion and tectonic shortening? *Proceedings 4th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)* (págs. 4-6). Germany: Göttingen.
- Victor, P., Oncken, O., & Glodny, J. (2004). Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21°S (northern Chile). *Tectonics* 23, TC400. DOI: 10.1029/2003TC001519.
- Virji, H. (1981). A preliminary study on summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. *Mon. Wea. Rev.* 109, 599-612.
- Vogel, S., & Vila, T. (1980). Cuadrángulos Arica y Poconchile, Región de Tarapacá. *Instituto de investigaciones geológicas, Carta Geológica de Chile 1:50.000*, 35.
- Wedepohl, K. (1978). *Handbook of Geochemistry.- Vol.II/2*. Berlin-Heidelberg-New York: Springer.
- Yañez, G., Cembrano, J., Pardo, M., & Ranero, C. &. (2002). The Challenger- Juan Fernández - Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences.*, 23-38.

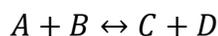
10 Apéndice

A. Principios de termodinámica¹⁶

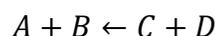
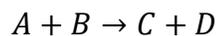
Para comprender el índice de saturación (IS) que se usó en la modelación química, primero hay que comprender los términos: Constante de equilibrio, fuerza iónica, actividad iónica, equilibrio químico, producto de solubilidad y producto de actividad iónica.

- Ley de Acción de Masas:

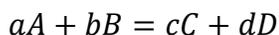
Según la ley de acción de masas se tiene que un sistema tiende al equilibrio



En el equilibrio ambas reacciones ocurren simultáneamente:



De esta forma una reacción química puede ser escrita como



Donde a , b , c y d son las proporciones molares de los compuestos A , B , C y D (*i.e.* coeficientes estequiométricos en una ecuación química balanceada).

De esta manera la constante de equilibrio queda:

$$K = \frac{[C]^c [D]^d}{[A]^a [B]^b} = \text{constante}$$

Donde $[A]$, $[B]$, $[C]$, $[D]$, representan la concentración molar o molal en el equilibrio.

¹⁶ De Merkel y Friedrich 2008

Mientras que a, b, c, d son la cantidad en moles de los reactantes A, B y los productos C y D, de la reacción dada.

K es el equilibrio termodinámico o constante de disociación (en términos generales). En el equilibrio, las concentraciones molares o molales de un líquido puro o sólido, se definen como 1.

En particular, el término K es definido en relación a los siguientes tipos de reacciones:

- Disolución/precipitación:
- K_{ps} = producto – solubilidad.
- Sorpción:
- K_d = coeficiente de distribución.
- K_x = coeficiente de selectividad.
- Formación de complejos/disolución de complejos:
- K = constante de complejización, constante de estabilidad.
- Reacción Redox:
- K = constante de estabilidad

- Fuerza Iónica μ

La Fuerza iónica designada por μ , expresa el contenido iónico de una solución y se define por:

$$\mu = \frac{1}{2} \sum Z_i^2 * C_i' = \frac{1}{2000} \sum Z_i * C_i$$

En la que el signo sumatorio Σ se extiende a todos los iones presentes, Z_i es la carga del ion a concentración molar C_i' o sea C_i meq/l para soluciones no excesivamente concentradas.

Es un valor de gran importancia en el estudio de soluciones, en especial de soluciones concentradas.

- Actividad iónica

En soluciones concentradas, los iones interactúan electrostáticamente con otros (rodeado por una nube de carga opuesta), es por esto que los coeficientes estequiométricos no reflejan la disponibilidad reactiva.

El coeficiente de actividad γ ajusta la concentración molal/molar M a la concentración efectiva llamada actividad a:

$$a = \gamma(M)$$

La actividad es proporcional a la concentración, y la constante de proporcionalidad es el coeficiente de actividad, γ .

El coeficiente de la actividad depende de la temperatura, presión y composición total.

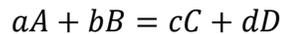
En soluciones diluidas, los componentes disueltos están esparcidos y lejos unos de otros, por lo que se considera las interacciones entre ellos muy débiles, de esta forma:

$$\gamma \approx 1, \therefore a_i \approx M_i$$

En soluciones concentradas a y M pueden ser muy diferentes.

- Equilibrio Químico

En una reacción química, A y B (reactantes) reaccionan para producir C y D (productos) (a, b, c, d son el número de moles)



El cambio en la energía libre de Gibbs para la reacción se calcula:

$$\Delta_r G = \sum_{\text{productos}} \Delta_f G - \sum_{\text{reactantes}} \Delta_f G$$

De esta manera queda

$$\Delta_r G = c\Delta_f G_C + d\Delta_f G_D - a\Delta_f G_A - b\Delta_f G_B$$

Si $\Delta_r G = 0$, la reacción esta en equilibrio

Si $\Delta_r G < 0$, la reacción procederá hacia la derecha

Si $\Delta_r G > 0$, la reacción procederá hacia la izquierda

La constante de equilibrio K y la energía libre de Gibbs están relacionadas:

$$K = \frac{[C]^c [D]^d}{[A]^a [B]^b}$$

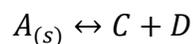
$$\log K = \frac{-\Delta_r G^0}{2,303RT}$$

Donde G^0 , Energía libre de Gibbs del cambio en la reacción en un estado estándar. R, es la constante de los gases, en energía por grado K (Kelvin) por mol. T, es la temperatura en K, donde $K = ^\circ\text{C} + 273,15$

Finalmente 2,303 es el factor de conversión de logaritmo natural a logaritmo en base 10.

