



Universidad de Concepción
Facultad de Ciencias Químicas
Departamento Ciencias de la Tierra



PROCESOS CONTROLADORES DE LA
COMPOSICIÓN GEOQUÍMICA DE LAS AGUAS
SUBTERRÁNEAS DE LA DEPRESIÓN CENTRAL
Y PRECORDILLERA ENTRE LOS 20°18'S Y
20°36'S, REGIÓN DE TARAPACÁ, CHILE.

Memoria para optar al título de Geóloga

Camila Andrea Quintana Ortiz

Profesora Guía: Dra. Fernanda Carolina Álvarez Amado
Profesoras MSc. Liubow Nikolaivna González Martínez
Comisión: Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo

Concepción, 2023

A mis Padres

Patricia Mariela Ortiz Flores y Luis Alberto Quintana Díaz

“La educación es el cultivo de la mente para que la acción no sea egocéntrica. Es aprender, a lo largo de la vida, a derribar las barreras que la mente construye a fin de sentirse segura, de donde surge el miedo con todas sus complejidades. Dejen que la mente esté alerta para afrontar los problemas de la vida. Cuando se deja de aprender la vida se vuelve fea y dolorosa. Sin bondad y sin amor no es posible estar correctamente educados.”

Krishnamurti

Índice

	Página
Resumen	
1. Introducción	1
1.1. Formulación y descripción del problema	1
1.2. Objetivos	3
1.3. Ubicación y accesos	4
1.4. Estudios anteriores	5
1.5. Agradecimientos	6
2. Marco geológico	7
2.1. Geomorfología	7
2.2. Geología	8
2.3. Estructuras	13
3. Marco hidrológico e hidrogeológico	15
3.1. Clima	15
3.2. Hidrología	15
3.3. Hidrogeología	16
3.3.1. Unidades acuíferas	20
4. Metodología	22
4.1. Muestreo	22
4.2. Análisis de datos y caracterización hidrogeoquímica	23
4.2.1. Análisis de datos	23
4.2.2. Balance iónico	24
4.2.3. Caracterización hidrogeoquímica	24
4.3. Modelación hidrogeoquímica	24
5. Resultados	26
5.1. Parámetros físicoquímicos	29
5.1.1. Temperatura	29
5.1.2. pH	30
5.1.3. Conductividad eléctrica	31
5.1.4. Oxígeno libre disuelto (LOD)	32
5.2. Elementos mayores	33
5.2.1. Aniones	33
5.2.2. Cationes	33
5.3. Clasificación hidrogeoquímica	36
5.4. Diagramas Stiff	38
5.5. Modelos hidrogeoquímicos	40
5.5.1. Índices de Saturación	43
5.5.2. Resultados de modelos	45
5.5.2.1. Aguas de la Precordillera	45
5.5.2.1.1. Aguas geotermales y meteóricas	45
5.5.2.1.2. Aguas de acuíferos someros	47

5.5.2.1.3.	Aguas de acuíferos profundos	51
5.5.2.1.4.	Aguas superficiales	51
5.5.2.2.	Aguas de la Pampa del Tamarugal	52
6.	Discusión	55
6.1.	Sobre los parámetros físicoquímicos	55
6.1.1.	Temperatura	55
6.1.2.	pH	55
6.1.3.	Conductividad Eléctrica	56
6.2.	Elementos mayores	57
6.3.	Clasificación hidrogeoquímica	62
6.4.	Modelos hidrogeoquímicos	64
6.4.1.	Aguas geotermales de Pica	64
6.4.2.	Aguas de acuífero libre	64
6.4.3.	Aguas superficiales	66
6.4.4.	Aguas de acuífero profundo	66
6.4.5.	Aguas de la Pampa del Tamarugal	67
6.5.	Procesos hidrogeoquímicos	68
6.5.1.	Interacción agua-roca	68
6.5.2.	Mezcla de aguas	72
6.5.3.	Evaporación	72
6.6.	Modelo de evolución geoquímica	74
7.	Conclusiones	78
8.	Referencias	80
ANEXOS		

Índice de Figuras

Figura	Página	
1. 1.	Ubicación y accesos del área de estudio.	5
2. 1.	Mapa geológico del área de estudio.	12
2. 2.	Estructuras del Piedemonte andino, influencia en los flujos de aguas subterráneas.	14
3. 1.	Esquema hidrológico.	17
3. 2.	Modelo conceptual de acuíferos a los 20°30'.	19
3. 3.	Clasificación de unidades hidrogeológicas.	20
4. 1.	Metodología de muestreo.	23
5. 1.	Ubicación de muestras de agua.	27
5. 2.	Mapa de temperaturas.	30
5. 3.	Mapa de Conductividad Eléctrica (CE).	32
5. 4.	Diagrama Piper.	37
5. 5.	Mapa de clasificación hidrogeoquímicas.	38
5. 6.	Diagramas Stiff.	39
5. 7.	Escala práctica de salinidad.	40
5. 8.	Modelo inverso agua de lluvia- aguas geotermales.	47
5. 9.	Mezcla de aguas profundas, semiprofundas y geotermales	48

5.	10.	Modelo inverso manantial geotermal-acuífero semiprofundo	49
5.	11.	Modelo inverso agua de lluvia-acuífero somero	50
5.	12.	Mezcla de aguas profundas con geotermiales	50
5.	13.	Modelo inverso agua de lluvia-acuífero profundo	51
5.	14.	Modelo inverso agua de lluvia-agua superficial	52
5.	15.	Modelo inverso de evaporación	53
5.	16.	Modelo directo de evaporación	54
6.	1.	Diagramas binarios iones Na^+ , Ca^+ , SO_4^{2-} , HCO_3^- con respecto al Cl	60
6.	2.	Diagrama binario $r\text{SO}_4$ vs $r\text{Ca}$	61
6.	3.	Concentraciones SiO_2 vs Cl^- (mEq/l)	62
6.	4.	Perfil TEM Pica-Matilla-Pampa del Tamarugal	67
6.	5.	Diagrama interacción agua-roca	71
6.	6.	Evaluación vía evolutiva de evaporación	74
6.	7.	Modelo conceptual. Procesos hidrogeoquímicos, caracterización de facies y rutas de circulación de las aguas de Pica y la Pampa del Tamarugal.	77

Índice de Tablas

Tabla		Página	
5.	1.	Descripción aguas muestreadas.	26
5.	2.	Descripción de pozos.	28
5.	3.	Parámetros fisicoquímicos	29
5.	4.	Iones mayoritarios y clasificación geoquímica	35
5.	5.	Descripción de modelos hidrogeoquímicos	43
5.	6.	Índices de saturación de las muestras	44
5.	7.	Resultados de fases interactuantes en modelos inversos de aguas geotermiales	46

Índice de Anexos

Anexo		Página	
A.	1.	Resultados Balance Iónico.	85
A.	2.	Concentraciones de elementos mayores en mEq/L.	86
A.	3.	Diagrama sílice [mg/L] vs Temperatura	87

Resumen

En el Desierto de Atacama, se encuentra la cuenca endorreica más grande de Chile. Entre las latitudes 19°30' y 22°15', en la Precordillera, se halla la localidad de Pica, en la cual se encuentra un sistema acuífero particular, descrito anteriormente como un sistema multiacuífero, donde se encuentran diversas composiciones de agua en un acotado espacio terrestre, entre ellas aguas subterráneas someras y profundas, manantiales termales, superficiales y meteóricas. En esta misma latitud, en la Depresión Central, las aguas cambian de composición y se presentan más salinas a medida que se encuentran más cercanas al límite oeste del área de estudio.

Este trabajo consiste en la caracterización hidrogeoquímica y la identificación de los procesos geológicos que contribuyen a la composición química de diferentes tipos de aguas -i) aguas geotermales ii) aguas subterráneas de pozos profundos y someros iii) aguas superficiales y iv) aguas meteóricas-tomadas en los sectores de la Precordillera y Depresión Central entre las latitudes previamente mencionadas. Para ello se contó con información de análisis químico de elementos mayores de las muestras de agua, parámetros fisicoquímicos y de profundidad obtenidos en terreno in situ y datos de trabajos anteriores. Posteriormente se procedió a hacer modelación hidrogeoquímica con el *software* PHREEQC.

Las facies químicas que se observan en la Precordillera son, según tipo de agua: los manantiales geotermales clasifican como Mixtas-Na cercanas al límite bicarbonatado, estas presentan baja salinidad (~350 $\mu\text{S}/\text{cm}$) clasificando como dulces moderadamente mineralizadas; las aguas subterráneas clasifican como $\text{SO}_4\text{-Na}/\text{Ca}$ a Cl-Ca , su salinidad es mayor (>1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$) clasificando como dulces mineralizadas; las aguas subterráneas profundas son Cl-Na , presentan alta salinidad (~3800 $\mu\text{S}/\text{cm}$) clasificando como salobres. En la Pampa del Tamarugal las composiciones son: $\text{SO}_4\text{-Ca}/\text{Na}$ para los sectores de La Tirana y La Huayca, sus salinidades clasifican como dulces mineralizadas; Y Mixtas-Na / Cl-Na para las de la R.N. Pampa del Tamarugal cuyas salinidades clasifican como salobres.

En la Precordillera las aguas se recargan sobre los 3000 m s.n.m. donde ocurren las precipitaciones. Se destaca el rol que cumplen las estructuras para el transporte y ascenso de las aguas. Sus composiciones se ven influenciadas por procesos hidrogeoquímicos durante el transporte de estas, dentro de los cuales se identifican interacción agua-roca y mezcla de aguas. Los modelos geoquímicos arrojan que las aguas geotermales han tenido interacción con rocas ignimbríticas, las aguas someras con depósitos sedimentarios aluviales e influencia de mezcla de aguas con las que ascienden a superficie a través de las fallas y las aguas profundas una gran disolución con minerales evaporíticos de rocas sedimentarias que denotan un largo periodo de transporte de estas aguas.

Para las aguas de la Pampa del Tamarugal (PdT) se identifica una componente de recarga proveniente de la Precordillera a través de la Flexura Longacho. La composición de estas aguas está influenciada por procesos de interacción agua-roca con los depósitos sedimentarios que las contienen, los cuales se encuentran con abundancia de evaporitas, y además, procesos de evaporación. Hacia el sector oeste de la PdT se concentra la composición de las aguas y se hacen más intensos los procesos de evaporación, junto con el alza del nivel freático.

Finalmente, se propone un modelo conceptual en base a la información proporcionada por los datos geoquímicos, modelamiento en PHREEQC y la bibliografía recopilada. Las aguas recargadas en la Precordillera presentan una fase inicial de composición $\text{HCO}_3\text{-Na}$, las que están representadas por las aguas geotermales, luego evolucionan a $\text{SO}_4\text{-Na}/\text{Ca}$ que se encuentran en aguas someras y finalmente se encuentran las facies cloruradas con un mayor grado de evolución en las aguas profundas.

1. Introducción

1.1. Formulación y descripción del Problema

El Desierto de Atacama, el más árido del mundo, se ubica en el norte de Chile, entre los 17° y 28°S. Su clima se ha caracterizado como árido a híper-árido la mayor parte de los últimos 25 m.a. (Houston y Hartley, 2003; Dunai *et al.*, 2005). En esta región las precipitaciones anuales promedio actualmente no superan los 10 mm bajo los 2000 m s.n.m. siendo muy inferior a la evaporación que ronda los 2000 a 3000 mm/a (Houston, 2006, DICTUC 2007). Por lo tanto, el principal aporte de recarga a las aguas subterráneas se habría producido en la antigüedad, lo que confiere un carácter fósil a las reservas de agua subterránea (Fritz, 1981.; Margaritz, 1990).

En el Desierto de Atacama, entre las latitudes 19°30' y 22°15' de la Depresión Central y al oeste de la Cordillera de los Andes, se encuentra la Pampa del Tamarugal (PdT). Es una cuenca endorreica continental con rasgos de eventos volcánicos y relictos marinos. Ha existido desde el Oligoceno tardío, adyacente a la Cordillera de la Costa por el oeste y la Cordillera de los Andes por el este, y limitada en ambos extremos por zonas de falla de orientación N-S (Houston 2002).

Al este de la PdT se encuentra el Piedemonte Andino, donde se ubica el oasis de Pica. En estas regiones el agua subterránea es un bien vital, al ser la principal fuente de abastecimiento hídrico, para uso domiciliario y agrícola.

En el extremo norte del país, los acuíferos se localizan principalmente en la Pampa y en los valles costeros, mientras que sus procesos de recarga natural ocurren en otros terrenos o a mayores alturas (Risarcher, 1999). Esto apunta a que los sistemas hidrogeológicos en zonas áridas son de funcionamiento generalmente complejo (Placencia, 2020). Los acuíferos de las cuencas de la Pampa del Tamarugal y Pica actualmente se abastecen de las recargas de precipitaciones en la Precordillera, por sobre los 2000 m s.n.m. Desde hace un tiempo que el balance hídrico para estas cuencas es negativo, producto de las condiciones de híper-aridez sostenidas en el tiempo que han producido escasas recargas, y a las altas tasas de evaporación y extracción antrópica que las exceden con creces (DICTUC, 2007). Hace 1000 años se habría producido una recarga importante en ambientes húmedos, previo a las condiciones de híper-aridez actuales (10-15 Ma) (Fritz, 1981; Margaritz, 1990; Houston, 2006; Scheihing, 2017). Por la antigüedad de las reservas, se les denota a las aguas un carácter fósil.

Estudios anteriores han descrito el sistema hidrogeológico albergado en las cuencas de la PdT y Pica como un sistema multiacuífero, interconectado por medio de fracturas; los límites laterales del acuífero e interacciones no están del todo definidos (Aravena, 1995; DGA, 1998, 2004; Scheihing, 2017; Viguier, 2019; Placencia, 2020). A grandes rasgos, el sistema multiacuífero de piedemonte, comprende un acuífero libre en la zona superior y otro confinado en profundidad, separados por capas de ignimbritas que actúan como acuitardos o acuicludos. Estos niveles se relacionan entre sí a través de fracturas que afectan las ignimbritas Huasco y Tambillo (Galli, 1962; DGA, 2004; López, 2017, Viguier, 2018; Placencia, 2020), permitiendo la transmisión de agua desde profundidad a superficie y viceversa. Cada acuífero presenta condiciones de transmisividad diferentes, lo que otorga distintos tiempos de residencia y composiciones para las aguas.

Las aguas infiltradas en la zona de recarga en la Cordillera se transmiten a través de las unidades aluviales y volcánicas del piedemonte, donde se forma una sección acuífera. Parte de esta recarga se transmite hacia el valle central. El objetivo del presente trabajo es identificar los procesos hidroquímicos que suceden en este recorrido. De estas relaciones de interacción depende la composición química del agua de los acuíferos y de los manantiales de Pica. Como idea preliminar, Risarcher (1995) propone que en el área de piedemonte, más cercana a la zona de recarga, las aguas tienden a presentar mayor contenido de sulfato, luego estas tienden a evolucionar hacia facies cloruradas en el proceso de maduración, hacia la zona pampeana. Se descarta la conexión hidráulica e interacción con las aguas de la Cuenca altiplánica adyacente “Salar del Huasco”, se cree que ambas cuencas se recargan de una fuente similar y sufren procesos hidrogeológicos similares en distintos patrones de circulación, direcciones y contextos hidrogeológicos (Viguier, 2019; Risarcher, 1999; DGA, 2004).

En los acuíferos de la PdT y Pica, las aguas presentan diversos valores de las variables físico-químicas y composicionales a pesar de estar cercanas unas de otras espacialmente, esto da cuenta de la complejidad del sistema, proponiendo distintos recorridos e interacciones por las que pasan las aguas previo a ser extraídas. Placencia (2020), reconoce al menos 3 patrones de circulación de las aguas de Pica: (i) circulación profunda y confinada por las capas sedimentarias y aluviales, parcial a completamente desconectadas de la superficie; (ii) circulación menos profunda y semi-confinada en las ignimbritas fracturadas, parcialmente desconectadas de la superficie; y iii) circulación superficial a través de sedimentos aluviales.

Los procesos geológicos controladores de la geoquímica de las aguas pueden ser evaluados a través de modelos numéricos obtenidos por el software PHREEQC. Ellos se plantean en base a las rutas de circulación de las aguas desde la recarga, nos basamos en modelos conceptuales previos del sistema multiacuífero (DGA, 1998, 2004; Viguier, 2018; Scheihing, 2017; Placencia, 2020).

1.2. Objetivos

Objetivo general:

Identificar los potenciales procesos hidrogeoquímicos que controlan la composición de las aguas de la Pampa del Tamarugal y la Precordillera en la región de Tarapacá.

Objetivos específicos:

Caracterizar la geoquímica de elementos mayores de aguas surgentes, pozos profundos y someros en la zona de la Pampa del Tamarugal y Precordillera de la región de Tarapacá.

Evaluar procesos interacción agua-roca en la Pampa del Tamarugal y Precordillera.

Identificar procesos de mezcla o interacción entre aguas, de la Pampa del Tamarugal y la Precordillera

Proponer un modelo conceptual del sistema hidrogeológico del área de estudio.

1.3. Ubicación y Accesos

El área de estudio se encuentra en la Depresión Central y Precordillera entre los $20^{\circ}15' - 20^{\circ}39'S$ y $69^{\circ}47' - 69^{\circ}W$, en la región de Tarapacá, Chile (Figura 1.1). El área comprende la cuenca Pampa del Tamarugal en el Valle central y el Piedemonte Andino de la Precordillera, abarcando el límite este de la Pampa del Tamarugal.

Desde Iquique, el acceso a la zona de estudio es a través de la ruta 16 hasta el este, para conectar con la ruta 5 Norte hacia el sur. Se intercepta la ruta A-665, la cual permite dar con la localidad de Pica hacia el este, pasando por los sectores de La Tirana, La Huayca, y Pintados, respectivamente.

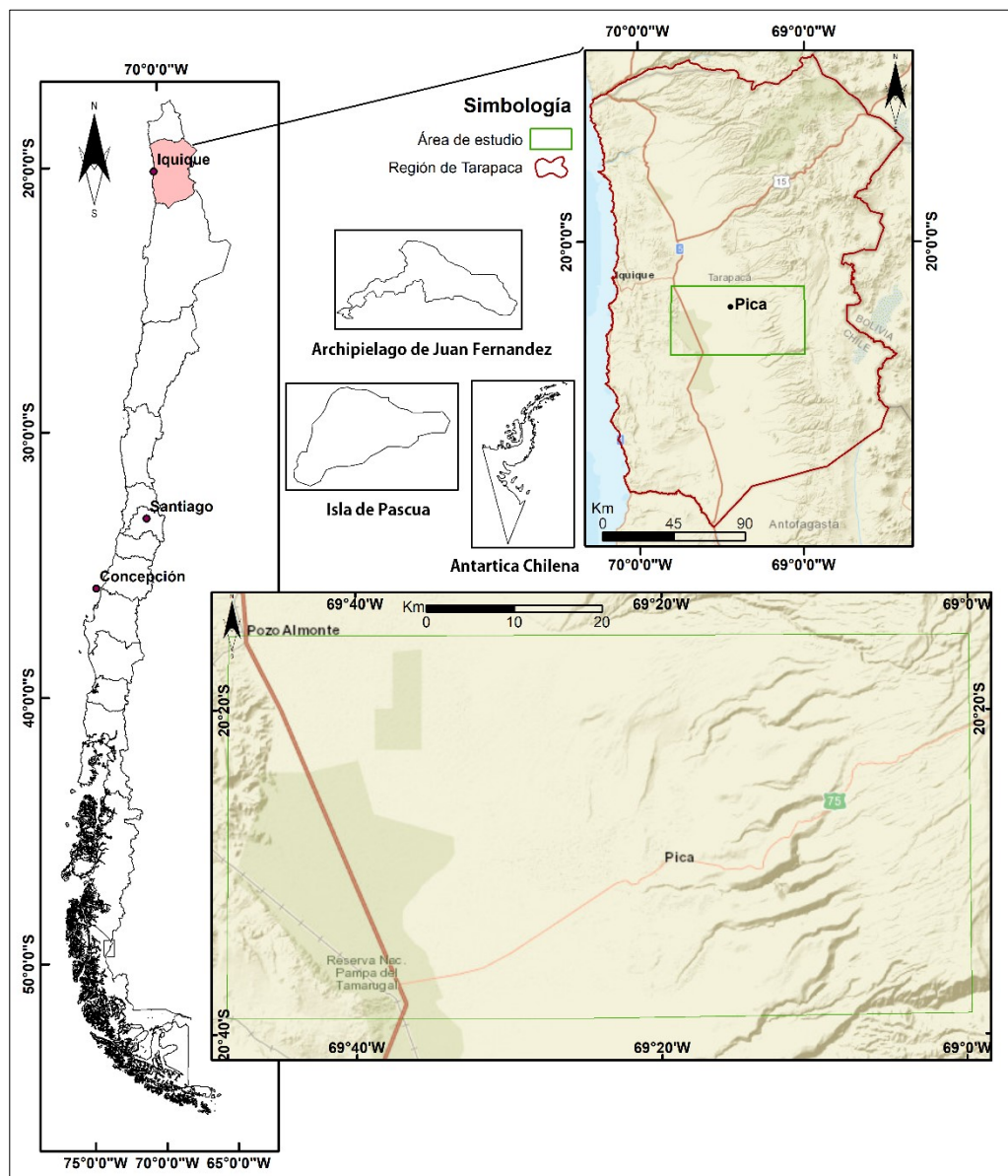


Figura 1.1 Ubicación y accesos del área de estudio

1.4. Estudios Anteriores

Galli, en 1962, realizó un levantamiento geológico y dió una aproximación de la caracterización de las aguas de Pica. Define las unidades litológicas y reconoce cuáles son potenciales acuíferos, estas serían la Formación Altos de Pica y los depósitos cuaternarios. Reconoce las unidades impermeables y con ello da luces de un sistema multiacuífero. Además, realiza aproximaciones de recargas, descargas, y tiempos de residencia (velocidades de transmisión).

JICA-DGA-PCI (1995) levantó información sobre estratigrafía de pozos y pruebas de bombeo, con esto se pudieron obtener parámetros del acuífero PdT como niveles piezométricos e isoyetas, además de determinar la litología de mayor importancia acuífera.

Fritz (1981), Suzuki y Aravena (1985), Margaritz (1989, 1990), Aravena (1995), DGA (2004) y Scheihing (2017) realizan estudios isotópicos, identifican cota y áreas de recarga, estimación de tiempos de residencia y rutas de circulación. Identifica más de un patrón de circulación y distintas velocidades de transmisión. Las aguas de la Pampa del Tamarugal, cercanas a los salares se identifican como recursos no renovables. Además, Margaritz (1989), Aravena (1995), Risarcher (1999, 2003) y Placencia (2020) realizan análisis composicionales dando luces de la evolución geoquímica de las aguas en cuanto a composición y salinidad.

DGA (1998), realizó un estudio orientado a la caracterización específica de la dinámica del ciclo hidrológico del acuífero de Pica. Se delimitó el acuífero Pica por los límites estructurales que la morfología propone, además, la evaluación de su recarga y balance hídrico. DGA (2004) y Uribe (2015) investigan y corroboran la existencia de una barrera hidráulica entre las cuencas de la Precordillera y su cuenca adyacente, Salar del Huasco en la Cordillera

Muchos de los estudios anteriores han concluido en propuestas de modelos conceptuales del sistema acuífero, como son los trabajos de Margaritz (1990), DGA (2004), DGA (2012), Jayne (2016), Scheihing (2017), Viguier (2018, 2019) y Placencia (2020). Recientemente, Licteveout (2020) realiza un estudio detallado de galerías filtrantes que se encuentran en Pica y enfatiza en la importancia que tienen estas estructuras antrópicas para la recarga y transmisión del agua del acuífero, identificando con claridad dos zonas de recarga para el acuífero de Pica.

1.5. Agradecimientos

En primer lugar, agradecer al proyecto Fondecyt Iniciación 11160325: "Origin and distribution of lithium in brine deposits and other potential reservoirs of the Atacama Desert, northern Chile" por el financiamiento del presente trabajo y a la profesora Dra. Fernanda Alvarez Amado por su guía disponible y atenta, por la confianza y oportunidad de trabajar en este proyecto de memoria, que me motivó mucho. Agradecer a CONAF y los guardaparques de la Reserva Nacional Pampa del Tamarugal por permitir acceder al sitio para tomar muestras y la información del sector, este agradecimiento se extiende además a todas las personas que permitieron tomar muestras en sus pozos durante la campaña de terreno. A profesora Linda Godfrey por su aporte y acompañamiento en terreno y a Camila Poblete González por su incondicional compañerismo en terreno y durante el aprendizaje.

Agradecer a cada persona del departamento de geología que ha sido parte de mi formación profesional, cada profesora y profesor que sembró una semilla de curiosidad y motivación en esta bella disciplina científica, cada funcionario que trabaja en el departamento permitiendo el grato ambiente de aprendizaje, mención especial a Carolina Rojas, por su apoyo total en orientaciones y gestiones necesarias, además de su agradable y cálida presencia, a Don Pedro Bravo, por su lúcida asistencia en los preparativos del terreno, a Mauricio Espinoza e Iván Orellana por su disponibilidad y asistencia en múltiples ocasiones durante la formación. .

Agradecer a mis padres, gracias totales. A mi hermana. A mis amigos de la carrera por compartirnos en cada actividad, terreno geotertulia, formarnos en lo académico y reflexionarnos en lo personal y político. A la danza, a los amigos y familia que acompañaron y dieron apoyo en el proceso de elaboración de este trabajo en periodo de pandemia.

2. Marco geológico

2.1. Geomorfología

El área de estudio abarca las unidades geomorfológicas de la Cordillera de la Costa, la Depresión Central y la Precordillera.

Cordillera de la Costa: Se encuentra en el límite occidental del área de estudio. Es una cordillera de baja altura que toma una franja elongada N–S. Son aquellos relieves que sobresalen del nivel general de la pampa, alcanzando los cerros una altura relativa del orden de 400 a 600 m, hasta algunos por sobre los 1.500 m s.n.m. (Börgel, 1983).

Su presencia controla el sistema de drenaje de la pampa del Tamarugal, actúa como barrera impidiendo que los escurrimientos provenientes de la Cordillera de los Andes lleguen al mar. A excepción de la quebrada Amarga, afluente del río Loa, que logra atravesar la cordillera de la Costa para desembocar en el océano Pacífico, se considera el desagüe de las aguas subterráneas de la pampa del Tamarugal (López *et al.*, 2017).

Para efectos de este trabajo esta morfología se considera como límite o barrera impermeable de la cuenca.

Depresión Central: Conformada una depresión ubicada entre la Cordillera de la Costa por el oeste y la Precordillera por el este. Corresponde una cuenca tectónica rellena de sedimentos acarreados por cursos de agua que bajan desde el macizo andino encauzados por las quebradas.

Su altitud llega a los 500 m s.n.m. en su límite occidental y a 1.500 m s.n.m. por el oriental. Su largo es de aproximadamente 200 km en sentido N–S y un ancho variable entre 30 y 40 km. Se presenta como una superficie basculada de pendientes media transversal y suave hacia el sur.

El relleno de la Depresión Central está constituido por unidades del Oligoceno al Pleistoceno cuyo carácter es principalmente aluvial, con facies proximales (o más gruesas) en el borde oriental de la Depresión Central y facies distales (finas) hacia su borde occidental. Sus máximos espesores se encuentran en subcuencas controladas por estructuras N–S, que hacen que los espesores sean disímiles según la zona.

Precordillera: La Precordillera en el área de estudio limita con la Pampa, desde la flexura Longacho hacia el Este. Para el área de estudio esta unidad morfológica alcanza alturas de 4200 m

s.n.m. aproximadamente. A rasgos generales, sus cumbres varían entre los 5.000 y 6.000 m s.n.m. y sus portezuelos superan los 4.000 m s.n.m.

La porción oeste de la Precordillera está constituida por unidades aluviales y flujos piroclásticos pre-pleistocenos. Se encuentran basculados por los distintos pulsos de alzamiento del altiplano andino (Börgell, 1983) e incididos por los drenajes del Pleistoceno y más jóvenes.

En el área de estudio, la cota máxima divide esta morfoestructura de la Cordillera Occidental, que además cumple la función de divisoria de aguas entre el sistema de drenaje hacia la Pampa del Tamarugal por el oeste y hacia la cuenca del Salar del Huasco por el este.

2.2. Geología

El mapa geológico del área de estudio se muestra en la figura 2.1. En el área predominan las unidades litológicas de la Pampa del Tamarugal y Precordillera. La evolución geológica del antearco, estaría gobernada por la migración hacia el Este del arco volcánico Jurásico, hasta la posición actual de la Cordillera de la Costa (Victor, 2004). Al oriente se desarrolló contemporáneamente la Cuenca de Tarapacá (actual Depresión Central, Pampa del Tamarugal) y Precordillera Andina las cuales se rellenaron durante el alzamiento de la Cordillera Occidental en el Mioceno.

En la Cordillera de la Costa, se emplazó el arco magmático del Jurásico-Cretácico Inferior, las litologías en esta unidad geomorfológica corresponden a: unidades volcánicas producto del magmatismo del Jurásico Inferior, depósitos sedimentarios marinos que rellenaban la cuenca de trasarco del Jurásico Medio-Superior, y Rocas plutónicas que intruyen a los dos grupos anteriores, producidas por el magmatismo de arco durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Vasquez y Sepúlveda, 2013). Para efectos de mapeo, al tener todas las rocas propiedades físicas similares en términos hidrogeológicos de porosidad y transmisividad, se simplificarán las unidades de la Cordillera de la Costa como “Rocas indiferenciadas de la Cordillera de la Costa”

La roca caja de la cuenca está conformada por unidades ígneas, sedimentarias y metamórficas pre-oligocenas que luego fueron rellenas por unidades sedimentarias clásticas Oligocenas-Miocenas, provenientes de la erosión del alzamiento de la Cordillera Occidental.

Estas últimas se encuentran intercaladas con ignimbritas, asociadas a la actividad magmática contemporánea y están cubiertas por unidades de depósitos aluviales cuaternarios (Blanco *et al.*

2012). El espesor del relleno de la cuenca abarca los 1000-1500 m de espesor (Galli y Dingman, 1965). Las formaciones de edades Terciarias – Cuaternarias, constituyen el relleno de la cuenca de antearco y a la vez son las capas permeables que presentan mayor potencial acuífero. Estas son:

Formación Longacho (Jil) (Sinemuriano): Esta formación fue definida como una sucesión marina fosilífera constituida por lutitas fisibles, fangolitas, areniscas finas, calizas y, localmente, mantos de tobas, expuestas en un anticlinal asimétrico a lo largo de Sierra Longacho (Galli y Dingman, 1962). Aflora exclusivamente en la sierra homónima.

Formación Cerro Empexa (Ksce) (Campaniano-Maastrichtiano): Corresponde a una unidad de rocas volcánicas y sedimentarias, constituida por brechas, conglomerados, traquitas, areniscas finas y fangolitas (Galli, 1962; Thomas, 1967). En la Quebrada Chacarilla aflora y sobreyace en discordancia angular a la Formación Chacarilla y subyace, localmente, en paraconcordancia la Formación Altos de Pica (Blanco *et al.*, 2012).

Formación Chacarilla (JKch) (Jurásico Superior- Cretácico Inferior). Secuencia bien estratificada, de fangolitas, fangolitas fisibles, areniscas y ortocuarcitas, de colores gris rojizo, depositadas en ambiente continental. Sobreyace concordantemente la Formación Majala (Blanco *et al.*, 2012).

Formación Majala (Jsm) (Oxfordiano Superior) La Formación Majala fue definida como una potente secuencia de limolitas gris verdoso claro con intercalaciones de lutitas silíceas y bancos delgados de arenisca fina (García, 1967). Se deposita en forma concordante y transicional sobre la Formación Aquiuño (García, 1967) y, de igual forma, debajo de la Formación Chacarilla (Galli y Dingman, 1962).

Formación Altos de Pica (AdP) (OMap) (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior): Se definió originalmente como una sucesión de cinco miembros (Galli, 1957). Luego ha sido modificada cronoestratigráficamente y sus miembros han variado. Galli (1968) y Blanco *et al.* (2012) separan la formación AdP en dos unidades diferenciadas: un miembro inferior denominado Sagasca, y un miembro superior llamado Imagua, ambos de carácter clástico grueso, separados por depósitos ignimbríticos (Ignimbrita Tambillo). Subyace, en discordancia a la Formación El Diablo e Ignimbrita Huasco, y sobreyace, con igual relación, a unidades pre-oligocenas.

Ignimbrita Tambillo (Miit): La primera denominación formal para esta unidad fue realizada por Galli (1968) para referirse al Miembro Tambillo de la Formación Altos de Pica, la que se define

como una toba de flujo de ceniza (Ignimbrita), de color rosado anaranjado grisácea, castaño y negra, expuesta con un espesor máximo de 75 m. Dado que corresponde a un estratotipo distinguible de las unidades adyacentes (arriba y abajo) y está ampliamente distribuido se considera una unidad particular. La Ignimbrita Tambillo se intercala, concordantemente, entre los miembros Sagasca e Imagua de la Formación Altos de Pica o subyace en paraconcordancia y, localmente en discordancia angular, a la Formación El Diablo (Blanco *et al.*, 2012).

