



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

EVOLUCIÓN MAGMÁTICA DEL SECTOR CENTRAL DEL CAMPO VOLCÁNICO MONOGENÉTICO EL NEGRILLAR, ANDES CENTRALES, CHILE

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN
GEOLOGÍA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

DANIELA ANDREA PARRA ENCALADA

PROFESORA GUÍA:

PATRICIA LARREA MÁRQUEZ

PROFESOR CO-GUÍA:

BENIGNO GODOY NEIRA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

DIEGO MORATA CÉSPEDES

SERGIO SALINAS SÁNCHEZ

Este trabajo ha sido financiado por la Agencia Nacional de Investigación y Desarrollo de Chile (ANID) FONDECYT de INICIACIÓN #11200293 y FONDAP #15090013, #15200001 y ACE210005 (Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, CEGA).

SANTIAGO DE CHILE

2022

**RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL
TÍTULO DE: GEÓLOGA Y GRADO DE
MAGÍSTER EN CIENCIAS MENCIÓN GEOLOGÍA
POR: Daniela Andrea Parra Encalada
FECHA: 2022
PROFESORA GUÍA: Patricia Larrea Márquez**

RESUMEN

El campo volcánico El Negrillar se ubica en los Andes Centrales en la latitud 24.18°S y longitud 68.25°O, al sur del Salar de Atacama. Está constituido por 84 fases eruptivas procedentes de 35 centros eruptivos menores los cuales se distribuyen en tres clusters principales: El Negrillar Norte (NEN), El Negrillar Central (CEN) y El Negrillar Sur (SEN). La presente Tesis de Magíster se enfoca en el estudio de El Negrillar Central, compuesto de 27 coladas de lava emitidas por 11 centros eruptivos, que emplazó 2.3 km³ de magma (2.1 km³ DRE, considerando su vesicularidad), superando en más de un orden de magnitud el volumen emitido por otros clusters monogenéticos de la región del Salar de Atacama.

La metodología del presente trabajo utiliza herramientas cartográficas de Sistemas de Información Geográficas (GIS) para delinear las diferentes fases eruptivas de CEN y generar un mapa detallado de flujos de lava, permitiendo estimar el volumen emitido por cada centro eruptivo. Este análisis fue posible gracias a la paleoreconstrucción de los flujos de lava que se encontraban cubiertos por fases eruptivas más jóvenes; permitiendo analizar la variación en el aporte magmático durante la erupción. Se analizó la composición de los flujos de lava de CEN y se identificó que las lavas andesíticas representan más del 74 % del volumen generado por el clúster. Las características físicas y la variación composicional de los centros eruptivos de CEN sugiere una fuerte incidencia de los factores externos que afectaron el desarrollo de su actividad eruptiva (estructuras, sistemas de fallas e hidrogeología de la zona).

La composición de los flujos de lava varía de andesitas basálticas a dacitas, con contenidos de 53.07-65.29 wt.% de SiO₂ y 4.4-7.3 wt.% de Na₂O + K₂O. Los diagramas bivariantes de elementos mayores mostraron una disminución de FeO^T (3.9-7.7 wt.%), MgO (1.9-7.9 wt.%), TiO₂ (0.7-1.3 wt.%), CaO (4.1-8.7 wt.%) y P₂O₅ (0.3-0.5 wt.%) a medida que aumenta el contenido de SiO₂. Las concentraciones de Al₂O₃ (16-17 wt.%) y Na₂O (3.3-4.5 wt.%) no muestran una tendencia bien definida con el aumento de SiO₂, mientras que el contenido de K₂O (1.1-2.8 wt.%) exhibe una tendencia positiva con el aumento de SiO₂. Se identificó que los centros eruptivos de CEN exhiben concentraciones de Ni (19- 140 ppm), Sc (7-31 ppm) y Cr (31-427 ppm) relativamente más bajas que otros centros eruptivos monogenéticos máficos de la ZVC. La única excepción es Blanca, el centro eruptivo de composición más máfica de CEN (andesita basáltica), el cual muestra un contenido elevado de estos tres elementos (Ni 140 ppm; Sc 31 ppm; Cr 427 ppm). Adicionalmente, un diagrama multielementos normalizado a N-MORB muestra un enriquecimiento de LREE y empobrecimiento de HREE, elementos que además exhiben concentraciones significativamente más bajas que otros centros monogenéticos máficos de la ZVC que presentan patrones similares. Los valores ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (0.51241- 0.51252), ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.70628-0.70696), ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (18.681-18.754), ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb (15.624-15.641) y ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb (38.55-38.77) obtenidos se interpretan como firmas magmáticas de arco, y se encuentran dentro del rango isotópico de los volcanes del segmento sur de la ZVC.