- Producto de solubilidad

En la Interacción entre fase líquida y fase sólida, como la disolución/precipitación se puede considerar el siguiente tipo de reacción:



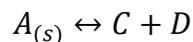
En este caso la constante de equilibrio será el producto de solubilidad (K_{sp})

$$K = K_{sp} = \frac{a_C a_D}{a_A} = a_C a_D$$

Ya que la actividad de sólidos puede ser tomado como igual a la unidad. De esta manera, $a_A = 1$.

- Producto de actividad iónica (IAP)

Considerar una reacción donde el reactante es un sólido y los productos son la descomposición en iones del anterior.



Si se considera la constante de equilibrio en términos de actividad de reactantes y productos en el equilibrio se tiene lo siguiente:

$$K = (a_C)_{eq} (a_D)_{eq}$$

El producto de actividad iónica (o ion activity product, IAP) tiene la misma forma que la constante de equilibrio, pero involucra las actividades actuales:

$$IAP = (a_C)_{actual}(a_D)_{actual}$$

Si $IAP=K$, la solución está en equilibrio con el sólido.

Si $IAP<K$, la reacción procederá a la derecha (disolución).

Si $IAP>K$, la reacción procederá hacia la izquierda (precipitación).

- Índice de saturación

El índice de saturación (IS) está definido como:

$$IS = \log \left(\frac{IAP}{K_{ps}} \right)$$

Si $IAP=K_{ps}$, $IS=0$ el agua está saturada con el mineral.

Si $IAP<K_{ps}$, $IS<0$ el agua está subsaturada con el mineral, por lo que la reacción procederá de izquierda a derecha (disolución).

Si $IAP>K_{ps}$, $IS>0$ el agua está sobresaturada con el mineral, la reacción procederá de derecha a izquierda (precipitación).

B. Composición isotópica del agua de lluvia¹⁷

La lluvia de vapor de agua en la atmosfera es manejada por el enfriamiento del aire durante el transporte hacia altas latitudes o altitud. El cambio en la composición isotópica de lluvia y nieve, tiene una proporción directa de la fracción de evaporación e indirecta con la temperatura (Clark y Fritz, 1997). Según estudios se ha llegado a la conclusión de que los isotopos estables de hidrogeno y oxígeno en las aguas lluvias obedecen a la relación empírica:

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

Esta ecuación es conocida como la *línea de agua meteórica*. La pendiente de esta línea $d(\delta^2H)/d(\delta^{18}O) = 8$ tiene relación a que el origen de la mayor cantidad de las precipitaciones viene de la evaporación de las aguas oceánicas en los trópicos, y luego es transportada a altas latitudes donde hay menor temperatura y ocurren lluvias.

La evaporación es un proceso cinético de fraccionamiento. Este fraccionamiento produce vapor que es más ligero que el que se espera del fraccionamiento en equilibrio. Además el fraccionamiento cinético es fuerte para ^{18}O que para 2H , de esta forma el vapor es más empobrecido en ^{18}O que en 2H . Como resultado, las lluvias obtienen los isotopos por fraccionamiento en equilibrio durante la condensación de un vapor que esta empobrecido en ^{18}O comparado con el líquido original desde donde el vapor fue generado. Desde que el empobrecimiento es mayor para ^{18}O que para 2H , la lluvia tiene un exceso de deuterio, esto es calculado desde los valores analizados como:

$$d = \delta^2H_{lluvia} - 8\delta^{18}O_{lluvia}$$

¹⁷ De Appelo y Postma, 1999.

C. Expresión de concentraciones

La expresión química usada en este trabajo para los elementos mayores fue la de miliequivalentes por litro de disolución, que coincide aproximadamente con los equivalentes por millón de gramos. Es una medida muy empleada en análisis químicos ya que permite comparar directamente iones. (Custodio y Llamas, 2001) Esta unidad se calcula de la siguiente forma:

$$\frac{meq}{l} = \frac{\left[\frac{mg}{l}\right]}{\left[\frac{\text{peso de la molecula}}{\text{valencia}}\right]}$$

Por otro lado los elementos menores y traza, por encontrarse en menor cantidad permanecerán en mg/l.

D.Estado de Oxidación/Reducción¹⁸

Para modelar químicamente, en este trabajo fue necesario establecer el estado de oxidación/reducción debido a la ausencia de la medición en terreno. El Eh indica el estado de oxidación. Por lo tanto para una celda potencial dada:

$$\mathcal{E} = \mathcal{E}_{celda\ derecha} - \mathcal{E}_{celda\ izquierda}$$

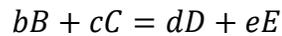
Esto es,

$$\mathcal{E} = \mathcal{E}_{celda\ reductora} - \mathcal{E}_{celda\ oxidante}$$

Donde la celda potencial está relacionada a la energía libre de Gibbs como:

$$\Delta_f G = -n\mathcal{F}\mathcal{E}$$

Ahora, el electrodo potencial en media celda es igual en magnitud y signo al potencial de la otra celda. Por lo tanto, para la reacción:



La expresión de Nernst es:

$$\mathcal{E} = \mathcal{E}^0 - \frac{RT}{n\mathcal{F}} \ln\left(\frac{a_E^e a_D^d}{a_B^b a_C^c}\right)$$

Donde R es la constante de los gases (1,987 cal/Kmol) y F la constante de Faraday (96485,309 J/Vmol) De esta forma, la ecuación de Nernst para media celda es:

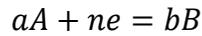
$$\mathcal{E} = \mathcal{E}^0 - \frac{RT}{n\mathcal{F}} \ln\left(\frac{\text{forma reducida}}{\text{forma oxidada}}\right)$$

Ahora si el voltaje de la celda $\mathcal{E} = Eh$ de la solución:

$$Eh = \mathcal{E}^0 - 2,30259 \frac{RT}{n\mathcal{F}} \log Q$$

¹⁸ De Domenico y Schwartz (1998).