Ignimbrita Huasco (Miih) (Mioceno inferior Alto): La Ignimbrita Huasco fue definida como una secuencia de tobas soldadas cuyos afloramientos se sitúan preferentemente al occidente del salar homónimo, y su edad fue asignada al Mioceno Medio sobre la base de dataciones radiométricas (Vergara y Thomas, 1984). Se deposita concordantemente sobre la Ignimbrita Tambillo y subyace, con igual relación al miembro inferior de la Formación El Diablo.

Formación El Diablo (Mmd) (Mioceno inferior alto – Mioceno medio): Fue definida por Tobar *et al.* (1968) como una secuencia esencialmente sedimentaria clástica, con intercalaciones de evaporitas. Luego Vogel y Vila (1980) dividen la formación en dos miembros: uno inferior constituido por areniscas, limolitas y arcillolitas, y otro superior, conformado fundamentalmente por bancos potentes y continuos de conglomerados gruesos, y la signan al lapso Plioceno Superior-Pleistoceno. La formación se deposita en paraconcordancia sobre el Miembro superior de la Formación Altos de Pica

Depósitos de Piedemonte (MPa) (Mioceno Superior-Plioceno): Conjunto de gravas y arenas mal seleccionados, pobremente consolidadas, de origen aluvial. Se apoya en contacto erosivo sobre la Formación El Diablo y se encuentra disecada por los Depósitos aluviales antiguos PIHa. (Blanco, 2012)

Depósitos aluviales Antiguos (PIHa) (Pleistoceno-Holoceno): Conjunto de gravas, arenas y limos no consolidados, con intercalaciones de cenizas volcánicas que se acumulan en el fondo de los cauces de quebradas, en abanicos aluviales y en laderas de cerros. Se asocian a facies de depósitos de humedales aluviales y limos de playa aluvial. Dentro de esta unidad se suman las clasificaciones de depósitos **PIHrm** (Depósitos de Remoción en Masa) y **PIHc** (Depósitos Coluviales)

Depósitos aluviales activos (Ha) (Holoceno): Gravav, arenas y limos, asociados a drenajes activos y abanicos aluviales conformados por flujos de barro en la Pampa del Tamarugal.

Sobre las facies aluviales en la PdT se encuentran los depósitos salinos y depósitos eólicos activos:

Depósitos salinos (PIHs) (Pleistoceno-Holoceno): Depósitos de sales y/o yeso, con nitratos y sulfatos subordinados. Corresponden a las facies más marginales del Salar de Pintados, se subdivide en las facies transicional, gruesa rugosa, lisa con fracturas poligonales y lisa ondulada delgada.

Depósitos eólicos activos (He) (Holoceno): Depósitos transportados por el viento, se encuentran en la Depresión Central y Precordillera. Corresponden a arenas no consolidadas, de grano medio a fino bien seleccionadas. Por su morfología se diferencian en dunas crecientes, dunas enmanto, dunas longitudinales y dunas transversales.

Además, Están mapeadas algunas manifestaciones de cuerpos plutónicos de distribución limitada, como son:

Pórfido Hipabisal del Cretácico Inferior (Kibh) (Cretácico Inferior): corresponde a un pequeño stock de pórfido dacítico con forma tabular que aflora en el cerro Longacho. Intruye, con contacto generalmente concordante, pero localmente discordante, a la Formación Longacho. Está cubierto por la Ignimbrita Tambillo (Miit) y la Formación Altos de Pica (OMap).

Granitoides del Cretácico Superior-Paleoceno inferior (KPg(mc)) (Cretácico Superior-Paleoceno inferior): Corresponde a un stock de monzonita cuarcífera, asociado a una zona de alteración hidrotermal filica. Intruye a la Formación Majala (Jsm). Aflora en la ladera norte de la quebrada Chacarilla.

Cuerpos Hipabisales del Cretácico Superior-Paleoceno inferior (KPh) (Cretácico Superior-Paleoceno inferior): Corresponden a stocks hipabisales, filones mantos y diques de composición dacítica-microgranodiorítica y riolítica-microgranítica. Consisten en varios cuerpos aislados, en el área se presenta un dique piroclástico, que aflora en el cerro Longacho, donde intruye a lutitas jurásicas de la Formación Longacho (Jil).

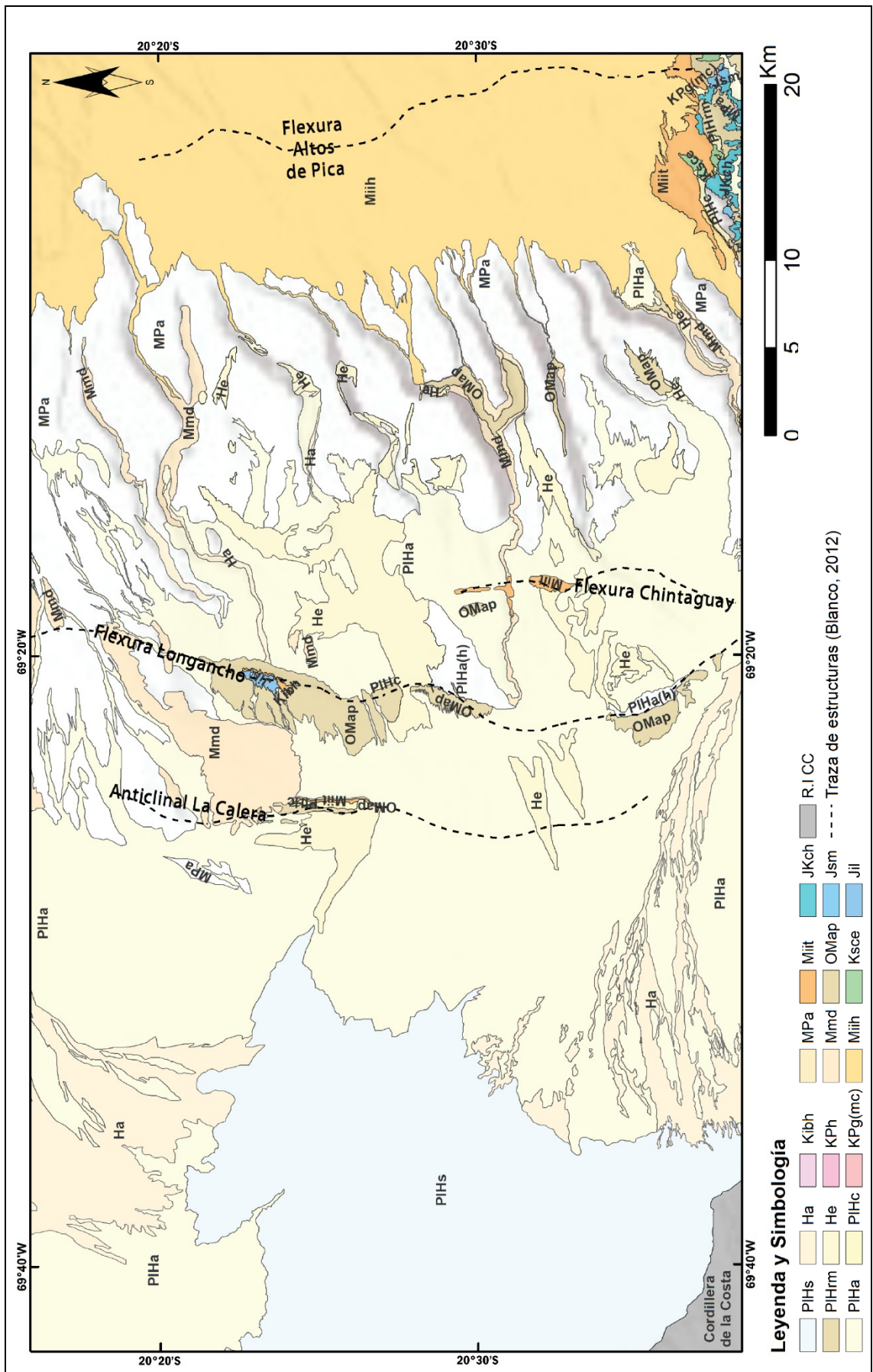


Figura 2.1 Mapa Geológico del área de estudio, elaboración propia basada en cartas geológicas (Ladino 2011; Blanco y Tomlinson 2013; Vasquez y Sepulveda, 2013). PIHs: Depósitos Salinos no consolidados; PIHrm: Depósitos de remoción en masa; PIHa: Depósitos aluviales antiguos; Ha: Depósitos aluviales activos; He: Depósitos Eólicos activos; PIHc, depósitos coluviales; Kibh, KPh; KPg; MPa: depósitos aluviales de Mioceno superior – Plioceno; Mmd: Formación El Diablo; Miit: Ignimbrita Huasco; Miit: Ignimbrita Tambillo; OMap: Formación Altos de Pica (AdP); Ksce: Formación Cerro Empexa; Jsm: Formación Majala; JKch: Formación Chacarilla; Jil: Formación Longacho; R.I. C.C.: Rocas Indiferenciadas Cordillera de la Costa.

2.4. Estructuras

Las estructuras de deformación -como fallas- se encuentran bien preservadas debido a la poca erosión que ha habido dadas las condiciones de hiperaridez desde el Oligoceno-Mioceno.

La deformación de la Precordillera y el Antearco ocurre durante el Paleógeno o anterior a eso. Está relacionada con estructuras contraccionales de los distintos segmentos del arco magmático (Víctor, 2004).

En el área, se reconocen fallas normales, inversas, pliegues y flexuras monoclinales, la mayoría de ellas de tendencia N-S. Las estructuras importantes del área de estudio, tanto a nivel local como regional (Figs 2.1 y 3.2) son, de oeste a este: Anticlinal La Calera, estructura menor en la Pampa del tamarugal que cobra importancia hidrogeológica; La flexura Longacho, esta limita la Precordillera de la Pampa del Tamarugal. Presenta orientación NNE-SSO, excepto en sus extremos norte y sur, presenta vergencia al W, está asociada a una falla inversa. Fractura las unidades antiguas y permite la exposición de las formaciones Longacho, AdP, y la ignimbrita Tambillo (Licteveout *et al.*, 2020).; Luego la flexura Chiguantay, estructura neógena de orientación NNE-SSO y vergencia al oeste. Se reconoce por una serie de cerritos alongados y alineados en sentido N-S. Deforma el miembro superior de la Formación Altos de Pica y la sobreyacente ignimbrita Tambillo; Finalmente al este del área, la flexura Altos de Pica. Afecta a la ignimbrita Huasco y limita la Precodillera de la Cordillera Occidental (Victor, 2004).

Algunas de estas estructuras, y su influencia en los flujos subterráneos están representados en la Figura 2.2 de Licteveout *et al.* (2020). Se observa que las flexuras del área se ubican justo en alzamientos de las rocas del basamento, y tienen repercusiones hidrogeológicas. Esta información se revela por perfiles TEM del informe geofísico de DGA, 2018.

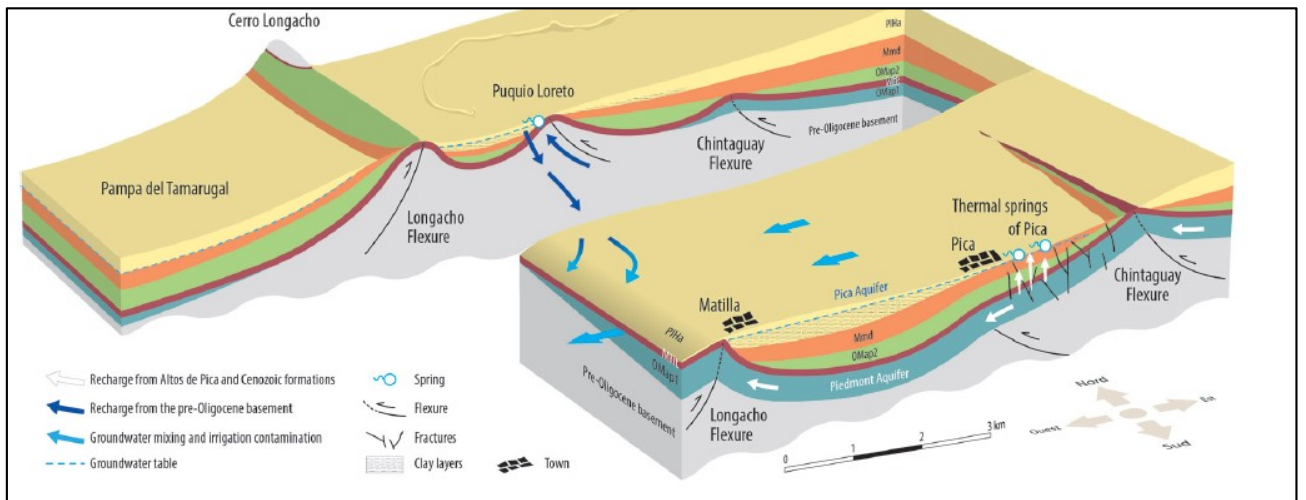


Figura 2.2. Estructuras del piedemonte andino e influencia en los flujos de aguas subterráneas (Licteveout *et al.*, 2020).

3. Marco Hidrológico e Hidrogeológico

3.1 Clima

El Desierto de Atacama es el lugar más árido del planeta, la hiperaridez se ha atribuido a su ubicación de latitud subtropical, las corrientes frías adyacentes del Océano Pacífico y la presencia de la Cordillera de Los Andes (Garreaud, 2009).

Evidencias geológicas demuestran que en el pasado las condiciones eran menos áridas que las actuales, el inicio de la hiperaridez es punto de discusión, está generalmente aceptado que estas se han iniciado a lo menos desde el Oligoceno temprano (Hartley, 2003; Dunai *et al.*, 2005), desde antes que ocurriera la mayor tasa de alzamiento de la Cordillera Occidental (Garreaud, 2009). Estudios basados en mineralización supérgena y pedogénesis sugieren que el desierto sufrió una marcada sequía entre los últimos 19 y 13 Ma. (Alpers y Brimhall, 1988; Sillitoe y McKee, 1996)

Varios estudios demuestran que durante los últimos 20Ma, el alto nivel de aguas subterráneas se puede correlacionar con el Evento Pluvial Andino Central (18-8 Ma), durante el cual cayeron cantidades de precipitaciones excepcionales en el Altiplano (Gayo *et al.*, 2012a, b; Betancourt, 2000; Rech *et al.*, 2002). Alrededor de Pica, conjuntos de humedales mapeados y datados como antiguos indican que una recarga subterránea contundente ocurrió entre 12-5 y 8,8 Ma BP (Blanco y Landino, 2012; Blanco y Tomlinson, 2013).

Actualmente la precipitación promedio actual en la cuenca Pampa del Tamarugal es <10mm/año, esta aumenta gradualmente con la altura de la Precordillera, precipitaciones de más de 20mm/año ocurren sólo sobre ~2500 m s.n.m. (Houston, 2006) (Figura 3.1), se pueden alcanzar valores entorno a los 150-180 mm/año en el Altiplano (sobre los 4000 m s.n.m) (Licteveout *et al.*, 2013)

Además, la tasa de evaporación en la Pampa del Tamarugal alcanza un promedio de 2000 a 3000 mm/año (Scheihing, 2017; DICTUC, 2007; Ortiz, 2008) y 1000 a 2000 mm/año en el Altiplano (Muñoz, 2009). La marcada diferencia entre la tasa evaporación por sobre la de precipitación es evidencia de la condición de extrema aridez en el área.

3.2. Hidrología

La cuenca de la Pampa del Tamarugal es una cuenca de antearco de carácter endorreico, la más grande de Chile. Se divide en subcuencas y contiene quebradas con flujos intermitentes

provenientes de la Precordillera y el Altiplano (Figura 3.1). El área de estudio abarca las (sub)cuenclas de Quisma y Pampa del Tamarugal, estas constituyen el área de recarga de los flujos superficiales y el agua subterránea.

El relleno sedimentario de estas cuencas contiene un gran sistema acuífero, compuesto por los acuíferos de Pica y el gran acuífero Pampa del Tamarugal respectivamente para cada cuenca. Ellos se interconectan entre sí en subsuperficie por medio de estructuras, tema que ahondaremos más adelante (Fritz, 1981; Margaritz, 1990; DGA, 1998, 2004, 2012; Scheihing, 2017; Viguier, 2018) (Figura 3.1). Se encuentran en sus cuencas homónimas Pica y Pampa del Tamarugal, sus dimensiones no están bien definidas.

La cuenca de Pica está limitada al norte por la Quebrada Juan de Morales, al sur por la Quebrada Quisma, y al oeste por la Flexura Longacho, las que constituyen las divisorias de agua que dividen las cuencas hidrográficas. El área de recarga de la cuenca está limitado al área de precipitaciones, en el sector cordillerano por sobre los 2500 m s.n.m.. El agua se infiltra por unidades de sedimentos clásticos aluviales e ignimbritas, o bien forma cursos de agua esporádicos (Aravena, 1995; Scheihing, 2017). Esta subcuenca precordillerana corresponde al área de alimentación del acuífero de Pica.

La Cuenca Pampa del Tamarugal, es una cuenca endorreica a 1000 m s.n.m. aproximadamente, en la Depresión Central. Está ubicada en zonas de extrema aridez, por lo que no recibe aportes directos de agua y la alimentación de sus aguas ocurre a través de flujos subterráneos que vienen desde el este -Precordillera- y noreste (Figura 3.1). En el sector oriental de esta se observa la ocurrencia de salares, donde confluyen los flujos de recarga con la intercepción del nivel freático en la superficie.

Varios estudios (DGA, 2004, 2012; Uribe, 2015; Scheihing, 2017) han interpretado que el acuífero de Pica no recibe aportes importantes de recarga desde la cuenca adyacente del salar del Huasco, por medio de estudios isotópicos. Es por esto que para este trabajo no se considerará esta conexión hidráulica entre estas cuencas.

3.3. Hidrogeología

En el norte grande, el sistema acuífero Pampa del Tamarugal, es el que guarda las mayores reservas de agua del norte de Chile. Es el acuífero más grande de Chile (Viguier, 2019). Corresponde a un sistema multiacuífero cuyos límites no están bien definidos (Aravena, 1995). Como se dijo

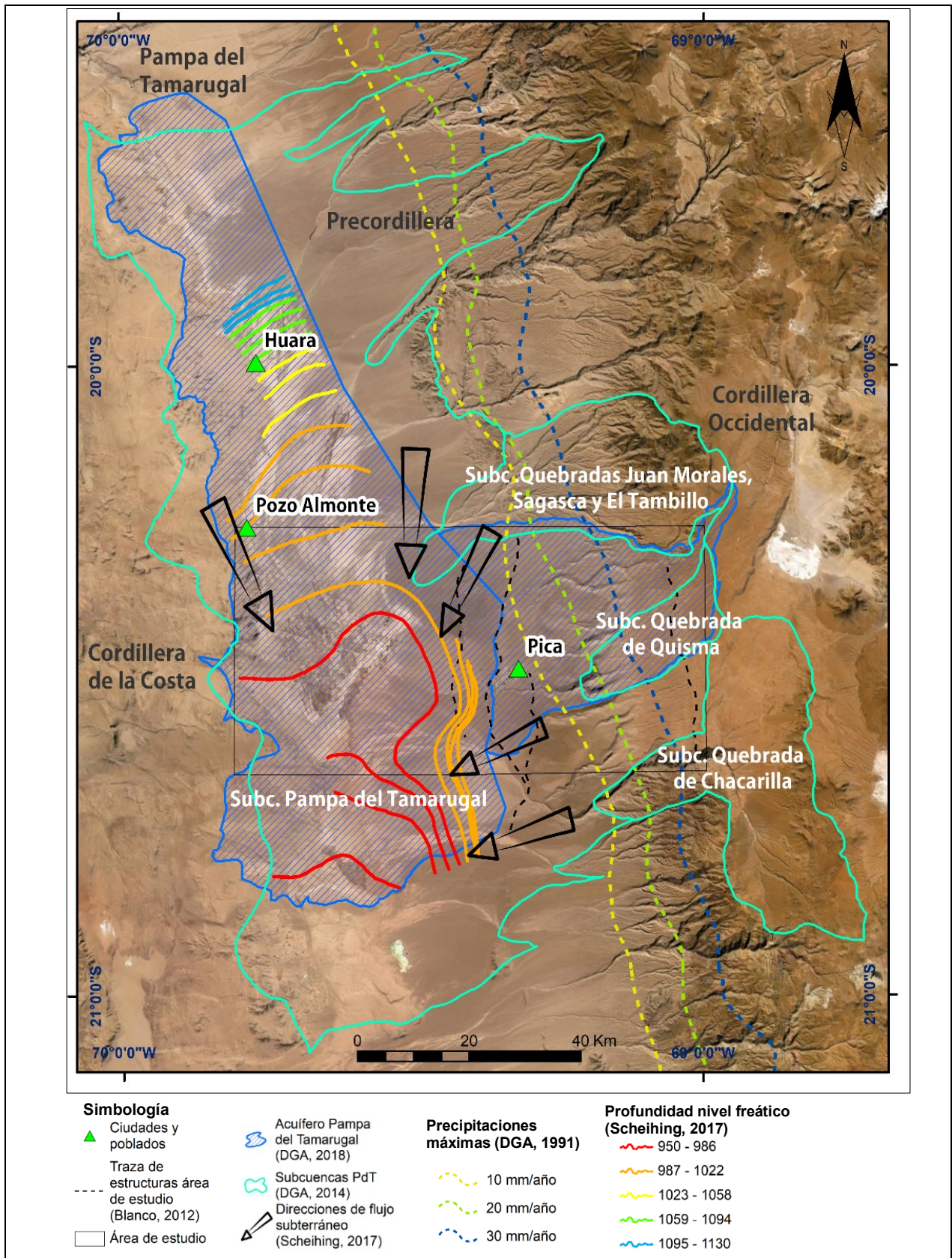


Figura 3.1. Esquema Hidrológico. Subcuencas y acuíferos de la Pampa del Tamarugal (DGA), precipitaciones máximas del área de recarga (DGA), profundidad del nivel freático y direcciones de flujo de agua subterráneo (Scheihing 2017). Clasificación de morfoestructuras basadas en Tassara y Yañez 2003.

anteriormente, en el área de estudio se pueden distinguir los sistemas acuíferos de Pica, en el piedemonte Andino y Pampa del Tamarugal, en la Depresión Central. Estos acuíferos están interconectados en profundidad por estructuras como la Flexura Longacho, que favorecen el flujo subterráneo entre ellos (Galli, 1962; DGA, 1998, 2004, 2014; Scheihing, 2017; Viguiet, 2019; Placencia, 2020).

Según estudios anteriores se distinguen dos tipos de acuíferos, uno de carácter confinado y otro superior libre. El primero está identificado a mayor profundidad en los depósitos oligocenos de la Formación Altos de Pica (López, 2017; Viguiet, 2018; Placencia, 2020), se ubica por sobre el basamento pre-oligoceno, su espesor es de 1000m aproximadamente (Viguiet, 2018), en los acuíferos de Pica-Matilla y Pampa del Tamarugal. El acuífero superior, compuesto por las secuencias superiores de la Formación El Diablo y los Depósitos no consolidados. Abarca un espesor de 500m en promedio, tiene carácter de acuífero libre y se encuentra por sobre la ignimbrita Huasco, que actúa como acuitardo. Es el acuífero con mayor potencial hidrogeológico, y el más explotado del área. (Farías *et al.*, 2005; Jordan *et al.*, 2010; Viguiet *et al.*, 2018) (Figura 3.2, modelo conceptual del sistema acuífero).

En el área, las estructuras cumplen un rol hidrogeológico importante. Las flexuras Longacho, Chintaguay y Altos de Pica, junto con pliegues, fallas inversas y flexuras menores se reconocen por su capacidad de actuar como conductor o como barrera hidráulica (Blanco y Tomlinson, 2013; Tomlinson *et al.*, 2015). En la Formación Altos de Pica, fallas asociadas a la flexura Longacho actúan como barrera hidráulica y a su vez cumplen el rol de canalizar aguas profundas hacia superficie, permitiendo el ascenso de aguas confinadas subterránea a través de ellas. Además, estructuras asociadas interconectan acuíferos en profundidad que facilitan el flujo E-O de agua subterránea proveniente de la Precordillera, facilitando un punto de recarga del acuífero Pampa del Tamarugal en la Depresión Central (Licteveout, 2013), desde el acuífero de Pica, se filtra una recarga importante de agua hacia el acuífero Pampa del Tamarugal. (Scheihing, 2017; Viguiet, 2018; Placencia, 2020). En el estudio geofísico de la DGA (2018) Se verifica por métodos TEM el rol que cumplen las estructuras en la transmisividad de las aguas.

En la Figura 3.2 se muestra un modelo conceptual hidrogeológico de un perfil transversal, donde se observan a grandes rasgos los dos niveles acuíferos, uno libre somero y otro profundo confinado. Entre estos dos niveles acuíferos se encuentran capas de ignimbritas que actúan como acuitardo o acuitardo confinando al acuífero profundo (Viguiet *et al.*, 2019).

Con respecto a las direcciones de flujo, la dirección principal de las aguas subterráneas en la porción occidental de la Pampa es N–S (Fritz, 1981) mientras que en la zona oriental es ENE–OSO, con componente E–O. El acuífero Pica tiene dirección E–O (Aravena, 1995; Rojas, 2006; López, 2014; Scheihing, 2017) (Figura 3.1).

El acuífero Pica–Matilla se recarga por sobre los ~2500 m s.n.m., a través de flujos esporádicos e infiltración a través de las rocas. Los manantiales de la localidad de Pica tienen relación directa con la recarga en Precordillera (Scheihing, 2017). Algunos plantean que los flashfloods gatillados por las lluvias andinas producen recargas efectivas en los acuíferos precordilleranos (Houston, 2006; Scheihing, 2017). Por otro lado, en el acuífero Pampa del Tamarugal, el sector occidental se recarga por medio de flujos subterráneos que provienen del norte y noreste a través de las unidades de sedimentos aluviales y Fm. El Diablo. La parte oriental de este acuífero se alimenta desde el este a través de la flexura Longacho. Las aguas presentan edades entre 1000 y 5000 años (Fritz *et al.*, 1981; Magaritz *et al.*, 1990; Schiehing *et al.*, 2017), por lo que se les considera aguas fósiles no renovables (Fritz *et al.*, 1981; Aravena, 1995). Esto indica para los reservorios actuales antiguos tiempos de recarga en condiciones meteorológicas más húmedas que las actuales, sobre los 3000 m s.n.m.

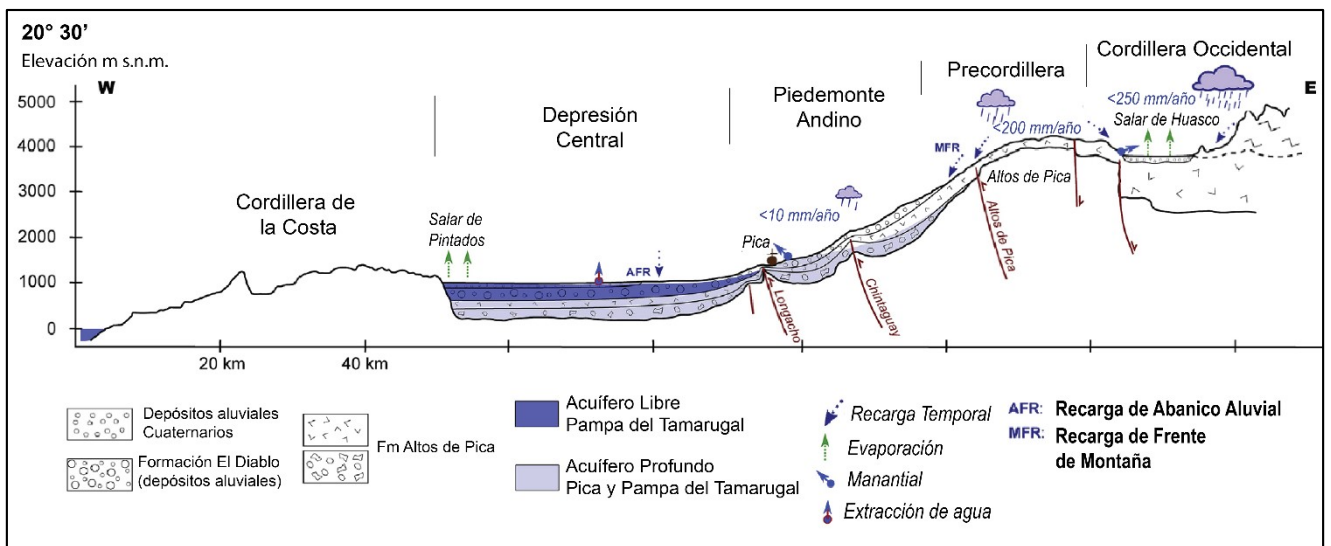


Figura 3.2 Modelo conceptual de Acuíferos a los 20°30'. Viguier, 2019.

Las descargas del sistema acuífero se producen por bombeos de agua subterránea para riego de predios agrícolas y consumo humano en las áreas pobladas (concentrados en la Pampa y precordillera). Luego por evaporación en los salares de la Pampa, donde el espejo de agua se encuentra cercano a la superficie. También evapotranspiración en las limitadas áreas forestales y

finalmente, en menor medida, por descarga de agua subterránea hacia sectores de la cordillera de la costa (López, 2017).

3.3.1. Unidades acuíferas

Las unidades acuíferas del área están descritas por SERNAGEOMIN (López, 2017). Se describen los acuíferos del sector según la clasificación de Struckmeier y Margat (1995), la cual está representada mediante un triángulo invertido con colores definidos para las unidades hidrogeológicas, donde las de la parte superior se presentan los potenciales más altos (A), y en la parte inferior las unidades de nulo potencial (D), y en medio los moderados y bajos potenciales hidrogeológicos (B y C respectivamente). Lateralmente, las unidades hidrogeológicas de alto y mediano potencial hidrogeológico, se dividen en: flujo intergranular de agua en depósitos sedimentarios no consolidados y flujo por roca fisurada (Figura 3.3).

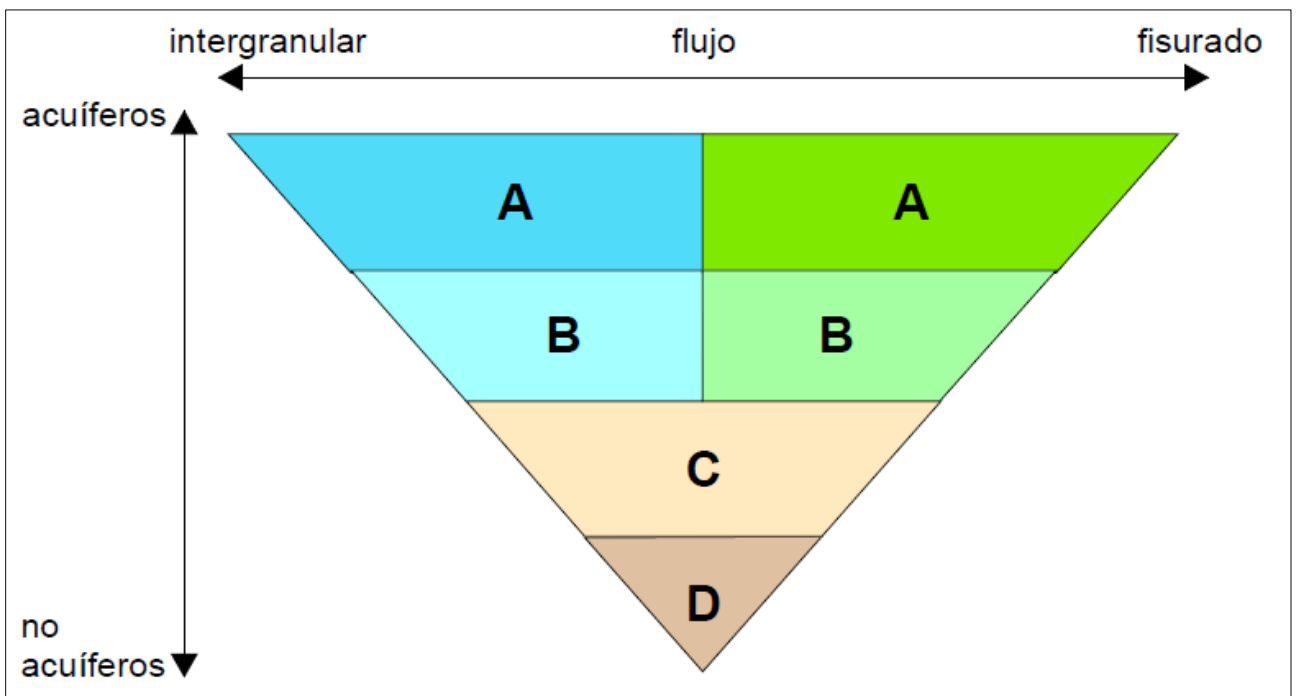


Figura 3.3. Clasificación de unidades hidrogeológicas. Tomado y modificado de Struckmeier y Margat (1995).

En el área se reconocen unidades acuíferas clasificadas como A1, en los sectores de la depresión Central y Precordillera, esta está compuesta granulométricamente por arenas y gravas con baja consolidación que conforman depósitos activos y recientes (unidades PIHa y PIHs del mapa geológico, figura 2.1). La profundidad de los niveles de agua subterránea varía entre 0,13 y 100,37m bajo la superficie del terreno, siendo 28,92m b.s.t. el promedio. Forma acuíferos en medio intergranular libres a semiconfinados dependiendo de la proporción de sedimentos finos. Posee el

mayor potencial relativo debido a la distribución areal y espesor que pueden alcanzar sus sedimentos.

