



# GEOQUÍMICA DE LAS AGUAS TERMALES Y APLICACIÓN DE SENSORES REMOTOS PARA EL ANÁLISIS DEL ÁREA GEOTERMAL DEL VOLCÁN LÁSCAR, REGIÓN DE ANTOFAGASTA, CHILE.

**Carolina Wechsler Pizarro**

**Profesor Guía:** MsC. Abraham Gonzalez Martínez  
**Profesores Comisión:** MsC. Liubow Gonzalez Martínez  
Sr. Ramiro Bonilla Parra

## Resumen.

Este manuscrito expone un análisis de sensores remotos y geoquímica de aguas para determinar procesos que las aguas termales experimentan en torno al volcán Láscar (Región de Antofagasta, Chile) considerando la intensidad y las condicionantes para que existan las manifestaciones termales. Se realizó un mapeo geológico mediante sensores remotos resaltando lineamientos y estructuras favorables para la circulación de fluidos.

En términos de composición química e isotópica de las aguas, se analizaron 15 vertientes en 4 valles, mostrando diferencias químicas atribuibles a diferentes procesos. En el valle de Hécar, las aguas cloruradas maduras sugieren un reservorio alimentado por cámara magmática, lo que se respalda por la composición isotópica. Las aguas podrían ascender rápidamente a la superficie a través de los sistemas de falla COT y lineamiento Miscanti. Los análisis químicos de las manifestaciones termales reflejan un equilibrio profundo a más de 200°C, y una etapa somera con menores temperaturas del orden de 50-80°C. Mientras que en los valles de Catarape, Talabre y Sóncor la química está influenciada por procesos de intercambio iónico y mezcla con aguas superficiales, así su química y temperaturas estimadas no son representativas de un sistema profundo.

**Palabras clave:** *Volcán Láscar, geotermia, reservorio, sensores remotos.*

## 1 Introducción

El volcán Láscar (5.592 m s.n.m.), ubicado en la región de Antofagasta, es un estratovolcán que se encuentra activo desde hace 240 ka hasta el presente, con actividad fumarólica constante y esporádicas erupciones (Gardeweg y otros, 2011). La mayor erupción de la que se tiene registro ocurrió en abril de 1993 (Matthews y otros, 1997) y el último pulso registrado a fue finales de 2022 (Ai y otros, 2023).

Los estudios sobre el volcán Láscar están generalmente relacionados a la petrología, depósitos volcánicos, gases fumarólicos, historia y evolución del volcán mismo (Por ejemplo, Tassi y otros, 2009, Richter y otros, 2018; Aguilera y otros, 2012; Robidoux y otros, 2020; Encina, 2016). En particular, no se han estudiado las aguas

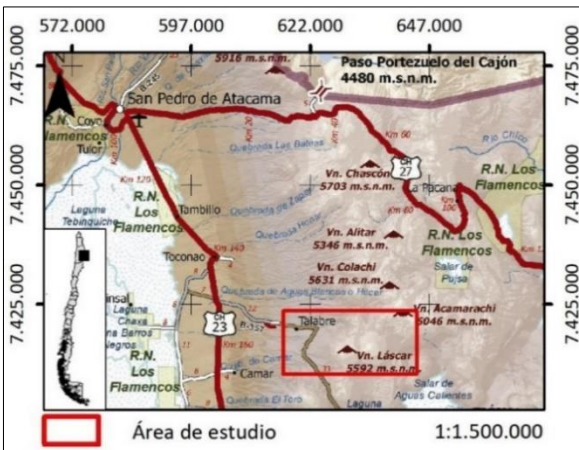
superficiales aledañas con fines de exploración geotérmica, que podrían revelar la existencia de recursos geotermiales. Sólo la vertiente denominada “Ojos de Hécar” ha sido analizada previamente (Hauser, 1997).

En este trabajo se propone un estudio geoquímico de las aguas superficiales termales y no-termales cercanas al volcán Láscar y su relación con los lineamientos existentes, identificados mediante el uso de sensores remotos. Con dicha información, se establecen las características que podrían tener los fluidos termales en profundidad y se determinan las condiciones que favorecen el ascenso de estos.

El objetivo general de este trabajo es reconocer las surgencias termales relacionadas a un reservorio geotérmico y la relación de estas con las estructuras

presentes. Los objetivos específicos son: i) Analizar la química de las aguas superficiales y sus diferencias en la zona de estudio; ii) Establecer las características de las aguas en profundidad; iii) Determinar la correlación entre las aguas superficiales y las estructuras identificadas y su posible relación con el sistema geotermal

El área geotermal de Láscar se ubica en la Región de Antofagasta (Figura 1). Desde la localidad Talabre, siguiendo la Ruta B-357.



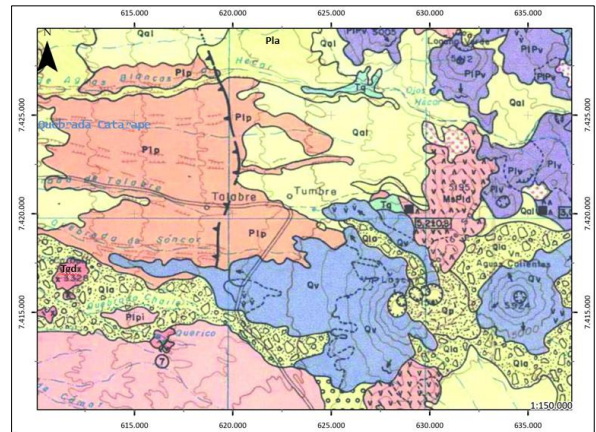
**Figura 1.** Ubicación del área de estudio. Fuente: Carta Caminera 2016, Región de Arica y Parinacota, Región de Tarapacá y Región de Antofagasta, Ministerio de Obras Públicas, 2016.

## 2. Marco geotectónico

### 2.1 Marco geológico

La geología del área de estudio se encuentra descrita en la hoja de Toconao (Ramírez y Gardeweg P, 1982) (Figura 2) y parcialmente en la más reciente hoja del volcán Láscar (Gardeweg y otros, 2011) El área se presenta con extensos mantos de ignimbritas que forman una planicie suavemente inclinada hacia el oeste del volcán Láscar recubriendo la topografía preexistente.

La planicie ignimbrítica sobreyace al basamento de Granitoides del Permo- Triásico, a la secuencia continental clástica de los Estrato de Quepe del Mioceno y al grupo de domos dacíticos del Plioceno-Pleistoceno (Gardeweg y Ramirez, 1985; Gardeweg y otros, 2011; Ramirez y Gardeweg, 1982).



**Figura 2.** Modificado de Hoja Toconao (Ramírez y Gardeweg 1982). Tgd: Pórfido granodiorítico (Opl y Cámara), Tq: Estratos de Quepe, MsPld: Pórfido de saltar, Pla: Ignimbrita Atana, Plv: Estrato-volcanes II, Plp: Ignimbrita Patao, PIPv: Depósitos piroclásticos de Tumisa, PIPv: Estrato-volcanes III, Qv: Estrato-volcanes IV, Qla: Lahares, Qp: piroclastos, Qal: Depósitos aluviales.

