



**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN**  
**FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS**  
**DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA**



# **CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DEL SALAR AGUAS CALIENTES II, REGIÓN DE ANTOFAGASTA, CHILE.**

**Habilitación profesional para optar al Título de Geólogo**

**Bastián Ignacio Poncell Valenzuela**

**Profesora Guía:** Dra. Fernanda Carolina Álvarez Amado

**Profesor Co-Guía:** Dr. Jonnathan Eduardo Álvarez Fuentes

**Profesora Comisión:** Dra. Javiera Paz Gerding González

**Concepción 2025**



# ÍNDICE DE CONTENIDOS

<b>1.</b>	<b>INTRODUCCIÓN</b> .....	1
1.1	<b>PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA</b> .....	1
1.2	<b>OBJETIVOS</b> .....	2
1.2.1	OBJETIVO GENERAL .....	2
1.2.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	2
1.3	<b>UBICACIÓN Y ACCESOS</b> .....	3
1.4	<b>TRABAJOS ANTERIORES</b> .....	3
1.5	<b>AGRADECIMIENTOS</b> .....	5
<b>2.</b>	<b>MARCO GEOLÓGICO REGIONAL</b> .....	7
2.1	<b>UNIDADES MORFOESTRUCTURALES</b> .....	7
2.2	<b>UNIDADES GEOLÓGICAS</b> .....	9
2.2.1	ROCAS ESTRATIFICADAS .....	10
2.2.1.2	Ignimbrita Pampa Chamaca (Plioceno Superior) .....	11
2.2.1.3	Ignimbrita Tuyajto (Pleistoceno) .....	12
2.2.1.4	Secuencias volcánicas del Mioceno Superior .....	13
2.2.1.5	Secuencias volcánicas del Plioceno.....	13
2.2.1.6	Secuencias volcánicas del Plioceno-Pleistoceno .....	13
2.2.1.7	Secuencias volcánicas del Pleistoceno-Holoceno.....	14
2.2.2	DEPÓSITOS NO CONSOLIDADOS Y SALINOS .....	14
2.2.2.1	Depósitos aluviales .....	14
2.2.2.2	Depósitos coluviales .....	14
2.2.2.3	Depósitos laháricos .....	15
2.2.2.4	Salar Aguas Calientes II.....	15
2.3	<b>GEOLOGÍA ESTRUCTURAL</b> .....	15
<b>3.</b>	<b>MARCO HIDROLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO</b> .....	18
3.1	<b>CUENCA SALAR AGUAS CALIENTES CENTRO</b> .....	19
3.2	<b>CUENCA LAGUNA LEJIA</b> .....	22
3.3	<b>CUENCA SALAR DE QUISQUIRO</b> .....	22
3.4	<b>CUENCA PUNTAS NEGRAS</b> .....	23
<b>4.</b>	<b>METODOLOGÍA</b> .....	24
4.1	<b>TRABAJO DE TERRENO Y MUESTREO</b> .....	24
4.2	<b>ANÁLISIS DE LABORATORIO</b> .....	26
4.3	<b>PROCESAMIENTO E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS</b> .....	28

<b>5.</b>	<b>RESULTADOS</b> .....	30
<b>5.1</b>	<b>PARÁMETROS FISICOQUÍMICOS</b> .....	31
<b>5.2</b>	<b>HIDROGEOQUÍMICA</b> .....	33
5.2.1	DIAGRAMA PIPER .....	33
5.2.2	DIAGRAMA DE STIFF .....	35
5.2.3	DIAGRAMA DE SCHOELLER.....	37
5.2.4	ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE ELEMENTOS MAYORITARIOS .....	37
5.2.5	ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE ELEMENTOS MENORES Y TRAZA.....	41
<b>5.3.</b>	<b>SEDIMENTOS FINOS</b> .....	44
<b>6.</b>	<b>DISCUSIÓN</b> .....	49
<b>6.1</b>	<b>PARÁMETROS FISICOQUÍMICOS</b> .....	49
<b>6.2</b>	<b>PROCESOS HIDROGEOQUÍMICOS</b> .....	51
<b>6.3</b>	<b>ORIGEN DEL LITIO Y MINERALOGÍA DE LOS SEDIMENTOS</b> .....	60
<b>7.</b>	<b>CONCLUSIÓN</b> .....	65
<b>8.</b>	<b>REFERENCIAS</b> .....	67

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1.1 Mapa de ubicación y acceso a la zona de estudio.....	3
2.1 Morfoestructuras de los Andes Centrales.....	7
2.2 Mapa geológico de la zona de estudio.....	10
2.3 Mapa estructural simplificado de la Cuenca del Salar de Atacama entre la Precordillera y la Cordillera Occidental. ....	17
3.1 Cuencas de la Región de Antofagasta.....	18
3.2 Cuencas colindantes con la zona de estudio .....	19
3.3 Perfil hidrológico Salar Aguas Calientes 2 – Puntas Negras.....	20
3.4 Patrones de flujo superficial y subterráneo en las cuencas del Grupo Norte del sistema piloto de la Región de Antofagasta .....	21
4.1 Trabajo de terreno .....	25
4.2 Tratamiento de las muestras de sedimento .....	26
4.3 Montaje de las muestras para análisis de DRX.....	27
5.1 Distribución de puntos de muestreo en el Salar de Aguas Calientes II .....	30
5.2 Diagrama Piper de las aguas naturales .....	34
5.3 Tipo de aguas.....	35
5.4 Diagramas Stiff de las aguas naturales .....	36
5.5 Diagrama de Schoeller de las muestras de agua del Salar de Aguas Calientes II.....	37
5.6 <i>Boxplot</i> de los elementos mayoritarios .....	38
5.7 Mapa de calor de correlación de Pearson para los elementos mayoritarios.....	39
5.8 Dendrograma de elementos mayores.....	40
5.9 <i>Boxplot</i> de los elementos menores y traza.....	41
5.10 Mapa de calor de correlación de Pearson para los elementos traza.....	42
5.11 Dendrograma de elementos traza.....	43
5.12 Gráfico de barras apiladas.....	45
5.13 <i>Boxplot</i> de los elementos correspondientes a los sedimentos.....	46
5.14 Mapa de calor de correlación de Pearson para los elementos de los sedimentos finos.....	47
5.15 Dendrograma de elementos.....	48
6.1 Gráficos de dispersión de elementos mayores.....	52
6.2 Secuencia de meteorización de Goldich (1938) .....	54
6.3 Reacciones de disolución con liberación de $\text{Ca}^{2+}$ .....	55
6.4 Diagrama bivariado logarítmico de $r\text{Cl}/r\text{Br}$ en función de $r\text{Cl}$ .....	57
6.5 Gráficos bivariados de las concentraciones de litio, boro y bromo en función del cloruro.....	59
6.6 Diagrama de flujo para la concentración evaporítica de aguas de entrada (Hardie y Eugster, 1970 en Risacher & Fritz, 2009).....	63

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla</b>		<b>Página</b>
3.1	Entradas y salidas del Grupo Norte de cuencas del sistema piloto II Región.....	22
5.1	Parámetros fisicoquímicos de las muestras de agua obtenidos <i>in situ</i> .....	32
5.3	Fases minerales presentes en las muestras de sedimentos.....	44

## RESUMEN

Los salares altoandinos son sistemas geológicos que se desarrollan en cuencas cerradas sometidas a condiciones extremas de aridez, elevada evaporación y escasa recarga hídrica. Su evolución está determinada por la interacción entre factores climáticos, tectónicos e hidrogeológicos, lo que favorece la formación de salmueras concentradas y depósitos evaporíticos. En este contexto, se estudió el sistema geoquímico del Salar Aguas Calientes II (Región de Antofagasta, Chile), con el objetivo de interpretar los procesos que controlan la composición química de sus aguas y sedimentos. Se analizaron 13 muestras de aguas naturales, todas con parámetros fisicoquímicos determinados *in situ*, y un subconjunto de 7 muestras con análisis químicos de elementos mayores, menores y traza. Adicionalmente, se caracterizaron y estudiaron 9 muestras de sedimentos superficiales mediante difracción de rayos X (DRX) y análisis químicos por ICP-OES. Las aguas presentan pH neutro a levemente alcalino, y mayoritariamente se clasifican como del tipo Na-Cl y salobres; no obstante, dos muestras corresponden a salmueras concentradas. Los diagramas hidrogeoquímicos evidencian procesos simultáneos de mezcla entre aguas de aporte y salmueras profundas, disolución de evaporitas enterradas y evaporación progresiva bajo condiciones de aridez extrema. La ausencia de litio detectable en sedimentos, contrastada con su presencia en aguas, sugiere una lixiviación profunda vinculada a fluidos geotermales en contacto con unidades volcánicas con contenidos de litio. Mineralógicamente, los sedimentos contienen fases detríticas (cuarzo, plagioclasas, anfíboles, filosilicatos), evaporíticas (calcita, yeso), sílice amorfa y pirita, esta última posiblemente asociada a procesos biogeoquímicos localizados en ambientes anóxicos. Los resultados permiten establecer un modelo integrado para la dinámica geoquímica del sistema, contribuyendo al entendimiento de los salares altoandinos como sistemas hidrológicos y geoquímicos complejos.

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El Altiplano-Puna es una morfoestructura de América del Sur que comprende el norte de Chile, el centro y sur del Perú, la parte occidental de Bolivia y el noroeste de Argentina. En ella se ubican cuencas sedimentarias formadas en su mayoría sobre los 3.500 metros sobre el nivel del mar (m s.n.m.), producto del intenso tectonismo y la actividad volcánica existente (Johnson, 2009). En la Región de Antofagasta, el Altiplano se extiende al este del Salar de Atacama, entre los 4.000 y 6.000 m s.n.m., albergando numerosos volcanes de grandes elevaciones, que delimitan una gran cantidad de cuencas pequeñas, las cuales generalmente están ocupadas por lagunas y salares (Risacher *et al.*, 1999b).

Los salares son sistemas geológicos que se desarrollan en cuencas cerradas (desde los 1.000 hasta más de 4.000 m s.n.m.), donde la acumulación de aguas superficiales y subterráneas, junto con condiciones de elevada evaporación y escasa recarga, conduce a la formación de depósitos evaporíticos. A lo largo del tiempo, estos ambientes generan secuencias de sedimentos y sales producto de la evaporación repetida, cuya evolución depende de la historia tectónica, climática e hidrogeológica de cada cuenca. Se distinguen salares maduros, dominados por halita y salares inmaduros, con predominio de sedimentos clásticos. En su interior se desarrollan salmueras durante periodos geológicos prolongados, en escalas de entre 10.000 y 100.000 años. Estas son soluciones salinas concentradas, originadas por la infiltración de aguas meteóricas que disuelven sales al interactuar con las rocas del entorno, y que posteriormente se concentran por evaporación en el subsuelo, alcanzando en muchos casos la saturación en halita o yeso (Houston *et al.*, 2011).

En este contexto la gran cantidad de salares que se encuentran en el norte de Chile se explica por diversos factores geológicos y climáticos. La tectónica, que da origen a cordones montañosos, capaces de generar cuencas cerradas; el clima hiper-árido, que permite una baja cantidad de precipitaciones junto con una alta tasa de evaporación; y el volcanismo cenozoico, que aporta una importante carga de componentes químicos mediante la lixiviación de sus rocas (Risacher *et al.*, 1999b). Esta lixiviación está vinculada a la erosión de las rocas circundantes a los salares por la

infiltración y paso de aguas meteóricas a través de ellas. Siendo el proceso de erosión el principal factor geológico que determina el comportamiento químico de las salmueras (Houston *et al.*, 2011; Muñoz, 2023).

En el Altiplano-Puna se concentran numerosos salares que contienen núcleos salinos enriquecidos en elementos de interés económico como potasio, boro y principalmente el litio (Muñoz, 2023). Este último es un metal alcalino, ampliamente utilizado en la confección de baterías de iones de litio por su alta capacidad de conducción y almacenamiento eléctrico (Zeller & Aguilar, 2012). Aunque las concentraciones de estos elementos suelen correlacionarse con los niveles de sodio y cloruro, se han documentado importantes desviaciones a este patrón, con salares que presentan concentraciones anómalamente elevadas (Houston *et al.*, 2011).

Con el propósito de comprender en qué elementos mayoritarios y traza se encuentran enriquecidas las aguas del sistema y cómo estos se relacionan con posibles fuentes hidrotermales, este estudio se propone caracterizar los procesos hidrogeoquímicos en el sistema salino Aguas Calientes II, ubicado en el Altiplano-Puna entre los 23°21' y 23°33' S, Región de Antofagasta, Chile. Para ello, se realizará un muestreo detallado de aguas y sedimentos en diferentes ambientes del sistema, incluyendo fluidos geotermales, bofedales, laguna y cursos superficiales. Esta caracterización permitirá avanzar en el conocimiento de los procesos que controlan la evolución química de los salares altoandinos, aportando insumos relevantes para una evaluación más precisa de su potencial económico, particularmente en relación con elementos estratégicos como el litio.

## **1.2 OBJETIVOS**

### **1.2.1 OBJETIVO GENERAL**

Identificar los procesos hidrogeoquímicos controladores de la composición elemental de las aguas del Salar Aguas Calientes II.

### **1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- 1.- Caracterizar geoquímicamente manifestaciones de aguas termales, salinas, de recarga somera y cursos superficiales en el Salar Aguas Calientes II.
- 2.- Determinar la mineralogía de los sedimentos alrededor del sistema salino.

3.- Evaluar las concentraciones de litio en sedimentos del Salar Aguas Calientes II.

### 1.3 UBICACIÓN Y ACCESOS

El Salar de Aguas Calientes II se ubica al sureste del Salar de Atacama, en el sector altoandino central de la región de Antofagasta, Chile, exactamente entre los 23°21' y los 23°33' de latitud Sur y 67°29' y 67°36' longitud oeste. Está a una altura aproximada de 4200 m s.n.m. y cubre un área de 134 km<sup>2</sup>. Desde Calama, el acceso al área de estudio se realiza través de la Ruta CH-23 en dirección sureste hacia San Pedro de Atacama, recorriendo aproximadamente 100 kilómetros de carretera asfaltada. Desde San Pedro de Atacama, se continúa hacia el sur por la misma Ruta CH-23 durante unos 55 kilómetros hasta alcanzar la bifurcación con la Ruta B-357. Desde allí, se sigue en dirección este por la Ruta B-357 en dirección al poblado de Talabre. Finalmente, tras pasar Talabre, el acceso al Salar de Aguas Calientes II se realiza por caminos de tierra, que, debido a las condiciones del terreno y la altitud, requieren el uso de vehículos 4x4 (Figura 1.1).

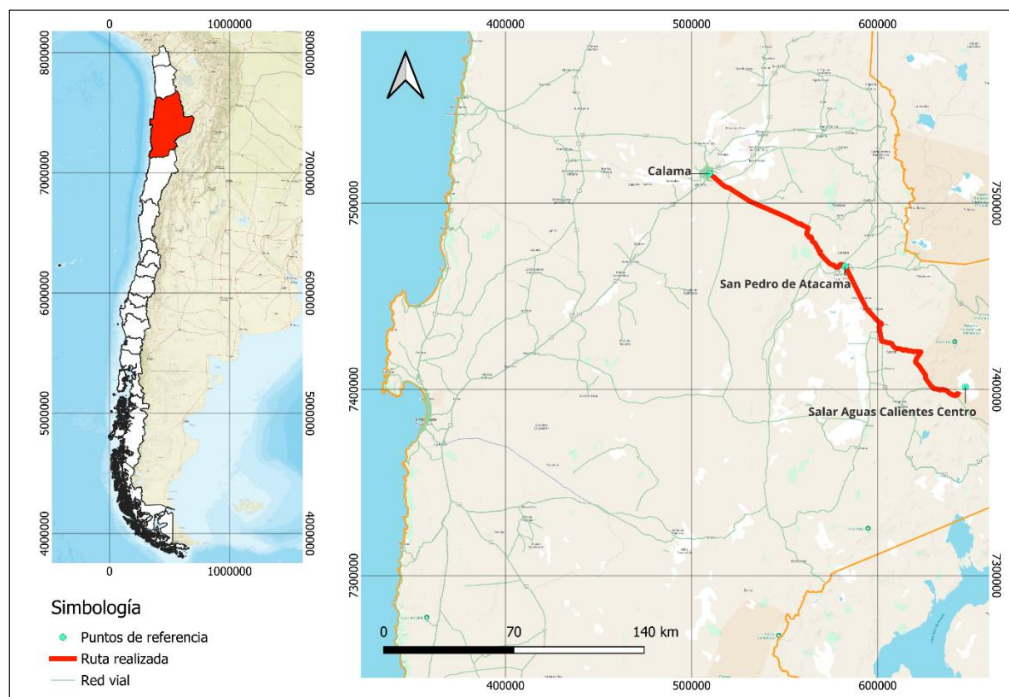


Figura 1.1 Mapa de ubicación y acceso a la zona de estudio.

### 1.4 TRABAJOS ANTERIORES

Ramírez y Gardeweg (1982), junto con Gardeweg y Ramírez (1985), desarrollaron estudios geológicos del área, mediante la elaboración de la hoja de Toconao (1982), que abarca la geología de la zona occidental del Salar de Aguas Calientes II (también referido como Salar de Aguas

Calientes Centro en algunos trabajos), y la hoja del Río Zapaleri (1985), que describe la geología de la zona oriental del salar.

Posteriormente, Risacher *et al.* (1999), en conjunto con la Dirección general de aguas (DGA), llevaron a cabo un estudio geoquímico de cuencas en las regiones I, II y III de Chile, dentro de las cuales se encuentra el Salar de Aguas Calientes Centro. Este trabajo presenta cada cuenca de manera independiente y entrega información detallada sobre la composición y calidad de las aguas, sus vías evolutivas y su relación con la geología del lugar, así como un balance hídrico. Sin embargo, respecto al Salar de Aguas Calientes II, solo dispuso de 6 muestras, destacando que son muy pocas para un estudio adecuado de un salar de ese tamaño.

Más adelante la Dirección General de Aguas (DGA) estuvo a cargo de distintos estudios destinados a levantar y generar un análisis de información hidrogeológica acerca de los recursos hídricos del altiplano. Entre ellos destaca el estudio realizado entre los años 2007-2009 “Levantamiento hidrogeológico para el desarrollo de nuevas fuentes de aguas en áreas prioritarias de la zona norte de Chile, regiones XV, I, II y III” que consta de varias partes independientes. En la parte IX, se aborda específicamente el Salar de Aguas Calientes Centro, incluyendo una descripción general de la cuenca, su caracterización hidrogeológica, hidrogeoquímica e isotópica.

Otro trabajo relevante fue realizado por Troncoso y Ercilla (2016) para el Ministerio de Minería, titulado “Caracterización geoquímica superficial de aguas y sales de los principales salares andinos (22°50’–26°05’S), regiones de Antofagasta y Atacama”, cuyo fin era realizar una estimación preliminar del potencial del litio en los principales salares chilenos. Este estudio incluye un análisis detallado del Salar de Aguas Calientes Central, describiendo su geología, su costra salina, y la composición química de sus aguas superficiales a través de un muestreo de aguas y sales, las cuales fueron clasificadas como cloruradas sódicas con concentraciones variables de calcio y sulfato.

Enfocándose de manera más específica en el Salar de Aguas Calientes Centro, Cervetto (2012) realizó una caracterización hidrogeológica e hidrogeoquímica en la zona centro-sur del salar. A través de levantamientos geológicos en superficie y subsuperficie, estudios geofísicos y análisis de aguas, definió unidades hidrogeológicas y propuso un modelo conceptual del flujo subterráneo,

aportando información clave para entender la dinámica interna del sistema.

Finalmente, Ugarte (2007) efectuó una estimación de la evaporación superficial y subsuperficial de largo plazo en el sector sur del Salar de Aguas Calientes II. Para ello, implementó una red de piezómetros, lisímetros y evaporímetros, lo que permitió calcular tasas de evaporación media anual y generar curvas empíricas de evaporación en función de la profundidad freática en distintos tipos de suelos. Sus resultados evidenciaron que la mayor parte de las descargas por evaporación ocurre en los márgenes del salar, principalmente en áreas de arenas finas.

## **1.5 AGRADECIMIENTOS**

Agradezco al Proyecto Anillo Salares: ANID/ANILLO/ATE240013, por el financiamiento del presente trabajo. Asimismo, agradezco al Centro de Recursos Hídricos para la Agricultura y la Minería (CRHIAM) por el apoyo económico brindado para el análisis de muestras a través del proyecto ANID/FONDAP/1523A0001. También, le doy gracias a la comunidad de Talabre por permitir el ingreso a la zona de estudio.

A la Dra. Fernanda Álvarez, le agradezco su constante apoyo y guía en estos últimos dos años, tanto en lo académico como en lo personal. A Maite Aguilar, por su generosa disposición a responder dudas y revisar mi trabajo, incluso en momento cuando tenía mucho que hacer. También valoro la disposición de la comisión revisora, el Dr. Jonnathan Álvarez, quien siempre tuvo tiempo para responder mis preguntas y ayudarme con la logística de los análisis en laboratorio, y la Dra. Javiera Gerding por darse el tiempo de revisar mis difractogramas y ayudarme a entenderlos.

Expreso mi agradecimiento a los funcionarios del Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA), especialmente la Sra. Mónica Uribe y a Sebastián Benedetti, por su ayuda en el procesamiento de muestras y por enseñarme con paciencia cada etapa del trabajo en laboratorio, Asimismo, destaco la buena voluntad de los asistentes del Departamento de Ciencias de la Tierra, en particular de Don Pedro Bravo. Le doy las gracias también a Camila y Jonathan por el apoyo y la buena compañía en terreno.

Agradezco a mis padres, Gonzalo y Paola, por su apoyo incondicional en todo momento de esta

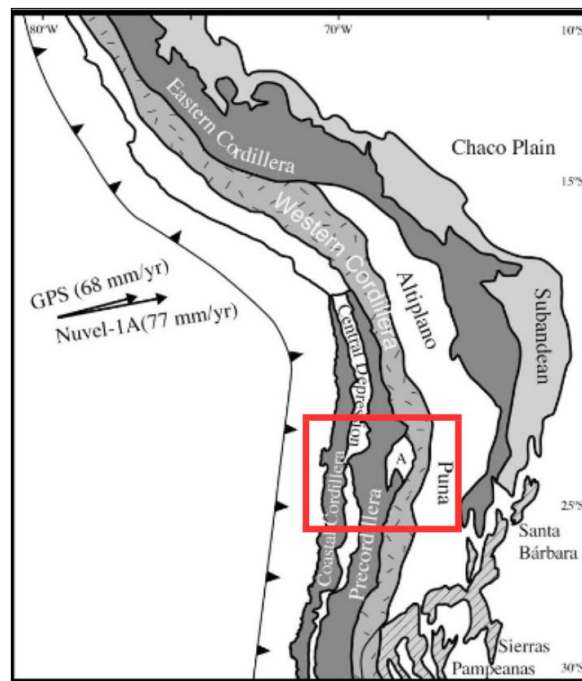
linda etapa. A mi hermano Bruno, por su cariño, compañía y la energía que me transmitió especialmente en este último semestre. A mi abuelo Luis, por permitirme estudiar tranquilo, y por su gran cariño e interés al contarle de mis cosas. También a mi pareja Emilia, por su cariño, por escucharme con paciencia incluso sin entender mucho sobre geología, por darme ánimos en todo momento, y por su gran apoyo con sus capacidades gráficas.

Finalmente, agradezco a mis distintos grupos de amigos. A Gonzalo, Roberto, Jonathan, Diego y José Luis, mis compañeros de guerra, gracias por hacer de este camino una experiencia inolvidable, llena de risas y aprendizaje. También a Florencia, Constanza, Matías, Vicente, Martín, Cristóbal, Tomás y Francisco, por su apoyo constante, sus consejos y por estar presentes en todo. Sin ustedes, este proceso habría sido mucho más difícil.

## 2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

### 2.1 UNIDADES MORFOESTRUCTURALES

El área de estudio se ubica en la región de Antofagasta, donde se encuentran 6 dominios morfoestructurales que comprenden de oeste a este, la Cordillera de la Costa, la Depresión Central, la Precordillera (conocida en la zona como Cordillera Domeyko), la Cuenca de Atacama, la Cordillera Occidental y el Altiplano-Puna (Figura 2.1).



**Figura 2.1. Morfoestructuras de los Andes Centrales.** Encerrado en rojo las morfoestructuras presentes en la región de Antofagasta. Modificado de Arriagada *et al.* (2006).

El relieve costero está dominado por la presencia de la Cordillera de la Costa, la cual consiste en un conjunto de bloques alzados de orientación aproximada norte-sur, compuesta principalmente por rocas volcánicas y plutónicas, remanentes de un antiguo arco magmático Mesozoico. Presenta un ancho de 20-40 km y alturas medias de 1500-2000 m s.n.m. Su límite occidental esta dado por el acantilado costero y el oriental por la Depresión Intermedia (Niemeyer *et al.*, 1996; Quezada *et al.*, 2010).

La Depresión Intermedia consiste en una gran cuenca de antearco paralela a la fosa, rellena con depósitos aluviales, fluviales, lacustres y evaporíticos, alcanzando en algunas zonas 1000 metros

de espesor. Estos depósitos van desde el Cenozoico al Cuaternario (Charrier *et al.*, 2007).

Al este de la Depresión intermedia se ubica la Precordillera, un remanente del arco magmático Cretácico Tardío-Paleógeno. Al Sur de los 20°S esta unidad da lugar a un cordón montañoso denominado Cordillera de Domeyko, presenta una inclinación suave hacia el oeste y alturas de 1500-3600 m s.n.m. (DGA, 2008b; Farías *et al.*, 2005). Su límite occidental con la Depresión Intermedia está dado por la Falla Sierra de Varas, y su límite oriental con la Cuenca del Salar de Atacama coincide con el Escarpe “El Bordo”, que consiste en un acantilado de 120 km de longitud con dirección norte-sur (Arriagada *et al.*, 2000). En el área del Salar de Atacama, esta morfoestructura está compuesta por rocas de basamento Paleozoico - Triásico que se encuentran intruidas por granitoides Carboníferos – Pérmicos temprano y sucesiones ignimbríticas y riolíticas que van desde el Paleozoico al Mesozoico (Amilibia *et al.*, 2008; Bascuñán *et al.*, 2015).

Inmediatamente al este del “Escarpe el Bordo”, se ubica la cuenca del Salar de Atacama. Esta corresponde a una depresión de aproximadamente 150 km de longitud y 80 km de ancho. Su límite oriental esta dado por el arco magmático actual, cuyo eje presenta un desplazamiento de 60 km hacia el este en relación con el resto del arco (Bascuñán *et al.*, 2015). En cambio, su límite sur lo representa la Sierra del Cordón de Lila, compuesta por rocas ígneas y sedimentarias de edad Ordovícica a Carbonífera (Niemeyer, 1989). La estratigrafía de la cuenca abarca desde el Cretácico con rocas correspondiente al Grupo Purilactis hasta el reciente, presentando espesores de 6000 metros, compuestos principalmente por rocas siliciclásticas, a las cuales se superponen evaporitas con un espesor de 1.000 a 1.600 metros (Muñoz *et al.*, 2002). Dentro de este dominio se encuentra el Llano de la Paciencia, que consiste en una subcuenca de 8 km de ancho y 80 km de largo con un relleno cuaternario asociado a abanicos aluviales (Jolley *et al.*, 1990). Más al este interrumpiendo la conexión de esta subcuenca con la cuenca principal del Salar de Atacama, se alza el alto estructural más relevante del salar, la Cordillera de la Sal. Estructura orientada de sur-suroeste a norte-noreste de entre 5 a 10 km de ancho, con un alzamiento de 200 metros aproximadamente respecto a la superficie del salar. Está constituida mayoritariamente por depósitos Oligo-Miocenos, altamente plegados y deformados de la Formación San Pedro (Mpodozis *et al.*, 2005; Ramírez & Gardeweg, 1982).

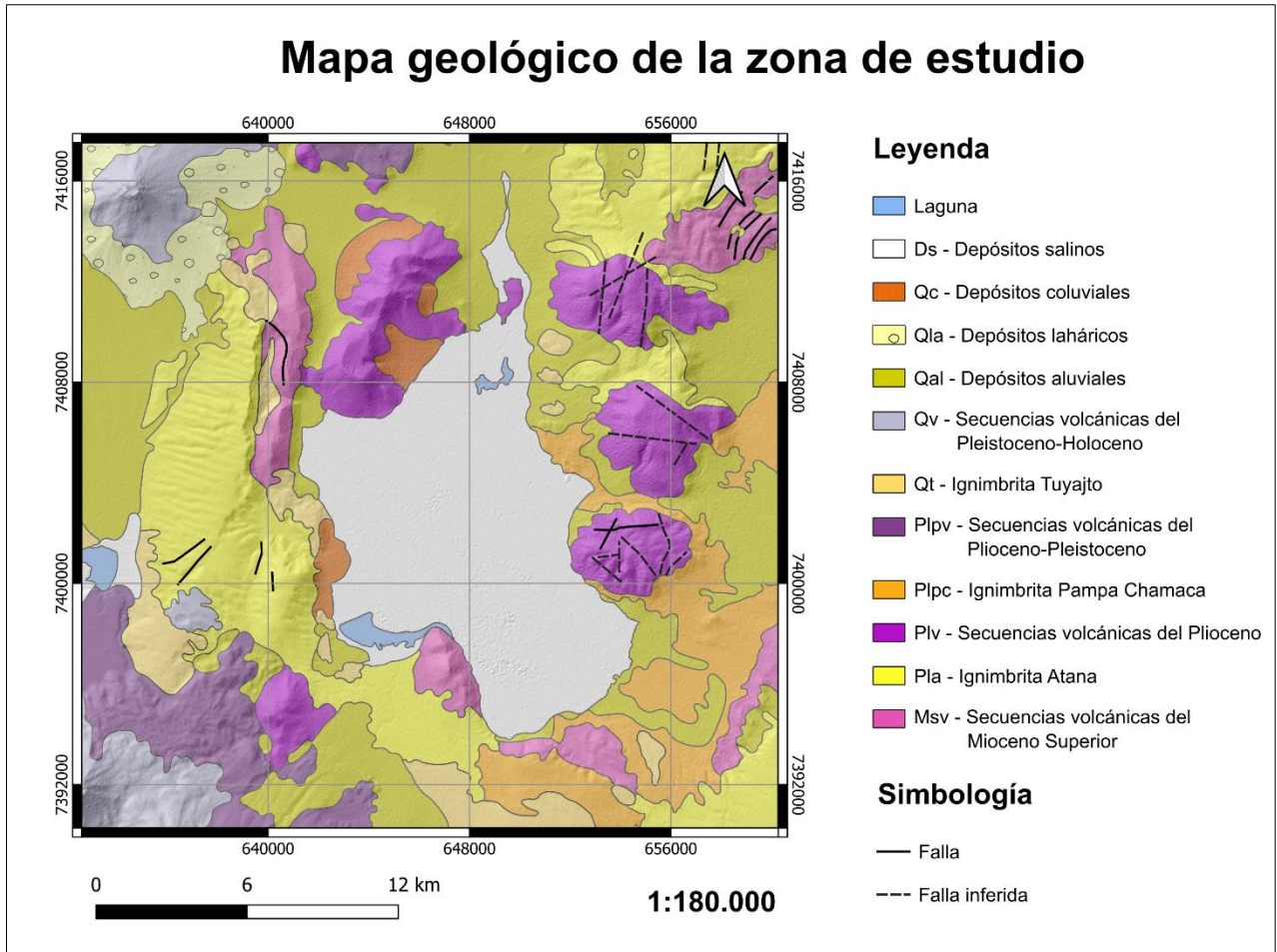
Al oeste se presenta la Cordillera Occidental, lugar que alberga el salar de estudio. Esta unidad fisiográfica representa el arco volcánico moderno. Posee una topografía irregular principalmente entre los 3800-4700 m s.n.m., con volcanes que van desde los 5000-6893 m s.n.m., algunos ejemplos son el Lascar (5592 m), Aguas Calientes (5924 m), Acamarachi (6046 m), entre otros (Farías *et al.*, 2005). Se encuentra compuesta principalmente por depósitos volcánicos del Neógeno al Cuaternario. Estos depósitos forman parte de las ignimbritas silíceas ricas en potasio agrupadas en el Complejo Volcánico Altiplano-Puna, asociadas a grandes complejos de calderas. La ignimbrita más antigua corresponde a la Ignimbrita Sifón del Mioceno Tardío y la más reciente es la Tuyajto, desarrollada durante el pleistoceno. Todos estos depósitos están asociados al colapso de grandes complejos de calderas, dentro de los que destaca la Caldera la Pacana, cuyo colapso fue iniciado por una erupción que dio origen a la Ignimbrita Atana (Álvarez *et al.*, 2022a; De Silva, 1989b; Gardeweg & Ramírez, 1987).

