



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



# **EVOLUCIÓN COMPOSICIONAL DEL VOLCANISMO DE LA ZONA VOLCÁNICA DE LOS ANDES CENTRALES DESDE EL NEÓGENO Y SU RELACIÓN CON LAS ESTRUCTURAS DEL BASAMENTO (22°-27°19'S)**

**Memoria para optar al Título de Geólogo**

**Esteban Enrique Cifuentes Lobos**

**Profesora Guía** : Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo  
**Profesor Co-Guía** : Dr. Rodrigo Iván González Tapia  
**Profesora Comisión** : Dra. Javiera Constanza González Alarcón

**Concepción, 2025**

# ÍNDICE

	<b>Página</b>
<b>RESUMEN</b>	
<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	1
1.1. <b>GENERALIDADES</b> .....	1
1.2. <b>UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO</b> .....	2
1.3. <b>OBJETIVOS</b> .....	2
1.3.1. <b>Objetivo General</b> .....	2
1.3.2. <b>Objetivos Específicos</b> .....	3
1.4. <b>AGRADECIMIENTOS</b> .....	3
<b>2. MARCO TEÓRICO</b> .....	5
2.1. <b>VOLCANISMO EN ZONAS DE SUBDUCCIÓN</b> .....	5
2.2. <b>CONTROL ESTRUCTURAL SOBRE EL VOLCANISMO</b> .....	7
2.3. <b>DESCRIPCIÓN GEOQUÍMICA</b> .....	8
2.4. <b>ANÁLISIS MULTIVARIABLE</b> .....	11
<b>3. MARCO GEOLÓGICO</b> .....	13
3.1. <b>ZONA VOLCÁNICA CENTRAL (ZVC)</b> .....	13
3.2. <b>ALTIPLANO-PUNA</b> .....	14
3.3. <b>CARACTERÍSTICAS DEL BASAMENTO</b> .....	15
3.4. <b>GEOLOGÍA ESTRUCTURAL</b> .....	16
3.4.1. <b>Principales Sistemas de Fallas</b> .....	16
3.4.2. <b>Lineamientos de Escala Continental</b> .....	18
3.4.3. <b>Control Estructural sobre el Volcanismo del                 Altiplano-Puna</b> .....	20
3.5. <b>ANÁLISIS MULTIVARIABLE</b> .....	20
<b>4. METODOLOGÍA</b> .....	23
4.1. <b>RECOPIACIÓN DE INFORMACIÓN</b> .....	23
4.2. <b>PREPROCESAMIENTO DE BASES DE DATOS</b> .....	24
4.2.1. <b>Filtrado</b> .....	24
4.2.2. <b>Correlación de Datos Geoquímicos y Geocronológicos</b> .....	25
4.2.3. <b>Cálculo de Parámetros Geoquímicos</b> .....	25
4.2.4. <b>Determinación de Intersecciones Estructurales</b> .....	26
4.3. <b>ANÁLISIS DE DATOS</b> .....	27
4.3.1. <b>Caracterización Geoquímica</b> .....	27
4.3.2. <b>Visualización de la Distribución Geoquímica</b> .....	28
4.3.3. <b>Análisis Multivariante</b> .....	29
4.3.3.1. <b>Análisis de correlación lineal</b> .....	29
4.3.3.2. <b>Análisis de componentes principales</b> .....	29

4.3.3.3.	Análisis de clúster jerárquico .....	30
<b>5.</b>	<b>RESULTADOS</b> .....	<b>32</b>
5.1.	<b>CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA</b> .....	<b>33</b>
5.1.1.	Diagramas TAS .....	33
5.1.2.	Diagramas AFM .....	36
5.1.3.	Distribución de Parámetros Geoquímicos .....	37
5.1.3.1.	Porcentaje en peso de sílice (%wt SiO <sub>2</sub> ) .....	37
5.1.3.2.	Número magnesiano (#Mg) .....	38
5.1.3.3.	Razón La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub> .....	39
5.1.3.4.	Anomalía del europio (Eu/Eu*) .....	40
5.2.	<b>ANÁLISIS ESTADÍSTICO</b> .....	<b>41</b>
5.2.1.	Análisis de Correlación Lineal .....	42
5.2.1.1.	Elementos mayores .....	42
5.2.1.2.	Elementos traza .....	42
5.2.2.	Análisis de Componentes Principales .....	43
5.2.2.1.	Elementos mayores .....	43
5.2.2.2.	Elementos traza .....	45
5.2.3.	Análisis de Clúster Jerárquico .....	47
5.2.3.1.	Elementos mayores .....	47
5.2.3.2.	Elementos traza .....	49
<b>6.</b>	<b>DISCUSIÓN</b> .....	<b>52</b>
6.1.	<b>RELACIÓN ENTRE GEOQUÍMICA Y ESTRUCTURAS</b> .....	<b>52</b>
6.2.	<b>CONTROLES EN LA VARIACIÓN DE LA GEOQUÍMICA</b> .....	<b>55</b>
6.3.	<b>LIMITANTES DEL TRABAJO</b> .....	<b>59</b>
<b>7.</b>	<b>CONCLUSIÓN</b> .....	<b>62</b>
<b>8.</b>	<b>REFERENCIAS</b> .....	<b>64</b>
	<b>ANEXOS</b> .....	<b>71</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
1. 1.	Mapa de ubicación y accesos del área de estudio .....	3
2. 1.	Esquema de una zona de subducción .....	5
2. 2.	Esquema del control estructural sobre el volcanismo en distintos contextos tectónicos .....	7
3. 1.	Mapa morfoestructural y de principales sistemas de fallas del área de estudio .....	18
3. 2.	Mapa de sistemas de fallas y de lineamientos de escala continental del área de estudio .....	19
5. 1.	Mapa de muestras, fallas e intersecciones .....	32
5. 2.	Diagramas TAS diferenciados por edad .....	34
5. 3.	Diagramas TAS diferenciados por segmento latitudinal .....	35
5. 4.	Diagramas AFM diferenciados por edad .....	36
5. 5.	Distribución del porcentaje en peso de sílice de las muestras .....	37
5. 6.	Distribución del número magnésiano de las muestras .....	39
5. 7.	Distribución del valor de la razón $La_N/Yb_N$ de las muestras .....	40
5. 8.	Distribución del valor de la razón $Eu/Eu^*$ de las muestras .....	41
5. 9.	Matriz de correlación de elementos mayores .....	42
5. 10.	Matriz de correlación de elementos elementos traza .....	43
5. 11.	Gráfico de valores propios y variabilidad acumulada de elementos mayores .....	44
5. 12.	Diagrama bivariable de cargas para elementos mayores .....	44
5. 13.	Gráfico de valores propios y variabilidad acumulada de elementos traza .....	45
5. 14.	Diagrama bivariable de cargas para elementos traza .....	46
5. 15.	Distribución de las cargas del CP1 del ACP realizado con elementos traza .....	47
5. 16.	Dendrograma de clústers de elementos mayores .....	48
5. 17.	Histograma de porcentajes en peso de óxidos promedio de cada clúster .....	48
5. 18.	Distribución de los clústers de elementos mayores .....	49
5. 19.	Dendrograma de clústers de elementos traza .....	50
5. 20.	Histograma de contenido promedio en ppm de cada clúster .....	50
5. 21.	Distribución de los clústers de elementos mayores .....	51
6. 1.	Relación entre variaciones en la composición y lineamientos a gran escala de orientación NW-SE .....	53
6. 2.	Relación entre los lineamientos NW-SE y clústers de elementos mayores y traza .	54
6. 3.	Relación entre los lineamientos NW-SE y las cargas del primer factor del ACP de elementos traza .....	55
6. 4.	Ubicación de la Dorsal de Taltal y de cuerpos magmáticos en el área de estudio ...	56
6. 5.	Relación de la subducción de la Dorsal de Taltal con los valores de $La_N/Yb_N$ .....	58
6. 6.	Ubicación de muestras de ignimbritas .....	60

## RESUMEN

La evolución del Altiplano-Puna desde inicios del Neógeno se desarrolló en un contexto de fuerte acortamiento y engrosamiento cortical acompañado por un intenso volcanismo, el que ha sido ampliamente estudiado en términos de composición, distribución y evolución en relación con la historia tectónica de la región. Sin embargo, la relación entre las estructuras del área con la evolución geoquímica de los productos volcánicos ubicados entre estas latitudes, con una corteza particularmente engrosada, ha sido poco abordada.

Este trabajo de memoria de título tiene como objetivo probar la hipótesis de que existe una relación entre las estructuras y la evolución geoquímica de los productos volcánicos de los centros eruptivos ubicados entre las latitudes 22° y 27°19'S, que abarcan todos los volcanes entre el Paniri y el Copiapó, considerando muestras volcánicas generadas desde el Neógeno. Esto, a partir de la recopilación de información geoquímica, geocronológica y estructural de la región. Esta compilación de información resultó en 1.459 muestras con información geoquímica, 1.265 muestras con información geocronológica, y fallas obtenidas a partir de un archivo GIS de fallas de Chile a escala 1:100.000, el que fue complementado mediante el estudio de cartas geológicas y un análisis de imágenes DEM para suplir ciertas lagunas de información estructural.

La caracterización geoquímica del área indica que existe un rango composicional que abarca desde andesitas basálticas a riolitas dentro de la serie calcoalcalina, típica de magmas de zonas de subducción. Además, existe una clara zonación composicional en la región, con composiciones predominantemente félsicas hacia el sur del área de estudio, en comparación con las del sector centro-norte que tienden a ser más básicas. Esto se ve reflejado en mapas de distribución de parámetros geoquímicos (porcentaje en peso en sílice (%wt SiO<sub>2</sub>), número magnesiano (#Mg), anomalía del europio (Eu/Eu\*) y razón La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>), y en mapas elaborados a partir de análisis estadísticos multivariantes (análisis de componente principales y el análisis de clúster jerárquico).

La correlación entre la variación de la geoquímica del área de estudio y la ubicación de fallas e intersecciones entre ellas parece ser más bien débil. Esto es debido, en gran medida, a que las muestras geoquímicas tienden a estar ubicadas hacia el este de las fallas, salvo ciertos sectores menores donde sí se observa una coincidencia espacial. Sin embargo, si se consideran estructuras a mayor escala como el lineamiento de dirección NW-SE de Calama-Olacapato-El Toro y la subducción de la Dorsal de Taltal al sur del área de estudio, sí es posible establecer cierta relación con la variación de la geoquímica.

El contraste entre las composiciones más félsicas del sur y las más básicas del área centro-norte estaría controlado en gran medida por estas estructuras. Donde el lineamiento de Calama-Olacapato-El Toro permitiría un ascenso rápido del magma, limitando su diferenciación, mientras que la subducción de la dorsal de Taltal podría estar generando composiciones más silíceas al generar una evolución más profunda del magma. Asimismo, el aporte de fluidos producto de esta subducción también podría ser un causante de esta variación composicional, sobre todo sobre la zonación que muestra la razón La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>.

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1 GENERALIDADES

La cordillera de los Andes es una cadena montañosa que se extiende a lo largo de 7.500 km por el margen occidental de Sudamérica. Esta se divide en cuatro zonas en términos de su actividad volcánica: Zona Volcánica Norte (ZNV), Central (ZVC), Sur (ZVS) y Austral (ZVA), siendo caracterizada cada una de ellas por una geología, características de la corteza y evolución geológica distintiva (Stern *et al.*, 2004). La presente memoria de título se enfoca en la ZVC, entre las latitudes 22 y 27°19'S, ubicándola más específicamente entre los segmentos Altiplano (15-23°S) y Puna (23-28°S) de los Andes centrales de Chile, de acuerdo con la división usada por Tassara & Yáñez (2003).

La evolución del volcanismo en este segmento ha estado sujeta a una historia tectónica caracterizada por una compresión casi continua desde el Cretácico tardío. Este régimen tectónico ha invertido cuencas cenozoicas y ha dado lugar a la formación de fallas inversas y transpresionales durante el Eoceno-Oligoceno, con al menos tres fases de compresión durante el Mioceno y el Plioceno, seguidas de una fase extensional desde el Plioceno tardío hasta el Cuaternario (Jaldin *et al.*, 2022; Tibaldi *et al.*, 2010), que estuvo acompañada por la formación de una gran cantidad de estratovolcanes en el arco volcánico principal y un importante volcanismo monogenético (Petrinovic *et al.*, 2017).

La evolución del volcanismo del Altiplano-Puna durante el Cenozoico ha sido ampliamente estudiada por autores como de Silva (1989), Guzmán *et al.* (2014), Petrinovic *et al.* (2017) y Schnurr *et al.* (2007), quienes han estudiado la composición y distribución de los productos eruptivos en la región. Estos trabajos se complementan con otras investigaciones que se han enfocado en estudiar la relación que ha tenido la evolución tectónica de la región con la evolución del volcanismo, como es el caso de publicaciones como las de González *et al.* (2009), Jaldin *et al.* (2022), Naranjo *et al.* (2018), Tibaldi *et al.* (2017), entre otros. Sin embargo, son escasas las publicaciones que se concentran en la relación entre las estructuras del área con la evolución geoquímica de los productos de los centros eruptivos ubicados entre estas latitudes, generados en una corteza particularmente engrosada.

Investigaciones como las de López-Escobar (1995) y Cembrano & Lara (2009) han explorado las relaciones que existen entre geoquímica y tectónica de la ZVS y ambos han llegado a conclusiones similares: productos provenientes de centros eruptivos asociados a estructuras que presentan una componente extensional tienden a ser menos evolucionados que aquellos provenientes de centros asociados a estructuras con una componente compresional.

Esta memoria de título tiene como objetivo probar la hipótesis de que existe una relación entre estructuras y la evolución geoquímica de productos de los centros eruptivos ubicados entre las latitudes 22 y 27°19'S, aportando así al entendimiento de esta relación en un área que ha sido poco estudiada respecto de este tema.

El rango latitudinal determinado para el área de estudio abarca los principales volcanes ubicados en el segmento Puna, así como algunos de los más meridionales del segmento Altiplano, según la segmentación usada por Tassara & Yáñez (2003). Dentro de este rango se encuentran todos los centros eruptivos entre el volcán Paniri, al norte del área de estudio, hasta el volcán Copiapó, también conocido como volcán Azufre, en el extremo sur del área. Este último marca el inicio de una zona sin volcanismo activo que se extiende hasta los 33°S, lo cual se debe al bajo ángulo de subducción que tiene la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana entre estas latitudes (Kay & Mpodozis, 2002; Martínez *et al.*, 2016; Stern, 2004).

## **1.2 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO**

Dentro del área de interés se ubica la mayor parte de la región de Antofagasta, desde la ciudad de Tocopilla hacia el sur, y el sector norte de la región de Atacama, hasta la ciudad de Copiapó. Las principales vías de acceso hacia la cordillera de estas latitudes del norte de Chile son las rutas: 23, B-55, B-885, C-13, y 31, que atraviesan la región de este a oeste desde alguno de los principales poblados del área como Tocopilla, Calama, Antofagasta, Taltal, Chañaral y Copiapó (Fig. 1.1).

## **1.3. OBJETIVOS**

### **1.3.1. Objetivo General**

Evaluar si la composición y distribución del volcanismo neógeno-cuaternario expuesto entre los 22°S y los 27°19'S se encuentra controlado estructuralmente.

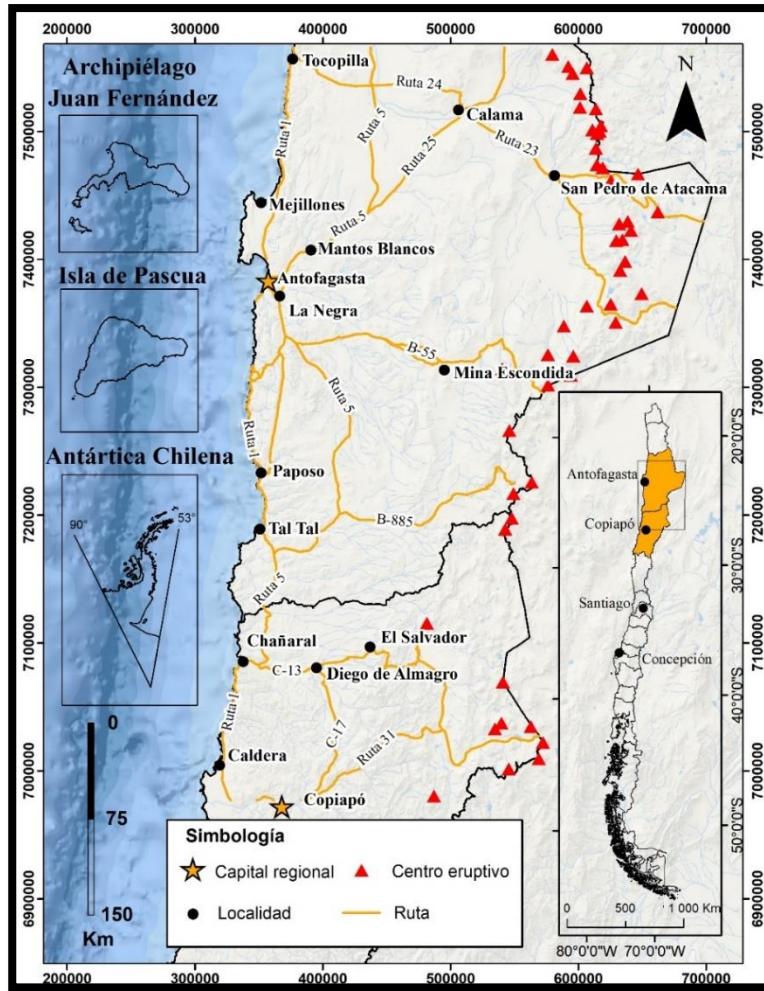


Figura 1.1: Mapa de ubicación y accesos del área de estudio. Se ilustran las principales ciudades, carreteras y centros eruptivos del área de estudio

### 1.3.2. Objetivos Específicos

- Analizar los patrones de evolución composicional del volcanismo neógeno y cuaternario en el área del estudio.
- Identificar correlaciones entre estructuras y composición del volcanismo.
- Establecer correlaciones entre edades y estructuras.

### 1.4. AGRADECIMIENTOS

Primero, se agradece a la Dra. Verónica Oliveros por darme la oportunidad de tomar este tema de memoria, por su infinita paciencia y compromiso por este trabajo y por la confianza al permitirme colaborar en otros proyectos. Al Dr. Rodrigo González por su gran apoyo y voluntad, a la Dra. Javiera González por su disposición e interés en formar parte de la comisión evaluadora y al

Instituto Milenio en Investigación en Riesgo Volcánico – Ckelar Volcanes por ofrecer este tema de memoria.

A toda mi familia: mi papá Dagoberto, la tía Sandra, mis hermanos Dagoberto, Claudia y Rodrigo y hermanastros Tomás y Josefina, por acompañarme y apoyarme desde siempre.

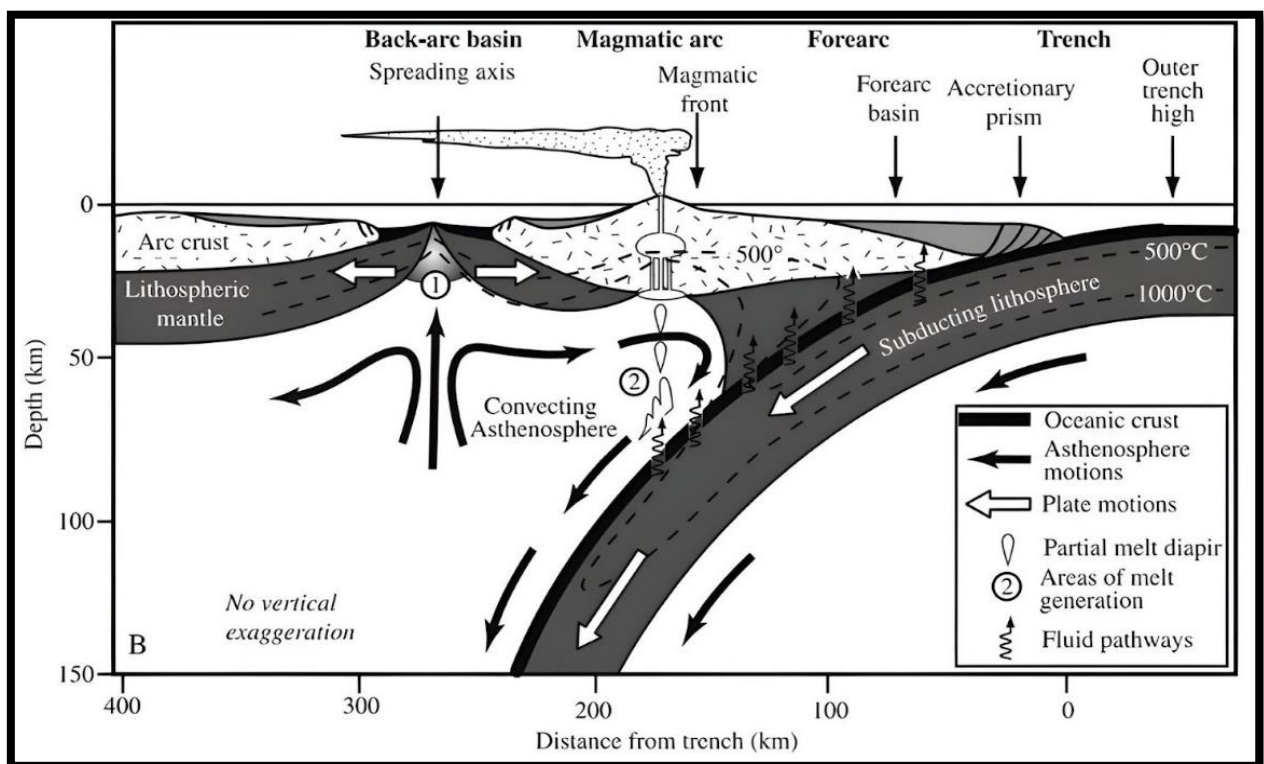
A mis amigos de mi infancia en Chillán, que tengo el privilegio de conservar después de tantos años. A los amigos que hice en la Universidad: Daniela, David, Martín, Matías, Álvaro, Nicolás, Nelson, Oyarzo y especialmente a Maite, mi mejor amiga y compañera durante los últimos años de la carrera.

A mi mamá Marta, que sin estar presente físicamente siempre me ayudó a continuar.

## 2. MARCO TEÓRICO

### 2.1. VOLCANISMO EN ZONAS DE SUBDUCCIÓN

Las zonas de subducción son el resultado de la convergencia de dos placas tectónicas, donde al menos una corresponde a una placa oceánica de mayor densidad, la cual subduce hacia las profundidades del manto bajo la placa menos densa, que puede ser de naturaleza oceánica o, más comúnmente, continental (Schellart & Rawlinson, 2010). Dentro de este sistema ocurre el reciclaje del manto litosférico, de la corteza oceánica y de todo el material que es arrastrado por la placa subductante, como sedimentos y agua de mar. Esta última cumple un papel fundamental en la generación del magmatismo, provocando la fusión parcial del manto suprayacente a la placa oceánica mediante la disminución de su punto de fusión. Estos cuerpos fundidos suben lentamente a través del manto de mayor densidad, para finalmente alcanzar la superficie generando un arco volcánico (Fig. 2.1) (Stern, 2002).



**Figura 2.1:** Esquema de una zona de subducción. Se observa una explicación gráfica de la anatomía de una zona de subducción. Se ilustran los procesos de fusión parcial del manto y generación del volcanismo. Obtenido de Stern (2002).

Durante su ascenso a través de la litósfera de la placa suprayacente, los magmas generados sufren cambios composicionales controlados por una serie de procesos muy complejos, como lo son la mezcla de magmas, la asimilación cortical y la cristalización fraccionada, que provocan que el magma vaya adquiriendo una geoquímica cada vez más alejada de su composición mantélica inicial, hacia composiciones cada vez más félsicas, ricas en sílice y en elementos incompatibles (Hildreth & Moorbath, 1988; Wilson, 1993; Zheng, 2019). Esto tiene especial relevancia en zonas de corteza engrosada, como es el caso de la ZVC, donde los magmas pasan un mayor tiempo en tránsito y enfriándose dentro de la corteza continental (Farner & Lee, 2017).

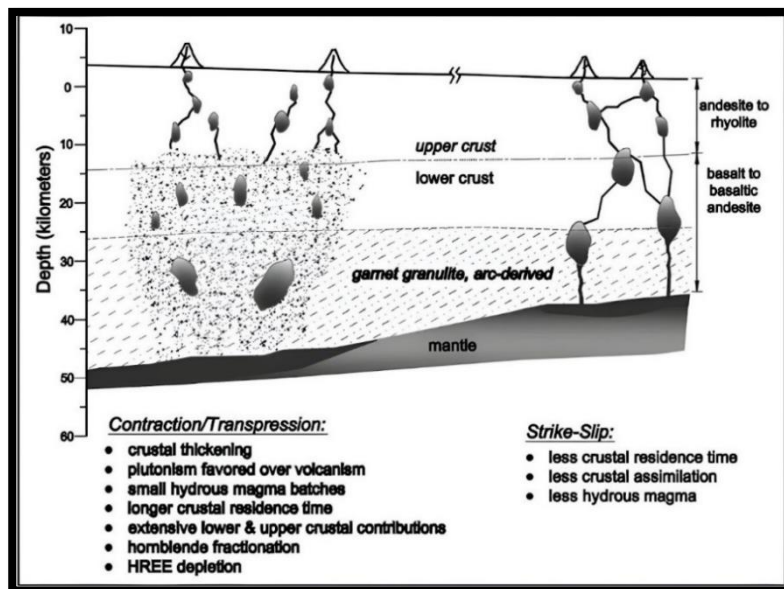
La geoquímica de las lavas provenientes de arcos magmáticos se caracteriza por un enriquecimiento en *Large-Ion Lithophile Elements* (LILE) como K, Rb, Cs, Sr, Ba, Pb y U, los cuales son adquiridos mediante los fluidos procedentes de la corteza de la placa subductada. En contraste con el contenido en *High Field Strength Elements* (HFSE) como Y, Zr, Hf, Nb y Ta, que se mantienen inmóviles frente al transporte de fluidos y, por lo tanto, se encuentran empobrecidos en las lavas del arco volcánico. Un patrón similar se observa en el caso de las tierras raras livianas (*Light Rare Earth Elements*, LREE) y las tierras raras pesadas (*Heavy Rare Earth Elements*, HREE), siendo las primeras más enriquecidas en los productos eruptivos del arco (Stern, 2002; Zheng, 2019). En el caso de las lavas de los Andes centrales de Chile, éstas se caracterizan por mostrar un alto contenido en sílice y en potasio, correspondiendo principalmente a andesitas basálticas, andesitas y dacitas pertenecientes a la serie calcoalcalina de alto potasio, que muestran una composición muy similar a la de la corteza continental superior (Stern, 2002).