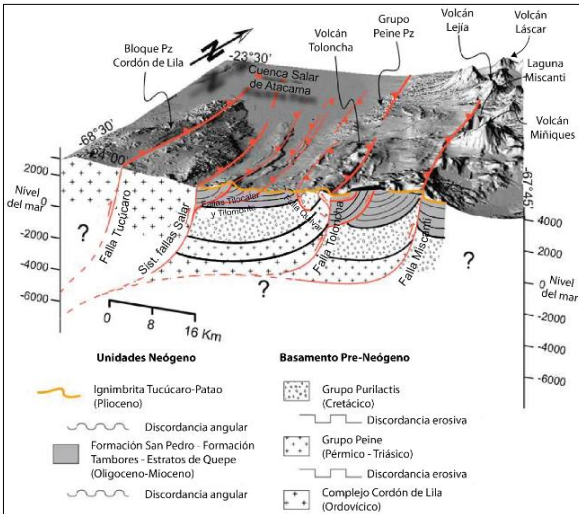
Sobresalen a esta planicie centros volcánicos definidos como Conjunto de Estratovolcanes II del Plioceno compuesto por volcanes, domos y conos piroclásticos, moderadamente erosionados, el Conjunto de Estratovolcanes III del Plio-Pleistoceno compuestos por volcanes jóvenes, medianamente erosionados y Conjunto de Estratovolcanes IV del Pleistoceno-Holoceno compuesto por volcanes jóvenes, escasamente erosionados. El edificio volcánico más moderno es volcán Láscar. Su edificio alcanza una altura entre 600 a 1.400 m sobre la base de la planicie ignimbrítica, alcanzando una altitud de 5.592 m s.n.m. Los productos volcánicos han sido depositados desde el Pleistoceno Medio hasta el Holoceno Histórico. Gardeweg y otros (2011), describen 4 unidades litológicas correspondientes a distintos pulsos volcánicos.

Los depósitos sedimentarios modernos cubren a las unidades mencionadas. Estos son depósitos poco consolidados que se encuentran rellenando valles o adosados a relieves erosionados. Estos depósitos tienen su origen entre el Pleistoceno Superior y el Holoceno.

### 2.2 Marco estructural

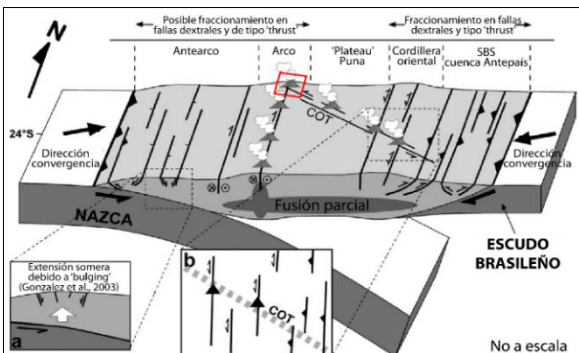
El área de estudio se ubica en una región donde el principal estilo estructural presentaría una sección lítrica en profundidad, con niveles de desacople localizados aproximadamente 8 km bajo la superficie, como la Falla Miscanti (Aron y otros,

2008; González y otros, 2009) (Figura 3). De forma subsidiaria existe un sistema de orientación similar al principal mencionado con niveles de desacople entre 2 a 3 km aproximadamente bajo la superficie (Falla Talabre) (Aron et al., 2008, Ramírez y Gardeweg 1982).



**Figura 3.** Bloque 3D esquemático con la arquitectura y el estilo de deformación al sur del área de estudio. Exageración vertical: 3x. Modificado de Aron et al. (2008).

Existe también un grupo de estructuras mayores o lineamientos transversales denominado falla de Calama-Olapapato-El Toro (COT) (Acocella y otros, 2007; Tibaldi y otros, 2009) (Figura 4), periódicamente reactivada por estructuras del Paleozoico inferior (Chernicoff y otros, 2002; Seggiaro, 2006).



**Figura 4.** Modelo estructural esquemático de los Andes Centrales a los ~24°S. La actividad magmática a lo largo del COT se observa en correspondencia con el magmatismo N-S de las fallas de rumbo. En rojo se muestra la zona correspondiente al volcán Láscar. Modificado de Acocella y otros (2007).

### 3. Metodología

#### 3.1 Geoquímica de aguas

La toma de muestras en terreno se realizó en junio y noviembre de 2014, bajo el procedimiento descrito por Giggenbach y Goguel (1989).

Las muestras para aniones y cationes se recolectaron en botellas de polietileno (HDPE) de 200 ml y se filtraron con membrana de 0,45 micrones. La filtración se realiza durante la toma de muestras en terreno con filtros sin partes metálicas anexo a una jeringa estándar de polipropileno. Además de analizar los aniones esta muestra se utiliza para pH, conductividad, C total inorgánico como CO<sub>2</sub>. Las muestras de cationes, posterior al filtrado, se acidificaron con 1 ml de HNO<sub>3</sub> (4N) por cada 100 ml de muestra. Este método es para preservar el contenido de cationes en aguas saturadas y para prevenir la precipitación de metales traza (Nicholson, 2012).

Para la determinación de isótopos estables (<sup>18</sup>O y D en H<sub>2</sub>O) se utilizaron botellas de vidrio de 30 ml. La muestra no se acidificó ni filtró (Giggenbach y Goguel, 1989).

Para determinar la temperatura, NaCl, TSD (Total sólidos disueltos) y conductividad eléctrica se utilizó el instrumento portátil marca y modelo Hanna HI-98360. Para medir el pH en terreno se utilizaron tiras de pH.

Para determinar el caudal aproximado de una vertiente se mide el tiempo que toma un objeto (hoja, rama pequeña, etc) en viajar una distancia conocida del canal (Giggenbach y Goguel, 1989; Nicholson, 2012).

Las muestras fueron analizadas en el laboratorio químico SERNAGEOMIN. Los cationes fueron analizados por espectrometría de absorción atómica (AAS), los aniones mediante cromatografía iónica (IC) y los elementos traza mediante espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS). La alcalinidad fue determinada mediante volumetría. Por otra parte, los análisis de isótopos estables fueron realizados en los laboratorios de la Comisión Chilena de Energía Nuclear (CCHEN) utilizando ICP-MS.

Para efectos de este estudio se analizaron los contenidos de Li, Na, K, Ca, Mg, SiO<sub>2</sub>, B, Cl, F, SO<sub>4</sub>, HCO<sub>3</sub>, As, Rb, Cs y Fe, además del pH y su conductividad en muestras de agua que entregan una base común para la comparación, clasificación e interpretación de los resultados analíticos (Giggenbach y Goguel, 1989; Powell y Cumming, 2010).

Para el cálculo de los análisis de datos y sus respectivos diagramas se utilizó la planilla propuesta por Powell y Cumming (2010).