El Altiplano-Puna presenta elevaciones promedio de 4000 m s.n.m., un ancho de aproximadamente 300 km y comprende una de las mesetas más grandes del mundo con un largo aproximado de 2000 km (Isacks, 1988). Internamente esta se divide en numerosas estructuras tipo “basin and range” con rocas que van desde el Paleozoico al Cuaternario (Allmendinger *et al.*, 1997).

## **2.2 UNIDADES GEOLÓGICAS**

La descripción más detallada de la geología regional del área se encuentra en los estudios realizados por Ramírez y Gardeweg (1982) y por Gardeweg y Ramírez (1985), ambos desarrollados para el SERNAGEOMIN, correspondientes a las hojas geológicas de Toconao y del río Zapaleri, respectivamente.

En esta sección se describen las unidades estratificadas más relevantes que rodean y subyacen al complejo salino Aguas Calientes Centro. Estas unidades están conformadas por diversos depósitos de ignimbritas del Plioceno y Pleistoceno, así como por secuencias volcánicas que abarcan desde el Mioceno superior hasta el Pleistoceno-Holoceno (Figura 2.2).



**Figura 2.2. Mapa geológico de la zona de estudio.** Modificado de Ramírez & Gardeweg (1982) y Gardeweg & Ramírez (1985).

## 2.2.1 ROCAS ESTRATIFICADAS

### 2.2.1.1 Ignimbrita Atana (Plioceno)

La Ignimbrita Atana ubicada al suroeste, oeste y noreste del salar (Figura 2.2) es considerada una de la más voluminosas del mundo, con un volumen estimado de  $2500 \text{ km}^3$ , incluyendo tanto las facies de intracaldera como los flujos extra-caldera. Su centro de emisión corresponde a la Caldera La Pacana, una gran caldera de orientación NNW que alcanza 60 km de longitud y 35 km de ancho (Gardeweg & Ramírez, 1985; Lindsay *et al.*, 2001). Según dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotita, esta ignimbrita presenta una edad media ponderada de  $3,96 \pm 0,08$  millones de años (Salisbury *et al.*, 2011).

Esta unidad es rica en cristales y comúnmente rica en pumitas, pero pobre en fragmentos líticos.

Está compuesta por rocas calcoalcalinas cuya composición fluctúa entre casi andesítica ( $\text{SiO}_2 = 63,1\%$ ) hasta riolítica ( $\text{SiO}_2 = 71,9\%$ ), siendo principalmente de composición dacítica. En general la ignimbrita contiene abundantes fenocristales de biotita (5–8 %), plagioclasa (25–30 %) y unos característicos cristales rosados de cuarzo (2–6 %), de forma esporádica se presentan cristales de hornblenda roja o verde (1%), sanidina (1%), magnetita e ilmenita (1–2%), todo esto en una matriz compuesta principalmente de ceniza desvitrificada y fragmentos de vidrio. Los cristales de cuarzo y feldespato están comúnmente corroídos y/o rotos, y las biotitas aparecen frecuentemente dobladas y/o divididas. Es típicamente moderada a fuertemente consolidada y presenta diversos grados de soldadura (Gardeweg & Ramírez, 1987; Lindsay *et al.*, 2001) .

Respecto a sus facies de flujo intracaldera y de flujos externos a la caldera, estas presentan variaciones físicas notables. La facie intracaldera forma el domo resurgente del Cordón La Pacana y consiste en una toba de ceniza soldada y desvitrificada de 1-2 km de espesor que aflora de forma continua. Posee un color gris rosado oscuro y presenta una soldadura intensa y flujos secundarios, mostrando un aplanamiento extremo de las pumitas y una textura eutáxica (Gardeweg & Ramírez, 1987; Lindsay *et al.*, 2001). En cambio, la facie externa a la caldera, que está expuesta en todos los flancos de la caldera a excepción del norte, presenta espesores promedio de 30-40 m. Se compone de varios flujos separados por depósitos de caída pumicea que van de 2 a 30 cm de espesor y localmente por depósitos de oleada irregulares (Gardeweg & Ramírez, 1985; Gardeweg & Ramírez, 1987). Estos depósitos centimétricos se engrosan y presentan un mayor tamaño de grano hacia la caldera y a menudo presentan estratificación cruzada de bajo ángulo. Dentro de esta facie los afloramientos orientales y occidentales también difieren. Los orientales se componen de un miembro inferior formado por 1 a 3 flujos no soldados, cada uno de 1 a 15 m de espesor y un miembro superior que gradualmente se transforma en una zona más soldada, con un espesor de 10 a 45 m. En el lado occidental de la caldera se presentan dos unidades de flujo, que no presentan diferencias en su nivel de soldadura (Gardeweg & Ramírez, 1987)

### **2.2.1.2 Ignimbrita Pampa Chamaca (Plioceno Superior)**

Se extiende principalmente en la zona este del área de estudio (Figura 2.2). Corresponde a una toba con notables variaciones de color (gris a rosáceo), de textura y proporción de cristales, las que en general se relacionan con el grado de soldamiento y la potencia del afloramiento. Ocasionalmente presenta una base anaranjada, pobre en cristales bien soldada que grada a un

vitróforo negro o gris-rosáceo, con escasos, pero grandes fiammes rojizos o negros. Hacia techo grada a un nivel gris-rosáceo, medianamente soldado, con abundantes cristales de plagioclasa, biotita, ocasionalmente cuarzo, y pequeñas pómez filiformes blancas y amarillas. Estratigráficamente se encuentra sobre la Ignimbrita Atana y las secuencias volcánicas del Mioceno Superior. Al mismo tiempo subyace a la Ignimbrita Tuyajto. Posee una variación composicional muy restringida que se mueve en un rango de 70,69% a 72,85% de SiO<sub>2</sub>, con valores de K<sub>2</sub>O (Gardeweg & Ramírez, 1985).

### **2.2.1.3 Ignimbrita Tuyajto (Pleistoceno)**

En el área de estudio aflora principalmente en la zona sur-suroeste y en menor proporción al este (Figura 2.2). Corresponde a una toba calcoalcalina de composición dacítica, con contenidos promedio de potasio y coloración pardo-rojiza. Aflora típicamente en los alrededores de la laguna Tuyajto y posee una extensión reducida, con espesores máximos de 3 m. Aun así, se reconoce un máximo de 3 flujos constituyendo esta ignimbrita en los alrededores de su localidad tipo. El flujo basal es el más potente y presenta grandes pómez amarillas, que hacia arriba en niveles de mayor soldamiento, se muestran colapsadas, formando grandes fiammes, además en estos niveles soldados se observa un notable diaclasamiento columnar. Hacia techo en los niveles superiores se observan vitrófiros basales negros, de 10-20 cm de espesor que gradan a niveles rojos o eutaxíticos. En general sus afloramientos se presentan de manera discontinua y su centro de emisión se ubica probablemente en el área del Cordón de Puntas Negras. Según análisis radiométricos realizados en una de las bases de esta unidad, se estima una edad de  $0,5 \pm 0,5$  Ma (DGA, 2009b; Gardeweg & Ramírez, 1985; Ramírez & Gardeweg, 1982).

Al microscopio los niveles más soldados presentan una textura vitroclástica fluidal, con tubos y esquirlas de vidrio incoloro, en una matriz de vidrio pardo, frecuentemente bandeada. En cambio, los niveles menos soldados, presentan una matriz de vidrio pardo a pardo claro, parcialmente fluidal. El porcentaje de fenocristales va de 1% a 20%, en donde se observan plagioclasas corroídas, clinopiroxenos maclados, en menor proporción ortopiroxenos con pleocroísmo y escaso cuarzo con ocurrencias ocasionales de inclusiones de rutilo y/o bordes de reacción. Se observan abundantes minerales opacos en forma de cristales irregulares aislados como granos diseminados en la matriz o asociados a plagioclasas y piroxenos. Se observan dos tipos de pómez, la mayoría

alargadas de coloración parda e incoloras, y en menor proporciones se observan pómez pequeñas incoloras-pardas. Son frecuentes los fragmentos líticos de andesitas porfídicas y algunos fragmentos aislados de pórfido argilizado con abundante opacos (Gardeweg & Ramírez, 1985).

#### **2.2.1.4 Secuencias volcánicas del Mioceno Superior**

Conjunto de estrato-volcanes y domos de conos intensamente erosionados, de perfil bajo a irregular, superficies redondeadas y disecados por quebradas profundas, junto a secuencias de lavas raramente individualizables. El avanzado estado de erosión en algunos casos ha descubierto un núcleo de alteración solfatárica, la cual oscurece la estructura de cono volcánica o domo, pudiendo no ser reconocido como tal. Las lavas asociadas a estos centros son principalmente andesitas de piroxeno y hornblenda. Dentro del área de estudio aflora una secuencia volcánica, bien estratificada en los alrededores del salar de Aguas Calientes Centro (Figura 2.2), las cual corresponde a andesitas afaníticas, andesitas de piroxeno y tobas (Gardeweg & Ramírez, 1985; Ramírez & Gardeweg, 1982).

#### **2.2.1.5 Secuencias volcánicas del Plioceno**

Esta secuencia contempla estrato-volcanes con conos redondeados pero que mantienen su perfil original. Sus cráteres son abiertos y erosionados por una o más quebradas. Las coladas de lava generalmente mantienen sus rasgos morfológicos originales, sin embargo, raramente son individualizables. La composición de las lavas es principalmente andesítica, con un predominio de andesitas de piroxeno, andesitas de hornblenda y/o biotita, y dacitas subordinadas. Dentro del área de estudio y correspondiente a esta secuencia, aflora un complejo de lavas y piroclastos de gran tamaño correspondiente al Cerro Overo. En el area de estudio se observa principalmente al este y al noroeste del salar (Figura 2.2) (Gardeweg & Ramírez, 1985; Ramírez & Gardeweg, 1982).

#### **2.2.1.6 Secuencias volcánicas del Plioceno-Pleistoceno**

En el área de estudio se observa al suroeste del salar (Figura 2.2). Dentro de esta secuencia se agrupan lo estrato-volcanes que conservan su perfil original, cercano a un cono, con cumbres redondeadas, cráteres erosionados, generalmente incompleto. Respecto a las coladas, se observan rasgos de su morfología original, como estructuras “aa” o en bloques, sin embargo, no siempre son individualizables. También se incluyen coladas basales correspondientes a las secuencias

volcánicas del Pleistoceno-Holoceno. La composición de las lavas es similar a las secuencias anteriores, siendo principalmente andesitas de piroxeno, andesitas de hornblenda y/o biotita, y en menor proporción dacitas (Ramírez & Gardeweg, 1982).

### **2.2.1.7 Secuencias volcánicas del Pleistoceno-Holoceno**

En el área de estudio aflora en el Volcán Aguas Calientes y Chiliques (Figura 2.2). Esta unidad se caracteriza por estrato-volcanes que conservan intacto su perfil original presentando cráteres intactos, y en algunos casos presentando formas cónicas casi perfectas, como el Volcán Acamarachi. También se incluyen aquellos con actividad solfatárica actual y registro histórico de erupciones como el Volcán Láscar. Sus coladas son individualizables, presentan superficies rugosas y se observan coladas “aa” y en bloques. Las lavas están constituidas principalmente por dacitas y andesitas de piroxenos, y en menor proporción andesitas de hornblenda y/o biotita. En la zona de estudio también destaca el Volcán Aguas Calientes y el Volcán Chiliques, correspondientes a esta unidad (Ramírez & Gardeweg, 1982).

## **2.2.2 DEPÓSITOS NO CONSOLIDADOS Y SALINOS**

### **2.2.2.1 Depósitos aluviales**

Corresponden a depósitos no consolidados que contemplan materiales de piedemonte, bajadas, coluvio y depósitos fluviales. Se disponen rellenando las depresiones cercanas a los salares y algunas quebradas. Estos depósitos poseen una mezcla heterogénea de gravas, arenas y limos, teniendo clastos de muy distintos tamaños, formas y de composición polimíctica. Se han originado principalmente por corrientes de barro, producidas por un transporte compuesto entre acción de nieve, agua y viento, que erosionan los afloramientos cercanos, mezclados con material piroclástico. Su espesor es variable, desde unos centímetros hasta 0,5-1m. (Cervetto, 2012; Gardeweg & Ramírez, 1985; Ramírez & Gardeweg, 1982).

### **2.2.2.2 Depósitos coluviales**

Corresponden a depósitos generados por gelifración en la falda de los volcanes y que han sufrido un leve arrastre gravitacional. Generalmente estos depósitos son monomícticos, con bloques angulosos y que muestran abrasión eólica. Además, en forma gradual pueden pasar a constituir

depósitos aluviales que se extienden en las bases de los aparatos volcánicos (Ramírez & Gardeweg, 1982).

### **2.2.2.3 Depósitos laháricos**

En el área de estudio estos depósitos se encuentran alrededor de los volcanes Láscar y Aguas Calientes. Su coloración es gris claro, y originan superficies planas con lomajes redondeados. Los rodados que los constituyen son redondeados, poseen mala selección y alcanzan hasta 80 cm de diámetro, y presentan, además, cenizas levemente litificadas (Ramírez & Gardeweg, 1982).

### **2.2.2.4 Salar Aguas Calientes II**

El Salar de Aguas Calientes II corresponde a un salar andino de tipo playa, emplazado entre complejos volcánicos, depósitos de ignimbritas y coladas andesíticas. Presenta una forma irregular, con una elongación preferencial en dirección norte-sur, y abarca una superficie aproximada de 134 km<sup>2</sup> (Figura 2.2). En su interior se distribuyen diversas lagunas, entre las cuales destaca la laguna "Aguas Calientes", ubicada en el sector sur de la zona (Risacher *et al.*, 1999b).

Posee una costra salina con una morfología homogénea, de tipo estacional, experimentando disolución en los meses húmedos y precipitación en los meses secos. Tiene un color marrón claro y está conformada por sulfatos y sales superficiales de halita. Además, se observa la presencia de una segunda costra, estable, que sobresale parcialmente de la superficie general del salar (Troncoso & Ercilla, 2016).

Destaca la presencia de vegas que marcan el límite entre la costra salina y los afloramientos rocosos. En estas vegas crecen pajonales, que se combinan con bofedales y pozas de agua poco profundas en cuyo fondo se observan cristales irregulares de sulfatos color marrón claro a anaranjado. En su parte externa se identifican depósitos finos de halita, mientras que en los sectores elevados se desarrolla un sustrato arcilloso saturado (Troncoso & Ercilla, 2016).

## **2.3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL**

La tectónica en los Andes Centrales, entre las latitudes de 22° y 24°S, se caracteriza por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana con una inclinación aproximada de

30° (Allmendinger *et al.*, 1997). En este contexto, se desarrollan dos sistemas principales de deformación andina. El primero corresponde al *West-Vergent Thrust System* (WTS), un sistema de cabalgamientos de alto ángulo y vergencia hacia el oeste que expone unidades más antiguas sobre unidades más jóvenes, (Muñoz & Charrier, 1996). El segundo es el *East-Vergent Thrust System* (ETS), activo en el borde occidental del Altiplano, caracterizado por estructuras de piel delgada con vergencia hacia el este (Cortes, 2011).

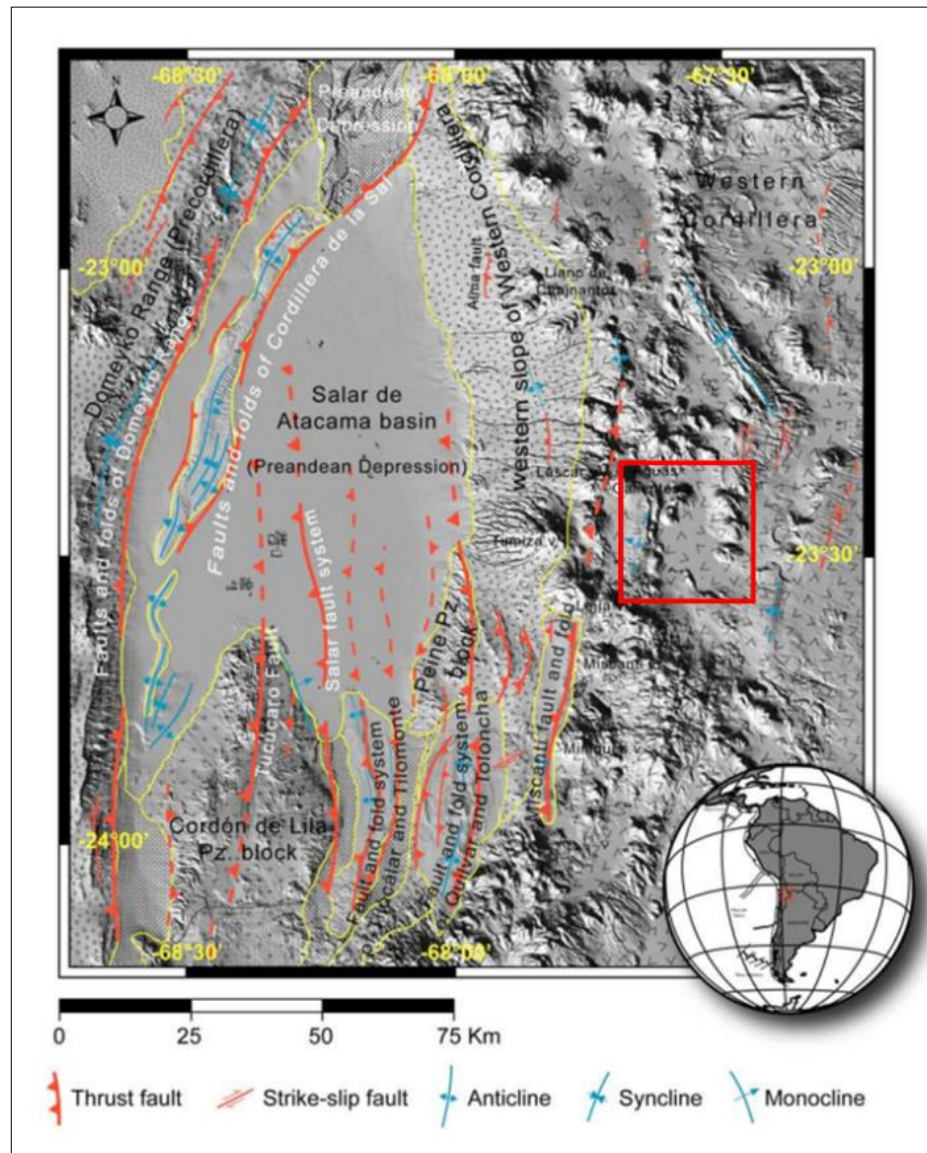
Sobre este marco tectónico se emplaza el *Altiplano-Puna Volcanic Complex* (APVC), una extensa provincia volcánica ubicada en el Altiplano central que ha sido estructuralmente influenciada por colapsos de calderas, subsidencia, fallas radiales y anulares que han controlado la evolución del volcanismo durante el Neógeno y el Cuaternario. Este complejo se caracteriza por volúmenes masivos de ignimbritas de composición dacítica a riolítica (De Silva, 1989a).

En este contexto se destaca la caldera La Pacana, uno de los mayores centros ignimbríticos del APVC, la cual está ubicada en una zona estructuralmente controlada por sistemas de fallas de orientación N-S, NW-SE y NE-SW, que condicionan la distribución espacial de los centros volcánicos del norte de Chile (Gardeweg & Ramírez, 1987). Entre estas estructuras se encuentra la Falla Miscanti (Figura 2.3), de aproximadamente 80 km de longitud, alineada con el arco magmático actual. Esta falla representa la expresión más oriental del cinturón de pliegues y cabalgamientos que bordea la cuenca del Salar de Atacama. El escarpe de aproximadamente 400 metros generado por esta estructura controla tanto el desarrollo de lagos intra-arco, como las lagunas Miscanti y Miñiques, como la extensión local de flujos de lava andesítico-basálticos emitidos por centros volcánicos próximos (Aron *et al.*, 2008).

Posterior al colapso de La Pacana, la caldera fue parcialmente rellenada por una domificación resurgente que se encuentra cortada por un sistema complejo de fallas normales, localmente formando un graben apical discontinuo, evidenciando el papel de las fallas radiales y anulares en la evolución post-colapso (Gardeweg & Ramírez, 1987).

En conjunto, la interacción entre sistemas tectónicos compresivos regionales, estructuras asociadas a calderas volcánicas, la actividad magmática y el clima ha condicionado de forma significativa la

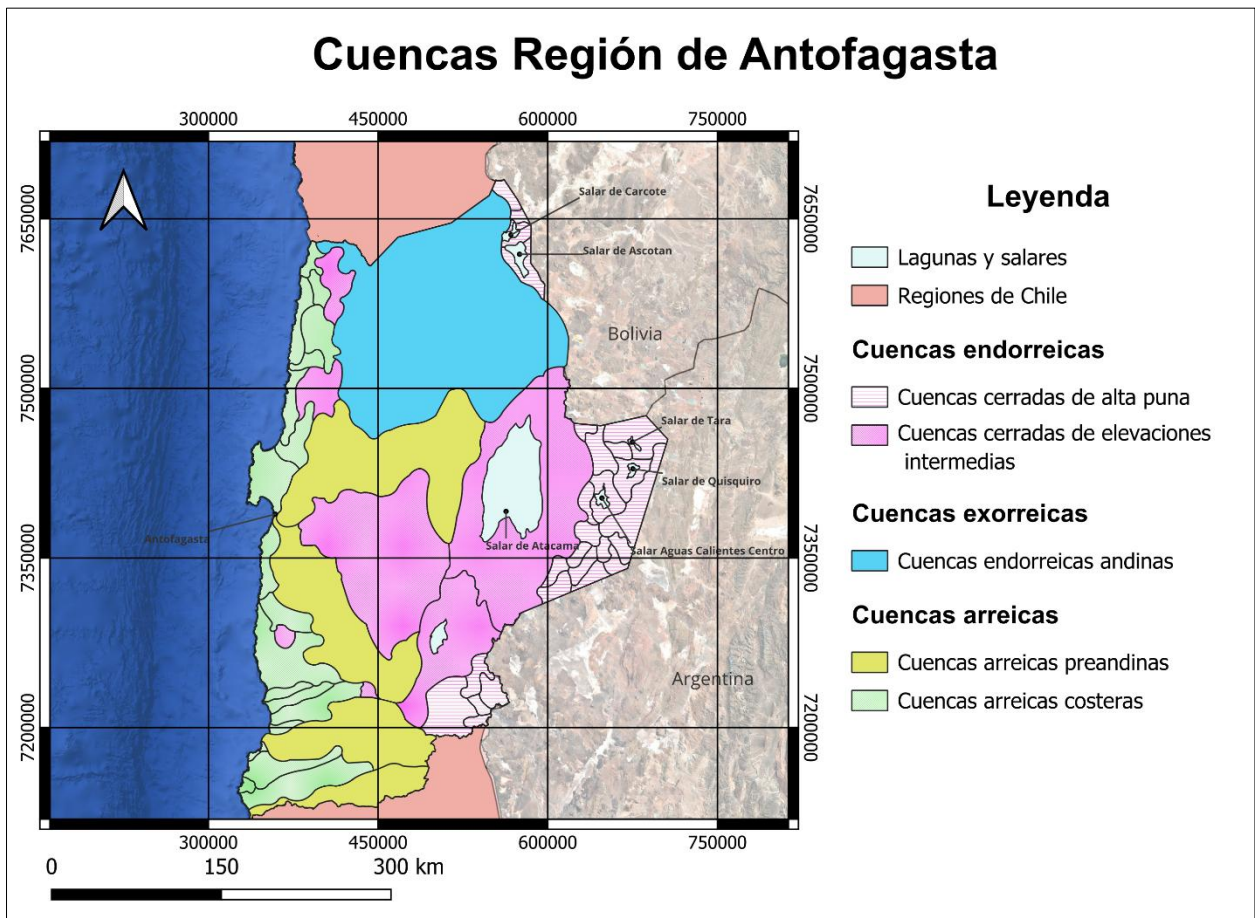
morfología, evolución y compartimentación tectónica del margen occidental del Altiplano, permitiendo la génesis y preservación de cuencas endorreicas como la del Salar de Aguas Calientes II.



**Figura 2.3.** Mapa estructural simplificado de la Cuenca del Salar de Atacama entre la Precordillera y la Cordillera Occidental. El área de estudio se enmarca en el cuadrado rojo. Modificado de Aron *et al.* 2008.

### 3. MARCO HIDROLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO

En la región de Antofagasta, se desarrollan un gran número de cuencas hidrográficas (Fig 3.1), las cuales se agrupan en: cuencas arreicas costeras y preandinas, cuencas exorreicas andinas y preandinas y cuencas endorreicas de elevaciones intermedias y de la Alta Puna (Niemeyer & Cereceda, 1984. en DGA, 2008). En la zona donde se ubica el área de estudio (limite oriental de la región) se reconocen sistemas hídricos endorreicos de la Alta Puna. Estas cuencas se ubican específicamente entre las altas cumbres de la Cordillera Occidental, y la Puna de Atacama (DGA, 2009). Un importante número de estas tiene como base de equilibrio salares y lagunas, otras en cambio, no presentan alumbramientos superficiales de agua. Actualmente en esta zona se han definido y delimitado 32 hoyas hidrográficas.



**Figura 3.1. Cuencas de la región de Antofagasta.** Modificado de Niemeyer & Cereceda (1984) en DGA (2008).

Los sistemas hídricos de la Puna de Atacama se encuentran en la región climática de estepa de altura, lugar donde el efecto de la altura es dominante sobre el clima. Poseen un clima de tipo ET,

denominado clima de tundra según la clasificación de Koppen. Las temperaturas son bajas, el aire es seco y de una densidad reducida comparada con las condiciones presentes al nivel del mar. Respecto a las precipitaciones, estas se concentran en verano (diciembre-marzo), al llegar las masas de aire húmedas generadas en la cuenca amazónica y se dan generalmente en forma de nieve, fenómeno que se conoce como “invierno altiplánico” (CIREN, 2016).

A continuación, se describen las principales características de las cuencas ubicadas en la zona de estudio y en sectores aledaños (Figura 3.2).

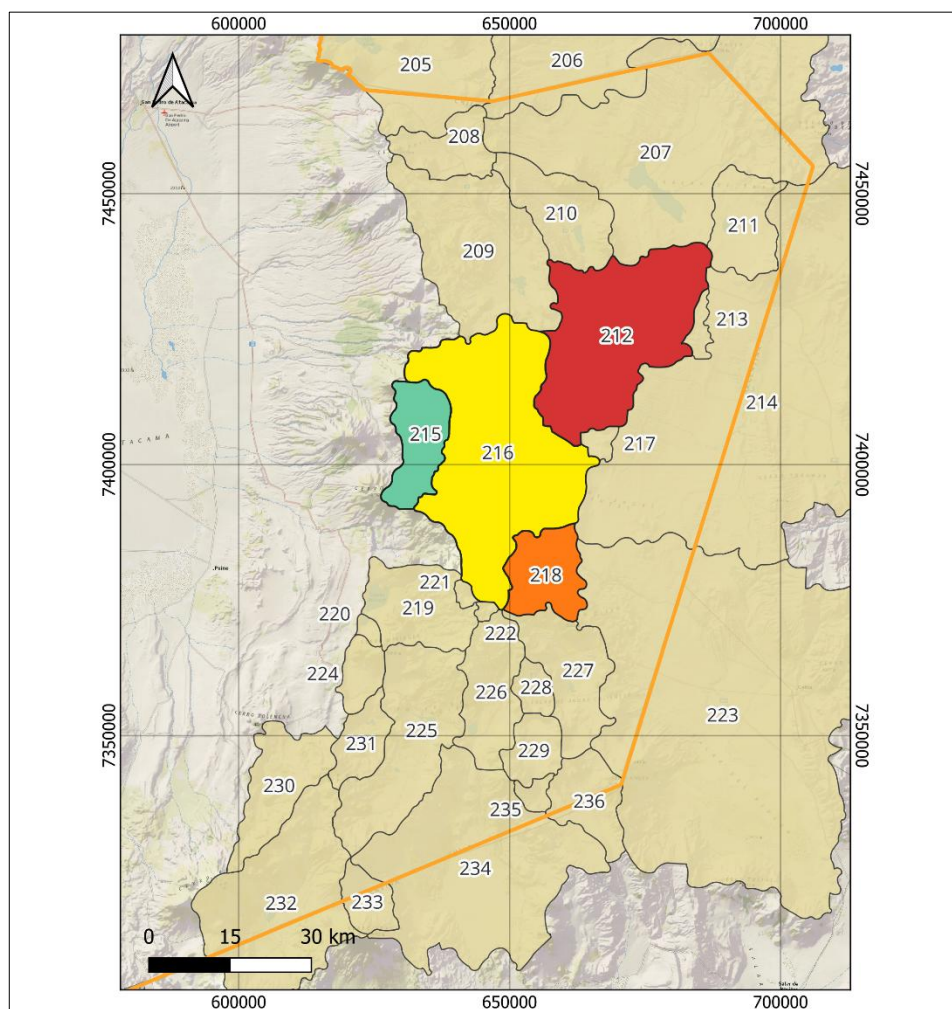


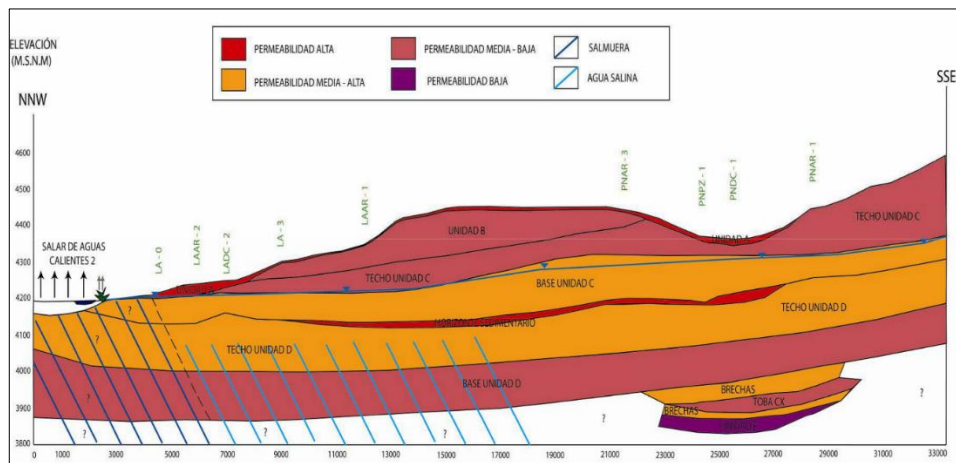
Figura 3.2. Cuencas colindantes con la zona de estudio. Modificado de Cervetto (2012).

### 3.1 CUENCA SALAR AGUAS CALIENTES CENTRO

La hoya hidrográfica del Salar de Aguas Calientes Centro presenta una forma alargada siguiendo un eje principal N-S, una pendiente media de 14.95 % y comprende un área de 975 km<sup>2</sup> (Figura

3.2). Tiene una altura media de 4.562 m s.n.m., siendo su mayor elevación el Volcán Acamarachi (6.046 m s.n.m.) y su menor elevación el sector central del salar (4.165 m s.n.m.). Limita con diversas cuencas endorreicas a través de relieves volcánicos, los de mayor consideración y envergadura son: el Cordón de Puntas Negras, que define el límite suroeste; los estrato-volcanes Volcán Aguas Calientes y Volcán Acamarachi hacia el noroeste; y el cordón Alto de Toro Blanco, una plataforma ignimbrítica que define el límite occidental con la cuenca Laguna Lejía. El límite oriental lo definen una cadena de domos volcánicos, de orientación N-S, compuesta por los cerros Purifican, Arenoso, Chivato Muerto y Chamaca. La cuenca alberga un salar, de igual nombre, con un área de 110 km. Su morfología es irregular, con un eje mayor de 17 km y un eje menor de 9 km aproximadamente. (Cervetto, 2012; DGA, 2009b).