También en el área se identifica el acuífero A2, la cual se ubica en depresión Central y Precordillera, está compuesta principalmente por areniscas, conglomerados, conglomerados arenosos y areniscas conglomerádicas con guijarros, de origen aluvial y eólico, semi a bien consolidados, con intercalaciones de tobas e ignimbritas soldadas. Corresponde a la unidad litológica de depósitos sedimentarios clásticos con intercalaciones volcánicas del Oligoceno al Mioceno, correspondiente a la Fm. Altos de Pica (OMap) y Fm El Diablo (Mmd) en el mapa geológico. Principalmente se presenta de manera semiconfinada a confinada, a lo menos por ignimbritas de la unidad hidrogeológica C3. En esta unidad el flujo del agua está controlado por su grado de fisuramiento, a pesar de presentarse porosidad primaria, las fisuras favorecen el flujo subterráneo, desconfinan aguas profundas y facilitan el ascenso de estas a niveles más someros, se ve afectada por las estructuras principales del área (Anticlinal La Calera, flexuras Longacho y Chintaguay).

En el sector oeste de la depresión Central se identifica la unidad hidrogeológica A3, en los alrededores de La Huayca. Está compuesta por los Depósitos salinos con intercalaciones clásticas (PIHs del mapa geológico, figura 2.1) Se caracteriza y diferencia de la unidad A1 por la presencia de costras salinas en superficie, en profundidad es indistinguible su diferencia. Esta unidad forma acuíferos en medio intergranular libres a confinados, dependiendo de la proporción de sedimentos finos y la continuidad lateral de estos.

Por último se distingue la unidad hidrogeológica C3, la cual está ubicada en la Precordillera y está compuesta por tobas que afloran en el sector oriental del área de estudio principalmente, se asocian a las unidades litológicas Ignimbritas Huasco y Tambillo (Mihi y Miit del mapa geológico respectivamente, figura 2.1). En el sector de Pica, esta unidad separaría a un acuífero somero de uno profundo, ambos alojados en rocas sedimentarias clásticas de la unidad A2, las que se encontrarían alzadas por el anticlinal La Calera y las flexuras Longacho y Chintaguay. Ambos acuíferos estarían conectados mediante las fracturas que afectan a la unidad C3 originadas por flexuras presentes en el sector. Por tener baja permeabilidad primaria esta unidad puede comportarse como acuitardo o como acuícluido, en roca fracturada (López, 2017).

4. Metodología

La metodología de la investigación consta de 3 etapas: i) Preparación de muestreo y toma de muestras, ii) análisis de datos y caracterización hidrogeoquímica, y iii) modelación hidrogeoquímica.

4.1. Muestreo

Esta etapa consistió en la planificación de los puntos de terreno, en la preparación del material de muestreo, y finalmente la toma de muestras.

La preparación del material se realiza en el Departamento Ciencias de la Tierra, UdeC, previo a la salida. Consiste en la diferenciación de envases según muestra a recolectar (cationes, aniones y alcalinidad).

El protocolo de preparación del material consiste en el lavado de envases (125ml) de polietileno de alta densidad (HDPE). Según tipo de muestra a contener, el proceso de lavado es diferenciado. Para los recipientes de alcalinidad y aniones, se enjuagan 3 veces durante 30 segundos con agua mili-q (ultrapura) (30% del envase). Por otro lado, los recipientes para cationes se dejan en baño ácido con HNO_3 al 1% v/v durante 24 horas, luego de ese tiempo se enjuagan con agua mili-q durante 30 segundos, 3 veces cada uno. En este caso, los envases se llevaron a terreno lavados y etiquetados (Figura 4.1).

Luego en terreno se toma la porción de ejemplar *in situ* donde se lleva a cabo el protocolo de muestreo. Estas consisten en muestras de aguas naturales tipo subterráneas, surgentes geotermales y flujos superficiales. Durante el muestreo de pozos profundos, la mayoría contaba con bomba subterránea que permitía al agua salir a superficie, para cada uno de estos se tomó en consideración que el agua no tuviera contacto con metales que pudiesen alterar el análisis. La campaña constó de 11 días de terreno (entre el 21 y 30 de septiembre del 2019), donde se tomaron muestras de 15 fuentes de agua: 7 en la Pampa del Tamarugal y 8 en la Precordillera de Pica. En cada punto se tomaron muestras para análisis de aniones, cationes y alcalinidad. Además, se registraron los parámetros físicoquímicos *in situ* (temperatura, conductividad, pH y oxígeno disuelto) con el equipo multiparámetro portátil Hach modelo HQ40D.

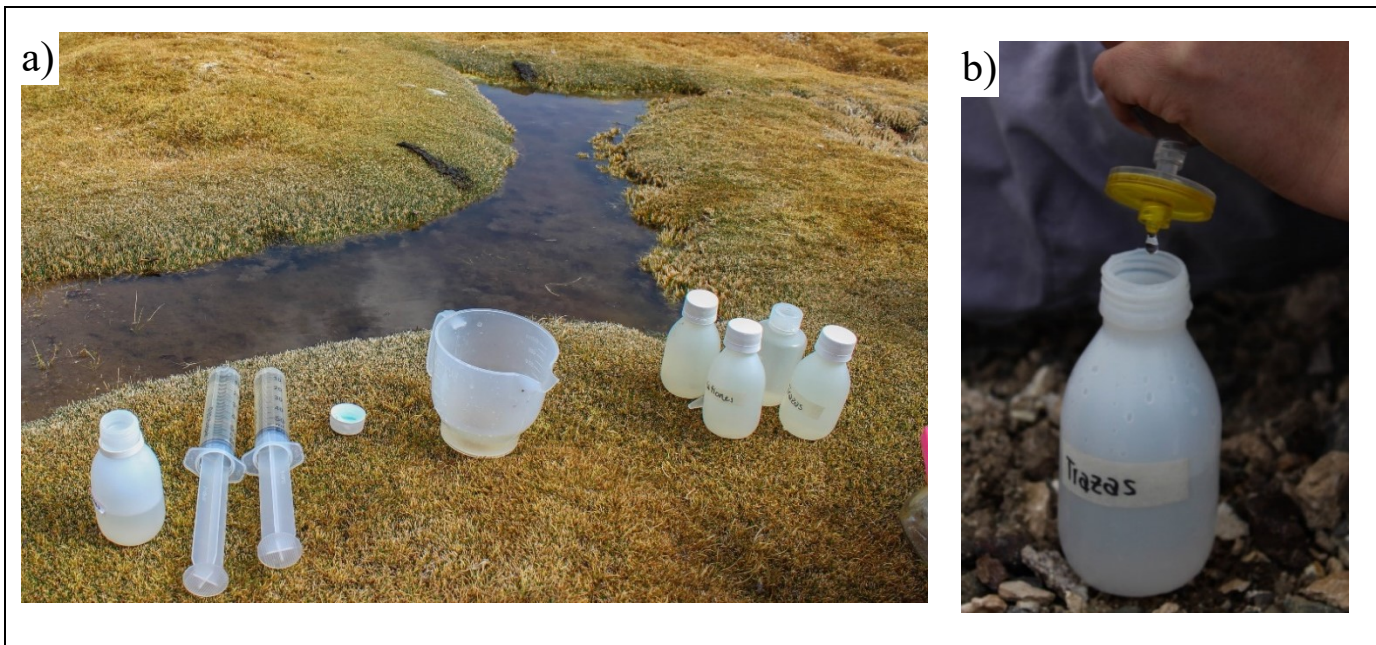


Figura 4.1 Metodología de muestreo. a) Material de muestreo: envases HPDE 125ml, jeringas de 60ml con filtros de 0,45 µm, recipiente de asistencia para medición de parámetros físicoquímicos. b) Recolección de agua filtrada.

El protocolo de muestreo es diferenciado según tipo de muestra. Este consiste en que: todas las muestras se almacenan en envase ambientado 3 veces con agua de muestra; las muestras de alcalinidad se captan con agua tomada directamente de la fuente; las de aniones y cationes se rellenan con agua filtrada, para esto se utiliza una jeringa ambientada- y un filtro 0,45 µm; los ejemplares de cationes requieren ser acidificados con 1,25 ml de HNO₃ de concentración 4 normal.

Para todos los envases se procura evitar la presencia de burbujas de aire, se guardan con contratapa y una vez tomadas las muestras se conservan a 4°C, hasta el envío al laboratorio para su análisis.

4.2. Análisis de datos y caracterización hidrogeoquímica

4.2.1. Análisis de datos

Las muestras de agua se envían al laboratorio de geoquímica de fluidos (CEGA) en Santiago para análisis de elementos mayores, menores y trazas. Las concentraciones de aniones se determinaron a través de cromatografía iónica, los cationes se midieron mediante espectrometría de absorción atómica y los análisis de alcalinidad se realizaron mediante titulación volumétrica.

4.2.2. Balance iónico

Para validar el análisis, se verifica el equilibrio electroquímico entre los cationes y aniones mayoritarios mediante el Balance Iónico (BI), es decir, que las cargas positivas y negativas sean equivalentes. Se realiza mediante el cálculo del error entre la proporción de la diferencia entre cationes y aniones, y la sumatoria de cationes y aniones, en meq (ecuación 4.1). El error calculado representa la desviación del equilibrio electroquímico. Por los rangos de conductividad, se considera un error admisible entre <5>%, todas las muestras presentan errores alrededor del 2%, por lo tanto, todas están dentro del rango aceptable (Tabla A.1). La concentración de cationes se calcula con la suma de concentraciones de Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y K^+ mientras que la de aniones con la de Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- y NO_3^- .

$$\text{Error en balance iónico (\%)} = \frac{(\sum \text{Cationes} + \sum \text{Aniones})}{(\sum \text{Cationes} - \sum \text{Aniones})} \times 100 \quad (4.1)$$

4.2.3 Caracterización hidrogeoquímica

A partir de los resultados de análisis de elementos mayores se caracterizó la hidrogeoquímica de las aguas a través de diagramas de Piper y Stiff. Los diagramas fueron elaborados usando los *softwares* Python3, Microsoft Office Excel y Adobe Illustrator.

4.3. Modelación hidrogeoquímica

Se utiliza el software libre hidrogeoquímico PHREEQC para evaluar los procesos geológicos que influyen en la química de las aguas. Este calcula reacciones acuosas en base a constantes de equilibrios termodinámicos y ley de conservación de masa, para ello en este trabajo se utiliza la base de datos “Inl”. Los resultados se expresan en modelos numéricos. Para plantear los modelos se reducen los sistemas naturales a expresiones químicas a través de reacciones que estén sucediendo, estos son una representación simplificada de la realidad.

Para este trabajo se utilizan modelos inversos y directos. Los primeros consisten en el cálculo de transferencia de moles de fases minerales interactuando entre una muestra inicial y otra muestra final en una línea de flujo. El resultado se expresa con un determinado número de modelos que satisfacen en posibilidad los moles transferidos entre un estadio inicial y otro final, a través de la disolución o precipitación de especies minerales (Parkhurst y Appelo, 2013). En el set-up del

modelo inverso se condicionan el comportamiento de ciertas fases minerales bien sea para precipitar o disolverse, y de esta forma acotar la posibilidad de resultados.

Por otra parte, los modelos directos son aquellos en los cuales conocida la composición inicial de una solución y establecidas las reacciones hidrogeoquímicas que se piensa tienen o tendrán lugar en el sistema, se obtiene como resultado una solución final que es el producto de esas reacciones. Permiten hacer predicciones acerca del funcionamiento de un sistema y son especialmente útiles en el caso de situaciones hipotéticas o con un elevado nivel de incertidumbre respecto a las características reales del (Martínez *et al.*, 2000). En este caso se utilizan para comprobar modelos inversos, aproximar el comportamiento de los solutos y en base a eso interpretar el cambio mineralógico.

5. Resultados

Los tipos de agua muestreados son aguas naturales tipo subterráneas, surgentes geotermales, flujos superficiales y un agua meteórica distribuidos entre la Precordillera y la Pampa del Tamarugal. Las aguas muestreadas están descritas en la Tabla 5.1, según tipo y ubicación de las muestras. Los puntos de muestreo están representados en la Figura 5.1.

Tabla 5.1. Descripción aguas muestreadas

Tipo de Agua	Muestra/s	Ubicación	Sector
Geotermales	A2W1	<i>Cocha</i> “Las Ánimas”	Pica/Precordillera
	F2W1	<i>Cocha</i> “Miraflores”	
Meteórica	C3W1	<i>Cocha</i> “La Concova”	
Pozos Someros (< 30 m)	G5W1	Pica	Pampa del Tamarugal
	C1W1; C1W2; C2W1	La Tirana	
	H2W1	La Huayca	
	D1W1; D4W1	R.N. Pampa del Tamarugal	
Pozos Profundos (> 30 m – 180m)	F1W1; C4W1	Pica	Precordillera
	F3W1	Matilla	
	G6W1	Santa Rosita	
Aguas superficiales Estero	F4W1	Estero, Quisma	

Con respecto a la geología en la que están ubicadas las muestras de agua, se obtuvo información de estratigrafía de pozos del informe SERNAGEOMIN (Anexo 7, López, 2017), basado en el estudio JICA-1995 (Tabla 5.2).

En la Pampa del Tamarugal y La Tirana, las muestras C1W1, C1W2, C2W1, H2W1, D1W1 y D4W1 se encuentran en relleno sedimentario que varía entre niveles arcillosos, arenosos, y gravosos de depósitos aluviales, en la Formación El Diablo cubierta por depósitos evaporíticos. Hacia la Precordillera, el pozo de la muestra F3W1 en Santa Rosa, Matilla, está en la Formación Altos de Pica. En Pica, la muestra G5W1 se encuentra en unidad de depósitos sedimentarios clásticos aluviales (MPa), la muestra F1W1 se encuentra en la formación Altos de Pica (OMap), y el pozo de la muestra C4W1, por su profundidad intermedia, no se distingue su ubicación entre la Formación Altos de Pica y la unidad de depósitos aluviales. Las muestras de manantiales geotermales y la muestra meteórica (A2W1/F2W1 y C3W1, respectivamente) se encuentran en sedimentos arenosos-arcillosos de la Formación El Diablo. Hacia el sur, en el Estero Quisma, F4W1

es agua superficial que pasa por los depósitos aluviales activos (Ha), y en Santa Rosita, el pozo profundo de la muestra G6W1 se extrae en la Formación Altos de Pica (Anexo 7, López, 2017).

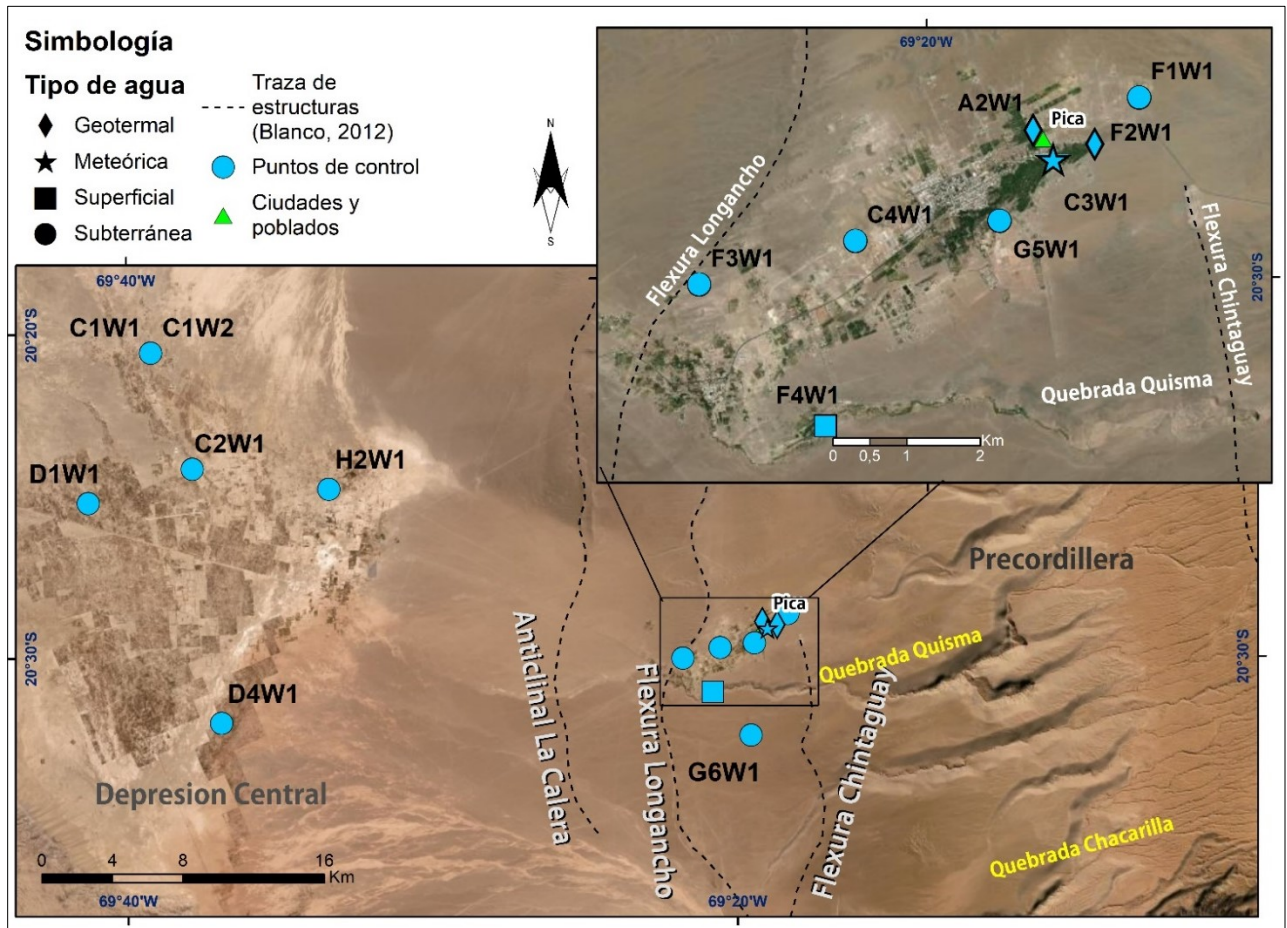


Figura 5.1 Ubicación de muestras de agua y clasificación según tipo de agua: manantial geotermal; meteórica; superficial y subterránea, (profundidades se indican en Tabla 5.1).

Con respecto al Balance Iónico de las muestras, el rango de error de la electroneutralidad de las muestras va desde 0.03 a 2.45% siendo 1.64% el porcentaje promedio de las muestras. Al encontrarse todas con un rango menor al 5% se consideran que las muestras presentan una calidad aceptable (Appelo y Postma, 2005). La tabla que muestra los resultados del balance iónico se encuentra en la sección anexos (Tabla A.1)

Tabla 5.2. Descripción de pozos:

Código	Ubicación	Profundidad	Espejo de Agua	Unidad Geológica	Uso	Observaciones
A2W1	Pica	-	Surgente	Fm. El Diablo	Riego	Manifestación termal surgente
C1W1	PdT	34m	18m	Depósitos aluviales holocenos	Doméstico	Pozo cerrado, con bombeo
C1W2	PdT	15m	m	Depósitos aluviales holocenos	Riego	
C2W1	PdT	15m	11m	Fm. El Diablo	Doméstico	Pozo abierto, con sistema de bombeo
C3W1	Pica	Superficial	-	Fm. El Diablo	-	Agua sector cochas
C4W1	Pica	50m aprox	-	Fm El Diablo/ Altos de Pica	Riego y doméstico	Pozo cerrado, con sistema de bombeo
D1W1	PdT	18m	18m	Depósitos aluviales holocenos	-	Pozo abierto
D4W1	PdT	12m	12m	Depósitos aluviales holocenos	-	Pozo abierto
F1W1	Pica	80m	35m	Fm. AdP	Riego y doméstico	Pozo cerrado, agua termal
F2W1	Pica	1.8m	Surgente	Fm. El Diablo	Recreativo	Manifestación termal surgente
G5W1	Pica	30m	18m	Fm. El Diablo	Doméstico	Pozo abierto, con bombeo
G6W1	Pica	180m	-	Fm. Altos de Pica	Riego	Pozo Surgente, agua termal
H2W1	PdT	30m	15m	Depósitos aluviales holocenos	Doméstico	Pozo cerrado, con sistema de bombeo

5.1. Parámetros Físico-químicos

Los parámetros físico-químicos de Temperatura (T), Conductividad Eléctrica (CE) y pH de cada muestra se observan en la Tabla 5.3.

Tabla 5.3 Parámetros Físico-Químicos, tipo de agua, ubicación sectorial y profundidad de cada muestra

ID	Nombre	T (°C)	CE (µS/cm)	pH	LDO	Tipo	Sector	Profundidad
1	L2A2W1	31,2	336	8,03	7,1	Manantial	Pica	Surgente
2	L2C1W1	25	1867	7,33	4,6	Noria	La Tirana	15m
3	L2C1W2	27	2310	7,36	-	Pozo profundo	La Tirana	35m
4	L2C2W1	23,7	1987	7,49	7,5	Pozo Somero	Pampa del Tamarugal	15m
5	L2C3W1	23,1	699	7,26	6,3	Meteórica	Pica	Superficial
6	L2C4W1	26,9	1527	6,97	3,5	Pozo profundo	Pica	50m
7	L2D1W1	15,3	3234	7,05	4,1	Pozo Somero	Pampa del Tamarugal	17m
8	L2D4W1	19,7	2162	7,51	4,9	Pozo Somero	Pampa del Tamarugal	16m
9	L2F1W1	34,1	1651	7,84	7,2	Pozo profundo	Pica	80m
10	L2F2W1	30,7	399	7,64	7,8	Manantial	Pica	1,5m
11	L2F3W1	30,4	1190	8,02	6,7	Pozo Profundo	Santa Rosa	Desconocido
12	L2F4W1	20,1	1051	8,80	8,5	Superficial	Quisma	Superficial
13	L2G5W1	29,6	1157	7,76	2,4	Pozo Somero	Pica	30m
14	L2G6W1	33,6	3834	8,25	2,1	Pozo profundo	Santa Rosita	180m
15	L2H2W1	25,3	1554	7,44	4,4	Pozo Somero	La Huayca	25m

5.1.1. Temperatura

Las temperaturas abarcan un rango desde 15,3 a 34,1°C (Tabla 5.2). El promedio de temperatura entre las muestras tomadas fue de 26,4°C: 2 muestras presentan temperaturas < 20°C; 8 muestras entre 20 y 30°C y 5 > 30°C.

Las menores temperaturas ($\leq \sim 20^{\circ}\text{C}$) se encuentran en pozos someros de la Reserva Pampa del Tamarugal y en el estero Quisma (D1W1/D4W1 y F4W1 respectivamente). Las mayores temperaturas ($\geq \sim 30^{\circ}\text{C}$) se presentan en la localidad de Pica, en los manantiales y pozos profundos del Piedemonte (A2W1, F2W1; F1W1, F3W1 y G6W1). El resto de los puntos, que corresponden a pozos someros y levemente profundos de la Precordillera y la Pampa del Tamarugal presentan temperaturas promedio. (Tabla 5.2, Fig. 5.2).

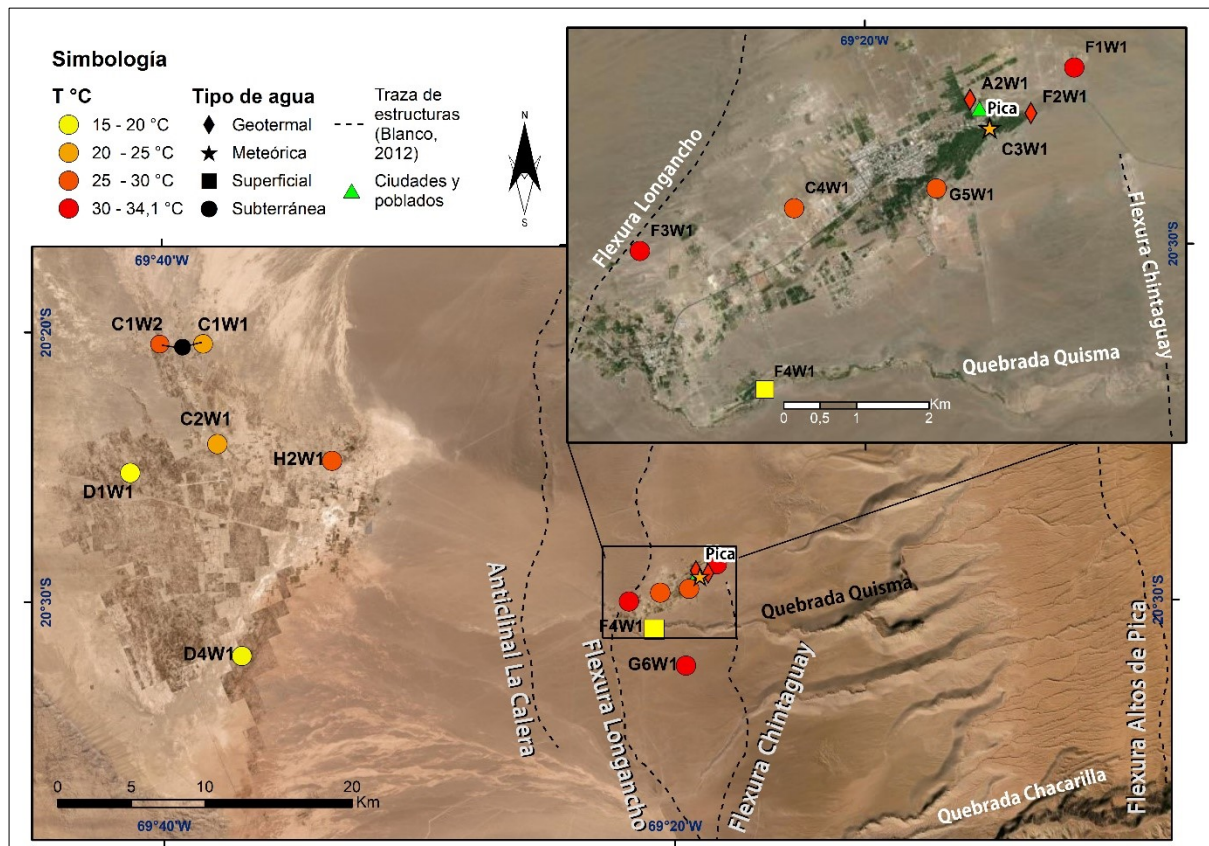


Figura 5.2 Mapa de temperatura de muestras de agua

5.1.2. pH

Los rangos de pH van desde neutros a levemente alcalinos, desde 6,97 a 8,80 (Tabla 5.2). Los valores más alcalinos se observan en el estero Quisma con la muestra de agua superficial (F4W1, 8,8), luego pozos profundos en la Precordillera (F1W1/G6W1, 7,84-8,25) y los manantiales de Pica (A2W1/F2W1, 7,64 – 8,03). Para las otras muestras no se observan variaciones significativas, todas abarcan rangos entre ~ 7 y 8,0. No se obtuvieron muestras con pH inferior a ~ 7 (6,97).

5.1.3. Conductividad Eléctrica

La Conductividad Eléctrica (CE) tiene relación directa con la cantidad de sales disueltas: a mayor cantidad de iones en solución, mayor sería la capacidad del agua de transmitir energía eléctrica. La conductividad eléctrica (CE) de las aguas varían entre 399 y 3834 ($\mu\text{S}/\text{cm}$) (Tabla 5.2, Figura 5.3).

Los mayores valores de CE ($> 3000 \mu\text{S}/\text{cm}$) se encuentran en pozos someros de la Reserva Pampa del Tamarugal y pozos profundos surgentes en el Piedemonte. La mayor conductividad se registra en el pozo profundo de Santa Rosita (G6W1), alcanzando $3800 \mu\text{S}/\text{cm}$ aproximadamente; luego le siguen pozos en la Pampa del Tamarugal (D1W1, D4W1, C1W2) que alcanzan conductividades en un rango de 2000 a $3200 \mu\text{S}/\text{cm}$ (Tabla 5.1). Coincide que las muestras que presentan los mayores valores pertenecen al grupo hidrogeoquímico clorurado sódico (Figura 5.4), esta discusión la daremos más adelante.

Los menores valores de CE se presentan en los manantiales de Pica, con rangos entre 336 y $399 \mu\text{S}/\text{cm}$. Le sigue la muestra meteórica cercana al manantial con un valor de $699 \mu\text{S}/\text{cm}$.

Las muestras de pozos someros y profundos de la Pampa y la Precordillera presentan rangos de CE variable entre 1100 y $2300 \mu\text{S}/\text{cm}$, con un promedio de $1655 \mu\text{S}/\text{cm}$. En cuanto a la muestra de agua superficial (F4W1), el estero Quisma presenta una CE de $1051 \mu\text{S}/\text{cm}$.

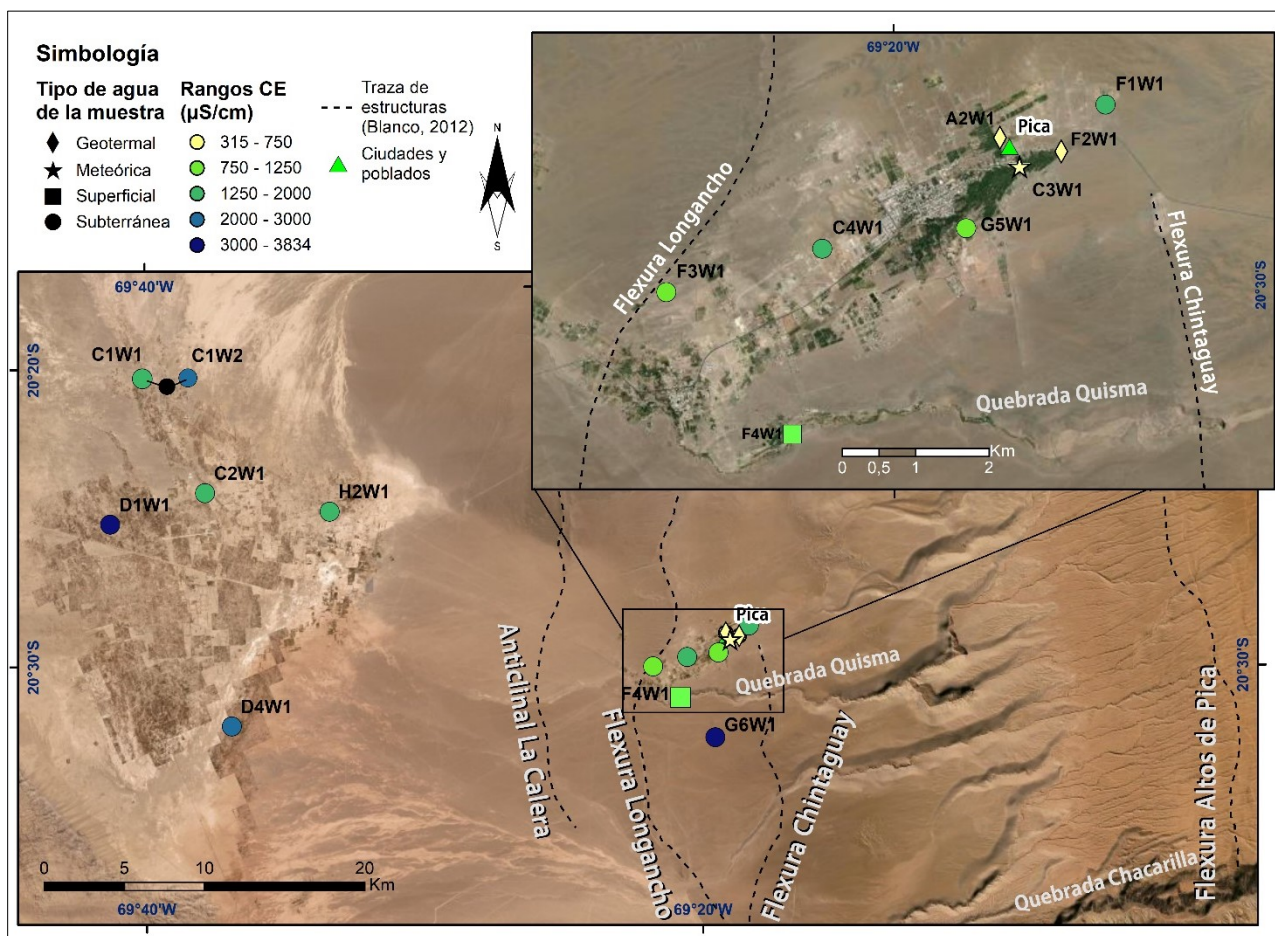


Figura 5.3 Mapa de Conductividad Eléctrica (CE) en $\mu\text{S/cm}$ para muestras de agua.