Las lavas eyectadas en la región dan lugar a la formación de una cantidad importante de centros eruptivos. Entre estos destacan los estratovolcanes compuestos y de gran tamaño, asociados con domos de lava y conos monogenéticos. Subordinadamente, se encuentran extensas calderas volcánicas que pueden ser de explosión o de colapso, asociadas a su vez con depósitos de flujos piroclásticos de composición riolítica. Esto da cuenta de la naturaleza andesítico-dacítica del magma generado en la región que, dada su alta viscosidad y baja temperatura, genera erupciones bastante violentas con formación de flujos piroclásticos y columnas eruptivas (González-Ferrán, 1995). Además, refleja la debilidad del terreno en el que se ubican los volcanes, que es producto de la poca profundidad a la que se emplazan las cámaras magmáticas en la zona (Stern, 2002).

## 2.2. CONTROL ESTRUCTURAL SOBRE EL VOLCANISMO

La distribución de los centros eruptivos y la geometría de sus sistemas volcánicos subterráneos están estrechamente relacionadas con zonas de debilidad en las porciones superiores de la corteza continental, debido a que estructuras como fallas, rupturas o charnelas de pliegues controlan o funcionan como un paso directo para el magma ascendente. Como resultado, los volcanes se emplazan comúnmente sobre fallas o en zonas donde los diques alcanzan la superficie, frecuentemente ordenados a lo largo de lineamientos (Richards & Villeneuve, 2002; Tibaldi *et al.*, 2017).

Los contextos tectónicos compresivos suelen ser menos favorables para el desarrollo del volcanismo en comparación con contextos extensionales, ya que en estos escenarios el ascenso del magma se ve obstaculizado dada la orientación horizontal del esfuerzo principal  $\sigma_1$ . De esta manera, en este tipo de ambientes es más común el desarrollo del plutonismo, además de un tránsito más difuso del magma a mayores profundidades. Sin embargo, a niveles más someros de la corteza, las fallas inversas y transcurrentes, desarrolladas para acomodar la deformación compresiva, sí son capaces de actuar como conductos para el magma en su camino hacia la superficie, permitiendo el desarrollo del volcanismo (Fig. 2.2) (Cembrano & Lara, 2009; Tibaldi *et al.*, 2010).



**Figura 2.2:** Esquema del control estructural sobre el volcanismo en distintos contextos tectónicos. Izquierda: régimen de contracción/transpresión, magma se encuentra de forma difusa en profundidad y siguiendo estructuras en la corteza somera. Derecha: régimen de transurrencia, magma sigue estructuras a mayores profundidades. Obtenido de Tibaldi *et al.* (2010).

La tectónica también ejerce un control sobre la geoquímica de los productos volcánicos al controlar el tiempo de residencia de los magmas dentro de la corteza. En contextos más compresivos los magmas presentan mayor dificultad para ascender y, por lo tanto, tienen más tiempo para diferenciarse al ser sometidos a una alta contaminación cortical y cristalización fraccionada. Mientras que, en contextos extensionales, donde el tiempo de residencia es menor, la diferenciación no alcanza niveles tan altos. Naturalmente, además de la tectónica, esto depende de una combinación de factores como lo son el grosor cortical y la naturaleza del basamento del arco volcánico (Cembrano & Lara, 2009; López-Escobar, 1995).

### 2.3. DESCRIPCIÓN GEOQUÍMICA

Existen diversos parámetros geoquímicos que se utilizan para describir la composición de rocas magmáticas o productos volcánicos. A partir de esta información, y con la ayuda de diferentes diagramas, es posible interpretar los procesos que pudo haber experimentado el magma durante su ascenso, mediante el análisis de patrones geoquímicos que ayuden a identificar dichos procesos. Algunos de estos parámetros son:

- Porcentaje en peso de sílice (wt% SiO<sub>2</sub>): Uno de los parámetros geoquímicos más fundamentales para observar el proceso de diferenciación magmática. Dada su alta incompatibilidad, la sílice siempre está aumentando su porcentaje en el fundido a medida que un magma se diferencia. Esto permite interpretar las variaciones del porcentaje en peso de otros óxidos durante el proceso de diferenciación al compararlos con el porcentaje en aumento de la sílice en diagramas bivariantes llamados diagramas de Harker (Rollinson, 1993; McSween *et al.*, 2003).
- Número magnesiano (#Mg): Similar al porcentaje en peso de sílice, el número magnesiano permite observar el proceso de diferenciación magmática en fundidos de composición basáltica, es decir, en las etapas más tempranas del proceso. Este suele expresarse como fracción atómica de la siguiente manera:

$$\#Mg = \frac{\%wt MgO}{\%wt MgO + \%wt FeO_t}$$

Este parámetro se basa en que la relación Mg-Fe es mucho más sensible a variaciones durante las primeras fases de cristalización que el porcentaje de sílice. Donde, a medida que la diferenciación avanza, disminuye el contenido de Mg y aumenta el contenido en Fe, lo que se traduce en que el número magnésiano se va haciendo cada vez más pequeño (Rollinson, 1993).

- Álcalis: El contenido en álcalis representa la suma de los porcentajes en peso de los óxidos de Na y K ( $\text{wt}\% \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) y, en conjunto con el contenido en sílice, resultan muy útiles para la clasificación de rocas volcánicas de acuerdo con los porcentajes de ambos componentes (Cox *et al.*, 2013). Esto se grafica en un diagrama TAS, que corresponde a un diagrama bivalente que ilustra el contenido de sílice ( $\text{wt}\% \text{SiO}_2$ ) y de álcalis total ( $\text{wt}\% \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) de una muestra. Esta puede ser clasificada como ultrabásica, básica, intermedia o ácida según su contenido en sílice (Peccerillo & Taylor, 1976), y como alcalinas o subalcalina según su contenido en álcalis (Irvine & Baragar, 1971).
- Relación La/Yb: Este es un parámetro muy útil para estudiar el grosor cortical, ya que refleja el contraste en el contenido de elementos de mayor y menor incompatibilidad. Todas las tierras raras son consideradas incompatibles, pero esta incompatibilidad disminuye desde el La hasta el Lu, siendo la primera la más incompatible de todas (Rollinson, 1993). De esta manera, un alto valor de la razón La/Yb indica un enriquecimiento en elementos incompatibles que podría ser causado por un largo tiempo de residencia del magma en la corteza, producto de un grosor cortical importante (Moyen, 2009).

Adicionalmente, una alta relación La/Yb podría indicar la presencia de granate y anfíbol en una fuente a alta presión, lo que provocaría la entrada del Yb hacia estas fases minerales, dejando al fundido enriquecido en La (Lieu & Stern, 2019).

- Anomalía del Eu: Generalmente las tierras raras como grupo muestran un comportamiento geoquímico similar, producto del parecido entre sus radios iónicos y de su configuración electrónica que les otorga una valencia de 3+. Esto permite que actúen como conjunto en los procesos ígneos. Sin embargo, el Eu puede encontrarse estable con una valencia 2+, lo que significa que a medida que un magma se va diferenciando y comienza a cristalizar plagioclasa, ocurrirá la entrada del Eu divalente hacia la fase mineral dada la afinidad que presenta con otros

elementos divalentes como el Ca, presente en la plagioclasa (Philpotts & Schnetzler, 1986; Weill & Drake, 1973).

Esto se traduce en un menor contenido de Eu en el fundido comparado con el resto de las tierras raras y menor de lo que se esperaría encontrar de no ocurrir la anomalía, lo que se conoce como una anomalía negativa. De la misma manera, existe el caso de que ocurra una anomalía positiva (Rollinson, 1993), lo que ocurre cuando la fuente posee mucha plagioclasa desde un inicio, como es el caso de rocas muy básicas.

Para cuantificar la anomalía del Eu se utiliza el factor  $Eu^*$ , que representa el valor interpolado del Eu, entre el Sm y el Gd, de no existir la anomalía. Así, la magnitud de la anomalía toma el valor  $Eu/Eu^*$  (Weill & Drake, 1973), lo que se calcula de la siguiente manera (Tang *et al.*, 2015):

$$\frac{Eu}{Eu^*} = \frac{Eu_N}{\sqrt{(Sm_N)(Gd_N)}}$$

Donde el subíndice N indica que se trata de valores de Eu, Sm y Gd normalizados a sus valores condriticos respectivos según Sun & McDonough (1989).

Además de los parámetros y diagramas aquí mencionados, es importante indicar la importancia del diagrama AFM. Este es un diagrama ternario cuyos vértices corresponden al álcalis ( $Na_2O+K_2O$ ), al hierro total ( $FeO+Fe_2O_3$ ) y al MgO. Para su uso es necesario considerar la suma de los tres componentes como el 100%.

El diagrama AFM se usa generalmente para clasificar las rocas pertenecientes a la serie subalcalina como toleíticas o calcoalcalinas, según si presentan un enriquecimiento en hierro o no respectivamente (Irvine & Baragar, 1971).

## 2.4. ANÁLISIS MULTIVARIABLE

El análisis estadístico geoquímico frecuentemente se entiende como un análisis multivariable. Esto porque generalmente se trabaja con una gran cantidad de casos, que pueden ser muestras o un número de análisis químicos, que pueden tener asociadas abundantes variables, como puede ser composición o edad, con el fin de encontrar posibles patrones que relacionen estas variables.

En la estadística multivariable, los datos se encuentran ordenados en una matriz donde, por lo general, los casos se ordenan en filas y las variables en columnas (Greenacre & Primicerio, 2014). Al tratarse de un volumen importante de datos, estas tablas pueden tener un gran tamaño y resultar bastante complejas. Uno de los objetivos principales del análisis multivariable es reducir la dimensionalidad de los datos para conseguir un modelo que los ilustre de forma más clara y eficiente. Así, es posible identificar ciertas características que permitan agrupar los datos en diferentes categorías, además de encontrar relaciones entre variables (Kenkel, 2006). Algunas de las técnicas más importantes en el análisis multivariable son:

- Análisis de Componentes Principales (ACP): El ACP es una técnica cuyo fin es reducir la dimensionalidad de una tabla de datos en nuevos factores que sean combinaciones lineales de las variables originales, también llamados componentes principales, que expliquen lo mejor posible la varianza de las variables. Uno de los resultados más importantes es un gráfico de dispersión que usa los componentes principales como ejes y agrupa los casos con buena correlación (Greenacre *et al.*, 2022).
- Análisis de Correlación: Es una técnica usada para determinar cuán relacionadas están dos variables entre sí. Para cuantificar esta relación es necesario calcular un coeficiente de correlación, el que puede tomar valores entre -1 y +1, donde cada extremo indica una correlación perfecta, negativa y positiva respectivamente. Mientras que a medida que el valor del coeficiente se acerca a 0, menor es la correlación entre las dos variables. Este coeficiente es comúnmente referido como coeficiente de correlación de Pearson (Reimann *et al.*, 2011).

La representación gráfica de la relación entre dos variables se visualiza en gráficos de dispersión, o bien, un conjunto de gráficos de dispersión dispuestos en forma de matriz en el caso de trabajar con gran cantidad de variables (Reimann *et al.*, 2011).

- Análisis de Clúster Jerárquico: Es una herramienta cuyo objetivo es crear una clasificación jerarquizada del conjunto de datos mediante la construcción de subconjuntos de estos. Los datos que integran un subconjunto son agrupados de acuerdo con la afinidad entre ellos. De esta forma, puede visualizarse fácilmente las correlaciones entre casos (Köhn & Hubert, 2015).

Dependiendo del tipo de análisis, este proceso puede tomar sentidos contrarios, comenzando desde un clúster que agrupe todos los casos que se va separando en nuevos subconjuntos de menor tamaño de acuerdo con su afinidad, o bien, desde una cantidad de subconjuntos inicial igual al número de casos que se van asociando hasta formar un único clúster (Bridges, 1966).

### 3. MARCO GEOLÓGICO

#### 3.1. ZONA VOLCÁNICA CENTRAL (ZVC)

El arco volcánico andino comprende más de 200 volcanes cuaternarios potencialmente activos y al menos 12 sistemas de calderas gigantes. Estos son el resultado de la subducción de las placas de Nazca y Antártica bajo la placa Sudamericana, lo que genera fluidos en la zona de subducción que interactúan con la cuña astenosférica. De esta forma se producen magmas que comienzan a ascender hacia la superficie, provocando así el volcanismo en zonas donde el ángulo de subducción supera los 25° de inclinación, lo que define la segmentación del arco volcánico en: Zona Volcánica Norte (ZVN), Central (ZVC), Sur (ZVS) y Austral (ZVA). Estas zonas se encuentran separadas por zonas sin volcanismo activo (*gaps*), donde el ángulo de subducción disminuye hasta menos de 10° de inclinación, volviéndose relativamente plano a profundidades mayores a 100 km (González-Ferrán, 1995; Stern, 2004).

La zona de subducción que genera el volcanismo del norte de Chile está caracterizada por una velocidad de convergencia de 7-9 cm/año, y presenta un ángulo que varía entre los 20 y 24° (Stern, 2004) en las profundidades más someras, que varía a un ángulo moderado de unos 30° a profundidades que superan los 400 km (Dorbath *et al.*, 1996). Esto genera un frente volcánico casi continuo que se ubica a lo largo de la cordillera Occidental, extendiéndose por unos 120 km sobre la placa subductada y entre 240-300 km al este de la fosa (Stern, 2004).

La Zona Volcánica Central (ZVC) se extiende entre los 14° y 27°S, ubicándose en la región de gran altura del sur de Perú, norte de Chile, suroeste de Bolivia y noroeste de Argentina (Stern, 2004), posee 62 volcanes activos que superan los 6.000 m de altura (Francis & De Silva, 1989), y está formada por rocas que datan del Terciario superior hasta el Holoceno (De Silva, 1989). La litología asociada a estos centros eruptivos se caracteriza por presentar una composición del 55 a 68 wt% SiO<sub>2</sub> (Worner *et al.*, 2018), que refleja una mayor incidencia de la contaminación cortical en los magmas generados en esta provincia, producto del gran espesor de la corteza bajo los Andes centrales (González-Ferrán, 1995). Esto contrasta con lo observado en los productos volcánicos de la ZVS, con contenidos en SiO<sub>2</sub> menores al 55 wt% que decrecen progresivamente hacia el sur,

en coincidencia con la disminución del espesor cortical desde alrededor de los 50 a unos 30 km (Hickey-Vargas *et al.*, 2016).

Los productos dominantes de la ZVC son andesitas, dacitas y riolitas, con andesitas basálticas y basaltos ocurriendo de forma más ocasional (Stern, 2004), con razones de  $L_{\text{N}}/Y_{\text{bN}}$  y de  $C_{\text{N}}/Y_{\text{N}}$  que sugieren un aumento progresivo del espesor cortical desde el Mioceno temprano hasta el Plio-Pleistoceno (Molina *et al.*, 2015). Sin embargo, autores como Mamani *et al.* (2010) sugieren que este evento de mayor engrosamiento y alzamiento de la corteza tuvo lugar a mediados del Oligoceno. Otras evidencias geoquímicas del importante espesor de este segmento de los Andes son las altas razones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y de  $\delta^{18}\text{O}$  (James, 1982) y los bajos valores de la razón  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (Wörner *et al.*, 1988), que también denotan que una cantidad importante de corteza continental ha sido incorporada en las rocas de la ZVC. Esto está directamente relacionado con los tipos de erupciones que generan los volcanes de esta provincia, los cuales muestran una explosividad muy alta debido a la gran viscosidad y bajas temperaturas de los magmas (800-1.000°C), entorpeciendo el escape de gases desde éstos y, en consecuencia, generando eyecciones violentas de grandes columnas de tefra y flujos piroclásticos (González-Ferrán, 1995).

### 3.2. ALTIPLANO-PUNA

Tassara & Yáñez (2003) propusieron una definición de segmentación de la cordillera de los Andes, dividiéndola en un primer orden de escala continental en cuatro segmentos principales: Andes del norte (5°N-15°S), Andes centrales (15-33,5°S), Andes del sur (33,5-47°S) y Andes australes (47-56°S), con límites entre segmentos definidos por rasgos mayores de la placa subductada. Según esta definición, el área de estudio se encuentra ubicada dentro del segmento de los Andes centrales (15-33,5°S). Sobre este segmento se vuelve a hacer una división de segundo orden según características topográficas, morfoestructurales, magmáticas, tectónicas y litológicas en Altiplano (15-23°S), Puna (23-28°S) y cordillera Frontal (28-33,5°S), ordenados de norte a sur, con el área de estudio comprendida en el sur del segmento Altiplano y la mayor parte del segmento Puna.

Estos segmentos fueron formados en el contexto de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, provocando un gran acortamiento y engrosamiento de la litósfera continental y generando unos de los mayores espesores corticales del mundo, pudiendo alcanzar los 75 km (Beck *et al.*, 2015). La compresión y deformación de la corteza comenzó antes para el Altiplano,

entre el Eoceno tardío y Oligoceno temprano (40-35 Ma), y continuó hasta alrededor de los 10 a 6 Ma. Mientras que para el segmento Puna este proceso comenzó alrededor de los 20 Ma y continuó hasta hace 1 a 2 Ma (Schnurr *et al.*, 2007).

Ambos segmentos se diferencian en varios aspectos: la elevación de la Puna llega a ser entre 0,5 y 1 km mayor que la del Altiplano. Este último corresponde en su mayor parte a una cuenca sedimentaria con drenaje interno, por otro lado, la Puna muestra una topografía con un relieve mucho más accidentado, con cuencas menores aisladas y un volcanismo activo y más extendido generado desde el Eoceno tardío-Oligoceno temprano. Además, el espesor de la corteza en el segmento Puna es menor que en el Altiplano (Beck *et al.*, 2015; Petrinovic *et al.*, 2017; Schnurr *et al.*, 2007). Parte de esta actividad volcánica se ve reflejada en el Complejo Volcánico Altiplano-Puna, que se extiende entre los 21 y 24°S en un área de unos 50.000 km<sup>2</sup> y está caracterizado por capas de ignimbritas distribuidas regionalmente, provenientes de un gran número de calderas anidadas (De Silva, 1989).

Las unidades morfoestructurales presentes en el área de estudio, en orden oeste a este son: cordillera de la costa norte, depresión intermedia, cordillera de Domeyko y cuenca de Atacama, ubicadas en la región del antearco, además de la cordillera Occidental y los sectores más occidentales de la Puna. La actividad volcánica está concentrada en la cordillera Occidental, por lo que es el foco principal de este estudio. Esta consiste en una cadena volcánica que recorre la frontera de Chile con Bolivia y la parte norte de la frontera de Chile con Argentina, la que está asociada a una cobertura de rocas volcánicas cenozoicas (Amilibia *et al.*, 2008; Jaldin *et al.*, 2023; Riquelme *et al.*, 2007; Rodríguez *et al.*, 2014).

### **3.3. CARACTERÍSTICAS DEL BASAMENTO**

La configuración actual del basamento sobre el cual se emplaza el volcanismo neógeno y cuaternario del área de estudio es producto de una serie de procesos que han guiado la evolución del margen occidental de la placa Sudamericana desde el Paleozoico hasta el presente, los que se ven reflejados en el desarrollo de estructuras que acomodan la deformación de estas unidades. Estos procesos incluyen la acreción de *terrane*s producto de la subducción de la placa Proto-Pacífica y el desarrollo de un rift continental abortado durante el Triásico temprano y el Jurásico temprano. Además, es alrededor de este último período que comienza la subducción de la placa

del Pacífico bajo la Sudamericana, proceso que estuvo marcado por una etapa inicial de extensión, seguida de una etapa de compresión hacia finales del Cretácico (Amilibia *et al.*, 2008).

El basamento está compuesto por unidades paleozoicas, mesozoicas y paleógenas que afloran a lo largo de toda el área de estudio. Las rocas del Paleozoico consisten en unidades volcánicas y volcanosedimentarias que datan del Devónico al Pérmico, las cuales son intruidas por granitoides del Carbonífero al Pérmico y por granodioritas cretácicas a los alrededores del Salar de Atacama (Clavero *et al.*, 2012; Marinovic & Lahsen, 1984; Ramírez & Gardeweg, 1982; Solari *et al.*, 2017; Villa *et al.*, 2019). El Mesozoico está ampliamente representado por rocas triásicas, jurásicas y cretácicas que, similarmente, comprenden unidades volcánicas y volcanosedimentarias, además de formaciones sedimentarias marinas y continentales, sobre todo en rocas del Jurásico de la cordillera de Domeyko (Amilibia *et al.*, 2008, Cornejo *et al.*, 2009; Marinovic & Lahsen, 1984; Mpodozis *et al.*, 2012; Ramírez & Gardeweg, 1982; Solari *et al.*, 2017; Tomlinson *et al.*, 2003). Las unidades paleógenas representan la migración hacia el este del arco volcánico y reflejan una actividad principalmente explosiva con la presencia de ignimbritas y formaciones volcanosedimentarias (Amilibia *et al.*, 2008; Clavero *et al.*, 2012; Ramírez & Gardeweg, 1982; Solari *et al.*, 2017; Villa *et al.*, 2019).

Finalmente, también es posible observar productos del volcanismo neógeno y cuaternario de la región afectados por fallas inversas y normales, siendo estas últimas las predominantes. Estas unidades corresponden principalmente a ignimbritas y formaciones compuestas por tobas dacíticas, riódacíticas y andesíticas (Clavero *et al.*, 2012; Gardeweg & Ramírez, 1985; Marinovic & Lahsen, 1984; Naranjo *et al.*, 2013; Ramírez & Gardeweg, 1982).

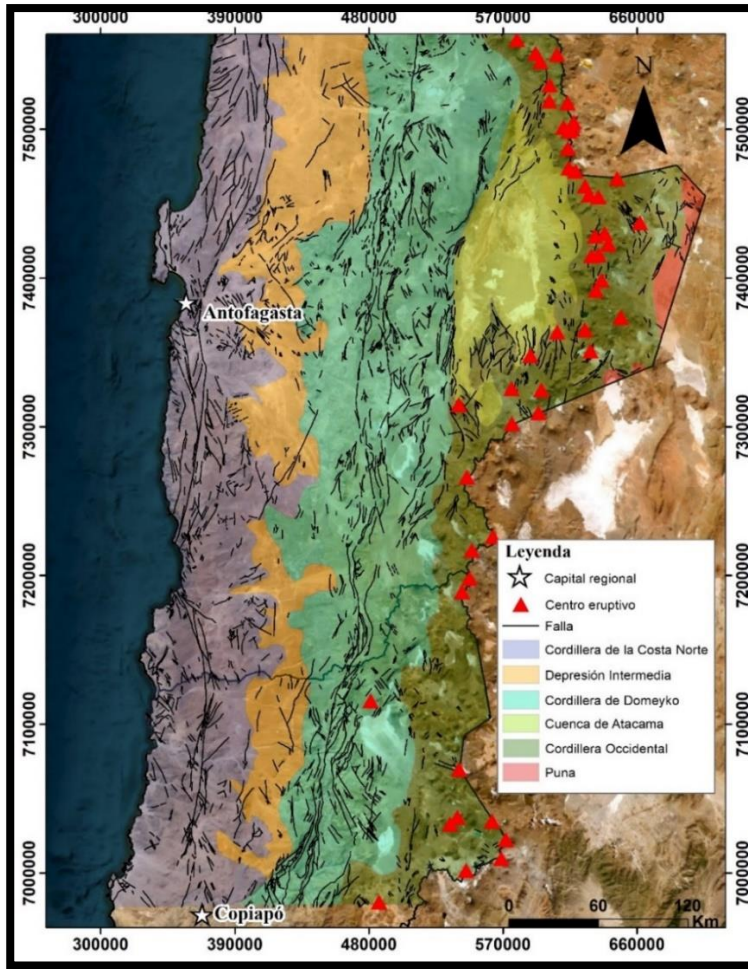
### **3.4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL**

#### **3.4.1. Principales Sistemas de Fallas**

La evolución tectónica y la migración hacia el este del arco magmático en el segmento Puna están asociadas al desarrollo de dos sistemas de fallas de intra-arco con dirección N-S: el sistema de falla de Atacama (SFA), que se extiende a lo largo de la cordillera de la costa, y el sistema de falla de Domeyko (SFD), que se extiende a lo largo de la cordillera de Domeyko (Riquelme *et al.*, 2007).

El SFA se prolonga entre las latitudes 21° y 30°S entre las ciudades de Iquique y La Serena, por aproximadamente 1.000 km. Durante el Mesozoico acomodó la subducción oblicua que existía entre las placas de Nazca y Sudamericana, formándose y alcanzando sus grandes magnitudes por la generación de estructuras frágiles que superan los 60 km producto de un movimiento transcurrente sinistral (Mitchell & Faulkner, 2009).