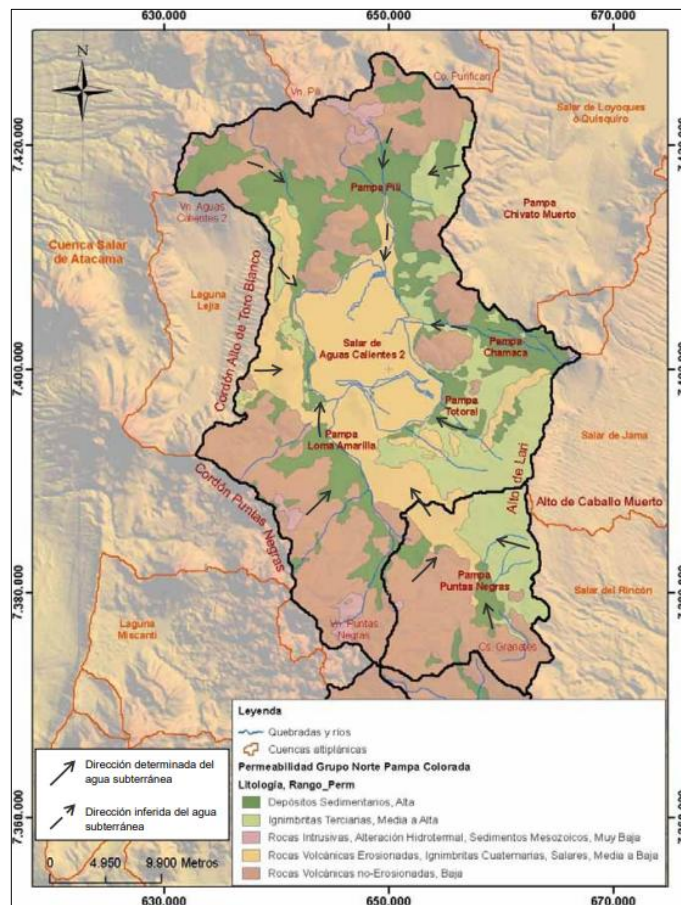
La recarga proviene principalmente de tres vertientes puntuales que afloran en los extremos noroeste, norte y noreste del salar, siendo el más importante, el río Pili. Otros aportes son de vertientes y afloramientos difusos en los extremos suroeste y sureste del salar, zona en la que se reporta un flujo de aguas subterráneas desde la cuenca Puntas Negras al Salar de Aguas Calientes II (Figura 3.3), lo cual es respaldado por análisis químicos e isotópicos realizados por la DGA en 2009 (Cervetto, 2012; DGA, 2009b; Troncoso & Ercilla, 2016).



**Figura 3.3. Perfil hidrológico Salar Aguas Calientes 2 – Puntas Negras.** Modificado de Cervetto (2012).

Un balance realizado por la DGA (2009b), en donde se contempla la Cuenca del Salar de Aguas Calientes Centro en conjunto con la de Puntas Negras debido una continuidad hidrogeológica existente en el sector, analiza la recarga. En el estudio se menciona que las precipitaciones, tanto

líquidas como sólidas, caen mayormente en las partes altas de las cuencas (cordones de Puntas Negras, Alto de Toro Blanco y Alto de Lari, los principales) y escurren para infiltrarse en las zonas de mayor permeabilidad (Figura 3.4). Respecto a valores se obtiene una recarga de las cuencas en régimen natural, la cual fue estimada en 568 L/s para Aguas Calientes 2 y en 137 L/s para Puntas Negras, sin cuantificarse otras entradas a este acuífero, aunque se dispone de datos que respaldan un caudal desde Laguna Lejía hacia el oriente. Para la descarga, se contempló evaporación desde lagunas, napas someras en el área del salar y sistemas vegetacionales mixtos alimentados por afloramientos de agua subterránea. Los valores respectivos se observan en la tabla 3.1.



**Figura 3.4. Patrones de flujo superficial y subterráneo en las cuencas del Grupo Norte del sistema piloto de la Región de Antofagasta. Modificado de DGA (2009b).**

El término de discrepancia para el escenario medio (siguiendo la nomenclatura del balance hídrico de Chile) es de 10% respecto de las entradas (73 L/s) y se reconoce que la mayor incertidumbre

del balance corresponde a la estimación de la evaporación, dada la falta de monitoreo continuo en zonas con napas freáticas someras, y a la escasa cobertura y duración de los registros meteorológicos disponibles (DGA, 2009b) (Tabla 3.1).

**Tabla 3.1. Entradas y salidas del Grupo Norte de cuencas del sistema piloto II Región.** Extraído de DGA (2009b).

<b>Entradas (IN)</b>	<b>Mínimo (L/s)</b>	<b>Medio (L/s)</b>	<b>Máximo (L/s)</b>
Recarga por precipitación	554,4	704,7	796,8
Desde otras cuencas	-	-	-
Total entradas	554,4	704,7	769,8
<b>Salidas (OUT)</b>			
Evaporación*	541,1	632,1	723,1
Extracciones**	-	-	-
Hacia otra cuenca	-	-	-
Total salidas	541,1	632,1	723,1
<b>Balance (IN – OUT)</b>	<b>13,3</b>	<b>72,6</b>	<b>73,7</b>
<b>Porcentaje de discrepancia<sup>†</sup></b>	<b>2%</b>	<b>10%</b>	<b>9%</b>

\* Considera los flujos desde cuerpos de agua libre, vegetación y napas freáticas someras, todos en A. Calientes 2.  
 \*\* Considera las captaciones subterráneas y superficiales.  
<sup>†</sup> Resultado del balance con respecto al valor de las entradas al sistema.

### 3.2 CUENCA LAGUNA LEJIA

La hoya hidrográfica de la laguna Lejia, limita con la cuenca del Salar de Atacama al oeste y al sur, y con la de Aguas Calientes 2 al este y al norte. La superficie de la cuenca posee un eje principal N-S, contempla 197 km<sup>2</sup> y su punto más alto corresponde al Volcán Aguas Calientes (5924 m s.n.m.). La cuenca de drenaje está conformada por una laguna de 2km<sup>2</sup>, que recibe aportes de quebradas, provenientes principalmente del norte y del oeste. Se observan otras señales de erosión, producidas por aportes de agua de las laderas este, de los cerros que bordean la laguna (DGA, 2008a).

### 3.3 CUENCA SALAR DE QUISQUIRO

La cuenca del Salar de Quisquiro (o de Loyoques) alberga una superficie de 676 km<sup>2</sup>, irregular y con una orientación preferencial NE-SW. El sistema está compuesto por un salar de 80 km<sup>2</sup> aproximadamente, que en su interior contiene un gran número de lagunas. También presenta lagunas fuera del salar, ubicadas en la parte sur de la cuenca, las lagunas Trinchera y Chivatos, además de los ojos del río Salado, las cuales presenta extensiones pequeñas de no más de 50 ha

(DGA, 2008a; Risacher *et al.*, 1999b; Troncoso & Ercilla, 2016).

Los principales aportes superficiales son el río Salado en el sur, el estero Loyoques en el norte y por las quebradas Aguas Escondida, Tauna y Quisquiro por el oeste. La altura media de la cuenca es de 4430 m s.n.m. y su punto de mayor elevación es el cerro Purifica con 5285 m s.n.m. ubicado al oeste (DGA, 2008a).

### **3.4 CUENCA PUNTAS NEGRAS**

La cuenca de Puntas Negras tiene forma cuadrada, aunque con contornos redondeados. Su superficie es de 201 km<sup>2</sup>, con un perímetro de 90 km. A diferencia de las cuencas descritas anteriormente esta no presenta laguna ni salar (DGA, 2009b).

Las unidades de relieve son las que definen los límites de la cuenca. Las de mayor consideración y envergadura son: el Cordón de Puntas Negras, que define el límite suroeste; los estrato-volcanes cerros Granates, de alturas máximas cercanas a los 5.250 m s.n.m. y que corresponden al límite sureste de la cuenca; las plataformas ignimbríticas que se identifican en el sector altos de Lari y Caballo Muerto, y que corresponden al límite oriental de la cuenca (Cervetto, 2012).

Existe una erosión aluvial, fluvial y eólica de los depósitos volcánicos existentes en la cuenca, producto de lo cual, se desarrolla una potente llanura aluvial. Esta unidad de relleno se ubica a 4355 m s.n.m aproximadamente, siendo el punto de menor elevación. En cambio, la mayor elevación de la hoya de Puntas Negras corresponde al Volcán Puntas Negras, con 5.852 m s.n.m., mientras que la altura media de la cuenca es de 4.644 m s.n.m. (Cervetto, 2012).

## 4. METODOLOGÍA

El desarrollo de este estudio se organizó en tres etapas principales: (1) trabajo de terreno y muestreo, (2) análisis de laboratorio, y (3) procesamiento e interpretación de resultados.

### 4.1 TRABAJO DE TERRENO Y MUESTREO

En primera instancia se preparó el material para la toma de muestras, correspondiente a botellas de polietileno de alta densidad de 125 ml. Se realizaron 2 protocolos distintos, uno para muestras de aniones, y otro para las de cationes, elementos traza e isótopos metálicos.

Los envases (junto a sus tapas y contratapas) destinados a muestras de aniones fueron lavados tres veces con agua ultrapura. Por otra parte, los envases para cationes y elementos traza (también junto a sus tapas y contratapas), fueron lavados en primera instancia con una solución de ácido nítrico ( $\text{HNO}_3$ ) al 20% wt por 24 horas. Posterior a ese tiempo, se realizaron 3 enjuagues con agua ultrapura.

La toma de muestras de aguas y sedimentos se realizó durante la salida a terreno entre el 5 y 12 de enero de 2025. Se tomaron en total 7 muestras de fuentes naturales de agua y 9 muestras de sedimentos. Cada punto de muestreo de aguas se identificó con el código del terreno (T2501), las iniciales del salar (ACC), y su número en orden correlativo (T2501-ACC01). La identificación de los puntos de muestreo realizó de manera similar para los sedimentos, agregando la abreviación “SED” (T25-01ACCSED01).

En cada sitio de muestreo de aguas, se midieron sus parámetros fisicoquímicos *in situ* con multiparámetro portátil Hanna modelo H198194, los cuales corresponden a: temperatura, conductividad, conductividad específica, pH y TDS (Total dissolved solid). Para el muestreo se emplearon jeringas plásticas esterilizadas de 60 ml y filtros de jeringa de 0,22  $\mu\text{m}$ . El procedimiento se diferenció según el tipo de muestra (Figura 4.1).



**Figura 4.1. Trabajo de terreno.** A: Muestreo de sedimentos; B: Medición de parámetros fisicoquímicos *in-situ*.

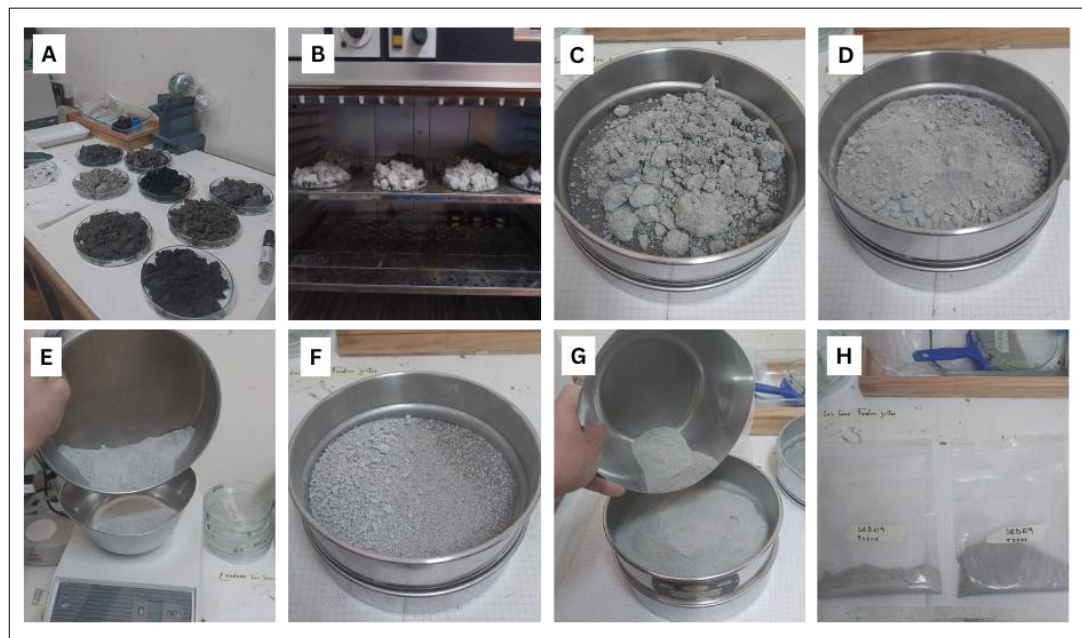
Independiente de la muestra, en primera instancia se efectuó un triple enjuague de la jeringa con agua de la misma muestra, sin el filtro incorporado. Posteriormente, se acopló el filtro a la jeringa y se realizó un lavado de este mediante la filtración y descarte de los primeros 10 ml de muestra. Una vez acondicionado el sistema, se procedió a la recolección de las muestras. En el caso de los análisis de cationes, las muestras fueron acidificadas *in situ* para su preservación, añadiendo 1,25 ml de HNO<sub>3</sub> Suprapur® de concentración 4N por cada muestra. Los frascos de recolección se taparon, enjuagando previamente las tapas y contratapas con la misma muestra. Todos los envases llenados hasta el tope, evitando la presencia de burbujas de aire en su interior, sellados con parafilm y debidamente rotulados. Posteriormente, las muestras fueron almacenadas a una temperatura de 4 °C hasta su análisis en laboratorio.

El muestreo de sedimentos se realizó utilizando una pala jardinera y bolsas tipo Ziploc como contenedores. El protocolo consistió en excavar hasta una profundidad aproximada de 10 cm, desde donde se extrajo un volumen representativo cercano a 1 kg por sitio de muestreo.

## 4.2 ANÁLISIS DE LABORATORIO

Las muestras de aguas fueron enviadas a al Laboratorio de Geoquímica de fluidos de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile. En donde los análisis de cationes mayores fueron efectuados por un Espectrofotómetro de absorción atómica con llama (F-AAS) Perkin Elmer PinAAcle 900F, con nebulizador estándar. Por otra parte, los análisis de aniones fueron realizados utilizando un Cromatógrafo Iónico Thermo Scientific Dionex ICS-2100 con columna analítica Dionex IonPac™ AS22 4 x 250 mm, precolumna Dionex IonPac™ AS22 4 x 50 mm y detector de conductividad. Y los análisis de trazas fueron efectuados utilizando el Espectrómetro de masas cuadrupolo con fuente de plasma acoplada inductivamente, Thermo Scientific ICP-MS Q iCAP Q.

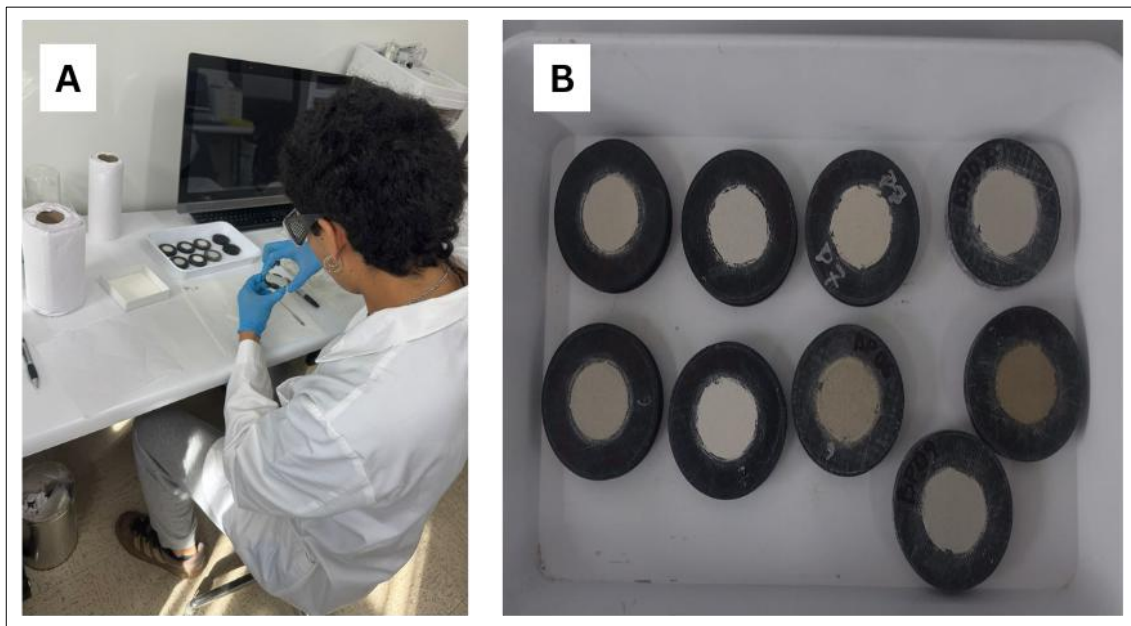
Por otro lado, el tratamiento de las muestras de sedimento se realizó personalmente en laboratorio. Se seleccionaron aproximadamente 400 g de cada muestra para su análisis (Figura 4.2A). Estas fracciones fueron secadas en un horno de aire forzado a una temperatura constante de 40 °C durante una semana, con el fin de evaporar el H<sub>2</sub>O y evitar alteraciones térmicas en la mineralogía o composición geoquímica (Figura 4.2B).



**Figura 4.2. Tratamiento de las muestras de sedimento.** A: Muestras separadas; B: Secado en horno; C: Sedimento en tamiz de 0,630 mm; D: Sedimento disgregado manualmente; E: Primer tamizado; F: Partículas restantes; G: Sedimento en tamiz de 0,088 mm; H: Sedimento doble tamizado (izquierda) y sedimento restante (derecha).

Una vez secas, las muestras fueron disgregadas manualmente y sometidas a un proceso de tamizado en seco. Primero, se utilizó un tamiz con abertura de 0,630 mm para separar las fracciones más gruesas, las cuales fueron almacenadas por separado en bolsas limpias. La fracción menor a 0,630 mm fue posteriormente tamizada con un segundo tamiz de malla 170 (0,088 mm), obteniendo una fracción fina con un peso mínimo de 25 g por muestra.

Una vez obtenida la fracción fina, se procedió al montaje aleatorio de las muestras para su posterior análisis (Figura 4.3). Este se realizó utilizando un difractor de rayos X BRUKER modelo D4 ENDEAVOR, equipado con un tubo de radiación de cobre (Cu  $K\alpha$ ). Los parámetros de adquisición incluyeron un rango de barrido de  $3^\circ$  a  $70^\circ$   $2\theta$ , con un paso de  $0,02^\circ$  y un tiempo de conteo de 1 segundo por paso. El análisis se llevó a cabo con un voltaje de 40 kV y una corriente de 20 mA.



**Figura 4.3. Montaje de las muestras para análisis de DRX.** A: Montaje aleatorio de muestras; C: Muestras listas para el análisis.

Por último, otra fracción de las muestras de sedimento fue enviada al Laboratorio de Geología Económica Aplicada (GEA), donde se realizó un análisis de espectrometría de emisión atómica con plasma acoplado inductivamente (ICP-OES) para determinar la composición elemental de los sedimentos.

### 4.3 PROCESAMIENTO E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

El procesamiento e interpretación de los datos obtenidos a través del muestreo comenzó con la representación de los puntos sobre una imagen satelital de la zona de estudio, con el objetivo de visualizar su distribución espacial. Posteriormente, se analizaron los parámetros fisicoquímicos medidos *in situ* (temperatura, pH, conductividad eléctrica y TDS), mediante la elaboración de tablas descriptivas.

Con el objetivo de caracterizar el sistema hidrogeoquímico del área de estudio, se trabajó con la composición química de las aguas, considerando elementos mayoritarios, menores y traza. En primer lugar, se realizó una limpieza de los datos geoquímicos, ajustando aquellos elementos que presentaban valores bajo el límite de detección ( $< LOD$ ). Cuando un elemento tenía uno o dos valores bajo el LOD, estos fueron reemplazados por la mitad del valor del límite. En cambio, si se registraban más de dos valores bajo el LOD para un mismo elemento, este se excluyó del análisis para evitar sesgos en la interpretación estadística. En base a esto se incluyeron como elementos mayoritarios:  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Cl^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $HCO_3^-$ ,  $CO_3^{2-}$ ,  $NO_3^-$ ,  $PO_4^{3-}$ ,  $Br^-$ ,  $F^-$  y  $SiO_2$ . Como elementos menores y traza, se incorporaron: Li, Sr, B, Co, Mo, Cd, U, Rb, Cs, As, V, Mn, Cu y Zn.

Para los elementos mayoritarios, se construyeron diagramas clásicos como Piper, Schoeller y Stiff, con el propósito de identificar las facies hidroquímicas presentes en el sistema y detectar similitudes entre muestras. Estos diagramas se realizaron a partir de los valores convertidos a miliequivalentes por litro (meq/L). Con el fin de evaluar la distribución de los datos, identificar relaciones entre elementos y agrupar las muestras según afinidades geoquímicas, se aplicaron análisis estadísticos univariantes, bivariantes y multivariantes para todos los elementos. Los análisis univariantes se llevaron a cabo mediante diagramas de caja (*boxplots*), los bivariantes a través de coeficientes de correlación de Pearson representados en mapas de calor, y los multivariantes mediante análisis de clúster jerárquico, visualizados en dendrogramas.

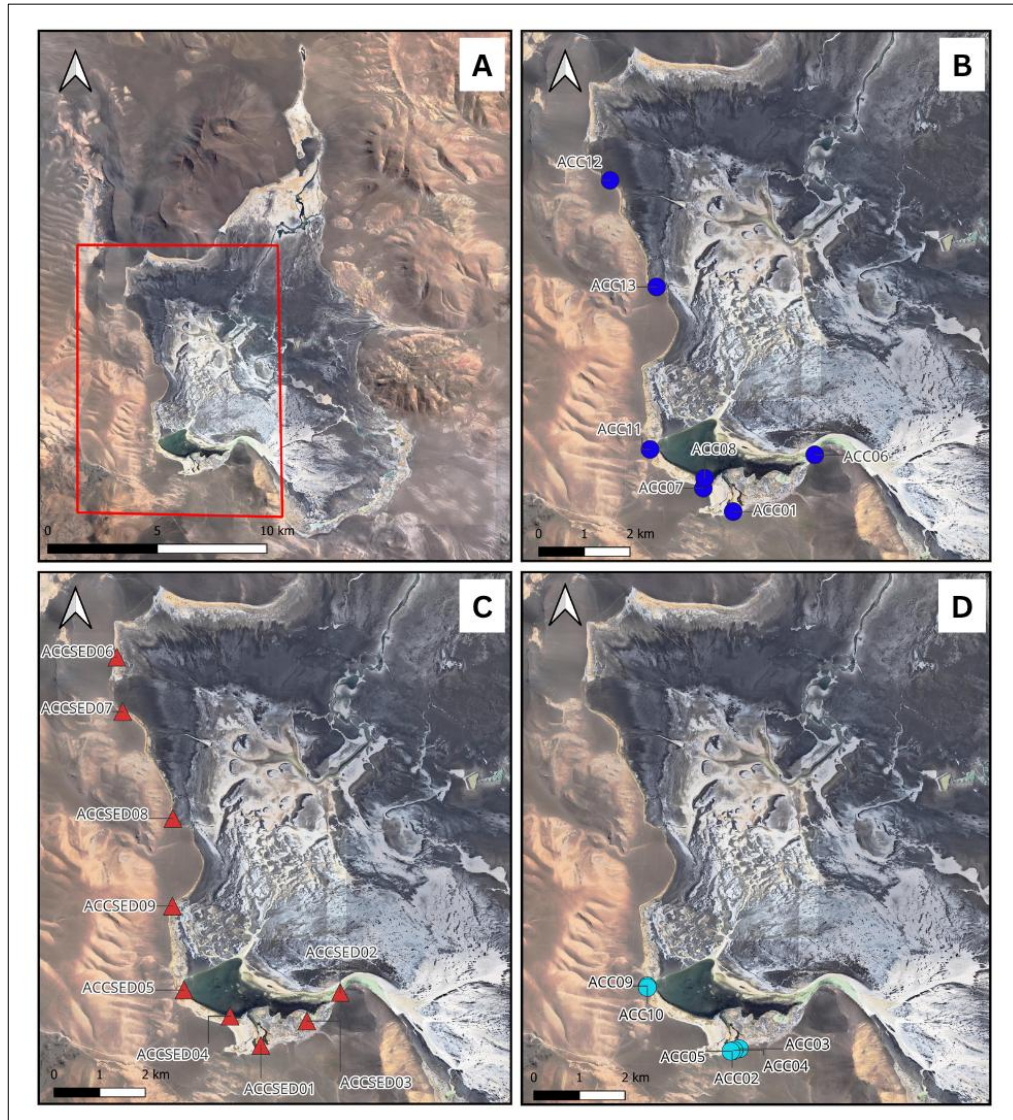
En paralelo, se procesaron e interpretaron los difractogramas obtenidos mediante el análisis de difracción de rayos X aplicado a las muestras de sedimentos. Para ello, se utilizó el software Diffrac.EVA, el cual permitió identificar las principales fases minerales presentes y estimar su

abundancia relativa de forma semicuantitativa. A partir de esta información, se construyó una tabla resumen con las fases minerales identificadas por muestra, así como un gráfico de barras apiladas que representa visualmente la distribución de abundancias relativas de cada fase mineral en los distintos puntos de muestreo.

Finalmente, los resultados geoquímicos de los sedimentos, que incluyeron concentraciones de Si,  $\text{Ca}^{2+}$ , Al, Fe,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ , Sr y As, fueron sometidos al mismo enfoque estadístico descrito previamente para las aguas. Esto incluyó análisis univariantes, bivariantes y multivariantes, con el objetivo de evaluar su distribución, identificar posibles asociaciones entre elementos y establecer agrupamientos en función de su afinidad geoquímica.

## 5. RESULTADOS

En este trabajo se analizaron un total de 13 muestras de aguas y 9 muestras de sedimentos recolectadas en el Salar de Aguas Calientes II (Figura 5.1).



**Figura 5.1.** Distribución de puntos de muestreo en el Salar de Aguas Calientes II. A: Área de muestreo; B: Muestras de aguas con datos geoquímicos y fisicoquímicos; C: Muestras de sedimentos finos; D: Muestras de aguas con datos fisicoquímicos.

Las muestras de agua fueron clasificadas según sus características de afloramiento. Seis de ellas corresponden a *thermal springs* (vertientes termales) (ACC01, ACC02, ACC03, ACC04, ACC10 y ACC11), tres a *salt lake* (lago salino) (ACC08, ACC12 y ACC13), tres a *groundwater* (agua subterránea) (ACC05, ACC07 y ACC09), y una a *spring* (vertiente) (ACC06). La distribución de

los puntos de muestreo de agua y sedimento se concentra en la zona suroccidental del salar (Figura 5.1A).

En la campaña de terreno se midieron parámetros fisicoquímicos *in situ* para las 13 muestras de agua, tales como pH, temperatura y conductividad eléctrica. Adicionalmente, siete de estas muestras fueron seleccionadas para análisis químicos de elementos mayoritarios y elementos traza (Figura 5.1B). Por su parte, todas las muestras de sedimentos fueron sometidas a análisis de Difracción de Rayos X (DRX) para la identificación mineralógica y a análisis químico ver su composición elemental.

Para validar la calidad de los análisis químicos de las aguas, se realizó un balance iónico, el cual consiste en verificar que los componentes mayoritarios se encuentren en equilibrio electroquímico, es decir, que la suma de las cargas de los cationes sea equivalente a la suma de las cargas de los aniones. La concentración total de cationes se calculó como la suma de  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$  y  $\text{Mg}^{2+}$ , mientras que la concentración total de aniones se calculó con  $\text{F}^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  y  $\text{HCO}_3^-$ . Los resultados del balance indicaron errores menores al 5% (tabla 2, anexo 1) en todas las muestras analizadas, lo cual demuestra que los análisis fueron de buena calidad (Appelo & Postma, 2005).

## 5.1 PARÁMETROS FISICOQUÍMICOS

En la Tabla 5.1 se presentan los valores obtenidos para los parámetros fisicoquímicos de las muestras de agua recolectadas. De manera general, la temperatura *in situ* varió entre 11,97 °C y 25,98 °C, con una media de 20,2 °C. Los valores de pH oscilaron entre 6,28 y 8,33, con un promedio de 6,86, lo que indica condiciones mayoritariamente neutras a levemente ácidas, aunque algunas muestras presentaron características ligeramente alcalinas. La conductividad eléctrica mostró una amplia variabilidad, con valores entre 3.634 y 133.000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , y un promedio de 22.489  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . En cuanto a los sólidos totales disueltos (TDS), se registraron concentraciones entre 1.812 y 66.550 mg/L, con un promedio general de 11.250 mg/L, evidenciando distintos grados de mineralización entre las muestras.

**Tabla 5.1. Parámetros fisicoquímicos de las muestras de agua obtenidos *in situ*.**

Muestra	T <i>in situ</i> °C	pH	Conductividad (µS/cm)	TDS (ppm)	Tipo de Manifestación
T2501-ACC01	25,2	6,55	5382	2692	Thermal spring
T2501-ACC02	25,98	6,74	5824	2909	Thermal spring
T2501-ACC03	24,56	6,56	5875	2938	Thermal spring
T2501-ACC04	25,06	6,64	5690	2847	Thermal spring
T2501-ACC05	19,5	6,62	5510	2755	Ground water
T2501-ACC06	15,09	6,28	8070	4036	Spring
T2501-ACC07	16,15	6,3	5121	2548	Ground water
T2501-ACC08	18,9	7,1	6760	3390	Salt lake
T2501-ACC09	11,97	6,83	4949	2472	Ground water
T2501-ACC10	17,43	7,08	3810	1902	Thermal spring
T2501-ACC11	18,6	6,69	3634	1812	Thermal spring
T2501-ACC12	22,48	8,33	98740	49400	Salt lake
T2501-ACC13	21,63	7,52	133000	66550	Salt lake

Al analizar los resultados de forma más específica según el tipo de manifestación, se observan diferencias notorias entre las distintas manifestaciones de agua.

Las muestras asociadas a vertientes termales presentan temperaturas *in situ* entre 17,4 °C y 26 °C, con un promedio de 22,8 °C. El pH varía entre 6,55 y 7,08 con una media de 6,71, mientras que la conductividad eléctrica se encuentra en un rango de 3.634 a 5.875 µS/cm, con una media de 5.036 µS/cm. Los valores de TDS fluctúan entre 1.812 y 2.930 mg/L, con un promedio de 2.517 mg/L.

Las correspondientes a aguas subterráneas someras muestran temperaturas entre 12,0 °C y 19,5 °C (promedio: 15,9 °C), pH entre 6,30 y 6,83 (media: 6,58), conductividad entre 4.949 y 5.510 µS/cm (promedio: 5.193 µS/cm), y TDS entre 2.472 y 2.755 mg/L, con un valor medio de 2.592 mg/L.

En el caso de los lagos salinos, las temperaturas *in situ* oscilan entre 18,9 °C y 22,5 °C, con una media de 20,7 °C. El pH presenta mayor variabilidad que en los otros tipos de agua, con valores entre 7,10 y 8,33 (promedio: 7,65). La conductividad eléctrica varía ampliamente entre 6.760 y 133.000 µS/cm (promedio: 79.486 µS/cm), mientras que los TDS son considerablemente elevados, con valores entre 3.390 y 66.550 mg/L, alcanzando un promedio de 39.780 mg/L.

Finalmente, la única vertiente muestreada presentó una temperatura *in situ* de 15,1 °C, un pH de 6,28, una alta conductividad eléctrica de 8.070 µS/cm y un TDS de 4.036 mg/L.

## 5.2 HIDROGEOQUÍMICA

A continuación, se clasifican y caracterizan químicamente las aguas del Salar de Aguas Calientes II, a partir del análisis de elementos mayoritarios y traza. El enfoque incluye la representación de los principales iones disueltos mediante diagramas clásicos como Piper, Stiff y Schoeller, junto con análisis estadísticos univariantes, bivariantes y multivariantes que permiten visualizar la distribución, correlación y agrupación de los elementos analizados.