5.1.4. Oxígeno libre disuelto (LOD)

El promedio de oxígeno libre en las muestras es de 4.58 mg/L, las aguas que presentan mayor cantidad de oxígeno disuelto son las superficiales del Estero Quisma, F4W1 con 8.48 mg/L. Luego, los manantiales de Pica (A2W1, F2W1), un pozo somero en la Pampa del Tamarugal (C2W1), y un pozo profundo en Pica (F1W1) presentan concentraciones entre 7 y 8 mg/L. Las menores concentraciones se presentan en los pozos de Pica G5W1, G6W1 (profundo) y C4W1 con concentraciones de 2,4, 2,11 mg/L y 3.46 mg/L respectivamente (Tabla 5.2). El valor del LOD en las muestras indica las condiciones oxidativas/reductoras propias del acuífero.

La concentración del oxígeno disuelto en el agua depende de la presión, temperatura, el contacto con el aire y en menor medida la concentración de solutos. Los valores de LDO se correlacionan con la capacidad oxidante del agua. Si bien los mecanismos por los cuales el oxígeno participa en los procesos redox no están del todo entendidos, el efecto del oxígeno tiende a ser el control dominante en las medidas de potencial redox de las aguas naturales (Hem 1985).

5.2. Elementos mayores

Los resultados del análisis de elementos mayores se muestran en la Tabla 5.3.

5.2.1. Aniones:

Para el ión Cl^- , las concentraciones van de 23.74 mg/L (A2W1) a 871.2 mg/L (G6W1) (0.7 a 24.6 mEq/L). Los tipos de agua son Mixtas-Na para las menos concentradas, cerca del límite $\text{HCO}_3\text{-Na}$ y Cl-Na para las más concentradas.

Para el ión SO_4^{2-} , las concentraciones van de 37.4 mg/L (A2W1) a 640.6 mg/L (G6W1) (0.78 a 13.34 mEq/L). Las menores concentraciones son aguas $\text{HCO}_3\text{-Na}$ y las mayores aguas Cl-Na (aguas muy mineralizadas). Las aguas sulfatadas sódicas, cálcicas y mixtas tienen concentraciones de 430 mg/L en promedio (390 a 480 mg/L).

El ión HCO_3^- presenta la menor concentración de 4.1 mg/L (G6W1) y la mayor 180.2 mg/L (G5W1), (0.6 a 2.95 mEq/L). La menor concentración es un pozo profundo que clasifica como Cl-Na (G6W1) y la mayor de un pozo somero corresponde a un agua Mixta-Na (G5W1). Las aguas más cercanas al campo $\text{HCO}_3\text{-Na}$ -los manantiales- presentan concentraciones de alrededor de 80 mg/L.

5.2.2. Cationes:

Para el ión Na^+ , las menores concentraciones son 46.8 mg/L (A2W1) y las mayores 545 mg/L (G6W1) (2 a 23.7 mEq/L). Las aguas con menores concentraciones son Mixtas-Na (cercanas a $\text{HCO}_3\text{-Na}$) y las mayores clasifican como Na-Cl .

Para el Ca^{2+} las menores concentraciones son 19.5 mg/L (A2W1 y F2W1) y las mayores 277.5 mg/L (G6W1) (0.98 a 13.88 mEq/L). Las aguas con menores concentraciones son $\text{HCO}_3\text{-Na}$ y con mayores Cl-Na . Las aguas cloruradas cálcicas tienen concentraciones de 200 mg/L aproximadamente y la muestra de agua sulfatadas cálcicas 174 mg/L.

Para el ión K^+ , las menores concentraciones las presentan las aguas $\text{HCO}_3\text{-Na}$ (A2W1 y F2W1) rondando los 0.70 mg/L, y las mayores, las aguas Cl-Na (D1W1 y D4W1) con 25,4 y 43.4 mg/L respectivamente, en la Pampa del Tamarugal.

Finalmente, para la sílice (SiO_2) las menores concentraciones las presentan las aguas Cl-Na de pozo profundo (G6W1) y las de manantial (A2W1), rondando los 44 mg/L, las mayores concentraciones se presentan en muestras de la Pampa del Tamarugal, C2W1 y D4W1, rondando los 98 mg/L.

Cabe destacar que estos resultados son concentraciones absolutas, por tanto, hay una relación en que las muestras que presenten mayor salinidad general también presentarán mayor cantidad de iones disueltos independiente su facies geoquímica.

Tabla 5.4. Iones Mayoritarios de cationes de y aniones, y clasificación geoquímica de las muestras.

	mg/L											Grupo Geoquímico
	Cl	SO ₄	NO ₃	HCO ₃	Na	K	Ca	Mg	SiO ₂			
L2A2W1	23,74	37,4	3,43	86,2	46,8	0,70	19,5	0,16	44,4			HCO ₃ -Na
L2C1W1	244,2	462,2	7,53	98,1	156,0	29,9	174,9	23,2	88,1			SO ₄ -Mixta
L2C1W2	384,2	467,4	11,1	87,7	177,0	31,6	217,2	29,5	86,8			Cl-Ca
L2C2W1	248,5	461,8	6,52	92,1	212,0	30,6	134,6	20,1	93,6			SO ₄ -Na
L2C3W1	61,4	94,6	5,10	180,1	105,8	2,01	43,1	2,28	69,4			HCO ₃ -Na
L2C4W1	160,9	330,1	16,3	163,4	150,0	10,4	123,3	16,7	88,8			Mixta
L2D1W1	837,4	260,2	13,1	96,9	382,5	43,4	198,2	39,1	86,2			Cl-Na
L2D4W1	299,2	459,2	6,60	158,7	376,0	25,4	51,6	8,22	102,7			Mixta-Na
L2F1W1	233,7	292,1	94,9	51,2	136,0	7,60	180,4	0,21	54,1			Cl-Ca
L2F2W1	24,1	38,9	3,01	79,3	48,0	0,72	19,5	0,15	45,9			HCO ₃ -Na
L2F3W1	89,9	356,4	4,55	36,9	150,0	6,70	74,4	1,45	59,6			SO ₄ -Na
L2F4W1	112,1	197,6	0,14	140,9	148,5	5,55	65,1	5,30	61,1			Mixta - Na
L2G5W1	114,8	191,2	30,6	180,2	130,5	6,70	91,6	8,05	65,4			Mixta - Na
L2G6W1	871,2	640,6	1,61	4,1	545,0	4,82	277,5	1,01	43,2			Cl-Na
L2H2W1	197,5	407,9	2,95	65,2	102,8	21,8	174,0	17,2	80,1			SO ₄ -Ca

5.3. Clasificación Hidrogeoquímica

En el Diagrama Piper se observa que las muestras se clasifican en 7 tipos de aguas: Clorurada sódica (Cl-Na), Clorurada Cálcica (Cl-Ca), Sulfatada Cálcica (SO₄-Ca), Sulfatada sódica (SO₄-Na), Mixta-Na, Sulfatada Mixta y Mixta (Fig 5.4). Cabe hacer notar que la clasificación de facies del diagrama Piper se basa en la relación de los iones mayoritarios que componen la muestra (aniones y cationes) y no en cantidades absolutas.

Del total de 15 muestras se identifican; i) 6 muestras Mixtas-Na, 2 de ellas corresponden a manantiales geotermales en las Cochabambas (A2W1 y F2W1), una a un agua meteórica del mismo sector (C3W1), otra a un pozo somero en la Precordillera de Pica (G5W1), otra agua superficial del estero Quisma (F4W1) y un pozo somero en la Pampa del Tamarugal (D4W1); ii) 2 muestras en las facies Cl-Na, una en un pozo profundo de acuífero confinado en Pica (G6W1) y otra en un pozo somero en la Pampa del Tamarugal (D1W1); iii) 2 muestras Cl-Ca, en un pozo semiprofundo en la Precordillera de Pica (F1W1) y en una noria en la Pampa del Tamarugal (C1W2); iv) 2 aguas del tipo SO₄-Na en un pozo semiprofundo en la Precordillera (F3W1) y en un pozo somero en la Pampa del Tamarugal (C2W1); v) un agua SO₄-Ca en un pozo semiprofundo en La Huayca (PdT); vi) 1 agua SO₄-Mixta en un pozo semi-profundo en la Pampa del Tamarugal; y vii) 1 muestra mixta en un pozo semiprofundo en Pica. Por lo tanto, hay variedad de facies geoquímicas en el área, dando luces de distintos sectores hidroquímicos a distintas profundidades.

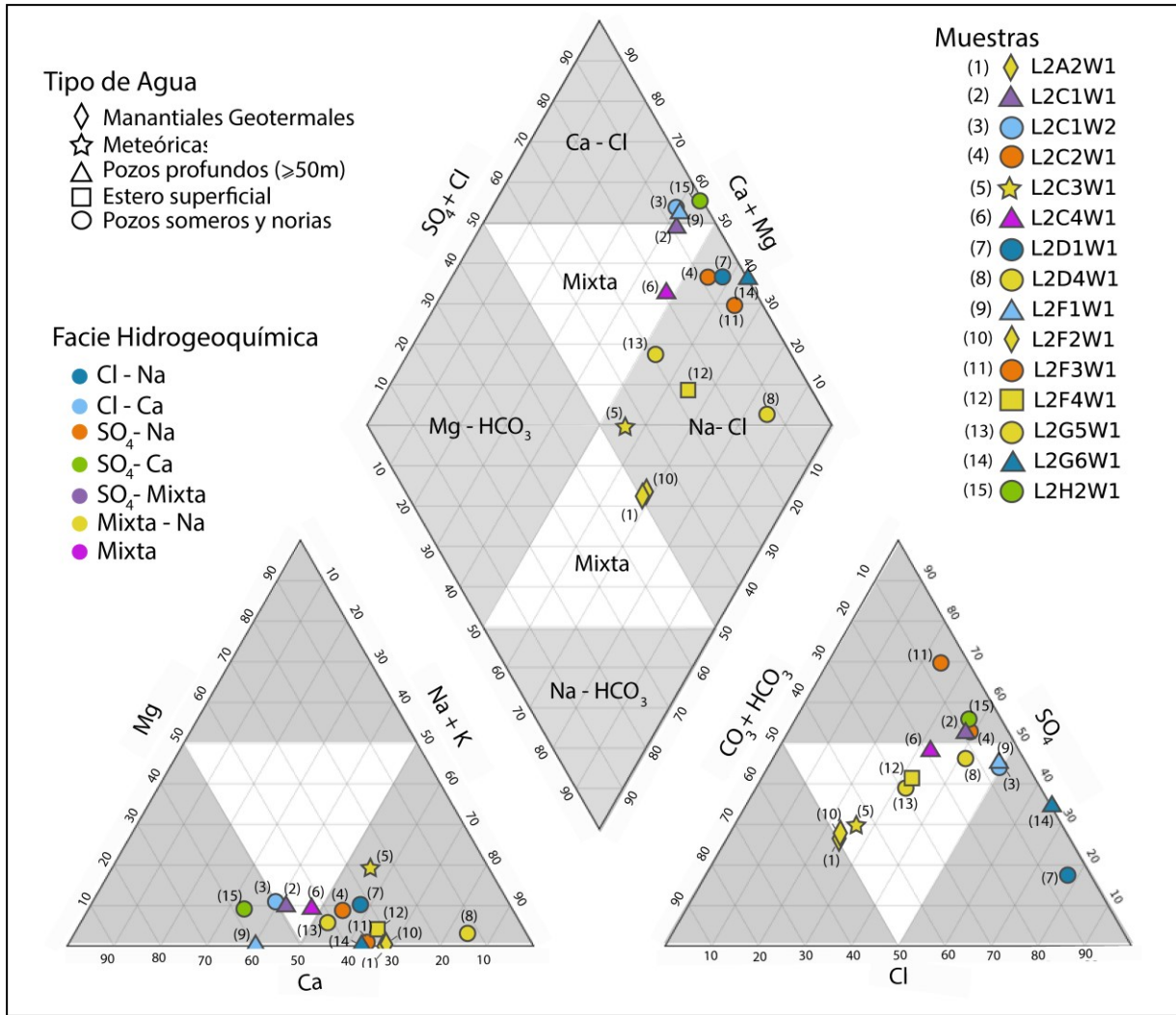


Figura 5.4 Diagrama Piper, los distintos símbolos representan los distintos tipos de agua muestreados, el color del símbolo representa el campo hidrogeoquímico de su clasificación. Para ubicar mejor las muestras en el diagrama, se les asocia un número en (paréntesis).

Con respecto a las muestras Mixtas-Na, dos de ellas que son las aguas geotermales, están muy cercanas al campo HCO₃-Na.

La Figura 5.5 muestra la distribución de las muestras según su clasificación.

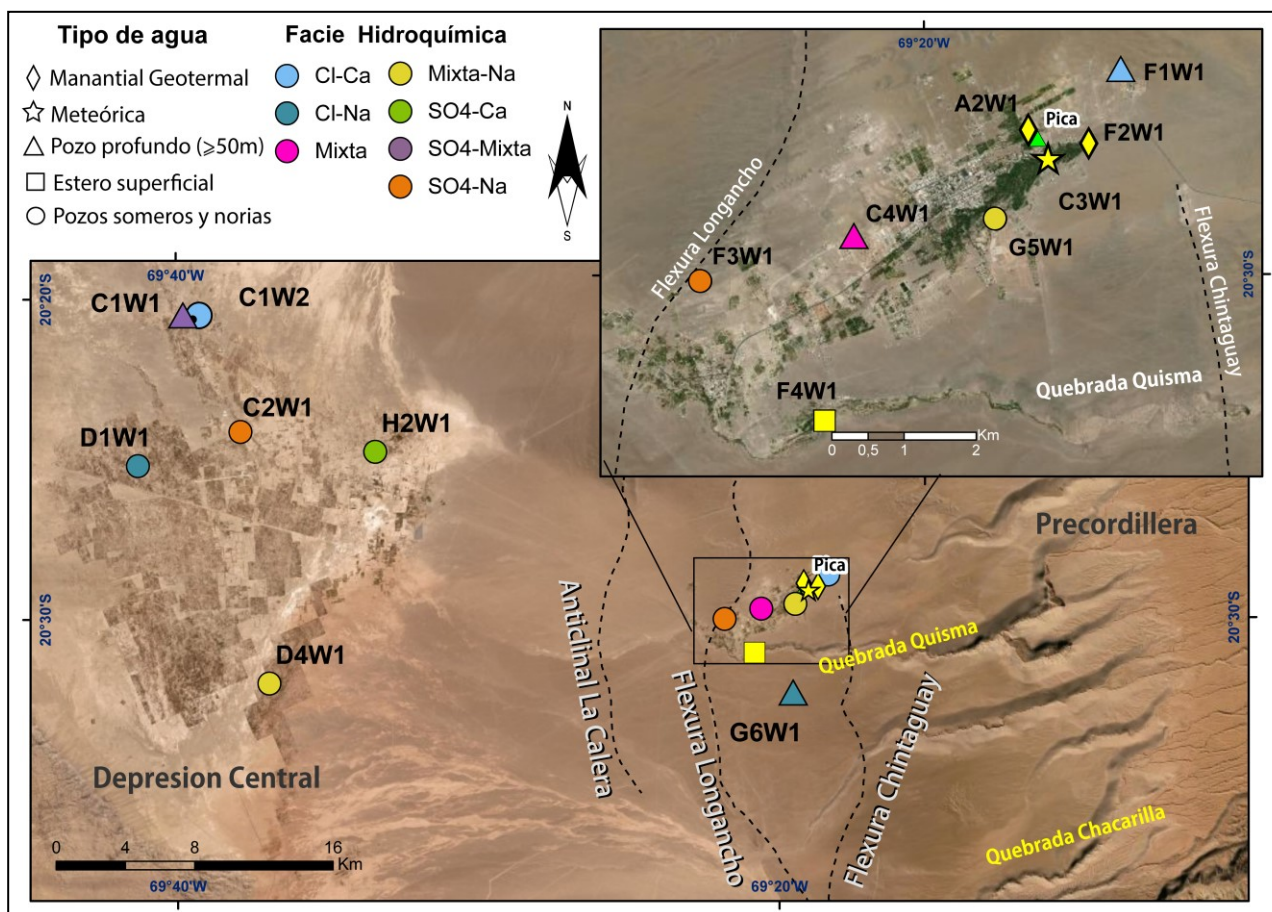
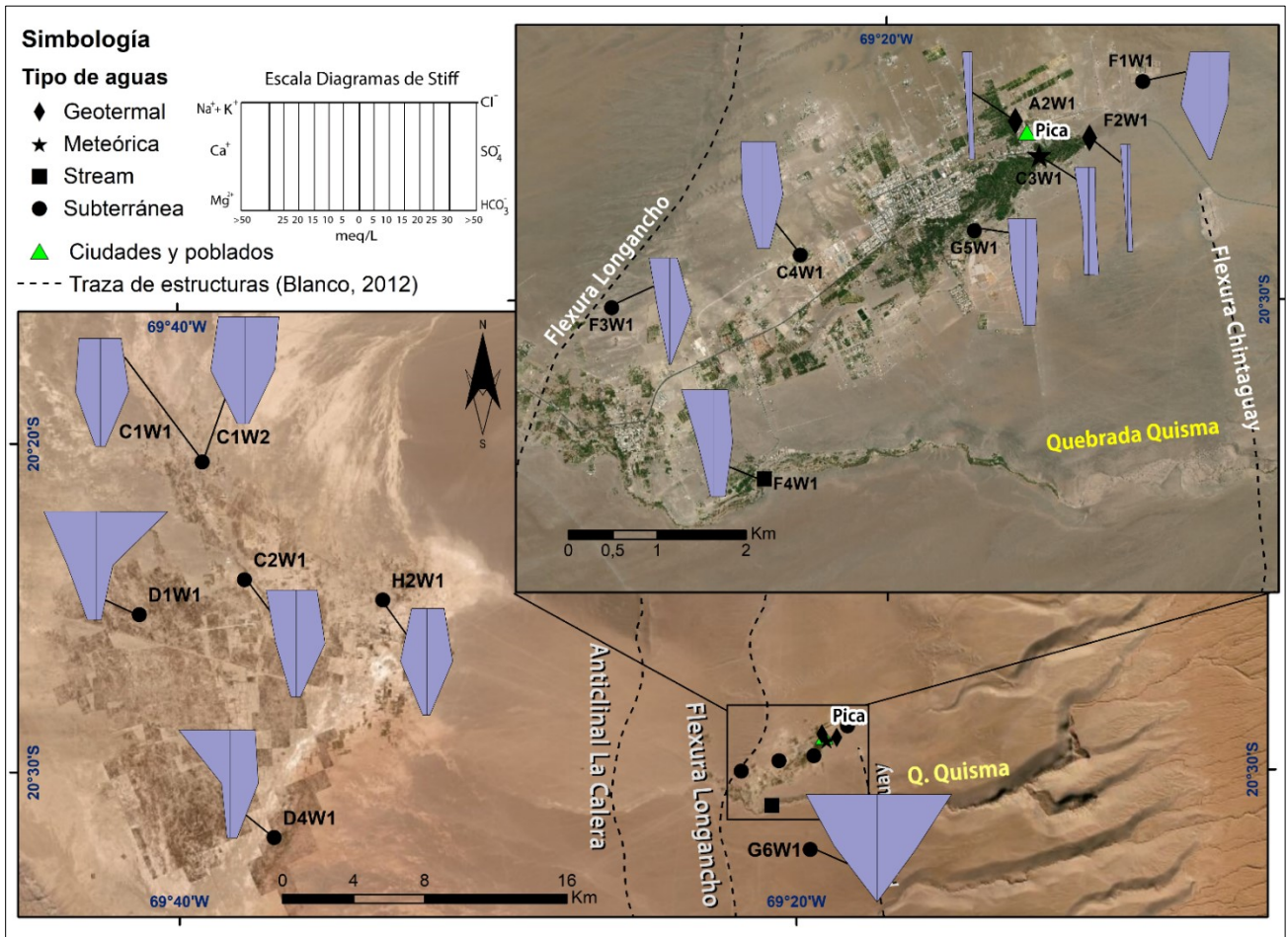


Figura 5.5 Mapa de facies hidrogeoquímicas de las muestras

5.4 Diagrama Stiff

En el diagrama Stiff se puede observar gráficamente la composición y la salinidad de las aguas muestreadas (Figura 5.6). En este tipo de diagramas se muestra la concentración absoluta de los iones en mEq/L. Los cationes se disponen hacia la izquierda y los aniones hacia la derecha, el ión Na^+ se confronta con el Cl^- , el Ca^{2+} con el HCO_3^- y el Mg^{2+} con el SO_4^{2-} (Stiff, 1951).

Se observa por la concentración de iones en los diagramas que las aguas menos mineralizadas se encuentran en Pica y Quebrada Quisma, son aguas de manantiales geotermales, meteóricas, pozos someros y aguas superficiales, con iones mayoritarios HCO_3^- -Na, SO_4 -Na, Cl-Ca (muestras A2W1, F2W1, C3W1, G5W1 y F4W1) y concentraciones de solutos ≤ 2 mEq/L (anexo A.2). Las muestras



profundas de Pica (F1W1) y hacia el oeste del sector presentan mayor concentración de solutos disueltos, representados en los diagramas por polígonos más anchos, con mayor presencia de iones SO_4^{2-} y Na^+ . Los diagramas que presentan mayor presencia del eje medio $\text{SO}_4\text{-Ca}$ se asocian a aguas subterráneas, y si uno de los iones del eje se encuentra en menor concentración, y toma predominancia el ión de otro de los ejes, se asocia a un intercambio catiónico (Stiff, 1951). De las muestras, se asocian al primer caso de aguas subterráneas C4W1, H2W1, C1W1, luego F1W1, F4W1, F3W1, D4W1 y C1W2 presentan indicios de intercambio iónico. Los diagramas que tienen la primera línea horizontal más ancha se asocian a las aguas tipo salmuera, para estas muestras D1W1 tiene relación con esta clasificación, G6W1 también se observa que presenta mayor concentración del eje Cl-Na, pero también presenta concentraciones importantes de sulfato y calcio, por lo que también se asocia a aguas subterráneas.

Según la Escala práctica de Salinidad (Lewis, 1980), que relaciona la concentración de solutos en mEq/L. Las geotermales clasifican como aguas dulces a dulces moderadamente mineralizadas

(Figura 5.7), la salinidad de las muestras aumenta en los pozos profundos de Pica y hacia el oeste, a medida que surge el valle central, presentándose como aguas dulces mineralizadas (aguas subterráneas, muestras F1W1, C4W1, F3W1, H2W1, C2W1, C1W1 y C1W2), estas presentan como iones mayoritarios $\text{SO}_4\text{-Ca}$, Cl-Ca y $\text{SO}_4\text{-Na}$. En la Pampa del Tamarugal y en pozos profundos al Sur de Pica se encuentran las aguas más mineralizadas que clasifican como dulces mineralizadas a salobres (muestras D4W1, G6W1 y D1W1). Coincide que las muestras más salinas (G6W1 y D1W1), tienen como iones mayoritarios el Na y el Cl, mientras que las muestras donde predominan iones como SO_4 o Ca no alcanzan concentraciones iónicas tan altas.

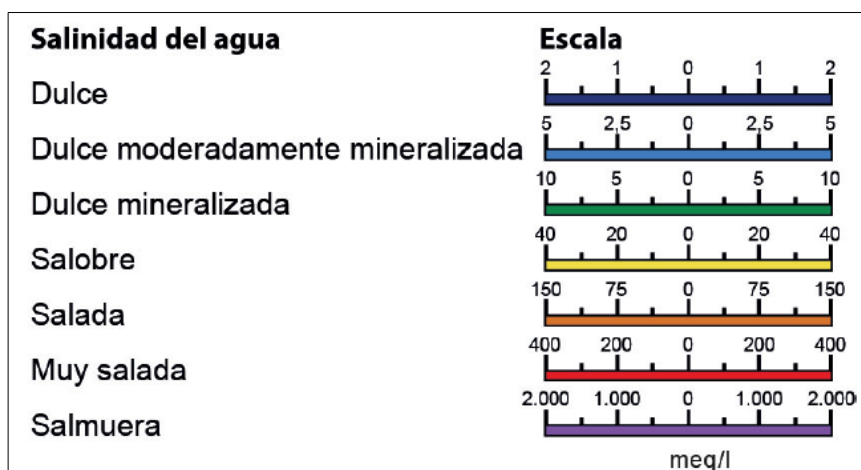


Figura 5.7 Escala práctica de salinidad: concentración de solutos disueltos en meq/l, Lewis 1980.

5.5. Modelos Hidrogeoquímicos

Los modelos hidrogeoquímicos son útiles para identificar procesos geológicos que influyen en la composición química de las aguas. En este trabajo se calcularon a través del *software* libre de la USGS, PHREEQC. Para componer la modelación, las aguas muestreadas en el área se agrupan según su ubicación y profundidad en: i) aguas geotermales, ii) aguas de acuífero somero, iii) aguas de acuífero semiprofundo, iv) aguas de acuífero profundo y v) aguas superficiales, en la Precordillera; y vi) aguas de acuífero somero en Pampa del Tamarugal.

En base a hidrogeología, estudios geoquímicos anteriores y la geología del área se proponen rutas de circulación que podrían satisfacer la evolución química de las aguas. Estas se basan en el principio del agua que se recarga en la Cordillera Principal (Viguié, 2019) y circula a través de las unidades de roca hasta i) manantiales geotermales en Pica; ii) acuíferos someros en Pica, iii) acuíferos profundos en Pica, iv) aguas superficiales en Pica y también v) recarga de acuíferos someros en la Pampa del Tamarugal desde Pica.

Para cada ruta de circulación se plantean los modelos hidrogeoquímicos que resolverían los procesos geológicos que marcan sus composiciones (Tabla 5.5). En términos generales, estos procesos son: interacción agua-roca, para las aguas que se transportan en profundidad (Placencia, 2020); mezclas de aguas, para las que a través de las fracturas, tengan influencias de otras aguas en su composición (Galli, 1962; DGA, 2014; López, 2017; Placencia, 2020; Lichteveout, 2020) y evaporación para las que son transportadas desde la Precordillera hacia la Pampa del Tamarugal (DGA, 2018). Los modelos propuestos para los tipos de agua son:

- i) La composición de los manantiales geotermales se simula a través de modelos inversos suponiendo interacción agua-roca por el recorrido.
- ii) Las aguas de acuífero somero en Pica se identifican a través de modelos inversos y de mezcla simulando interacción agua-roca y combinación entre aguas de acuífero profundo, con geotermales.
- iii) Las aguas de acuífero profundo se modelan a través de modelos inversos simulando la interacción agua-roca.
- iv) Las aguas superficiales en la Precordillera, en Quebrada de Quisma, se modelan a través de modelo inverso, se simula interacción agua-roca.
- v) Para el recorrido entre aguas de la Precordillera y aguas de la Pampa Central se evalúan procesos de evaporación e interacción agua-roca a través de modelos directos y modelos inversos.

El modelo inverso consiste en calcular la transferencia de moles de las fases minerales que interactúan entre una muestra inicial y otra final a través de reacciones de disolución, precipitación y redox.; Los modelos de mezcla se representan por la transferencia de moles de solutos disueltos en las muestras a través de una condición de proporción de las aguas. Los modelos planteados están descritos en la Tabla 5.5.

Los minerales a interactuar en los modelos se definen en base a la mineralogía de las unidades geológicas que atraviesan las rutas de circulación (Tabla 5.1), descritas por Blanco (2012) y Vilas (1990). Las rocas por las que se transportan las aguas desde la zona de recarga hasta la Precordillera en Pica son las Formaciones Altos de Pica, El Diablo y depósitos Aluviales como unidades Sedimentarias y las ignimbritas Huasco y Tambillo.

Para rocas sedimentarias la mineralogía a considerar son: arcillas como subproductos de meteorización (caolinita $(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4)$, gibbsita $(\text{Al}(\text{OH})_3)$ y Montmorillonita-Ca

($(\text{Na,Ca})_{0,3}(\text{Al,Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$)), cuarzo (SiO_2), feldespatos (albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), anortita ($\text{CaAl}_2(\text{SiO}_4)_2$) y feldespato-K (KAlSi_3O_8)), minerales evaporíticos como halita (NaCl), yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), hidrofilita (CaCl_2), anhidrita ($\text{CaSO}_4(\text{H}_2\text{O})$), thenardita (Na_2SO_4) y calcita (CaCO_3); en ignimbritas los minerales presentes son cuarzo, plagioclasas (albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) y anortita ($\text{CaAl}_2(\text{SiO}_4)_2$)), sílice amorfa (SiO_2) y piroxenos magnésicos (diópsido ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) y enstatita (MgSiO_3)). No se consideran minerales ricos en Fe pues para las aguas no se reporta concentración de este elemento. El Nitrógeno (N) tampoco se considera como elemento relevante al momento de la modelación pues no es un elemento abundante en las rocas.

Para modelar se utiliza la base de datos “lnl” del programa PHREEQC, ya que es la que incluye la mayor cantidad de fases minerales presentes.

Tabla 5.5. Descripción de modelos hidroquímicos.

Muestra Inicial (tipo, ubicación inicial)	Fases interactuantes (proceso geológico)	Muestra final (ubicación final)
i) Agua de lluvia (Alta cordillera)	Modelo inverso: albita, calcita, dolomita, enstatita, diopsido, halita, gypsum, gibbsita, K-Feldespar, caolinite, Cuarzo, SiO ₂ (am), montmorillonita, alum-K, alunita, anhidrita. Mineralogía Formación El Diablo (interacción agua roca)	A2W1/F2W1* (agua geotermal)
ii) A2W1:F2W1 (geotermal, Pica)		G5W1/F3W1 (acuífero superficial Pica)
ii) F1W1 – G6W1 (semiprofundo/profundo-Pica)		C4W1/G5W1 (acuífero Pica)
iii) Agua de lluvia (Alta Cordillera)	Modelo inverso: albita, calcita, diopsido, yeso, K-Feldespar, caolinita, CO ₂ , SiO ₂ (am), hidrofilita	G5W1 (Acuífero Profundo Precordillera)
iii) A2W1 (geotermal, Pica)	albita, enstatita, halita, yeso, feldespar-k, dolomita, caolinita, hidrofilita, montmorillonita	F3W1 (Acuífero Semiprofundo, Santa Rosa)
iv) Agua de lluvia (Alta cordillera)	albita, calcita, halita, yeso, K-feldespar, caolinita, SiO ₂ (am), CO ₂ , montmorillonita.	F4W1 (Superficial, Estero Quisma)
v) C4W1 – G5W1 (somero/semiprofundo-Pica)	Evaporación y modelo inverso.	C1W1; C2W1; H2W1* (Pampa del Tamarugal)

5.5.1. Índices de Saturación

A través de PHREEQC se calcularon los Índices de Saturación (IS) de las fases minerales para cada muestra (Tabla 5.6), se identifica cuáles de ellos se encuentran saturados, subsaturados o sobresaturados y así identificar cuál es la probabilidad de que estos se disuelvan o precipiten durante el transporte.

Se observa que las muestras se encuentran saturadas en sílice amorfa, calcita, dolomita y levemente en yeso (valores de IS cercanos a 0); sobresaturadas (IS > 0) en cuarzo, en algunos casos dolomita; y subsaturadas (IS < 0) en anhidrita, diópsido (a excepción de F4W1), halita, yeso, thenardita, enstatita.

Tabla 5.6. Índices de Saturación de las muestras.

Índices de Saturación														Muestra	Tipo de Agua	Fases
Sílice Amorfa	Enstatita	Thenardita	Cuarzo	Anortita	K-Feldspar	Illita	Yeso	Halita	Diopsido	Dolomita	Calcita	Anhidrita	Albita			
-0.33	-3.37	-8.64	0.99	-3.18	3.09	4.47	-2.47	-7.48	-3.08	-0.60	0.06	-2.70	2.02	L2A2W1	Geotermal	
-0.02	-2.77	-6.81	1.30	-1.33	5.85	8.54	-0.83	-6.02	-3.06	0.51	0.02	-1.06	3.67	L2C1W1	Subterránea	
-0.04	-2.21	-6.73	1.28	-1.26	5.79	8.22	-0.77	-5.78	-1.98	1.02	0.27	-1.00	3.66	L2C1W2	Subterránea	
0.01	-2.07	-6.53	1.34	-0.96	6.21	8.74	-0.93	-5.88	-1.70	1.01	0.25	-1.17	4.14	L2C2W1	Subterránea	
-0.13	-3.43	-7.63	1.20	-2.56	4.13	6.48	-1.85	-6.74	-4.00	0.06	-0.01	-2.09	2.95	L2C3W1	Meteórica	
-0.04	-3.38	-6.93	1.27	-2.18	4.90	7.58	-1.05	-6.21	-4.32	0.22	-0.13	-1.27	3.20	L2C4W1	Subterránea	
-0.06	-2.81	-6.37	1.26	-1.42	5.77	8.55	-1.10	-5.12	-3.37	0.46	-0.10	-1.31	3.85	L2D1W1	Subterránea	
0.02	-2.42	-6.01	1.34	-1.39	6.05	8.47	-1.33	-5.56	-2.45	0.66	0.06	-1.55	4.34	L2D4W1	Subterránea	
-0.28	-3.47	-7.08	1.03	-2.33	4.09	5.10	-0.94	-6.09	-2.46	-0.57	0.50	-1.15	2.49	L2F1W1	Subterránea semiprofunda	
-0.34	-2.93	-8.60	0.98	-3.21	3.02	4.10	-2.46	-7.46	-2.20	-0.29	0.23	-2.68	1.97	L2F2W1	Geotermal	
-0.22	-4.20	-6.82	1.09	-2.07	4.49	7.06	-1.17	-6.63	-5.12	-1.91	-0.77	-1.38	2.98	L2F3W1	Subterránea	
-0.25	-0.85	-7.08	1.06	-2.66	4.09	4.86	-1.46	-6.35	0.92	2.43	1.08	-1.67	2.66	L2F4W1	Superficial	
-0.20	-2.20	-7.23	1.10	-1.85	4.52	6.64	-1.34	-6.40	-1.82	1.50	0.60	-1.54	2.97	L2G5W1	Subterránea	
-0.40	-2.65	-5.70	0.91	-2.53	3.45	4.38	-0.63	-4.97	-1.31	-2.54	-0.73	-0.83	2.66	L2G6W1	Subterránea profunda	
-0.11	-2.32	-7.19	1.20	-1.47	5.31	7.60	-0.85	-6.29	-2.08	0.62	0.14	-1.05	3.14	L2H2W1	Subterránea	
-1.35	-5.95	-10.30	0.00	-5.32	0.42	2.63	-2.77	-8.55	-8.90	-2.65	-1.30	-3.02	-1.68	Lluvia	Meteórica	

5.5.2. Resultados de Modelos

Los resultados de los modelos se expresan como la masa en moles transferida de las fases interactuantes en las soluciones acuosas. Se consideraron como modelos válidos aquellos cuya proporción de fracción de solución entre la muestra inicial y final era 1:1 o cercana a ese valor (1,2:1 como diferencia máxima)

5.5.2.1. Aguas de la Precordillera

En base a bibliografía, se proponen 3 rutas de circulación desde la Alta Cordillera hasta la Precordillera de Pica. Se simula este recorrido a partir del agua de lluvia tomada por Placencia (2020) evolucionando a i) aguas geotermales ii) aguas de acuífero somero y iii) aguas de acuífero profundo. Para cada tipo de agua se considera un recorrido de circulación particular, con tiempos de evolución distintos a escala de miles de años como lo plantean estudios anteriores (Grilli, 1999; DGA, 2014).