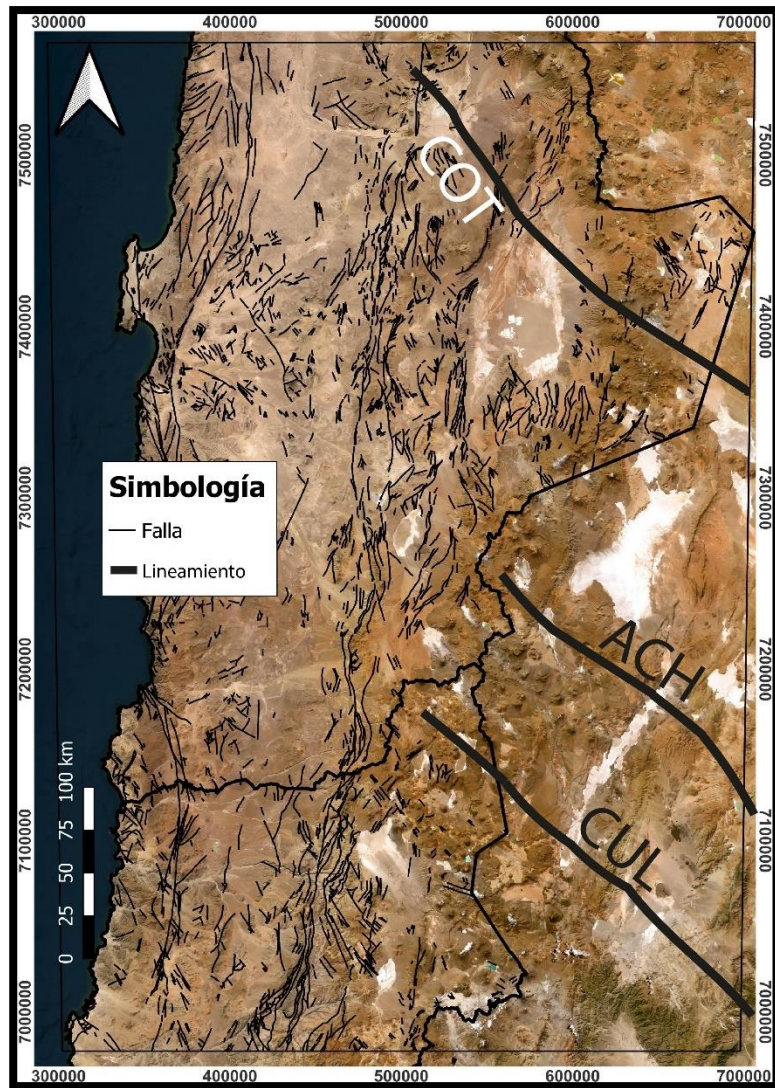
El SFD recorre la cordillera de Domeyko paralelamente a la fosa chileno-peruana a una distancia de unos 150 km al este de esta y corresponde al mayor sistema estructural de la zona. Dentro del área de estudio este se divide en dos fallas principales: la falla subvertical Sierra Castillo hacia el sur y la falla Sierra de Varas en el sector norte, la que tuvo una etapa de movimiento sinistral-inverso durante el Mioceno medio a tardío y otra de movimiento dextral posterior al Mioceno. El último evento importante de deformación que fue acomodada por la SFD fue durante la fase tectónica incaica (Eoceno tardío-Oligoceno temprano), donde tuvo una componente de transpresión significativa y fue la responsable de la formación de la mayoría de las estructuras importantes del área (Niemeyer & Urrutia, 2010; Riquelme *et al.*, 2007). Ambos sistemas de fallas, junto a las unidades morfoestructurales del área de estudio, se ilustran a escala 1:1.000.000 en la Figura 3.1.



**Figura 3.1: Mapa morfoestructural y de principales sistemas de fallas del área de estudio.** Se observan las morfoestructuras del área de estudio, junto con los principales sistemas estructurales: sistema de falla de Atacama, que recorre la cordillera de la Costa Norte y el sistema de falla de Domeyko, que recorre la cordillera de Domeyko

### 3.4.2. Lineamientos de Escala Continental

Además de los sistemas de fallas de Atacama y de Domeyko, de dirección N-S, existen tres estructuras mayores presentes en el área de estudio que recorren los Andes centrales de Chile y Argentina en dirección NW-SE: los lineamientos Calama-Olacapato-El Toro (COT), Archibarca (ACH) y Culampajá (CUL) (Fig. 3.2) (Jaldin *et al.*, 2022; Norini *et al.*, 2013; Richards & Villeneuve, 2002).



**Figura 3.2:** Mapa de sistemas de fallas y de lineamientos de escala continental del área de estudio. Se observan los lineamientos de Calama-Olacapato-El Toro (COT), Archibarca (ACH) y Culampajá (CUL). Lineamientos trazados según Jaldin *et al.* (2022).

Estas estructuras podrían ser el resultado de un cambio en la dirección del  $\sigma_1$  durante el Mioceno superior-Plioceno, formando un ángulo oblicuo con respecto al margen de la placa, o bien a la reactivación de discontinuidades heredadas en la corteza superior (Jaldin *et al.*, 2022; Norini *et al.*, 2013).

Adicionalmente, los tres lineamientos tienen asociadas de forma paralela ciertas cadenas volcánicas y depósitos minerales, lo que sugiere un fuerte control estructural en el volcanismo de la región (Chernicoff *et al.*, 2002).

### 3.4.3. Control estructural sobre el Volcanismo del Altiplano-Puna

Jaldin *et al.* (2022) proponen tres eventos tectónicos principales ocurridos desde el Neógeno responsables del desarrollo de estructuras en la región:

1. Mioceno inferior: Caracterizado por un esfuerzo principal  $\sigma_1$  con dirección E-W, asociado al desarrollo de fallas inversas y pliegues. Este evento continuó hasta el Mioceno superior en el altiplano y hasta el Mioceno medio en la Puna.
2. Mioceno superior hasta el Plioceno: Caracterizado por un esfuerzo principal  $\sigma_1$  de orientación NW-SE a NNW-SSE, que provocó el desarrollo de fallas transpresionales y de movimiento sinistral con rumbo NW-SE.
3. Plioceno superior al Pleistoceno: Se caracterizó por el desarrollo de fallas normales y transcurrentes dextrales con rumbo N-S a NE-SW, con un esfuerzo principal  $\sigma_3$  de dirección NNE-SSW.

Esto coincide con lo observado por Tibaldi *et al.* (2017), quienes mencionan que la mayoría de los pasos para el magma muestran orientaciones N-S, NW-SE y NE-SW, ordenadas desde la más hasta la menos frecuente. Los diques que afloran en la región muestran las mismas tendencias, siendo los que tienen una dirección N-S los que más se repiten a lo largo del tiempo.

Ellos concluyen que las fallas normales, inversas y pliegues de rumbo N-S han controlado el emplazamiento de volcanes y de pasos para el magma, lo que sugiere que, en contextos de convergencia, las zonas de debilidad de la corteza superior pueden ser más importantes en el control del volcanismo que el estado de esfuerzos regional.

### 3.5. EVOLUCIÓN DEL VOLCANISMO DESDE EL MIOCENO

El volcanismo cenozoico de la Puna se remonta al Oligoceno-Mioceno inferior, producto de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (Petrinovic *et al.*, 2017), tras un período de inactividad volcánica a fines del Paleógeno que duró alrededor de 10 Ma (Trumbull *et al.*, 2006). Hasta ese momento, el arco magmático se ubicaba a unos 100 km al oeste de su posición actual y poseía un ancho que variaba entre los 50 y 100 km (Naranjo *et al.*, 2018; Trumbull *et al.*, 2006). El reinicio de la actividad volcánica estuvo asociada a una migración del arco magmático en dirección al este, la que es atribuida a cambios en las características de la zona de subducción,

tales como el ángulo, velocidad, posible segmentación de la placa, o bien en la geometría en general del sistema de subducción (Petrinovic *et al.*, 2017).

El volcanismo neógeno de la región está caracterizado por su intensidad, por comprender áreas más anchas que los arcos más antiguos y por estar asociado a un notable acortamiento y engrosamiento cortical (Jaldin *et al.*, 2022; Trumbull *et al.*, 2006). La primera etapa de este nuevo proceso volcánico tuvo lugar durante el Mioceno inferior, cuando el arco magmático se emplazó en el flanco oeste de la Puna, alcanzando una posición similar a la del arco reciente. Las evidencias de este estadio temprano consisten principalmente de estratovolcanes, cuyos depósitos asociados se encuentran intercalados en formaciones sedimentarias, restos de edificios volcánicos, domos e ignimbritas ubicadas hacia ambos costados del arco volcánico. Las lavas producidas durante esta etapa son principalmente dacitas y andesitas ricas en potasio, acompañadas de un volcanismo máfico más subordinado identificado en el volcán León Muerto (Naranjo *et al.*, 2018; Petrinovic *et al.*, 2017).

A partir del Mioceno medio, el volcanismo comienza a mostrar una expansión hacia el este, alcanzando el límite oriental de la Puna. Además, se observa un aumento de la variedad de estilos eruptivos durante esta etapa, con el desarrollo de domos, estratovolcanes y calderas de colapso (Petrinovic *et al.*, 2017), con lavas correspondientes mayoritariamente a andesitas y dacitas (Naranjo *et al.*, 2018). Hacia fines del Mioceno, hace alrededor de 10 Ma, tuvo lugar el principal episodio de contracción y posterior levantamiento de la región (Jaldin *et al.*, 2022), el que coincidió con el período de mayor volcanismo en la Puna, que estuvo asociado al desarrollo de una gran cantidad de estratovolcanes y calderas de gran tamaño (Petrinovic *et al.*, 2017). Este aumento en la actividad, que se extendería con más fuerza hacia el Plioceno, provocó el desarrollo de una de las provincias ignimbríticas más grandes del mundo: el Complejo Volcánico Altiplano-Puna, que se extiende entre los 21 y 24°S (de Silva, 1989; Schnurr *et al.*, 2007). Las lavas de esta etapa muestran un amplio rango composicional, incluyendo andesitas basálticas a dacitas ricas en potasio. Además, el borde occidental del arco migró ligeramente hacia el este (Naranjo *et al.*, 2018).

Para el comienzo del Plioceno, y hacia el Cuaternario, había empezado uno de los principales períodos de actividad explosiva de la región (Guzmán *et al.*, 2014). Éste estuvo asociado a la

formación de grandes calderas de colapso y estratovolcanes en el arco activo actual (Petrinovic *et al.*, 2017). Los productos piroclásticos de composición riodacítica y riolítica pasaron a ser más abundantes desde el Plioceno. Sin embargo, existen evidencias de volcanismo monogenético máfico durante el Plioceno y Pleistoceno especialmente en el sector sur de la Puna (Guzmán *et al.*, 2014; Petrinovic *et al.*, 2017).

## 4. METODOLOGÍA

El trabajo de esta memoria de título se organizó en tres etapas principales: una etapa inicial de recopilación de información, seguida de un proceso de filtrado, limpieza y preprocesamiento de datos, para terminar con una etapa de análisis de los datos.

### 4.1. RECOPIACIÓN DE INFORMACIÓN

El trabajo comenzó con la recopilación de bases de datos geoquímicas y geocronológicas de productos volcánicos de la ZVC. Las bases con información geoquímicas fueron obtenidas de tres fuentes:

- La recopilación del Grupo Göttingen, donde se accedió a la base de datos *Andes Ignimbrite Database* (AID), la cual contiene datos de las publicaciones de Brandmeier (2014), Freymuth *et al.* (2015) y Brandmeier & Wörner (2016). De éstas, solamente la última fue considerada al ser la única que tiene datos ubicados dentro del área de estudio.
- Del sitio *Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents* (GEOROC), el cual contiene una cantidad importante de información geoquímica y geocronológica de rocas ígneas y metamórficas, obtenidas de más de 22.000 publicaciones que incluyen más de 670.000 muestras geológicas.

Las muestras obtenidas de esta fuente fueron seleccionadas aplicando los siguientes filtros: Margen Convergente > Arco Andino > Zona Volcánica Central > Chile. Posteriormente, para la selección de muestras, se seleccionó los criterios: nombre de muestra, nombre de roca, tipo de roca y tipo de material. Se indicó que sólo se requería información de rocas volcánicas y se seleccionó toda la información química y geocronológica disponible para las muestras. Finalmente, se seleccionó toda la metadata disponible para los datos.

- Base de datos proporcionada por el Instituto Milenio en Investigación en Riesgo Volcánico - Ckelar Volcanes, con información geoquímica de muestras volcánicas de la ZVC.

Adicionalmente, se recopiló información geocronológica de las siguientes fuentes:

- De la base de datos *Volcanic geospatial database of the Chilean-Argentinian segment (22.5-29°S) of the Central Volcanic Zone of the Andes*, publicada por la Universidad de Auckland.
- Base de datos proporcionada por el Instituto Milenio en Investigación en Riesgo Volcánico - Ckelar Volcanes, con información geocronológica de muestras volcánicas de la ZVC.

Junto con esto, se realizó una recopilación bibliográfica de publicaciones que estudiaran la ZVC en términos históricos, volcanológicos y estructurales, con el objetivo de armar un contexto geológico en el que basar el trabajo. Además, se buscó publicaciones que trataran el tema de la relación entre estructuras y volcanismo y el efecto que puede tener sobre la geoquímica de los productos eruptivos.

Además, se obtuvo acceso a dos archivos GIS, elaborados por SERNAGEOMIN, que ilustran las fallas geológicas de Chile, a escalas 1:100.000 y 1:1.000.000.

## **4.2. PREPROCESAMIENTO DE BASES DE DATOS**

### **4.2.1. Filtrado**

El primer paso fue el filtrado de la base de datos. Para cada uno de los bancos de datos, tanto geoquímicos como geocronológicos, se creó un archivo GIS para ilustrar la ubicación geográfica de cada muestra en el *software* ArcGIS 10.5. Una vez visualizados en el mapa, usando la herramienta *Clip*, se filtró las muestras que estuvieran ubicadas fuera del territorio nacional, usando un archivo GIS del territorio chileno como base. Seguidamente, se volvió a aplicar un filtro a las muestras ubicadas dentro de Chile, pero fuera del rango latitudinal en estudio (22-27°19'S), usando como límite un polígono rectangular que delimita el área de estudio.

Teniendo la cantidad de muestras ubicadas dentro del área de interés, se continuó el filtrado eliminando las muestras que no tuvieran información geoquímica, sobre todo desde la base de datos de GEOROC, junto con las muestras que representaran un análisis químico de minerales individuales en lugar de roca total. A continuación, se buscó duplicados dentro de cada base de datos y entre ellas para ser eliminados. Finalmente, la limpieza de la base de datos continuó

arreglando ciertos valores que se presentaban desconfigurados. Esto se llevó a cabo buscando la referencia de la que fue obtenida la muestra e identificando el valor correcto para cada caso.

#### 4.2.2. Correlación de Datos Geoquímicos y Geocronológicos

Con la intención de combinar la información composicional y geocronológica, se procedió a asignar una edad a cada muestra geoquímica que no la tuviera. Esto se realizó con la ayuda de las cartas geológicas disponibles a escala 1:100.000 ubicadas entre los 22 y los 27°30'S elaboradas por SERNAGEOMIN, las hojas a escala 1:250.000 de Río Zapaleri, Toconao, Calama y Salar de Isla, y el mapa de la Geología del Complejo Volcánico Lastarria a escala 1:25.000.

La asignación de edades se llevó a cabo según la cercanía entre muestras geoquímicas y geocronológicas, confiriendo la edad de la muestra geocronológica más cercana a cada muestra geoquímica, siempre y cuando ambas estén dentro de un mismo polígono de la carta geológica. En el caso de que no hubiera muestras geocronológicas dentro de un polígono, se le asignó la edad de dicho polígono a la muestra geoquímica correspondiente. Al tratarse en el mayor de los casos de un rango de edades, y con el objetivo de asignar un valor numérico como edad, se consideró el valor medio de dicho intervalo como la edad de la muestra geoquímica. A su vez, se calculó el error asociado a esta edad de la siguiente manera:

$$error = \pm \left( \frac{\text{límite superior} - \text{límite inferior}}{2} \right)$$

#### 4.2.3. Cálculo de Parámetros Geoquímicos

Una vez asignada una edad a cada muestra geoquímica, se continuó calculando los parámetros geoquímicos relevantes para el trabajo como número magnesiano de la siguiente manera:

$$\#Mg = \frac{\%wt Mg}{\%wt MgO + \%wt FeO_t}$$

Además, se calculó el álcalis total ( $Na_2O + K_2O$ ), la razón  $La_N/Yb_N$  (con valores normalizados al condrito según Sun & McDonough (1989)), y el hierro total de la siguiente manera, siempre que fuera necesario:

$$FeO_T = 0.8998 \times Fe_2O_3 + FeO$$

#### 4.2.4. Determinación de Intersecciones Estructurales

En primer lugar, con la ayuda de la herramienta *Clip* del *software* ArcGIS 10.5, se cortó el archivo GIS de fallas de Chile a escala 1:100.000 usando el polígono del área de estudio como base. Posteriormente, con el fin de visualizar las intersecciones entre las estructuras, se utilizó la herramienta *Intersect*. Esto devuelve un archivo GIS de puntos que indican los lugares donde los elementos lineales de una capa se intersectan entre sí o con los de otra capa. Gran parte de los puntos del archivo generado fueron ubicados dentro de una misma línea y no representan realmente una intersección entre estructuras, por lo que fue necesario limpiar este archivo para conservar únicamente los puntos válidos.

El archivo GIS de estructuras a escala 1:100.000 presenta zonas sin o con poca información estructural, sobre todo en el dominio de la cordillera Occidental. A raíz de esto, la mayor parte de las intersecciones identificadas con este método se encontraron en lugares donde la concentración de muestras no es muy alta, por lo que fue necesario complementar esta técnica con el uso de Modelos de Elevación Digital (DEM) para identificar posibles escarpes en áreas con menor información estructural.

Desde el sitio *EarthExplorer* del *U.S. Geological Survey* (USGS) se descargó los DEMs con resolución 30x30 ubicados entre los 22 y 28°S que comprendieran las unidades de la Puna, cordillera Occidental y las zonas orientales de la cordillera de Domeyko dentro del área de estudio. Posteriormente, se siguió la metodología usada por Harris *et al.* (2014) para identificar escarpes en modelos de elevación.

Para cada DEM, se calculó su mapa de pendientes correspondiente (*Spatial Analyst Tools > Surface > Slope*), los que fueron clasificados en áreas con pendientes menores y mayores a 5°. Seguido de esto, se aplicó un filtro mayoritario dos veces para suavizar los bordes de regiones rectangulares (*Spatial Analyst Tools > Generalization > Majority Filter, Number of neighbors = 8, Replacement threshold = half*). De esta manera, mediante un análisis visual, se buscó posibles escarpes observando las áreas con pendientes mayores a 5°. De estos, se identificó como escarpes de origen tectónico aquellos que mostraran una clara linealidad.

Este proceso fue complementado con la digitalización de las fallas ilustradas en las hojas Calama, Toconao, Río Zapareli, Salar de la Isla y de los mapas geológicos de las áreas de Salar de Aguilar y Portezuelo del León Muerto y de los volcanes de Socompa y Pular, ubicadas en lugares donde la información estructural era más escasa. Así, se complementó la información estructural y, por lo tanto, las intersecciones entre fallas.

### 4.3. ANÁLISIS DE DATOS

#### 4.3.1. Caracterización Geoquímica

El primer paso en el análisis de datos fue la elaboración de diagramas TAS y AFM que ilustraran la geoquímica de los productos volcánicos desde el Mioceno inferior. Para analizar su variación a través del tiempo, se construyeron los diagramas para los intervalos:

- Mioceno inferior: 23.03-15.97 Ma
- Mioceno medio: 15.97-11.63 Ma
- Mioceno superior: 11.63-5.333 Ma
- Plioceno: 5.333-2.58 Ma
- Cuaternario: 2.58 Ma – actualidad

Además, para estudiar su variación a lo largo del área de estudio se construyeron diagramas para los siguientes segmentos latitudinales:

- 22-23°15'S
- 23°15'-24°30'S
- 24°30'-25°45'S
- 25°45'-27°19'S

Para la elaboración de los diagramas TAS se escribió un código en el lenguaje de programación *Python* que ilustrara los campos de dicho diagrama con sus etiquetas correspondientes, para luego graficar los puntos como un gráfico de dispersión usando la biblioteca *Matplotlib*. Mientras que para la realización de los diagramas AFM se usó la función *gc.afm* de la biblioteca *Geochem*.

#### 4.3.2. Visualización de la Distribución Geoquímica

La visualización de la distribución de los parámetros geoquímicos en el área de estudio se realizó mediante la elaboración de mapas de interpolación IDW usando el *software* QGIS 3.22.5. Este método estima los valores de un parámetro en una superficie definida a partir de puntos que tienen la información de dicho parámetro. Así, fue posible observar posibles patrones de concentración de los parámetros geoquímicos de interés a lo largo del área de estudio.

En primer lugar, en el programa QGIS se acudió a: Capa > Añadir Capa > Añadir capa de texto delimitado. Luego, se seleccionó el archivo en formato csv con la información de todas las muestras. Los parámetros siguientes fueron:

- Formato de archivo: “Delimitador de expresión regular” (Expresión: “;”).
- Opciones de registros y campos: “El primer registro tienen los nombres del campo” y “Detectar tipos de campos”.
- Definición de geometría: “Coordenadas del punto” (X: Este; Y: Norte).

En el buscador de la caja de herramientas de procesos se buscó el proceso “Interpolación IDW”. A continuación, se seleccionó la capa vectorial que contiene los puntos con los parámetros que se desea interpolar, el que se define en el desplegable de “Atributo de interpolación”. Se mantuvo el coeficiente P de distancia por defecto de 2 y se seleccionó la capa que contiene el polígono del área del estudio para definir el área en que se llevará a cabo el proceso. Finalmente, se eligió un tamaño X e Y de píxel de 100 para las interpolaciones de %wt SiO<sub>2</sub> y #Mg y de 70 para las interpolaciones de Eu/Eu\* y de La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>.

En la nueva capa creada se selecciona: Propiedades > Simbología y se eligen los siguientes parámetros:

- Tipo de renderizador: Pseudocolor monobanda
- Interpolación: Discreto
- Precisión de etiqueta: 4
- Modo: Cuantil

- Clases: 5

Adicionalmente, se seleccionó una rampa de color distintiva para cada parámetro. Esto crea una capa con áreas de tonos más claros a más oscuros de un color, lo que ilustra el valor del parámetro correspondiente en diferentes puntos, permitiendo así, ver cómo estos varían dentro del área de interés. De esta forma, comparando esta distribución con los lugares de intersecciones estructurales, es posible analizar de manera visual si es que existe alguna relación entre las intersecciones de fallas y patrones de distribución geoquímica.

### **4.3.3. Análisis Multivariable**

Para realizar el análisis estadístico multivariable se dividió la base de datos en dos: una parte de elementos mayores y otra de elementos traza, con el fin de estudiar por separado los posibles patrones geoquímicos que puedan mostrar los datos. Un paso fundamental en este tipo de análisis es eliminar de la base de datos todas las filas que contengan al menos un valor NaN (*Not a Number*), es decir, celdas sin datos. Esto porque es necesario tener una base de datos completa para evitar posibles errores.

#### 4.3.3.1. Análisis de correlación lineal

Para estudiar la correlación entre las diferentes variables se obtiene una matriz de gráficos de dispersión que muestre gráficamente cómo se relaciona cada variable entre sí. Para esto se debe emplear el método *pairplot()* de la librería *Seaborn (sns)* de *Python*. Para ilustrar la información de una manera más clara, se utiliza el método *corr()* de la librería *Pandas (pd)*, la que devuelve una matriz con el coeficiente de correlación entre cada par de variables, lo que se puede complementar con la construcción de un mapa de calor con el método *heatmap()* de la librería *Seaborn* para simbolizar los valores de los coeficientes con un color.

#### 4.3.3.2. Análisis de componentes principales

Se realiza un análisis de componentes principales para disminuir la dimensionalidad de la base de datos. Una herramienta fundamental para llevar a cabo este proceso es la librería *Scikit-learn (sklearn)* de *Python*.

El primer paso en un ACP es escalar los datos para asegurar que todos los valores estén en la misma escala y así disminuir las diferencias entre estos antes de crear un nuevo espacio vectorial. Esto se efectúa con la función *StandardScaler*, perteneciente a la librería *sklearn.preprocessing*. Para esta función se aplica el método *fit\_transform()* para calcular los parámetros necesarios para realizar la transformación y para transformar los datos a un formato más adecuado para el modelo. Una vez escalados los datos, se puede aplicar la función *pca* de la librería *sklearn.decomposition*, eligiendo un número de componentes apropiado para reducir la dimensionalidad.

Para empezar a visualizar los resultados del ACP, se usa el método *explained\_variance\_ratio\_* de la función *pca* que entrega la varianza explicada por cada componente principal, la cual va disminuyendo desde el primer componente principal (CP1) hacia los siguientes, lo que puede ilustrarse en un gráfico de sedimentación usando la librería *Matplotlib (plt)*. Esto es útil para evaluar la cantidad óptima de componentes principales a considerar, que debería ser la cantidad de puntos que grafiquen la curva antes de que esta se aplane.

Para terminar, se construye un gráfico de dispersión de los datos escalados, conocido como *biplot*, usando el método *plt.scatter()*. Este es un gráfico bidimensional que usa los dos primeros componentes principales (CP1 y CP2) en los ejes. De este gráfico se puede analizar la correlación entre muestras en base a su cercanía, comúnmente formando clúster de puntos. Además, se incluyen flechas con el método *plt.arrow()* que representan las cargas, o la influencia, de cada variable original al calcular las dos primeras componentes principales, cuyo largo depende de cuán grande es esta influencia. Adicionalmente, se puede evaluar la correlación entre variables según el ángulo que forman estas flechas entre sí.

#### 4.3.3.3. Análisis de clúster jerárquico

Para la elaboración de un análisis de clúster jerárquico se utiliza la librería *Scipy* de *Python*. Lo primero es normalizar los datos para que ninguna columna tenga más influencia que las otras según su varianza, para lo que se usa la función *whiten()* de la librería *scipy.cluster.vq*. Esto iguala las varianzas de cada variable para que todas ejerzan la misma influencia. A continuación, se emplea la función *pdist()* de la librería *scipy.spatial.distance*. con el fin de construir una matriz de distancias considerando una distancia euclidiana. Seguido de esto, se utiliza la función *linkage()*

sobre de la librería *scipy.cluster.hierarchy*, sobre la matriz de distancias para generar una matriz de enlace, considerando un enlace con el método completo.