### 3.2 Sensores remotos (teledetección)

La teledetección es la técnica de adquisición y posterior tratamiento de datos de la superficie terrestre desde sensores instalados en plataformas espaciales (Lillesand y otros, 2015). Son ampliamente utilizados para el mapeo de minerales y la detección de anomalías geotérmicas (Coolbaugh y otros, 2007; Dudley-Murphy y Nash, 2003)

Para el presente estudio se utilizó una imagen Landsat 8 (L8). Adicionalmente, se utilizó el modelo de elevación digital SRTM (90 m) dada la precisión vertical que entrega para zonas montañosas (Khasanoc, 2020), éste fue descargado libremente desde el sitio electrónico Earth Explorer. La imagen L8 corresponde a la del 28 de marzo de 2016 a las 12:01:57 hr. (UTC).

A las imágenes se le realiza un procesamiento previo, en un orden particular, para eliminar lo máximo posible los efectos atmosféricos y de sensores (Gozzard, 2006). El primer paso de calibración es para convertir los datos a radiancia donde se elimina el factor del sensor. El segundo es eliminar los factores atmosféricos de la imagen, es decir, la reflectancia en el Techo de la Atmósfera (TOA) para generar la imagen de reflectancia (Congedo y Macchi, 2015), luego se realiza la corrección atmosférica (Figura 5). Finalmente es necesario realizar una Corrección Geométrica precisa.

Todos los datos fueron reproyectados a un sistema de coordenadas Transversales Universales de Mercator (UTM), datum WGS84, zona 19S.

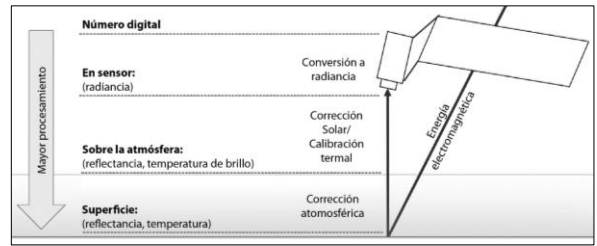


Figura 5. Modificado de Young y otros (2017)

Para identificar los lineamientos estructurales SRTM se utilizó el “sombreado de laderas” (Hillshade), resaltando las características de las áreas. Se crearon 8 imágenes de sombra de laderas considerando la posición aparente del “sol” cada 45° en el azimut y la altura del “sol” constante igual a 45° (Soengkono, 2000). Con esta información se obtiene el parámetro de “Densidad de Fracturas y Fallas” (DFF) y la intensidad relativa de fallamiento y fracturamiento (Soengkono, 2000).

Mediante combinaciones de tres bandas monocromáticas (bandas), donde a cada una se le asigna un color determinar (RGB), se realizó la fointerpretación (Congedo y Macchi, 2015). De esta forma, y en conjunto con la información publicada disponible (Gardeweg y otros, 1998, Gardeweg y otros, 2011; Gardeweg, 1991; Aron y otros 2008), se delimitan los contactos de las unidades geológicas y se agregan los resultados del análisis de estructuras, específicamente el sistema de lineamientos asociados a las estructuras principales.

## 4. Resultados

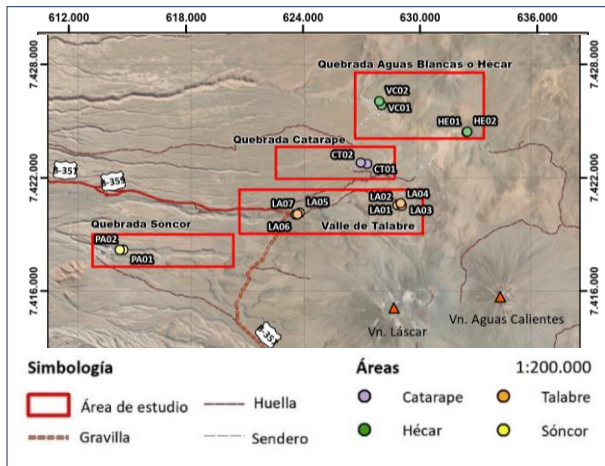
Los resultados de los análisis realizados están definidos para cada valle del área de estudio. De norte a sur estos valles son: quebrada Aguas Blancas o Hécar, quebrada de Catarape, Valle de Talabre y quebrada de Sóncor (Figura 6).

### 4.1 Geoquímica de las aguas

En el área de estudio se tomaron muestras de 15 vertientes distribuidas en los 4 valles distintos (Figura 6).

Las muestras de la quebrada de Hécar son las que presentan valores de TSD, caudal, temperatura conductividad y NaCl considerablemente mayor a los de las muestras de los otros valles. Los parámetros de terreno de cada muestra se presentan en la Tabla 1.

Los resultados analíticos de las muestras recolectadas se presentan en el Anexo 1.



**Figura 6.** Ubicación de los valles y manifestaciones termales analizadas en este trabajo.

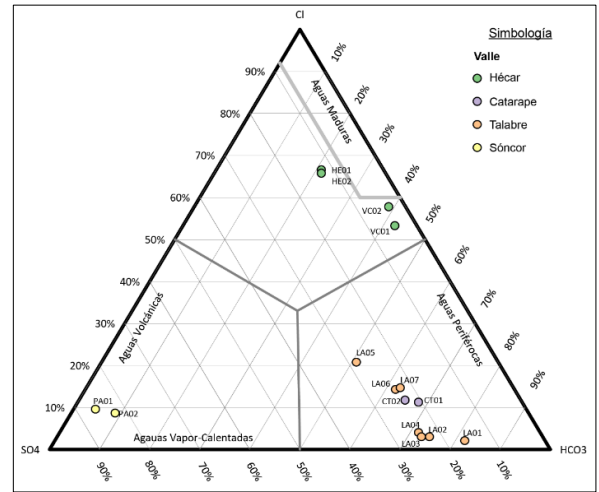
Para el control de calidad en análisis químicos de aguas se utiliza el balance iónico (BI) (Marini, 2000). Se consideran razonables diferencias menores al 5%, aunque para bajas cantidades de total de sólidos, hasta un 10% podría ser razonable (Custodio y Llamas, 1983).

**Tabla 1.** Parámetros medidos en terreno de cada muestra, organizadas por los valles, nombrados de norte a sur.

Área	Muestra ID	T (°C)	pH	Cond (µs/cm)	Caudal (l/s)	NaCl (% equiv.)	TDS (ppm)
Quebrada Hécar	HE01	35,8	6	10790	1,5	21,0	5400
	HE02	42,6	-	9410	1	18,8	4630
Quebrada Hécar	VC01	18,0	6	7730	<1	15,1	3850
	VC02	32,2	7	10930	<1	215,0	5510
Quebrada Catarape	CT01	14,9	6	172,3	1	0,3	85,5
	CT02	14,7	6	173,5	2	0,3	86,3
Valle de Talabre	LA01	17,2	-	290	<1	0,6	144
	LA02	15,6	-	297,6	<1	0,6	148,3
	LA03	16,8	-	347	<1	0,7	173
	LA04	13,3	-	2	<1	0,6	148,2
	LA05	13,8	5	684	<1	1,3	342
	LA06	13,8	7	481	<1	0,9	240
	LA07	14,2	-	913	1	1,6	442
Quebrada Sóncor	PA01	19,8	6	2545	2	5,0	1272
	PA02	-	-	-	1	-	-