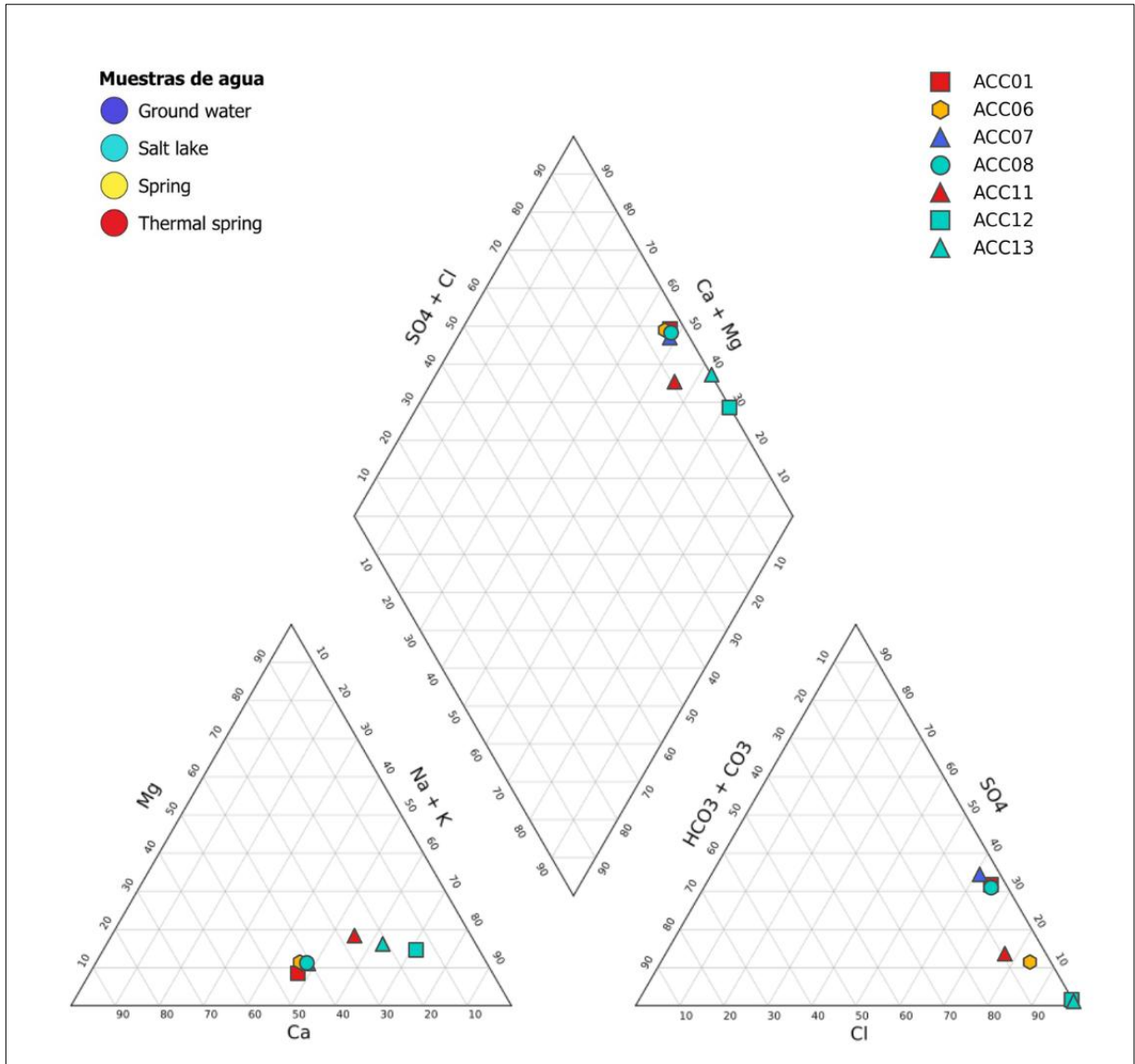
### 5.2.1 DIAGRAMA PIPER

Se analizó la naturaleza de las aguas mediante la representación de sus principales iones mayoritarios en un diagrama de Piper. Este tipo de representación permite clasificar las aguas según la proporción relativa de los cationes  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$ , así como de los aniones  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ . El diagrama se compone de dos triángulos (uno para cationes y otro para aniones) y un rombo central donde se proyectan los resultados combinados.

Según la concentración de cationes, las muestras ACC07, ACC11, ACC12 y ACC13 se agrupan en la región correspondiente a aguas sódicas, donde la concentración relativa de  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$  es superior a la de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$ . En cambio, las muestras ACC01, ACC06 y ACC08 se agrupan en la zona correspondiente a “sin ion dominante”, aunque cercanas al campo sódico. En el triángulo de aniones, todas las muestras se concentran hacia el vértice correspondiente a  $\text{Cl}^-$ , clasificándose como aguas cloruradas.

La proyección de los resultados en el rombo central del diagrama permite clasificar las aguas entre el campo aguas clorurado-sódicas y el de aguas mixtas (Figura 5.2), este último reflejando proporciones más equilibradas entre los principales iones disueltos.

A partir de esta clasificación general, se observan variaciones composicionales que permiten distinguir diferencias entre los distintos tipos de manifestaciones hídricas (lagos salinos, vertientes termales, aguas subterráneas someras y vertientes).



**Figura 5.2. Diagrama Piper de las aguas naturales.** Se distinguen dos facies químicas: Cl-Na y mixta.

Las muestras asociadas a cuerpos de agua identificados como lagos salinos (ACC08, ACC12 y ACC13) presentan en su conjunto una dominancia del ion  $\text{Cl}^-$  en el triángulo de aniones; sin embargo, difieren en su composición catiónica. Las muestras ACC12 y ACC13 se ubican próximas al vértice de  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$  en cationes y exactamente en el vértice de  $\text{Cl}^-$  en aniones, clasificándose como aguas cloruradas-sódicas. La muestra ACC08 presenta una mayor proporción relativa de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$ , lo que la sitúa en el campo de aguas mixtas, diferenciándose del patrón típico Na-Cl observado en ACC12 y ACC13.

En cuanto a las muestras de vertientes termales (ACC01 y ACC11), se observan diferencias en el

triángulo de cationes. ACC01 se ubica en una zona intermedia, con una leve inclinación hacia el vértice de  $\text{Ca}^{2+}$ , lo que indica una composición sin un catión dominante claro. En contraste, ACC11 se posiciona más próxima al vértice de  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ , evidenciando una dominancia catiónica sódica. En el triángulo de aniones, ambas muestras presentan a  $\text{Cl}^-$  como anión predominante, aunque ACC01 exhibe una mayor proporción relativa de  $\text{SO}_4^{2-}$ . En el rombo central, ACC01 cae dentro del campo de aguas mixtas, mientras que ACC11 se ubica dentro del campo clorurado-sódico.

Las muestras ACC06 (vertiente) y ACC07 (agua subterránea) presentan composiciones iónicas relativamente más equilibradas. En el triángulo de cationes, ambas muestran proporciones significativas de  $\text{Ca}^{2+}$ , lo que las distingue de las muestras con mayor predominancia de  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ . En el triángulo de aniones, ACC06 mantiene una clara dominancia de  $\text{Cl}^-$ , mientras que ACC07 presenta una mayor proporción relativa de  $\text{SO}_4^{2-}$ , situándose hacia el eje  $\text{Cl}^- - \text{SO}_4^{2-}$ . En el rombo central del diagrama, ambas muestras se ubican dentro del campo de aguas mixtas.

### 5.2.2 DIAGRAMA DE STIFF

Complementariamente al diagrama de Piper, se construyeron diagramas de Stiff para representar gráficamente la distribución relativa de los principales iones disueltos en cada muestra, expresados en miliequivalentes por litro (meq/L). Esta representación permite comparar visualmente las proporciones de cationes ( $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ) y aniones ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ) en cada punto de muestreo, facilitando la identificación de diferencias entre tipos de agua.

Las muestras ACC01, ACC06, ACC07, ACC08 y ACC11 fueron graficadas con una escala de hasta 60 meq/L, mientras que las muestras con mayor carga iónica, ACC12 y ACC13, se representaron con una escala extendida de hasta 1500 meq/L (Figura 5.4).

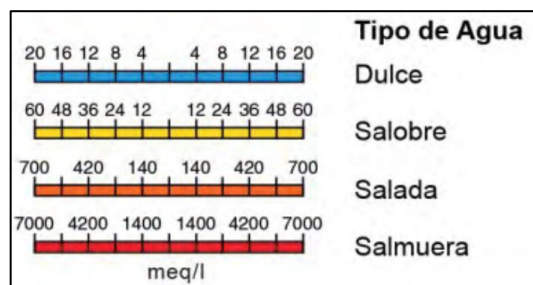
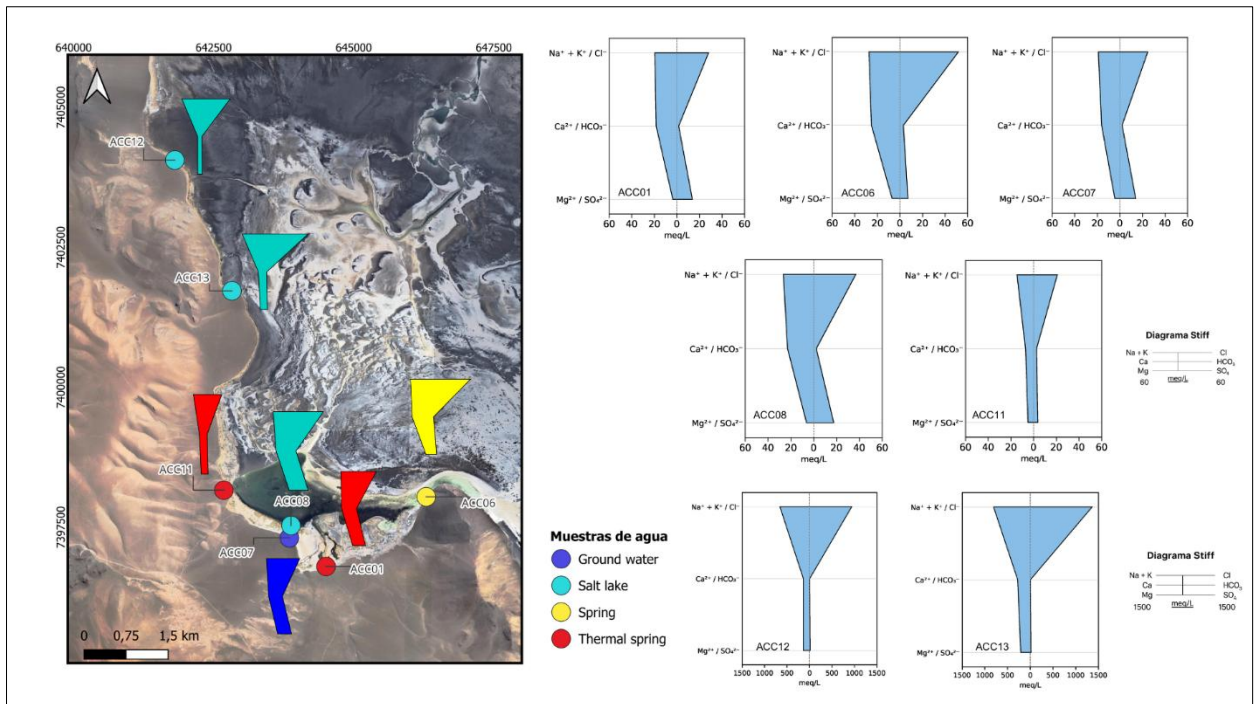


Figura 5.3. Tipo de aguas. Extraído de Troncoso & Ercilla (2016).

En base a lo observado y según la clasificación de aguas utilizada por Troncoso & Ercilla (2016) (Figura 5.3). Las muestras ACC01, ACC06, ACC07, ACC08 y ACC11, corresponden a aguas salobres y ACC12 junto con ACC13, corresponden a salmueras.

Los perfiles obtenidos muestran variaciones marcadas en forma y simetría. Las muestras ACC12 y ACC13 presentan perfiles anchos, dominados por  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$  y  $\text{Cl}^-$ , lo que refleja su alta concentración salina. En cambio, ACC08, muestra un perfil más estrecho y equilibrado, con una mayor proporción relativa de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$ , en concordancia con su clasificación como agua mixta en el diagrama de Piper.



**Figura 5.4. Diagramas Stiff de las aguas naturales.** En la parte izquierda se presenta una imagen satelital, la cual incluye cada punto de muestreo con su respectivo diagrama de Stiff. Al lado derecho de la figura se observan las muestras ACC01, ACC06, ACC07, ACC08 Y ACC11 con una escala de 60 meq/L, y las muestras ACC12 y ACC13 con una escala de 1.500 meq/L.

La vertiente termal ACC11 presenta un perfil simétrico, con predominancia de  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$  y  $\text{Cl}^-$ , mientras que ACC01 muestra un perfil más ancho y asimétrico, con una mayor presencia de  $\text{SO}_4^{2-}$ , coherente con su ubicación en el campo de aguas mixtas. Por otro lado, ACC07 y ACC06 presentan perfiles más estrechos y balanceados, con proporciones más equilibradas de  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Cl}^-$ .

### 5.2.3 DIAGRAMA DE SCHOELLER

En la figura 5.5 se observa un diagrama de Schoeller construido en base a las concentraciones de los principales iones disueltos, expresadas en miliequivalentes por litro (meq/L) y representadas en escala logarítmica.

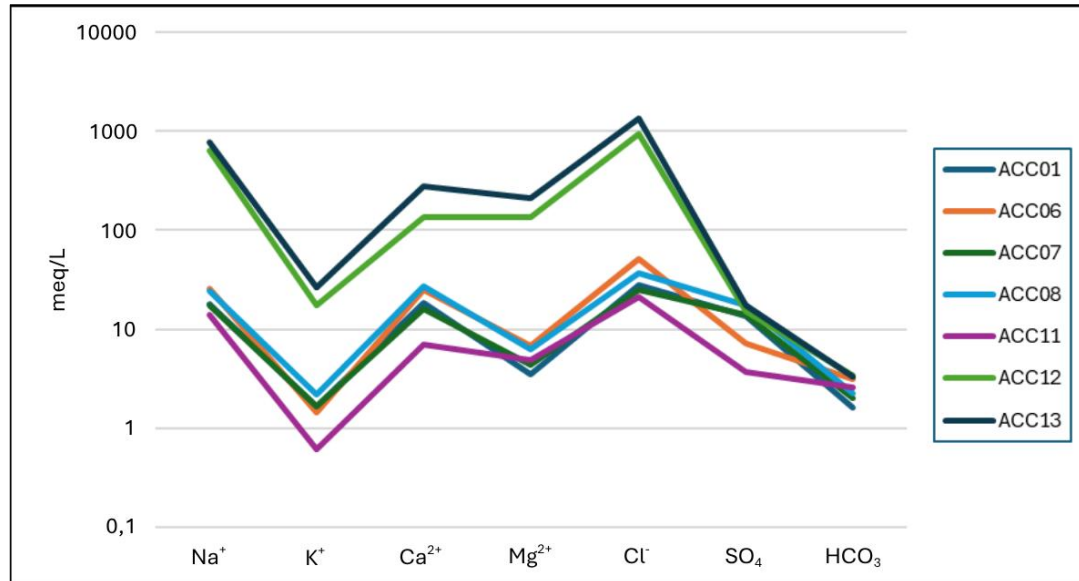


Figura 5.5. Diagrama de Schoeller de las muestras de agua del Salar de Aguas Calientes II.

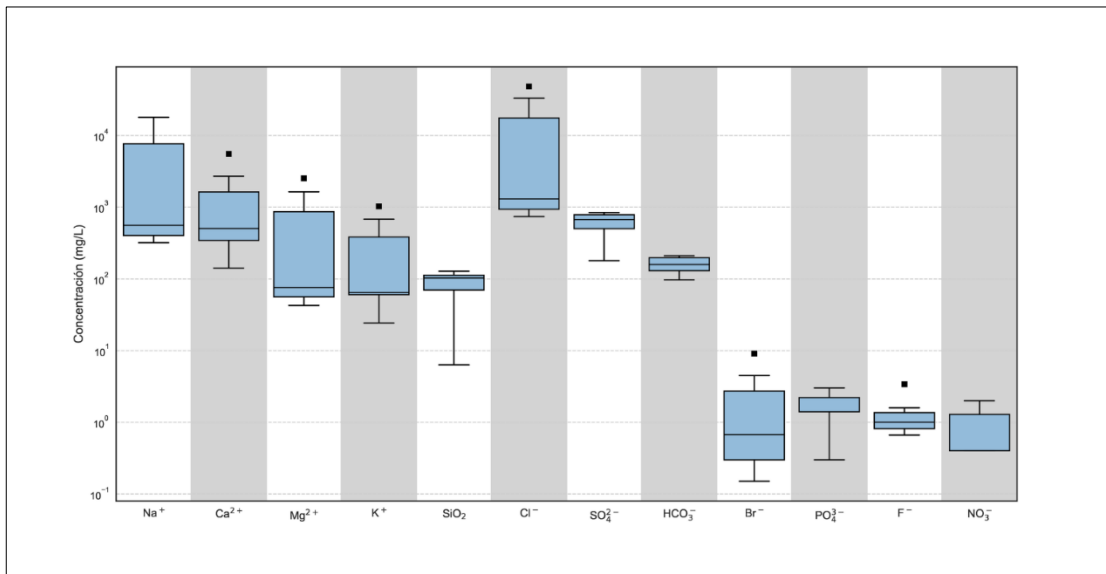
En general, las muestras presentan un patrón químico similar, con mayores concentraciones relativas de Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup> y Cl<sup>-</sup>, en comparación con K<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> y SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, aunque se evidencian diferencias relevantes en la magnitud de estos iones entre las distintas muestras.

Las muestras ACC12 y ACC13, correspondientes a lagos salinos, destacan por tener concentraciones significativamente superiores al resto, alcanzando valores de hasta 1.363,5 meq/L de Cl<sup>-</sup>, es decir, hasta dos órdenes de magnitud por encima de las demás muestras. Estas presentan una relación más equilibrada entre Ca<sup>2+</sup> y Mg<sup>2+</sup>, a diferencia de las demás muestras, en las que se observa un contraste más marcado entre estos dos cationes.

### 5.2.4 ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE ELEMENTOS MAYORITARIOS

Con el objetivo de explorar la distribución y comportamiento de los elementos mayoritarios presentes en las muestras, se realizaron análisis estadísticos univariantes, bivariantes y multivariantes.

En primer lugar, se elaboró un diagrama de caja (*boxplot*) para los elementos mayoritarios, presentado en la Figura 5.6. Este análisis permitió visualizar la dispersión, la concentración y la presencia de valores atípicos en cada ion. El  $\text{Na}^+$  presenta las concentraciones más elevadas entre los cationes, con una distribución amplia que abarca aproximadamente tres órdenes de magnitud, pero sin valores atípicos evidentes. El  $\text{Ca}^{2+}$  mostró concentraciones distribuidas principalmente entre  $10^2$  y  $10^3$  mg/L, con algunos valores atípicos hacia concentraciones más altas. Para  $\text{Mg}^{2+}$ , las concentraciones se ubicaron entre  $10^1$  y  $10^3$  mg/L, sin valores atípicos visibles. El  $\text{K}^+$  presentó concentraciones entre  $10^1$  y  $10^2$  mg/L, con algunos valores extremos. El  $\text{SiO}_2$  exhibió concentraciones dentro de un rango relativamente acotado, entre  $10^1$  y  $10^2$  mg/L.



**Figura 5.6. Boxplot de los elementos mayoritarios.** Distribución estadística de los principales cationes y aniones, destacando la variación de  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$ .

Por su parte, el  $\text{Cl}^-$  mostró el mayor rango de concentración entre todos los iones evaluados, extendiéndose desde aproximadamente  $10^2$  hasta valores superiores a  $10^4$  mg/L, con valores atípicos detectados por encima del rango intercuartílico. El  $\text{SO}_4^{2-}$  presentó concentraciones entre  $10^2$  y  $10^3$  mg/L, mientras que el  $\text{HCO}_3^-$  se distribuyó entre  $10^1$  y poco más de  $10^2$  mg/L, sin valores atípicos evidentes. Los iones presentes en menores concentraciones fueron  $\text{Br}^-$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ ,  $\text{F}^-$  y  $\text{NO}_3^-$ , con valores mayoritariamente ubicados entre  $10^{-1}$  y  $10^1$  mg/L. Las concentraciones de  $\text{F}^-$  y  $\text{NO}_3^-$  se distribuyeron de manera más compacta dentro del rango bajo, sin valores extremos observados.

Con el propósito de evaluar las relaciones lineales entre los iones, se realizó un análisis bivariado mediante la correlación de Pearson, cuyos resultados se presentan en la figura 5.7. Las correlaciones más altas se registraron entre  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$  ( $r \approx 0,99$ ),  $\text{Na}^+$  y  $\text{Mg}^{2+}$  ( $r \approx 0,99$ ),  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$  ( $r \approx 0,99$ ), y  $\text{Na}^+$  y  $\text{NO}_3^-$  ( $r \approx 0,99$ ). También se destacaron las fuertes correlaciones entre  $\text{Cl}^-$  y  $\text{NO}_3^-$  ( $r \approx 0,97$ ),  $\text{K}^+$  y  $\text{NO}_3^-$  ( $r \approx 0,96$ ),  $\text{Br}^-$  y  $\text{NO}_3^-$  ( $r \approx 0,91$ ), y  $\text{PO}_4^{3-}$  y  $\text{NO}_3^-$  ( $r \approx 0,88$ ). Por su parte, el  $\text{SiO}_2$  mostró correlaciones negativas con la mayoría de los iones mayoritarios, destacando las relaciones con  $\text{Na}^+$  ( $r \approx -0,91$ ),  $\text{Cl}^-$  ( $r \approx -0,88$ ),  $\text{Mg}^{2+}$  ( $r \approx -0,86$ ) y  $\text{NO}_3^-$  ( $r \approx -0,95$ ).

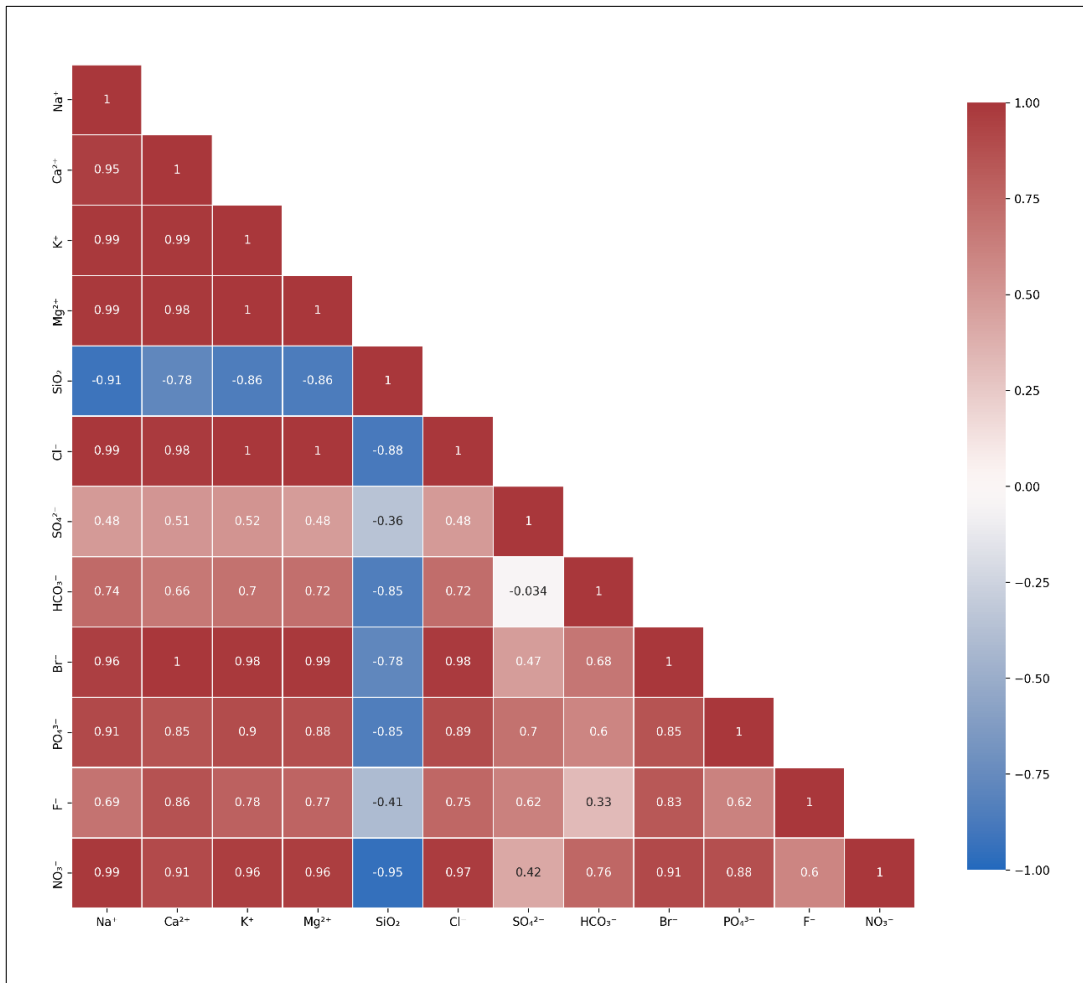
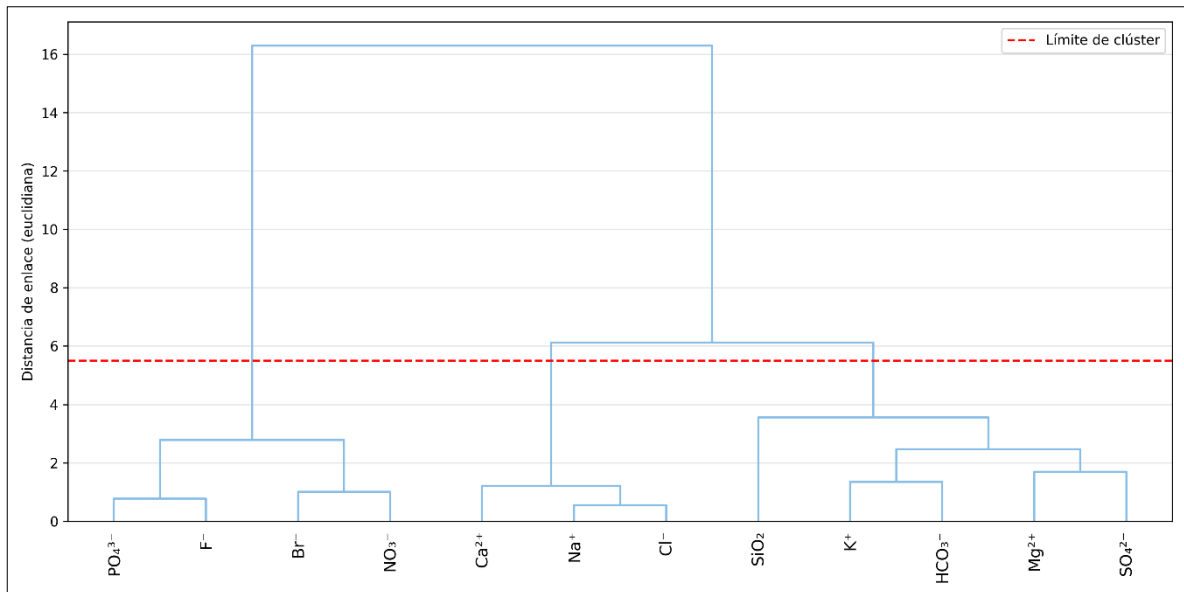


Figura 5.7. Mapa de calor de correlación de Pearson para los elementos mayoritarios.

El  $\text{HCO}_3^-$  presentó correlaciones moderadas con  $\text{Na}^+$  ( $r \approx 0,74$ ),  $\text{Cl}^-$  ( $r \approx 0,72$ ) y  $\text{NO}_3^-$  ( $r \approx 0,76$ ). El  $\text{SO}_4^{2-}$  mostró correlaciones más bajas y variables, en torno a valores entre 0,4 y 0,5 con varios iones, como  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  y  $\text{Cl}^-$ . Entre los iones presentes en menores concentraciones, se destaca la correlación entre  $\text{Br}^-$  y  $\text{PO}_4^{3-}$  ( $r \approx 0,85$ ), y entre  $\text{Br}^-$  y  $\text{F}^-$  ( $r \approx 0,83$ ). En general, se observa una

fuerte asociación entre los principales cationes y aniones, mientras que el  $\text{SiO}_2$  presenta un comportamiento inverso respecto al resto de los elementos, con correlaciones inversas altas como  $\text{NO}_3^-$  ( $r \approx -0,95$ ) y  $\text{Cl}^-$  ( $r \approx -0,88$ ).

Finalmente, con el fin de identificar patrones de similitud multivariados entre los elementos, se elaboró un dendrograma jerárquico utilizando el método de enlace de Ward y la distancia euclidiana como medida de similitud (Figura 5.8). Este mostró una primera agrupación cercana entre  $\text{PO}_4^{3-}$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{Br}^-$  y  $\text{NO}_3^-$ , que se asocian a bajas distancias de enlace, lo que sugiere similitudes en sus distribuciones de concentración.



**Figura 5.8. Dendrograma de elementos mayores.** Se definen 3 clúster según el análisis.

Un segundo grupo está conformado por  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$ , los cuales se agrupan a distancias intermedias, indicando un comportamiento compartido entre estos cationes y aniones mayoritarios. Por otra parte,  $\text{K}^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  forman un tercer clúster, con uniones a distancias bajas entre ellos, lo que refleja perfiles de concentración similares. El  $\text{SiO}_2$  se encuentra vinculado a este último grupo, pero se separa a una distancia de enlace algo mayor, lo que sugiere un comportamiento parcialmente diferenciado.

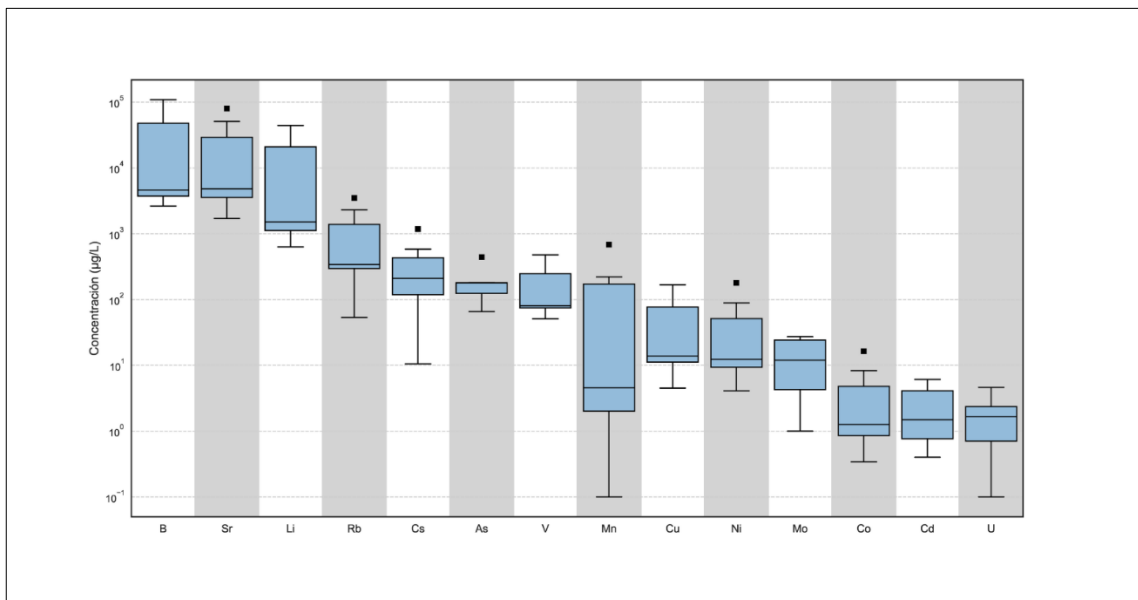
La estructura general del dendrograma se segmenta en tres clústeres principales al considerar un nivel de corte en una distancia de enlace de aproximadamente 5,5.

### 5.2.5 ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE ELEMENTOS MENORES Y TRAZA

Respecto a los elementos menores presentes en las aguas del área de estudio, se identifican concentraciones elevadas en varios de ellos, asociadas al carácter endorreico de la cuenca y la presencia del salar como cuerpo de acumulación. Los elementos menores que presentan las concentraciones promedio más altas corresponden a Li, B y Sr, alcanzando órdenes de magnitud del orden de  $10^4$   $\mu\text{g/L}$ . En segundo término, se identifican Rb, y Cs, con concentraciones promedio cercanas a los  $10^3$   $\mu\text{g/L}$ .

Siguiendo la misma metodología aplicada para los elementos mayores, se realizaron análisis estadísticos univariantes, bivariantes y multivariantes para los elementos traza, con el objetivo de explorar sus patrones de distribución, correlación y agrupación.

En el diagrama de caja el B presentó las concentraciones más elevadas entre los elementos traza, con un amplio rango de dispersión que abarca aproximadamente tres órdenes de magnitud. El Sr mostró concentraciones entre  $10^3$  y  $10^5$   $\mu\text{g/L}$ , con algunos valores atípicos hacia concentraciones más altas. El Li exhibió concentraciones distribuidas principalmente entre  $10^2$  y  $10^4$   $\mu\text{g/L}$ , sin valores atípicos evidentes (Figura 5.9).