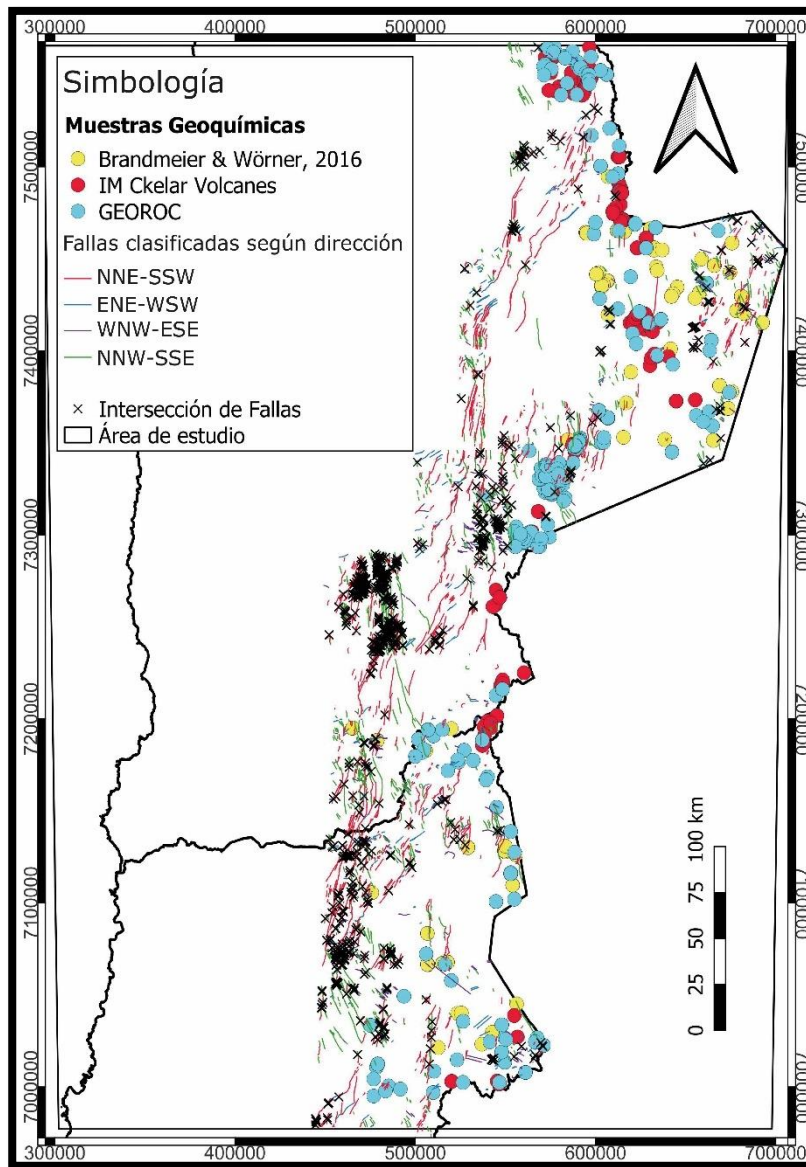
Posteriormente, para visualizar la clusterización de los datos, se utiliza la función *dendrogram()* de la misma librería anterior. Esto genera un dendrograma que muestra cómo las distintas variables se relacionan entre sí, agrupándose en clústeres cada vez más amplios. Finalmente, para agregar una columna que identifique el número del clúster dentro del que quedó cada muestra, se utilizó la función *fcluster()*.

Con el fin de visualizar la distribución geográfica de los conjuntos, se elaboró mapas para los elementos mayores y para los elementos traza usando el *software* QGIS 3.22.5. Al trabajar con elementos discretos, como lo son los números que identifican cada clúster, se utilizó el proceso de polígonos de Voronoi, o polígonos de Thiessen, el que representa cada valor con un polígono de un color determinado.

Para construir los mapas se acudió a Vectorial > Herramientas de geometría > Polígonos de Voronoi. Dentro de la pestaña se seleccionó la capa vectorial que contenga los datos de clústeres correspondientes y se ingresó una región de *buffer* del 10%. Finalmente, para asignar un color a cada polígono en función del clúster que representa, se configuró la simbología de la nueva capa vectorial generada seleccionando un color categorizado según el valor “número de clúster”.

## 5. RESULTADOS

El primer paso en la visualización de los resultados fue la elaboración de un mapa que ilustrara la ubicación de las 1.459 muestras que quedaron luego de aplicar todos los filtros necesarios a todas las bases de datos, además de las fallas y sus intersecciones ubicadas principalmente en los dominios de la cordillera de Domeyko y la cordillera Occidental. Adicionalmente, las fallas fueron clasificadas en colores según su dirección (Fig. 5.1).



**Figura 5.1:** Mapa de muestras, fallas e intersecciones. Se ubican todas las muestras con información geoquímica (especificando la base de datos de proveniencia de cada una), y su relación con las fallas del área de interés.

## 5.1. CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA

La caracterización de la geoquímica de las muestras se llevó a cabo mediante la elaboración de diagramas TAS y AFM, con el fin de observar la variación de la composición de los productos volcánicos tanto en el tiempo como en el espacio, diferenciándolos por edad y por segmento latitudinal.

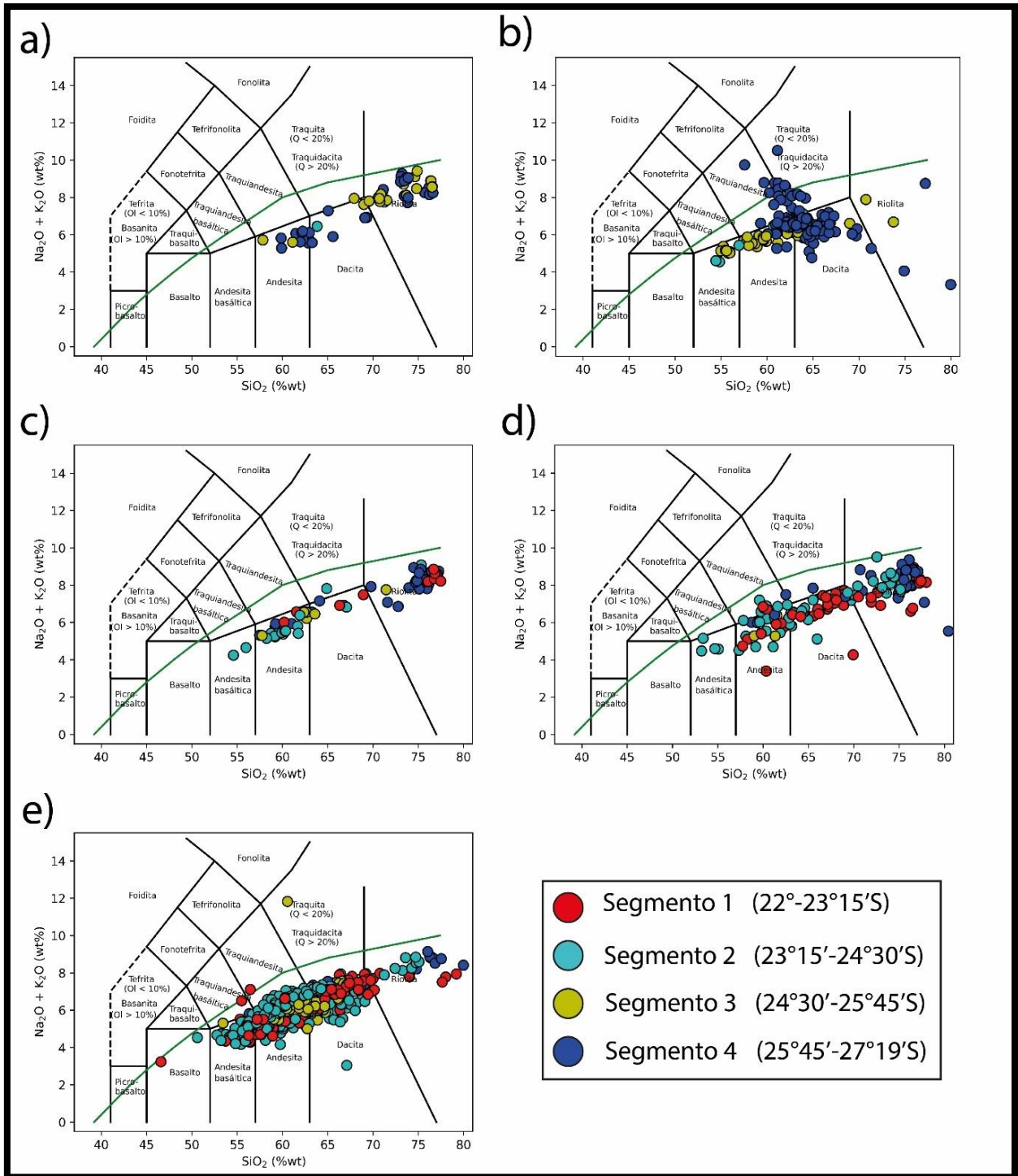
### 5.1.1. Diagramas TAS

Al graficar las muestras de acuerdo con su contenido de sílice y álcalis en una serie de diagramas TAS diferenciados por edad es posible observar una tendencia general que se ha mantenido desde el Mioceno inferior, con un amplio rango composicional que varía entre composiciones andesítico-basálticas a riolíticas con muestras que pertenecen predominantemente a la serie subalcalina.

Las principales diferencias en cuanto a composición se observan principalmente en las muestras del Mioceno medio (Fig. 5.2.b) que muestran una desviación hacia la serie alcalina con rocas de composición traquiandesítica y traquítica o traquidacítica según el contenido de cuarzo. Adicionalmente, la composición riolítica es escasamente representada por las muestras de esta edad en comparación con los demás rangos de edad.

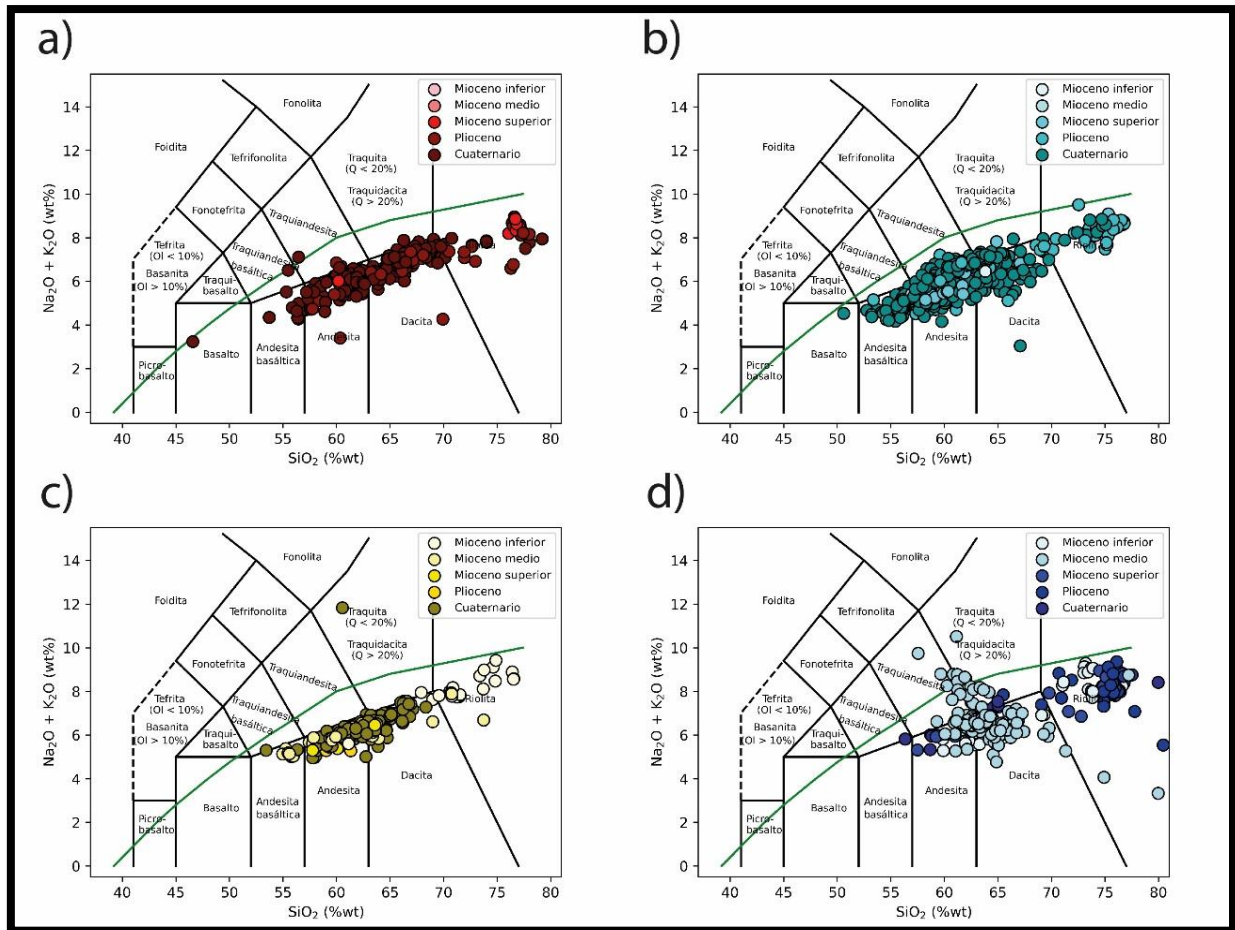
Otra diferencia que salta a la vista es la cantidad de muestras en cada rango de edad, donde las muestras cuaternarias (Fig. 5.2.e) superan significativamente en número a todos los demás rangos, sobre todo a las muestras del Mioceno inferior (Fig. 5.2.a) y del Mioceno superior (Fig. 5.2.c), que son las menos representadas. Sumado a esto, las muestras del Cuaternario muestran un rango composicional ligeramente más amplio, con muestras que caen dentro del campo del basalto y una cantidad importante de muestras de composición andesítico-basáltica (Fig. 5.2.e).

Finalmente, cabe destacar que las muestras del segmento 1 (22°-23°15'S) son todas más jóvenes que el Mioceno medio, representando el volcanismo relativamente juvenil de todos los centros eruptivos comprendidos entre el volcán Paniri y el volcán Chascón. Todos los diagramas se ilustran en la Figura 5.2.



**Figura 5.2: Diagramas TAS diferenciados por edad.** Se ilustra el contenido de sílice y álcalis de las muestras del (a): Mioceno inferior (23.03-15.97 Ma), (b): Mioceno medio (15.97-11.63 Ma), (c): Mioceno superior (11.63-5.333 Ma), (d): Plioceno (5.333-2.58 Ma) y (e) Cuaternario (2.58-actualidad). De igual forma, se especifica el segmento latitudinal al que pertenece

Al construir los diagramas TAS diferenciados por segmento latitudinal (Fig. 5.3), se puede apreciar un patrón similar a los anteriores, con composiciones que varían principalmente desde la andesítico-basáltica a la riolítica, con ciertos casos puntuales donde se alcanza el campo del basalto como es el caso de los segmentos 1 (Fig. 5.3.a) y 2 (Fig. 5.3.b).



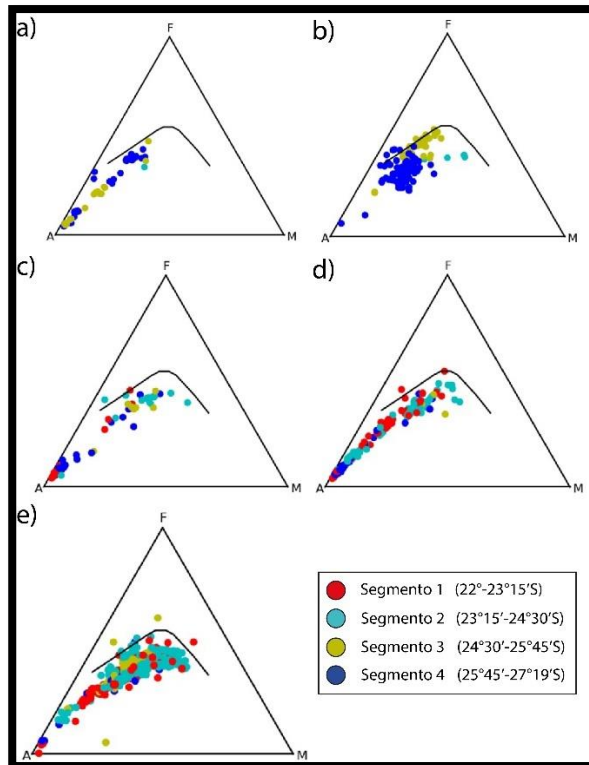
**Figura 5.3: Diagramas TAS diferenciados por segmento latitudinal.** Se ilustra el contenido de sílice y álcalis de las muestras del (a): segmento 1 ( $22^\circ-23^\circ 15'S$ ), (b): segmento 2 ( $23^\circ 15'S-24^\circ 30'S$ ), (c): segmento 3 ( $24^\circ 30'S-25^\circ 45'S$ ) y (d): segmento 4 ( $25^\circ 45'S-27^\circ 19'S$ ). Además, se visualiza el rango de edad al que pertenece la muestra con una escala de colores

Aquí se observa, de la misma manera que en los diagramas anteriores, el caso de las muestras del segmento más meridional del área de estudio (Fig. 5.3.d), las cuales muestran una desviación hacia composiciones más ácidas de la serie alcalina, además de una gran cantidad de muestras que caen dentro del campo de la riolita.

De manera similar, se vuelve a notar una diferencia en la cantidad de muestras por segmento, aunque no tan marcada como en los diagramas anteriores, siendo los segmentos 2 (Fig. 5.3.b) y 4 los más representados (Fig. 5.3.d).

### 5.1.2. Diagramas AFM

En concordancia con lo evidenciado en los diagramas TAS, al graficar las muestras en diagramas AFM (Fig. 5.4), las muestras del área de estudio se ubican en el campo calcoalcalino, lo que es de esperar de rocas provenientes de un margen convergente. De manera similar a lo observado anteriormente, las rocas del Mioceno medio (Fig. 5.4.b) parecen no seguir una tendencia tan marcada como en el caso de los otros rangos de edades, siendo un poco más difuso y con algunas muestras que cruzan hacia el campo toleítico, lo que se repite para algunas muestras del Cuaternario (Fig. 5.4.d). A su vez, son estas muestras más juveniles las que se encuentran en mayor cantidad, con algunas que muestran cierto enriquecimiento en Fe, lo que concuerda con lo ilustrado en el diagrama TAS de rocas cuaternarias, que revelaba una cantidad visiblemente mayor de rocas intermedias a básicas en comparación con el resto de los rangos de edades.

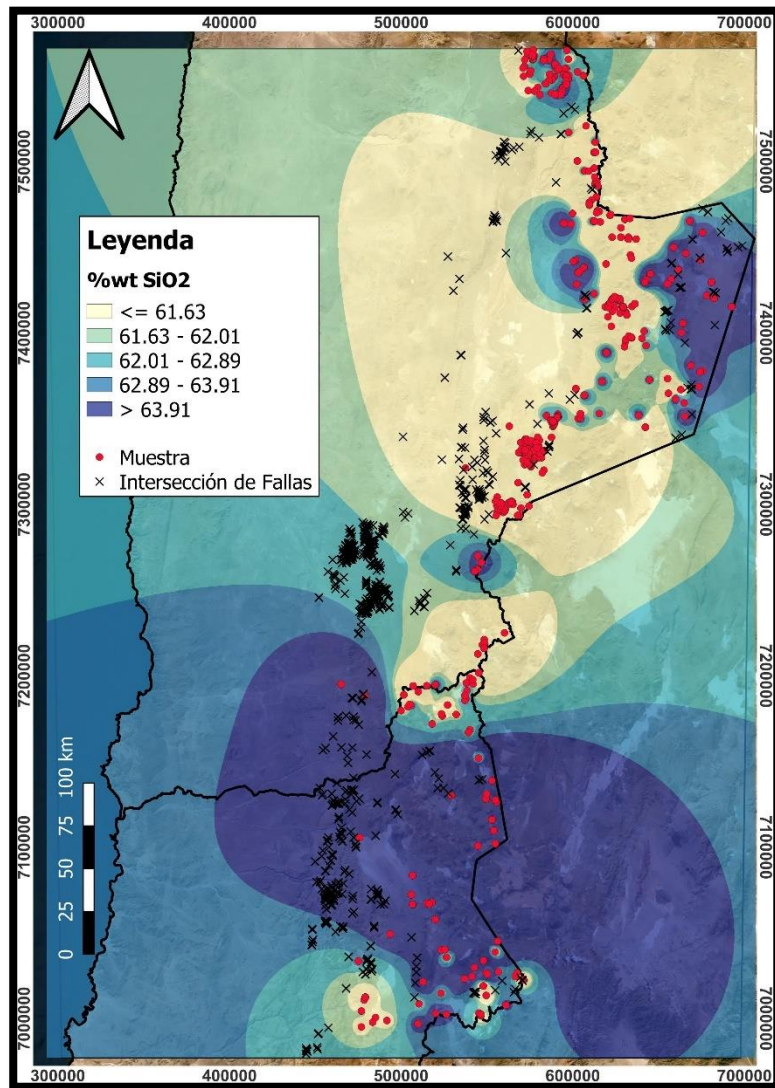


**Figura 5.4: Diagramas AFM diferenciados por edad.** Se ilustra el contenido de álcalis, magnesio y hierro de las muestras del (a): Mioceno inferior (23.03-15.97 Ma), (b): Mioceno medio (15.97-11.63 Ma), (c): Mioceno superior (11.63-5.333 Ma), (d): Plioceno (5.333-2.58 Ma) y (e) Cuaternario (2.58-actualidad). De igual forma, se especifica el segmento latitudinal al que pertenece.

### 5.1.3. Distribución de Parámetros Geoquímicos

#### 5.1.3.1. Porcentaje en peso de sílice (%wt SiO<sub>2</sub>)

Al observar la distribución del contenido en sílice de las muestras (Fig. 5.5) se evidencian ciertos sectores donde éste es particularmente alto, principalmente hacia el este del salar de Atacama, en los alrededores de los salares de Tara, Aguas Calientes, Loyoques y El Laco, además de gran parte del sector más meridional del área de estudio, comprendiendo las latitudes entre el poblado de Paposo y la ciudad de Caldera.



**Figura 5.5:** Distribución del porcentaje en peso de sílice de las muestras. Mapa de interpolación de los valores del %wt SiO<sub>2</sub> de todas las muestras del área de estudio, ilustrados en área de colores más oscuros según aumenta este valor. Se observa, además, su relación con la ubicación de las intersecciones de fallas.

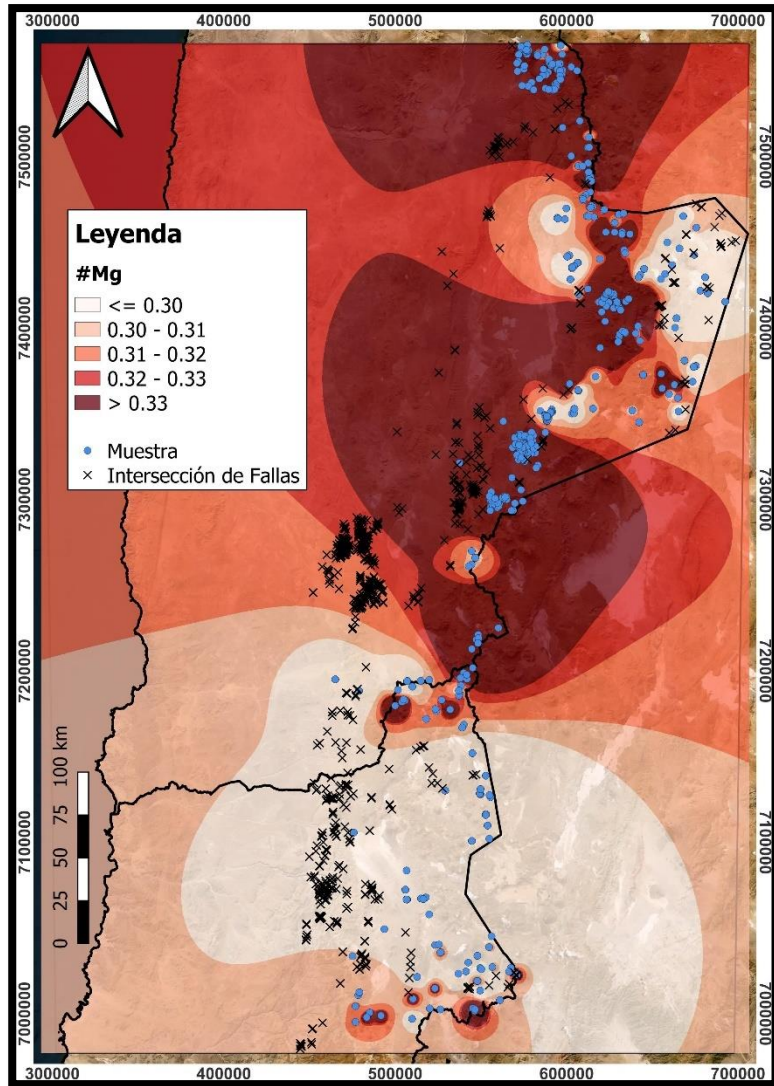
Pareciera haber cierta relación entre la distribución de las zonas de mayor contenido en sílice y la concentración de intersecciones de fallas, lo que se nota principalmente al sur del área de estudio

y al este del salar de Atacama. Sin embargo, esta correspondencia no se observa en el centro del área de estudio, en los sectores ubicados al este de la Mina Escondida y alrededores a volcanes como El Negrillar, Socompa y Pular, los cuales presentan porcentajes en peso de sílice más bajos en sus productos eruptivos.

Cabe destacar sectores más puntuales que presentan un alto contenido en sílice, como es el caso de los volcanes Paniri, Cerro de León y Toconce, al norte del área de estudio, a muestras provenientes de las ignimbritas Toconao y Cajón, al este del salar de Atacama y el volcán Llullaillaco ubicado un poco más al sur.