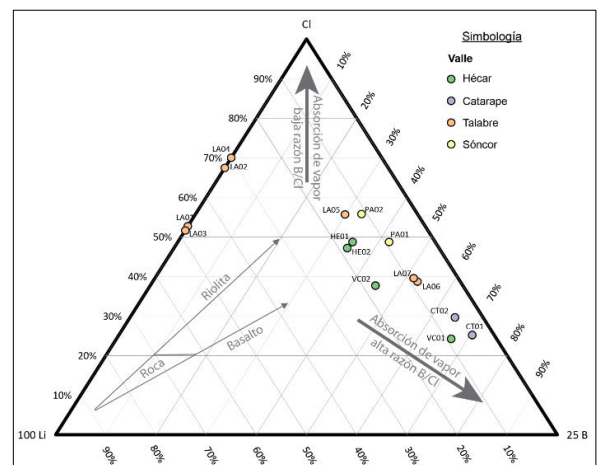
Para diferenciar los distintos tipos de aguas geotermales se usa el diagrama ternario descrito por Giggenbach (1988), donde se entrega una primera clasificación de las aguas termales (Figura 7). La cantidad relativa de estos componentes varía con la evolución de las aguas en un sistema

geotermal (Giggenbach, 1988; Giggenbach y Goguel, 1989; Marini, 2000).



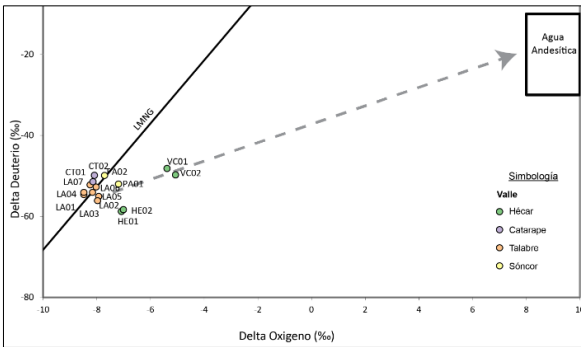
**Figura 7.** Diagrama ternario Cl-HCO3- SO4.

El Cl, Li y B son considerados conservativos dentro de un fluido geotermal y de éstos, el menos propenso a sufrir modificaciones por procesos secundarios es el Li. Por esto es usado como "trazador" para evaluar el origen de los otros dos elementos, el Cl y B (Giggenbach y Goguel, 1989). Los resultados de las muestras de la zona de estudio se visualizan en Figura 8.



**Figura 8.** Diagrama ternario Cl-B-Li

Los isótopos estables son poderosos trazadores del origen del sistema geotermal debido a que las razones isotópicas son sensibles a procesos físicos que permiten determinar el origen y la evolución de los fluidos termales (Ármansson y Fridriksson, 2009). Para este análisis se evaluaron los resultados con respecto a la Línea Meteorica del Norte Grande (LMNG) definida por Aravena y otros (1999) (Figura 9).



**Figura 9.**  $18O - \delta D$  isotópos estables de las muestras de Láscar relacionadas con LMNG de Aravena (1999).

La geotermometría química, en el contexto de estudios geotérmicos, se refiere al uso de la química para evaluar la temperatura en los reservorios geotérmicos. La temperatura de equilibrio en profundidad es una de las características más importantes que se puede obtener de la composición de las aguas termales (Fournier, 1977).

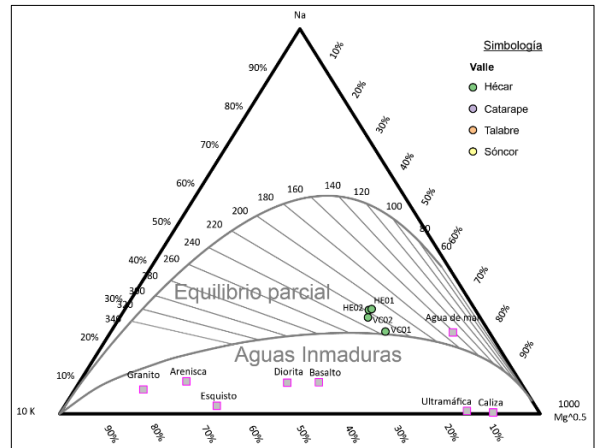
El geotermómetro de sílice está basado en la determinación experimental de la variación de solubilidad de las diferentes especies de sílice en el agua (Fournier, 1977). Las fases silíceas para estudios geoquímicos de los fluidos geotermales son el cuarzo, calcedonia y la sílice amorfa (Árnórsson, 2000). Los geotermómetros de cationes han sido definidos empíricamente para analizar las temperaturas de un reservorio geotérmico sin que se hayan visto afectados por procesos secundarios de ebullición o dilución, como los anteriores (Giggenbach and Goguel, 1989). Los resultados de las muestras analizadas se exponen en la Tabla 2.

**Tabla 2.** Estimaciones de temperaturas de equilibrio (en °C) para las manifestaciones termales en el área de estudio utilizando geotermómetros de sílice y de cationes.

Muestra	Cuarzo adiabático Fournier (1977)	Cuarzo conductivo Fournier (1977)	Calcedonia Fournier (1977)	Sílice amorfa Fournier (1977)	Na/K Fournier (1979)	Na/K Giggenbach (1988)	Na/K Árnórsson y otros (1983)	K/Mg Giggenbach (1988)
HE01	168	180	158	56	197	213	171	139
HE02	166	178	156	54	200	216	175	140
VC01	85	83	51	-31	217	232	195	135
VC02	88	85	54	-29	209	225	186	141
CT01	137	142	116	21	278	289	270	56
CT02	132	136	109	16	273	283	263	56
LA01	113	114	85	-4	278	288	269	37
LA02	111	112	83	-5	307	315	307	50
LA03	109	110	80	-7	256	269	243	48
LA04	109	110	80	-7	265	277	254	53
LA05	116	118	89	1	255	268	241	86
LA06	129	133	106	13	236	250	217	49
LA07	118	121	92	2	238	252	220	49
PA01	120	123	94	4	225	240	205	53
PA02	110	111	81	-7	203	219	178	45

El diagrama ternario Na, K y Mg propuesto por Giggenbach (1988) tiene la ventaja de entregar al

mismo tiempo una estimación de la temperatura del reservorio e indica la “madurez” de la solución geotermal al combinar los resultados del rápido equilibrio del geotermómetro de K/Mg y el lento equilibrio del geotermómetro de Na/K (Árnórsson y Fridriksson, 2009). Para la representación de las muestras en este diagrama ternario (Figura 10), se han conservado sólo los grupos de muestras HE y VC, de la quebrada Hécar, debido a que todas las restantes se concentraban en el extremo del Mg sin apreciarse ninguna diferenciación gráficamente.