Donde 2,30259 es un factor de arreglo para transformar el \ln a \log en base 10. Al igual que el pH se mide en la actividad de H^+ , pe mide la actividad del electrón. De esta forma considerando la reacción de media celda:



Donde en el equilibrio:

$$K = \frac{a_B^b}{a_A^a a_e^n}$$

Y

$$\begin{aligned} \log K &= \log \frac{a_B^b}{a_A^a a_e^n} \\ &= \log \frac{a_B^b}{a_A^a} - n \log a_e \\ &= \log \frac{a_B^b}{a_A^a} - npe \end{aligned}$$

De esta forma

$$pe = \frac{1}{n} \log K - \frac{1}{n} \log \frac{a_B^b}{a_A^a}$$

Cuando A y B están en sus estados estándar la actividad es la unidad y de esta forma la ecuación queda:

$$pe^0 = \frac{1}{n} \log K$$

De esta forma

$$pe = pe^0 - \frac{1}{n} \log Q$$

Ahora, con $pe^0 = \mathcal{E}^0$, para el caso del agua:

$$pe = Eh \left(\frac{\mathcal{F}}{2.30259RT} \right)$$

$$= \left(\frac{5040Eh}{T} \right)$$

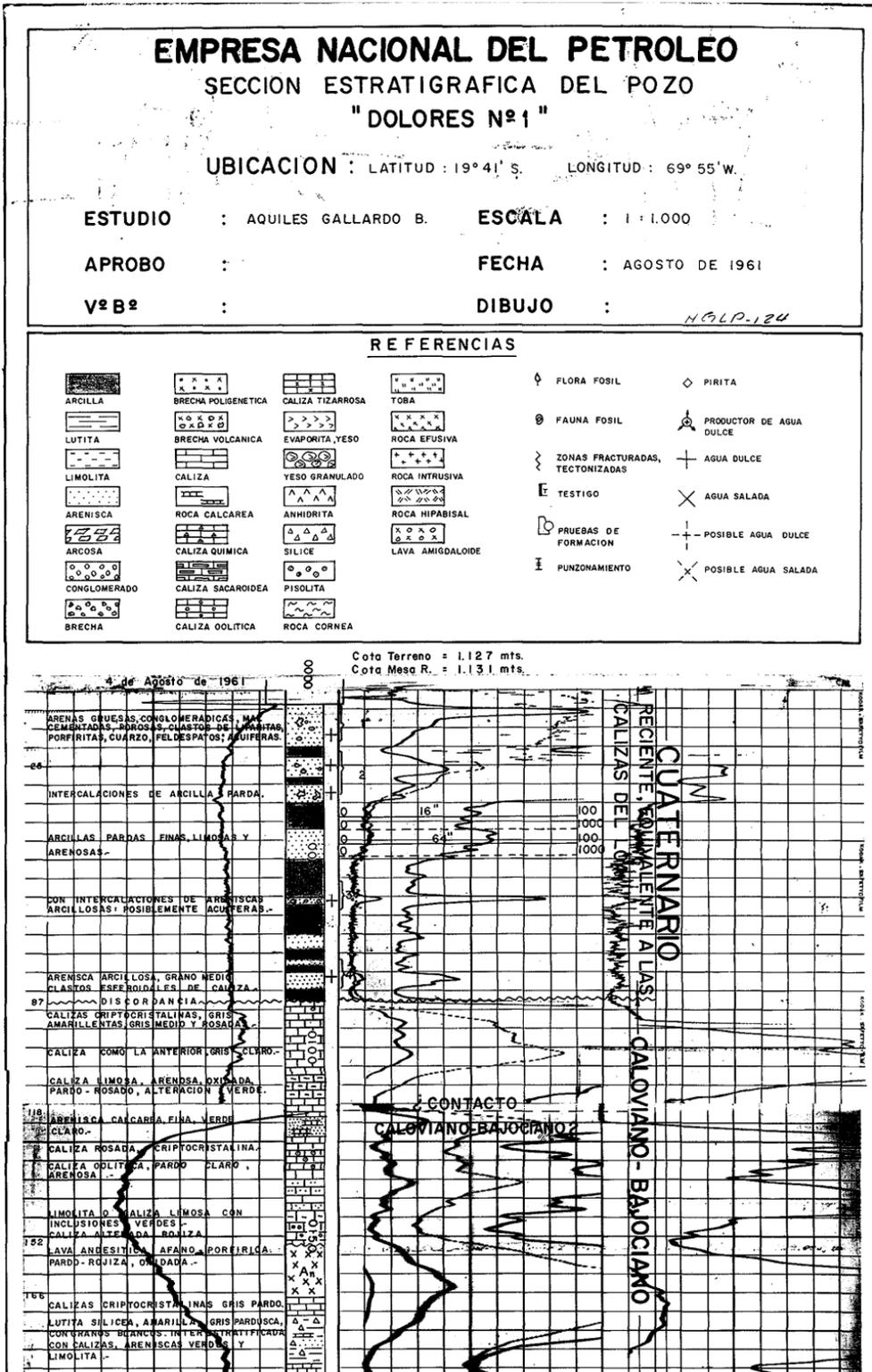
$$= \frac{Eh}{0.05916}$$

$$Eh = 16.9pe$$

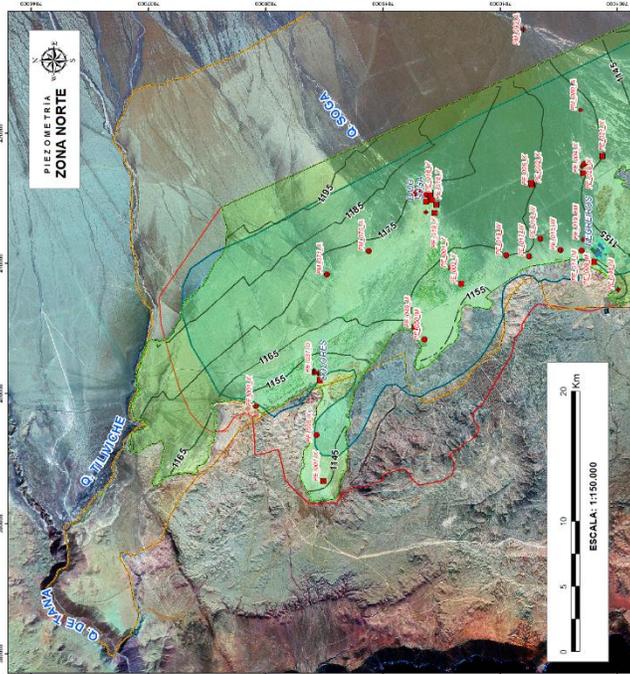
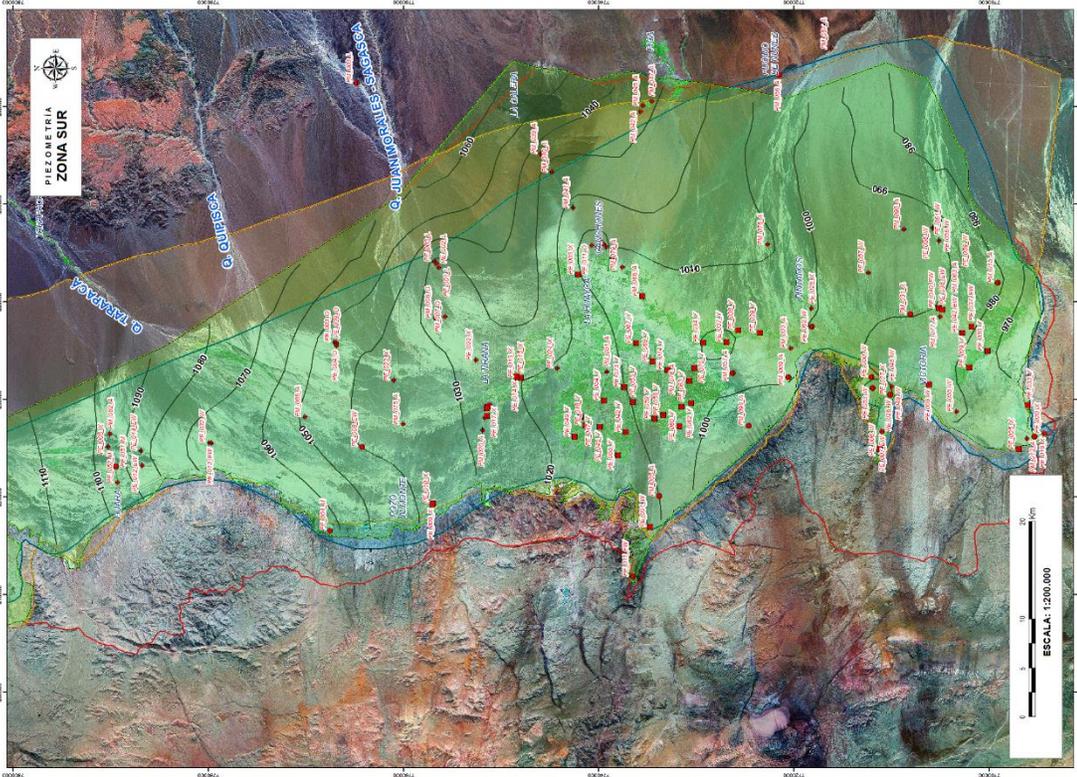
Finalmente esta relación junto con el diagrama Eh-pH de las aguas a 25 °C, fueron utilizadas para estimar el potencial redox de las muestras, con el fin de realizar las simulaciones químicas en el software PHREEQC.

11 Anexos

11.1 Litología de pozos



11.2 Piezometría del acuífero de la Pampa del Tamarugal.



BIBLIOGRAFIA

• Centro de Investigación y Desarrollo en Recursos Hídricos (CIDERH) (2014). Reproducción de la piezometría del acuífero Pampa del Tamarugal. Universidad Arturo Prat, Chile.