#### 5.1.3.2. Número magnesiano (#Mg)

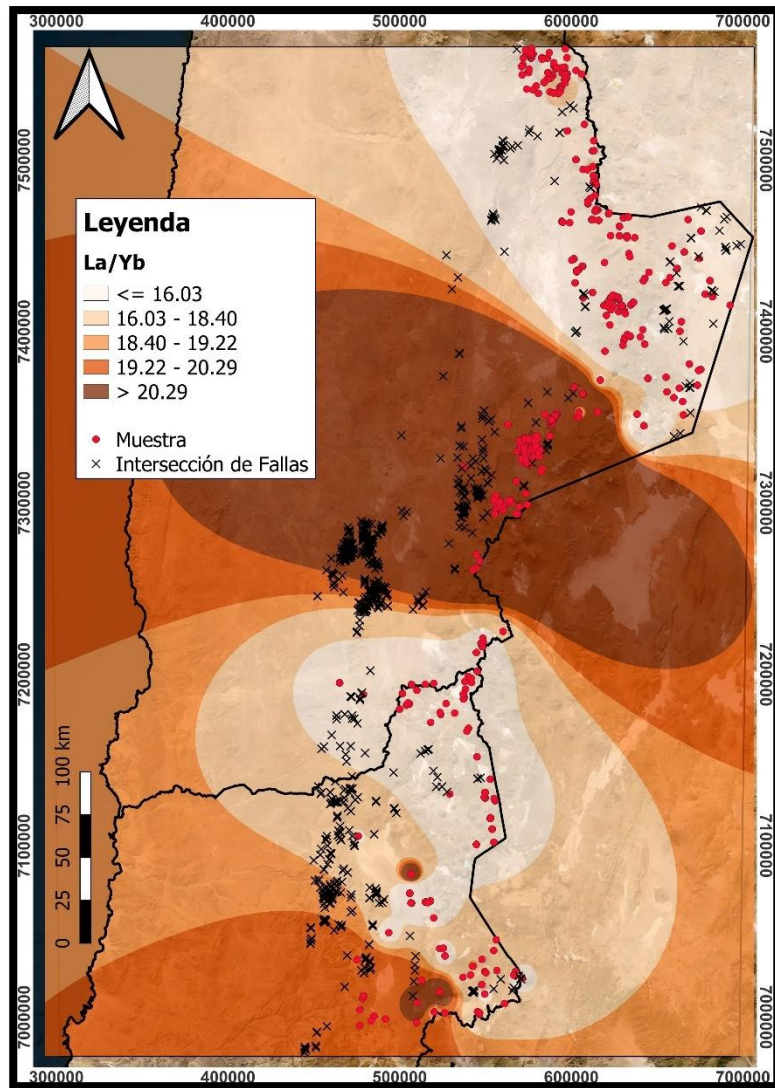
Para el caso de la distribución de los valores del número magnesiano a lo largo del área de estudio (Fig. 5.6) se observa un patrón similar al visto en la distribución del contenido en sílice, con zonaciones semejantes a las del mapa anterior, incluyendo los casos puntuales mencionados. En este caso, los tonos de los colores están invertidos con respecto a los de la Figura 5.5, ya que el número magnesiano va disminuyendo a medida que avanza la diferenciación, producto de la reducción del porcentaje en peso de MgO. De esta manera, ambos mapas resultan ser complementarios respecto a la información que entregan.



**Figura 5.6: Distribución del número magnesiano de las muestras.** Mapa de interpolación de los valores del #Mg de todas las muestras del área de estudio, ilustrados en área de colores más oscuros según aumenta este valor. Se observa, además, su relación con la ubicación de las intersecciones de fallas.

### 5.1.3.3. Razón $La_N/Yb_N$

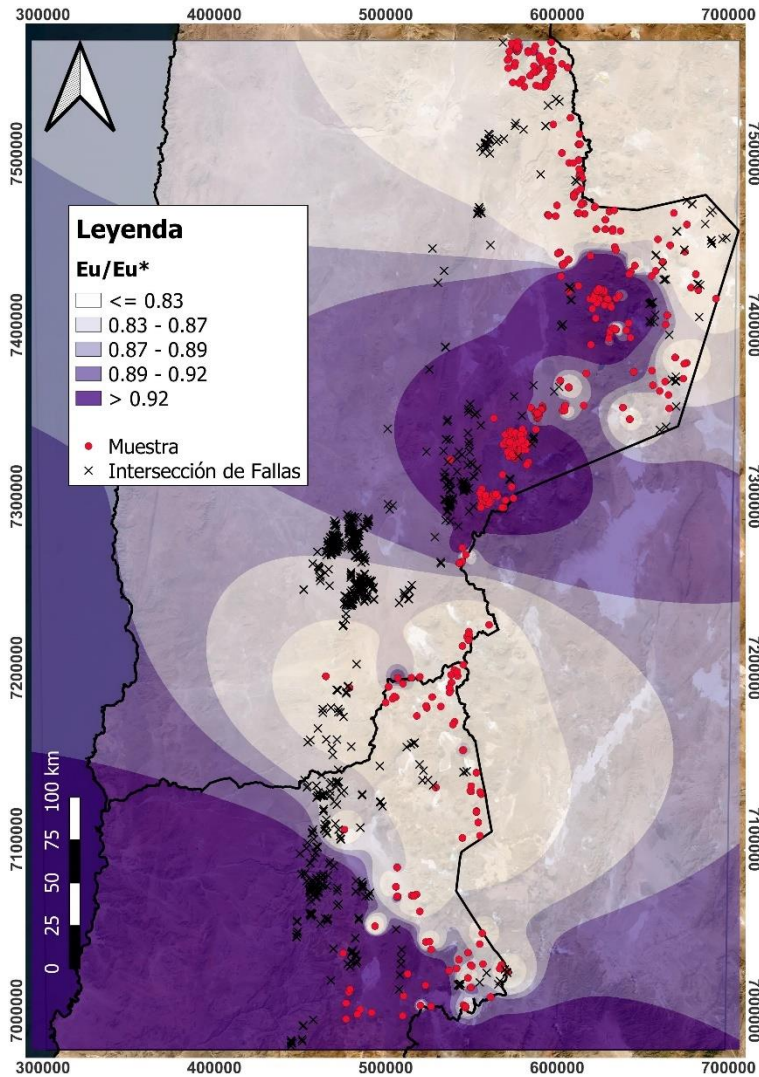
El patrón de distribución de la razón  $La_N/Yb_N$  difiere de los anteriores (Fig. 5.7). Es posible observar cierta intercalación de norte a sur entre zonas de menor y zonas de mayor valor de  $La_N/Yb_N$ , las que presentan un contraste muy marcado, sobre todo en los sectores cercanos al salar de Atacama y los próximos al volcán Llullaillaco. Esta segmentación no parece mostrar una correlación muy patente con la ubicación de las intersecciones entre fallas como podría ser el caso de los mapas anteriores, exhibiendo una zonación que parece variar solo con la latitud.



**Figura 5.7: Distribución del valor de la razón  $La_N/Yb_N$  de las muestras.** Mapa de interpolación de los valores de la razón  $La_N/Yb_N$  de todas las muestras del área de estudio, ilustrados en área de colores más oscuros según aumenta este valor. Se observa, además, su relación con la ubicación de las intersecciones de fallas.

#### 5.1.3.4. Anomalía del europio ( $Eu/Eu^*$ )

La distribución de las magnitudes de la anomalía del Eu exhibe un patrón general similar al de la razón  $La_N/Yb_N$  (Fig. 5.8), con una segmentación que varía principalmente con la latitud y que no parece estar muy relacionada con la ubicación de las intersecciones de fallas. Similar a lo visto en la Figura 5.7, la zona más meridional y la zona central del área de estudio presentan los mayores valores de la razón  $Eu/Eu^*$ , con la diferencia que en este caso se observa que los valores más altos comprenden además aquellos ubicados en las inmediaciones de los volcanes, Colachi, Laguna Verde, Acamarachi, Aguas Calientes, Láscar, Cerro Overo y Chiliques.



**Figura 5.8: Distribución del valor de la razón  $Eu/Eu^*$  de las muestras.** Mapa de interpolación de los valores de la razón  $Eu/Eu^*$  de todas las muestras del área de estudio, ilustrados en área de colores más oscuros según aumenta este valor. Se observa, además, su relación con la ubicación de las intersecciones de fallas.

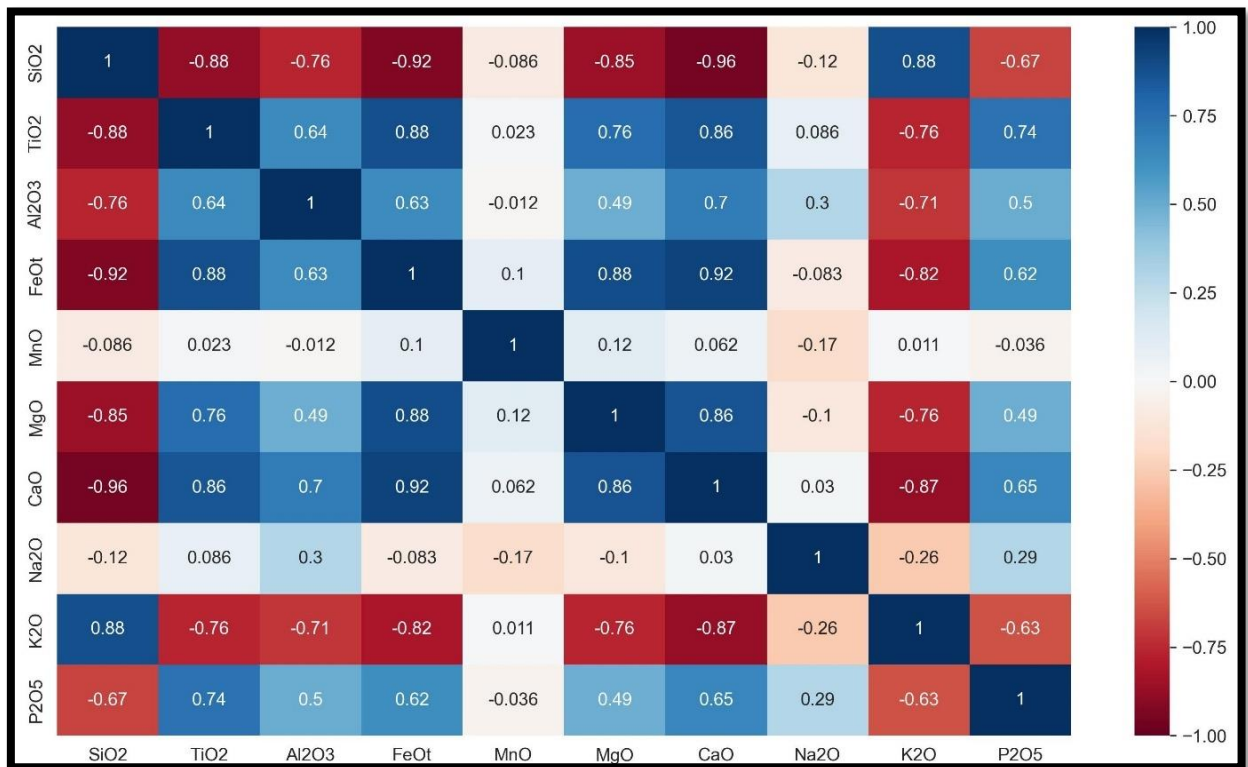
## 5.2. ANÁLISIS ESTADÍSTICO

Luego de dividir la base de datos en una parte de elementos mayores y otra de elementos traza y eliminar todas las filas con valores NaN, se obtuvo un conjunto de 1.340 muestras con datos de elementos mayores y de 769 muestras con datos de elementos traza. Debido a la falta de datos de elementos traza en muchos elementos para la mayoría de las muestras, se optó por considerar para el análisis sólo el Ni, Cr, Rb, Ba, Sr, y Zr. Esto porque representaban los datos más abundantes en la base de datos y por el tipo de comportamiento geoquímico que muestran, siendo el Ni y el Cr asociados a composiciones más básicas y el Rb, Ba, Sr y Zr asociados a composiciones más félsicas.

## 5.2.1. Análisis de Correlación Lineal

### 5.2.1.1. Elementos mayores

Al observar la matriz de correlación de elementos mayores (Fig. 5.9) es posible identificar las principales correlaciones entre óxidos. En cuanto al sílice, destaca la alta correlación positiva que presenta con el  $K_2O$ , lo que no se repite en el caso del  $Na_2O$ , con el que prácticamente no tiene correlación. Por otro lado, muestra fuertes correlaciones negativas con el  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $FeO_t$ ,  $MgO$  y  $CaO$ , además de una correlación negativa de magnitud levemente menor con el  $P_2O_5$ . En cuanto al resto de óxidos, son notablemente altas las correlaciones entre  $FeO_t$ ,  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $TiO_2$ , y en menor medida con el  $Al_2O_3$ . Este tipo de correlaciones indican la cristalización de minerales a medida que la diferenciación magmática avanza y el porcentaje en peso de la sílice aumenta, además de la gran afinidad que tienen óxidos como el  $FeO_t$ ,  $CaO$  y  $MgO$ .

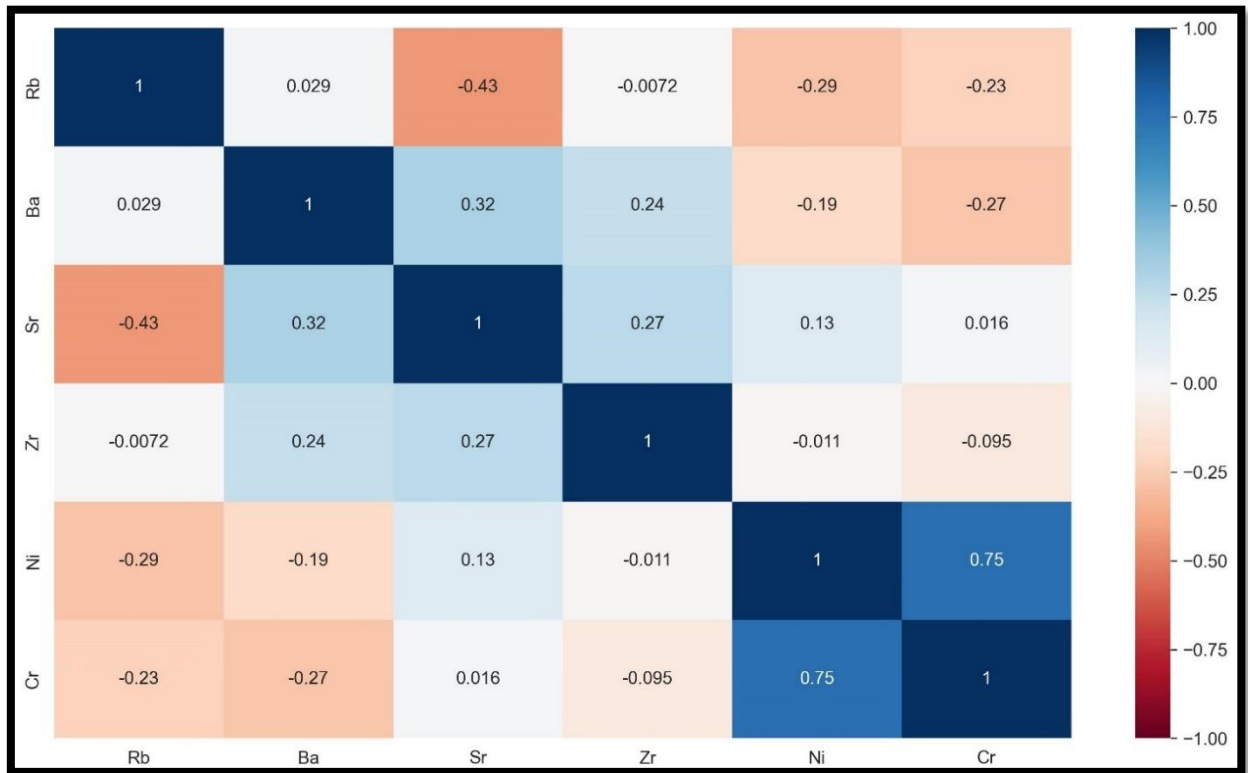


**Figura 5.9:** Matriz de correlación de elementos mayores. Se ilustra la magnitud y el tipo de correlación entre óxidos

### 5.2.1.2. Elementos traza

En el caso de la matriz de correlación entre los elementos traza seleccionados para el análisis (Fig. 5.10), se observa que la única correlación notable es la del Ni y Cr, mientras que, para el resto de

las correlaciones, el coeficiente de correlación de mayor magnitud es entre Sr y Rb, de 0.43. Esto sugiere que los contenidos de Ni y Cr podrían ser un buen indicador de composiciones básicas.



**Figura 5.10: Matriz de correlación de elementos traza.** Se ilustra la magnitud y el tipo de correlación entre los seis elementos escogidos para el análisis.

## 5.2.2. Análisis de Componentes Principales

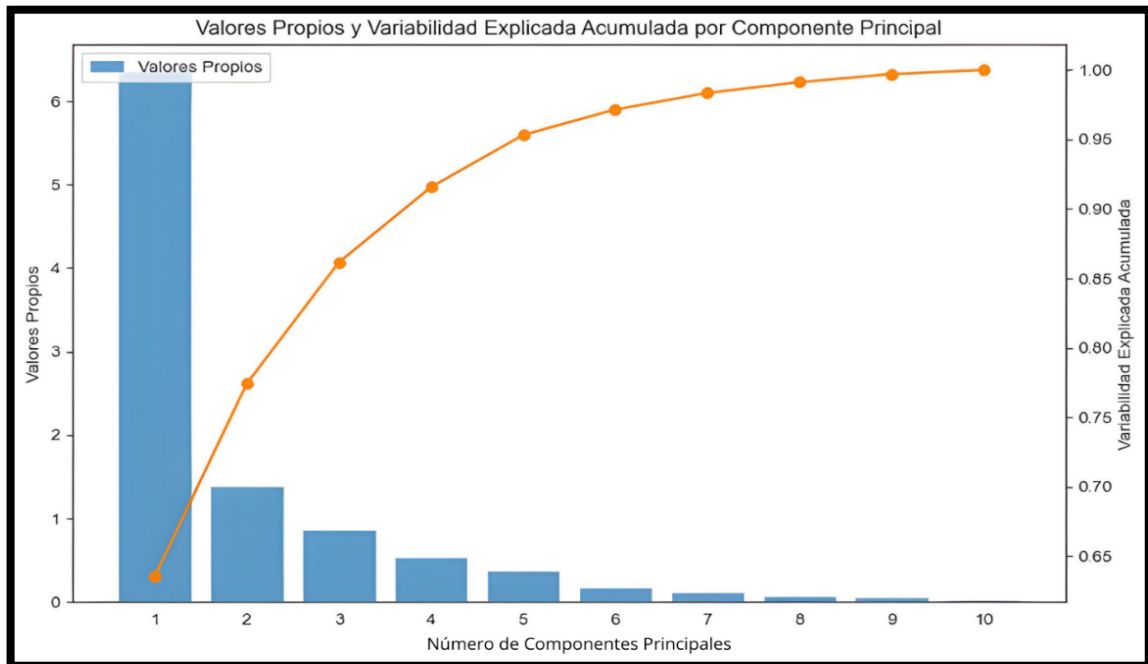
### 5.2.2.1. Elementos mayores

Al realizar el ACP considerando sólo los elementos mayores se obtiene que los dos primeros factores explican el 77% de la varianza (Fig. 5.11).

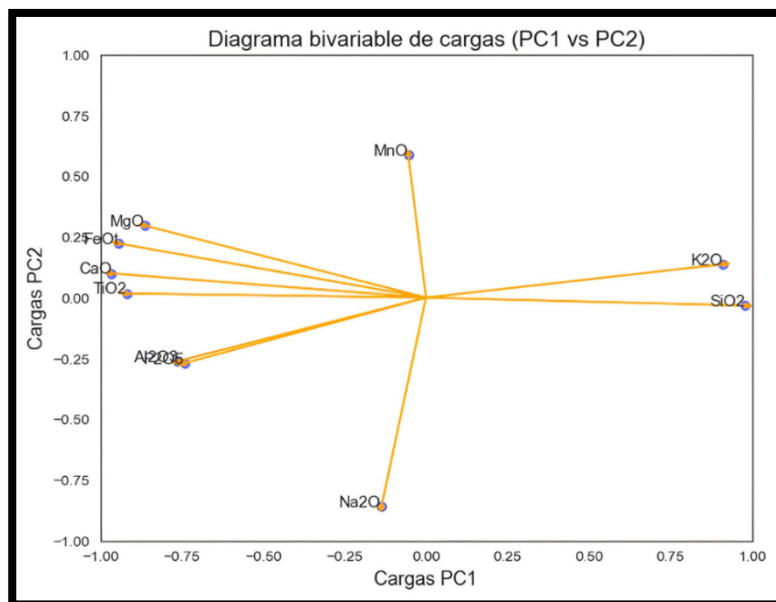
Por otro lado, al observar el diagrama bivariante de cargas para los elementos mayores (Fig. 5.12) se observan claramente algunos clústeres que se forman entre ciertos óxidos, demostrando la correlación que tienen entre sí y el peso que tienen dentro de cada componente.

Se identifican claras agrupaciones entre sílice y  $K_2O$ , además de  $MgO$ ,  $FeO_t$ ,  $CaO$ ,  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$  y  $P_2O_5$ , mostrando altas cargas en sentido contrario en el primer componente principal.

Similarmente, el  $\text{MnO}$  y el  $\text{Na}_2\text{O}$ , parecen tener cargas relativamente altas en sentidos opuestos en el segundo componente principal. Esto concuerda con lo observado en la Figura 5.9.



**Figura 5.11: Gráfico de valores propios y variabilidad acumulada de elementos mayores.** Se muestra cómo los dos primeros factores explican alrededor del 77% de la variabilidad al realizar el ACP considerando sólo los elementos mayores.

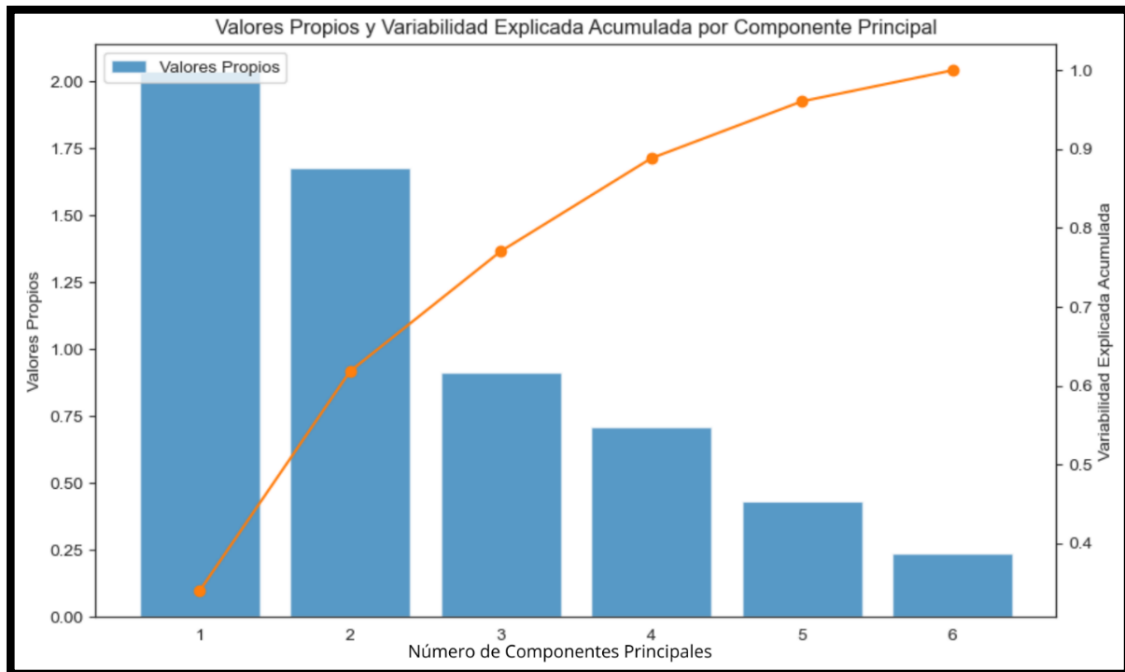


**Figura 5.12: Diagrama bivariante de cargas para elementos mayores.** Se muestra cómo los distintos óxidos se agrupan en función de su correlación y peso dentro de los dos primeros componentes principales.

Cabe destacar que dentro del primer componente están contenidas las muestras de prácticamente todo el rango composicional, por lo que no resultaría muy útil a la hora de diferenciar geográficamente los diferentes grados de diferenciación.

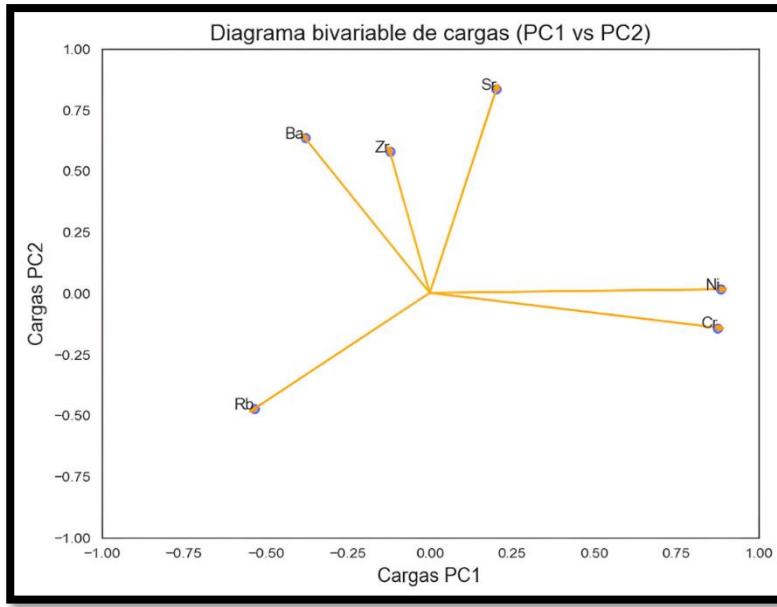
#### 5.2.2.2. Elementos traza

Por otro lado, al realizar el ACP con los elementos traza seleccionados, se obtiene que son los primeros tres factores los que explican el 77% de la varianza (Fig. 5.13).



**Figura 5.13: Gráfico de valores propios y variabilidad acumulada de elementos traza.** Se muestra cómo los tres primeros factores explican alrededor del 77% de la variabilidad al realizar el ACP sólo con los seis elementos traza seleccionados.