**Figura 5.9. Boxplot de los elementos menores y traza.** Distribución estadística de los elementos traza presentes en las muestras de agua, destacando B, Sr y Li.

El Rb y el Cs presentaron concentraciones entre  $10^2$  y  $10^3$   $\mu\text{g/L}$ , ambos con valores extremos hacia concentraciones más altas. El As y el V se concentraron en rangos más acotados, principalmente entre  $10^1$  y  $10^2$   $\mu\text{g/L}$ . El Mn mostró la mayor dispersión relativa entre los elementos analizados, con concentraciones que varían desde valores cercanos a  $10^0$   $\mu\text{g/L}$  hasta valores sobre  $10^3$   $\mu\text{g/L}$ , incluyendo valores atípicos hacia concentraciones elevadas.

Los elementos presentes en concentraciones más bajas fueron Cu, Ni, Mo, Co, Cd y U, con rangos mayoritariamente entre  $10^0$  y  $10^2$   $\mu\text{g/L}$ . Entre ellos, el Co y el Ni presentan valores fuera del rango intercuartílico, mientras que el Cd no evidenció valores atípicos.

Una vez caracterizada la distribución individual de los elementos, se procedió a evaluar sus posibles asociaciones lineales mediante el análisis de correlación de Pearson. En la figura 5.10 se presenta el mapa de calor correspondiente a este análisis, donde se observan correlaciones muy altas y positivas entre varios de los elementos evaluados.

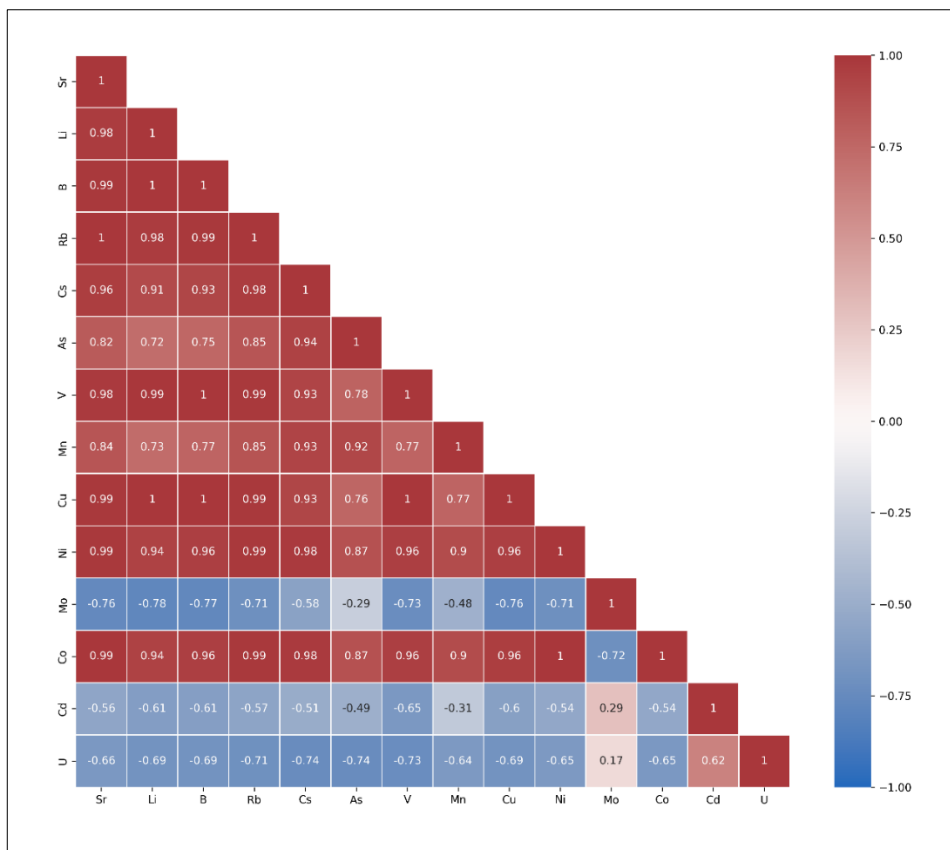
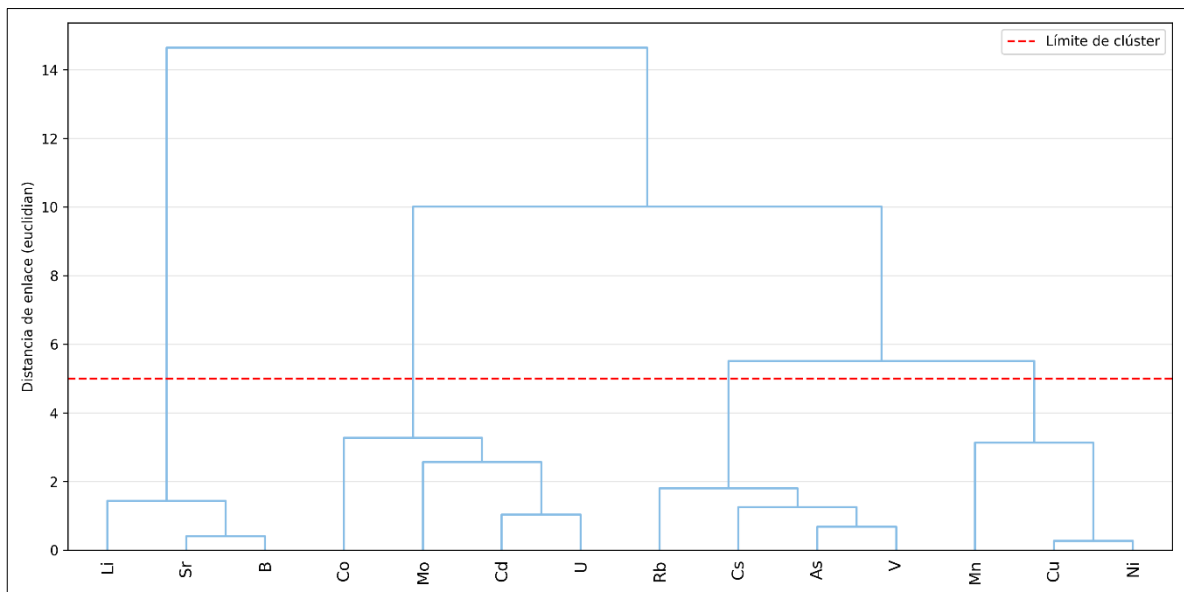


Figura 5.10. Mapa de calor de correlación de Pearson para los elementos traza.

Se destacan las correlaciones entre Sr y Rb ( $r \approx 1.00$ ), Sr y B ( $r \approx 0,99$ ), y Sr y Cu ( $r \approx 0,99$ ), indicando una fuerte asociación entre estos elementos. También se registraron correlaciones altas entre Li y Cu ( $r \approx 1,00$ ), Li y Rb ( $r \approx 0,98$ ) y B y Cu ( $r \approx 0,99$ ). Además, se observaron correlaciones relevantes entre V con Rb ( $r \approx 0,99$ ) y con Cu ( $r \approx 0,96$ ). Por su parte, el As presentó correlaciones significativas con Cs ( $r \approx 0,94$ ) y con Rb ( $r \approx 0,85$ ). Por otro lado, se identificaron correlaciones negativas notables, especialmente entre Mo y otros elementos. Mo presentó relaciones inversas con Sr ( $r \approx -0,76$ ), Li ( $r \approx -0,78$ ), B ( $r \approx -0,77$ ), Cu ( $r \approx -0,76$ ) y Rb ( $r \approx -0,71$ ). El Cd y el U también mostraron correlaciones negativas con Sr, Cu, B, Rb y V, aunque estas fueron de menor magnitud en comparación con las observadas para Mo (Figura 5.9).

El análisis evidencia la existencia de un grupo de elementos altamente correlacionados, principalmente cationes alcalinos como  $\text{Li}^+$ ,  $\text{Rb}^+$  y  $\text{Cs}^+$ , junto con  $\text{Sr}^{2+}$ , B, Cu y V, que tienden a presentar patrones de concentración similares en las muestras analizadas.

Para complementar el análisis bivariado y explorar patrones multivariados de similitud entre los elementos traza, se construyó un dendrograma jerárquico, elaborado mediante el método de enlace de Ward y utilizando la distancia euclidiana como medida de similitud. Al establecer un nivel de corte en aproximadamente 5,0, se distinguen cuatro clústeres principales (Figura 5.11).



**Figura 5.11. Dendrograma de elementos traza.** Se definen 4 clústeres según el análisis.

El primer clúster está compuesto por Li, Sr y B, elementos que se agrupan a distancias de enlace bajas, lo que indica similitudes en sus perfiles de concentración. El segundo clúster está formado por Mo, Cd, U y Co. Dentro de este grupo, Mo, Cd y U se agrupan estrechamente a distancias bajas, mientras que el Co se une al grupo a una distancia intermedia, pero aún dentro del nivel de corte.

El tercer clúster está integrado por Rb, Cs, As y V, los cuales presentan asociaciones a bajas distancias de enlace. Por último, el cuarto clúster está compuesto por Mn, Cu y Ni, elementos que forman un grupo bien definido con uniones a distancias bajas.

### 5.3. SEDIMENTOS FINOS

En esta sección se presentan los resultados obtenidos a partir del análisis de los sedimentos finos recolectados en el sistema. El estudio incluye la identificación mineralógica mediante DRX y un análisis estadístico en base a los resultados de la química de los sedimentos (Anexo I y II).

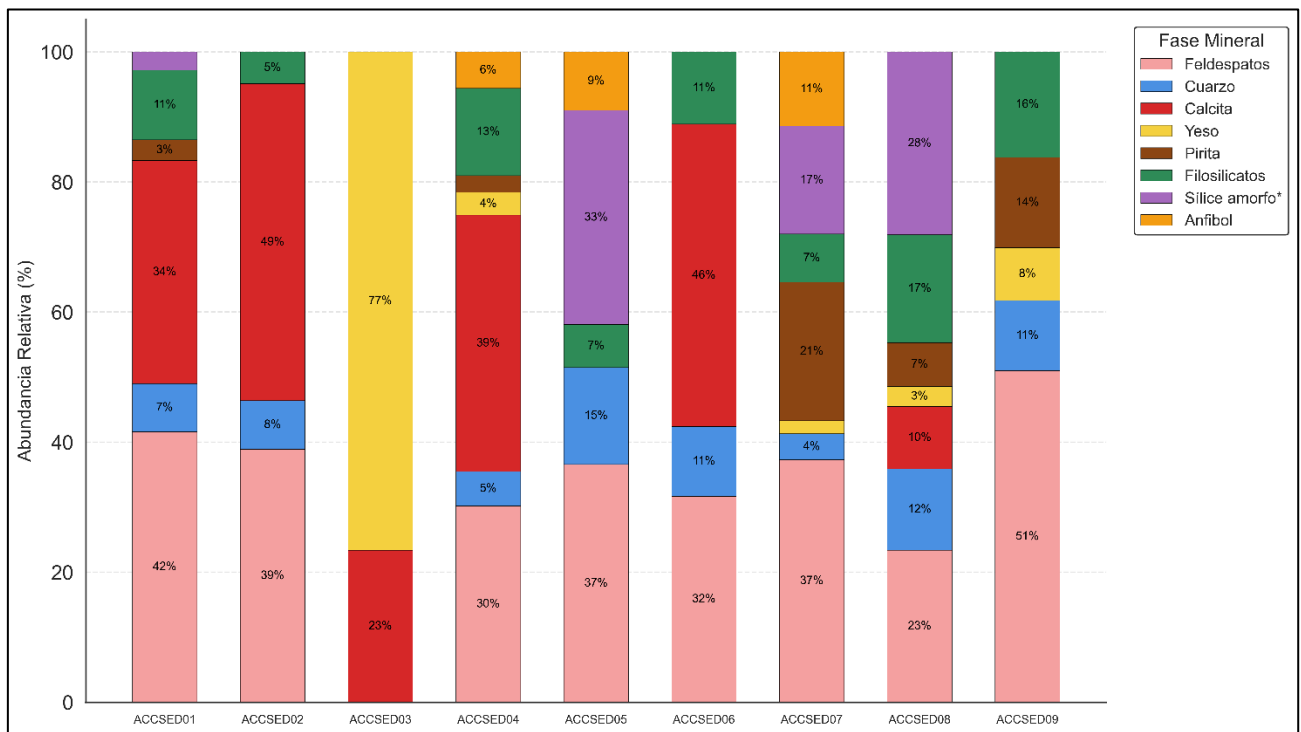
En la Tabla 5.2 se presenta la distribución de las fases minerales identificadas en las muestras de sedimentos mediante DRX. La tabla resume la presencia o ausencia de las principales fases observadas, las cuales incluyen cuarzo, cristobalita, feldespatos (agrupando albita, labradorita y otras plagioclasas), calcita, yeso, pirita, filosilicatos (incluyendo phlogopita e illita), anfíboles (hornblenda) y ópalo.

**Tabla 5.2. Fases minerales presentes en las muestras de sedimentos.** \*Se observa una elevación difusa del fondo, señal que es compatible con una fracción pobremente ordenada de sílice (como ópalo) y/o vidrio volcánico, sin embargo, no es concluyente por DRX.

Fase mineral	ACCSED01	ACCSED02	ACCSED03	ACCSED04	ACCSED05	ACCSED06	ACCSED07	ACCSED08	ACCSED09
Cuarzo	●	●		●	●	●	●	●	●
Cristobalita	●				●			●	
Feldespatos	●	●		●	●	●	●	●	●
Calcita	●	●	●	●		●		●	
Yeso			●	●		●	●	●	
Pirita	●			●		●	●	●	
Filosilicatos	●	●		●	●	●	●	●	●
Anfíboles				●		●			
Ópalo*					●		●		

El cuarzo y los feldespatos son las fases más recurrentes en las muestras analizadas, seguidos por los filosilicatos, los cuales presentan también una amplia distribución. Las fases evaporíticas, como la calcita y el yeso, muestran una presencia variable entre las muestras. La piritita es una fase accesoria que se identifica con frecuencia, mientras que los anfíboles, representados por hornblenda, se detectaron de manera puntual en algunas muestras específicas. Finalmente, la señal difusa del fondo (probablemente asociada a sílice amorfo como ópalo y/ vidrio volcánico) se identificó en muestras aisladas.

Mediante el procesamiento de los difractogramas con el software Difracc.EVA, se obtuvieron estimaciones de la abundancia relativa de las distintas fases minerales presentes en cada una de las muestras analizadas. Los resultados se presentan en un gráfico de barras apiladas de la figura 5.12, el cual permite visualizar de forma integrada la abundancia relativa de las fases minerales en cada muestra. Se observa que los carbonatos y los feldespatos tienden a ser las fases predominantes en la mayoría de las muestras. Otras fases como el yeso, los filosilicatos, la piritita y los ópalos muestran variaciones notables entre las muestras, lo que refleja la diversidad mineralógica presente en los sedimentos analizados.

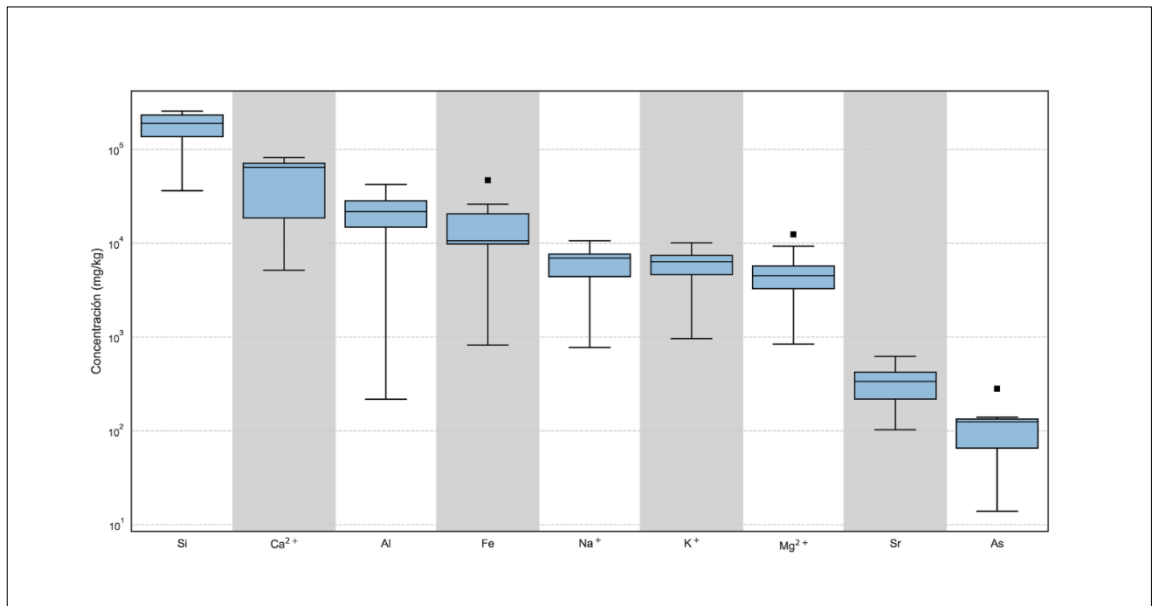


**Figura 5.12. Gráfico de barras apiladas.** Se observan las abundancias relativas de las fases minerales por muestra.

\*Sílice amorfo no concluyente con DRX.

Con el objetivo de describir la distribución de las concentraciones de los elementos en los sedimentos, al igual que en el caso de las aguas, se elaboró un *boxplot* que permite visualizar los rangos y valores característicos de cada elemento.

En la figura 5.13 se presenta el *boxplot* de las concentraciones de los elementos mayoritarios y trazas analizados en los sedimentos. Se observa que el Si muestra las concentraciones más elevadas, con una distribución acotada y valores mayoritariamente superiores a  $10^5$  mg/kg. Le siguen el  $\text{Ca}^{2+}$ , el Al y el Fe, cuyos rangos de concentración se encuentran entre  $10^4$  y  $10^5$  mg/kg. En el caso del Fe, se observa la presencia de valores atípicos.

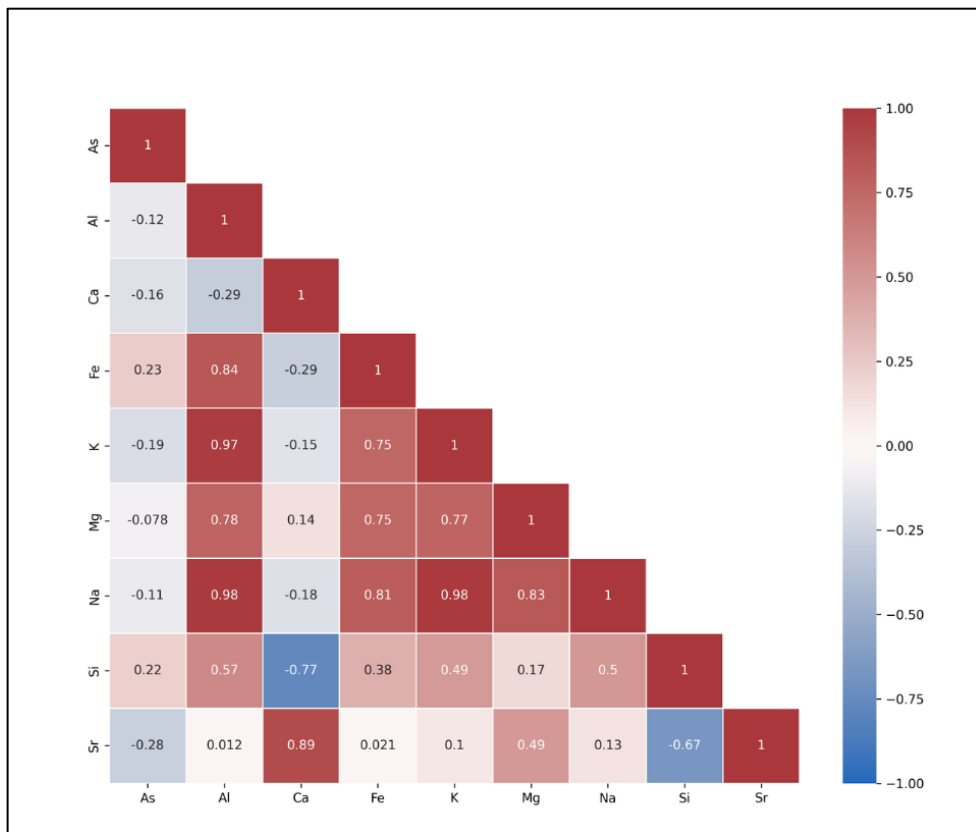


**Figura 5.13. Boxplot de los elementos correspondientes a los sedimentos.**

En un rango inferior, entre  $10^3$  y  $10^4$  mg/kg, se ubican el  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  y el  $\text{Mg}^{2+}$ , este último también con valores atípicos. Finalmente, los elementos con las menores concentraciones corresponden al Sr y al As, con valores mayoritariamente bajo  $10^3$  mg/kg y presencia de valores atípicos para el As.

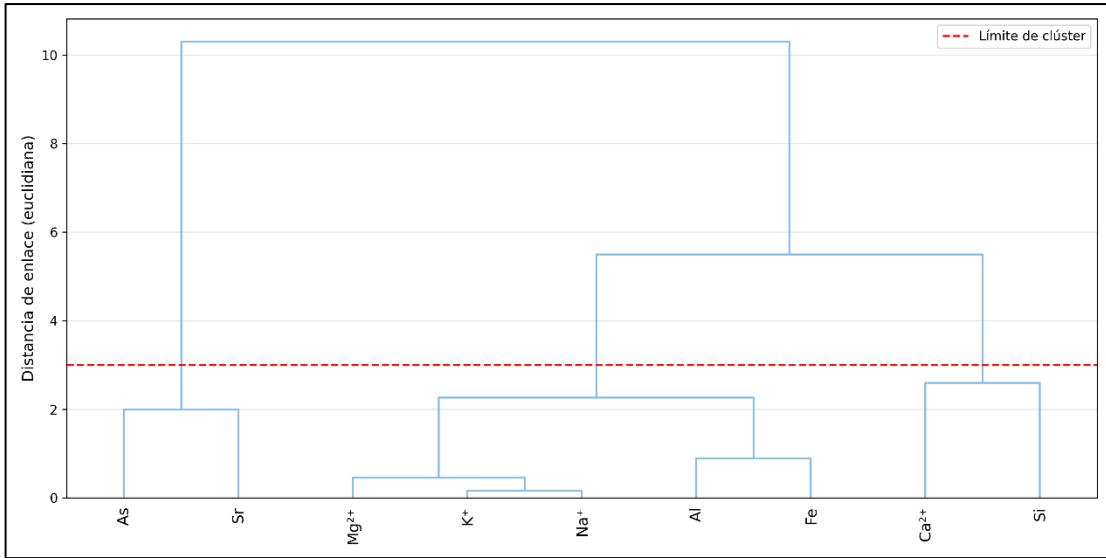
Posteriormente, se calculó la matriz de correlación de Pearson para evaluar las relaciones entre los elementos presentes en los sedimentos. La Figura 5.14 muestra la intensidad y dirección de estas correlaciones mediante un mapa de calor.

Se observan correlaciones positivas altas entre Al y Na ( $r = 0,98$ ), Al y K ( $r = 0,97$ ), Al y Fe ( $r = 0,84$ ) y Al y Mg ( $r = 0,78$ ). Asimismo, K muestra altas correlaciones con Na ( $r = 0,98$ ) y con Mg ( $r = 0,77$ ). También se destaca una correlación positiva entre Ca y Sr ( $r = 0,89$ ). Por otro lado, se identifican correlaciones negativas entre Si y Ca ( $r = -0,77$ ) y entre Si y Sr ( $r = -0,67$ ). Las correlaciones restantes presentan valores bajos o cercanos a cero, indicando asociaciones débiles o sin relación significativa.



**Figura 5.14. Mapa de calor de correlación de Pearson para los elementos de los sedimentos finos.**

Con el fin de profundizar en las asociaciones entre los elementos, se realizó un análisis de agrupación jerárquica, cuyos resultados se presentan en la Figura 5.15.



**Figura 5.15. Dendrograma de elementos.** Se definen 3 clústers según el análisis.

Este análisis permitió establecer distintos niveles de similitud entre los elementos presentes en los sedimentos. Se distingue un primer grupo formado por  $Mg^{2+}$ ,  $K^+$ ,  $Na^+$ , Fe y Al, los cuales presentan una alta cercanía entre sí, evidenciada por la baja distancia de enlace. Un segundo grupo está conformado por  $Ca^{2+}$  y Si, los cuales se agrupan de manera diferenciada. Finalmente, As y Sr se agrupan en un clúster separado, mostrando una asociación distinta respecto a los grupos anteriores.

## 6. DISCUSIÓN

La evolución química de las aguas en cuencas hidrológicas cerradas, como los salares altoandinos, está controlada por un conjunto de procesos geoquímicos complejos, que incluyen, la evaporación progresiva, la interacción agua-roca, el intercambio iónico, las reacciones redox, la mezcla con salmueras profundas pre-enriquecidas, la influencia geotermal y la redisolución de minerales altamente solubles como la halita y el yeso (Appelo & Postma, 2005; DGA, 2009a; Risacher *et al.*, 2003; Troncoso & Ercilla, 2016).

En particular, en los salares del altiplano chileno, estas dinámicas se ven intensificadas por las condiciones hiperáridas que caracterizan la región, donde las bajas tasas de recarga y las altas tasas de evaporación favorecen la rápida evolución de las aguas hacia salmueras concentradas, enriquecidas principalmente en  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$  (Risacher *et al.*, 1999b).

De esta manera, el análisis conjunto de las características fisicoquímicas, la composición geoquímica de las aguas y las fases minerales presentes en los sedimentos del Salar de Aguas Calientes II permite discutir en profundidad estos procesos y comprender mejor las dinámicas hidrológicas e hidrogeológicas que controlan la firma química de las aguas en este sistema.

### 6.1 PARÁMETROS FISICOQUÍMICOS

En ambientes hiperáridos como el Desierto de Atacama, las temperaturas de las aguas superficiales suelen estar fuertemente influenciadas por las condiciones climáticas locales y la hora del día en que se realiza el muestreo, lo que limita su utilidad como parámetro hidrogeoquímico representativo, salvo en casos donde se trate de fuentes termales activas (Tapia *et al.*, 2018). Considerando esto, en el presente estudio se ha optado por no incorporar el análisis de temperatura, ya que, a pesar de haber aguas clasificadas como vertientes termales, las muestras recolectadas no superan los 25 °C *in situ*, por lo que no permiten considerarlas como un parámetro representativo que posibilite la comparación entre diferentes procesos en las aguas.

Los valores de pH en las muestras del Salar de Aguas Calientes II varían entre 6,28 y 8,33, lo cual es consistente con los rangos típicos observados en aguas superficiales y salmueras de salares del Altiplano, donde predominan condiciones neutras a ligeramente alcalinas (Álvarez, *et al.*, 2022b;

Risacher *et al.*, 2003).

En general, todas las muestras presentan valores similares, aunque se observa que las asociadas a lagos salinos presentan pH levemente más alcalinos. Esta diferencia puede explicarse por una mayor influencia de procesos de evaporación en estas muestras, lo que favorecería la concentración de solutos y desencadenaría la precipitación de carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ), la cual es reconocida como la primera fase que precipita durante la evaporación de las aguas en salares altoandinos (Risacher *et al.*, 1999a). La precipitación de calcita consume bicarbonato ( $\text{HCO}_3^-$ ) y desplaza el equilibrio del carbono hacia la liberación de  $\text{CO}_2$  disuelto. Según Many *et al.* (2024), la precipitación de 1 mol de calcita implica la remoción de 2 mol de alcalinidad y la producción de 1 mol de  $\text{CO}_2$ , lo que puede inducir la desgasificación hacia la atmósfera cuando las condiciones ambientales (alta radiación, baja presión, viento) facilitan su escape. Este mecanismo, al reducir la presión parcial de  $\text{CO}_2$  en el sistema, contribuye al aumento progresivo del pH, empujando al sistema hacia condiciones de mayor alcalinidad (Hem, 1985).

Respecto a la CE, esta varía entre 3.634 y 133.000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , mientras que los TDS oscilan entre 1.812 y 66.550 ppm. Este rango amplio refleja distintos grados de evolución hidrogeoquímica. La CE y el TDS son parámetros comúnmente utilizados como indicadores generales del contenido de solutos disueltos en el agua, aunque su relación es empírica y depende del tipo y carga de los solutos presentes (Hem, 1985). En ambientes de cuencas cerradas como los salares altoandinos, la evolución química de las aguas está influenciada por procesos como la disolución de sales evaporíticas y la concentración progresiva por evaporación, que tienden a aumentar la salinidad a lo largo del tiempo (Risacher *et al.*, 1999a).

En este contexto, las aguas de recarga muestreadas correspondientes a vertientes termales y vertientes presentan concentraciones de TDS superiores a las esperadas para aguas derivadas exclusivamente de la meteorización de rocas volcánicas, las cuales, según Risacher *et al.* (2003), deberían contener entre 100 y 600 mg/L de TDS. Este exceso sugiere que, además de la meteorización, estas aguas podrían haber disuelto evaporitas o interactuado con salmueras recicladas en su trayecto hacia el salar. Esta interpretación coincide con lo planteado por Risacher *et al.* (2003), quienes indican que el contenido promedio de sales en las aguas que alimentan los

salares del norte de Chile supera ampliamente lo que puede atribuirse solo a la alteración de rocas volcánicas, destacando la disolución de evaporitas y el reciclaje de salmueras como procesos claves.

Por otro lado, las muestras correspondientes a lagos salinos y a aguas subterráneas someras (~2 metros de profundidad) pertenecen al sistema interno del salar. Si bien ambas corresponden a aguas evolucionadas dentro del sistema, las muestras de lagos salinos presentan valores considerablemente más altos de CE y TDS en comparación con las muestras de aguas subterráneas someras. Esto podría indicar que las aguas de los correspondientes han estado sometidas a procesos más intensos y prolongados de evaporación, mientras que las segundas reflejarían un grado de concentración intermedio. Según Risacher *et al.* (2003), las aguas subterráneas profundas no suelen estar sujetas a evaporación significativa, pero las aguas subterráneas someras (< 3-5 m de profundidad) sí pueden verse afectadas por evaporación intersticial, especialmente cuando la franja capilar alcanza la superficie. Esto permitiría interpretar que las aguas subterráneas muestreadas en este estudio han sido parcialmente concentradas por evaporación en el subsuelo somero.

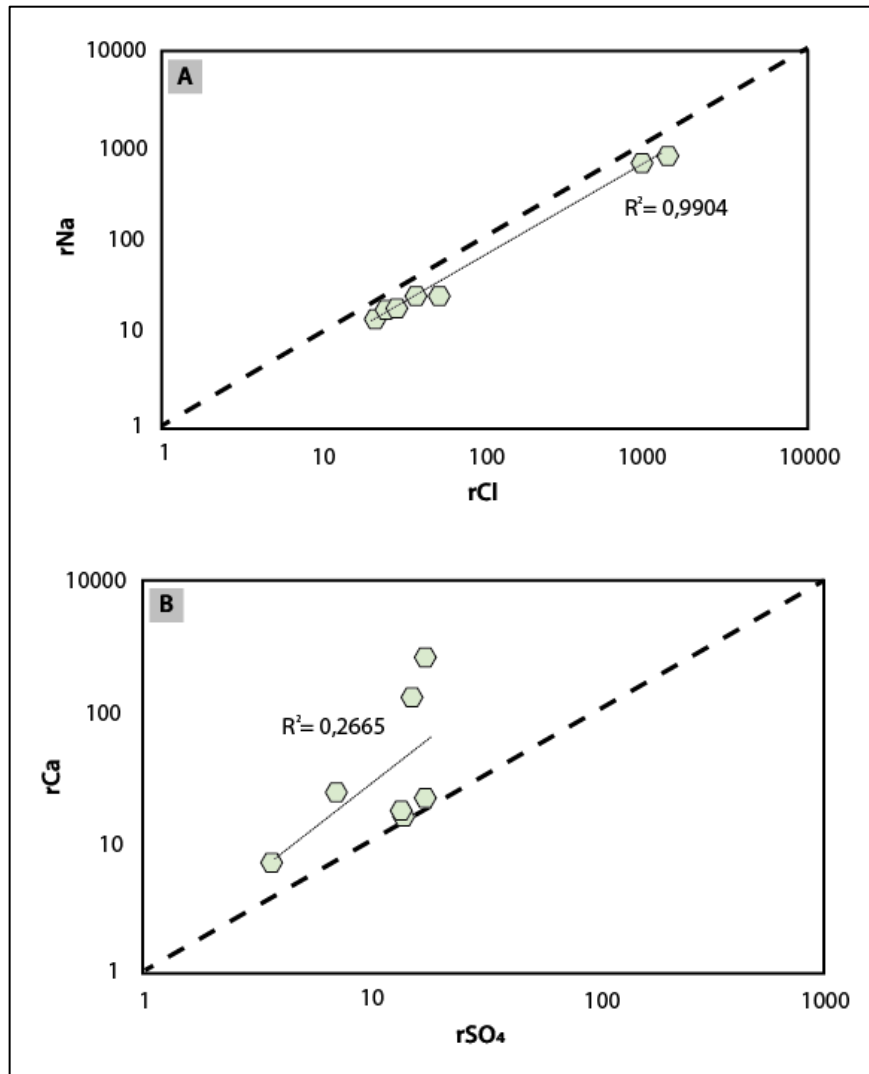
En conjunto, las diferencias en CE y TDS observadas entre las vertientes junto a las vertientes termales, las aguas subterráneas someras y los lagos salinos, permiten sugerir que las primeras habrían adquirido su carga salina principalmente por disolución de sales y posibles procesos de mezcla en su trayectoria hacia el salar, mientras que las segundas reflejarían un estado intermedio de concentración y las terceras evidenciarían un grado avanzado de evolución hidrogeoquímica dominado probablemente por la evaporación dentro del sistema.