Se busca identificar los procesos geológicos controladores de la composición química durante esta evolución desde la recarga hasta su aparición en la Precordillera, estos pueden ser interacción agua roca y mezclas de aguas. La identificación se resuelve a través de modelos inversos, modelos de mezcla y la combinación de estos dos. Los tipos de aguas en la Precordillera y los procesos asociados a su evolución son los siguientes:

- i) Para aguas geotermales y meteóricas: modelo inverso a partir de agua de lluvia (solución inicial) hasta aguas geotermales/manantiales (solución final).
- ii) Para aguas de acuífero somero: mezcla de aguas de acuífero profundo con aguas geotermales, y modelo inverso.
- iii) Aguas de acuífero profundo: patrón Agua de lluvia -Aguas de Acuífero Profundo. Interacción agua roca.
- iv) Aguas superficiales: modelo inverso a partir del agua de lluvia. Evaluación interacción agua-roca.

5.5.2.1.1. Aguas geotermales y meteóricas

El primer patrón de circulación supone la infiltración del agua de lluvia, y su recorrido a través de las rocas de la Formación El Diablo y Altos de Pica. Se simula a través de modelos inversos, con la mineralogía descrita en estas unidades como fases interactuantes. A partir de la muestra inicial se generan 3 modelos inversos para 3 de estas muestras de agua. En la Tabla 5.7 se presentan los

resultados de los modelos de forma general, identificando las fases que se disuelven y las que precipitan. En el set-up del modelo se condicionan para disolver los minerales: albita, dolomita, enstatita, diópsido y cuarzo, pues en las condiciones estudiadas no podrían precipitar; no se condiciona la precipitación de los minerales.

Se observa que las principales fases minerales que participan en la composición de estas aguas son: disolución de albita, dolomita, $\text{SiO}_2(\text{am})$ y piroxenos magnésicos y en menor medida disolución de minerales evaporíticos. Las proporciones de disolución se observan en el gráfico de la Figura 5.8 donde se muestra el detalle gráfico de la transferencia de moles para las aguas geotermales. En el caso del agua meteórica el resultado varía un poco, el modelo tiene mayor presencia de disolución y precipitación de arcillas.

Tabla 5.7 Resultados de fases interactuantes en modelos inversos

Muestra Inicial	Fases interactuantes		Muestra Final
	Disuelven	Precipitan	
Agua de Lluvia (Placencia, 2020).	albita, dolomita, halita, yeso, CO_2 , alunita y anhidrita, caolinita, cuarzo y sílice amorfo	calcita, montmorillonita, alum-K, caolinita, sílice amorfo y gibbsita	A2W1
	albita, dolomita, enstatita, halita, yeso, CO_2 , K-Feldespar, sílice amorfo, hidrofilita.	calcita, caolinita, montmorillonita, illita	F2W1
	Se disuelven principalmente albita, halita y CO_2 . Enstatita, anhidrita se disuelven en gran parte, yeso, alunita y alum-K también tienen presencia en la disolución, luego les siguen dolomita, K-Feldespar, diópsido, gibbsita, y finalmente en menor medida montmorillonita, caolinita, y calcita.	Precipitan principalmente calcita y $\text{SiO}_2(\text{am})$. luego les siguen las fases arcillosas montmorillonita y caolinita, con leve presencia gibbsita, alum-k y alunita y excepcionalmente K-Feldespar y anhydrite.	C3W1

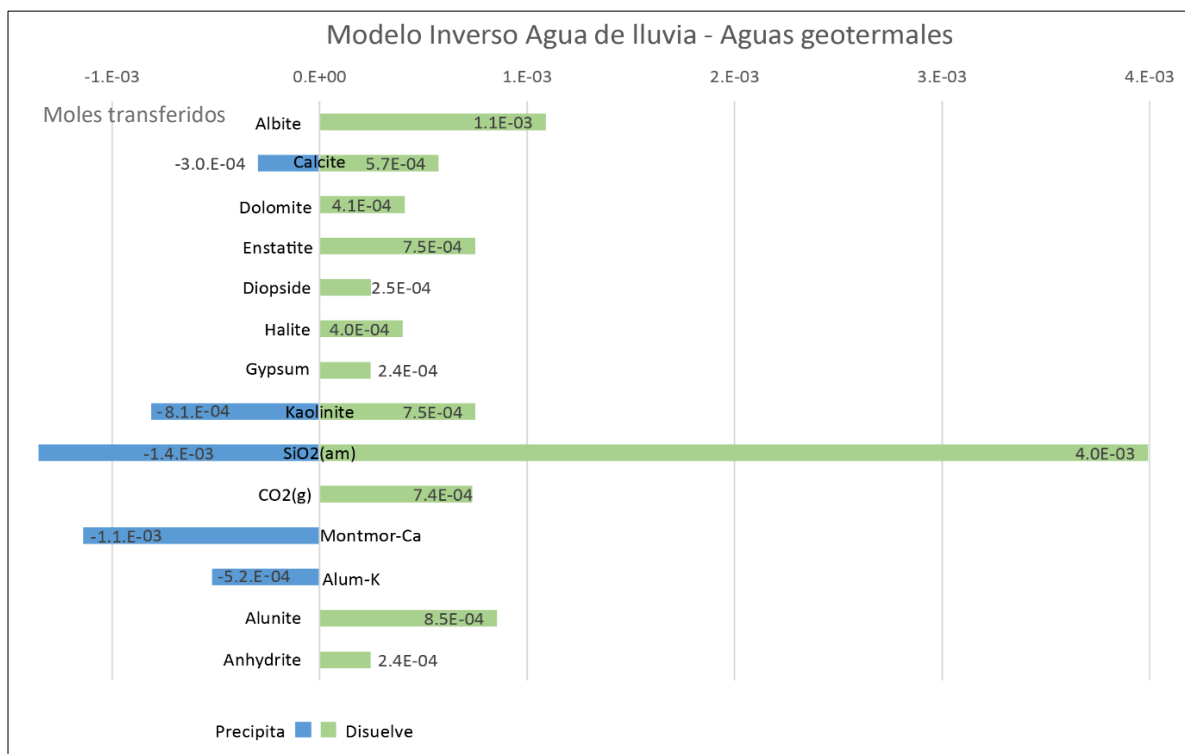


Figura 5.8 Modelo inverso agua de lluvias a aguas geotermiales, transferencia de moles.

5.5.2.1.2. Aguas de acuíferos someros

El segundo patrón es el recorrido hasta las aguas de acuíferos someros. Un posible factor de recarga de este sector es el ascenso de las aguas a través de las fallas que conectan este acuífero con otro más profundo confinado en el sector de Pica (Galli 1962, DGA 2014, Lopez, 2017). Se simula a través de mezcla de aguas entre las semiprofundas y geotermiales. Para este patrón, se reproducen las muestras de Pica F3W1, C4W1 y G5W1 (Figura 5.9).

A partir de la mezcla en proporciones definidas entre las aguas A2W1, F1W1 se resuelve una composición similar a C4W1 y cercana a G5W1 (Figura 5.9 a). Luego, la mezcla entre A2W1, F1W1 y G6W1 resulta en que se acerca a las aguas de acuíferos someros de Pica pero no satisface del todo la composición F3W1, por las diferencias en contenido de Cl^- , por ende, no se considera análoga esta mezcla (Figura 5.9 b). Para el caso a) la mezcla de aguas profundas y de manantial sí satisface la composición de las aguas del acuífero semiprofundo C4W1, y no del todo para las aguas someras G5W1, pero sí se asemeja. Para el caso b) sumado a la mezcla de aguas se probó una posible posterior interacción agua-roca a través de un modelo inverso entre este resultado de la mezcla de aguas (A2:F1:G6) y F3W1, haciendo alusión a la interacción con la roca durante el almacenamiento del acuífero. Los resultados indican gran precipitación de evaporitas, halita, yeso,

gibbsita y $\text{SiO}_2(\text{am})$, los cuales no se consideran factibles para las condiciones geológicas por lo que se descarta la posibilidad de esta ruta.

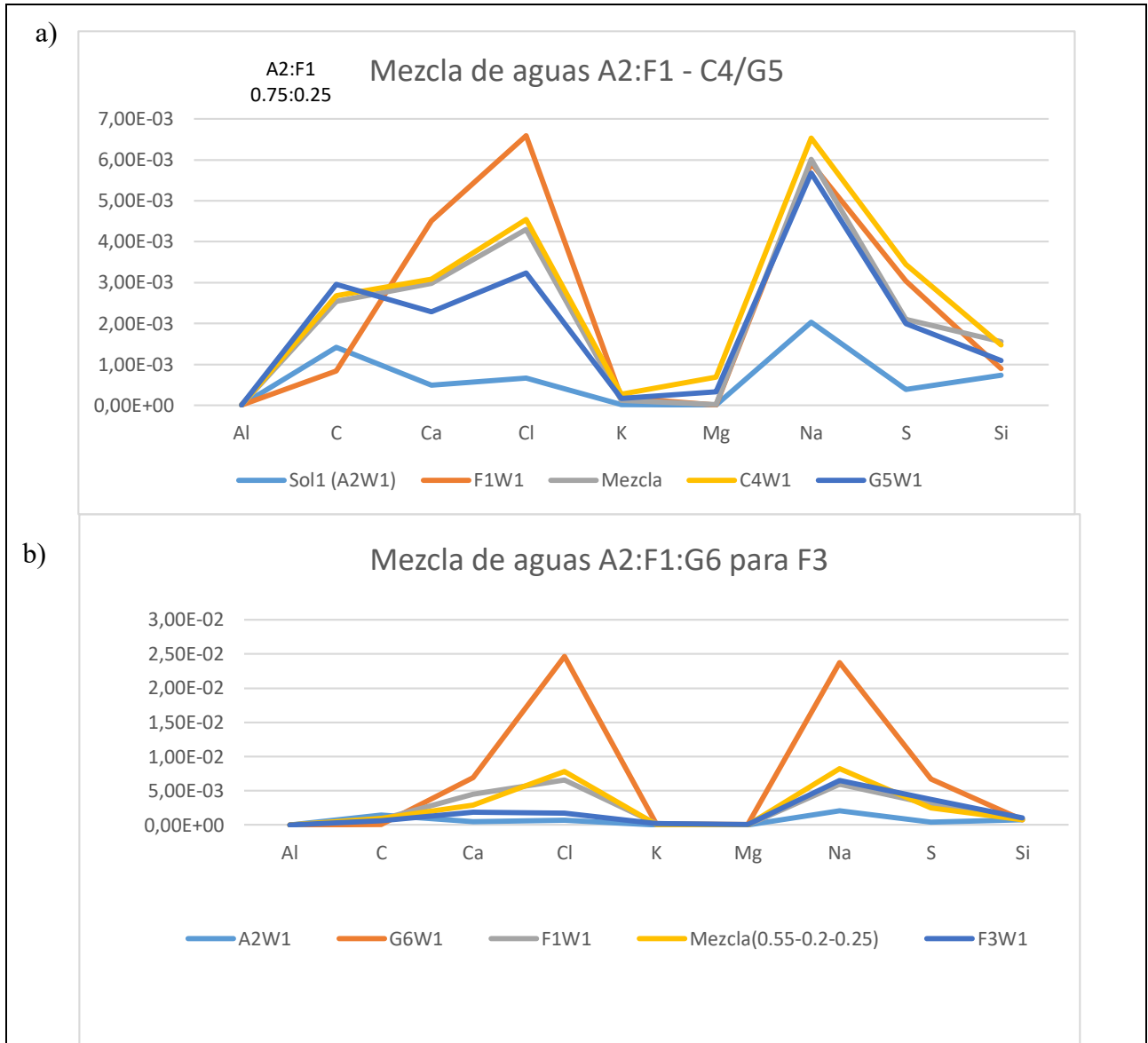


Figura 5.9 Mezclas de aguas. Combinación entre aguas geotermales y de acuífero confinado profundo para dar aguas de acuíferos someros.

Luego de la prueba anterior se modela la muestra F3W1 a partir de agua tipo manantial geotermal (A2W1), lo que da como resultado disolución de albita, enstatita, halita, yeso, feldespato-k, caolinita e hidrofilita, con precipitación de calcita y montmorillonita, otros modelos que no fueron seleccionados también arrojaban la posibilidad de disolución de dolomita, lo cual parece coherente. Estos minerales indican el paso del agua por rocas volcánicas y sedimentarias. (Figura 5.10).

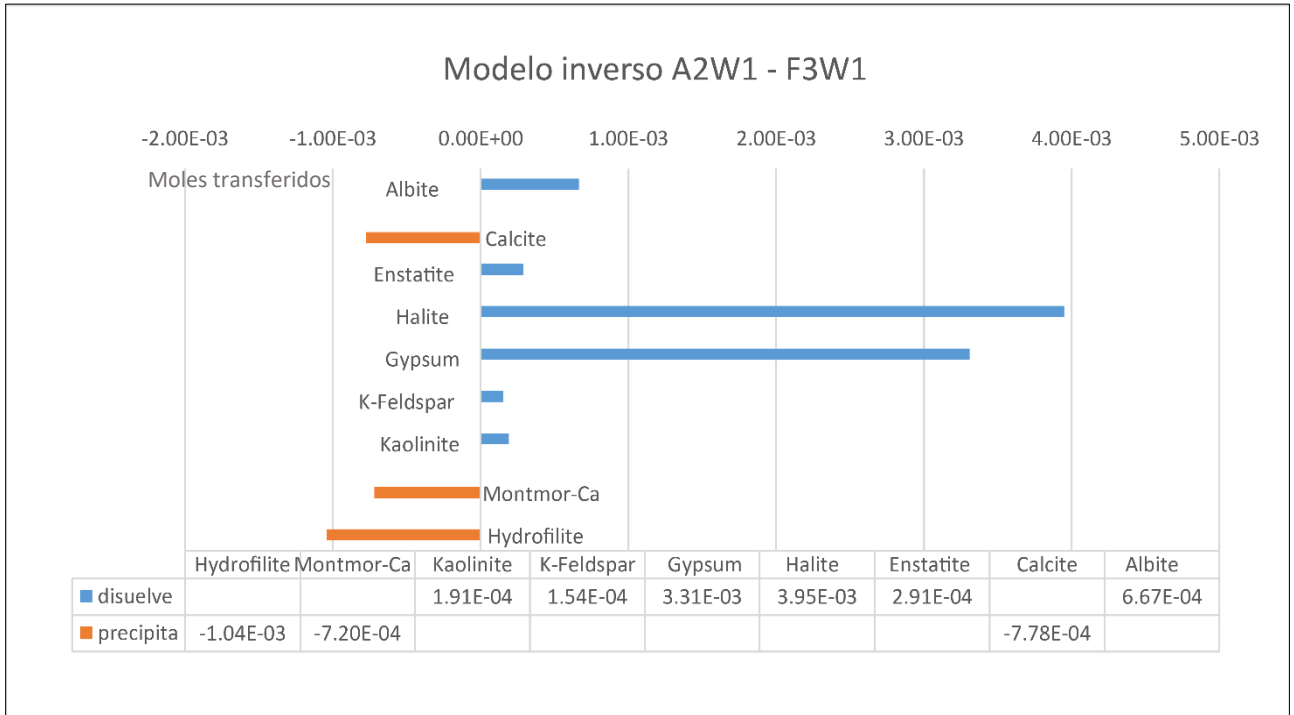


Figura 5.10. Modelo Inverso A2W1 (solución inicial) – F3W1 (solución final).

Además se evalúa la evolución desde aguas de precipitación hacia estas aguas de acuíferos someros (G5W1). Los modelos inversos indican disolución de albita, dolomita, diópsido, enstatita, halita, yeso, feldespato-k y proporción de arcillas, ya sean caolinita, montmorillonita o illita. Se presenta precipitación de calcita, sílice amorfo, y arcillas, caolinita, montmorillonita o gibbsita (Figura 5.11). Estos resultados dan cuenta que las aguas pasan tanto por rocas volcánicas como sedimentarias.

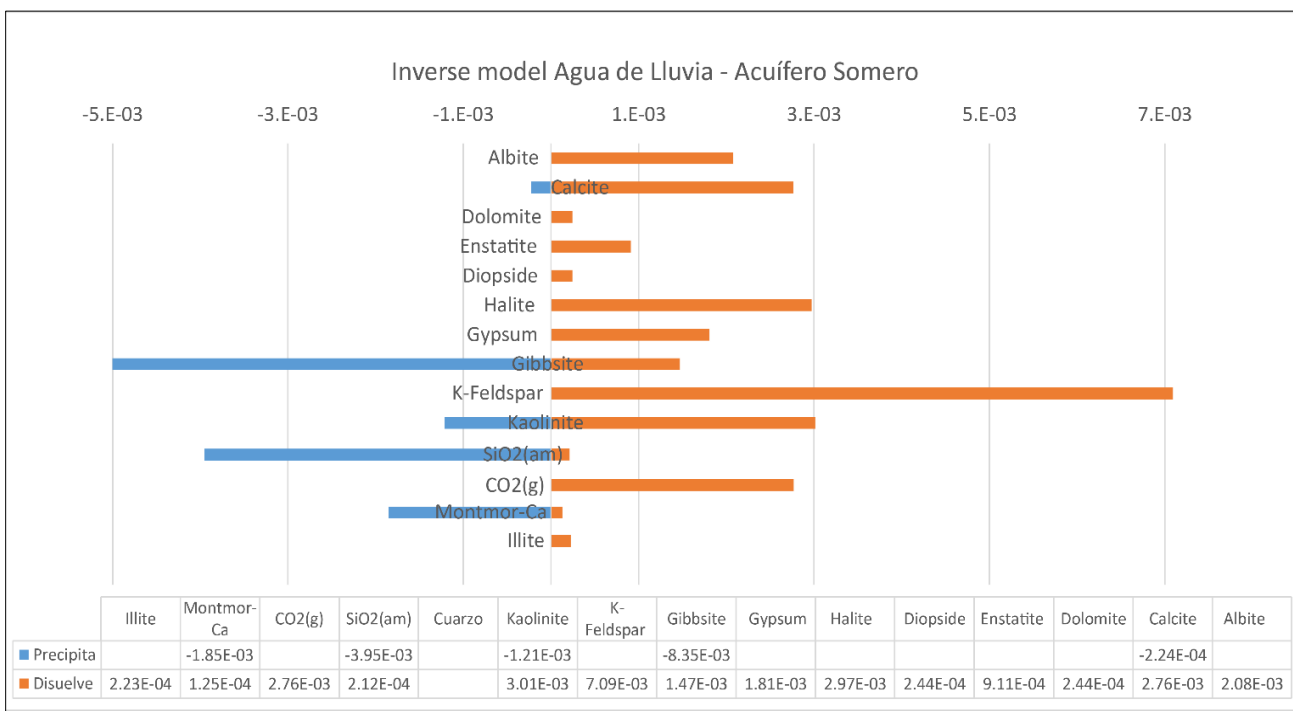


Figura 5.11. Modelos inversos aguas de lluvia - aguas acuífero somero, Precordillera.

Las aguas semiprofundas, entre las de acuíferos someros y las profundas (F1W1), presentan altas temperaturas y salinidades. Por su profundidad, la composición se obtendría por mezcla entre aguas del acuífero profundo confinado y las geotermales. Los resultados de la mezcla entre estas aguas arrojan coherencia en los aniones y una componente de intercambio catiónico entre iones Ca^{2+} y Na^+ (Figura 5.12).

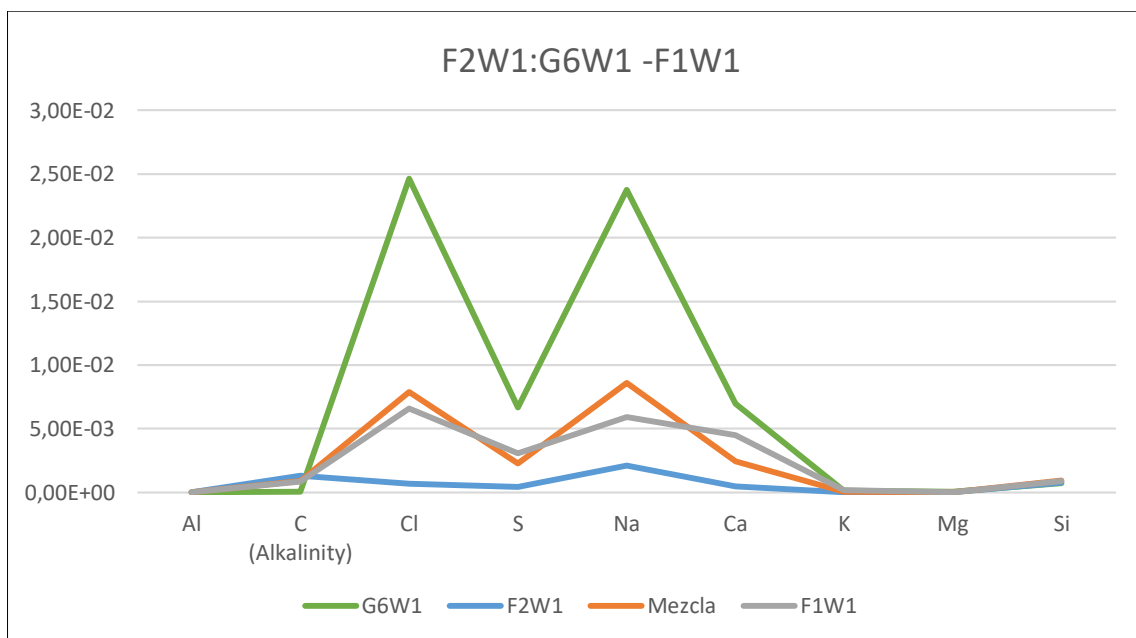


Figura 5.12. Mezcla de aguas profundas con geotermales. F2W1:G6W1 para dar F1W1.

5.5.2.1.3. Aguas de acuíferos profundos

El tercer patrón de circulación, tiene que ver con la recarga de los acuíferos profundos en Precordillera. Las aguas de este acuífero presentan gran contenido de sales, se midió una CE de 3800 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y pH alcalino de 8.2. A través de modelos inversos se observan grandes disoluciones de halita, yeso, dolomita, gibbsita, albita e hidrofilita, y precipitación de calcita, caolinita y montmorillonita (Figura 5.13).

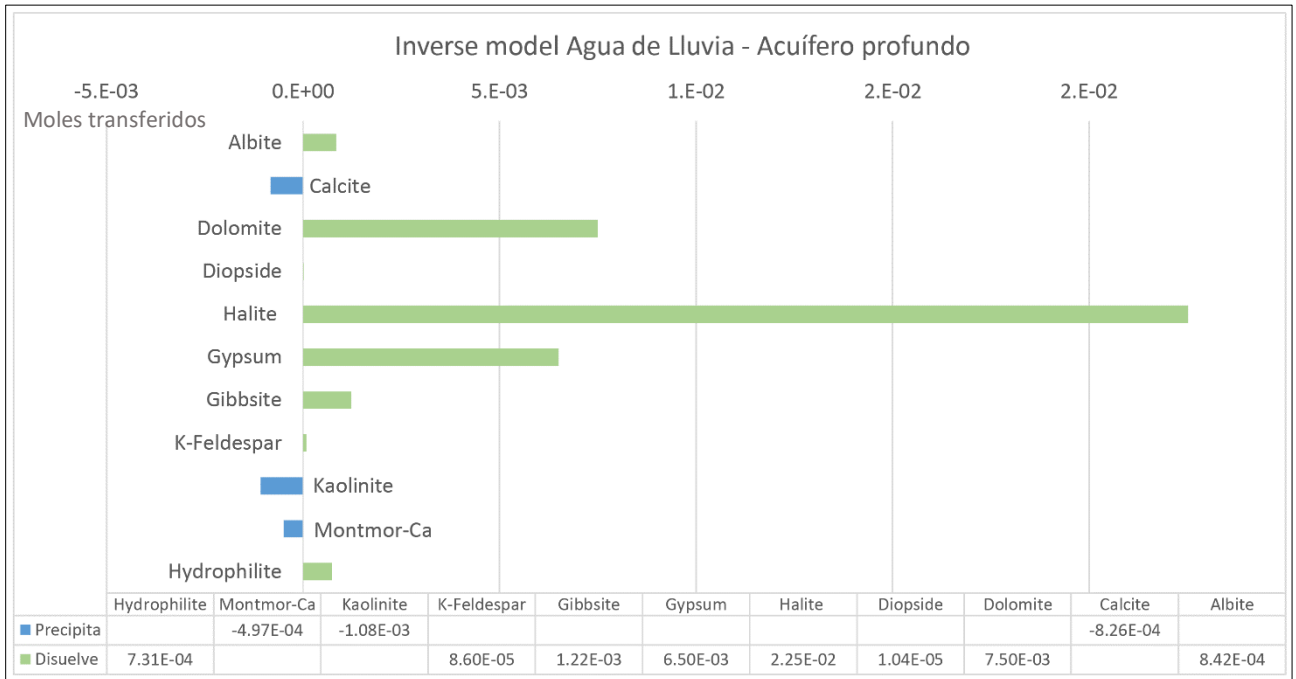


Figura 5.13. Modelo inverso agua de lluvia – acuífero profundo, Precordillera.

5.5.2.1.4. Aguas superficiales

Se modeló la evolución del agua de lluvia hasta el agua superficial del Estero Quisma (F4W1). Los modelos válidos arrojan como resultado disolución de minerales albita, halita, yeso, feldespato-K y montmorillonita-Ca, precipitación de calcita, caolinita y $\text{SiO}_2(\text{am})$ y disolución de CO_2 (Figura 5.14).

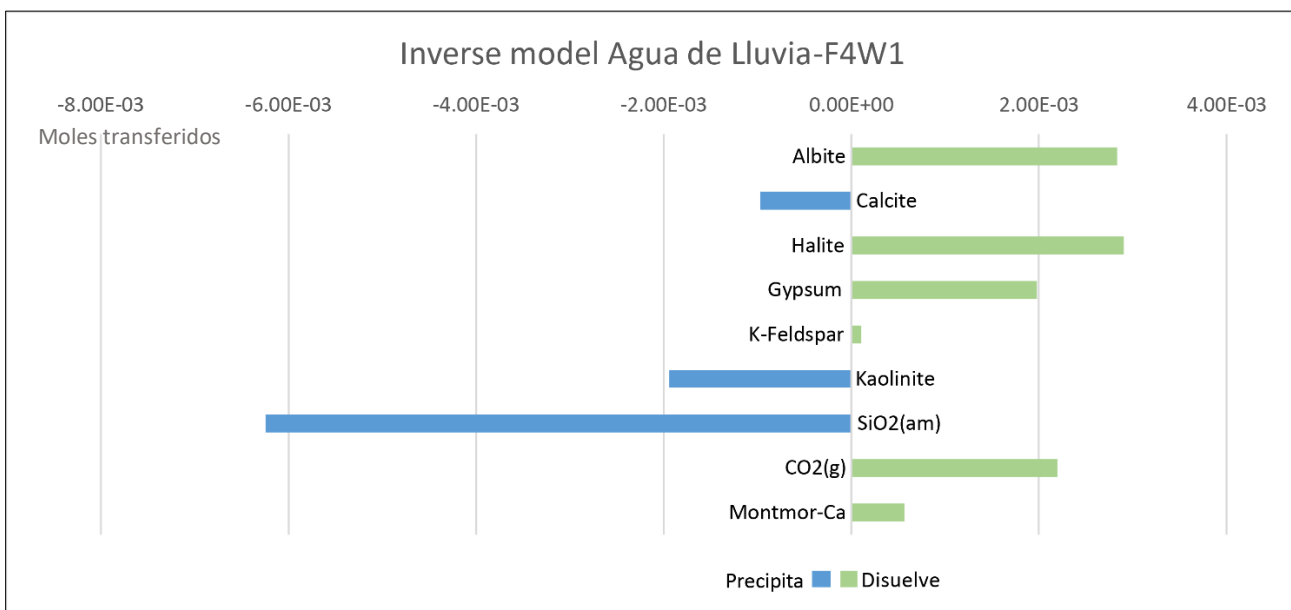


Figura 5.14. Modelo inverso agua de lluvia- agua superficial, Precordillera.

5.5.2.2. Aguas de la Pampa del Tamarugal

Como es sabido, una porción de las aguas de la Precordillera se transporta hacia la Pampa del Tamarugal (Galli, 1962; Margaritz, 1990; DGA, 2014; DGA, 2018). Se procede a modelar la evolución simulando la recarga de las aguas de la Pampa desde el Este. En este trayecto se evalúan procesos de interacción agua-roca y evaporación a través de modelos inversos y directos. Se toma como muestra inicial las aguas de acuífero somero de la Precordillera (G5W1). Los modelos de evaporación se realizan, a través de modelos inversos, especificando el agua como una fase que “precipita” y, por modelos directos, eliminando el agua del sistema y especificando la disolución/precipitación de fases minerales e índices de saturación.

Los modelos de evaporación por modelo inverso desde G5W1 a aguas subterráneas en la Pampa (H2W1) muestran disolución de albita, yeso, K-Feldespar, precipitación de calcita, halita, caolinita, SiO₂(am) cuyas cuantificaciones en transferencia de moles se muestran en la Figura 5.15.

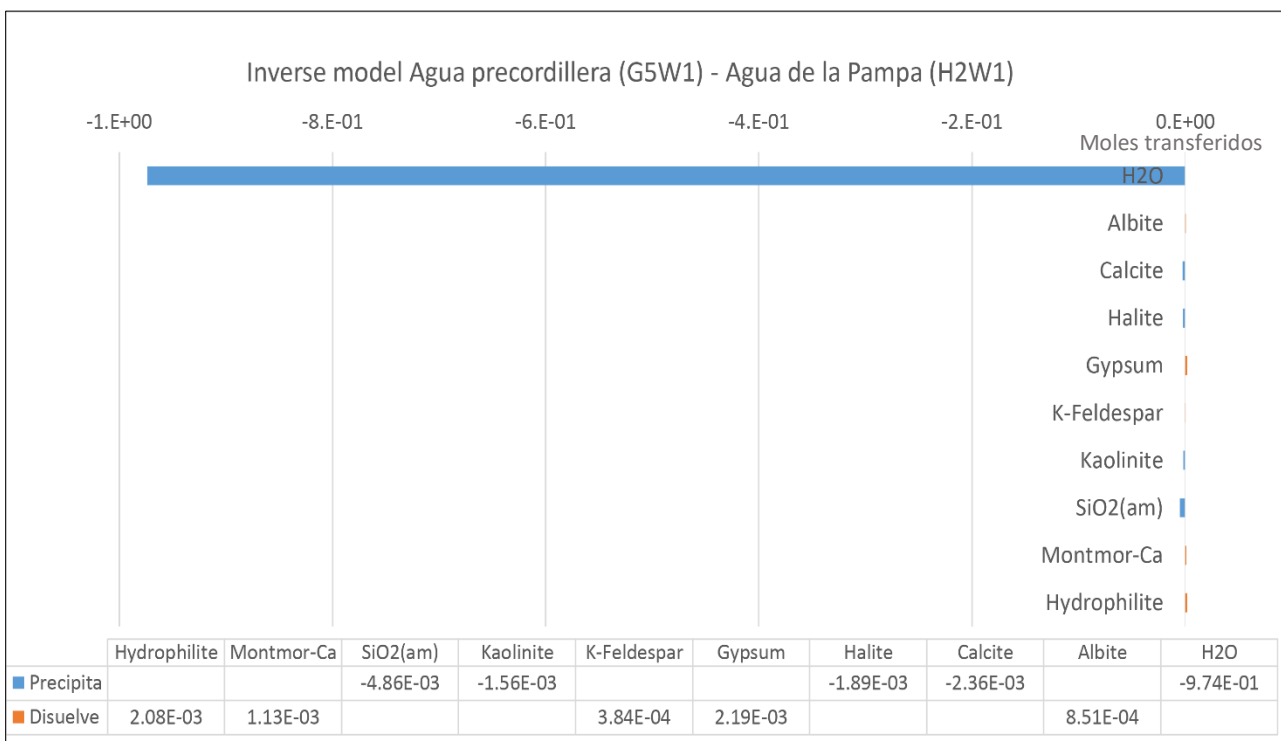


Figura 5.15. Modelo inverso de evaporación, Precordillera- Pampa del Tamarugal.