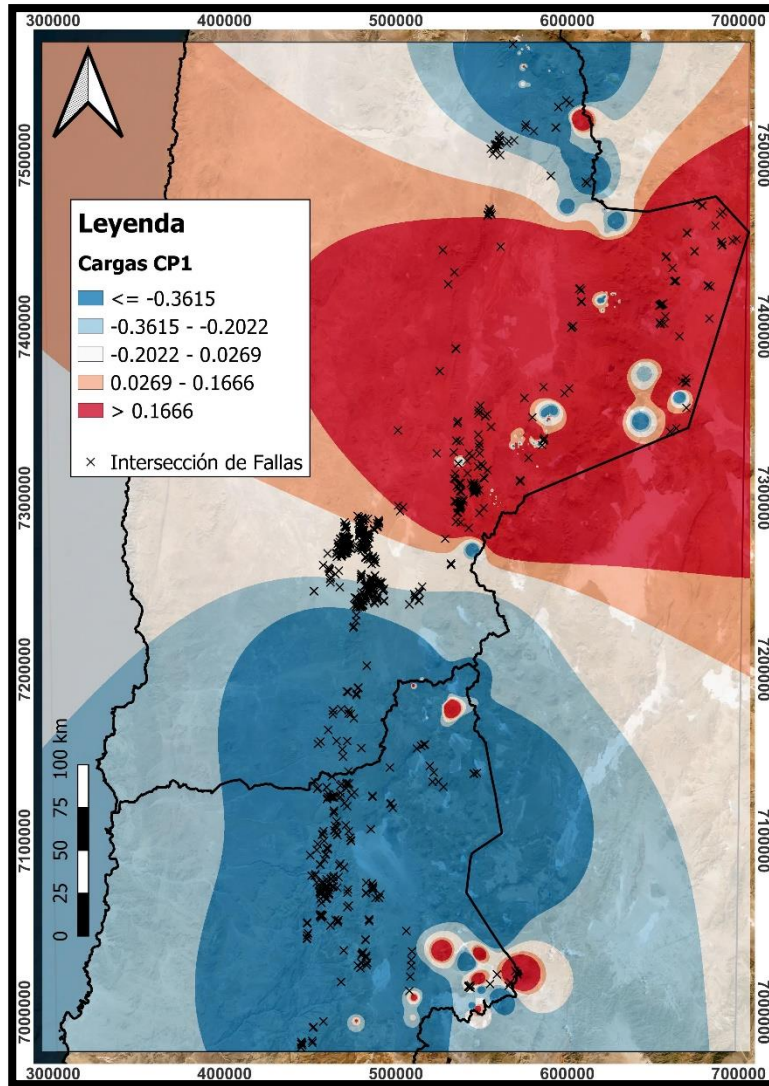
Apreciando el diagrama de cargas de elementos traza (Fig. 5.14), se identifica cómo se agrupan claramente el Ni y Cr con un alto peso dentro del primer componente principal. Por otro lado, el Ba, el Zr y el Sr parecen tener una alta influencia dentro del segundo factor. Finalmente, el Rb parece tener una correlación negativa con el resto de los elementos, al ubicarse en sentido contrario a ambos grupos en ambos componentes principales.



**Figura 5.14: Diagrama bivariante de cargas para elementos traza.** Se muestra cómo los distintos elementos se agrupan en función de su correlación y peso dentro de los dos primeros componentes principales.

A diferencia a lo observado en la Figura 5.12, en este caso, en el primer componente principal destaca principalmente el clúster que forman en Ni y el Cr, sugiriendo que podría ser un buen indicador de la distribución geográfica de composiciones más básicas.

A raíz de lo anterior, se realizó un mapa que muestra la distribución de los pesos del primer componente a lo largo del área de estudio (Fig. 5.15). En él se puede apreciar que los sectores que rodean el salar de Atacama poseen una mayor carga de este factor, sugiriendo que es en esta área donde se distribuyen principalmente las composiciones más máficas. Esto concuerda con lo ilustrado en los mapas de distribución de parámetros geoquímicos vistos en el punto 5.1.3., que indican resultados similares.



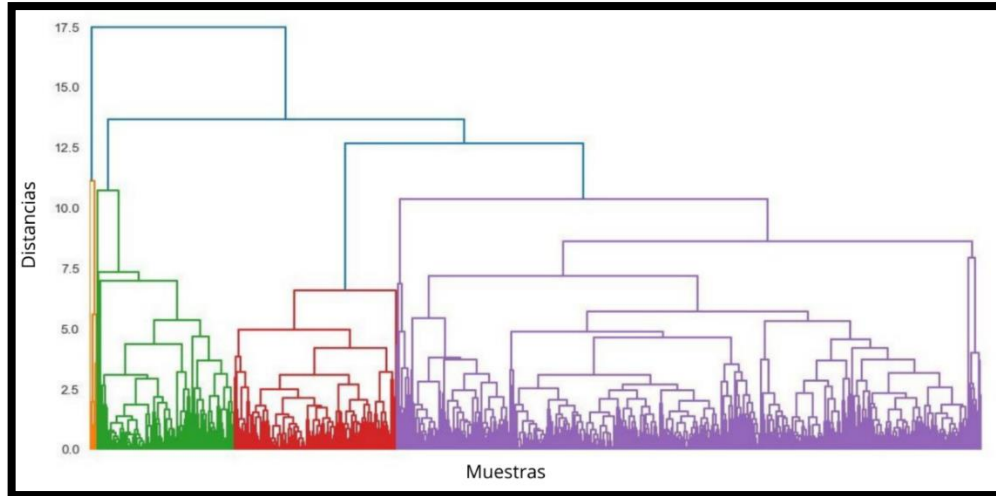
**Figura 5.15:** Distribución de las cargas del CP1 del ACP realizado con elementos traza. Mapa de interpolación de las cargas del CP1 de los elementos traza. En rojo se ilustran valores más altos y en azul valores más bajos. Se observa, además, su relación con la ubicación de las intersecciones de fallas

### 5.2.3. Análisis de Clúster Jerárquico

De manera similar, se llevó a cabo un análisis de clúster jerárquico para dividir los datos en grupos según su semejanza. Con el fin de estudiar la distribución geográfica de los distintos clústeres, tanto de elementos mayores como de elementos traza, se creó mapas que muestren su posición usando polígonos de un color que represente a cada conjunto.

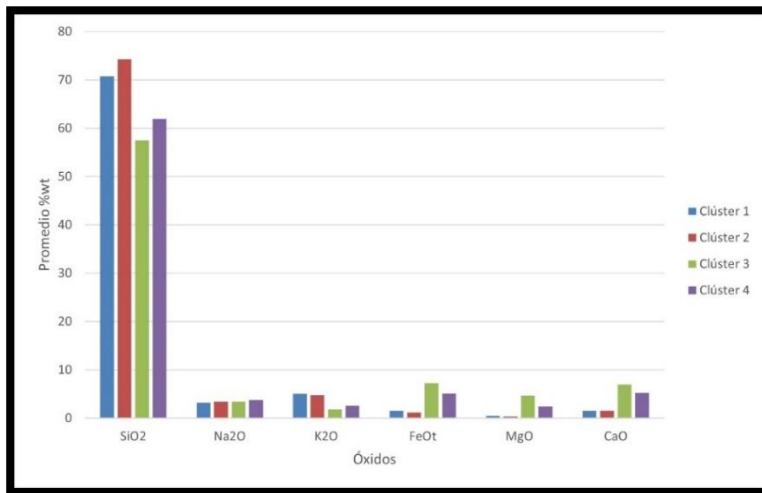
#### 5.2.3.1. Elementos mayores

El proceso de clusterización de elementos mayores resultó en la clasificación de las muestras en cuatro conjuntos (Fig. 5.16).



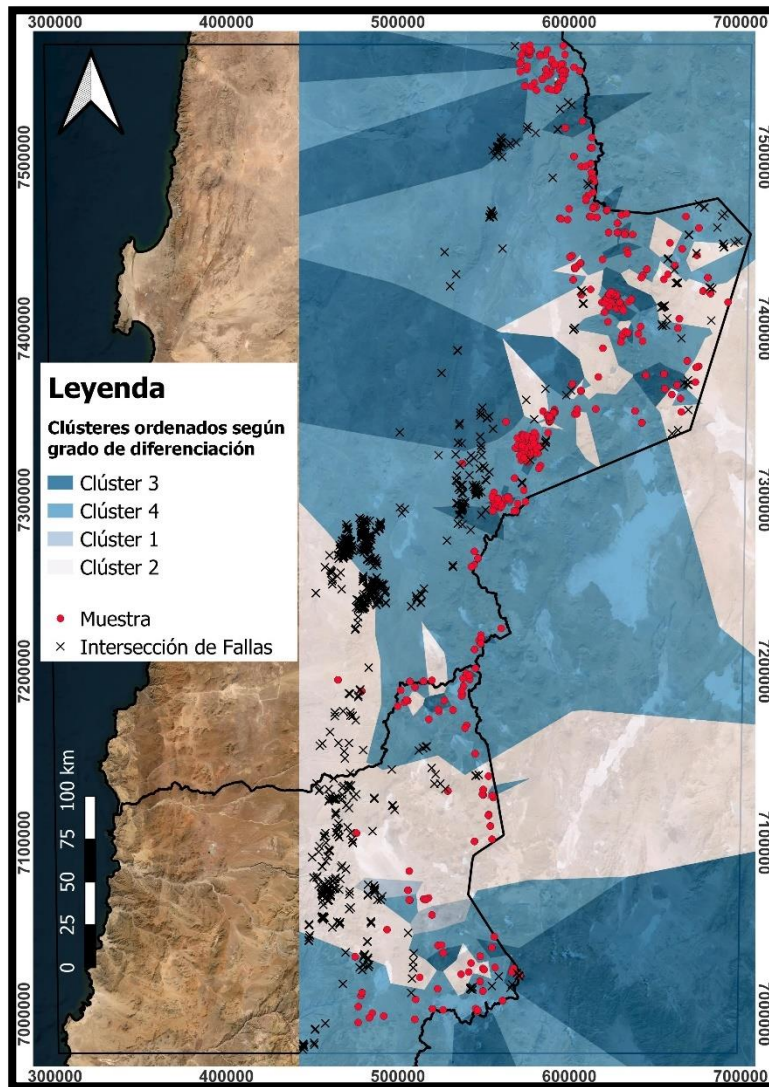
**Figura 5.16: Dendrograma de clústeres de elementos mayores.** Se muestra el resultado del proceso de clusterización de elementos mayores, clasificándolos en cuatro grupos según su semejanza.

Con el fin de caracterizar de manera clara cada conjunto de muestras, se calculó el valor promedio de sílice,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{FeO}_t$ ,  $\text{MgO}$  y  $\text{CaO}$  de cada clúster para, posteriormente, ilustrarlo en un histograma (Fig. 5.17), en el que se puede apreciar una diferenciación marcada principalmente por el contenido promedio en sílice de cada grupo.



**Figura 5.17: Histograma de porcentajes en peso de óxidos promedio de cada clúster.** Se representan los valores característicos del porcentaje en peso de algunos óxidos para caracterizar cada conjunto de muestras.

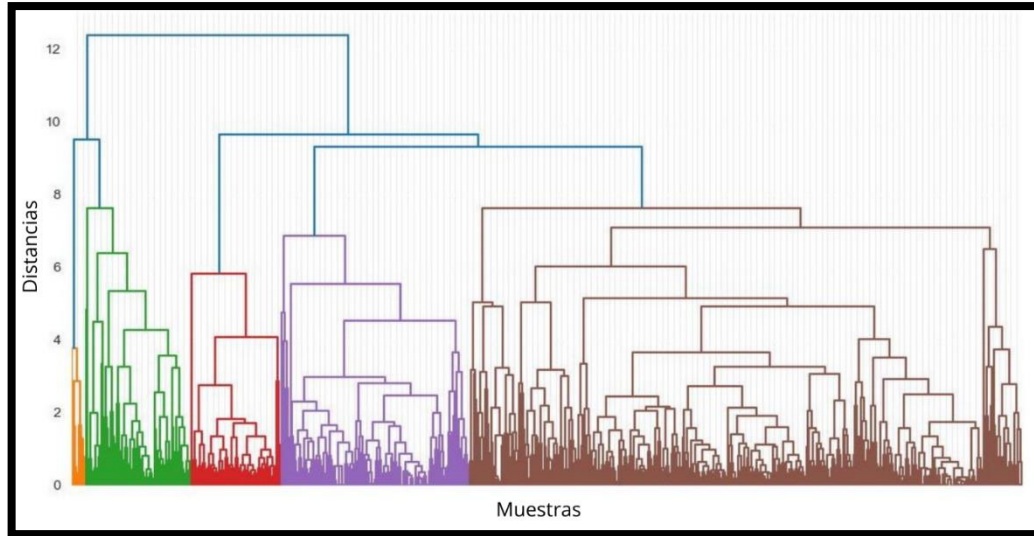
En base a esto se ordenó los clústeres en orden del menos al más diferenciado de la forma: 3-4-1-2, lo que fue representado en un mapa (Fig. 5.18). En este se evidencia un patrón general más o menos similar a lo visto anteriormente: un grado de diferenciación más bien alto tanto en el sector sur del área de estudio como al este del Salar de Atacama, mientras que desde el centro hacia el norte del área se muestran menores grados de diferenciación.



**Figura 5.18: Distribución de los clústeres de elementos mayores.** Mapa de distribución de los cuatro conjuntos en los que se clasificó las muestras con respecto a los elementos mayores. Tonos más oscuros indican una mayor diferenciación. Se observa, además, su relación con la ubicación de las intersecciones de fallas

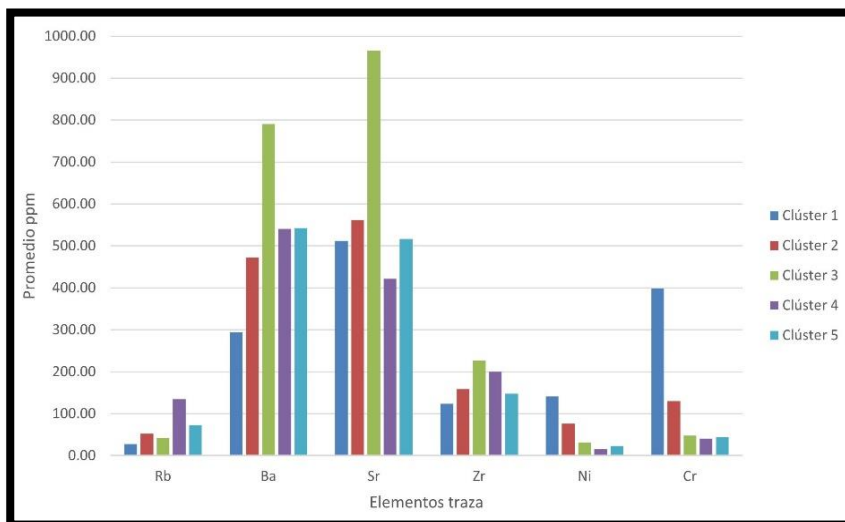
### 5.2.3.2. Elementos traza

En el caso de los elementos traza, el proceso de clusterización resultó en la clasificación de las muestras en cinco grupos diferentes (Fig. 5.19).



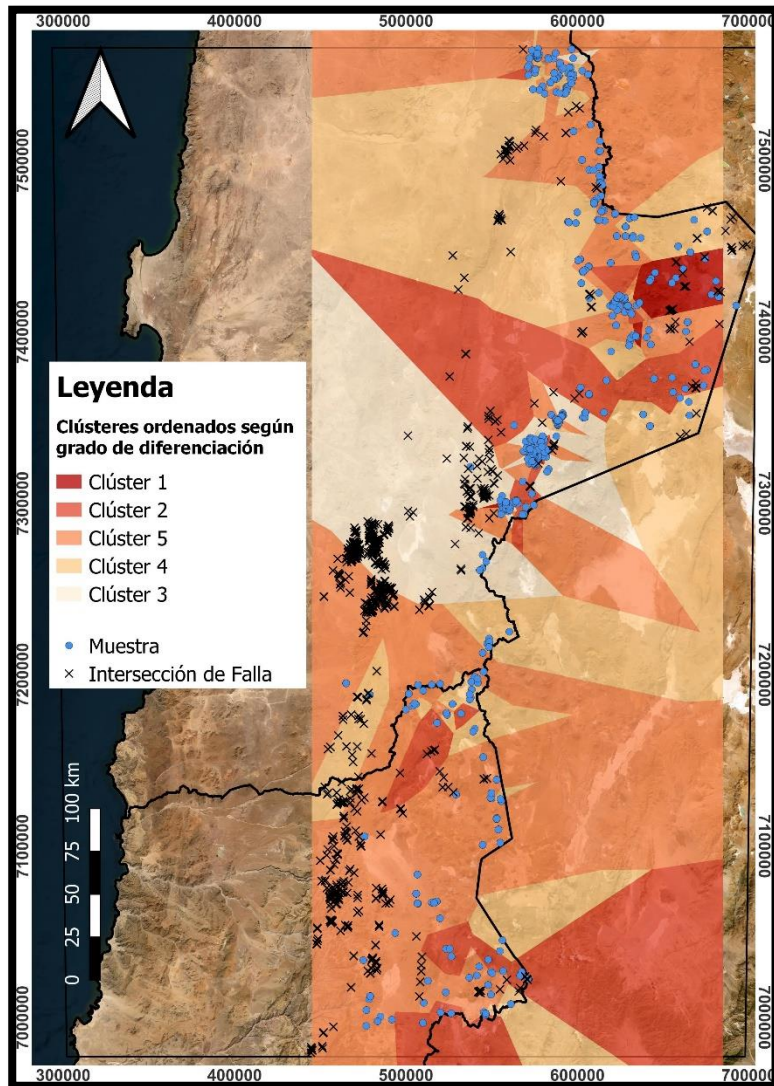
**Figura 5.19: Dendrograma de clústeres de elementos traza.** Se muestra el resultado del proceso de clusterización de elementos traza, clasificándolos en cinco grupos según su semejanza.

Siguiendo el mismo proceso anterior, con el fin de identificar de forma clara qué es lo que define cada clúster, se calculó el contenido promedio en ppm de Rb, Ba, Sr, Zr, Ni y Cr, lo que se representó en un histograma (Fig. 5.20). Con el objetivo de ordenar los clústeres según su grado de diferenciación, se observó los contenidos de cada elemento y se llegó al siguiente orden: 1-2-5-4-3, en base a la compatibilidad de los elementos más abundantes de cada clúster.



**Figura 5.20: Histograma de contenido promedio en ppm de cada clúster.** Se muestran los valores del contenido de elementos traza para caracterizar cada conjunto de muestras.

Este orden fue representado en un nuevo mapa (Fig. 5.21), en el que se evidencia un patrón de distribución que, a primera vista, difiere de la tendencia general que se ha venido repitiendo en los mapas anteriores, con zonas aparentemente más ricas en elementos incompatibles en el sector central del área de estudio. Esto no necesariamente quiere decir que estos sectores tienen mayores grados de diferenciación, sino que podría estar representando simplemente un alto contenido de Ba, lo que podría indicar composiciones asociadas a una corteza profunda más máfica (Hildreth & Moorbath, 1988).



**Figura 5.21: Distribución de los clústeres de elementos mayores.** Mapa de distribución de los cinco conjuntos en los que se clasificó las muestras con respecto a los elementos traza. Tonos más oscuros podrían indicar un mayor grado de diferenciación. Se observa, además, su relación con la ubicación de las intersecciones de fallas

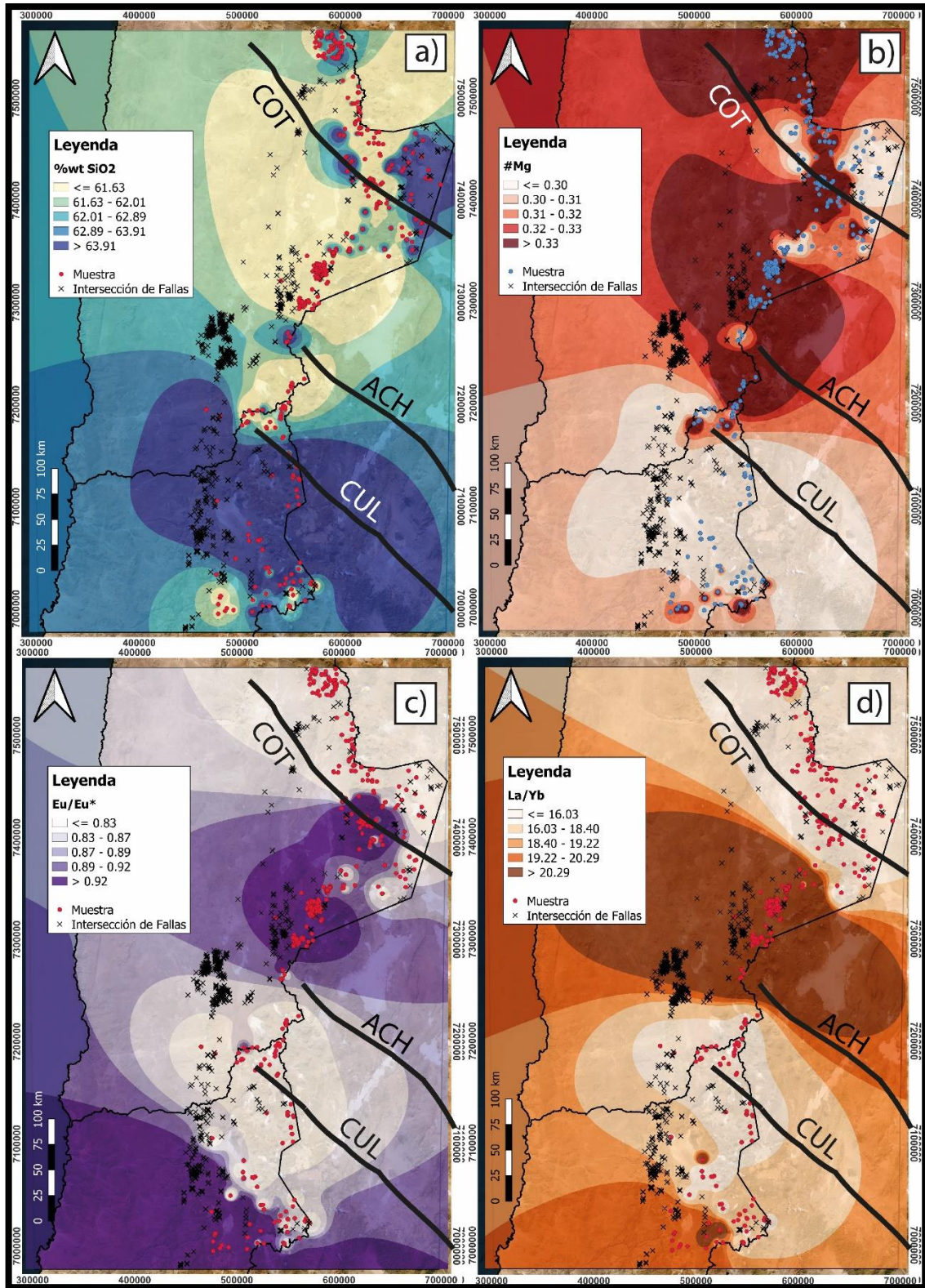
## 6. DISCUSIÓN

### 6.1. RELACIÓN ENTRE GEOQUÍMICA Y ESTRUCTURAS

Con la información disponible, parece haber una correlación más bien baja entre la variación de la composición de los productos eruptivos y la posición de las fallas o la distribución de las intersecciones entre éstas. Esto debido, principalmente, a que las muestras tienden a estar ubicadas hacia el este de las fallas, sobre todo al sur del área de estudio en el sector de la cordillera Occidental, donde se detecta cierta laguna de información estructural. Las únicas áreas donde se observa una coincidencia espacial entre muestras y fallas e intersecciones son el sector más oriental de la región de Antofagasta y en la cordillera de Domeyko al sur del área de estudio, donde se observa un grupo pequeño de muestras dentro de la ZFD. En ambas zonas se encuentran composiciones predominantemente félsicas, las cuales contrastan con aquellas de las zonas centro-norte del área de estudio, que tienden a ser más básicas.

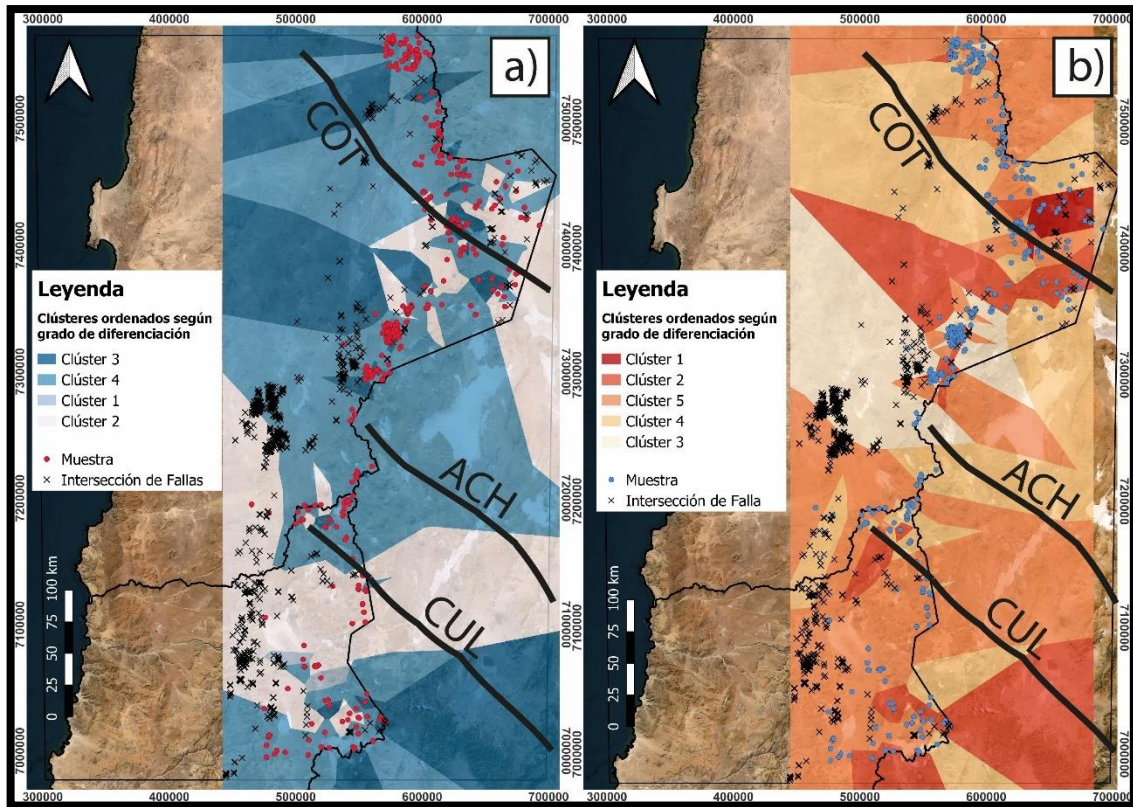
Si se consideran sólo las estructuras ubicadas dentro de Chile, la relación entre geoquímica y fallas parece ser débil. Sin embargo, si se amplía la escala de observación, y se toman en consideración los lineamientos de Calama–Olacapato–El Toro (COT), Archibarca (ACH) y Culampajá (CUL), es posible determinar cierta correlación entre la variación de la composición de los productos volcánicos de la región y estas estructuras de mayor escala. Estas corresponden a lineamientos de gran longitud que atraviesan la región desde Chile hasta la cordillera Oriental de Argentina en dirección NW-SE (Jaldin *et al.*, 2022; Matteini *et al.*, 2002).