En síntesis, los parámetros fisicoquímicos analizados reflejan la coexistencia de aguas con distintos grados de evolución dentro del sistema, permitiendo establecer una primera aproximación a los procesos que controlan la química del Salar de Aguas Calientes II.

## **6.2 PROCESOS HIDROGEOQUÍMICOS**

El análisis de las relaciones entre los principales iones disueltos, especialmente  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$ , resulta fundamental para evaluar la influencia de procesos como la redisolución de

evaporitas antiguas, la evolución por evaporación progresiva y la posible remoción o incorporación de solutos secundarios a través de la interacción agua-roca (Risacher *et al.*, 1999a).



**Figura 6.1. Gráficos de dispersión de elementos mayores.** A: Gráfico Na vs Cl. B: Gráfico Ca vs SO<sub>4</sub>. r = (meq/L)

En base a la figura 6.1A, se observa que en el gráfico de Na<sup>+</sup> vs Cl<sup>-</sup>, los datos se distribuyen muy cercanamente a la recta equimolar Na<sup>+</sup> = Cl<sup>-</sup>, con una fuerte correlación entre ambos elementos (R<sup>2</sup> = 0,9904). Según Risacher *et al.* (1999a), las aguas que se alinean sobre o muy cerca de la recta equimolar son indicativas de disolución de halita pura.

Dentro de este patrón general, las muestras presentan diferentes grados de concentración, lo que sugiere distintos niveles de evolución geoquímica relativa dentro del sistema. En este contexto, es

razonable interpretar que el grupo de muestras con menores concentraciones está mayormente controlado por la disolución de halita, reflejando aguas que probablemente han experimentado un menor grado de concentración por evaporación en comparación con las muestras más concentradas, pero donde la disolución de sales sigue siendo el proceso geoquímico dominante.

Por otro lado, las muestras con mayores concentraciones probablemente representan aguas que han estado sometidas a condiciones más prolongadas de concentración por evaporación, lo que explicaría sus elevados niveles de solutos sin modificar la proporción equimolar entre  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$ . Este comportamiento es coherente con lo planteado por Risacher *et al.* (2003), quienes explican que, durante las primeras etapas de concentración por evaporación, el  $\text{Na}^+$  y el  $\text{Cl}^-$  se comportan como componentes conservativos y evolucionan de manera equimolar hasta alcanzar la saturación con respecto a la halita.

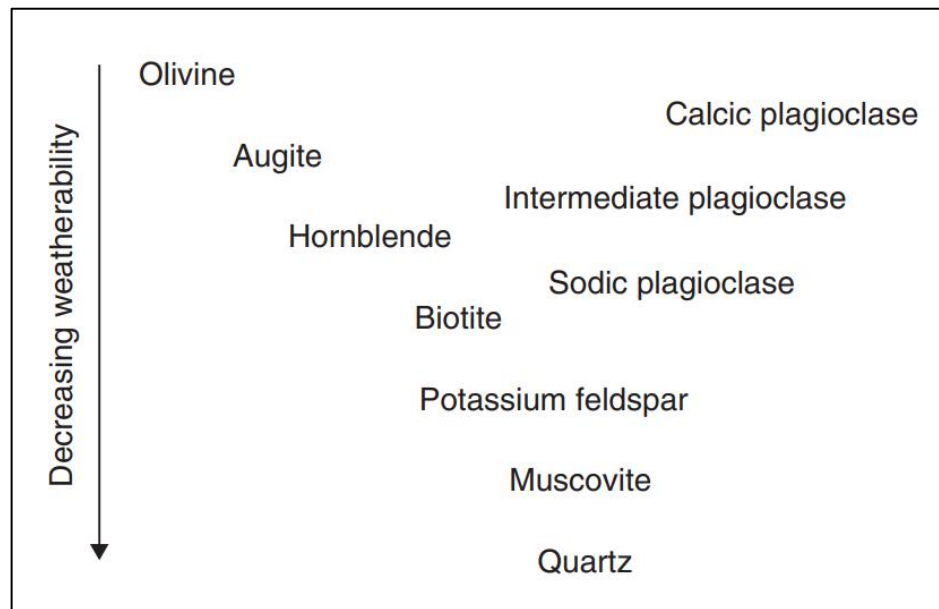
Respecto al diagrama  $\text{Ca}^{2+}$  vs  $\text{SO}_4^{2-}$  (Figura 6.1B), no se observa el mismo comportamiento asociado a la recta equimolar del gráfico anterior ( $\text{Na}^+$  vs  $\text{Cl}^-$ ), sino que las muestras se presentan de forma más dispersa y, en su mayoría, por encima de la línea equimolar, lo que indica un enriquecimiento relativo de calcio respecto al sulfato.

Este comportamiento sugiere que, además de la posible disolución de yeso ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) o anhidrita ( $\text{CaSO}_4$ ), existen fuentes adicionales de calcio en el sistema (Risacher *et al.*, 1999a). En este contexto, una interpretación consistente con la geología local es la interacción agua-roca con las unidades volcánicas que afloran directamente en los bordes del salar, lo que sugiere un aporte geoquímico local.

Entre estas unidades destaca la Ignimbrita Atana, caracterizada por la presencia de plagioclasa cálcica (25-30 %) y anfíboles (hornblenda) (~1 %) (Gardeweg & Ramírez, 1987), y además se encuentran expuestas en el sector las secuencias volcánicas del Mioceno y del Plioceno, compuestas principalmente por andesitas de piroxeno, andesitas de hornblenda, tobas y lavas dacíticas subordinadas (Gardeweg & Ramírez, 1985; Ramírez & Gardeweg, 1982). Estas rocas son relevantes ya que contienen minerales cálcicos como plagioclasas, hornblenda y piroxenos, que son altamente susceptibles a la meteorización química y cuya disolución representa un

mecanismo eficiente para la liberación de calcio en ambientes naturales, especialmente en acuíferos donde el agua circulante mantiene la solución insaturada respecto a estas fases.

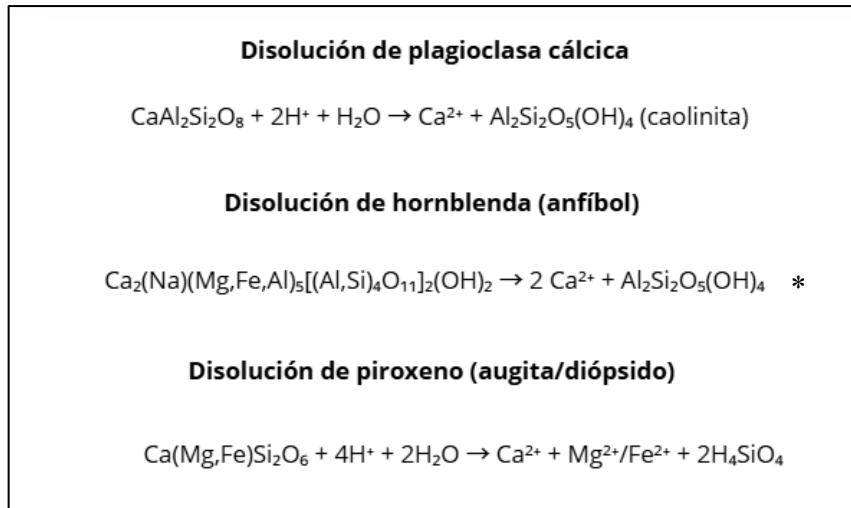
Esto es respaldado por la secuencia de meteorización de Goldich (1938), presentada por Appelo & Postma (2005), la cual indica que minerales como la plagioclasa cálcica, la augita (piroxeno) y la hornblenda (anfíbol) se encuentran entre los más susceptibles a la meteorización en ambientes naturales (Figura 6.2).



**Figura 6.2. Secuencia de meteorización de Goldich (1938).** Se observa que la plagioclasa cálcica, la augita y la hornblenda presentan alta susceptibilidad a la meteorización. Modificado de Appelo & Postma (2005).

Según Clark (2015), la meteorización de minerales silicatados como plagioclasas, hornblendas y piroxenos contribuye significativamente a la liberación de cationes, incluyendo calcio, en las aguas subterráneas.

Los procesos de disolución química involucrados pueden representarse mediante las siguientes reacciones generales:



**Figura 6.3. Reacciones de disolución con liberación de  $\text{Ca}^{2+}$ .** \* Esta es una ecuación simplificada de la hornblenda. No existe una ecuación única y completamente balanceada que represente su meteorización debido a su composición variable, y además que la disolución de esta va acompañada de un proceso de reprecipitación de especies minerales arcillosas (Proust, *et al.*, 2006).

Estas reacciones muestran que el calcio es liberado en solución como resultado de la meteorización de estos minerales, proceso que también contribuye a la formación de minerales secundarios como caolinita (en el caso de plagioclasas y hornblenda) y al enriquecimiento de sílice en las aguas (Figura 6.3).

Este patrón ha sido reportado en otros salares altoandinos. Risacher (1999a) presenta un análisis comparativo donde la relación  $\text{Ca}^{2+}$  vs  $\text{SO}_4^{2-}$  muestra una fuerte correlación ( $r = 0,93$ ) próxima a la relación equimolar, interpretada como resultado de la redisolución de sulfato de calcio por aguas de aporte diluidas. No obstante, los puntos en ese estudio también presentan una mayor dispersión en comparación con la relación entre  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$ , lo que Risacher atribuye a que los sulfatos de calcio son sales poco solubles, a diferencia del cloruro de sodio, por lo que las cantidades aportadas de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  no son lo suficientemente elevadas como para ocultar las concentraciones iniciales, no equimolares, derivadas de la alteración de rocas. En el caso del Salar de Aguas Calientes II, el bajo coeficiente de correlación obtenido ( $R^2 = 0,2665$ ) sugiere que el calcio no proviene exclusivamente de la disolución de sulfatos, sino que responde a múltiples fuentes, siendo la interacción agua-roca con las formaciones volcánicas locales un aporte significativo. Otra respuesta a este enriquecimiento en calcio puede estar asociado por lo que plantea Cervetto (2012), la cual dice que las aguas subterráneas de la cuenca muestran una estratificación, dado que las de

mayor profundidad están altamente concentradas y enriquecidas en  $\text{Ca}^{2+}$ , lo que sugiere una mezcla de aguas de aporte diluidas con las aguas subterráneas profundas enriquecidas en  $\text{Ca}^{2+}$ .

Risacher *et al.* (1999b) y Troncoso & Ercilla (2016) han propuesto que la alta salinidad observada en el borde occidental del Salar de Aguas Calientes II se debe a la disolución de halita y yeso, probablemente asociados a evaporitas enterradas de la Formación San Pedro, las cuales no afloran en superficie, pero podrían estar presentes en subsuelo bajo unidades volcánicas recientes. Esta hipótesis se apoya en la observación de aguas con relaciones  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$  y  $\text{Ca}^{2+}/\text{SO}_4^{2-}$  cercanas a 1, lo que apunta a un origen evaporítico más que a una evolución puramente evaporativa. Por su parte, Troncoso & Ercilla (2016) plantea que la estructura ubicada en el borde occidental del salar, correspondiente al margen occidental de la caldera La Pacana, presenta una mayor permeabilidad, lo que favorecería la circulación profunda de aguas ricas en sales. Según Cervetto (2012), en el este sistema, un lente de agua subterránea salobre ( $< 5.000 \text{ mg/L}$ ) fluye hacia el salar sobre una masa de agua salina más profunda (hasta  $60.000 \text{ mg/L}$ ), lo que sugiere la existencia de un flujo regional profundo que aporta soluciones altamente mineralizadas. Asimismo, Cervetto asigna a la Ignimbrita Atana (unidad que aflora en este sector) una permeabilidad media-alta ( $10^{-2}$ – $10^{-1} \text{ m/d}$ ), lo cual facilita la migración de estas aguas hacia el sistema superficial.

Junto con los análisis de las relaciones  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$  y  $\text{Ca}^{2+}/\text{SO}_4^{2-}$  previamente discutidos, y con el fin evaluar si el enriquecimiento en cloruro observado podría atribuirse a la disolución de evaporitas o a la mezcla con salmueras antiguas, se incorporó el análisis de la relación  $\text{Cl}^-/\text{Br}^-$ . Esta razón actúa como un trazador geoquímico ampliamente utilizado en estudios hidrogeoquímicos para discriminar entre procesos de evaporación, disolución de halita y mezclas con salmueras residuales (Alcalá & Custodio, 2008; Cartwright *et al.*, 2006).

En el gráfico  $\text{Cl}^-$  vs  $\text{Cl}^-/\text{Br}^-$  (Figura 6.4), se observa una evolución geoquímica en distintas etapas, en la cual las aguas salobres, es decir, aquellas con concentraciones intermedias de  $\text{Cl}^-$  dentro del conjunto analizado, presentan relaciones  $\text{Cl}^-/\text{Br}^-$  notablemente elevadas. Este comportamiento implica un aumento desproporcionado del  $\text{Cl}^-/\text{Br}^-$  respecto al contenido absoluto de  $\text{Cl}^-$ , lo que sugiere un aporte de cloruro sin bromo, atribuible a la disolución de halita o mezcla con salmueras residuales. La dispersión vertical observada en este rango refuerza la idea de un proceso de adición

puntual de  $\text{Cl}^-$ , más que uno gradual por evaporación.

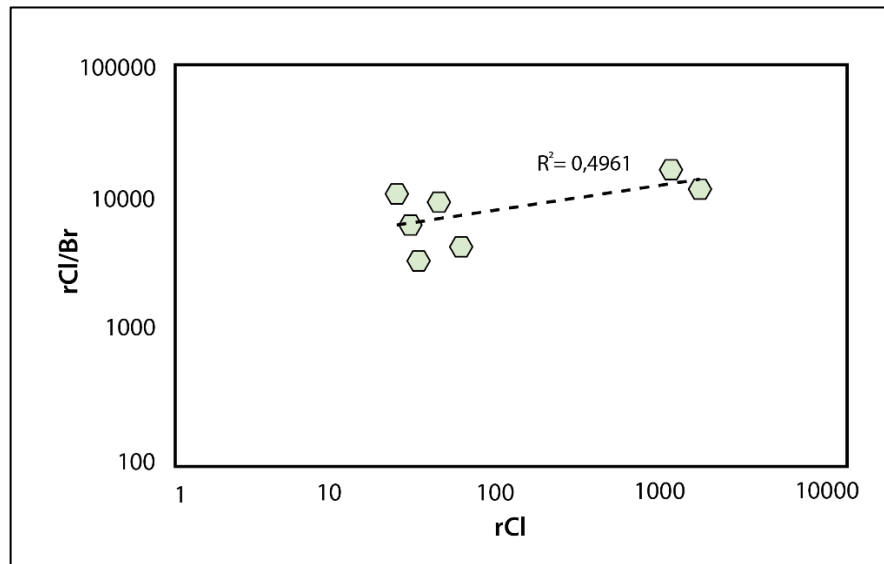


Figura 6.4. Diagrama bivariado logarítmico de  $r\text{Cl}/r\text{Br}$  en función de  $r\text{Cl}$ .

Por su parte, las dos muestras con mayor concentración de cloruro, que corresponden a lagos salinos, presentan tanto valores absolutos de  $\text{Cl}^-$  como relaciones  $\text{Cl}^-/\text{Br}^-$  elevadas, pero sin mostrar un incremento adicional de  $\text{Cl}^-/\text{Br}^-$  con respecto al aumento de  $\text{Cl}^-$ . Este comportamiento sugiere que el enriquecimiento en cloruro ocurrió antes de la evaporación, y que dicha evaporación afectó a soluciones previamente modificadas por disolución de halita o mezcla con salmueras residuales. Esta interpretación es coherente con lo propuesto por Cartwright *et al.* (2006), quienes señalan que la disolución de halita genera un aumento significativo en la relación  $\text{Cl}^-/\text{Br}^-$  sin necesidad de grandes concentraciones de  $\text{Cl}^-$ , mientras que la evaporación de soluciones ya enriquecidas en cloruro tiende a concentrar proporcionalmente ambos iones, manteniendo estable dicha razón. En consecuencia, las muestras clasificadas como lagos salinos, a pesar de presentar relaciones  $\text{Cl}^-/\text{Br}^-$  similares a las aguas salobres, se ubican a mayores concentraciones de  $\text{Cl}^-$ , lo cual es indicativo de un mayor grado de evaporación actuando sobre soluciones ya enriquecidas en  $\text{Cl}^-$ .

Los valores de  $\text{Cl}^-/\text{Br}^-$  obtenidos (3349 a 16.740 meq/L) exceden ampliamente los rangos típicos del agua meteórica (300-650) o del agua de mar (~650), y se alinean con lo reportado en otros salares del Altiplano para aguas influenciadas por evaporitas enterradas (Alcalá & Custodio, 2008; Risacher *et al.*, 2003). La presencia de estas relaciones extremadamente elevadas incluso en aguas

salobres refuerza la idea de que el aporte de cloruro ocurre antes de un proceso evaporítico importante.

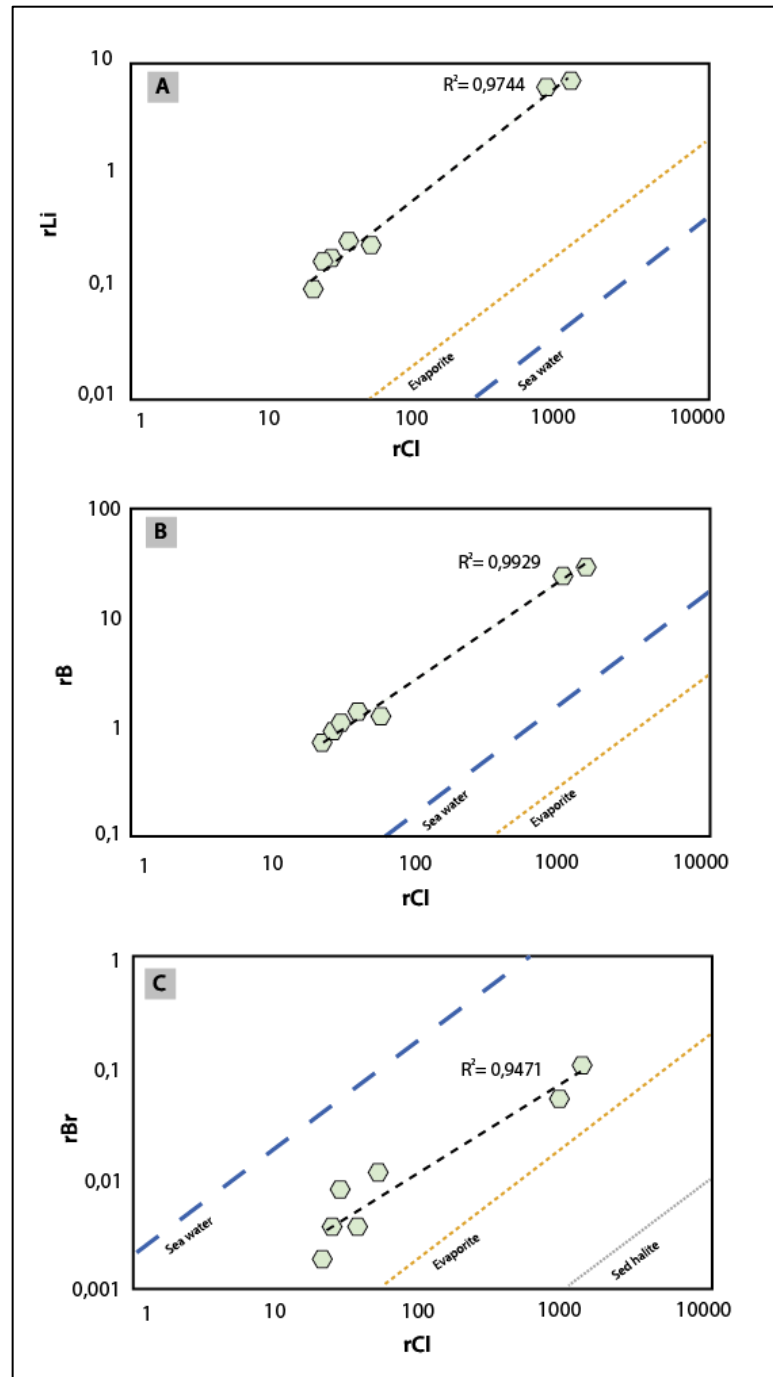
Siendo esta interpretación coherente con la presencia de una masa de agua subterránea salina estratificada en el subsuelo del borde occidental del salar (hasta 60.000 mg/L), documentada por Cervetto (2012), y con lo planteado por Risacher *et al.* (1999b) y Troncoso & Ercilla (2016) respecto a la posible disolución de evaporitas enterradas asociadas a la Formación San Pedro.

Dentro del análisis de los procesos que controlan la composición química de las aguas, resulta fundamental evaluar la distribución y comportamiento de ciertos elementos traza como el Li, el B y el Br. Las relaciones molares de estos elementos con el cloruro ( $\text{Cl}^-$ ), expresadas en miliequivalentes por litro (meq/L), constituyen herramientas útiles para interpretar la evolución geoquímica en ambientes evaporíticos. El cloruro, al actuar como un ion conservativo durante la evaporación, permite normalizar las concentraciones y distinguir entre procesos como evaporación, interacción agua-roca, mezcla de aguas y posibles aportes hidrotermales (Álvarez *et al.*, 2022b). Tanto el litio como el boro tienden a comportarse de forma conservativa durante la evaporación, y suelen encontrarse enriquecidos en sistemas hidrotermales y salmueras de ambientes evaporíticos (Risacher *et al.*, 2011; Smith *et al.*, 1987).

No obstante, ambos elementos pueden verse afectados por otros procesos. El litio puede incorporarse en fases secundarias, especialmente en sitios octaédricos de minerales arcillosos que lo adsorben a bajas temperaturas (Tomascak, 2004; Vigier *et al.*, 2008), mientras que el boro puede sufrir pérdidas asociadas a ebullición, adsorción sobre mineralogía secundaria o precipitación como borato (Chong *et al.*, 2000; Giggenbach, 1992; Smith *et al.*, 1987). Interacciones entre fluidos geotermales recientes y depósitos salinos o salmueras lacustres han sido documentadas en salares altiplánicos, lo que podría explicar concentraciones elevadas de estos elementos en ciertos contextos (Risacher & Fritz, 2009).

El bromuro, por su parte, generalmente se comporta de forma conservativa junto con el  $\text{Cl}^-$  durante los procesos evaporíticos. No obstante, puede presentar una variabilidad relativa mayor, atribuida a procesos como pérdida hacia la atmósfera, baja disponibilidad litológica o disolución de halita

con contenido traza de Br, lo que genera un aumento desproporcionado de  $\text{Cl}^-$  respecto al Br (Risacher *et al.*, 2006).



**Figura 6.5. Gráficos bivariados de las concentraciones de litio, boro y bromo en función del cloruro.** Las líneas punteadas indican las razones elementales con respecto al cloruro en agua de mar, evaporitas (García *et al.*, 2020) y halita sedimentaria (Risacher *et al.*, 2011). A: Gráfico Li vs  $\text{Cl}^-$ . B: Gráfico B vs  $\text{Cl}^-$ . C: Br vs  $\text{Cl}^-$ .

A partir del análisis de las razones molares Li/Cl, B/Cl y Br/Cl en las muestras de agua del sistema estudiado, se observa una tendencia lineal positiva respecto a Cl lo que respalda un patrón general de comportamiento conservativo dominado por evaporación. Las razones Li/Cl (0,0042–0,0065) y B/Cl (0,022–0,039) presentan una variación menor a un orden de magnitud, lo que sugiere que estos elementos evolucionan en paralelo al Cl<sup>-</sup> sin indicios de fraccionamiento geoquímico significativo, como adsorción mineralógica, precipitación de fases secundarias o pérdida por ebullición (Figura 6.5A y 6.5B).

Por su parte, la razón Br/Cl presenta una mayor dispersión relativa ( $5,97 \times 10^{-5}$ – $2,99 \times 10^{-4}$ ), lo que podría reflejar una ligera sensibilidad del Br a procesos como disolución de halita (rica en Cl<sup>-</sup> y pobre en Br), pérdida atmosférica o heterogeneidad litológica local (Figura 6.5C).

En conjunto, los datos reflejan una evolución geoquímica coherente con un sistema dominado por evaporación, sin evidencias de aportes hidrotermales ni procesos de fraccionamiento significativos. Las ligeras variaciones observadas, especialmente en la razón Br/Cl, parecen responder a condiciones locales del entorno geológico más que a un cambio en el comportamiento general del sistema

### 6.3 ORIGEN DEL LITIO Y MINERALOGÍA DE LOS SEDIMENTOS

El análisis geoquímico de los sedimentos del Salar de Aguas Calientes II reveló concentraciones de litio por debajo del límite de detección en todas las muestras analizadas. Este resultado contrasta con la presencia de litio en las aguas del sistema y plantea interrogantes sobre los mecanismos responsables de su movilización y acumulación. Si la interacción agua-roca superficial fuese un proceso dominante, sería esperable encontrar litio retenido en la fracción fina de los sedimentos, especialmente en sectores adyacentes a unidades volcánicas como la Ignimbrita Atana, que presenta valores conocidos en torno a 30–50 ppm de Li (Álvarez *et al.*, 2022a).

La ausencia de litio detectable en los sedimentos superficiales del Salar de Aguas Calientes II refuerza la hipótesis de que la meteorización química superficial no constituye un proceso geoquímico significativo en el sistema. Tal como señala Sarchi (2022), durante la meteorización química, el litio más liviano (<sup>6</sup>Li) tiende a incorporarse en las fases sólidas secundarias como

arcillas y óxidos de hierro, por lo que en escenarios de meteorización activa se debería observar este elemento en los sedimentos. Esta ausencia sugiere que los procesos de interacción agua-roca en superficie no son dominantes en el sistema, y que no se han desarrollado condiciones geoquímicas favorables para una lixiviación efectiva de litio.

En consecuencia, se propone que el litio presente en las aguas del sistema proviene de fuentes geotermales, las cuales, producto de la circulación profunda de fluidos calientes, podrían estar lixivando unidades volcánicas ricas en litio (como la Ignimbrita Atana) y transportando dicho elemento hacia el sistema acuoso. Esta interpretación es coherente con lo propuesto por Chong (1984) en Chong *et al.* (2000), quien plantea que el volcanismo activo determina un alto gradiente geotérmico que incrementa, cuantitativa y cualitativamente, la lixiviación de grandes volúmenes de roca por el hidrotermalismo, cuyos solutos son transportados y acumulados en las cuencas salinas. En el caso del Salar de Aguas Calientes II, la cercanía al Cordón de Puntas Negras, que incluso presenta actividad volcánica muy reciente (erupción del Acamarachi en 2002 y del volcán Lascar en 2022), sugiere que procesos similares podrían estar promoviendo la movilización de litio desde formaciones volcánicas profundas hacia el sistema salino.

Adicionalmente, una fuente complementaria podría estar asociada a la disolución de evaporitas enterradas, que como se planteó anteriormente podrían estar asociadas a la Formación San Pedro. Estas evaporitas, al ser atravesadas por fluidos hidrotermales, no solo aportarían  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$  (como ya se ha discutido en la evolución química de las aguas), sino también litio retenido como inclusiones fluidas en la halita. García *et al.* (2020) señalan que, debido al pequeño tamaño del ion  $\text{Li}^+$  en comparación con el  $\text{Na}^+$ , la sustitución estructural de litio en halita es muy limitada, por lo que la mayor parte del litio presente en este mineral correspondería a inclusiones atrapadas durante la cristalización. En consecuencia, la disolución de halita antigua en presencia de fluidos profundos podría liberar litio al sistema acuoso.

Además, diversos estudios han documentado que la halita puede contener litio en concentraciones significativas, lo que refuerza su potencial como fuente secundaria de este elemento en ambientes salinos. Por ejemplo, se han reportado valores de hasta 40 ppm en el núcleo del Salar de Atacama (Munk *et al.*, 2016), entre 57 y 140 ppm en el Salar de Pozuelos (Meixner *et al.*, 2022), y hasta

219 ppm en halita del Salar de Olaroz (García *et al.*, 2019). Estas observaciones sugieren que, si existiera halita enterrada bajo el Salar de Aguas Calientes II con características similares, su disolución por parte de fluidos hidrotermales podría representar una vía adicional de incorporación de litio a las aguas del sistema.

Aunque el litio no fue detectado en la fracción sólida, el estudio mineralógico de los sedimentos resulta clave para comprender los procesos sedimentarios y geoquímicos que han contribuido a su composición actual. En primer término, la presencia de minerales detríticos como cuarzo, feldespatos (plagioclasas) y anfíboles sugiere un claro aporte desde las unidades volcánicas cercanas, particularmente la Ignimbrita Atana, las secuencias volcánicas del Mioceno Superior y del Plioceno. Estas unidades, aflorantes en contacto directo con el área de muestreo, están compuestas por minerales primarios susceptibles a la meteorización, como feldespatos, piroxenos, biotita, hornblenda y cuarzo (Gardeweg & Ramírez, 1985; Lindsay *et al.*, 2001). La meteorización de estas litologías, favorecida por la topografía y el clima árido, ha generado sedimentos que posteriormente han sido transportados hacia el salar por procesos coluviales y/o eólicos. A esto podría sumarse la presencia de filosilicatos como illita y flogopita, cuya identificación en los difractogramas es incipiente, pero que podrían corresponder a productos detríticos derivados de la alteración de micas y feldespatos presentes en las unidades volcánicas mencionadas (Wilson, 2004).

Por otra parte, la presencia de fases evaporíticas como calcita y yeso en los sedimentos, con predominancia relativa de calcita, se interpreta como resultado de la evolución química de las aguas del sistema en condiciones de evaporación progresiva. Según el modelo propuesto por Hardie y Eugster (1970) (Figura 6.6) y aplicado a sistemas altoandinos por Risacher (2009), las aguas salobres al evaporarse siguen trayectorias geoquímicas controladas por las relaciones entre Ca, CO<sub>3</sub> y SO<sub>4</sub>, generando una secuencia de precipitación donde la calcita es el primer mineral en saturarse y precipitar, seguida por el yeso. En este marco, la mayor abundancia relativa de calcita respecto al yeso en las muestras analizadas sugiere una etapa intermedia de evolución evaporítica, coherente con condiciones locales de evaporación parcial y concentración progresiva de los componentes disueltos.