La evaporación de la muestra G5W1 por modelo directo se calculó en equilibrio con calcita y sílice amorfo debido a que los índices de saturación para estas fases son cercanas a 0, para el yeso, halita y CO_2 fueron especificados los índices de saturación de la muestra H2W1 en la Pampa. El resultado se expresa en un gráfico de concentración (moles) de iones mayores versus porcentaje de agua (Figura 5.16). En este proceso se encuentran intercepciones con la muestra H2W1 cuando queda el 56% y 27% de agua durante la evaporación, para los iones Cl^- y SO_4^{2-} respectivamente. No sucede lo mismo con los contenidos de Ca^{2+} , Na^+ ni HCO_3^- . Para Na^+ las concentraciones iniciales en el agua de Pica son mayores a la concentración la muestra de la Pampa, y con la evaporación estos iones se tienden a concentrar, por lo que no se observa una intercepción en el proceso de evaporación desde G5W1. Con el Ca^{2+} se observa que la concentración del agua de la Pampa es mayor que la inicial, y el patrón de este ión al evaporarse es a disminuir, infiriendo la precipitación de minerales con este componente. Entonces, si los contenidos de Ca^{2+} en Pampa del Tamarugal son mayores a las iniciales en la Precordillera y la tendencia de este componente es a precipitar en sus fases, se interpreta la incorporación de este ión a través de redisolución de yeso y sales cálcicas. El HCO_3^- presenta un contenido menor en la Pampa, en el modelo de evaporación se muestra una tendencia a precipitar en los primeros estadios y luego a disolverse, tampoco se observa

intercepción en la evaporación. El contenido menor de HCO_3^- en la Pampa se complementa con la interpretación de la precipitación de calcita.

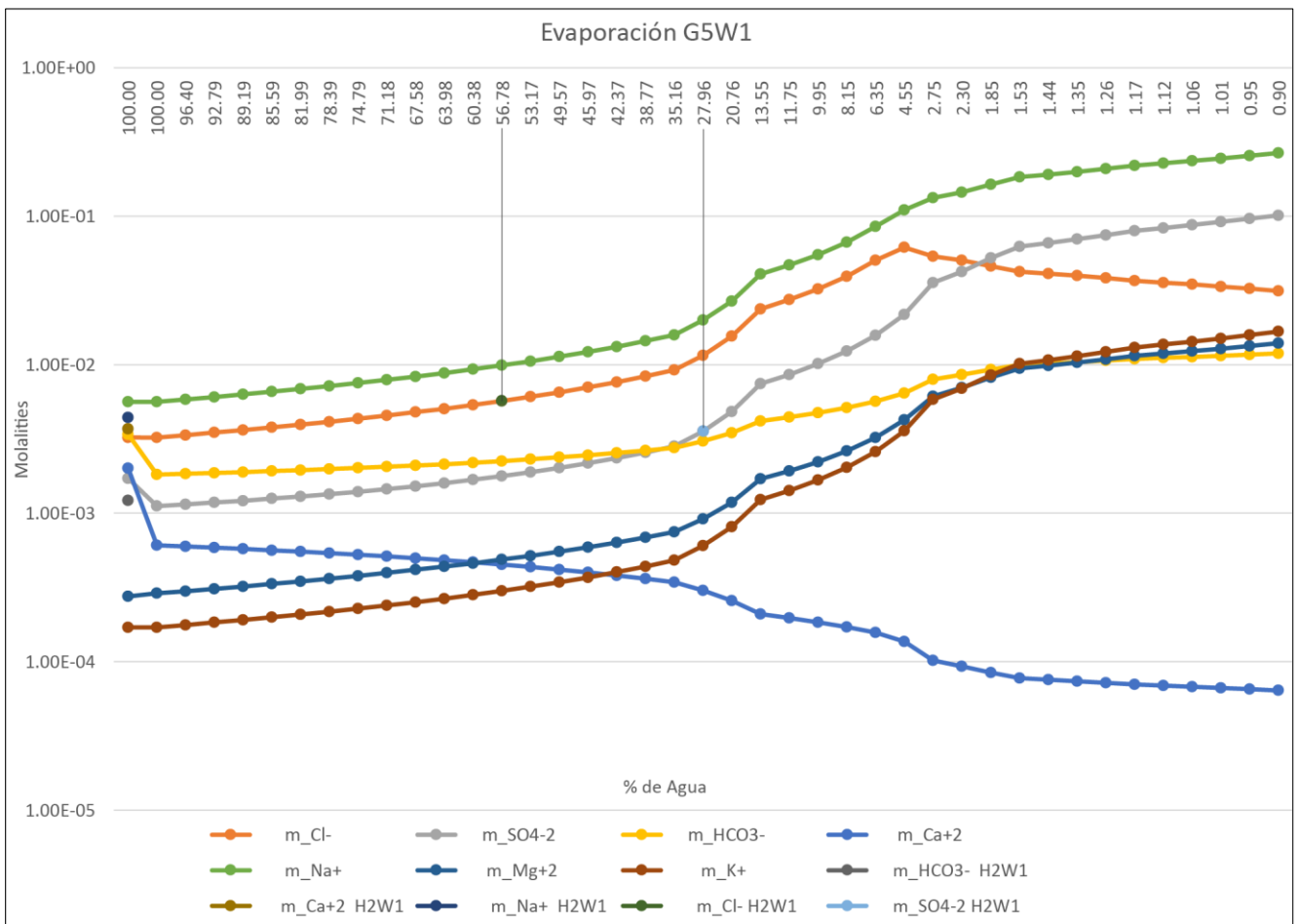


Figura 5.16. Modelo directo de evaporación de la muestra G5W1. Modelo en equilibrio con calcita y sílice amorfo.

Los resultados del modelo inverso y el modelo directo se complementan en cuanto a que las fases interactuantes coinciden en su comportamiento en ambos modelos, la disminución del contenido de Ca^{2+} con la precipitación de Calcita, el aumento de Na^+ y Cl^- con la precipitación de Halita, El aumento en el contenido del Cl^- con la concentración por evaporación y disolución de Hidrofilita, el aumento de la concentración de SO_4^{2-} y con la disolución de Yeso, y la precipitación de Sílice amorfo.

6. Discusión

6.1. Sobre los parámetros físico químicos

6.1.1. Temperatura:

Las mayores Temperaturas se observan en muestras provenientes de la Formación Altos de Pica, como lo son las muestras de las *Cochas* y los pozos profundos de Pica (F1W1, G6W1). Se deduce la relación entre la temperatura y la profundidad de circulación, atribuyendo estas diferencias de calor (10°C aproximadamente) al gradiente geotérmico, por circulación de estas aguas en profundidad, tal como lo han planteado otros autores previamente (Galli, 1962; Aravena, 1995; Placencia, 2020).

Para el resto de las muestras, la temperatura se encuentra equilibrada con el medio, no se observa mayor diferencia, se encuentran en un rango entre 20 y 30°C aproximadamente.

De acuerdo con esto se infiere que las aguas de mayor temperatura provendrían de una circulación más profunda, y las otras muestras de temperaturas cercanas a las ambientales tendrían recorridos más someros o bien un largo periodo de estadió en el acuífero.

6.1.2. pH

Con respecto al pH, los más cercanos a la neutralidad se encuentran en el sector Pampeano del área de estudio, este aumenta en las muestras ubicadas hacia el sector precordillerano. Los pH más alcalinos se encuentran en las muestras de agua subterránea ubicadas en las Formaciones Altos de Pica y Fm El Diablo. Las propiedades de pH influyen en los procesos geológicos como reacción con la roca.

Los mayores valores de pH se observan en las zonas precordilleranas (~8), los cuales se atribuyen principalmente a la meteorización de feldespatos -plagioclasas y feldespatos-k- relacionado con el aumento de HCO_3^- en las aguas. Este proceso está acorde con lo observado en los modelos inversos. La disolución de feldespatos acompañado de la precipitación de calcita produce un aumento de pH (Hem, 1985). El estero Quisma y el pozo profundo de Santa Rosita son las que presentan los valores de pH más alcalinos, los que se asocian a la presencia de metales alcalinos por disolución de feldespatos, por sobre la concentración de iones reductores, Cl^- en este caso.

Hacia el sector pampeano los pH son más neutros, toman valores entre 7-7.5. Se atribuye la neutralización de las aguas a la incorporación de solutos por disolución y reducción de los compuestos oxidantes.

Por tanto, a modo general se observa que las aguas se infiltran con un pH alcalino y a medida que estas interactúan con las rocas incorporando solutos se neutralizan.

6.1.3. Conductividad Eléctrica

La conductividad eléctrica (CE) está muy relacionada con la concentración de iones (en meq/L). De esta forma, los mayores valores de CE los presentan las muestras más ionizadas de las facies Cl-Na, y los menores valores se encuentran en las muestras más diluidas en su contenido iónico, las aguas geotermales HCO_3^- -Na.

Las aguas de manantial geotermal presentan CE de apenas 350 $\mu\text{S}/\text{cm}$, estas se encuentran bastante diluidas. Por los resultados de los modelos descritos en el capítulo anterior (tabla 5.6) se **corrobora** que su aporte de solutos a estas aguas ha sido principalmente desde ignimbritas y areniscas. Las muestras de acuíferos somero en Precordillera están más concentradas en sales, presentan rangos de CE de alrededor de entre 1100 y 1600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ mientras que las aguas de acuífero profundo toman una CE de 3800 $\mu\text{S}/\text{cm}$, presentando una condición bastante salina, finalmente, las aguas de la Pampa del Tamarugal muestran valores de CE entre 2000 y 3000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Mientras más alto sea el valor de CE, el agua tendría una mayor incorporación de solutos, proporcional al grado de interacción con la roca.

Las muestras con mayor contenido iónico (y CE) se encuentran en las formaciones Altos de Pica y El Diablo en Precordillera, y en depósitos aluviales de la Pampa del Tamarugal. Estas estarían estrechamente relacionadas con procesos de disolución de minerales, tales como feldespatos y evaporitas, entre otros. Dentro de estas se encuentran las aguas de los pozos profundos como G6W1, estas muestras habrían obtenido su contenido iónico por interacción con antiguos niveles evaporíticos que se habrían formado en condiciones de hiperaridez previas (López, 2017). Por otro lado, para el caso de las aguas de la Pampa del Tamarugal, su concentración estaría dada por interacciones con evaporitas actuales y antiguas, y además por procesos de evaporación. El tiempo de residencia del agua en las rocas es un factor importante para determinar el contenido de iones de estas, además de las condiciones en las que se encuentra el pozo, si está o no expuesto a la disolución de sedimento.

De esta forma, por la CE de las aguas se deduce que los manantiales geotermales de las *cochas* han tenido menos interacción con la roca. Al respecto, cabe decir que las rocas por las cuales circula este tipo de aguas son de tipo volcánicas ignimbríticas y sus minerales tienen menor solubilidad que otros como lo pueden ser los de rocas sedimentarias. Las CE en acuífero somero, al ser mayores, indican que han tenido interacción más intensa con la roca, se asocia esto a un mayor tiempo de residencia de las aguas en el acuífero y mayor grado de solubilidad de los minerales presentes en los depósitos aluviales respectivos. Finalmente, las aguas más cargadas en sales son las de acuífero profundo, donde su interacción con la roca ha sido probablemente con paleoniveles evaporíticos durante un largo periodo de residencia (López, 2017).

6.2. Elementos Mayores

Con respecto a la composición de elementos mayores, estos están dados por la interacción entre el agua y la roca. Como se ha mencionado anteriormente, el contenido salino lo asociamos a la disolución de minerales de la roca. Factores que influyen en la interacción son: el tipo de roca, tiempo de residencia, velocidad de transporte de las aguas, condiciones físicoquímicas y grado de solubilidad de los minerales.

Las rocas detríticas y niveles evaporíticos de las Formaciones Altos de Pica y El Diablo aportan con contenidos de Na^+ , Ca^{2+} , SO_4^{2-} y Cl^- en la disolución de albita, yeso, halita, dolomita y anhidrita durante el paso de las aguas infiltradas en la recarga.

Las aguas geotermales están relacionadas con la interacción con ignimbritas (Aravena, 1995). La reacción con estas rocas enriquece las aguas de contenidos de aniones HCO_3^- , SO_4^{2-} y cationes de Na^+ , Ca^{2+} y Si, por meteorización de plagioclasas, y diópsidos. A partir de estas rocas el contenido de Cl^- que se obtiene es muy bajo.

Las aguas someras de Pica, son preferentemente $\text{SO}_4\text{-Ca}$, Ca-Cl y $\text{SO}_4\text{-Na}$ donde el aporte de estos iones estaría relacionado con la disolución de yeso, halita, plagioclasas y carbonatos. En el diagrama $r\text{Na}$ vs $r\text{Cl}$ ($r = \text{mEq/L}$) de la figura 6.1 a) se observa que estas de aguas de Pica, C4W1 y F1W1 tienen contenidos de estos iones cercanos a la proporción 1:1, lo que indica la probable disolución de halita. Este proceso también se observa en las aguas profundas de Pica, G6W1. Para otras aguas de la Precordillera, tales como G5W1 y F3W1 los datos sugieren otro aporte de Na en su composición, el cual puede estar relacionado con la meteorización de albita.

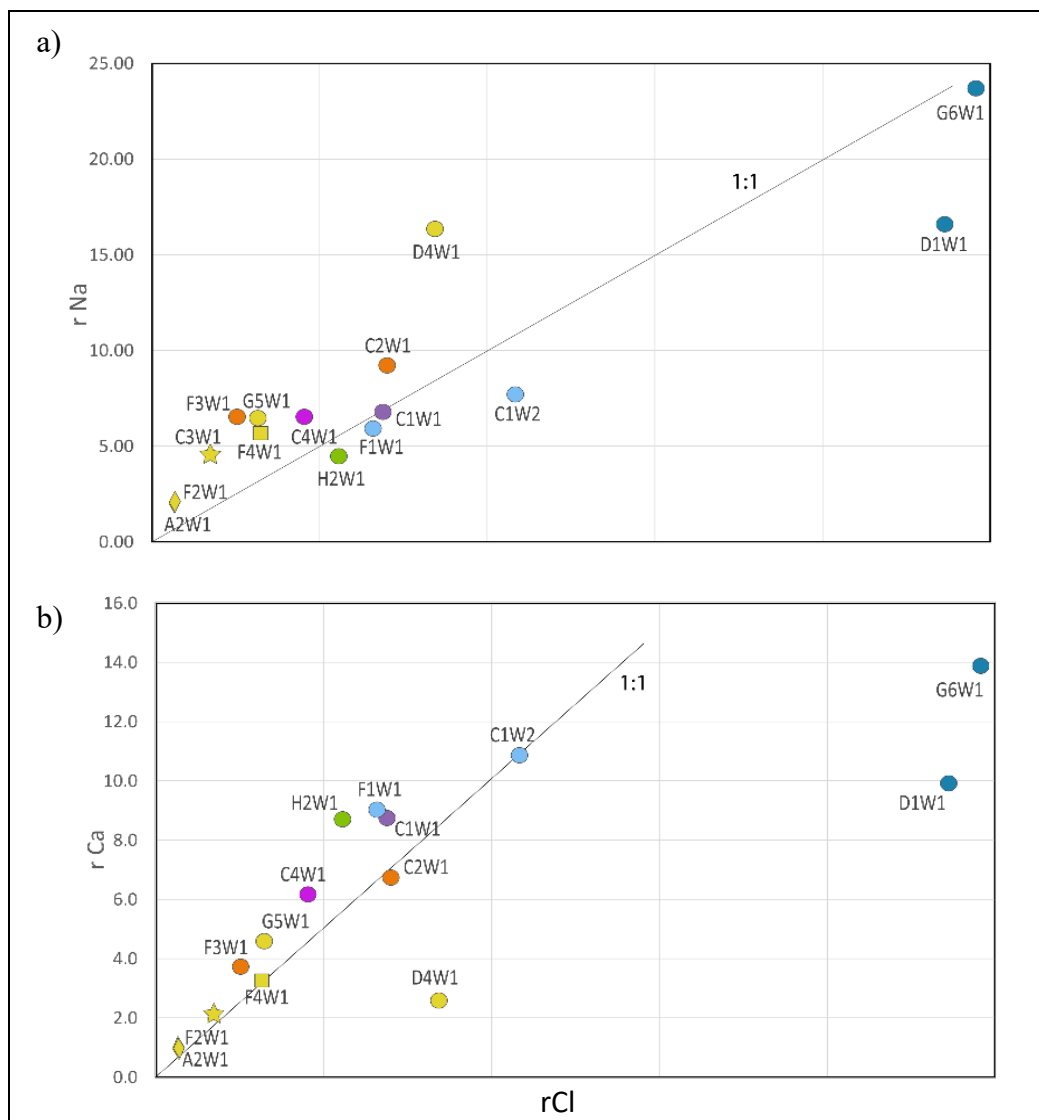
En las aguas de la Pampa del Tamarugal, se observa un aporte mayor o igual de cationes Ca^{2+} que iones Cl^- para las muestras de los pozos de los sectores La Tirana y La Huayca, C1W1, C1W2, C2W1 y H2W1 (Figura 6.1b). En el gráfico 6.1d se observa que para estas muestras el aporte de sulfatos en general es mayor al aporte de Cl^- , lo cual da luces de la importancia de la disolución de sulfatos en el proceso de evolución de las aguas de la Pampa del Tamarugal. Para las muestras en la reserva Pampa del Tamarugal, D1W1 y D4W1, se observa un gran contenido salino, predominando Cl^- en la primera y Na^+ en la segunda. Estas aguas se encuentran en sector occidental de la Pampa, cercano a la zona de salares, donde las aguas están más expuestas a evaporación. Los altos contenidos de Cl^- se relacionan a la alta tasa de solubilidad de sus sales, a la saturación de iones por evaporación, y con ello una especie de concentración de Cl^- como contenido residual producto de procesos físicoquímicos como la disolución de haluros y precipitación de sales de menor solubilidad, como sulfatos, en ambientes reductores. Esto es coherente con lo planteado en los patrones de evolución por evaporación propuestos por Risarher (1999).

En la figura 6.1c se observa que la concentración de HCO_3^- no está relacionada con la concentración de Cl^- para ningún tipo de agua. El contenido de HCO_3^- se asocia con aguas más jóvenes, más oxigenadas y a su vez más cercanas al contacto con la atmósfera. Según Risarher (1999) el agua meteórica viene con un contenido de CO_2 equilibrado con el de la atmósfera, y que al infiltrarse en la roca reacciona con CaCO_3 liberando el ión Ca^{2+} y formándose HCO_3^- . También, Se atribuye el origen del HCO_3^- a la meteorización de plagioclasas a través de reacciones de hidrólisis. Además, las sales bicarbonatadas por sus bajas tasas de solubilidad tienden a precipitar con facilidad en los sistemas, cambiando las composiciones de las aguas desde bicarbonatas a sulfatadas (Hem, 1985)

Las aguas profundas G6W1 y de acuífero somero de la Pampa D1W1 se encuentran muy enriquecidas en Cl^- . Con respecto a su origen en aguas subterráneas, Hem (1985) discute su aporte para cuencas cerradas como proveniente de: aguas atmosféricas, componentes humanos y principalmente por disolución de evaporitas o remanencia de antiguas recargas de aguas oceánicas. El Cl^- tiende a quedar como remanente en las aguas, mientras que los otros iones disueltos se integran a redes cristalinas en forma de precipitados o bien son adsorbidos por minerales arcillosos. La captación de Cl^- desde las rocas no es un aporte importante, pues se suele presentar como impureza, a menos que sea disolución de evaporitas (Hem 1985). El Cl^- como ión conservativo, tiende a no reaccionar, no es el principal aporte en la disolución de rocas, no forma sales de baja solubilidad, no se oxida ni se reduce en aguas naturales, no es adsorbido significativamente ni

forma parte de procesos bioquímicos (Hem, 1985.). Por esto, relacionamos al Cl^- con la madurez del agua, de dónde se infiere que las aguas profundas G6W1 y las aguas de los pozos de la reserva Pampa del Tamarugal son más maduras.

Con respecto a la relación $r\text{Ca}$ vs $r\text{SO}_4$ (Figura 6.2), las muestras de manantiales (A2W1; F2W1), meteórica (C3W1); superficial (F4W1); pozos en Pica (C4W1, G5W1, G6W1) y pozos en la Pampa del Tamarugal (C1W1, C1W2, H2W1) presentan la relación Ca/SO_4 cercana a 1:1, es decir, una fuente unificada de esos iones como disolución de sulfatos tipo yeso o anhidrita. Se encuentran enriquecidas en SO_4 las muestras D4W1, F3W1 y C2W1; las muestras D1W1 y F1W1 presentan exceso de Ca con respecto al SO_4 , es decir que el Ca presenta más de una fuente como pueden ser plagioclasas u otras sales de Ca.



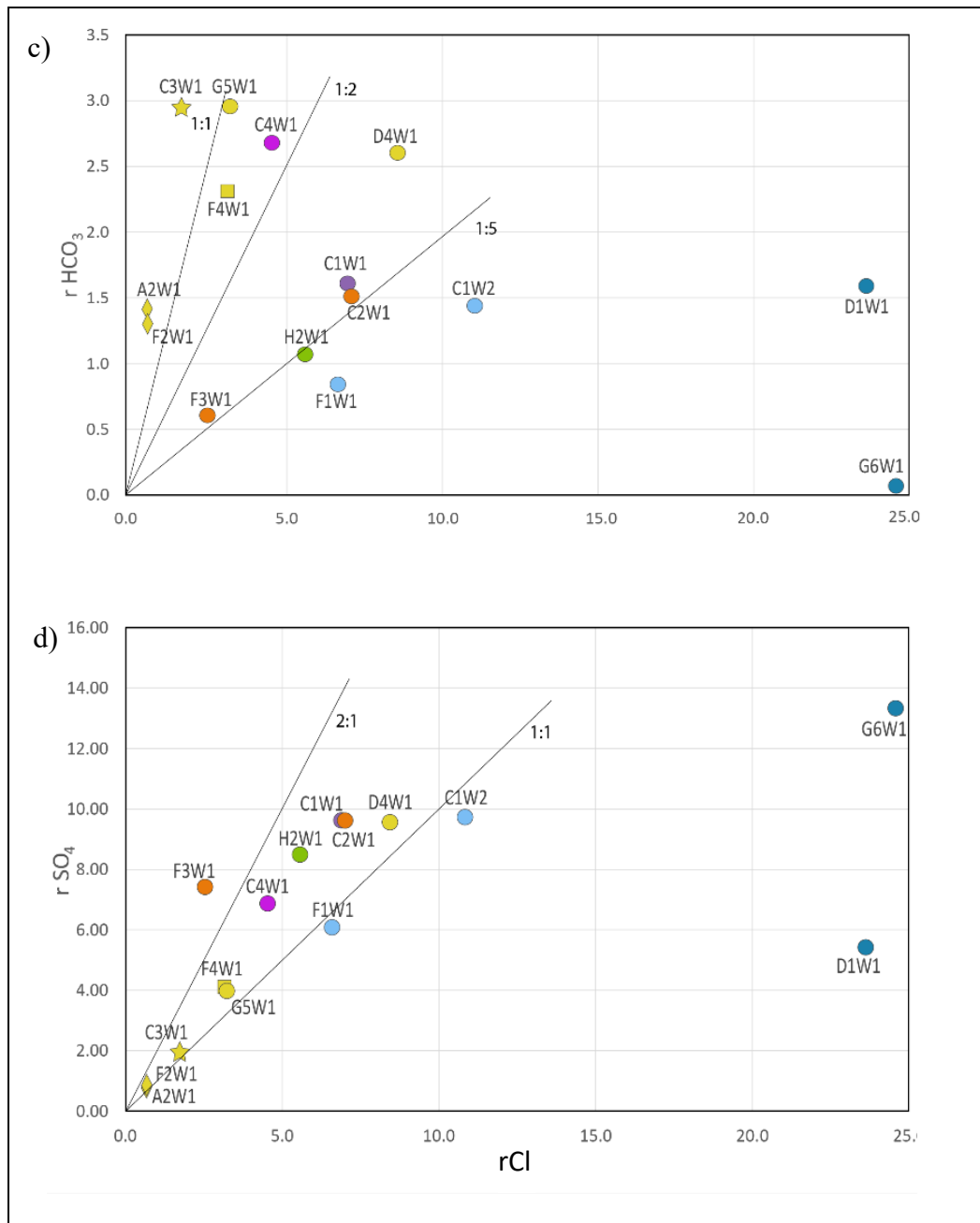


Figura 6.1. Diagramas binarios iones Na^+ , Ca^+ , SO_4^{2-} , HCO_3^- con respecto al Cl. $r = \text{mEq/L}$.

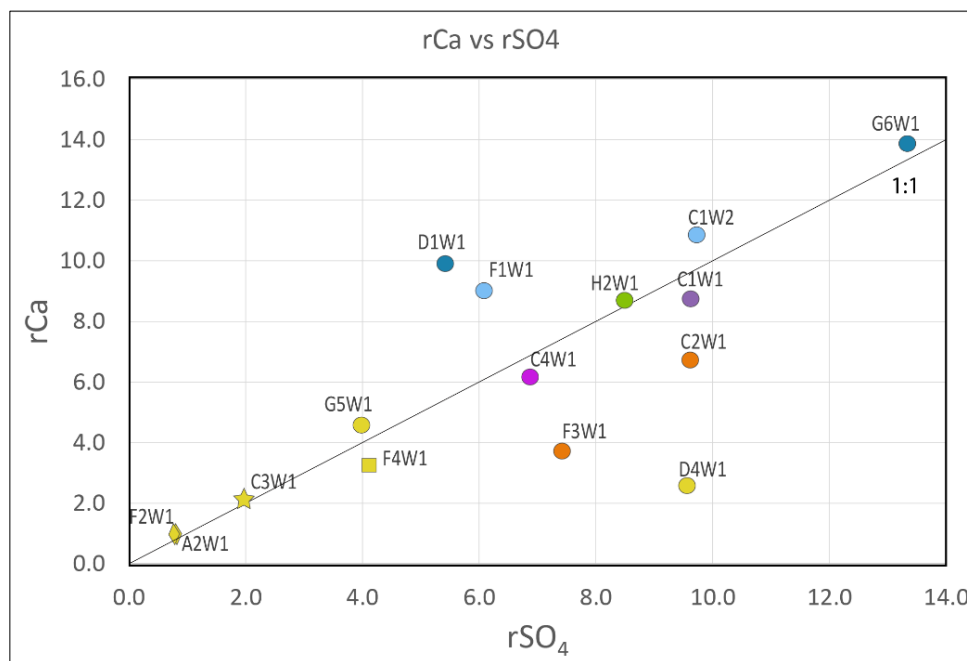


Figura 6.2. Diagrama binario rSO₄ vs rCa

Con respecto al sílice (SiO₂) las mayores concentraciones están en las aguas de la Pampa del Tamarugal entre 1,33 - 1,71 mEq/l, luego las aguas de la precordillera presentan concentraciones de 0,90 a 1,16 mEq/l y finalmente las aguas geotermales (A2W1; F2W1; G6W1) se presentan entre 0,72 y 0,74 mEq/l. No se observa relación de este ión con respecto al Cl⁻. Los mayores contenidos de sílice se encuentran en muestras albergadas en rocas sedimentarias, se asocia esto a la mayor solubilidad que presenta el sílice amorfo, que se encuentra en estas unidades. Los contenidos de SiO₂ no presentan correlación tampoco con la temperatura en las muestras a pesar que es sabido que a mayor temperatura es mayor su grado de disolución. Sin embargo se observa relación del contenido de este ión con la ubicación siendo las de la PdT las que presentan más concentración de SiO₂ en solución (>70 mg/L), en contraste con las de la Precordillera, cuya concentración es menor (<70mg/L) (Anexo A.3). Con la distribución de las muestras, al observar que las de la Pampa del Tamarugal presentan mayores contenidos de SiO₂, se deduce que el tiempo de residencia es un factor importante en la concentración de Si en las muestras.

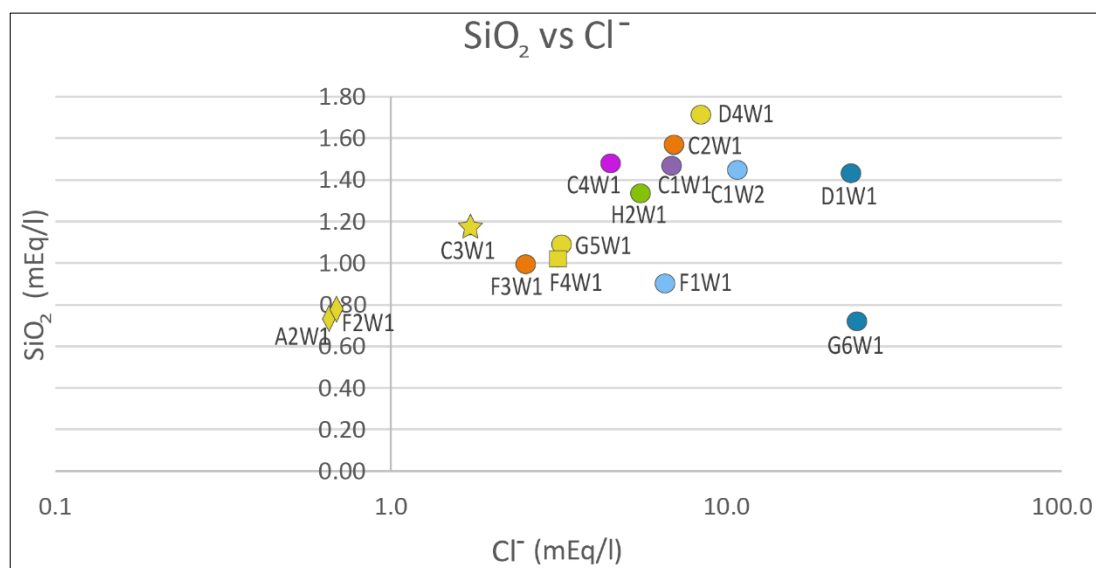


Figura 6.3. Concentraciones SiO₂ vs Cl⁻ (mEq/l).

6.3. Clasificación Hidrogeoquímica

Con respecto a las facies hidrogeoquímicas, estas estarían dadas por la proporción de los iones captados durante la interacción con la roca, el factor varía por el tipo de roca y el grado de interacción del proceso. De esta forma, en la Precordillera, entre las Formaciones Altos de Pica y El Diablo se albergan 5 facies hidroquímicas: aguas i) Mixtas-Na correspondientes a manantiales geotermales (A2W1/F2W1), agua meterórica (C3W1) y agua superficial (F4W1), ii) Na-Cl en acuífero profundo (G6W1), iii) SO₄-Na (F3W1), iv) Cl-Ca (F1W1) y v) Mixta, cercana al límite SO₄-Na (C4W1), las últimas tres en aguas semiprofundas.

Las aguas más comunes en Precordillera son las SO₄-Na/Ca en los acuíferos someros de Pica, a mayor profundidad las aguas aumentan su componente clorurada, pasando por aguas Mixtas, donde a mayor profundidad aún se observan aguas de tipo Cl-Ca y Cl-Na. Aguas surgentes en superficie como los manantiales tienen una clasificación mixta-sódica con predominancia bicarbonatada, clasifican como Mixta-Na cercana al límite HCO₃-Na. Con respecto a esta área, según lo discutido anteriormente, las aguas de manantial geotermal obtendrían su composición a partir de la interacción con rocas volcánicas ignimbríticas, las aguas sulfatadas se albergan en rocas de tipos sedimentarias aluviales, las aguas semiprofundas F1W1 se estima un nivel intermedio entre unidades sedimentarias e ignimbritas. Y las profundas (G6W1) se encontrarían bajo un nivel ignimbrítico confinante.

En la Pampa del Tamarugal, en la unidad de Depósitos sedimentarios aluviales se identifican 4 facies hidroquímicas: Aguas Cl-Na (D1W1) en la R.N. Pampa del Tamarugal, Cl-Ca (C1W2) en La

Tirana, SO₄-Mixta (C1W1) en La Tirana, SO₄-Na en La Tirana (C2W1) y en la R.N. Pampa del Tamarugal (D4W1), y SO₄-Ca en La Huayca (H2W1). En general casi todas las muestras corresponden a pozos someros captados desde norias a excepción de H2W1 y C1W1 que presentan sistema de bombeo.