El análisis composicional de los centros eruptivos de CEN se relacionan mediante un proceso de cristalización fraccionada (CF) y asimilación. Las composiciones isotópicas de Sr-Nd-Pb permitieron caracterizar la fuente del manto de los fundidos de CEN, señalando una mezcla entre un componente de manto enriquecido tipo 1 (EM1) y tipo 2 (EM2) posiblemente debido a una mezcla de la litosfera subcontinental en el manto e incidencia de la corteza continental durante la evolución magmática del clúster. Además, las relaciones de elementos trazas indican una fuente del manto enriquecida en granate y una similitud composicional con los productos volcánicos de la zona del trasarco, sugiriendo una génesis similar entre el volcanismo máfico monogenético del trasarco y los centros eruptivos de CEN.

**RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL
TÍTULO DE: GEÓLOGA Y GRADO DE
MAGÍSTER EN CIENCIAS MENCIÓN GEOLOGÍA
POR: Daniela Andrea Parra-Encalada
FECHA: 2022
PROFESORA GUÍA: Patricia Larrea Márquez**

ABSTRACT

The El Negrillar volcanic field is located in the Central Andes at 24.18°S, 68.25°W, to the south of the Salar de Atacama. Comprises 84 eruptive phases from 35 minor eruptive centers which are distributed in three main clusters, accordance with their relative position to the Socompa volcano debris avalanche deposit (DAD): El Negrillar Norte (ENN), El Negrillar Central (CEN) and El Negrillar Sur (ENS). The present Master Thesis focuses on the study of El Negrillar Central, made up of 27 lava flows erupted by 11 eruptive centers, which emitted 2.3 km³ of magma (2.1 km³ DRE, without vesicles) exceeding by more than an order of magnitude the volume emitted by other monogenetic clusters in the Salar de Atacama region (e.g., El País, Tilocálar Norte, Tilocálar Sur, La Albóndiga and Cerro Overo).

Our methodology uses GIS mapping tools to delineate the different CEN eruptive phases to create a detailed lava flow map, allowing us to estimate the volume emitted by each eruptive center. This analysis was also possible through the paleoreconstruction of the buried lava flows, allowing the determination of the variation in the magma supply. The CEN lava flows were analyzed to determine their composition. Andesitic lavas represented more than 74% of the volume generated by the cluster. The physical characteristics and compositional variation of the CEN eruptive centers suggest a strong control of external factors that affected the development of the eruptive activity (structures, fault systems and hydrogeology of the area).