• Japan International Cooperation Agency (JICA), Pacific Consultants. The study on the development of water resources in northern Chile. Gobierno de la República de Chile.

• Robert NYS. Estado de Recursos Hídricos en la Pampa del Tamarugal. Oficina Subregional de RDS (S). Ministerio de Recursos Naturales y Planificación Forestal (2009).

• Planes Técnicos N°1007. Descripción y evaluación sector hidrogeológico Pampa del Tamarugal. Santiago, 22 de Diciembre de 2009.

LEYENDA

CAPTACIONES

- Cherera
- Noche
- Pozo
- Sonotaje

PIEZOMETRIA (m)

- Isoplethas CIDERH, 2011 (m¹)

LÍMITES DEL ACUÍFERO

- Límite CIDERH, 2014</

11.3 Ubicación y fecha de muestreo de aguas superficiales

SampleID	Sample_Date	X	Y
A1	14-03-2013	466552	7836475
A2	14-03-2013	449436	7830740
A3	14-03-2013	438119	7825860
T1	16-03-2013	454775,76	7803216,71

11.4 Ubicación y fecha de muestreo aguas subterráneas

Muestra	Fecha	X	Y
1	12-03-2013	401569,605	7824197,865
2	13-03-2013	425598,651	7779903,888
3	13-03-2013	433509,000	7782609,000
5	13-03-2013	424743,929	7786868,550
7	13-03-2013	423134,957	7789481,619
8	13-03-2013	425786,000	7789558,000
9	15-03-2013	417621,304	7803528,937
10	13-03-2013	410996,000	7804268,000
11	13-03-2013	415497,000	7813743,000
13	14-03-2013	426117,286	7804327,676
14	14-03-2013	426117,286	7804327,676
15	14-03-2013	426117,286	7804327,676
16	15-03-2013	417621,304	7803528,937
17	15-03-2013	417753,000	7803837,000
18	15-03-2013	410754,000	7806465,000
19	15-03-2013	429547,000	7808863,000
20	15-03-2013	429547,000	7808863,000
21	15-03-2013	429547,000	7808863,000
22	15-03-2013	415639,000	7811461,000
23	15-03-2013	419336,000	7815852,000
25	18-12-2013	425169,111	7790245,837
26	18-12-2013	393251,043	7823600,791
27	18-12-2013	427964,630	7808172,815
28	18-12-2013	415334,524	7816564,807
30	18-12-2013	399007,860	7828767,101
35	13-03-2014	405078,138	7816574,708
37	13-03-2014	423270,691	7786771,551
39	13-03-2014	423134,957	7789481,619

11.5 Validación mapa de isoconcentraciones

Luego de analizar la salinidad de las aguas, se creó un mapa de isoconcentraciones de SDT para ayudar en el trabajo de comprender la distribución de las sales en el acuífero, y de esta manera intentar asimilar la distribución de las aguas en el acuífero.

La elaboración del mapa se llevó a cabo en 4 pasos:

1. Un primer paso que consistió en realizar un tratamiento estadístico de los SDT para comprobar que los datos tenían una distribución normal. Se comparó el promedio con la mediana, si estos se encontraban cercanos, y si el índice de Kolmogorov-Smirnov se encontraba bajo los 3 niveles críticos de significación (90 %, 95 % y 99 %).Luego de seguir lo anterior, ocurrió que se transformó a logaritmo natural y al cumplirse con el análisis se avanzó a la siguiente etapa.
2. Luego del análisis estadístico se confeccionó un variograma en el software Surfer con la posición GPS de las muestras y su contenido de $\ln(\text{SDT})$, especificando al software que tratara de evitar una aproximación del tipo cuadrático. El variograma resultante se puede ver en la Figura 11-1 a), y sus datos fueron usados para crear la malla de isocontenidos.
3. El penúltimo paso consistió en la validación de la malla. Para esto se compararon y se midieron las similitudes entre los valores reales y estimados, y luego se graficó el valor modelado versus el residual buscando una relación cercana a una recta con pendiente positiva o en dirección de 45° (ver Figura 11-1 b) **Error! No se encuentra el origen de la referencia.**).
4. Luego de la validación el último paso consistió en exportar el mapa de contornos creado en Surfer al software geográfico ArcGIS. Se generó un mapa de isolíneas de contenido de SDT de las muestras de este estudio (ver Figura 5-3)