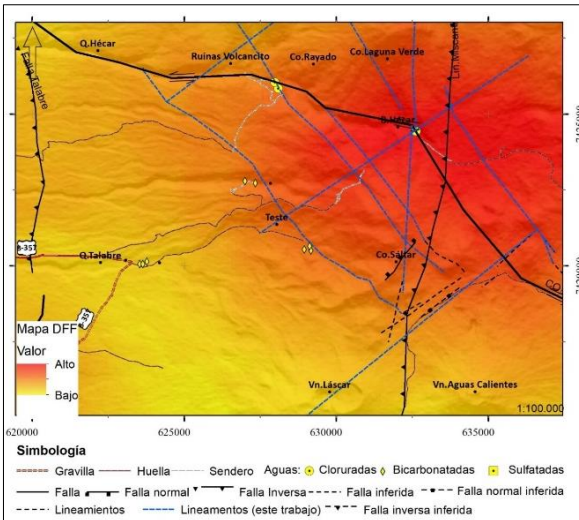
**Figura 10.** Diagrama ternario Na-K-Mg.

#### 4.2 Sensores remotos

Mediante el uso de los modelos de elevación digital (DEM) y la función *hillshade* de ArcGis se identificaron lineamientos modelando el sombreado que tendría una topografía al considerar una luz incidente en una posición determinada. Al combinar los DEM con imágenes satelitales y mapas geológicos se puede definir lineamientos de forma precisa (Konon y Śmigielski, 2006). El uso de diferentes posiciones del sol responde a que los *hillshades* crean una textura irreal de la superficie, por lo que distintas direcciones de la luz incidente ayudan a identificar lineamientos en distintas direcciones. Una vez identificados los lineamientos, se generó un mapa de densidades de fracturas (DFF) (Figura 11) (Soengkono, 2000).

Utilizando la información de sensores remotos, se logró extender el mapa geológico del área de estudio, utilizando como base el mapa del volcán Láscar, escala 1:50.000 (Gardeweg y otros 2011) y la Hoja Toconao 1:250.000 (Ramírez y Gardeweg, 1982). Para esto, se verificaron los patrones de las unidades geológicas en el mapa existente y se

utilizaron estas asociaciones para extender el mapa hacia el norte, de forma que cubra la totalidad del área de estudio. El mapa generado se presenta como anexo 2.



**Figura 11.** Mapa de densidades de fracturas y fallas (DFF) para el área del cuadrángulo Noreste del área de estudio, sobre imagen DEM con resultados de lineamientos propuestos y ubicación de vertientes muestreadas en ese cuadrángulo.

## 5. Discusión

Al analizar el diagrama ternario de aniones (Figura 7) es posible inferir que las aguas de Hécar y Volcancito se posicionan cercanas al campo de aguas maduras, o aguas cloruradas que reflejan un ascenso profundo y directo desde un reservorio geotermal (Giggenbach, 1988). Corresponden además a las aguas ubicadas a mayor elevación topográfica, con la mayor temperatura de surgencia de entre las áreas analizadas y con valores de concentración de Cl mayores a 1.000 ppm. Las muestras de esta zona serían las más representativas de un sistema geotermal (Giggenbach y Goguel, 1989; Nicholson, 2012). Las aguas de Sóncor están en el campo de las aguas volcánicas o aguas vapor-calentadas por lo que generadas por los vapores disueltos en las aguas subterráneas en los niveles horizontales superficiales (Nicholson, 2011), mientras que las aguas de los valles de Talabre y Catarape, que se ubican en el campo de aguas meteóricas, estarían influenciadas por procesos de dilución con aguas meteóricas superficiales (Giggenbach y Goguel, 1989).

El diagrama ternario Cl-B-Li (Figura 8), indica una adición de Cl y B antes, durante o después del proceso de disolución de la roca o pérdida de Li, siendo esto último poco probable dado que una vez añadido el Li se mantiene largamente en la solución (Giggenbach y Goguel, 1989). El Cl y B pueden ser añadidos a un fluido que contiene Li por la absorción de vapores magmáticos a altas temperaturas en forma de HCl y H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub> respectivamente (Giggenbach y Goguel, 1989). En general las muestras en este diagrama se distribuyen desplazadas hacia el eje Cl-B. Las muestras más cercanas al vértice Cl poseen una mayor absorción de vapores con baja razón B/Cl, sugiriendo que, debido a la alta volatilidad del B, este fue expulsado durante etapas de calentamiento (Giggenbach y Goguel, 1989). Mientras que las cercanas al vértice B son aguas que no fueron expuestas a etapas de calentamiento. Las muestras localizadas en el eje Li-Cl tienen valores de B menor al límite de detección (<0,06 mg/l) sugiriendo la ausencia de absorción de vapores ricos en B/Cl, dado que una vez que el B es incorporado al fluido se mantiene durante su enfriamiento (Giggenbach y Goguel, 1989). La variación en la relación Cl y B entre las vertientes VC01 y VC02 podría deberse a la pérdida de vapores durante el ascenso a la superficie (Fournier, 1977).

La composición isotópica de las aguas termales, en gran parte de las muestras, se ubica en torno al campo de LMNG, sugiriendo que la recarga de este sistema sería agua meteórica. Por otra parte, las muestras del valle de Hécar se posicionan entre la LMNG y el campo de aguas andesíticas, sugiriendo que al menos una parte de los fluidos de dicho valle provendría de fluidos magmáticos (Giggenbach, 1997). Este fenómeno sería a causa del intercambio isotópico a altas temperaturas entre los fluidos y las rocas huéspedes, que en términos relativos se encuentran considerablemente enriquecidos en isótopos pesados (Giggenbach y Soto, 1992).

El grupo más confiable para la utilización de los geotermómetros son las aguas neutras, con bajos contenidos de SO<sub>4</sub> y cercanos al eje Cl (aguas maduras) (Giggenbach y Goguel, 1989). Sin embargo, existe incertidumbre en la aplicación de los geotermómetros al asumir que el equilibrio es logrado con los mismos minerales de las muestras (Arnórsson y otros, 1983).

Los geotermómetros de sílice dependen de la especie mineral que se asume controla la solubilidad de la sílice. El geotermómetro de cuarzo funciona mejor en temperaturas entre 150°C y 225°C (Fournier, 1977) así en HE sería el cuarzo la especie dominante (-170°C), en este caso se utiliza el geotermómetro de cuarzo adiabático (Fournier, 1977) dado que no es posible correlacionar directamente a estas aguas con las del reservorio, como lo sería en el caso de las aguas de un pozo geotérmico (Fournier, 1977). A temperaturas más bajas otras especies de sílice son la dominante, como calcedonia (25-180°C) (Arnórsson y otros, 1983) y luego cristobalita o sílice amorfa (Fournier, 1977). Por lo tanto, el resto de las muestras estarían siendo dominadas por calcedonia, los resultados para el geotermómetro de sílice amorfa entrega estimaciones de temperaturas menores a 0°C.

Para los geotermómetros de cationes, hay que tener en consideración que estos funcionan mejor para aguas cloruradas con temperaturas estimadas sobre 180°C, aunque está propuesto para el rango entre 25 y 250°C con extrapolación hasta 350°C (Arnórsson y otros, 1983). Los resultados muestran que los valores del geotermómetro de K/Mg son inferiores al de Na/K con una amplia disparidad, sugiriendo un reequilibrio a menores temperaturas (Arnórsson, 2000). Esto podría ocurrir en el caso de que las aguas, antes de llegar a la superficie, intercepten niveles colgados donde permanecen un cierto tiempo hasta que su química se modifica y su temperatura desciende. Este reequilibrio es observado en gran parte de las muestras en el diagrama Na-K-Mg que recaen en el vértice del Mg, sin diferenciación. Las únicas muestras que se alejan de este vértice y recaen sobre el campo de equilibrio parcial son HE y VC con temperaturas de 220 y 225°C respectivamente.