Como se ha mencionado anteriormente, el grado de salinidad y conductividad de las aguas tendría relación con el tiempo que estas han sido almacenadas, mientras mayor sea el tiempo de residencia, mayor interacción con las rocas y adsorción de contenido iónico tendrían estas aguas. Se asocia que las aguas de estos sectores corresponden a aguas fósiles (Fritz, 1981), siendo las aguas se encuentran en la R.N. Pampa del Tamarugal, en el sector occidental, las que presentarían mayor tiempo de residencia. Su gran contenido salino que representaría procesos de evaporación y disolución de sales más intensos.

En los Diagramas Stiff se ven graficadas las concentraciones de los iones mayoritarios de las muestras (Figura 5.6), se observa que la concentración de solutos aumenta hacia las muestras del sector occidental, desde los manantiales de facies HCO₃-Na de carácter diluido hasta las aguas profundas y las de la R.N. Pampa del Tamarugal que son las más concentradas en iones de Na, Cl y SO₄. Esto da luces de distintos procesos geológicos y grados de interacción involucrados en la composición de las aguas, lo que vendría a ser una diferencia de primer orden al momento de clasificar los procesos geológicos y rutas de circulación.

Según estos análisis, tomando en cuenta las profundidades registradas, se observa en la Precordillera una variación de composición de aguas HCO₃-Na a Sulfatadas. Las aguas profundas del sector se presentan cloruradas. En el sector Pampeano se distingue el paso de aguas sulfatadas a cloruradas.

Aravena (1995) asocia la circulación de aguas HCO₃-Na en rocas volcánicas a la presencia de fracturas, mientras que las aguas SO₄-Na, SO₄-Ca y Na-Cl a acuíferos sedimentarios aluviales. Esto es coincidente con lo observado en este trabajo en cuanto a la clasificación de facies y la ubicación de estas. En donde las aguas SO₄-Na, SO₄-Ca y Na-Cl se encuentran en unidades sedimentarias volcánicas y aluviales y las con composiciones cercanas a la clasificación HCO₃-Na se encuentran asociadas a fracturas de rocas volcánicas. La evolución de las aguas a partir de las facies hidroquímicas previamente descritas se abordará en la siguiente sección.

6.4. Modelos hidrogeoquímicos

A continuación, se discuten los resultados de los modelos para cada asociación de aguas propuesta anteriormente.

6.4.1. Aguas de manantiales geotermales de Pica

De la simulación de las aguas geotermales, los resultados de los modelos arrojan disolución de albita, calcita, dolomita, enstatita, diopsido, halita, yeso, $\text{SiO}_2(\text{am})$, CO_2 , alunita y anhidrita siendo la disolución de albita y $\text{SiO}_2(\text{am})$ la más relevante en términos de transferencia de moles (Figura 5.8). Los minerales arrojados en los resultados indican disolución de rocas volcánicas -por la presencia de albita, enstatita, diópsido y $\text{SiO}_2(\text{am})$ -, acorde con lo planteado con la disolución de ignimbritas planteada en los estudios anteriores (Galli, 1962; Lopez, 2017; Placencia, 2020), además la presencia de fases minerales sedimentarias -dolomita, halita, yeso, alunida y anhidrita- indican transporte por unidades de estas características. De estas aguas diluidas en sales, se infiere que el flujo tiene un carácter más bien rápido en donde el proceso de interacción con la roca ha sido incipiente y probablemente el tiempo de residencia ha sido breve. Diversos autores han planteado el ascenso de estas aguas a través de las estructuras del área por medios fracturados (Galli, 1962; Lopez, 2017; DGA, 2018; Licveout, 2020). Los resultados de los modelos presentados en este trabajo son coherentes con estas propuestas.

6.4.2. Aguas de acuíferos libre

Se consideran estas aguas, las que están albergadas desde la superficie hasta 80m de profundidad, se encuentran en la Precordillera de Pica en acuífero libre (López, 2017). En el área hay muestras de estas aguas a profundidades de 40m, 81m, 25m y 18m (C4W1, F1W1, F3W1 y G5W1 respectivamente). Presentan conductividades de entre 1100 y 1600 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La CE indica un mayor contenido de sales y, por lo tanto, un mayor grado de interacción con la roca. Debido a la profundidad y temperatura de las muestras se evalúa la recarga de este acuífero desde capas de acuífero más profundo, ascendiendo a través de estructuras o bien por transmisividad a través de modelos de mezclas de agua, simulando las muestras C4W1, G5W1 y F3W1. Las mezclas de estas aguas dieron resultados satisfactorios para las aguas C4W1, por lo que es factible la mezcla entre aguas geotermales y aguas de carácter más salino, para la muestra G5W1 no fue posible equilibrar el contenido iónico, esta agua recibiría aportes de un agua más diluida en iones Ca^{2+} y Cl^- , y con mayor aporte de HCO_3^- , como podría ser F3W1. La muestra F1W1, por su profundidad,

temperatura y salinidad (80m, 34°C y 1600 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectivamente) se intentó reproducir mezclando las aguas de acuífero profundo (G6W1) con aguas tipo manantial geotermales (F2W1). El resultado de esta mezcla resultó satisfactorio para el contenido de aniones pero no del todo para el contenido de cationes (Figura 5.12), se deduce un proceso que implique un intercambio catiónico de estos pues la muestra se encuentra más enriquecida en Ca^{2+} que Na^+ , como representa la mezcla de estas, este proceso de intercambio puede ser disolución de yeso o calcita, o bien, el aporte de aguas profundas a este sector no es relevante.

Los modelos que buscan la composición de estas aguas someras a través de modelo inverso desde agua de lluvia como solución inicial (Agua de lluvia-G5W1), indican disolución de albita, dolomita, diópsido, enstatita, halita, yeso, feldespato-k y proporción de arcillas, caolinita, montmorillonita o illita, lo que da cuenta que las aguas diluyen tanto rocas volcánicas, por la presencia de albita, diópsido, enstatita, feldespato-k, como de sedimentarias por los resultados de minerales de origen sedimentario halita, yeso, arcillas, caolinita, montmorillonita e illita (Figura 5.11), las que serían las Formaciones El Diablo, Altos de Pica y la Ignimbrita Tambillo.

La composición de F3W1 se simuló a través de la mezcla de aguas entre acuíferos semiprofundos y manantiales geotermales (F1W1 y A2W1), lo que responde satisfactoriamente la composición de la mayoría de los iones a excepción del contenido del Cl^- , que en la muestra F3W1 se encuentra muy diluido con respecto al resultado de la mezcla, por lo que es dudosa la mezcla entre aguas profundas y geotermales para resultar en esta muestra. El contraste del ión Cl^- con las otras muestras de acuífero somero del sector dan a interpretar que las aguas cercanas a Flexura Longacho tienen una fuente de recarga de baja salinidad que puede emerger a través de las estructuras como lo es planteado por Margaritz (1990).

Dicho esto, F3W1 se simula a través de modelo inverso desde aguas de manantial geotermal (A2W1) donde se observa disolución de albita, enstatita, halita, yeso, feldespato-k, caolinita, e hidrofilita; y precipitación de calcita y montmorillonita. Lo que indicaría un transporte y proceso de interacción agua-roca a partir de la fuente de las aguas de manantial geotermal, el transporte estaría favorecido por las fracturas de las unidades volcánicas que se encuentran cercanas a este sector (flexura Longacho). La interacción ocurriría con esta unidad y con las formaciones sedimentarias.

En contraste a F3W1, las aguas C4W1, G5W1 y F1W1 presentan mayor contenido de iones, se asocian estas a un mayor tiempo de residencia e interacción con las rocas de origen aluvial y un componente de mezcla de agua con una de naturaleza más salina.

6.4.3. Aguas superficiales

Entre el punto de recarga e infiltración en alta cordillera y el estero Quisma se interpretan procesos de interacción agua roca que se ven reflejados en los modelos inversos mediante la disolución de albita, calcita, yeso, arcillas cálcicas y CO_2 , y precipitación de sílice amorfo, calcita y caolinita. El carácter superficial de estas aguas implica al CO_2 como un agente importante a disolver para la formación de HCO_3^- y facilitar la disolución de otros minerales debido a la liberación de cationes H^+ . Es de notar, que se verifica para este caso, que el contenido de bicarbonato está estrechamente relacionado con la disolución de CO_2 y la capacidad de disolución de minerales de las aguas (Hem, 1985). Las facciones minerales a disolver responden a litologías sedimentarias, por la presencia de calcita, yeso, arcillas, lo que se relaciona con un transporte superficial de las aguas. Además, el carácter salino de estas aguas es dulce mineralizado, coherente con el transporte de las aguas por rocas sedimentarias detríticas con mayor disolución de sales que se encuentran en mayor proporción en este tipo de rocas que volcánicas u otro tipo.

6.4.4. Aguas de acuífero profundo

Las aguas subterráneas profundas corresponden a un acuífero confinado de carácter surgente (López, 2017). Las aguas de este acuífero presentan gran contenido iónico, se midió una CE de $3800 \mu\text{S}/\text{cm}$ y pH alcalino de 8.2. Por su contenido de sales, se infiere que estas aguas llevan un gran tiempo de residencia en el acuífero, se cree que su recarga fue pre-holocena (Margaritz, 1990). Estas aguas presentan un bajo contenido de oxígeno disuelto ($\text{LDO}=2.11$) lo que habla sobre las condiciones reductoras que presenta el acuífero, donde las facies sulfatadas son inestables, por lo que precipitan, quedando las aguas con clasificación clorurada.

Los modelos inversos para esta agua indican intensa disolución de evaporitas, halita, yeso, hidrofilita; feldespatos, plagioclasas y feldespato-K e incorporación de arcillas como Gibbsita, además, precipitación de otras fases de arcilla como montmorillonita y caolinita, relacionándose esta mineralogía a unidades sedimentarias como las Formaciones El Diablo y Altos de Pica, además un gran tramo de transporte en el que se puedan disolver los minerales e incorporar los solutos.

Los modelos geoquímicos responden a un patrón de circulación que sucedería través de la infiltración de aguas meteóricas hasta que se alberguen en acuíferos profundos, disolviendo paleoniveles evaporíticos presentes en la Formación Altos de Pica, lo cual está en discusión puesto

que, a través de análisis isotópicos, Margaritz (1990) identifica que las aguas del acuífero confinado de Pica se habrían recargado en tiempos Pre-Holocenos.

Por estudios anteriores (DGA, 2014) se descarta que las aguas profundas vengan desde la cuenca del salar del Huasco, debido a que no existiría conexión entre estas dos cuencas. Además existen diferencias en edades de las aguas (Fritz, 1981; Margaritz 1990), que sugieren que estas aguas se hayan recargado probablemente desde una zona de más al norte, en la Quebrada Aroma.

6.4.5. Aguas de la Pampa del Tamarugal

Las aguas de la Pampa del Tamarugal tienen componentes de recarga desde el este y desde el norte (Scheihing, 2017) (Figura 3.1). Se evalúa la transmisión de aguas desde el este a través fracturas por medio de perfiles TEM, donde se observa, que efectivamente la flexura Longacho, que limita la Precordillera con la Pampa del Tamarugal actúa como estructura que facilita la transmisión de agua hacia la Pampa (DGA, 2018) (Figura 6.4).

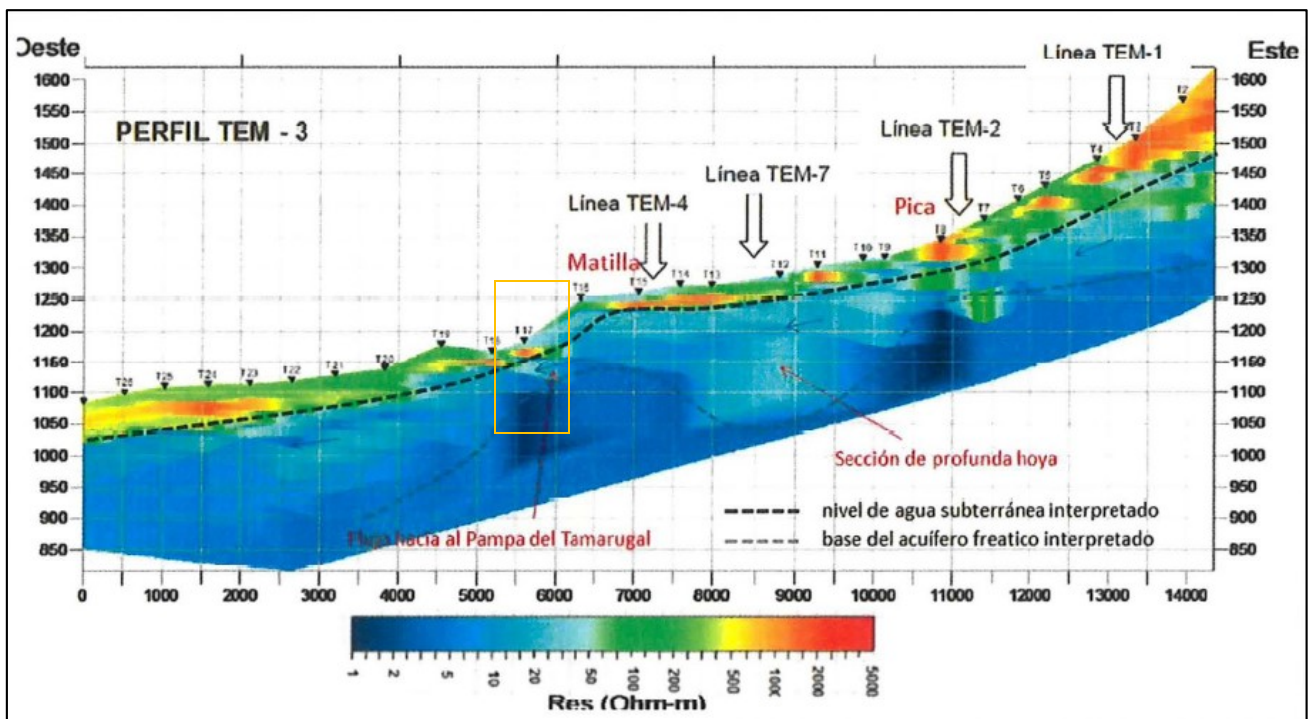


Figura 6.4. Perfil TEM Pica-Matilla-Pampa del Tamarugal, énfasis en flexura Longacho. DGA, 2018.

El transporte de aguas desde la Precordillera de Pica hasta la Pampa del Tamarugal se evaluó por medio de procesos de interacción agua-roca y evaporación, a través de modelos inversos y modelos directos. Se observa la evolución de aguas sulfatadas del acuífero somero en Pica (G5W1 y F3W1),

desde una componente más sódica, hasta aguas del sector oriental de la Pampa (H2W1) con componentes más cálcicas.

En el sector oriental de la Pampa, los modelos arrojaron resultados coherentes en cuanto a la precipitación y disolución de fases. Se observa que la evaporación viene acompañada de precipitación de calcita y disolución de Yeso. Risarher (1995), explica este fenómeno como un patrón evolutivo de concentración de iones en el proceso de evaporación, donde al concentrarse los solutos por efecto de la evaporación, el primer mineral que precipita es la calcita por su baja solubilidad, luego, al sistema se le acompaña la disolución de Yeso, como se ve en este caso.

En el sector occidental de la Pampa del Tamarugal, en la R.N. Pampa del Tamarugal las aguas (D1W1 y D4W1) tienen un carácter salobre con alto contenido iónico, la mayor concentración de estos indica que el proceso de evaporación está manifestado de forma más intensa para este sector.

6.5. Procesos hidrogeoquímicos

De los resultados se deduce que, para cada tipo de agua habría un recorrido de circulación particular que presenta condiciones características, como lo es planteado anteriormente por Placencia (2020) Si bien los procesos hidrogeoquímicos pueden ser coincidentes, estos actúan en distintos contextos dónde varía la litología, y las condiciones de oxígeno, que producen variación en la composición del agua resultado de este proceso. Los que se identifican se discutirán a continuación.

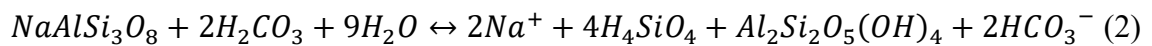
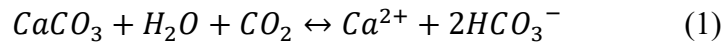
6.5.1. Interacción Agua-Roca

El proceso de interacción agua-roca es el más claro que se reconoce a través de los modelos inversos y la geoquímica de las muestras, Es el principal mencionado al momento de atribuirle el origen a la composición química de las aguas del área.

Desde la infiltración de las aguas y durante su recorrido , el cambio importante en la composición química de estas se produce durante el transporte a través de la zona no-saturada (Hem, 1985). Un agua al pasar por las rocas puede retener iones hasta alcanzar importantes concentraciones. La permeabilidad diferencial de la litología -arcillas, areniscas y rocas volcánicas- puede ser un factor importante en el aporte a la composición del agua subterránea. Para el caso de las rocas volcánicas, el proceso de meteorización de silicatos sería importante para la incorporación de iones. Para las rocas sedimentarias detríticas, la composición del agua cambia por la adsorción de iones por parte

de las arcillas y por la disolución de minerales y sales retenidas en estas, puede incluirse también el proceso de meteorización.

Las aguas de recarga se infiltran en el medio rocoso ignimbrítico, las cuales vienen cargadas de CO₂ en contacto con su origen atmosférico, interactúan con la roca forman ácido carbónico H₂CO₃ componiendo un medio ácido donde se liberan iones H⁺, los que facilitan la disolución de minerales en la roca, como plagioclasas y calcita en primera instancia, incorporando de iones HCO₃⁻, Ca⁺, Na⁺ y Mg²⁺ (Hem, 1985).



Los resultados de los modelos inversos entre el agua de lluvia y los manantiales geotermales validan el proceso de interacción agua-roca, tal que, al estar estas enmarcadas cercanas a la facie HCO₃-Na, los procesos más importantes serían la interacción de H₂CO₃ con calcita que da como producto la liberación de Ca²⁺ y HCO₃⁻ (ecuación 1), y la meteorización de feldespatos, a través de procesos de hidrólisis, que libera iones HCO₃⁻ y arcillas del grupo de la caolinita, gibssita e iones de Na⁺ y Ca²⁺ (ecuación 2). Esto es coherente y se ve reflejado también en los altos valores de pH que presentan estas aguas. Por los resultados se observa que estas aguas de manantial geotermal también interactúan con minerales de rocas volcánicas, lo que se condice con una alta proporción del ión HCO₃⁻ y notable disolución del ión Na⁺ por sobre Ca²⁺, proveniente de la meteorización de plagioclasas. La interacción con unidades ignimbríticas también está planteado en Aravena (1995) y Placencia (2020). Las unidades ignimbríticas se pueden identificar en el perfil TEM (figura 6.4) donde se observan cambios de resistividades en orientación horizontal y vertical en la zona de Pica (secciones entre 50 y 100 Ohm), las que se interpretan como estructuras por las que ascenderían rápidamente estas aguas.

Las aguas de acuíferos someros están localizadas en rocas de depósitos aluviales, compuestos por mineralogía típica de roca sedimentaria -calcita, SiO₂(am), feldespatos, micas, arcillas, yeso-, se encuentran mucho más cargadas en sales. Los resultados de los modelos corroboran la interacción con estas rocas. Para composición de estas aguas es importante notar el proceso de interacción con la roca, especialmente en el aporte del contenido de cationes y la mezcla de aguas profundas salinas con las aguas geotermales también es un factor que aporta a la composición.

Las rocas sedimentarias aluviales tienen retenidos iones adsorbidos sobre minerales arcillosos, como Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} , SO_4^{2-} y Cl^- , estas pueden proveer notables cantidades de componentes sin relación con su composición química (Hem, 1985), como se observa en los análisis de las aguas muestreadas. Se complementa con lo planteado por Risarcher (1999), en cuanto a que las aguas que interactúan con estas rocas están mucho más enriquecidas en iones como el Ca^{2+} , SO_4^{2-} o Cl^- . Además, es acorde con los planteado previamente, donde las aguas con mayor contenido salino, habrían tenido más interacción con las rocas sedimentarias aluviales, dada la mayor tasa de solubilidad de los minerales que la componen. En las zonas saturadas, los iones más fuertemente retenidos serían los más atraídos por los sitios de intercambio catiónico, muy comunes en los minerales arcillosos (Hem, 1985) se observa este fenómeno para los iones de Ca^{2+} y Na^+ en las muestras de los acuíferos aluviales de la Precordillera.

El proceso de interacción agua-roca se ve influido por la transmisividad que presenten los acuíferos: esto regula el nivel de flujo. Las aguas de los acuíferos de menores transmisividades tendrían mayor grado de interacción con la roca, estas serían unidades más limosas y con menor potencial acuífero, en contraste con aquellas de mayor potencial acuífero, mayor transmisividad y por tanto menor grado de interacción agua-roca, al ser más rápido el paso del agua con la roca. Para las unidades someras, son las que presentan mayores transmisividades, pero en este caso se considera que el flujo del agua por el acuífero no es de paso sino que se almacena, por lo que también representaría alto grado de interacción con la roca.

Las aguas profundas de la Precordillera caen dentro de las facies Cl-Na. Para estas aguas, los modelos inversos a partir de agua de lluvia proponen disolución en grandes proporciones de dolomita, halita, yeso, albita, hidrofilita y gibbsita, acorde con las unidades sedimentarias de la Fm. Altos de Pica. En el proceso se observa precipitación de caolinita, montmorillonita y calcita. En este punto de profundidad, el acuífero se encuentra en condiciones reductoras de oxígeno donde las facies HCO_3^- y SO_4^{2-} no son estables, y las aguas tienden a evolucionar a las facies Cl^- . Se discute el origen de estas aguas profundas a un periodo de recarga pre-Holoceno donde el aporte de Cl^- se habría acumulado por más tiempo (Margaritz, 1990).

Para las aguas superficiales en la Precordillera, la interacción agua-roca está validada por los modelos inversos. Desde las aguas infiltradas meteóricas diluidas con dominancia de HCO_3^- a superficiales en Precordillera de facies $\text{SO}_4\text{-Na}$ se disuelven feldespatos, plagioclasas, halita, yeso, y montmorillonita. Las condiciones de este paso son oxidantes, por la cercanía a la atmósfera, la

disolución de CO₂ también juega un papel importante en el recorrido. El transporte ocurre a través de las unidades sedimentarias aluviales, no alcanza mayores profundidades por lo que los minerales de los que se nutre son principalmente de origen sedimentario, y la carga de solutos que alcanza el agua superficial es alta (CE ~ 1000 μS/cm).

En las aguas del sector oriente de la Pampa del Tamarugal los procesos de interacción agua-roca se ven influidos además por condiciones de evaporación que serán discutidas más adelante. En cuanto a la interacciones con los depósitos sedimentarios, sumados a las condiciones de evaporación se observa una concentración de los solutos por medio de disolución de yeso, montmorillonita, hidrofilita, feldespato-K y albita. En el transporte precipitan calcita, halita, caolinita y SiO₂(am), esto es posible por la sobresaturación de especies que conllevan a la precipitación.

En general se observa por los resultados de los modelos y la composición analítica que las muestras están en el dominio de la roca, en la figura 6.5 se observa un diagrama resumen de los procesos de interacción agua-roca. Se caracterizan las aguas de manantial geotermal por una interacción incipiente con unidades ignimbríticas, las aguas de acuíferos someros y superficiales con una interacción más intensa en las unidades sedimentarias aluviales, las aguas más profundas menor grado de interacción con las rocas sedimentarias de la Formación Altos de Pica.

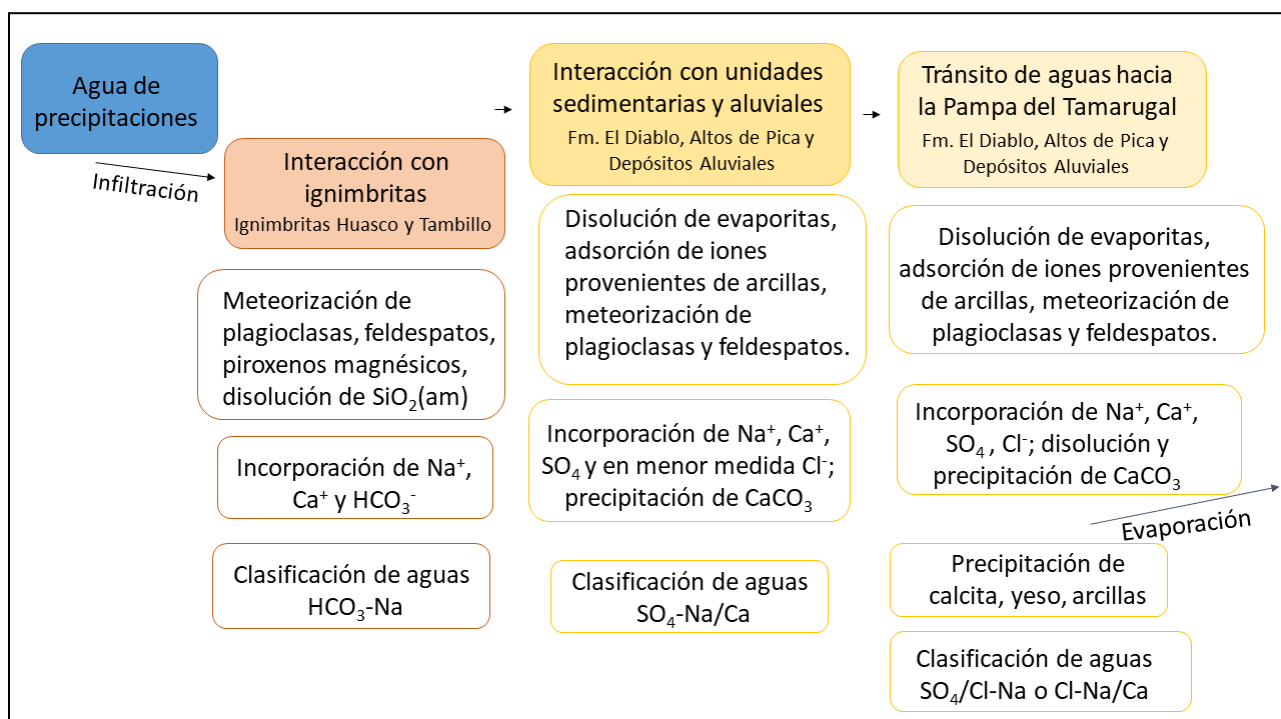


Figura 6.5. Diagrama interacción Agua-Roca.

6.5.2. Mezcla de Aguas

Como se ha mencionado anteriormente, el área de estudio está cruzada por estructuras que permiten el ascenso de aguas desde profundidades confinadas (Galli, 1962; DGA, 2014; Lopez, 2017; Lichteveout, 2020; Placencia, 2020). Se probó a través de modelos de mezcla de aguas la relación entre las profundas (>80m) y más superficiales (entre el rango de 20m y 40m de profundidad). Los modelos indican que la mezcla de aguas es satisfactoria para las muestras que se encuentran a cierto grado de profundidad, como C4W1. Se observa una componente de mezcla con aguas menos salinas (G5W1 y F3W1), pero que no satisface del todo la composición pues esta mezcla resultante estaría más concentrada en iones, por lo que se infiere otra componente de recarga más diluida de un origen probablemente más superficial.

También se prueba el proceso de mezcla de agua para componer la muestra F1W1, lo cual fue satisfactorio para la composición de aniones y no del todo para los cationes, se infiere en ese caso un proceso adicional que involucre un intercambio catiónico entre iones Na^+ y Ca^{2+} .

Según los resultados de los modelos se puede aproximar parcialmente el proceso de mezcla de aguas, pues para aguas que se encuentran más profundas, en un punto intermedio entre aguas del acuífero somero y profundo se condicen los modelos de mezcla sólo para algunos resultados (C4W1). Para las otras muestras se observa aproximación de cationes o de aniones pero no de ambas (F3W1, F1W1, G5W1), los iones que se escapan de la composición esperada en estos resultados son Na^+ y Cl^- , que tienen relación directa con el aporte de aguas profundas. Según esto F3W1 tendría muy poco aporte de aguas profundas; F1W1 podría tener aporte de aguas profundas, si además ocurre un proceso de intercambio catiónico entre Na^+ y Ca^{2+} , para este caso no se descarta que el contenido de Cl^- de esta agua también se pueda obtener por evolución geoquímica (secuencia de chevratev); Para G5W1 si se observa en general una coherencia con el modelo de mezcla de aguas, a excepción del contenido de Cl^- y Ca^{2+} que en esta muestra están menos concentrados.

Por lo tanto, el proceso de mezcla de aguas para este sector se considera como posible, pero según los resultados obtenidos se considera evidente.

6.5.3. Evaporación

En la Precordillera, se verifica por perfiles TEM y líneas de isopiezas que hay un flujo que transcurre desde la Precordillera a la Pampa del Tamarugal y este es facilitado por estructuras como

la Flexura Longacho (Lopez, 2017; DGA, 2018). Las condiciones climáticas áridas con déficit de precipitaciones y las altas tasas de evaporación evidencian el proceso de evaporación de aguas, este juega un rol importante en las composiciones de la Pampa del Tamarugal.

Los resultados de los modelos para este proceso indican que el aumento en la concentración de solutos está dado por la evaporación de agua y disolución de minerales evaporíticos como yeso, halita, y arcillas como montmorillonita. Cabe decir que, en el punto de la sobresaturación de ciertos iones, estos precipitan como fases minerales según su solubilidad. De menor a mayor, el primer mineral en precipitar es calcita, luego sales de magnesio y sulfatos (Risarcher, 1999.) –en las muestras no hay grandes cantidades de magnesio, por lo que estas sales no son de importancia en este caso–, a esta secuencia de precipitación y disolución de fases se le llama patrón evolutivo de evaporación, nos basamos en el estudio de cuencas cerradas del norte de Chile de Risarcher (1999) para identificar estos en el área.

Según la caracterización de patrones evolutivos de agua subterránea, Risarcher (1999) menciona que para evaluar la vía evolutiva del agua en la evaporación es importante la composición inicial del agua, especialmente la proporción entre sulfatos y carbonatos para definir si la vía evolutiva es carbonatada o sulfatada. Las aguas de la Precordillera albergadas en los acuíferos en general, presentan en términos de aniones composiciones sulfatadas en niveles someros y cloruradas en niveles más profundos, y en términos de cationes presentan altas concentraciones de Ca^{2+} y Na^+ , en general con mayor presencia de este último ión.

Se observa que todas las muestras de la Precordillera (a excepción de los manantiales) están más concentradas en cationes Ca^{+2} que en la suma de ($\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-$), siguiendo la vía cálcica de evaporación (Figura 6.6). Esto es, durante este proceso, el primer mineral en alcanzar la tasa de saturación es calcita con la concentración de iones Ca^{2+} y HCO_3^- . Luego, en vías de mantener el equilibrio de iones [Ca^{2+}] con la precipitación de calcita ocurre la disolución de yeso, si el proceso de evaporación sigue, precipita el yeso y dependiendo de si en la solución aumenta el ión Ca o SO_4 luego de la precipitación, queda una solución sódico-cálcica/clorurada o sódica-sulfatada/clorurada, respectivamente (Risarcher, 1999). Hacia el sector occidental de la Pampa del Tamarugal se encuentran muestras con las últimas composiciones mencionadas (D1W1 y D4W1; Figura 5.6), estas aguas son las que presentan mayores grados de evaporación, siguen las vías de evaporación sulfatadas y cálcicas respectivamente. Las aguas sulfatadas-mixtas/sódicas (D4W1) siguen una vía evolutiva sulfatada y las sódico-cálcica/cloruradas (D1W1) siguen una vía de evaporación cálcica.

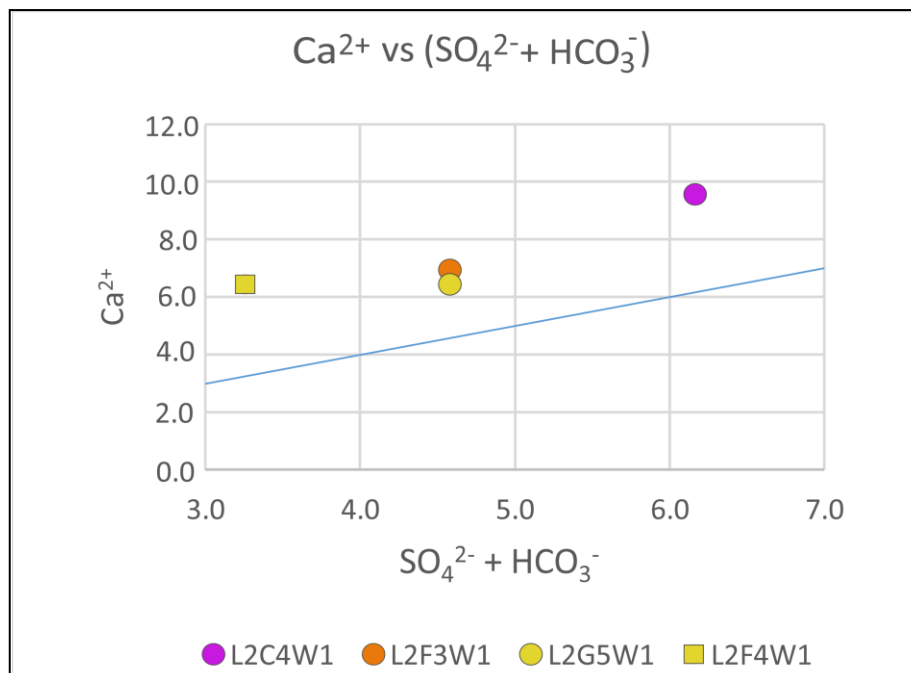


Figura 6.6. Evaluación vía evolutiva de evaporación: relación iónica Ca vs $\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-$ (en mEq/L) en muestras Precordilleranas

6.6. Modelo de evolución geoquímica

La evolución de la composición de las aguas durante su recorrido está relacionada principalmente con la interacción con las rocas y con las condiciones oxidantes/reductoras del medio. En base a esto y con la información disponible se interpreta una posible evolución geoquímica de las aguas de esta cuenca.