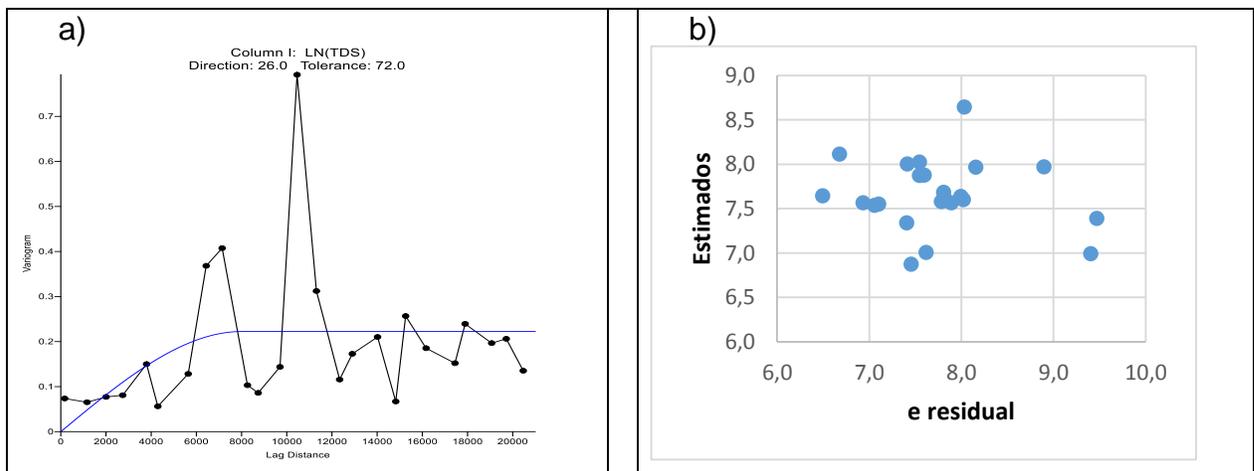


Figura 11-1 Validación mapa de isocontenidos. a) Variograma del logaritmo natural de los SDT. b) Gráfico de dispersión entre los errores residuales y estimados, producto de la creación de la malla del mapa de isocontenidos de SDT.

11.6 Diagramas PIPER

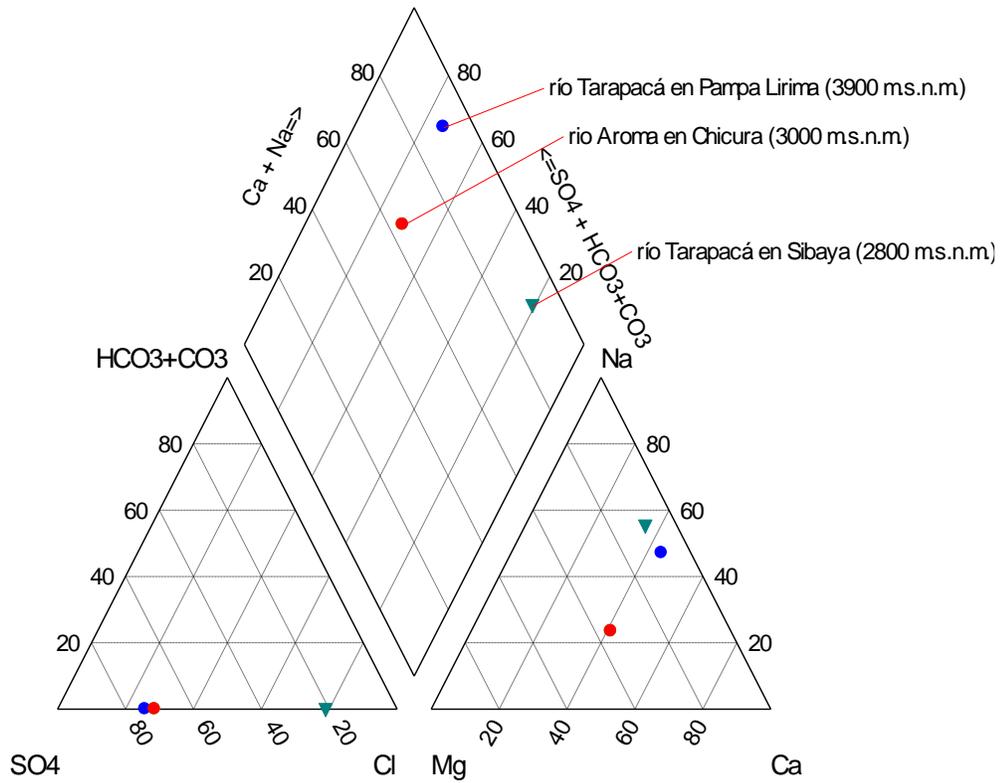
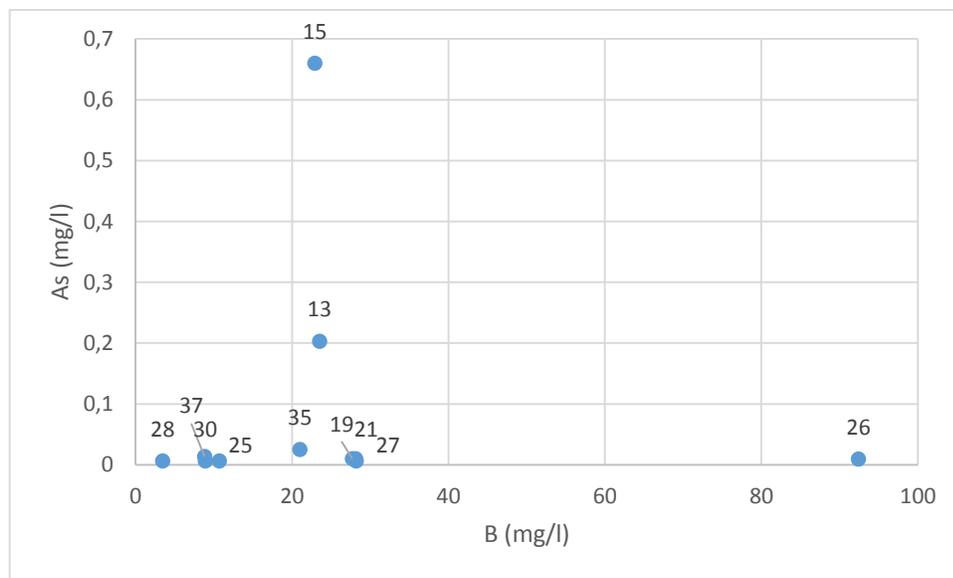


Figura 11-2 Diagrama Piper para aguas del sector cabecera de las cuencas. Datos tomados de Magaritz et al., 1985.