En el reconocimiento de lineamientos se pueden identificar nuevas estructuras, las cuales a su vez permiten comprender de mejor forma el rol de éstas en la circulación de los fluidos. Es en el cuadrángulo noreste del área de estudio, que se puede establecer una correlación entre el parámetro DFF y la existencia de manifestaciones termales donde se aprecia una vinculación entre rasgos superficiales lineares y la permeabilidad secundaria. Es esta permeabilidad la que provee rutas para los fluidos

geotermales (a través de zonas fracturadas). Además, la extensión del reservorio geotermal puede estar influenciado por las mismas estructuras que son reconocidas en superficie (Soenkono, 2000).

Las estructuras mayores presentes en el área habrían favorecido el desarrollo volcánico durante el Cenozoico. Éste se desarrolló tanto en sentido NS, a través del Arco Volcánico (lineamiento Miscanti), como en sentido NO-SE, guiado por las estructuras transversales (falla COT) (Aron y otros, 2008; Acocella y otros, 2007; Díaz, 2011; Tibaldi y otros, 2009). La falla Talabre se extiende en el sector oeste del área de estudio, no se reconocen surgencias cercanas a esta falla.

La intersección, donde confluyen el COT y el lineamiento Miscanti, es el sector con mayor valor de DFF y además el sector donde están las surgencias de las aguas termales de mayor temperatura, además con impronta geoquímica de aguas relacionadas con aguas de reservorio geotermal.

El reconocimiento de las diferentes litologías se realizó mediante la diferente combinación de bandas que permite identificar diferencias en el contenido mineralógico de las rocas, tomando como referencia el mapa geológico de escala 1:50.000 existente. Al contar con este mapa geológico, fue posible identificar las características de distintas formaciones y unidades rocosas de modo de poder determinar su expansión hacia áreas más al norte de la cobertura del mapa existente. Esto requiere que las unidades se encuentren tanto en la parte sur como norte del área de estudio. Dicho supuesto se cumple para el área de estudio, el cual se puede verificar en el mapa de escala 1:250.000.

En la zona de estudio todas las vertientes están asociadas a las rocas ignimbritas de Patao y las surgencias se encuentran en depresiones topográficas y cercanas a zonas de contacto estratigráfico. Esto se puede deber a que, en las unidades volcánicas asociadas a las diversas ignimbritas depositadas, existen zonas de alta permeabilidad correspondiente a planos de contacto entre distintas unidades o incluso dentro de las mismas unidades pueden existir zonas con mayor permeabilidad que permitan un flujo



horizontal. Esto también podría ocurrir con las aguas del valle de Hécar, donde además existen sistemas de falla que favorecerían un flujo vertical de los fluidos.

## 6. Conclusiones

Las aguas termales del sector noroccidental del volcán Láscar fueron estudiadas, tanto con su geoquímica, ubicación espacial, sistema estructural y contexto geológico con el fin de caracterizar las aguas y su relación con un reservorio geotérmico. Para esto, se utilizaron herramientas como sensores remotos con imágenes multiespectrales y el análisis químico de aguas de 15 vertientes distintas en los diferentes valles, de norte a sur los valles estudiados son los de Hécar, Catarape, Talabre y Sóncor.

El uso de sensores remotos permitió mejorar la ubicación de los contactos geológicos de la zona y se determinaron áreas con una alta densidad de lineamientos, en particular, en la zona de intersección del sistema COT con el lineamiento Miscanti. Es altamente probable que la conjunción de estos sistemas generaría un entramado estructural favorable para la circulación de fluidos.

La composición química de las aguas analizadas es suficientemente diferente como para inferir que estas han experimentado distintos procesos en un camino a la superficie. Por una parte, en la zona norte, en el valle de Hécar, se encuentran aguas cloruradas con elevadas concentraciones de Na, K, Ca, B, Cl, SO<sub>4</sub>, HCO<sub>3</sub> y As respecto de las otras aguas termales. Estas serían aguas profundas de un reservorio alimentado por una cámara magmática, con una larga trayectoria hacia la superficie, favorecido por los sistemas de fallas cercanos a las manifestaciones termales, representados por el lineamiento Miscanti y el sistema COT. Por otro lado, el resto de las aguas presenta una menor cantidad de sólidos disueltos, con mayores concentraciones de F, menores temperaturas de surgencia y, mayores proporciones relativas de SO<sub>4</sub>, HCO<sub>3</sub>. Eso se ha interpretado como aguas termales cuya composición y signatura isotópica han sido modificadas mediante procesos como interacción agua-roca y mezcla con acuíferos someros o aguas meteóricas. Esto ocurriría en el proceso del ascenso de las aguas a la superficie.

La composición isotópica muestra que la recarga del sistema sería de aguas meteórica, aunque se evidencia una conexión a un sistema magmático andesítico dado el desplazamiento de la signatura isotópica de las muestras en el valle de Hécar hacia el campo de aguas andesíticas.

Las temperaturas de equilibrio calculadas para el valle de Hécar, dada sus características geoquímicas de aguas cloruradas y neutras, serían aguas maduras de reservorio, con una temperatura de equilibrio en torno a 139 y 216°C para las aguas de Hécar y entre 51 y 232°C para Volcancito. En tanto, no es posible establecer la temperatura de equilibrio del resto de las manifestaciones termales dado que son aguas que no han estado en equilibrio en profundidad. Posiblemente los geotermómetros estén reflejando distintos eventos de equilibrio de las aguas termales, un equilibrio profundo a más de 200°C, y una etapa somera con menores temperaturas del orden de 50-80°C.

La fuente de calor del sistema podría ser una cámara magmática, y, a pesar de que el volcán Láscar se encuentra relativamente lejos (10 km) explicaría el origen del calor. Desde esa zona, los fluidos podrían movilizarse en los sistemas de fallas, incluidos el lineamiento Miscanti y el sistema COT. En la zona de intersección de estos, existe una gran densidad de fracturas identificadas mediante sensores remotos, una zona de alteración, y fluidos clorurados con signaturas magmáticas que representarían los potenciales fluidos de reservorio (sector valle de Hécar). Desde el lineamiento Miscanti hacia el oeste, existe una serie de manifestaciones termales que afloran en depresiones topográficas en distintos valles de orientación E-W, las cuales no tendrían un trayecto rápido y poco diferenciado como los del valle de Hécar. Esto último les conferiría a los fluidos una signatura química diferente de origen meteórico.