Parece haber una estrecha relación entre la traza de los lineamientos COT y ACH con los sectores donde se observan composiciones más básicas, lo que no se repite en el caso del lineamiento CUL. Esto es especialmente notorio en los mapas de distribución del porcentaje en peso de sílice y del número magnésiano (Fig. 6.1(A-B)). En el caso de los mapas de distribución de valores de anomalía de Eu y de la razón  $La_N/Yb_N$ , los dos lineamientos más septentrionales muestran cierta coincidencia con la intercalación entre sectores de mayor y menor valor de ambos parámetros geoquímicos.



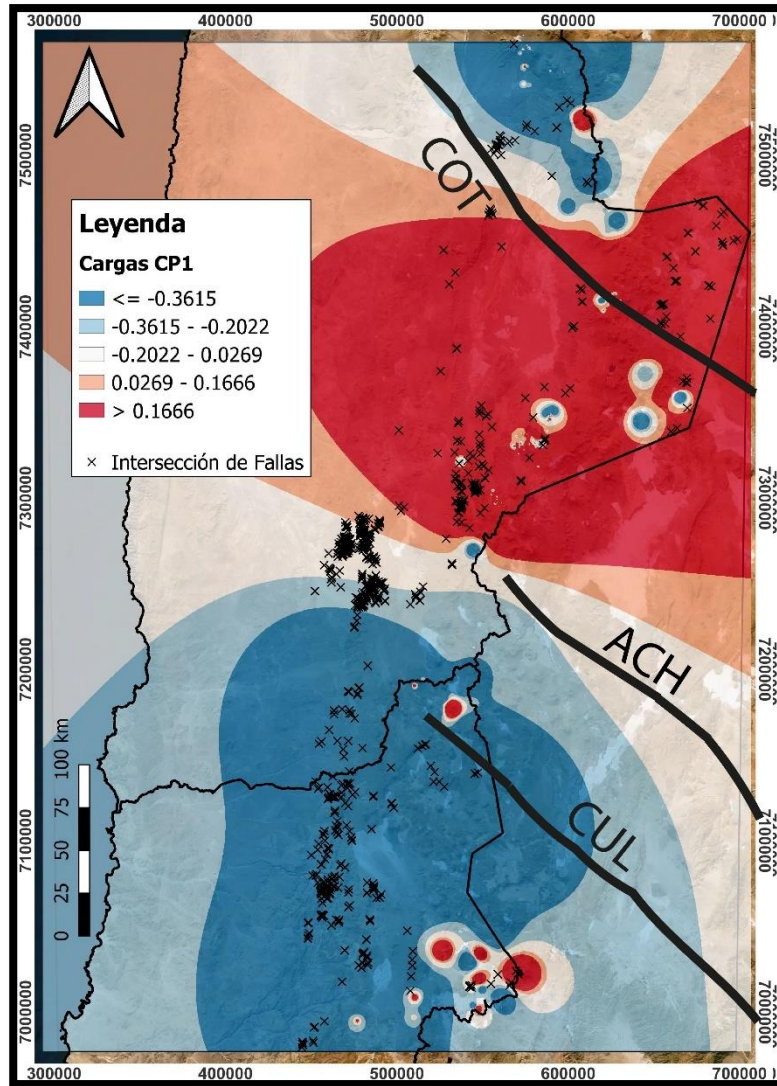
**Figura 6.1: Relación entre variaciones en la composición y lineamientos a gran escala de orientación NW-SE.** Se ilustran los lineamientos de Calama-Olapato-El Toro (COT), Archibarca (ACH) y Culampajá (CUL) y su relación con la distribución de: a) porcentaje en peso de sílice, b) número magnésiano, c) anomalía del europio y d) razón  $La_N/Yb_N$ .

Esta relación es menos evidente en el caso de los mapas de distribución de clústeres (Fig. 6.2), aunque sigue siendo clara la tendencia de composiciones más básicas en relación con el lineamiento COT. Además, esto apoya la posibilidad de que el sector más oscuro del mapa de clústeres de elementos traza no indica mayores grados de diferenciación.



**Figura 6.2:** Relación entre los lineamientos NW-SE y clústeres de elementos mayores y traza. Se muestra las trazas de los lineamientos de Calama-Olacapato-El Toro (COT), Archibarca (ACH) y Culampajá (CUL) y cómo se relacionan con los distintos clústeres de (a) elementos mayores y (b) elementos traza.

Esta relación también es notoria en la Figura 5.15, donde los lineamientos de COT y ACH parecen limitar el área de composiciones más básicas al norte y al sur respectivamente (Fig. 6.3).



**Figura 6.3:** Relación entre los lineamientos NW-SE y las cargas del primer factor del ACP de elementos traza. Se muestra las trazas de los lineamientos de Calama-Olacapato-El Toro (COT), Archibarca (ACH) y Culampajá (CUL) y cómo se relacionan con las zonas de mayor y menor carga del CP1 del ACP de elementos traza, las que corresponden a composiciones básicas y félsicas respectivamente.

Además de estas estructuras a gran escala, es importante mencionar la subducción de la Dorsal de Taltal, la cual se introduce por debajo de la placa Sudamericana a la latitud de la ciudad del mismo nombre, además de dos cuerpos magmáticos de gran magnitud: el Cuerpo Magmático Altiplano-Puna (APMB), al noreste del área del estudio, y el Cuerpo Magmático Lazufre (LMB), al sureste de la región (Fig. 6.4).

## 6.2. CONTROLES EN LA VARIACIÓN DE LA GEOQUÍMICA

Se evidencia en cada mapa de distribución de parámetros geoquímicos que existe una clara zonación composicional en el área de interés, con una predominancia de composiciones más

básicas en la zona centro-norte de la región, con respecto de la mitad meridional y del sector más septentrional de ésta.



**Figura 6.4:** Ubicación de la Dorsal de Taltal y de cuerpos magmáticos en el área de estudio. Se destacan en círculos rojos la posición de la Dorsal de Taltal (TTR) al suroeste del área, y de los cuerpos magmáticos del Altiplano-Puna (APMB) y Lazufre (LMB) al noreste y sureste del área respectivamente. Modificado de León-Ríos *et al.* (2024).

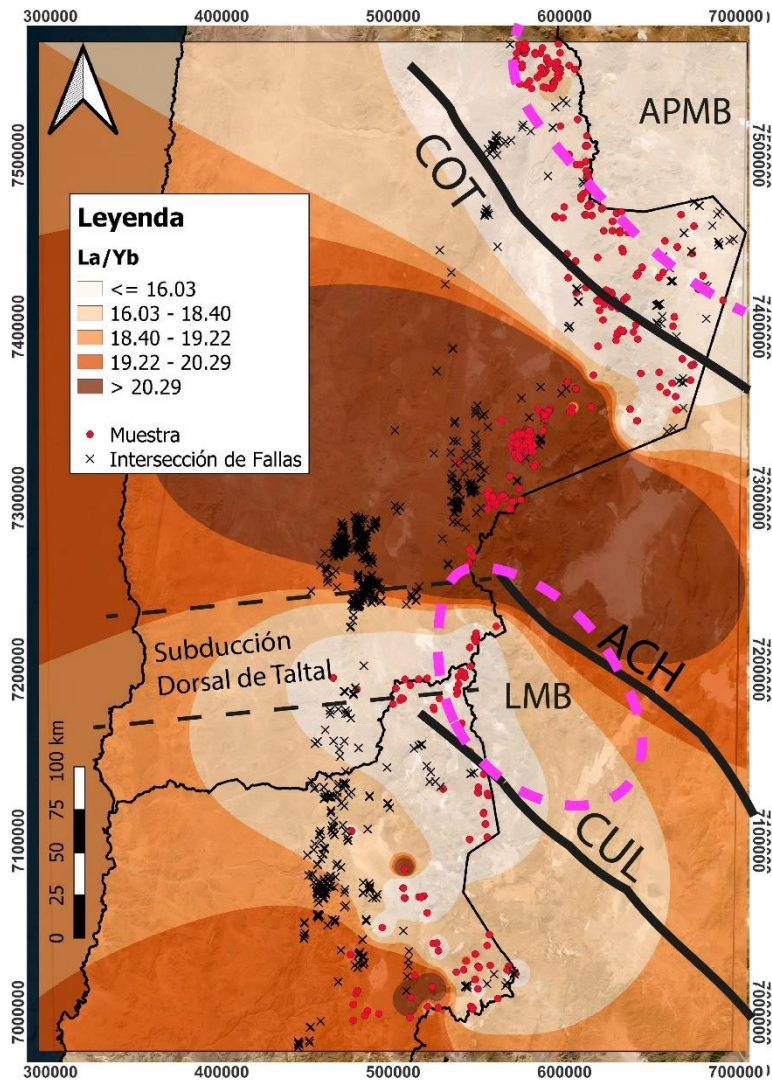
Esta zona de composiciones relativamente más máficas estaría relacionada, en gran medida, al paso del lineamiento COT, el que actuaría como un conducto para facilitar el ascenso del magma a través de la corteza, minimizando el tiempo de interacción entre ambos y, en consecuencia, permitiendo la salida de material menos diferenciado a la superficie. La influencia de esta estructura NW-SE se manifiesta en el volcanismo de la región al controlar el emplazamiento de cadenas de centros eruptivos como la cadena de San Pedro-Linzor, al norte del área de estudio (Godoy & Kojima, 2013), y la cadena compuesta por los centros ubicados entre el volcán Puntas Negras y el Tasil, que recorre desde el este de las lagunas Miscanti y Miñiques hasta Salta, Argentina (Matteini *et al.*, 2002). Ambas se extienden paralelamente al lineamiento COT siguiendo una dirección NW-SE y muestran composiciones más bien básicas, las que se concentran principalmente en las porciones chilenas en el caso de la segunda cadena. Adicionalmente, la intersección de esta estructura con las fallas principalmente N-S de la región podrían facilitar aún más el ascenso del magma a través de la corteza en el sector (Matteini *et al.*, 2002). Estos factores

controlarían la predominancia de composiciones relativamente más máficas en comparación con otros sectores del área de interés.

El contraste con las composiciones más félsicas del sur del área de estudio se vería incrementado de forma importante por el efecto de la subducción de la dorsal de Taltal bajo estas latitudes, mientras que los lineamientos ACH y CUL no parecen tener un rol muy importante, o bien, se ve mermado por el efecto de esta subducción. Esto provocaría una evolución más profunda del magma, lo que produciría efectos similares al del aumento del espesor cortical en la geoquímica de los magmas (Chiaradia *et al.*, 2020), es decir, mayores grados de diferenciación.

Por otro lado, al ver la variación de valores de la razón  $La_N/Yb_N$  del área de estudio, se aprecia que la zona de subducción de la dorsal coincide con una zona de valores más bajos. Esto podría explicarse por el aporte de fluidos producto de esta subducción, la que sería responsable de una fuerte erosión basal y fracturamiento de la placa suprayacente, promoviendo el transporte de fluidos desde niveles más profundos a niveles más someros. León-Ríos *et al.* (2024), mediante tomografía sísmica, determinaron que en los sectores donde se produce la subducción de la dorsal abundan anomalías de altos valores de  $V_p/V_s$ , lo que podría interpretarse como una corteza altamente hidratada, lo que no ocurre en las latitudes del sector centro-norte, pero sí en la porción más septentrional del área, al norte del salar de Atacama.

La circulación de fluidos también podría verse incrementada por la presencia de los lineamientos NW-SE, al estar asociados a zonas de fractura por las que estos puedan transportarse (León-Ríos *et al.*, 2024). Esto es observable en la Figura 6.5, donde la traza de los lineamientos parece coincidir con zonas de bajo  $La_N/Yb_N$ , además de estar flanqueando un área de alto  $La_N/Yb_N$ .



**Figura 6.5: Relación de la subducción de la Dorsal de Taltal con los valores de  $La_N/Yb_N$ .** Se ilustra la posición de la subducción de la Dorsal de Taltal y su correlación con una zona de bajos valores de  $La_N/Yb_N$ . Se incluyen los cuerpos magmáticos Altiplano-Puna (APMB) y Lazufre (LMB).

El fraccionamiento entre tierras raras livianas y tierras raras pesadas puede verse afectado por la presencia de fluidos, principalmente por el tipo de ligando presente en éstos. Por ejemplo, en presencia de  $Cl^-$ , la solubilidad de las tierras raras livianas aumenta fuertemente, lo que se traduce en un alto valor de la razón  $La_N/Yb_N$ . Por otro lado, en presencia de  $F^-$  o  $SO_4^{2-}$  se produce el efecto contrario, aumentando la solubilidad de las tierras raras pesadas, traduciéndose en valores de  $La_N/Yb_N$  más bajos (Tsay *et al.*, 2014). Así, al tratarse de fluidos asociados a magmas generados en zonas de subducción, estos serían ricos en S, el que se presenta como  $SO_4^{2-}$  dado su estado de oxidación (Richards, 2003). Esto explicaría la segmentación de los valores de  $La_N/Yb_N$  en el área de estudio.

En cuanto al área de valores más altos de  $La_N/Yb_N$ , León-Ríos *et al.* (2024) sugieren que podría haber una menor circulación de fluidos debido a que la península de Mejillones y la Zona de Fractura de Mejillones actúan como un obstáculo, impidiendo el paso de fluidos. Sin embargo, son necesarios más estudios para establecer una relación de causalidad. Además, los mismos autores observaron zonas de alto  $V_p/V_s$  ubicadas hacia la cordillera, que podrían interpretarse como zonas de fusión parcial que alimentan a los cuerpos magmáticos Lazufre y Altiplano-Puna.

En cuanto a la magnitud de la anomalía del Eu, esta parece estar reflejando el grado de diferenciación de los productos volcánicos, mostrando valores menores en el sur y mayores en la zona centro-norte del área de estudio, consistente con la tendencia general. Esto porque a menores niveles de diferenciación, menor cristalización de plagioclasa y, por lo tanto, menor introducción del  $Eu^{2+}$  en su estructura cristalina. Esto se refleja en valores de Eu y  $Eu^*$  más parecidos y, en consecuencia, una razón  $Eu/Eu^*$  más cercana a 1.

En términos de la evolución tectónica del área, la región de composiciones más básicas podría estar relacionada a un periodo de extensión ocurrido entre Plioceno tardío y el Cuaternario, el que estuvo asociado a la formación de fallas normales que podrían haber facilitado el ascenso de los magmas (Jaldín *et al.*, 2022; Tibaldi *et al.*, 2009). Sin embargo, trabajos como el de González *et al.* (2009) afirman que la deformación del sector es el resultado principalmente de un acortamiento en sentido E-W, por lo que este punto está aún sujeto a debate.

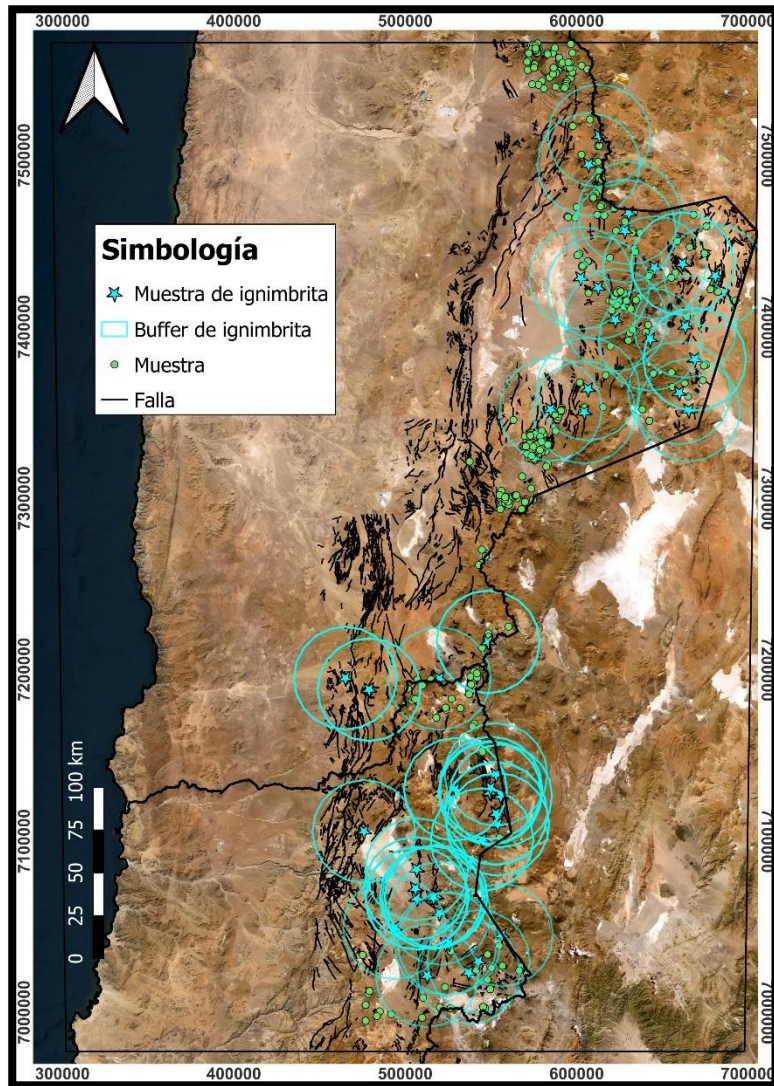
Es importante destacar que las variaciones en la geoquímica de los productos eruptivos pueden ser causadas por una gran cantidad de factores, como pueden ser las diferencias en el espesor cortical, diferencias en las tasas de fusión, composición de la fuente, aporte de fluidos, profundidad de la evolución de los magmas, entre muchos otros. Los que, seguramente, podrían estar interactuando entre sí, sobre todo en una región tan compleja como esta. Además, estudios mediante análisis mineralógicos podrían esclarecer aún más los controles de esta zonación composicional.

### **6.3. LIMITANTES DEL TRABAJO**

Es de suma importancia establecer que el presente trabajo no está exento de limitaciones en su desarrollo y puede estar sujeto a mejoras.

En primer lugar, se podría contar con mayor cantidad de información tanto geoquímica como estructural. Principalmente esta última, ya que no todas las cartas geológicas a escala 1:100.000 se encontraban disponibles, sobre todo en los sectores de la cordillera Occidental, por lo que fue necesario suplir esta falta de información con hojas a escala 1:250.000, las que entregarían información estructural menos detallada.

Adicionalmente, es importante tener en cuenta que gran cantidad de las muestras consideradas en el trabajo se tratan de muestras de ignimbritas (Fig. 6.6), las que podrían encontrar a decenas de kilómetros de su fuente de emisión, por lo que la información sobre la relación entre la ubicación de las muestras y las fallas y sus intersecciones podría estar distorsionada.



**Figura 6.6: Ubicación de muestras de ignimbritas.** Se destacan con una estrella roja las muestras provenientes de ignimbritas, junto con un radio de 40 km dentro del que se puede encontrar la fuente de emisión.

Finalmente, en el proceso de caracterización geoquímica, sólo fue posible distinguir entre zonas básicas y félsicas, sin una mayor precisión que indicara la distribución de composiciones más bien intermedias. Esto podría ayudar a constreñir mejor la distribución de diferentes grados de diferenciación y su posible relación con las estructuras de la región.

## 7. CONCLUSIÓN

A partir de la compilación y el contraste de la información estructural y geoquímica de los productos eruptivos generados desde el Neógeno de todos los volcanes ubicados entre las latitudes 22° y 27°19'S, se estableció que no existe una clara correlación entre la variación de los parámetros geoquímicos, que describen la composición de los productos eruptivos, y la ubicación de las fallas dentro del territorio chileno e intersecciones entre éstas, las que podrían facilitar el ascenso de los magmas. Sin embargo, esto cambia si se amplía la escala de observación y se consideran estructuras mayores como los son el lineamiento Calama-Olacapato-El Toro y la subducción de la Dorsal de Taltal al sur del área de estudio.

A través de la elaboración de mapas que muestran la variación de distintos parámetros geoquímicos como: el porcentaje en peso de sílice (%wt SiO<sub>2</sub>), número magnesiano (#Mg), anomalía del europio (Eu/Eu\*) y la razón La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>, fue posible determinar que existe una clara zonación composicional. Esto fue complementado con métodos de análisis estadístico multivariable como el análisis de componentes principales y el análisis de clúster jerárquico, con el objetivo de estudiar la variación composicional de la región integrando toda la información geoquímica de las muestras.

Esta zonación muestra una diferencia en los grados de diferenciación entre las muestras de los sectores sur y centro-norte del área de estudio, donde los primeros tienen a ser más evolucionados con respecto a los segundos. Las composiciones más básicas de la zona centro-norte se atribuye en gran medida a la acción del lineamiento Calama-Olacapato-El Toro, que estaría actuando como un conducto que facilita el ascenso del magma, limitando el tiempo que este se encuentra interactuando con la corteza.

El contraste con el sector sur estaría acrecentado por la subducción de la dorsal de Taltal, que estaría produciendo magmas más silíceos, al aumentar la profundidad a la que estos se generan. Asimismo, el aporte de fluidos producido por la subducción de la dorsal estaría controlando en gran medida la variación de la razón La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>, dando lugar a un fraccionamiento entre tierras raras livianas y pesadas que resulta en menores valores de esta razón.

Es fundamental considerar que los resultados podrían estar condicionados por una baja densidad de datos geoquímicos y estructurales, así como por la presencia de muestras de ignimbritas, las que podrían no reflejar fielmente la relación entre composición y cercanía a estructuras. Del mismo modo, este trabajo podría ser complementado por análisis mineralógicos y texturales, que podrían arrojar más luces sobre los procesos magmáticos que ocurren en la región.

## 8. REFERENCIAS

- AMILIBIA, A.; SÀBAT, 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*. Vol. **30**, (12): 1520-1539.
- BECK, S. L.; ZANDT, G.; WARD, K. M. & SCIRE, A. 2015. Multiple styles and scales of lithospheric foundering beneath the Puna Plateau, central Andes. *Geological society of America memoirs*. Vol. **212**: 43-60.
- BRIDGES JR, C. C. 1966. Hierarchical cluster analysis. *Psychological reports*. Vol. **18**, (3): 851-854.
- CEMBRANO, J. & LARA, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*. Vol. **471**, (1-2): 96-113.
- CERNICOFF, 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. *Old Geology Reviews*. Vol. **21**, (3-4): 127-155.
- CHIARADIA, M.; MÜNTENER, O. & BEATE, B. 2002. Effects of aseismic ridge subduction on the geochemistry of frontal arc magmas. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **531**: 115984.
- CLAVERO, J.; MPODOZIS, C.; GARDEWEG, M. & Valenzuela, M. 2012. Geología de las Áreas Laguna Wheelwright y Paso San Francisco, Región de Atacama: escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería: 32 pp. Santiago.
- CORNEJO, P.; MPODOZIS, C.; RIVERA, O. & MATTHEWS, S. 2009. Carta Exploradora, Región de Antofagasta y Atacama: escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería: 76 pp. Santiago.
- COX, K. G.; Bell, J. D. & Pankhurst, R. J. 2013. The interpretation of igneous rocks. Springer Science & Business Media: 449 pp. Londres.
- DORBATH, C. & GRANET, M. 1996. Local earthquake tomography of the Altiplano and the Eastern Cordillera of northern Bolivia. *Tectonophysics*. Vol. **259**, (1-3): 117-136.
- FARNER, M. J. & LEE, C. T. A. 2017. Effects of crustal thickness on magmatic differentiation in subduction zone volcanism: A global study. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **470**: 96-107.
- FRANCIS, P. W. & DE SILVA, S. L. 1989. Application of the Landsat Thematic Mapper to the identification of potentially active volcanoes in the Central Andes. *Remote Sensing of Environment*. Vol. **28**: 245-255.