11.7 Gráficos de dispersión



11.8 NCh1333-Of. 78. Mod1987

Tabla 11-I Norma Chilena para de aguas de riego

Tipo Parámetro	Parámetro	Expresión	Unidad	LMP
II	Cobre	Cu	mg/l	2
II	Cromo Total	Cr	mg/l	0,05
II	Fluoruro	F-	mg/l	1,5
II	Hierro	Fe	mg/l	0,3
II	Manganeso	Mn	mg/l	0,1
II	Magnesio	Mg	mg/l	125
II	Selenio	Se	mg/l	0,01
II	Zinc	Zn	mg/l	3
II	Arsénico	As	mg/l	0,01
II	Cadmio	Cd	mg/l	0,01
II	Cianuro	CN-	mg/l	0,05
II	Mercurio	Hg	mg/l	0,001
II	Nitrato	NO ₃ -	mg/l	50
II	Nitrito	NO ₂ -	mg/l	3
II	Razón nitrato + nitrito	2)	mg/l	1
II	Plomo	Pb	mg/l	0,05
II	Tetracloroetano		µg/l	40
II	Benceno		µg/l	10
II	Tolueno		µg/l	700
II	Xilenos		µg/l	500
II	DDT + DDD + DDE		µg/l	2
II	2,4 - D		µg/l	30
II	Lindano		µg/l	2
II	Metoxicloro		µg/l	20
II	Pentaclorofenol		µg/l	9
II	Monocloroamina		mg/l	3
II	Dibromoclorometano		mg/l	0,1
II	Bromodichlorometano		mg/l	0,06
II	Tribromometano		mg/l	0,1
II	Triclorometano		mg/l	0,2
II	Trihalometanos		mg/l	1*)

11.9 NCh409 Mod.2004

Tabla 11-II Norma Chilena establecida para aguas de consumo humano.

Requisitos		Parámetro	Expresión	Unidad	LMP	
Requisitos Químicos	pH	pH	pH	-	5,5 - 9,0	
	Elementos Químicos	Aluminio	Al	mg/l	5	
		Arsénico	As	mg/l	0,1	
		Bario	Ba	mg/l	4	
		Berilio	Be	mg/l	0,1	
		Boro	B	mg/l	0,75	
		Cadmio	Cd	mg/l	0,01	
		Cianuro	CN-	mg/l	0,2	
		Cloruro	Cl-	mg/l	200	
		Cobalto	Co	mg/l	0,05	
		Cobre	Cu	mg/l	0,2	
		Cromo	Cr	mg/l	0,1	
		Fluoruro	F-	mg/l	1	
		Hierro	Fe	mg/l	5	
		Litio	Li	mg/l	2,5	
		Litio (cítricos)	Li	mg/l	0,075	
		Manganeso	Mn	mg/l	0,2	
		Mercurio	Hg	mg/l	0,001	
		Molibdeno	Mo	mg/l	0,01	
		Níquel	Ni	mg/l	0,2	
		Plata	Ag	mg/l	0,2	
		Plomo	Pb	mg/l	5	
		Selenio	Se	mg/l	0,02	
		Sodio porcentual	Na	%	35	
		Sulfato	SO ₄ ²⁻	mg/l	250	
	Vanadio	V	mg/l	0,1		
	Zinc	Zn	mg/l	2		
	RAS	Razón de Adsorción de Sodio	RAS	La autoridad competente debe establecerla en cada caso		Ver A.2 y A.3
	Pesticidas	Herbicidas	La autoridad competente debe establecerla en cada caso			Ver A.2
		Insecticidas	No se considera que tengan efectos perniciosos en agua de riego			Ver A.2
Requisitos Bacteriológicos		Coliformes fecales		CF/100 ml	≤ 1000	

11.10 Poster Congreso Gecamin



Groundwater hydrogeochemistry in desert areas: the Pampa del Tamarugal aquifer, Tarapacá region, Chile.

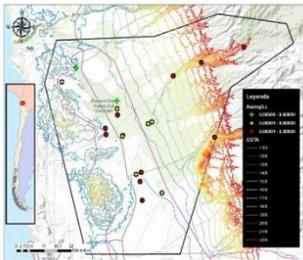
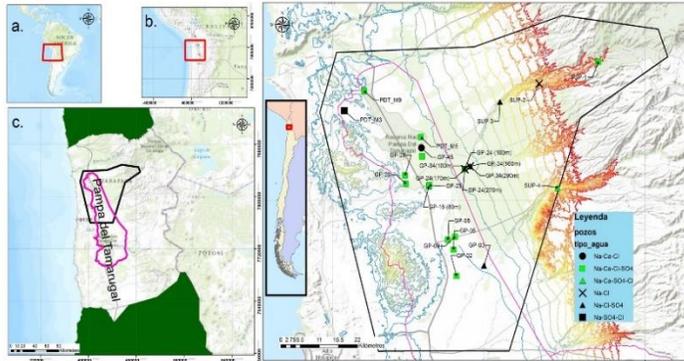
Segovia S., Centro de Investigación y Desarrollo en Recursos Hídricos-FCFM, Iquique Chile.