## 7. Referencias

- Acocella, V. (2007). Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth-Science Reviews*, 85(3–4), 125–160.
- Ai, L., Walter, T.R., Aguilera, F., Layana, S., Mania, R., Kujawa, C., Zimmer, M., Insotroza, M. (2023). Crater morphology, nested ring structures, and temperature anomalies studied

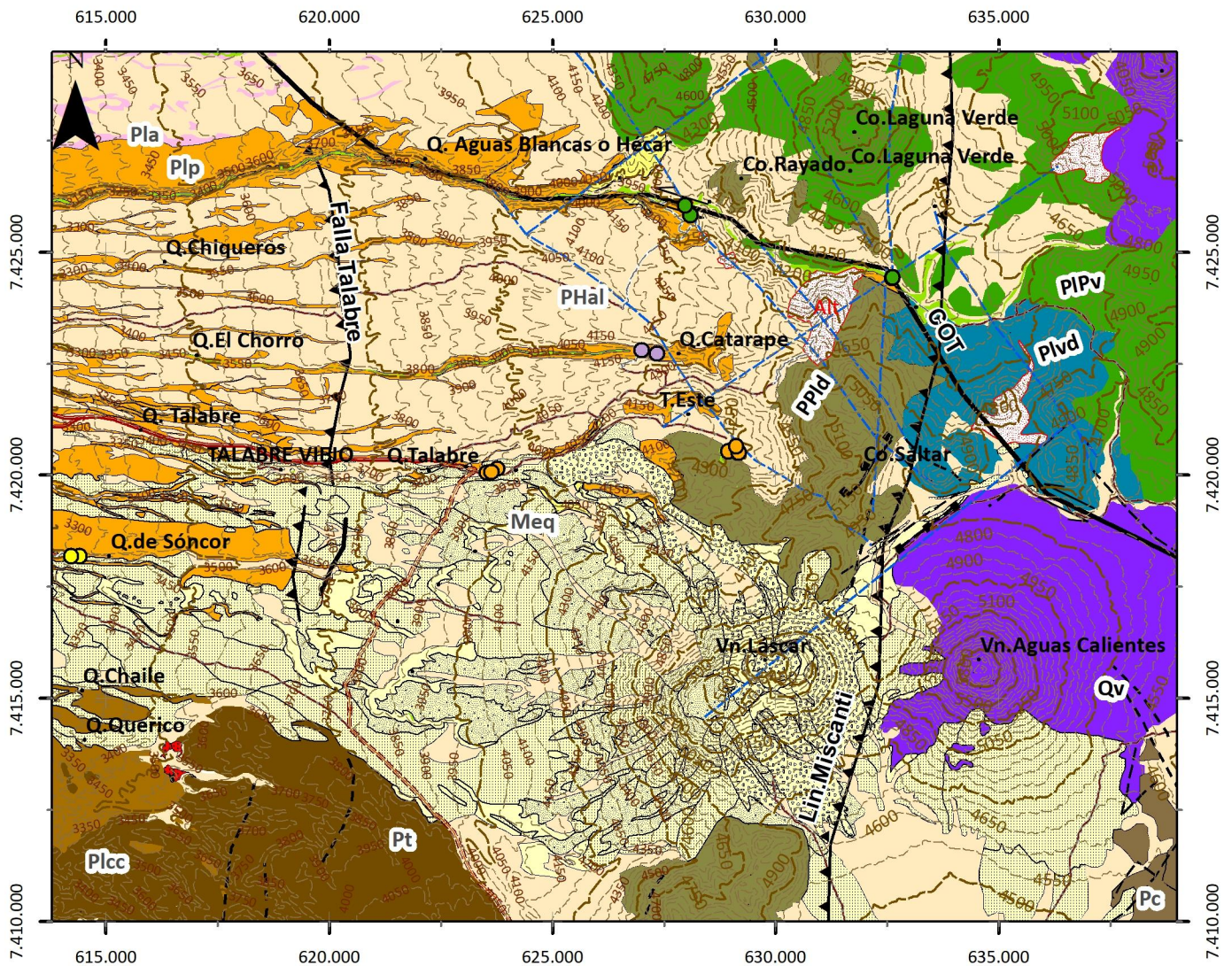
- by unoccupied aircraft system data at Lascar volcano, northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Aravena, R., Suzuki, O., Pena, H., Pollastri, A., Fuenzalida, H., & Grilli, A. (1999). Isotopic composition and origin of the precipitation in Northern Chile. *Applied Geochemistry*, 14(4), 411–422.
- Ármansson, H., & Fridriksson, T. (2009). Application of geochemical methods in geothermal exploration. Short Course IV on Exploration for Geothermal Resources.
- Arnórsson, S., Gunnlaugsson, E., & Svavarsson, H. (1983). The chemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(3), 567–577.
- Arnórsson, S. (2000). Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use. *International Atomic Energy Agency*, 109–111.
- 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), 52–55.
- Chernicoff, C. J., Richards, J. P., & Zappettini, E. O. (2002). Crustal lineament control on magmatism and mineralization in northwestern Argentina: geological, geophysical, and remote sensing evidence. *Ore Geology Reviews*, 21(3–4), 127–155.
- Congedo, L., & Macchi, S. (2015). The demographic dimension of climate change vulnerability: exploring the relation between population growth and urban sprawl in Dar es Salaam. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 13, 1–10.
- Coolbaugh, M. F., Kratt, C., Fallacaro, A., Calvin, W. M., & Taranik, J. V. (2007). Detection of geothermal anomalies using advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer (ASTER) thermal infrared images at Bradys Hot Springs, Nevada, USA. *Remote Sensing of Environment*, 106(3), 350–359.
- Custodio, E., & Llamas, M. R. (1983). *Hidrología subterránea* (Vol. 1). Omega Barcelona.
- Díaz Alvarado, D. (2011). Magnetotelluric study of the Western Cordillera (Northern Chile), with a focus on Lascar volcano.
- Dudley-Murphy, E., & Nash, G. D. (2003). TIR (ASTER) Geothermal Anomalies. *Transactions-Geothermal Resources Council*, 645–648.
- Fournier, R. O. (1977). Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, 5(1–4), 41–50.
- Gardeweg P, M. C. (1991). The geology, petrology and geochemistry of the Tumisa Volcanic Complex, North Chile. Kingston University.
- Gardeweg P, M., Ramirez R, C.F. 1985. Carta Geológica de Chile N°66: Hoja Río Zapaleri, II Región de Antofagasta, Servicio Nacional de Geología y Minería, 89 pp.
- Gardeweg, M. C., Sparks, R. S. J., & Matthews, S. J. (1998). Evolution of Lascar volcano, northern Chile. *Journal of the Geological Society*, 155(1), 89–104.
- Gardeweg, M., Amigo, A., Mathewes, S., Sparks, S., Clavero, J., 2011. Carta Geológica de Chile N°131: Geología del Volcán Láscar, Serie geología básica. Servicio Nacional de Geología y Minería, 42 pp.
- González, G., Cembrano, J., Aron, F., Veloso, E. E., & Shyu, J. B. H. (2009). Coeval compressional deformation and volcanism in the central Andes, case studies from northern Chile (23°S–24°S). *Tectonics*, 28(6).
- Gozzard, J. R. (2006). Image processing of ASTER multispectral data. *Geological Survey of WA*.
- Giggenbach, W. F. (1988). Geothermal solute equilibria. derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(12), 2749–2765.
- Giggenbach, W. F. (1997). The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*.
- Giggenbach, W. F., & Goguel, R. L. (1989). Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges. Report No. CD 2401. Chemistry Division, DSIR, Petone, New Zealand.
- Giggenbach, W. F., & Soto, R. C. (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(4), 309–332.
- Hauser, Arturo. 1997. Catastro y Caracterización de las fuentes de aguas minerales y termales de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile. Boletín No. 50.
- Khasanov, Kh, 2020. Evaluation of ASTER DEM and SRTM DEM data for determining the area and volume of the water reservoir IOP Conf. Ser.: Mater. Sci. Eng. Volume 883. International Scientific Conference Construction Mechanics, Hydraulics and Water Resources Engineering (CONMECHYDRO – 2020) 23-25 April 2020, Tashkent Institute of Irrigation and Agricultural Mechanization Engineers, Tashkent, Uzbekistan.
- Konon, A., & Śmigielski, M. (2006). DEM-based structural mapping: examples from the Holy Cross Mountains and the Outer Carpathians, Poland. *Acta Geologica Polonica*, 56(1), 1-16.