- GARDEWEG, M. & RAMÍREZ C. 1985. Hoja Río Zapaleri, Región de Antofagasta: escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería: 82 pp. Santiago.
- GODOY, B. & KOJIMA, S. 2013. Structural control on magmatic evolution of San Pedro-Linzor volcanic chain, Central Andes, northern Chile. *Bolletino di geofisica teorica ed applicate*. Vol. **54**, (2): 159-162.
- GONZÁLEZ-FERRÁN, O. 1995. Volcanes de Chile. Instituto Geográfico Militar: 641 pp. Santiago.
- 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*. Vol. **28**, (6): 1-18.
- GREENACRE, M. & PRIMICERIO, R. 2014. Multivariate analysis of ecological data. Fundación BBVA: 331 pp. Bilbao.
- GREENACRE, M.; GROENEN, P. J.; HASTIE, T.; D'ENZA, A. I.; MARKOS, A. & TUZHILINA, E. 2022. Principal component analysis. *Nature Reviews Methods Primers*. Vol. **2**, (1): 100: 1-24.
- GUZMÁN, S.; GROSSE, P.; MONTERO-LÓPEZ, C.; HONGN, F.; PILGER, R.; PETRINOVIC, I.; SEGGIARO, R. & ARAMAYO, A. 2014. Spatial–temporal distribution of explosive volcanism in the 25–28 S segment of the Andean Central Volcanic Zone. *Tectonophysics*. Vol. **636**: 170-189.
- HARRIS, P. T.; MACMILLAN-LAWLER, M.; RUPP, J. & BAKER, E. K. 2014. Geomorphology of the oceans. *Marine Geology*. Vol. **352**: 4-24.
- HICKEY-VARGAS, R.; HOLBIK, S.; TORMEY, D.; FREY, F.A. & MORENO ROA, H. 2016. Basaltic rocks from the Andean South Volcanic Zone: Insights from the comparison of along-strike and small-scale geochemical variations and their sources. *Lithos*. Vol. **258**: 115-132.
- HILDRETH, W. & MOORBATH, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **98**, (4): 455–489.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. F. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*. Vol. **8**, (5): 523-548.
- JALDÍN, D.; TIBALDI, A.; BONALI, F. L.; GIAMBIAGI, L.; ESPINOZA, D.; LUENGO, K.; SANTANDER A. & RUSSO, E. 2022. Compressional tectonics and volcanism: the Miocene-Quaternary evolution of the Western Cordillera (24–26° S), Central Andes. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **85**, (1): 8.

- JAMES, D. E. 1982. A combined O, Sr, Nd, and Pb isotopic and trace element study of crustal contamination in central Andean lavas, I. Local geochemical variations. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **57**, (1): 47-62.
- KAY, S. M. & MPODOZIS, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **15**, (1): 39-57.
- KENKEL, N. C. 2006. On selecting an appropriate multivariate analysis. *Canadian Journal of Plant Science*. Vol. **86**, (3): 663-676.
- LEÓN-RÍOS, S.; REYES-WAGNER, V.; CALLE-GARDELLA, D.; RIETBROCK, A.; ROECKER, S.; MAKSYMOWICZ, A. & COMTE, D. 2024. Structural characterization of the Taltal segment in northern Chile between 22°S and 26°S using local earthquake tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Vol. **25**, (5): 1-18.
- LIEU, W. K. & STERN, R. J. 2019. The robustness of Sr/Y and La/Yb as proxies for crust thickness in modern arcs. *Geosphere*. Vol. **15**, (3): 621-641.
- LOPEZ-ESCOBAR, L.; CEMBRANO, J. & MORENO, H. 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46 S). *Andean geology*. Vol. **22**, (2): 219-234.
- MAMANI, M.; WÖRNER, G., & SEMPERE, T. 2010. Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13 S to 18 S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Bulletin*. Vol. **122**, (1-2): 162-182.
- MARINOVIC, N. & LAHSEN, A. 1984. Hoja Calama, Región de Antofagasta: escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería: 140 pp. Santiago.
- MARTÍNEZ, F.; ARRIAGADA, C.; PEÑA, M.; DECKART, K. & CHARRIER, R. 2016. Tectonic styles and crustal shortening of the Central Andes “Pampean” flat-slab segment in northern Chile (27–29 S). *Tectonophysics*. Vol. **667**: 144-162.
- MATTEINI, M.; MAZZUOLI, R.; OMARINI, R.; CAS, R. & MAAS, R. 2002. The geochemical variations of the upper cenozoic volcanism along the Calama-Olacapato-El Toro transversal fault system in central Andes (~ 24° S): petrogenetic and geodynamic implications. *Tectonophysics*. Vol. **345**, (1-4): 211-227.
- MCSWEEN, H. Y.; RICHARDSON, S. M. & UHLE, M. E. 2003. *Geochemistry: pathways and processes*. Columbia University Press: 363 pp. Nueva York.
- MITCHELL, T. M. & FAULKNER, D. R. 2009. The nature and origin of off-fault damage surrounding strike-slip fault zones with a wide range of displacements: A field study from the Atacama fault system, northern Chile. *Journal of Structural Geology*. Vol. **31**, (8): 802-816.

- MOLINA, P. G.; HERRERA, S. & DECKART, K. 2015. Geoquímica de productos magmáticos en la Cordillera Occidental (norte de Chile a los 19°15'S): Resultados preliminares e implicancias tectono-magmáticas. Congreso Geológico Chileno N° 14: 590-593. La Serena.
- MOYEN, J. F. 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the “adakitic signature”. *Lithos*. Vol. **112**, (3-4): 556-574.
- MPODOZIS, C.; IRIARTE, S.; GARDEWEG, M. & VALENZUELA, M. 2012. Carta Laguna del Negro Francisco, Región de Atacama: escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. 30 pp. Santiago.
- NARANJO, J. A.; VILLA, V. & VENEGAS, C. 2013. Geología de las Áreas Salar de Aguilar y Portezuelo de León Muerto, Región de Atacama: escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería: 45 pp. Santiago.
- NARANJO, J. A.; VILLA, V.; RAMÍREZ, C. & PÉREZ DE ARCE, C. 2018. Volcanism and tectonism in the southern Central Andes: Tempo, styles, and relationships. *Geosphere*. Vol. **14**, (2): 626-641.
- NIEMEYER, H. & URRUTIA, C. 2010. Strike-slip along the Sierra de Varas Fault (Cordillera de Domeyko Fault-System), northern Chile. *Andean Geology*. Vol. **36**, (1): 37-50. Santiago.
- NORINI, G.; BAEZ, W.; BECCHIO, R.; VIROMANTE, J.; GIORDANO, G.; ARNOSIO, M.; PINTON, A. & GROPELLI G. 2013. The Calama-Olacapato-El Toro fault system in the Puna Plateau, Central Andes: Geodynamic implications and stratovolcanoes emplacement. *Tectonophysics*. Vol. **608**: 1280-1297.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S. R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*. Vol. **58**: 63-81.
- PETRINOVIC, I. A.; GROSSE, P.; GUZMÁN, S. & CAFFE, P. J. 2017. Evolución del volcanismo Cenozoico en la Puna Argentina. Congreso Geológico Argentino N° 20: 469-483. Tucumán.
- PHILPOTTS, J. A. & SCHNETZLER, C. C. 1968. Europium anomalies and the genesis of basalt. *Chemical Geology*. Vol. **3**, (1): 5-13.
- RAMÍREZ, C. & GARDEWEG, M. 1982. Hoja Toconao, Región de Antofagasta: escala 1:250.000. Servicio Nacional de Minería y Geología: 117 pp. Santiago.
- REIMANN, C.; FILZMOSE, P.; GARRETT, R. & DUTTER, R. 2011. Statistical data analysis explained: applied environmental statistics with R. John Wiley & Sons: 350 pp. West Sussex.

- RICHARDS, J. P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*. Vol. **98**, (8): 1515-1533.
- RICHARDS, J. P. & VILLENEUVE, M. 2002. Characteristics of late Cenozoic volcanism along the Archibarca lineament from Cerro Llullaillaco to Corrida de Cori, northwest Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **116**, (3-4): 161-200.
- RIQUELME, R.; HÉRAIL, G.; MARTINOD, J.; CHARRIER, R. & DARROZES, J. 2007. Late Cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert (26 S–28 S). *Geomorphology*. Vol. **86**, (3-4): 283-306.
- RODRÍGUEZ, M. P.; AGUILAR, G.; URRESTY, C. & CHARRIER, R. 2015. Neogene landscape evolution in the Andes of north-central Chile between 28 and 32 S: interplay between tectonic and erosional processes. *Geological Society, London, Special Publications*. Vol. **399**, (1): 419-446.
- ROLLINSON, H. R. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Routledge: 352 pp. Nueva York.
- SCHELLART, W. P. & RAWLINSON, N. 2010. Convergent plate margin dynamics: New perspectives from structural geology, geophysics and geodynamic modelling. *Tectonophysics*. Vol. **483**, (1-2): 4-19.
- SCHNURR, W. B. W.; TRUMBULL, R. B.; CLAVERO, J.; HAHNE, K.; SIEBEL, W. & GARDEWEG, M. 2007. Twenty-five million years of silicic volcanism in the southern central volcanic zone of the Andes: geochemistry and magma genesis of ignimbrites from 25 to 27 S, 67 to 72 W. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **166**(1): 17-46.
- SILVA, S. L. d. 1989. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology*. Vol. **17**, (12): 1102-1106.
- SOLARI, M.; VENEGAS, C.; MONTECINO, D.; ASTUDILLO, N.; CORTÉS, J.; BAHAMONDES, B. & ESPINOZA, F. 2017. Geología del Área Imilac-Quebrada Guanaqueros, Región de Antofagasta: escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería: 88 pp. Santiago.
- STERN, C. R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*. Vol. **31**, (2): 161-206.
- STERN, R. J. 2002. Subduction zones. *Reviews of geophysics*. Vol. **40**, (4): 3-1.
- SUN, S.S. & MCDONOUGH, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*. Vol. **42**, (2): 313-345.

- TANG, M.; RUDNICK, R.L.; MCDONOUGH, W.F.; GASCHING, R.M. & HUANG, YU. 2015. Europium anomalies constrain the mass of recycled lower continental crust. *Geology*. Vol. **43**, (8): 703-706.
- TASSARA, A. & YÁÑEZ, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47 S). *Revista Geológica de Chile*. Vol. **30**, (2): 159-186. Santiago.
- TIBALDI, A.; BONALI, F. L. & CORAZZATO, C. 2017. Structural control on volcanoes and magma paths from local-to orogen-scale: The central Andes case. *Tectonophysics*. Vol. **699**: 16-41.
- TIBALDI, A.; CORAZZATO, C. & ROVIDA, A. 2009. Miocene-Quaternary structural evolution of the Uyuni-Atacama region, Andes of Chile and Bolivia. *Tectonophysics*. Vol. **471**, (1-2): 114-135.
- TIBALDI, A.; PASQUARE, F. & TORMEY, D. 2010. Volcanism in reverse and strike-slip fault settings. *New frontiers in integrated solid earth sciences*: 315-348.
- TOMLINSON, A.J.; CORNEJO, P. & MPODOZIS, C. 2003. Geología de la Hoja Potrerillos, Región de Atacama: escala 1:100.000. Versión Digital: Servicio Nacional de Geología y Minería: 32 pp. Santiago.
- TRUMBULL, R. B.; RILLER, U.; ONCKEN, O.; SCHEUBER, E.; MUNIER, K. & HONGN, F. 2006. The time-space distribution of Cenozoic volcanism in the South-Central Andes: a new data compilation and some tectonic implications. *The Andes: active subduction orogeny*. Springer: 29-43. Berlín.
- TSAY, A.; ZAJACZ, Z. & SÁNCHEZ-VALLE, C. 2014. Efficient mobilization and fractionation of rare-earth elements by aqueous fluids upon slab dehydration. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **398**: 101-112.
- VILLA, V.; RAMÍREZ, C.; FERRANDO, R.; MONTECINO, D. & LIENLAF, M. 2019. Geología de las Áreas Salar Punta Negra y Cerro Sur Bayo, Región de Antofagasta: escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería: 130 pp. Santiago.
- WEILL, D. F. & DRAKE, M. J. 1973. Europium anomaly in plagioclase feldspar: experimental results and semiquantitative model. *Science*. Vol. **180**, (4090): 1.059-1.060.
- WILSON, M. 1993. Magmatic differentiation. *Journal of the Geological Society*. Vol. **150**, (4): 611-624.
- WÖRNER, G.; HARMON, R. S.; DAVIDSON, J.; MOORBATH, S.; TURNER, D. L.; MCMILLAN, N.; NYES, C.; LÓPEZ-ESCOBAR, L. & MORENO, H. 1988. The Nevados de Payachata volcanic region (18 S/69 W, N. Chile) I. Geological, geochemical, and isotopic observations. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **50**: 287-303.

WÖRNER, G.; MAMANI, M. & BLUM-OESTE, M. 2018. Magmatism in the central Andes. *Elements*. Vol. **14**, (4): 237-244.

ZHENG, Y. 2019. Subduction zone geochemistry. *Geoscience Frontiers*. Vol. **10**, (4): 1.223-1.254.

## **ANEXOS**

## ÍNDICE DE ANEXOS

<b>Anexo</b>		<b>Página</b>
I.	Base de datos completa de muestras con información geoquímica .....	73
II.	Diagramas Pairplot para elementos mayores y elementos traza .....	74
III.	Influencia de las variables en elementos mayores y traza .....	76
IV.	<i>Scree plots</i> de elementos mayores y traza .....	77

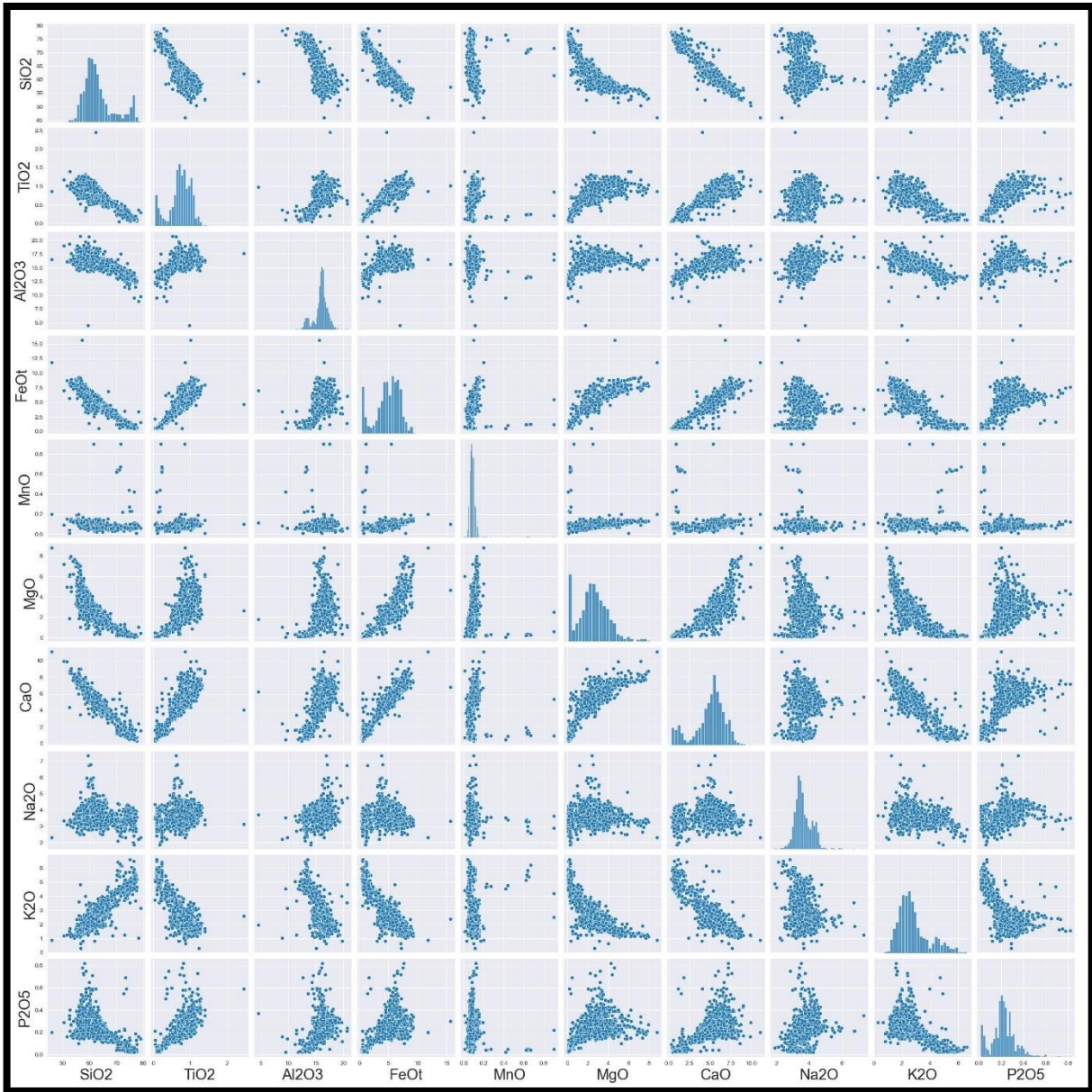
## ANEXO I.

**Base de datos completa de muestras con información geoquímica.** Se incluye el tipo de muestra, su edad, coordenadas, elementos mayores (%wt) y elementos traza (ppm). Ingresar a [base de datos](#) para verla la planilla completa.

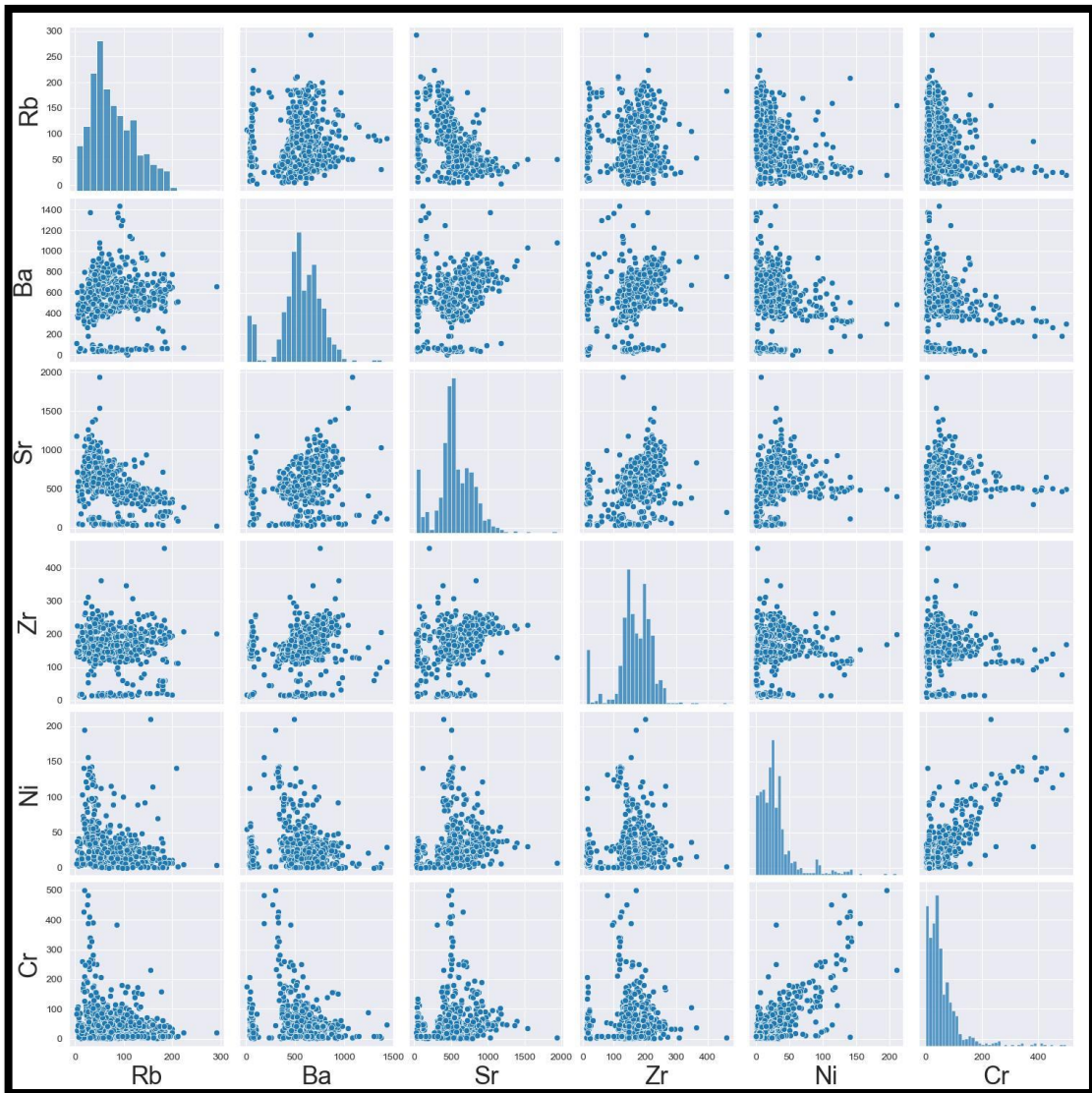
## ANEXO II.

Diagramas *Pairplot* para elementos mayores (a) y elementos traza (b). En base al análisis de correlación lineal.

a) Elementos mayores



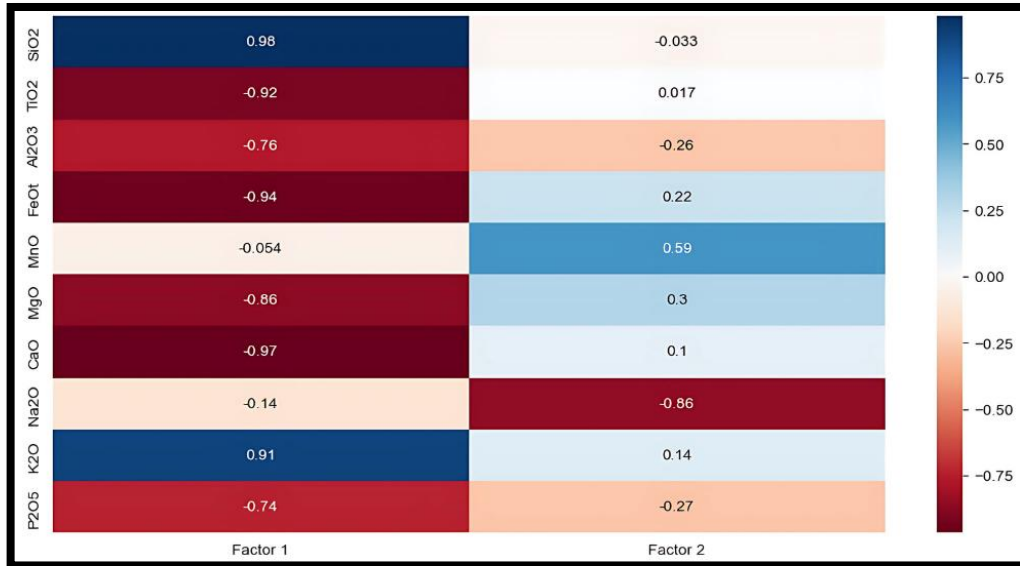
## b) Elementos traza



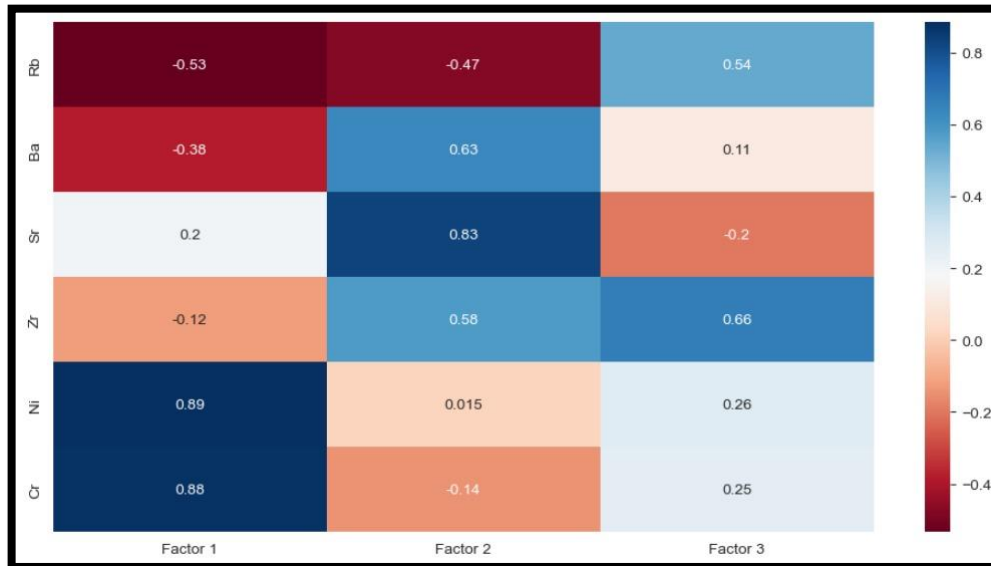
### ANEXO III.

**Influencia de las variables en elementos mayores (a) y traza (b).** En base al análisis de componentes principales.

#### a) Elementos mayores



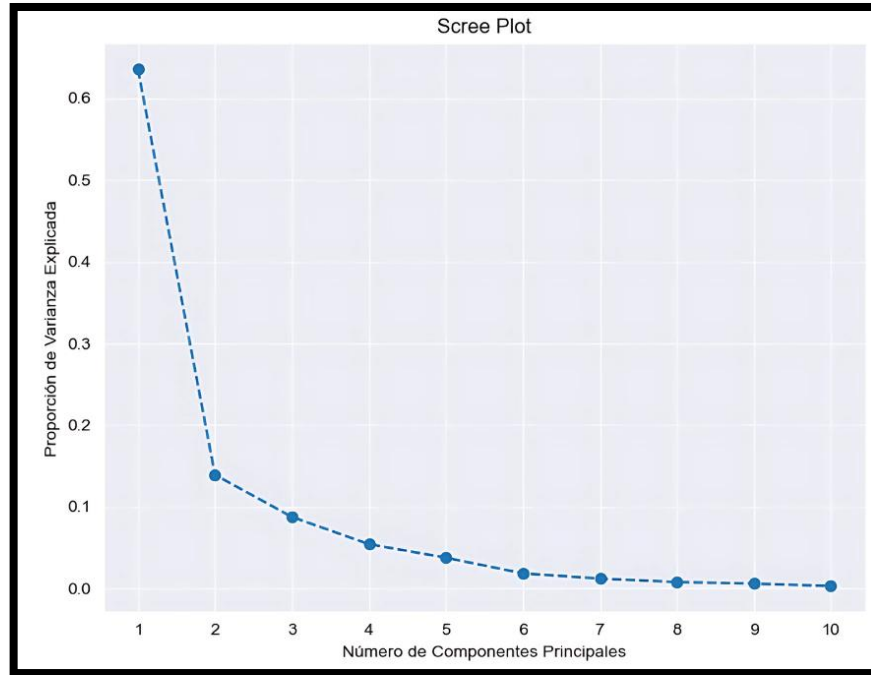
#### b) Elementos traza



## ANEXO IV.

Scree plots de elementos mayores (a) y traza (b). En base al análisis de componentes principales.

a) Elementos mayores



b) Elementos traza