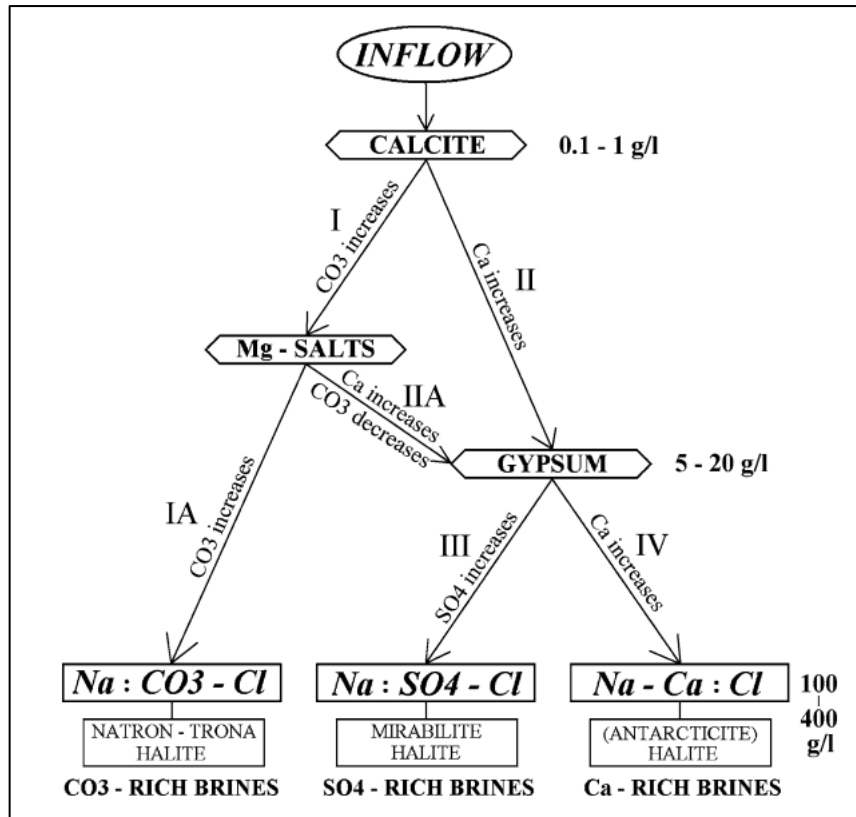


Figura 6.6. Diagrama de flujo para la concentración evaporítica de aguas de entrada (Hardie y Eugster, 1970 en Risacher & Fritz, 2009). Las concentraciones en el lado derecho del diagrama indican la carga total de sólidos disueltos en la solución. Extraído de (Risacher & Fritz, 2009).

Complementariamente, en varios difractogramas también se detectó un aumento difuso en la línea base, indicativo de la presencia de sílice amorfa. Esta señal es consistente con fases poco cristalinas como ópalo-A o cristobalita mal ordenada, aunque no fue posible determinar con precisión la identidad mineralógica debido a la naturaleza amorfa del material. La presencia de sílice amorfa en ambientes salinos altoandinos puede relacionarse con procesos de precipitación química por sobresaturación de sílice en aguas concentradas. Estudios recientes en el Salar de Quisquiro, ubicado también en la región del Altiplano chileno, han identificado hasta un 28 % de fracción amorfa en sedimentos de cuenca salina, incluyendo ópalo-A, lo que da cuenta de que este tipo de precipitados son comunes en ambientes evaporíticos del Altiplano (Aránguiz *et al.*, 2025).

Finalmente, la presencia de pirita en algunos sedimentos del sector occidental del Salar de Aguas Calientes II, con abundancias relativas de hasta 21%, podría estar relacionada con la presencia de microbialitas, estructuras organosedimentarias reconocidas en ambientes hipersalinos como el

Salar de Atacama. Estas formaciones se generan principalmente por procesos de precipitación de carbonatos y pueden incorporar otros minerales como silicatos, sulfatos y compuestos férricos, dependiendo de las condiciones geoquímicas locales (Osman *et al.*, 2024). En este contexto, resulta plausible que parte de la pirita detectada se haya originado por procesos de precipitación inducidos microbianamente, en particular por la actividad de bacterias reductoras de sulfato (SRB) (Konhauser, 2006 en Novoselov *et al.*, 2025). Estas bacterias utilizan el  $\text{SO}_4^{2-}$  como aceptor de electrones durante su metabolismo anaeróbico, generando  $\text{HS}^-$  que reacciona con  $\text{Fe}^{2+}$  para formar inicialmente sulfuros como mackinawita ( $\text{FeS}$ ) y greigita ( $\text{Fe}_3\text{S}_4$ ), que posteriormente evolucionan hacia pirita ( $\text{FeS}_2$ ) más estable (Picard *et al.*, 2018; Rickard, 1997). Este tipo de mineralización ha sido documentado recientemente en esférulas carbonatadas del Salar de Atacama, donde se identificó actividad microbiana asociada al phylum Desulfobacterota, incluyendo especies como *Desulfovibrio desulfuricans*, adaptadas a condiciones hipersalinas y moderadamente neutras (Novoselov *et al.*, 2025). Si bien en el presente estudio no se han identificado estructuras microbiales directas, la combinación de pirita, calcita y condiciones geoquímicas potencialmente anóxicas sugiere un ambiente favorable para este tipo de procesos biogeoquímicos localizados.

## 7. CONCLUSIÓN

El desarrollo de este trabajo permitió caracterizar las aguas naturales y los sedimentos del Salar Aguas Calientes II, y a través de ello interpretar los procesos hidrogeoquímicos que controlan su composición química y mineralógica, respectivamente.

Las aguas analizadas se agrupan en cuatro tipos según su origen: vertientes termales, vertientes, aguas subterráneas someras y lagos salinos. Todas presentan pH neutro a levemente alcalino. La conductividad eléctrica y los sólidos disueltos totales (TDS) son similares entre la mayoría de las muestras, con excepción de ACC12 y ACC13, que exhiben valores significativamente más altos, reflejando un mayor grado de concentración por evaporación.

Desde el punto de vista composicional, las aguas se clasifican como del tipo Na-Cl y tipo facies mixtas sin ion dominante, cercanas a los campos Na-Cl y Ca-SO<sub>4</sub>. Las muestras más salinas, como ACC12 y ACC13, muestran perfiles iónicos amplios y dominados por Na<sup>+</sup> + K<sup>+</sup> y Cl<sup>-</sup>, en contraste con aguas menos concentradas, que presentan composiciones más equilibradas. En términos de salinidad, la mayoría de las muestras corresponden a aguas salobres, mientras que ACC12 y ACC13 se clasifican como salmueras.

El análisis conjunto de los diagramas bivariados permite reconocer que la química de las aguas del Salar Aguas Calientes II está controlada por la interacción simultánea de varios procesos. Entre ellos, destaca la mezcla entre aguas de aporte diluidas y salmueras profundas, evidenciada por el enriquecimiento en solutos, especialmente en Ca<sup>2+</sup>. Paralelamente, las relaciones entre Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup> y Br<sup>-</sup> permiten inferir la disolución de evaporitas enterradas, particularmente halita, probablemente asociadas a la Formación San Pedro.

Se estima que la interacción agua-roca en superficie no constituye un proceso dominante, como lo sugiere la ausencia de litio en los sedimentos. En contraste, procesos de interacción agua-roca en profundidad sí estarían fuertemente activos, particularmente asociados a la circulación de aguas geotermales capaces de lixiviar unidades volcánicas como la Ignimbrita Atana, lo que explicaría la presencia de litio en las aguas y su ausencia en la fracción sólida.

En cuanto a la mineralogía de los sedimentos, esta refleja una combinación de aporte detrítico y procesos químicos de precipitación. Se identificaron minerales primarios como cuarzo, plagioclasas, anfíboles y filosilicatos, provenientes de la erosión de unidades volcánicas cercanas. A esto se suman fases evaporíticas como calcita y yeso, cuya presencia responde a la evolución química del sistema bajo condiciones de evaporación progresiva, dominando la calcita en una etapa intermedia del proceso. La detección de posible sílice amorfa sugiere precipitación inorgánica desde soluciones sobresaturadas, mientras que la presencia localizada de pirita en el sector occidental podría indicar condiciones anóxicas y procesos biogeoquímicos asociados a actividad microbiana.

En conclusión, el sistema hidrogeoquímico del Salar Aguas Calientes II se configura como un ambiente dinámico, en el que confluyen procesos de mezcla entre aguas superficiales y salmueras profundas, disolución de evaporitas enterradas, evaporación progresiva e interacción agua-roca en distintos niveles. Procesos que en conjunto con las condiciones climáticas y las unidades volcánicas explican la química de las aguas.

## 8. REFERENCIAS

- Aguilar, F. & Zeller, L. (2012). *El nuevo horizonte minero: Dimensiones sociales, económicas y ambientales*. Centro de Derechos Humanos y Ambiente (CEDHA). Córdoba, Argentina, 44 pp.
- Alcalá, F. J. & Custodio, E. 2008. Using the Cl/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in aquifers in Spain and Portugal. *Journal of Hydrology*, **359**(1–2): 189–207. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.06.028>
- Álvarez, F.; Rosales, M.; Godfrey, L.; Poblete-González, C.; Morgado, E.; Espinoza, M.; Hidalgo-Gajardo, A.; Volosky, D. & Cortés-Aranda, J. 2022. The role of ignimbrites and fine sediments in the lithium distribution and isotopic fractionation in hyperarid environments: Insights from Li-isotopes in the Atacama Desert. *Journal of Geochemical Exploration*, **241**: 107062. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2022.107062>
- Álvarez, F.; Tardani, D.; Poblete-González, C.; Godfrey, L. & Matte-Estrada, D. 2022. Hydrogeochemical processes controlling the water composition in a hyperarid environment: New insights from Li, B, and Sr isotopes in the Salar de Atacama. *Science of the Total Environment* **835**: 155470. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.155470>
- Allmendinger, R.W.; Jordan, T.E.; Kay, S.M. & Isacks, B.L. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **25**: 139–174. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.earth.25.1.139>
- Amilibia, A.; Sábat, F.; McClay, K.R.; Muñoz, J.A.; Roca, E. & Chong, G. 2008. The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology*, **30**(12): 1520–1539. Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.08.005>
- Appelo, C.A.J. & Postma, D. 2005. *Geochemistry, groundwater and pollution* (2nd ed.). A.A. Balkema Publishers, Leiden, 649 pp.
- Aránguiz-Acuña, A.; Alday-Galleguillos, G.; Pérez, D. H.; Chávez, R. O.; Olea, M.; De Toconao, C. L. A.; Prieto, M.; Figueroa, V.; Espíndola, C.; Tejerina, A.; Galleguillos, F.; Sanzana, C.; Núñez, L. & Loyola, R. 2024. spatial and temporal heterogeneity of depositional environment and vegetational cover in a salt flat of the lickan antay territory of toconao, northern chile. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*. Vol. **49** (1–2): 3–23. <https://doi.org/10.1177/03091333241306660>
- Aron, F.; González, G.; Veloso, E. & Cembrano, J. (2008). Architecture and style of compressive Neogene deformation in the eastern-southeastern border of the Salar de Atacama Basin (22°30'–24°15'S): A structural setting for the active volcanic arc of the Central Andes. *7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstracts*, 52–55.
- Arriagada, C.; Roperch, P. & Mpodozis, C. 2000. Clockwise block rotations along the eastern border of the Cordillera de Domeyko, Northern Chile (22°45'–23°30'S). *Tectonophysics*, **326**(1–2): 153–171. Amsterdam. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00151-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00151-7)

- Arriagada, C.; Roperch, P.; Mpodozis, C. & Cobbold, P. R. 2006. Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous. *Tectonics*. Vol. **25**: TC1008. <https://doi.org/10.1029/2004TC001770>
- Bascuñán, S.; Arriagada, C.; Le Roux, J. & Deckart, K. 2015. Unraveling the Peruvian Phase of the Central Andes: Stratigraphy, sedimentology and geochronology of the Salar de Atacama Basin (22°30'–23°S), northern Chile. *Basin Research*, **60**: 365–392. Amsterdam. <https://doi.org/10.1111/bre.12114>
- Cartwright, I.; Weaver, T. R. & Fifield, L. K. 2006. Cl/Br ratios and environmental isotopes as indicators of recharge variability and groundwater flow: An example from the southeast Murray Basin, Australia. *Chemical Geology*, **231**(1–2): 38–56. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.12.009>
- Cervetto Sepúlveda, M.M. 2012. *Caracterización hidrogeológica e hidrogeoquímica de las cuencas: Salar de Aguas Calientes 2, Puntas Negras, Laguna Tuyajto, Pampa Colorada, Pampa Las Tecas y Salar El Laco, II Región de Chile*. Memoria para optar al título de Geóloga. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología (Inédito): 159 pp. Santiago.
- Charrier, R.; Pinto, L. & Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *En: The Geology of Chile* (editado por Morata, D. & Riquelme, R.). Geological Society, London, Special Publications, 399: 21–114.
- Centro de Información de Recursos Naturales (CIREN). (2016). *Antecedentes climáticos. II Región de Antofagasta*: 8 pp. Santiago, Chile.
- Chong, G.; Pueyo, J. J. & Demergasso, C. 2000. Los yacimientos de boratos de Chile. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **55**(4): 295–306. <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082000000100007>
- Clark, I. D. (2015). *Groundwater geochemistry and isotopes*. CRC Press, 402 pp.
- Cortés Hernández, J. I. (2011). *Evolución deposicional y tectónica neógena del Altiplano chileno entre los 19°22'S y 19°42'S* (Tesis de Geólogo). Universidad de Chile, Santiago, Chile. 86 pp.
- De Silva, S. L. (1989). Altiplano–Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology*, **17**(12), 1102–1106. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<1102:APVCOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<1102:APVCOT>2.3.CO;2)
- De Silva, S.L. 1989. Geochronology and stratigraphy of the ignimbrites from the 21°30'S to 23°30'S portion of the Central Andes of northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **37**: 93–131.
- Dirección General de Aguas (DGA). 2008. *Levantamiento hidrogeológico para el desarrollo de nuevas fuentes de agua en áreas prioritarias de la zona norte de Chile, regiones XV, I, II y III. Etapa 1, Informe final Parte I: Hidrografía regional del Altiplano de Chile*. Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental, Pontificia Universidad Católica de Chile. S.I.T. N° 157, Santiago, 54 pp.

- Dirección General de Aguas. 2009. *Levantamiento hidrogeológico para el desarrollo de nuevas fuentes de agua en áreas prioritarias de la zona norte de Chile, regiones XV, I, II y III. Etapa 2, Informe final, Parte IV: Hidrogeoquímica e isotopía regional del Altiplano de Chile*. Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental, Pontificia Universidad Católica de Chile. S.I.T. N° 195. Santiago, 134 pp.
- Dirección General de Aguas (DGA). 2009. *Levantamiento hidrogeológico para el desarrollo de nuevas fuentes de agua en áreas prioritarias de la zona norte de Chile, Regiones XV, I, II y III. Etapa 2. Informe final parte IX: Sistema Piloto II Región – Salares El Laco y Aguas Calientes 2, Laguna Tuyajto y Pampas Puntas Negras, Las Tecas y Colorada*. Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental, Pontificia Universidad Católica de Chile. S.I.T. N° 195, Santiago, 342 pp.
- Farías, M.; Charrier, R.; Comte, D.; Martinod, J. & Hérail, G. 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S). *Tectonics*, Vol. **24**, TC4001: 1–21. Washington D.C. <https://doi.org/10.1029/2004TC001667>
- García, M.G.; Borda, L.G.; Godfrey, L.V.; López Steinmetz, R.L. & Losada-Calderon, A. 2020. Characterization of lithium cycling in the Salar De Olaroz, Central Andes, using a geochemical and isotopic approach. *Chemical Geology*. Vol. **531**, (119340). <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.119340>
- Gardeweg, M. & Ramírez, C. F. (1985). *Geología de la Hoja Río Zapaleri, II Región de Antofagasta*. Carta Geológica de Chile No. 66, escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Gardeweg, M. & Ramírez, C.F. 1987. La Pacana caldera and the Atana Ignimbrite — a major ash-flow and resurgent caldera complex in the Andes of northern Chile. *Bulletin of Volcanology*, **49**: 547–566. <https://doi.org/10.1007/BF01080449>
- Giggenbach, W. F. & Corrales Soto, R. (1992). Isotopic and chemical composition of water and steam discharges from volcanic–magmatic–hydrothermal systems of the Guanacaste Geothermal Province, Costa Rica. *Applied Geochemistry*, **7**, 309–332. [https://doi.org/10.1016/0883-2927\(92\)90022-U](https://doi.org/10.1016/0883-2927(92)90022-U)
- Hem, J. D. (1985). *Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water* (3rd ed.). U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2254, Washington D.C., 224 pp.
- Houston, J.; Butcher, A.; Ehren, P.; Evans, K. & Godfrey, L. 2011. The evaluation of brine prospects and the requirement for modifications to filing standards. *Economic Geology*, Vol. **106**: 1225–1239. <https://doi.org/10.2113/econgeo.106.7.1225>
- Isacks, B.L. 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, **93**(B4): 3211–3231. <https://doi.org/10.1029/JB093iB04p03211>

- Johnson Vidal, J.E. 2009. Evaporación desde napas freáticas someras en cuencas endorreicas del Altiplano chileno. Memoria para optar al grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería. Pontificia Universidad Católica de Chile, Escuela de Ingeniería (Inédito): 133 pp. Santiago.
- Jolley, E. J.; Turner, P.; Williams, G. D.; Hartley, A. J.; Flint, S. 1990. Sedimentological response of an alluvial system to Neogene thrust tectonics, Atacama Desert, northern Chile. *Journal of the Geological Society, London*, **147**: 769–784. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.147.5.0769>
- Lindsay, J.M.; de Silva, S.; Trumbull, R.; Emmermann, R. & Wemmer, K. (2001). La Pacana caldera, N. Chile: a re-evaluation of the stratigraphy and volcanology of one of the world's largest resurgent calderas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **106**(1–2), 145–173. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00270-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00270-5)
- Many, G.; Escoffier, N.; Perolo, P.; Bärenbold, F.; Bouffard, D. & Perga, M.-E. 2024. Calcite precipitation: The forgotten piece of lakes' carbon cycle. *Science Advances* **10**(6): eadk0531. <https://doi.org/10.1126/sciadv.ado5924>
- Meixner, A.; Alonso, R.N.; Lucassen, F.; Korte, L. & Kasemann, S.A. 2022. Lithium and Sr isotopic composition of salar deposits in the Central Andes across space and time: the Salar de Pozuelos, Argentina. *Mineralium Deposita*. Vol. **57**, N° 2: 255–278. <https://doi.org/10.1007/s00126-021-01062-3>
- Mpodozis, C.; Arriagada, C.; Basso, M.; Roperch, P.; Cobbold, P. & Reich, M. 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: Implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics*, **399**: 125–154. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.019>
- Munk, L.A.; Hynek, S.A.; Bradley, D.C.; Boutt, D.; Labay, K. & Jochens, H. 2016. Lithium Brines: A Global Perspective. En: *Reviews in Economic Geology, Vol. 18: Lithium Brines*. Arribas, A.; Mauk, J.L. & Cunningham, C.G. (eds.). Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado. pp. 339–365.
- Muñoz Vargas, F.J. 2023. Geología, hidrogeología e hidroquímica en los salares del altiplano, provincia de El Loa, Región de Antofagasta, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad Nacional Andrés Bello, Facultad de Ingeniería, Escuela de Ciencias de la Tierra (Inédito): 89 pp. Viña del Mar.
- Muñoz, N. & Charrier, R. (1996). Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, **9**(3–4), 171–181. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(96\)00004-1](https://doi.org/10.1016/0895-9811(96)00004-1)
- Muñoz, N.; Charrier, R. & Jordan, T. 2002. Interactions between basement and cover during the evolution of the Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Revista Geológica de Chile*, **29**(1): 55–80. Santiago. <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082002000100004>
- Niemeyer Fernández, H. & Cereceda Troncoso, P. (1984). *Hidrografía*. Santiago, Chile: Instituto Geográfico Militar.
- Niemeyer, H. 1989. El complejo ígneo-sedimentario del Cordón de Lila, Región de Antofagasta: significado tectónico. *Revista Geológica de Chile*, **16**(2): 163–181. Santiago.

- Niemeyer, H.; González, G. & Martínez-De Los Ríos, E. 1996. Evolución tectónica cenozoica del margen continental activo de Antofagasta, norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **23**, N° 2: 165–186. Santiago.
- Novoselov, A.; Gerding, J.; Morales, D.; Araya, J. & Osman, J. R. 2025. microbial-mediated iron sulfide mineralization in aragonite spherules from the salar de atacama, chile. *Geomicrobiology Journal*. <https://doi.org/10.1080/01490451.2025.2516470>
- Osman, J. R.; Castillo, J.; Sanhueza, V.; Miller, A. Z.; Novoselov, A.; Cotoras, D. & Morales, D. 2024. key energy metabolisms in modern living microbialites from hypersaline andean lagoons of the salar de atacama, chile. *Science of the Total Environment*. Vol. **937**: 173469. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2024.173469>
- Picard, A.; Gartman, A.; Clarke, D. R. & Girguis, P. R. 2018. sulfate-reducing bacteria influence the nucleation and growth of mackinawite and greigite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **220**: 367–384. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.10.006>
- Proust, D., Caillaud, J., & Fontaine, C. (2006). *Clay minerals in early amphibole weathering: Tri- to dioctahedral sequence as a function of crystallization sites in the amphibole*. *Clays and Clay Minerals*, **54**(3), 351–362. <https://doi.org/10.1346/CCMN.2006.0540306>
- Quezada, J.; Cerda, J.L. & Jensen, A. 2010. Efectos de la tectónica y el clima en la configuración morfológica del relieve costero del norte de Chile. *Andean Geology*. Vol. **37**, N° 1: 78–109. Santiago.
- Ramírez, C. F. & Gardeweg, M. (1982). *Geología de la hoja Toconao, Región de Antofagasta*. Carta Geológica de Chile N° 54, escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Rickard, D. 1997. kinetics of pyrite formation by the H<sub>2</sub>S oxidation of iron (II) monosulfide in aqueous solutions between 25 and 125 °C: the rate equation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **61**(1): 115–134. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00321-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00321-3)
- Risacher, F.; Alonso, H. & Salazar, C. 1999. Geoquímica de aguas en cuencas cerradas: I, II y III regiones – Chile. Volumen I: Síntesis. Dirección General de Aguas, Universidad Católica del Norte, Institut de Recherche pour le Développement (IRD): 89 pp. Santiago.
- Risacher, F.; Alonso, H. & Salazar, C. 1999. *Geoquímica de aguas en cuencas cerradas: I, II y III regiones – Chile. Volumen III: Estudio de cuencas de la II Región*. Dirección General de Aguas, Universidad Católica del Norte, Institut de Recherche pour le Développement (IRD): 260 pp. Santiago.
- Risacher, F.; Alonso, H. & Salazar, C. 1999. *Geoquímica de aguas en cuencas cerradas: I, II y III regiones – Chile. Volúmenes I, II y III*. Dirección General de Aguas, Universidad Católica del Norte, Institut de Recherche pour le Développement (IRD). Santiago.
- Risacher, F.; Alonso, H. & Salazar, C. 2003. The origin of brines and salts in Chilean salars: a hydrochemical review. *Earth-Science Reviews* **63**: 249–293. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(03\)00037-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(03)00037-0)
- Risacher, F.; Fritz, B. & Alonso, H. (2006). Non-conservative behavior of bromide in surface waters and brines of Central Andes: A release into the atmosphere? *Geochimica et*

- Cosmochimica Acta*, **70**(9), 2143–2152. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.01.019>
- Risacher, F. & Fritz, B. (2009). Origin of salts and brine evolution of Bolivian and Chilean salars. *Aquatic Geochemistry*, **15**, 123–157. <https://doi.org/10.1007/s10498-008-9056-x>
- Risacher, F.; Fritz, B. & Hauser, A. 2011. Origin of components in Chilean thermal waters. *Journal of South American Earth Sciences*, **31**: 153–170. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2010.07.002>
- Salisbury, M.J.; Jicha, B.R.; de Silva, S.L.; Singer, B.S.; Jiménez, N.C. & Ort, M.H. 2011.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  chronostratigraphy of Altiplano-Puna volcanic complex ignimbrites reveals the development of a major magmatic province. *GSA Bulletin* **123** (5–6): 821–840. <https://doi.org/10.1130/B30280.1>
- Sarchi, C.; Lucassen, F.; Meixner, A.; Caffè, P.J.; Becchio, R. & Kasemann, S.A. 2023. Lithium enrichment in the Salar de Diablillos, Argentina, and the influence of Cenozoic volcanism in a basin dominated by Paleozoic basement. *Mineralium Deposita*. Vol. **58**, (1351–1370). <https://doi.org/10.1007/s00126-023-01181-z>
- Smith, C.L.; Ficklin, W.H. & Thompson, J.M. 1987. Concentrations of arsenic, antimony, and boron in steam and steam condensate at The Geysers, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **32**: 329–341. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(87\)90083-7](https://doi.org/10.1016/0377-0273(87)90083-7)
- Tomascak, P. B. 2004. Developments in the understanding and application of lithium isotopes in the Earth and planetary sciences. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, **55**: 153–195. <https://doi.org/10.2138/gsrmg.55.1.153>
- Troncoso, R. & Ercilla, O. (2016). *Caracterización geoquímica superficial de aguas y sales de los principales salares andinos (22°50'-26°05'S), regiones de Antofagasta y Atacama. Volumen I*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Subdirección Nacional de Geología. 420 pp.
- Ugarte Daiber, M. 2007. *Estimación de la evaporación en la cuenca del Salar de Aguas Calientes II, Puna, II Región*. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología (Inédito): 97 pp. Santiago.
- Vigier, N.; Decarreau, A.; Millot, R.; Carignan, J.; Petit, S. & France-Lanord, C. 2008. Quantifying Li isotope fractionation during smectite formation and implications for the Li cycle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **72**: 780–792. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.11.011>
- Wilson, M. J. 2004. Weathering of the primary rock-forming minerals: processes, products and rates. *Clay minerals*. Vol. **39**: 233–266. Aberdeen, UK. <https://doi.org/10.1180/0009855043930133>

**ANEXOS**

## ÍNDICE DE ANEXOS

<b>Anexo</b>		<b>Página</b>
I	Análisis fisicoquímicos y químicos.....	74
II	Análisis DRX de roca total en muestras de sedimentos.....	77

## Anexo I. Análisis químicos.

**Tabla 1. Parámetros fisicoquímicos.**

Muestra	Tipo de manifestación	Uso	UTM Este	UTM Norte	T in situ °C	pH	mVpH	Conductividad uS/cm	Conductividad específica uS/cm.A	TDS ppm
T2501-ACC01	Thermal spring	19K	644507	7396800	25,2	6,55	1,7	5382	5398	2692
T2501-ACC02	Thermal spring	19K	644537	7396802	25,98	6,74	0,9	5824	5930	2909
T2501-ACC03	Thermal spring	19K	644691	7396852	24,56	6,56	4,3	5875	5833	2938
T2501-ACC04	Thermal spring	19K	644577	7396818	25,06	6,64	-0,9	5690	5718	2847
T2501-ACC05	Ground water	19K	644509	7396799	19,5	6,62	7,4	5510	4993	2755
T2501-ACC06	Spring	19K	646295	7398044	15,09	6,28	25,5	8070	6560	4036
T2501-ACC07	Ground water	19K	643853	7397312	16,15	6,3	75,5	5121	4290	2548
T2501-ACC08	Salt lake	19K	643881	7397532	18,9	7,1	-30,2	6760	6020	3390
T2501-ACC09	Ground water	19K	642676	7398226	11,97	6,83	-4,7	4949	3786	2472
T2501-ACC10	Thermal spring	19K	642678	7398194	17,43	7,08	-14,2	3810	3262	1902
T2501-ACC11	Thermal spring	19K	642683	7398162	18,6	6,69	3,3	3634	3218	1812
T2501-ACC12	Salt lake	19K	641807	7404059	22,48	8,33	-82,2	98740	93900	49400
T2501-ACC13	Salt lake	19K	642827	7401723	21,63	7,52	-40,4	133000	124200	66550

**Tabla 2. Análisis químicos elementos mayores y balance iónico.**

Muestra	Tipo de manifestación	Na	K	Ca	Mg	F	Cl	SO <sub>4</sub> (meq/L)	Br	NO <sub>3</sub>	PO <sub>4</sub>	CO <sub>2</sub>	HCO <sub>3</sub>	SUMCAT (meq/L)	SUM AN (meq/L)	BALANCE (Error %)	SiO <sub>2</sub> (meq/L)
ACC01	Thermal spring	17,829	1,632	18,306	3,518	0,049	28,213	13,755	0,008	0,006	0,044	0,000	1,590	41,285	43,666	2,803	2,132
ACC06	Spring	25,881	1,453	25,187	6,847	0,035	51,956	7,117	0,012	0,006	0,044	0,000	3,097	59,368	62,267	2,383	1,629
ACC07	Groundwater	17,399	1,635	16,138	4,410	0,059	24,801	14,047	0,004	0,006	0,044	0,000	1,999	39,582	40,961	1,713	1,959
ACC08	Salt lake	24,358	2,185	27,325	6,232	0,084	36,980	17,557	0,004	0,006	0,044	0,000	2,262	60,101	56,936	2,704	1,706
ACC11	Thermal spring	13,919	0,618	7,056	4,850	0,037	20,950	3,730	0,002	0,009	0,009	0,000	2,606	26,443	27,343	1,673	1,780
ACC12	Salt lake	639,408	17,376	135,429	135,171	0,053	941,821	15,315	0,056	0,032	0,095	1,133	3,441	927,384	961,946	1,829	0,105
ACC13	Salt lake	778,599	26,292	275,699	208,309	0,178	1363,473	17,354	0,114	0,032	0,095	0,000	3,327	1288,899	1384,572	3,579	0,697

Tabla 3. Análisis químico de elementos menores y traza.

Muestra	Tipo de manifestación	Li	Be	B	Al	V	Cr	Fe (µg/L)	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As
T2501-ACC01	Thermal spring	1155,18	< 0,20	3980,45	< 4,0	80,20	< 1,40	< 60	2,83	0,91	10,10	14,40	< 14,0	180,70
T2501-ACC06	Spring	1499,81	< 0,20	4595,96	< 4,0	50,90	< 1,40	< 60	< 0,20	1,26	13,80	13,80	< 14,0	65,42
T2501-ACC07	Groundwater	1081,78	< 0,20	3471,91	99,50	93,70	< 1,40	289,00	4,53	0,80	8,70	11,00	< 14,0	178,43
T2501-ACC08	Salt lake	1634,19	< 0,20	5143,40	< 4,0	79,10	< 1,40	< 60	220,91	1,29	12,30	11,40	< 14,0	178,65
T2501-ACC11	Thermal spring	630,79	< 0,10	2632,96	< 2,0	69,70	< 0,70	< 30	1,20	0,34	4,10	4,50	< 7,0	70,22
T2501-ACC12	Salt lake	40094,14	< 2,00	89966,25	< 40,0	398,80	< 14,00	737,00	122,20	8,31	88,80	138,70	< 140,0	178,34
T2501-ACC13	Salt lake	44093,14	< 2,00	108710,65	< 40,0	476,20	< 14,00	665,00	682,40	16,36	179,20	167,80	< 140,0	439,40
Muestra	Tipo de manifestación	Se	Rb	Sr	Zr	Mo	Ag	Cd (µg/L)	Sn	Cb	Cs	Ba	Pb	U
T2501-ACC01	Thermal spring	< 6,0	341,12	3824,27	< 0,20	24,89	< 0,06	2,86	< 0,20	11,71	208,91	20,48	11,59	1,66
T2501-ACC06	Spring	< 6,0	266,92	7422,88	< 0,20	7,59	< 0,06	6,07	< 0,20	< 0,20	70,03	< 0,40	< 0,20	4,61
T2501-ACC07	Groundwater	< 6,0	326,39	3305,78	< 0,20	27,21	< 0,06	1,14	< 0,20	< 0,20	167,75	683,92	< 0,20	2,18
T2501-ACC08	Salt lake	< 6,0	472,81	4806,30	< 0,20	23,35	< 0,06	5,32	< 0,20	< 0,20	277,10	< 0,40	< 0,20	1,05
T2501-ACC11	Thermal spring	< 3,0	53,31	1703,80	< 0,10	11,98	< 0,03	1,50	< 0,10	< 0,10	10,49	< 0,20	< 0,10	2,54
T2501-ACC12	Salt lake	< 60,0	2304,27	50862,89	< 2,00	< 2,00	< 0,60	< 0,80	< 2,00	< 2,00	583,79	1420,94	< 2,00	0,37
T2501-ACC13	Salt lake	< 60,0	3491,03	79957,94	< 2,00	< 2,00	< 0,60	< 0,80	< 2,00	< 2,00	1179,64	2755,95	< 2,00	< 0,20

Tabla 4. Análisis químico de sedimentos.