- Lillesand, T., Kiefer, R. W., & Chipman, J. (2015). Remote sensing and image interpretation. John Wiley & Sons.
- Marini, L. (2000). Geochemical techniques for the exploration and exploitation of geothermal energy. Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse, Università degli Studi di Genova, Italy.
- Matthews, S. J., Jones, A. P., & Gardeweg, M. C. (1994). Lascar Volcano, Northern Chile; evidence for steady-state disequilibrium. *Journal of Petrology*, 35(2), 401–432.
- Nicholson, K. (2012). Geothermal fluids: chemistry and exploration techniques. Springer Science & Business Media.
- Powell, T., & Cumming, W. (2010, February). Spreadsheets for geothermal water and gas geochemistry. In *Proceedings* (pp. 4-6).
- Ramirez C.F., Gardeweg M., 1982. Carta Geológica de Chile, 54: Hoja Toconao, Región de Antofagasta, Servicio Nacional de Geología y Minería, 122 pp.
- Seggiaro, R. (2006). Variaciones estructurales a lo largo del lineamiento Calama–Olacapato–Toro en el noroeste argentino. In *Actas del XI Congreso Geológico Chileno* (Vol. 1, pp. 337-340).
- Soengkono, S. (2000). Assessment of faults and fractures at the Mokai Geothermal Field, Taupo volcanic zone, New Zealand. In *Proc. World Geothermal Congress*.
- Tibaldi, A., Corazzato, C., & Roviada, A. (2009). Miocene–Quaternary structural evolution of the Uyuni–Atacama region, Andes of Chile and Bolivia. *Tectonophysics*, 471(1), 114–135.
- Young, N. E., Anderson, R. S., Chignell, S. M., Vorster, A. G., Lawrence, R., & Evangelista, P. H. (2017). A survival guide to Landsat preprocessing. *Ecology*, 98(4), 920-932.

### Anexo 1: Resultados analíticos de las muestras recolectadas

Nombre muestra	pH	Li*	Na*	K*	Ca*	Mg*	SiO2*	B*	Cl*	F*	SO4*	HCO3*	As*	Rb*	Cs*	Fe*	Cond μS/cm
HE01	7,22	9	1600	125	265	9	199	74,79	2630	0,31	493	830	26,25	1,08	1,59	1,29	9910
HE02	6,95	9,5	1600	130	260	9	193	74,75	2580	0,3	493	830	31,34	0,1	0,02	5,58	9910
VC01	6,71	8	1600	160	190	18	32	229	2090	1,02	167	1645	46,5	0,65	0,227	4,1	8010
VC02	7,05	14	2300	210	220	22	34	148	3100	1,25	176	2062	4,3	1,08	0,407	2,9	11000
CT01	6,22	0,02	18	3,4	7	3,2	109	1	9	0,15	16	54	0,213	0,01	0	0,026	161
CT02	6,32	0,02	19	3,4	7	3,2	98	1	10	0,15	19	54	0,215	0,01	0	0,027	161
LA01	7,88	0,04	16	3	23	17	64	0	4,26	0,53	32,9	167	0,04	0,01	0	1,954	319
LA02	7,75	0,02	14	3	21	5,6	62	0	4,2	0,49	30	99	0,04	0,01	0	0,038	283
LA03	8,22	0,04	17	2,6	23	4	58,8	0	4,2	0,56	33	99	0,05	0,01	0	0,051	332
LA04	6,76	0,02	18	3	18	3,2	58,8	0	4,6	0,55	26	77	0,07	0,02	0	0,046	281
LA05	6,73	0,14	45	6,8	45	1	69,5	1,1	51	0,55	69	124	0,03	1,07	1,58	0,106	621
LA06	6,68	0,1	47	5,8	35	19	93	2,5	44,3	0,39	73	191	0,04	0,01	0	0,106	547
LA07	6,48	0,1	46	5,8	32	19	73	2,4	45,4	0,41	70,5	193	0,04	0,01	0	0,111	568
PA01	7,67	0,26	200	22	208	180	76	5	144	0,43	1284	66	0,165	0,02	0	0,666	2620
PA02	7,08	0,26	190	16	217	200	60	4	140	0,43	1348	144	0,022	0,02	0	2,971	2630

\* En ppm



**LEYENDA**

1:150.000

- |          |        |         |
|----------|--------|---------|
| Gravilla | Huella | Sendero |
|----------|--------|---------|
- 
- |  |   |
|--|---|
| PHal - Depositos sedimentarios (Pleistoceno-Holoceno)        | Unidad Láscar 4 (Holoceno)                                  |
| Pt - Depósitos piroclásticos del volcán Tumisa (Pleistoceno) | Unidad Láscar 3 (Pleistoceno Superior-Holoceno)             |
| Pc - Ignimbrita Cajón (Pleistoceno)                          | Unidad Láscar 2 (Pleistoceno Superior)                      |
| Plcc - Camar y Cucula (Plioceno)                             | Unidad Láscar 1 (Pleistoceno Medio-Pleistoceno Superior)    |
| Pp - Patao (Plioceno)  | Qv - Conjunto de Estrato-Volcanes IV (Pleistoceno-Holoceno) |
| Pla - Atana (Plioceno)                                       | PIPv - Conjunto de Estrato-Volcanes III (Plio-Pleistoceno)  |
| PPI - Domos dacíticos (Plioceno-Pleistoceno)                 | Plvd - Conjunto de Estrato-Volcanes II (Plioceno)           |
| Meq - Estrato de Quepe (Mioceno)                             | Zona de alteración  |
| PzTg - Granitoides de Permo-Triásico (Pérmico-Triásico).     | Vegas   |
- 
- Valles**
- |          |         |
|----------|---------|
| Catarape | Talabre |
| Hécar    | Sóncor  |
- 
- |                |                       |                        |                             |
|----------------|-----------------------|------------------------|-----------------------------|
| Falla          | Falla normal          | Falla Inversa          | Lineamientos                |
| Falla inferida | Falla normal inferida | Falla inversa inferida | Lineamientos (este trabajo) |