In Tarapacá region, the groundwater exist under the central depression (Pampa del Tamarugal, PdT), a forearc basin localized between the Precordillera and Cordillera de la Costa. The rainwater in the zone is less than 2 mm/yr, anyway the altiplanic rainwater of the summer *monzón*, generates Mountain rivers E-W.

The study area was the north of PdT, Aroma and Soga basin.

The hydrogeological configuration of the basin is: a shallow aquifer, El Diablo (EDF) formation, 250m of sedimentary rocks whit 2 end members. A lower member: Conglomerates, breccias and layers of ignimbrites with menor sandstones beds and siltstones and clays on distal facies; an upper member less cohesive: conglomerate interbedded with sandstone and marginally by mudstone lenses. Furthermore underlie exist a lower aquifer in the Altos de Pica / Oxaya Formation (AdP), another conglomerate, sandstone, silt and clay formation with 600 m of thick. Both AdP and ED formation consist in arc volcanic continental sediments of the east, therefore Miocene and Pleistocene-Holocene. The quaternary on the basin consist in aluvial-fluvial Fan, first with a E-W orientation, then N-S.

22 GW samples of 18 wells, 3 wells with depth, 4 samples of the mountain rivers, were analyzed for major cations Na, Ca, K, Mg; major anions Cl, SO₄, HCO₃, CO₃, NO₃ and trace: As, Fe and Mn.



Hydrogeochemical features

According to Piper diagram there are 6 types of water: Na-Ca-Cl, Na-Ca-Cl-SO₄, Na-Ca-SO₄-Cl, Na-Cl, Na-Cl-SO₄ and Na-SO₄-Cl. The order of relative abundance of major cations is Na>Ca>Mg>K, otherwise the major anions is Cl>SO₄>HCO₃>NO₃>CO₃. The average of Na-Cl ratio is 1,025. The electrical conductivity (EC) of GW samples shows the large percentages of contribution are from Cl, Na and SO₄. The Conductivity is a linear function of the total dissolved solids (TDS). High levels of salinity can be explained by the high evaporation rates and the existence of saline paleosols. Low levels of carbonate can be explained by the absence of carbonatic rocks like calcite and dolomite in the aquifer. SO₄ levels has relation to dissolution or precipitation of gypsum and anhydrite. The Na excess, Ca and K concentrations are due to cation exchange, this by silicate weathering represented in clay levels on the aquifer. This clays can be derivated of K-feldspar or albite (Na-feldspar). Arsenic levels have an average 0,58 mg/l, and almost all of its concentration have a geogenic occurrence, this due to the mineralized Precordillera: hydrothermal, igneous and volcanic; but isn't completely clear.

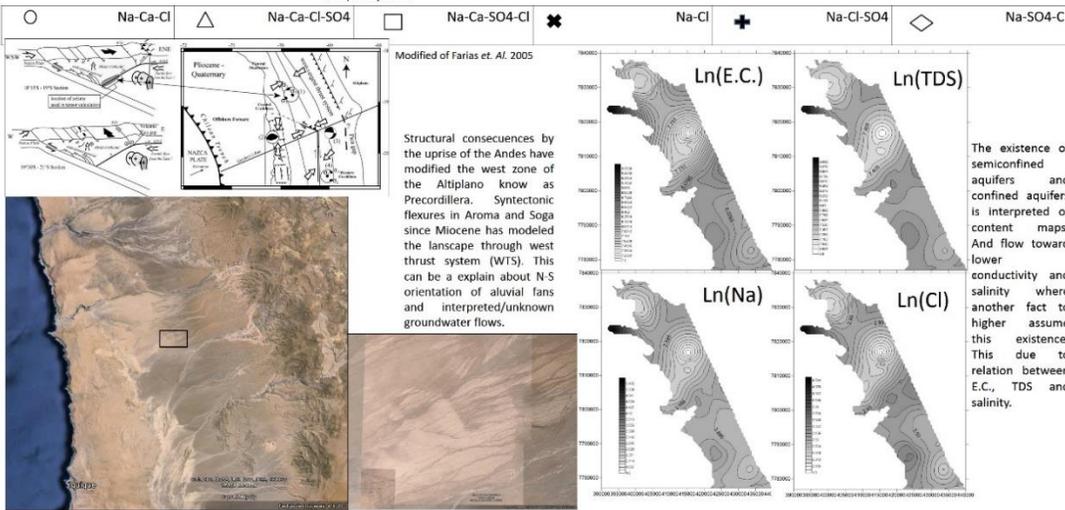
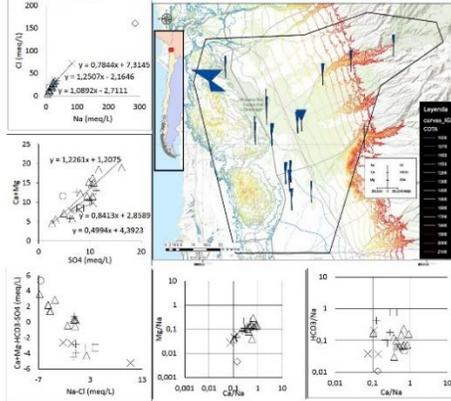


Figura 11-3 Poster presentado en congreso Water in Mining, mayo 2014.