En un inicio, las aguas meteóricas se infiltran en condiciones oxidantes, en equilibrio con la atmósfera, estas aguas presentan una composición cercana a HCO_3^- -Na (Placencia, 2020) muy diluida en solutos (<1 mEq/L, Anexo A.2). El agua, H_2O en contacto con CO_2 reacciona produciendo H_2CO_3 , que al infiltrarse en la roca libera iones H^+ facilitando las reacciones de disolución de minerales: calcita y meteorización de feldespatos, aportando a través de estas, iones Na^+ , Ca^{2+} y HCO_3^- . Las aguas que han pasado por esta primera etapa de reacciones predominan en la facies aniónica bicarbonatada (HCO_3^-) y presentan pH alcalinos (~8). En el área a estas aguas infiltradas se les asocia su recorrido desde la recarga hasta la Precordillera a ignimbritas (Miit) y rocas sedimentarias de la Formación Altos de Pica (OMaP) (Galli, 1962; DGA, 2014; Lopez, 2017; y este trabajo), atraviesan las ignimbritas Tambillo y Huasco. El potencial hidrogeológico de estas rocas es más bien bajo, y en el área actúan como acuitardos. Las condiciones de fractura de estas rocas asociadas a las flexuras Chintaguay y Longacho permiten un aumento en su potencial

hidrogeológico y transmisividad de las aguas (López, 2017). Estas aguas en profundidad aumentan su temperatura debido al gradiente geotermal de la zona y luego ascienden a través de estructuras, manteniendo las propiedades oxidantes-alcálicas de las aguas, se manifiestan en superficie como aguas geotermales en las *cochas*, permanecen con bajo grado de salinidad clasificando como aguas dulces según la clasificación de salinidad de Lewis (1980). Grilli (1999), a través de datos isotópicos, plantea que las aguas meteóricas habrían ocupado un tiempo de 5000 años desde la infiltración para convertirse en geotermales.

En Precordillera, en un nivel somero, las condiciones de oxígeno del acuífero bajo el nivel freático se vuelven más reductoras (LDO ~ 2.5-3 mg/L), en términos geoquímicos el anión HCO_3^- se reduce y precipita calcita, para reestablecer el equilibrio de Ca^{2+} se disuelve yeso y de esta forma la composición transita a una composición más sulfatada, la estabilidad del sulfato está limitada por condiciones reductoras de las aguas bajo el nivel freático. En este nivel acuífero las aguas presentan principalmente composiciones $\text{SO}_4\text{-Na}$ a Ca . En cuanto a salinidad, según Lewis 1980, estas aguas clasifican como aguas dulces mineralizadas, tienen mayor grado de salinidad que las geotermales de manantial: se asocia esto a largos periodos de residencia de las aguas en los acuíferos y por lo tanto, más tiempo reaccionando con los minerales de las rocas de depósitos aluviales de la Fm. El Diablo (yeso, halita, feldespatos, arcillas). A mayor profundidad (50-80m) las aguas clasifican en salinidad como dulces mineralizadas, presentan aumento en el contenido aniónico, variando la composición a una componente clorurada y también aumenta el contenido de oxígeno disuelto, lo que podría indicar las mezclas de aguas con aguas geotermales que ascienden desde niveles más profundos.

A mayor profundidad (180m), en un nivel confinado, las aguas adquieren una composición Cl-Na , con alto contenido de solutos (CE ~ 3800 $\mu\text{S/cm}$). Los sulfatos se reducen y el HCO_3^- del producto precipita en calcita. La composición clorurada altamente salina se estima que se obtiene de minerales evaporíticos de la Fm. Altos de Pica en profundidad (López, 2017). Según los modelos geoquímicos, en este nivel el enriquecimiento de iones se obtiene a través de la disolución de halita y yeso, además de disolución de gibbsita, feldespatos-k y albita por meteorización. Además, las condiciones reductoras del acuífero efectúan la precipitación de calcita y yeso, quedando el ión Cl^- disuelto en la solución, concentración por proceso residual. Se estima que estas aguas se recargan desde tiempos pre-holocenos y que esta no tendría relación directa con las aguas meteóricas de la Precordillera sino más bien por aguas profundas infiltradas desde quebradas de más al norte (Margaritz, 1990) como la Quebrada Aroma y Tarapacá. Se asocia la evolución de facies de las

aguas a un largo recorrido subterráneo que viene asociado a la acumulación de Cl^- por disolución gradual de haluros (Allan Freeze y John Cherry, 1979).

Las aguas superficiales, adquieren composiciones de las facies $\text{SO}_4\text{-Na}$. Se observa interacción con rocas sedimentarias: disolución de feldespatos y minerales evaporíticos y precipitación de calcita y arcillas. Estas aguas circularían en condiciones oxidantes a través de las rocas sedimentarias de la Fm. El Diablo y los depósitos aluviales.

Se observa la evolución de las aguas en secuencia composicional $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Cl}$, el anión predominante varía según a las capacidades oxidativas del acuífero y la estabilidad de los solutos en solución, las sales bicarbonatadas por sus bajas tasas de solubilidad tienden a precipitar con facilidad en los sistemas, cambiando las composiciones de las aguas desde bicarbonatadas a sulfatadas, y luego la reducción de los sulfatos permite la transición a aguas cloruradas (Hem, 1985). En general se observa que las composiciones de las aguas están en el dominio de la roca, se observa coherencia entre composición y grado de interacción con el tipo de roca.

Hacia la Pampa del Tamarugal la evolución de las composiciones de las aguas están relacionadas además de la interacción agua-roca, con procesos de evaporación y recargas provenientes de otras direcciones de flujo (Scheihing, 2017), las aguas en este sector presentan composiciones $\text{SO}_4\text{-Ca}$, $\text{SO}_4\text{-Na}$, Cl-Ca , Mixtas-Na y Cl-Mixtas . Se observa que las aguas de este sector han sufrido procesos de evaporación, especialmente las que muestran según los diagramas stiff (Figura 5.6) un marcado intercambio iónico, marcando vías sulfatadas y cálcicas de evaporación.

A modo resumen, los procesos hidrogeoquímicos que influyen en la evolución de la composición geoquímica de las aguas se resumen en la figura 6.7, dónde se identifican los procesos de interacción agua-roca, mezclas de agua y evaporación. La geología e hidrogeología de la figura está basada en la literatura de Blanco *et al.*, 2012, López *et al.*, 2017 y Viguiet *et al.*, 2019.

Donde a modo general los manantiales bicarbonatados representan una circulación profunda y rápida. Son aguas de bajo contenido iónico alta temperatura y pH alcalino. En el transporte, interactúan con las rocas volcánicas ignimbríticas, tomando composición tendiente a bicarbonatada sódica. Representan agua que se infiltra por las ignimbritas y asciende a través de las fallas.

Las aguas someras, presentan composiciones $\text{SO}_4\text{-Ca}$, $\text{SO}_4\text{-Na}$ a Cl-Ca , se asocian a un mayor tiempo de residencia en el acuífero. Presentan alto contenido de sales, el que se asocia a un mayor

grado de interacción con la roca, por el grado de solubilidad de los minerales de la roca almacén, provenientes de depósitos sedimentarios aluviales, de mayor solubilidad como yeso y halita.

Las aguas superficiales, circulan en condiciones oxidantes a través de las rocas sedimentarias a un nivel superficial tomando composiciones mixtas-Na.

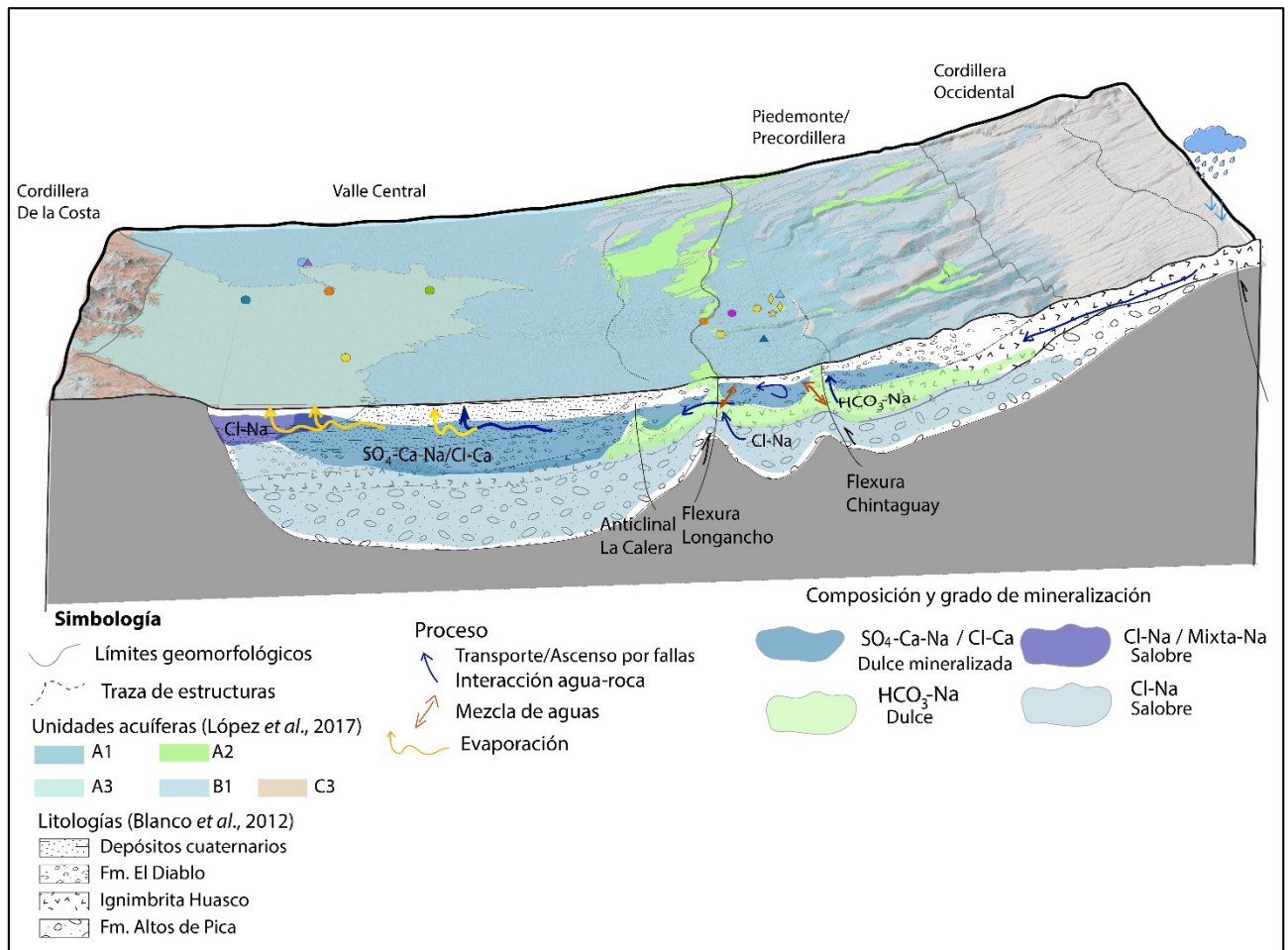


Figura 6.7. Modelo conceptual. Procesos hidrogeoquímicos, caracterización de facies y rutas de circulación de las aguas de Pica y la Pampa del Tamarugal.

Para las aguas profundas, se estima que su recarga provendría de las cuencas ubicadas más al norte como son la Quebrada Aroma y la Tarapacá, y que además el periodo de recarga se produjo en tiempos pre-holocenos. Su concentración de sales se debe al largo periodo de interacción con las rocas que las han almacenado durante el recorrido.

Finalmente, procesos de evaporación ocurren en las aguas de la Pampa del Tamarugal, desde las aguas recargadas desde el sector oriental en la Precordillera, la evolución de su composición está marcada por la composición inicial de estas muestras, siguiendo la vía cálcica de evaporación.

7. Conclusiones

El área de estudio se puede dividir en las áreas Precordilleranas y Pampeanas, el límite entre estas está dado por las estructuras Oligocenas que conforman el piedemonte: la Flexura Longacho.

En cuanto a la caracterización geoquímica de las aguas de la Precordillera, estas inician con composición bicarbonatada en el agua de lluvia al momento de la infiltración en la alta cordillera. En Pica, las aguas afloran en manantiales geotermales, con composiciones mixtas-sódicas cercanas al límite bicarbonatado; las muestras de pozos someros y semiprofundos presentan dulces mineralizadas a salobres, la presencia de iones disueltos aumenta con la profundidad de la muestra y sus respectivas composiciones evolucionan de mixtas-sódicas a sulfatadas-sódicas y cloruradas cálcicas. Para las aguas de la Pampa del Tamarugal, las composiciones se presentan como sulfatadas-sódicas, sulfatadas-cálcicas, mixtas sódicas, cloruradas-cálcicas y cloruradas sódicas. El contenido iónico es mayor que las aguas de la Precordillera, las salinidades son dulces mineralizadas a salobres. Las estructuras presentes son importantes para la circulación de agua subterránea, destacan las flexuras Chintaguay y Longacho para el ascenso de aguas verticales, y esta última, permite el paso de aguas desde la Precordillera a la Pampa del Tamarugal.

Los procesos geológicos que influyen en estas composiciones son, para las aguas de la Precordillera, principalmente interacción agua roca, las aguas de manantiales geotermales tienen influencia de disolución de ignimbritas por la disolución de feldespatos potásicos y sódicos, por sus altas temperaturas se asocian a una circulación profunda. Las aguas de pozos someros y semiprofundos, su composición está marcada por la interacción con las rocas sedimentarias aluviales que contienen el acuífero, donde la presencia de evaporitas: halita, yeso, y su proceso de disolución, es clave para marcar su composición, y una posible componente de mezcla con las aguas geotermales que ascienden por las fracturas. Para las aguas superficiales se interpreta interacción con las rocas sedimentarias aluviales de la Fm. El Diablo, disolviendo feldespatos y evaporitas. Estas reacciones se producen en condiciones oxidantes.

Para las aguas de la Pampa del Tamarugal, los procesos geológicos que influyen en la composición son interacción agua-roca con depósitos aluviales Holocenos, y evaporación. En el sector oeste se, presentan mayor contenido salino por estar más expuestas a evaporación, las aguas obtenidas de mayores profundidades están menos cargadas en sales. La disolución de minerales yeso, halita, y arcillas juega un rol importante en las composiciones de las aguas de la Pampa. En la evaporación, los iones se concentran hasta la saturación, los principales productos de la evaporación son calcita,

y yeso, halita en menor grado. El proceso de mezcla de aguas no se presenta de forma evidente pero sí de forma posible a través de las fracturas que están presentes en el área.

En este trabajo no se considera la componente antrópica en la composición de aguas pues esta está relacionada con el contenido de nitratos NO_3^- y fosfatos PO_4^- , elementos que no están incluidos en las reacciones analizadas.

Para las aguas geotermales se interpreta una circulación profunda a través de las ignimbritas que luego ascendería por las estructuras verticales. Para las aguas someras se interpreta una componente de recarga desde niveles más someros, y otra desde niveles profundos a través de las fallas. Las aguas superficiales se relacionan con los niveles más someros de recarga y; Las aguas profundas no se relacionan directamente con la recarga de la Precordillera sino con un transporte más lejano proveniente desde el norte, y con una recarga más antigua. Finalmente las aguas de la Pampa del Tamarugal habrían tenido un periodo importante de recarga en tiempos pre-holocenos y actualmente reciben aportes desde la Precordillera a través de las fracturas y desde flujos desde el norte (Scheihing, 2017).

Referencias

Álvarez, S. Dirección General de Aguas (2018). Evaluación de la oferta de recursos hídricos subterráneos en el sector acuífero Pica, Chile. DGA. Departamento de Administración de Recursos Hídricos. <https://bibliotecadigital.ciren.cl/handle/20.500.13082/32395>.

Alpers, C. y Brimhall, G. (1988). Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: Evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Bulletin of the Geological Society of America* 100 (10), 1640

Aravena, R. (1995). Isotope hydrology and geochemistry of northern Chile groundwaters. *Bulletin Institut Français Études Andines*, 24, 495–503.

Arenas H., A. Dirección General de Aguas. Chile. (2014). Investigación y análisis de los mecanismos de recarga de la Pampa del Tamarugal. DGA. División de Estudios y Planificación. <https://bibliotecadigital.ciren.cl/handle/20.500.13082/32706>.

Blanco, N.; Vásquez, P.; Sepúlveda, F.; Tomlinson, A.; Quezada, A. y Ladino, M. (2012). Levantamiento geológico para el fomento de la exploración de recursos minerales e hídricos de la Cordillera de la Costa, depresión central y precordillera de la región de Tarapacá [20°-21°S]. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-12-50*, 246 p., 7 mapas escala 1:100.000, Santiago.

Blanco, N.; Tomlinson, A. (2013). Carta Guatacondo, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, *Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 156*, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Börgell, R. (1983). Geografía de Chile: Tomo II, Geomorfología. Instituto Geográfico Militar, 182.

Dirección General de Aguas (DGA)-GHD. (2012). Levantamiento de Información Hidrogeológica para Modelación Acuífero de Pica, Cuenca de la Pampa del Tamarugal, Región de Tarapacá.

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 y Llamara. Estudio de Impacto Ambiental Proyecto Pampa Hermosa.

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

Fritz, P.; Suzuki, O.; Silvia, C. y Salati, E. (1981) Isotope hydrology of groundwater in the Pampa del Tamarugal, Chile. *Journal Hydrology* 53(1–2):161–184. doi:10.1016/0022-1694

Galli, C. O. y Dingman, R. J. (1962). Cuadrángulos Pica, Alca, Matilla y Chacarilla. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, v. 3, Nos 2, 3, 4, 5*.

Garreaud, R. D., Molina, A., y Farias, M. (2010). Andean uplift, ocean cooling and Atacama hyperaridity: A climate modeling perspective. *Earth and Planetary Science Letters*, 292(1-2), 39-50.

Gayo, E.M.; Latorre, C.; Jordan, T.E.; Nester, P.L.; Estay, S.A.; Ojeda, K.F. y Santoro, C.M. (2012a). Late Quaternary hydrological and ecological changes in the hyperarid core of the northern Atacama Desert (~21°S). *Earth Science* 113(3–4):120–140. doi:10.1016/j.earscirev.2012.04.003

Gayo, E.M.; Latorre, C.; Santoro, C.M.; Maldonado, A. y de Pol-Holz, R. (2012b). Hydroclimate variability in the low-elevation Atacama Desert over the last 2500 yr. *Climate of the Past* 8(1):287–306. doi:10.5194/cp-8-287-2012

Hartley, A., (2003). Andean uplift and climate change. *Journal of the geological society*. Vol 160 no 1, 7–10.

Houston, J. (2002). Groundwater recharge through an alluvial fan in the Atacama Desert, northern Chile: mechanism, magnitudes and causes. *Hydrological processes*, vol 16 no15, 3019-3035

Houston, J. (2006). Variability of precipitation in the Atacama Desert: its causes and hydrological impact. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 26(15), 2181-2198.

Houston, J., & Hartley, A. J. (2003). The central andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama Desert. *International Journal of Climatology*, 23(12), 1453–1464. Doi:10.1002/joc.938

Jayne, R.S.; Pollyea, R.M.; Dodd, J.P. y Swanson, S.K.. (2016) Spatial and temporal constraints on regional-scale groundwater flow in the Pampa del Tamarugal Basin, Atacama Desert, Chile. *Hydrogeology Journal* 24, 1921–1937. doi.org/10.1007/s10040-016-1454-3.

JICA-DGA-PCI (Japanese International Cooperation Agency, Dirección General de Aguas, Pacific Consultants International) (1995) The study on the development of Water Resources in northern Chile. Technical reports. Supporting reports B and C, Centro de Información de Recursos Hídricos, Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas, Santiago, Chile

Ladino, M. (2011). Geología de los Cuadrángulos Mamiña y Quipisca, Región de Tarapacá. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-11-46*: 31 p., 2 mapas escala 1:50.000. Santiago

Lictevout, E.; Abellanosa, C.; Maass, C.; Pérez, N.; Yáñez, G. y Véronique, L. (2020). Exploration, mapping and characterization of filtration galleries of the Pica Oasis, northern Chile: A contribution to the knowledge of the Pica aquifer. *Andean Geology* 47 (3): 529-558. doi:10.5027/andgeoV47n3-3272

López, L. A.; Cifuentes, J. L.; Fuentes, F. C.; Neira, H. A.; Cervetto, M. M.; Troncoso, R. A. y Feuker, P. (2017). Hidrogeología de la Cuenca de la Pampa del Tamarugal, Región de Tarapacá. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Hidrogeología*, 6, 186.

Martinez, D. E.; Bocanegra, E. M. y Manzano, M. (2000). La modelación hidrogeoquímica como herramienta en los estudios hidrogeológicos. *Boletín Geológico y Minero*, 83-97. http://www.igme.es/Boletin/2000/111_4.htm#5

Magaritz, M.; Aravena, R.; Peña, H.; Suzuki, O. y Grilli, A. (1990). Source of groundwater in the deserts of northern Chile: evidence of deep circulation of groundwater from the Andes. *Ground Water* 28(4):513–517. doi:[10.1111/j.1745-6584.1990.tb01706.x](https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1990.tb01706.x)

Parkhurst, D.L. y Appelo, C.A.J. (2013). Description of input and examples for PHREEQC version 3—A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations: *U.S. Geological Survey Techniques and Methods*, book 6, chap. A43, 497 p., disponible solo en <http://pubs.usgs.gov/tm/06/a43/>.

Piper, A. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. *Transactions American Geophysical Union*. 25 (6): 914-923.

Placencia, G. (2020). Las aguas subterráneas del oasis de Pica: patrones de circulación y procesos de contaminación en el Desierto de Atacama. Memoria para optar a magister en ciencias mención geología. Universidad de Chile. Departamento de Geología: 100pp. Santiago de Chile.

Porras Martín, J.; López-Guerrero, P. N.; Alvarez-Fernández, C.; Fernández-Uría, A. y Gimeno, M. V. (1985). Composición química de las aguas subterráneas naturales. *Calidad y 82ubterráneas82 de las aguas 82ubterráneas en España*.

Uribe, J.; Muñoz, J.F.; Gironás, J.; Oyarzún, R.; Aguirre, E. y Aravena, R. (2015). Assessing groundwater recharge in an Andean closed basin using isotopic characterization and a rainfall-runoff model: Salar del Huasco basin, Chile. *Hydrogeology Journal* 23: 1535–1551. DOI 10.1007/s10040-015-1300-z

Salazar, C.; Rojas, L. y Pollastri, A. (1999). Evaluación de recursos hídricos en el sector de Pica, hoya de la Pampa del Tamarugal. I región, Chile. Dirección General de Aguas. Ministerio de Obras Públicas. Chile. 16p.

Scheihing, K.W.; Moya, C.E. y Tröger, U. (2017). Insights into Andean slope hydrology: reservoir characteristics of the thermal Pica spring system, Pampa del Tamarugal, northern Chile. *Hydrogeology Journal*, 25(6), 1833. doi:[10.1007/s10040-017-1533-0](https://doi.org/10.1007/s10040-017-1533-0).

Sillitoe, R. y McKee, E. (1996). Age of supergene oxidation and enrichment in the Chilean porphyry copper province. *Economic Geology*, 91 (1), 164.

Stiff, H. 1951. The Interpretation of Chemical Water Analysis by Means of Patterns. *Journal of Petroleum Technology*. 3 (10): 15-17.

Struckmeier, W.F. y Margat, J. (1995). Hydrogeological maps: a guide and a standard legend. Vol 17, Verlag Heinz Heise, 177 p. Hannover, Alemania.

Vásquez, P. y Sepúlveda, F.A. (2013). Cartas Iquique y Pozo Almonte, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica Nos. 162-163, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Vergara, H. y Thomas A. (1984). Hoja Collacagua. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile N° 59, Escala 1:250.000. Hoja Collacagua. Región de Tarapacá.

Victor, P.; Oncken, O. y Glodny, J. (2004), Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20 and 21°S (northern Chile), *Tectonics*, 23, TC4004, doi:10.1029/2003TC001519

Viguiet, B., Hervé, J., Yáñez, G., Lira, E.S., Leonardi, V., Moya, C.E., Pérez, Tiaren.Garcí., Maringue, José. y Lictevoud, E. (2018), Multidisciplinary study for the assessment of the geometry, boundaries and preferential recharge zones of an overexploited aquifer in the Atacama Desert (Pampa del Tamarugal, Northern Chile), *Journal of South American Earth Sciences*, 86, 366-383, doi:10.1016/j.jsames.2018.05.018.

Viguiet, B., Daniele, L., Hervé, J., Leonardi, V. y Yáñez, G. (2019): Changes in the conceptual model of the Pampa del Tamarugal Aquifer: Implications for Central Depression water resources, *Journal of South American Earth Sciences*, 94, 102217, doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102217.

Viguiet, B., Hervé, J., Leonardi, V., Lictevoud, E. y Daniele, L. (2020): Water table variations in Atacama Desert alluvial fans: discussion of “Evidence of short-term groundwater recharge signal propagation from the Andes to the central Atacama Desert: a singular spectrum analysis approach”, *Hydrological Sciences Journal*, 65(9), 1606-1613, doi:10.1080/02626667.2020.1764001



Universidad de Concepción
Facultad de Ciencias Químicas
Departamento Ciencias de la Tierra



ANEXO

Tabla A.1. Resultados Balance Iónico (r = mEq/L).

ID	Muestra	rNa⁺	rK⁺	rCa²⁺	rMg²⁺	rCl⁻	rSO₄²⁻	rNO₃⁻	rHCO₃⁻	Balance %
1	L2A2W1	2	0,0	1,0	0	0,7	0,78	0,055	1,41	2,08
2	L2C1W1	7	0,8	8,7	2	6,9	9,62	0,121	1,61	0,04
3	L2C1W2	8	0,8	10,9	2	10,8	9,73	0,179	1,44	0,82
4	L2C2W1	9	0,8	6,7	2	7,0	9,61	0,105	1,51	0,46
5	L2C3W1	5	0,1	2,2	0	1,7	1,97	0,082	2,95	1,89
6	L2C4W1	7	0,3	6,2	1	4,5	6,87	0,263	2,68	0,03
7	L2D1W1	17	1,1	9,9	3	23,6	5,42	0,211	1,59	0,12
8	L2D4W1	16	0,7	2,6	1	8,4	9,56	0,106	2,60	1,09
9	L2F1W1	6	0,2	9,0	0	6,6	6,08	1,531	0,84	0,34
10	L2F2W1	2	0,0	1,0	0	0,7	0,81	0,049	1,30	2,45
11	L2F3W1	7	0,2	3,7	0	2,5	7,42	0,073	0,61	0,47
12	L2F4W1	6	0,1	3,3	0	3,2	4,11	0,002	2,31	1,98
13	L2G5W1	6	0,2	4,6	1	3,2	3,98	0,494	2,95	1,97
14	L2G6W1	24	0,1	13,9	0	24,6	13,34	0,026	0,07	0,30
15	L2H2W1	4	0,6	8,7	1	5,6	8,49	0,048	1,07	0,06

Tabla A.2. Concentraciones de las muestras en mEq/L

Muestra	Na+ (mEq/L)	K+ (mEq/L)	Ca 2+ (mEq/L)	Mg 2+ (mEq/L)	Cl- (mEq/L)	SO4 2- (mEq/L)	HCO3- (meq/L)
L2A1W1	491	10,1	20,6	110	553,8	57,1	2,18
L2A2W1	2,0	0,02	1,0	0,01	0,7	0,8	1,41
L2C1W1	6,8	0,77	8,7	1,93	6,9	9,6	1,61
L2C1W2	7,7	0,81	10,9	2,46	10,8	9,7	1,44
L2C2W1	9,2	0,78	6,7	1,68	7,0	9,6	1,51
L2C3W1	4,6	0,05	2,2	0,19	1,7	2,0	2,95
L2C4W1	6,5	0,27	6,2	1,39	4,5	6,9	2,68
L2D1W1	16,6	1,11	9,9	3,26	23,6	5,4	1,59
L2D4W1	16,3	0,65	2,6	0,69	8,4	9,6	2,60
L2F1W1	5,9	0,19	9,0	0,02	6,6	6,1	0,84
L2F2W1	2,1	0,02	1,0	0,01	0,7	0,8	1,30
L2F3W1	6,5	0,17	3,7	0,12	2,5	7,4	0,60
L2F4W1	6,5	0,14	3,3	0,44	3,2	4,1	2,31
L2G5W1	5,7	0,17	4,6	0,67	3,2	4,0	2,95
L2G6W1	23,7	0,12	13,9	0,08	24,6	13,3	0,07
L2H2W1	4,5	0,56	8,7	1,43	5,6	8,5	1,07
Lluvia	0,4	0,04	0,9	0,06	0,3	0,3	0,71

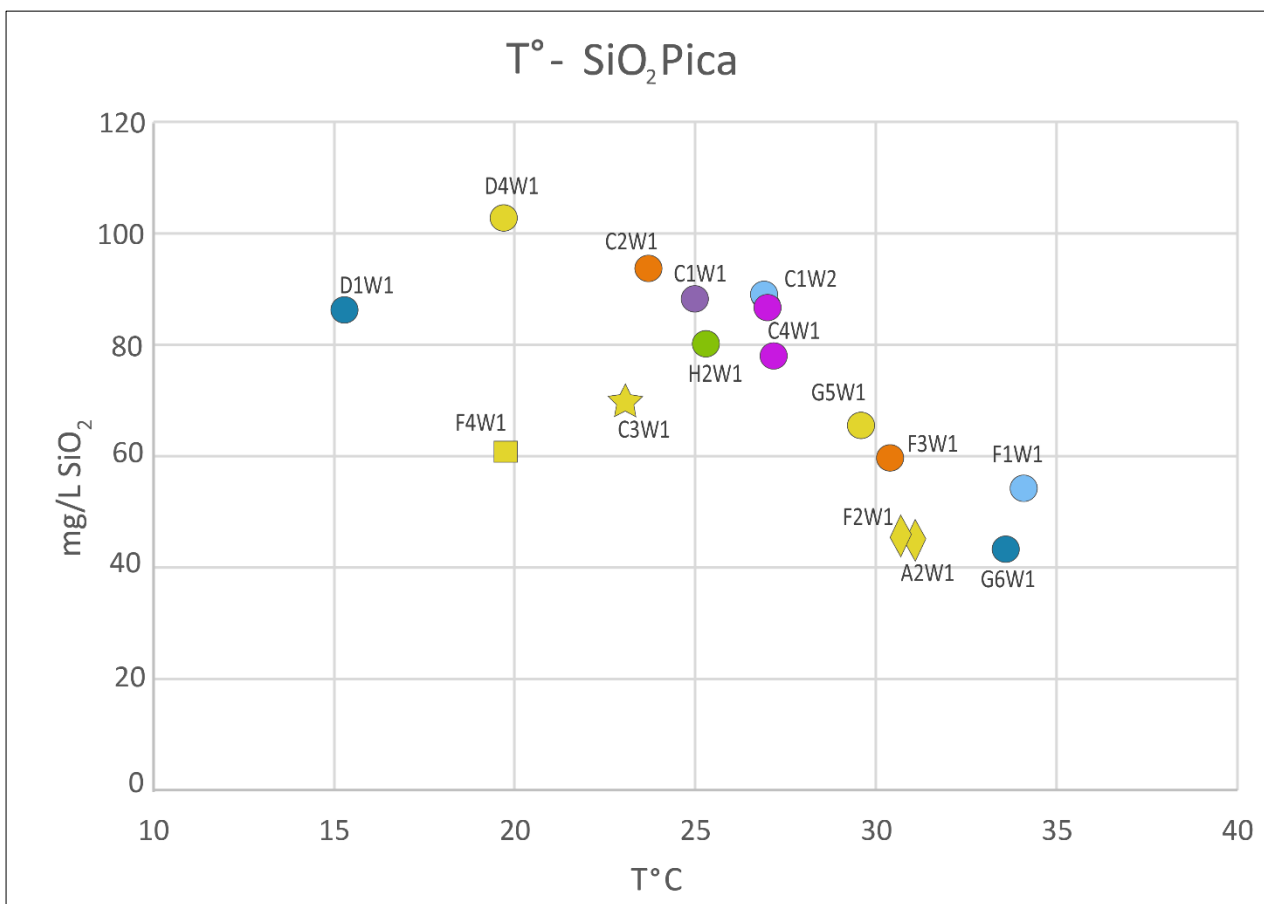


Figura A.1. Diagrama [silice mg/L] vs Temperatura °C,