Muestra	Uso	UTM Este	UTM Norte	As	Al	B	Ca	Cs	Fe	K (mg/kg)	Li	Mg	Mo	Na	Si	Sr
ACCSED01 (3)	19K	644555	7396910	133	18.607	244,4	71.036	▶ (2)	10.604	5.853,80	< 2,13	4.016	2	5.177,10	188.957	336
ACCSED02 (3)	19K	646296	7398070	140	10.528	215,1	64.174	▶ (2)	5.935	4.638,30	< 2,13	3.142,20	< 1,3	4.397,50	103.432	329
ACCSED03 (3)	19K	645565	7397444	57,9	216,58	109,1	69.495	▶ (2)	818,21	963,58	< 2,13	840	< 1,3	774,8	36.123,20	421
ACCSED04 (3)	19K	643881	7397550	125	21.707	209,3	80.710	▶ (2)	10.469	6.340,70	< 2,13	5.008,70	2	6.908,60	156.865	493
ACCSED05 (3)	19K	642872	7398122	13,9	26.153	177,3	12.738	▶ (2)	9.828,50	7.041,50	< 2,13	4.491	< 1,3	7.114,20	255.776	187
ACCSED06 (3)	19K	641400	7405414	96,2	28.278	▶ (1)	81.560	▶ (2)	25.955	7.400,40	< 2,13	12.422	< 1,3	8.379,70	136.399	622
ACCSED07 (3)	19K	641526	7404221	281	14.882	▶ (1)	5.142,70	▶ (2)	20.344	3.402,80	< 2,13	3.274,10	< 1,3	4.292,80	254.654	103
ACCSED08 (3)	19K	642629	7401882	133	42.332	▶ (1)	34.681	▶ (2)	47.022	10.084	< 2,13	9.275,10	< 1,3	10.607	189.140	344
ACCSED09 (3)	19K	642617	7399961	65,5	30.566	▶ (1)	18.518	▶ (2)	20.484	7.491,20	< 2,13	5.726	< 1,3	7.651,50	231.669	218

(1) Muestra presenta interferencia, no es posible entregar resultado.

(2) Técnica analítica no es la apropiada para determinar el elemento.

(3) Muestras digeridas con mezcla de HF, agua regia y H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>.

Anexo II. Análisis DRX de roca total en muestras de sedimentos.

Figura 1. Difractograma correspondiente a la muestra ACCSED01.

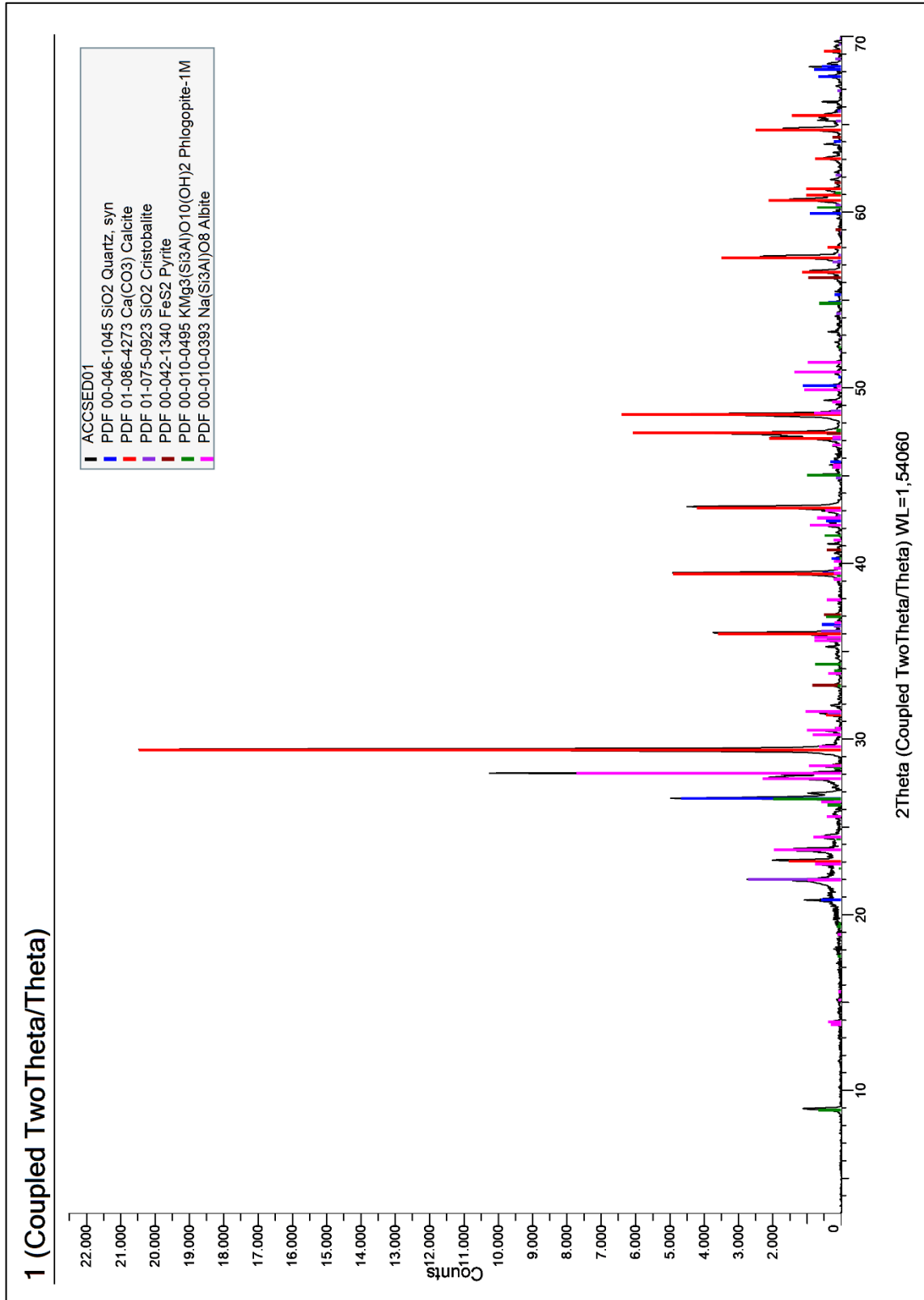


Figura 2. Difractograma correspondiente a la muestra ACCSED02.

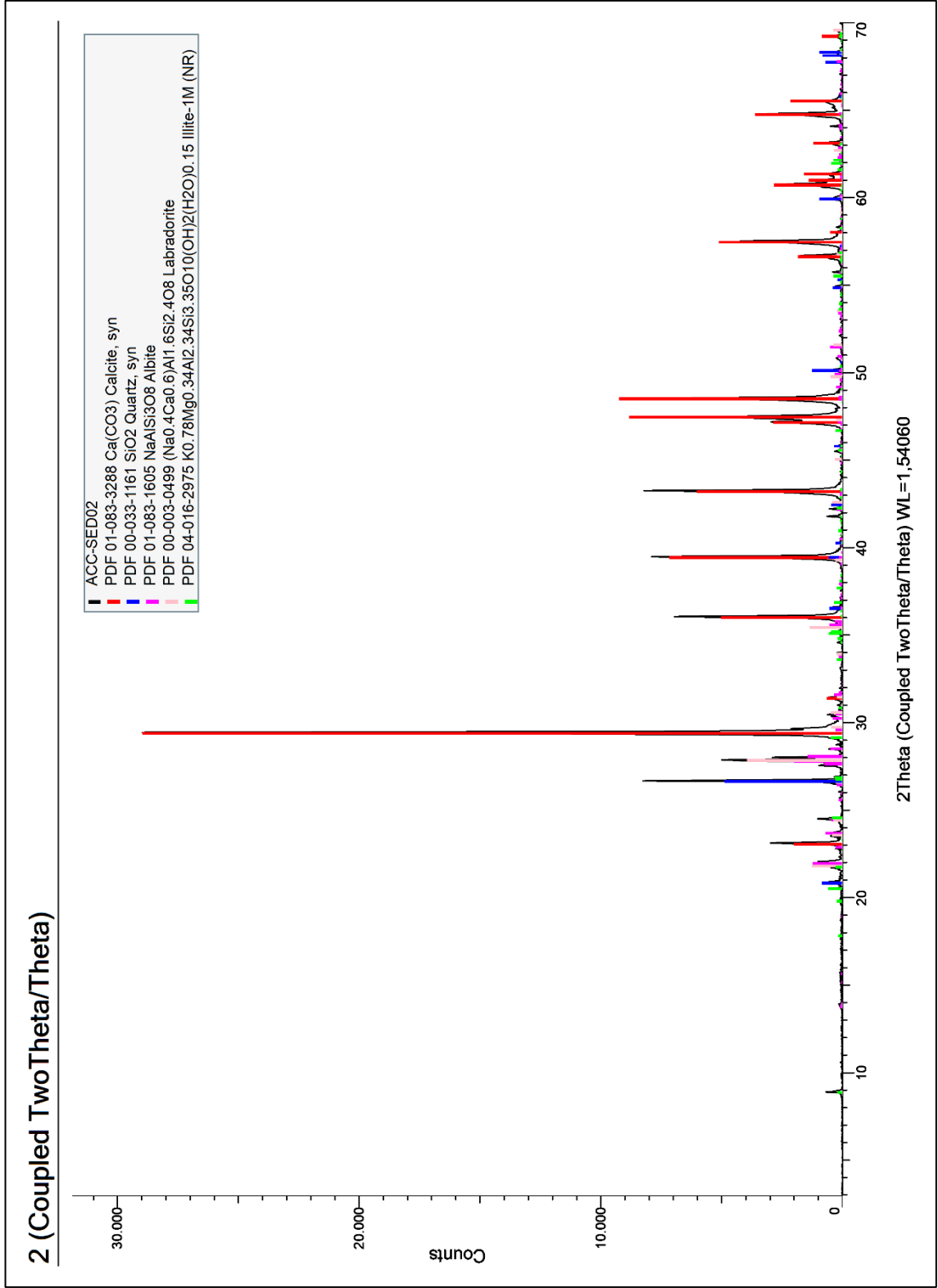


Figura 3. Difractograma correspondiente a la muestra ACCSED03.

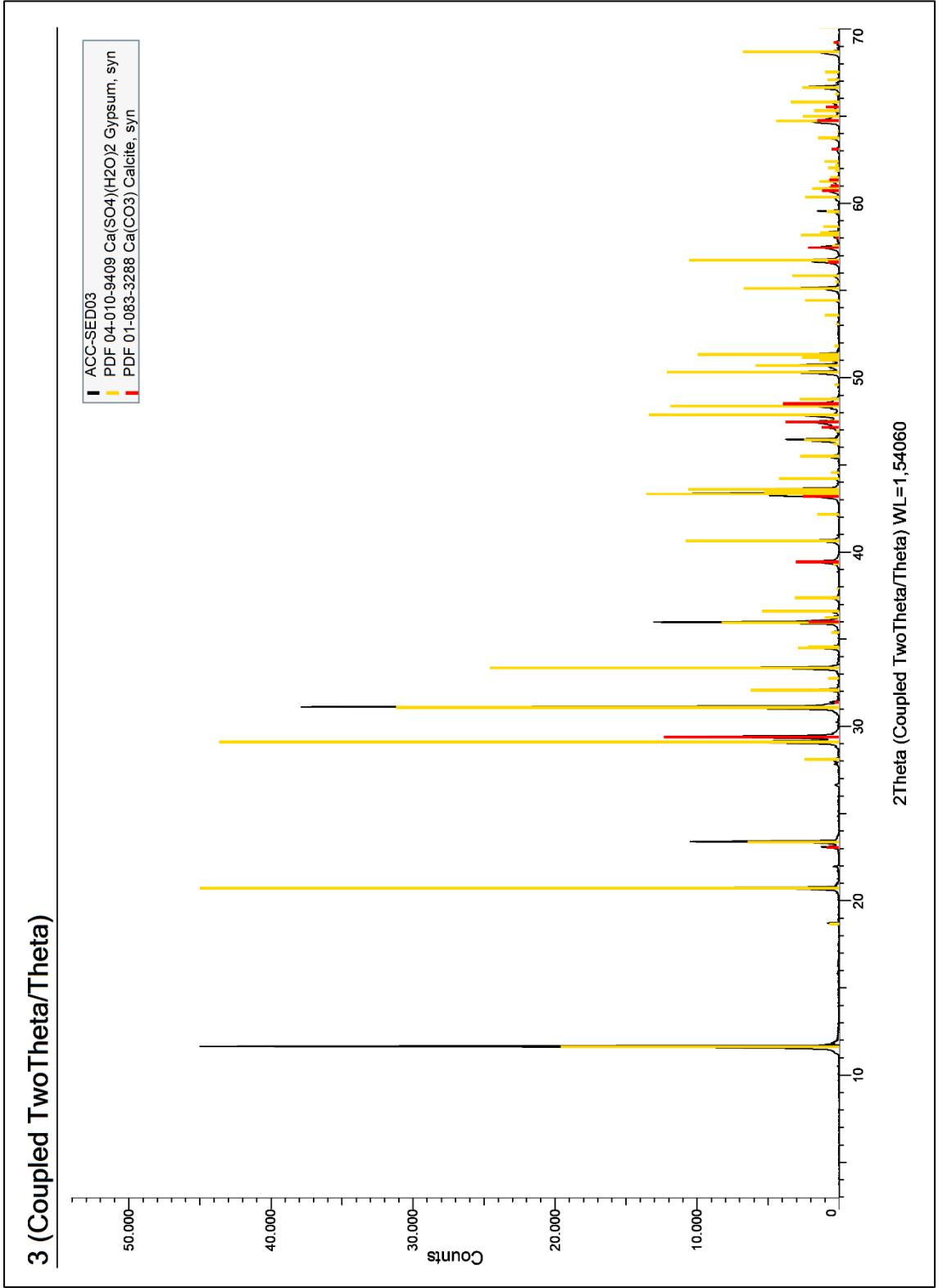


Figura 4. Difractograma correspondiente a la muestra ACCSED04.

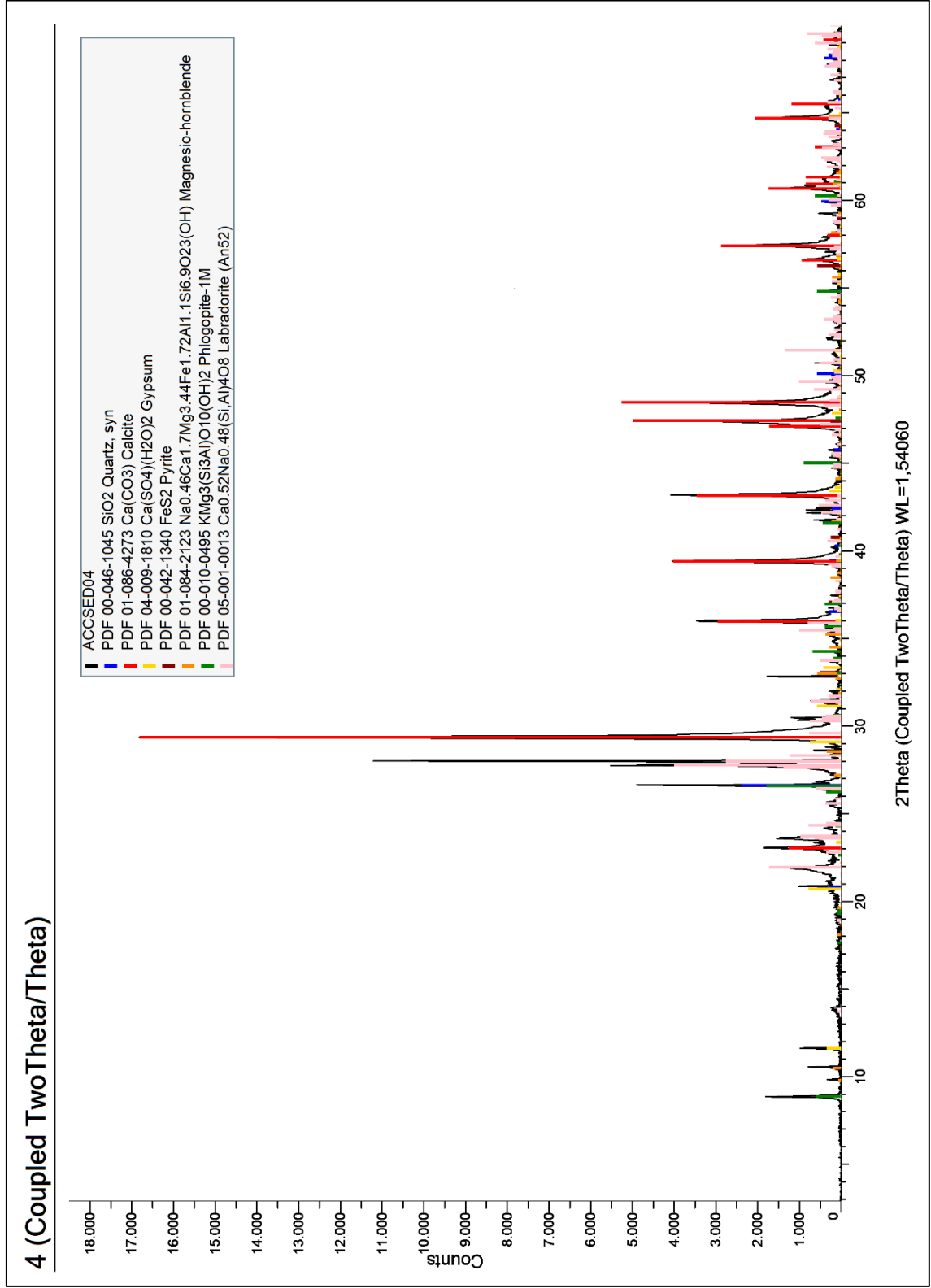


Figura 5. Difractograma correspondiente a la muestra ACCSED05.

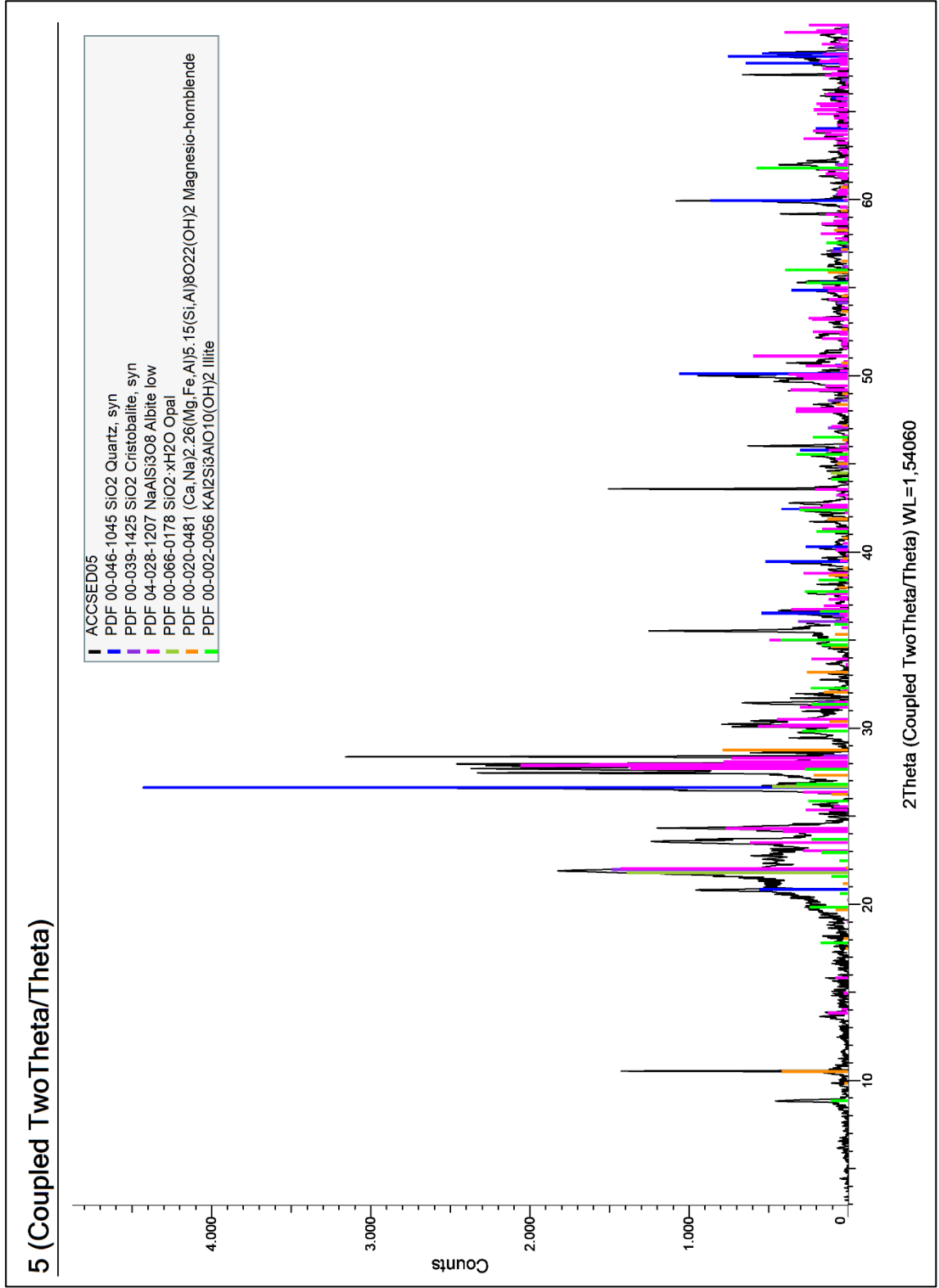


Figura 6. Difractograma correspondiente a la muestra ACCSED06.

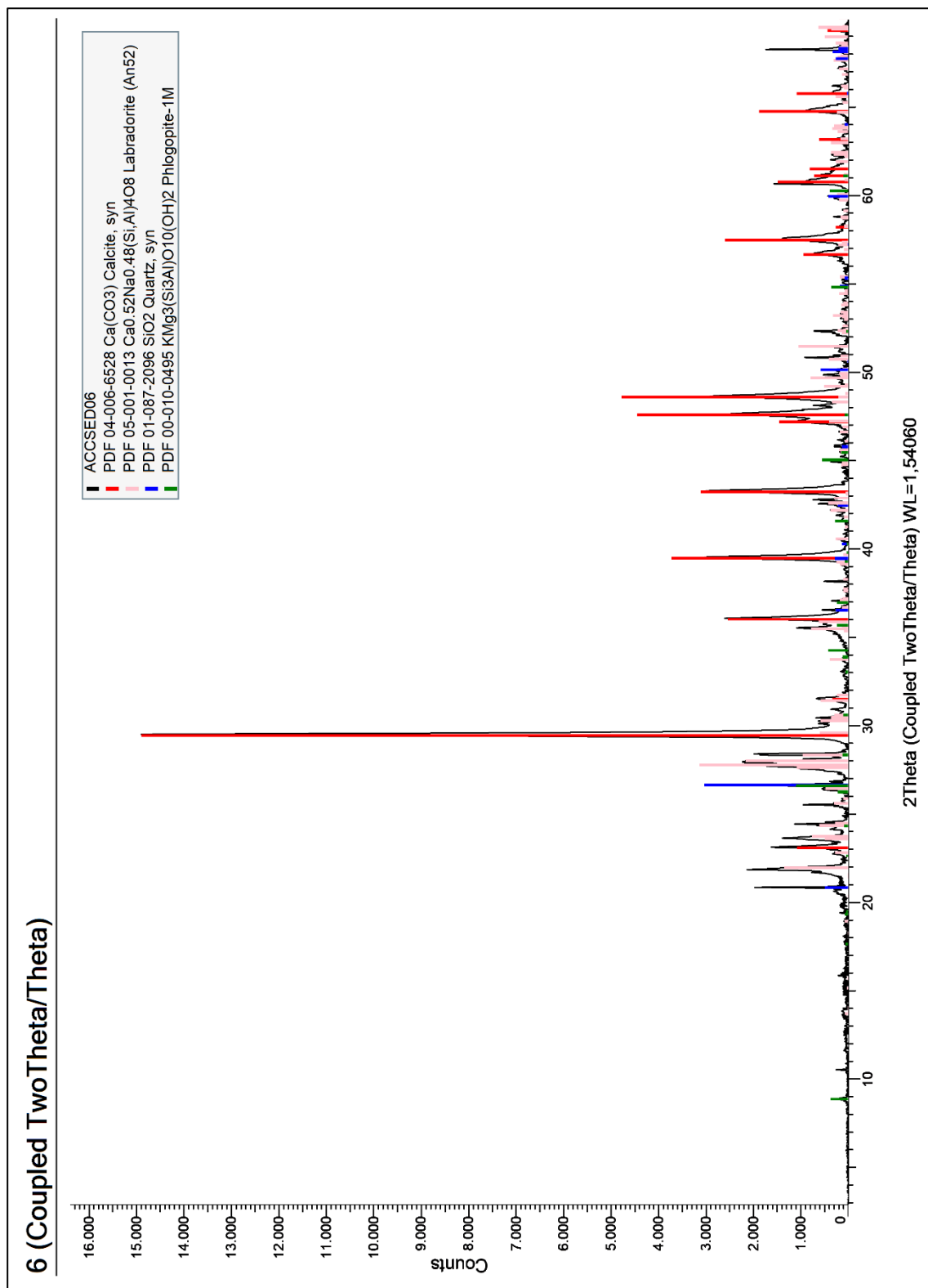


Figura 7. Difractograma correspondiente a la muestra ACCSED07.

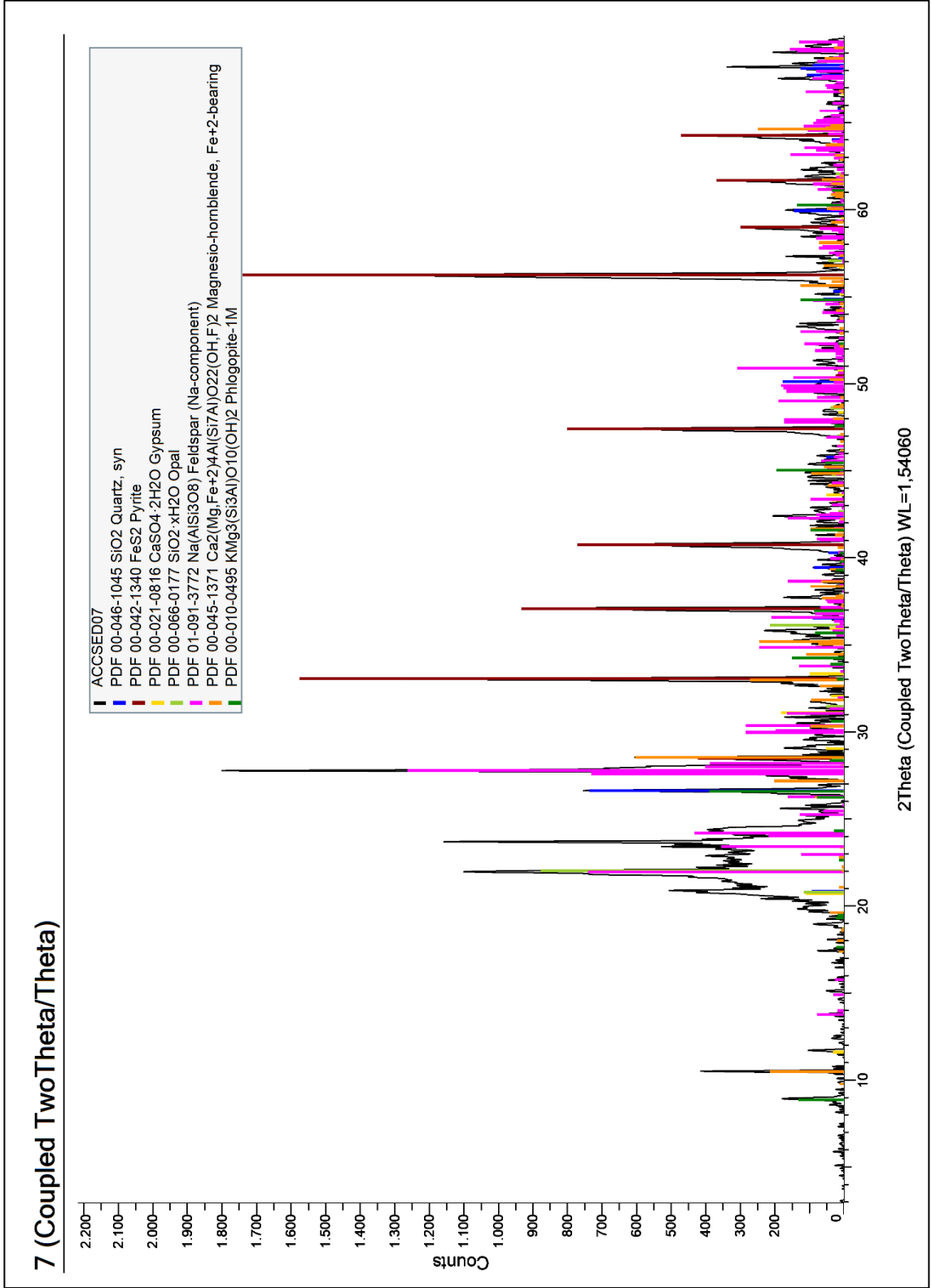


Figura 8. Difractograma correspondiente a la muestra ACCSED08.

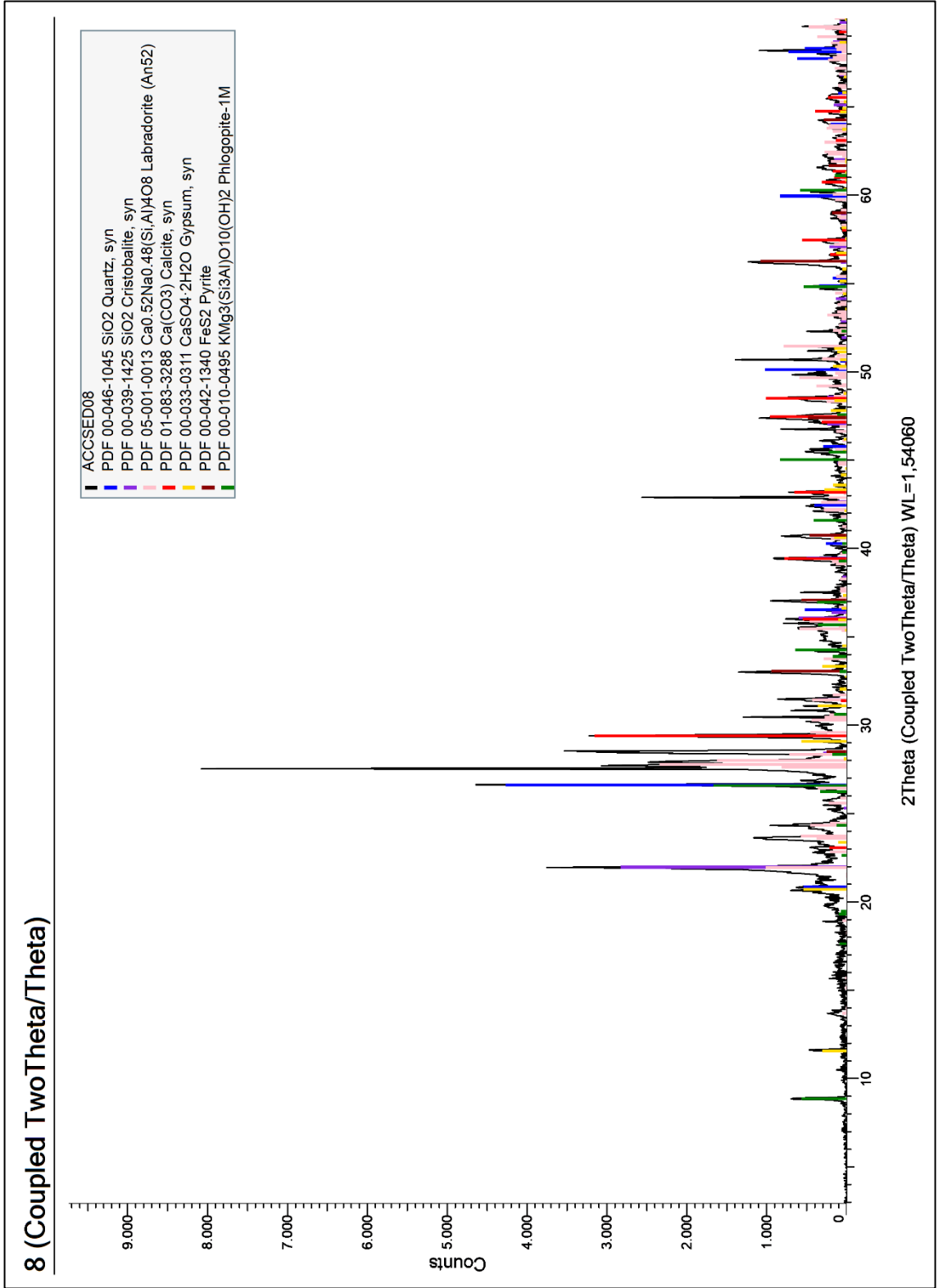


Figura 9. Difractograma correspondiente a la muestra ACCSED09.