The composition of the lava flows ranges from basaltic andesites to dacites, with contents of 53.07-65.29 wt.% SiO₂ and 4.4-7.3 wt.% Na₂O + K₂O. Bivariate diagrams of major elements showed a decrease in FeO^T (3.9-7.7 wt.%), MgO (1.9-7.9 wt.%), TiO₂ (0.7-1.3 wt.%), CaO (4.1-8.7 wt.%) and P₂O₅ (0.3-0.5 wt.%) as SiO₂ content increases. The concentrations of Al₂O₃ (16-17 wt.%) and Na₂O (3.3-4.5 wt.%) do not show a well-defined trend with increasing SiO₂, while the K₂O content (1.1-2.8 wt.%) exhibits a positive trend with increasing SiO₂. Trace element concentration was also analyzed relative to SiO₂ content. It was identified that the CEN eruptive centers exhibit lower Ni (19-140 ppm), Sc (7-31 ppm) and Cr (31-427 ppm) concentrations than other monogenic mafic eruptive centers in the CVZ. The only exception is Blanca, the most mafic eruptive center of CEN (basaltic andesite, SiO₂ 53.1 wt.%, MgO 7.9 wt.% and CaO 8.7 wt.%), which shows an elevated content of these three elements (Ni 140 ppm; Sc 31 ppm; Cr 427 ppm). Incompatible elements such as Ba, La, Sr and Rb show a positive correlation with the increase of SiO₂ and their high concentrations stand out with respect to other mafic centers of the CVZ. Additionally, a multi-element diagram normalized to N-MORB shows an enrichment of LREE and depletion of HREE elements; however, the concentration of these elements is significantly lower compared with other monogenetic centers of the CVZ with similar patterns. Finally, the ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (0.51241-0.51252), ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.70628-0.70696), ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (18.681-18.754), ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb (15.624-15.641) and ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb (38.55-38.77) values obtained are interpreted as arc magmatic signatures, and are within the isotopic range of the volcanoes located in the southern segment of the CVZ.

The compositional analysis of the CEN eruptive centers is related by a process of fractional crystallization (CF), and to a very low degree of cortical assimilation which affected the youngest eruptive centers. Sr-Nd-Pb isotopic compositions allowed characterizing the mantle source of the CEN melts, pointing to a mixture between an enriched mantle component type 1 (EM1) and type 2 (EM2) possibly due to a mixing of the subcontinental lithosphere into the mantle and continental crust during the magmatic evolution of the cluster. In addition, trace element ratios indicate a garnet-enriched mantle source and compositional similarity with the volcanic products of the back-arc zone, suggesting a similar genesis between the monogenetic mafic volcanism of the back-arc and the CEN eruptive centers.

AGRADECIMIENTOS

Esta tesis de Magíster no habría sido posible de no ser por el apoyo de la Agencia Nacional de Investigación y Desarrollo de Chile (ANID), FONDECYT de INICIACIÓN #11200293 adjudicado por la Dra. Patricia Larrea para el desarrollo de su proyecto *Evolution of a Mafic Monogenetic Volcanic Field Within the Main Arc of the Central Andes* y al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), FONDAP #15090013 y #15200001. No solo agradezco el financiamiento de esta Tesis de Magíster, también su confianza y apoyo durante estos 2 años de programa. Además, para la realización del cálculo de volúmenes de esta tesis se utilizó el TanDEM - Modelo digital de elevación de 12 m de resolución (Krieger et al., 2007), facilitado por el Dr. Pablo Grosse, a quien se agradece su contribución.

En primer lugar, quiero agradecer a los distintos organismos y entidades que me han apoyado durante mi pregrado y postgrado en diferentes instancias de aprendizaje. Al *Programa de Movilidad Estudiantil* de la FCFM (PME beauchef), por otorgarme una beca para realizar mi intercambio estudiantil en la *École Nationale Supérieure de Géologie* (ENSG) y, por la adjudicación de la *Global Leadership Award*, premio que me permitió viajar a realizar una práctica profesional internacional. A la ENSG, por darme la oportunidad de realizar un semestre de intercambio en su institución, sin duda una experiencia llena de aprendizajes, tanto cultural como científico. Al *Laboratoire Magmas et Volcans* (LMV), *Centre National de la Recherche Scientifique* (CNRS), *Institut de recherche pour le développement* (IRD), *University of Clermont-Ferrand* y, en particular a la Dra. Valérie Cayol junto a quien realicé mi última práctica profesional en el LMV, agradezco todo el conocimiento, tanto académico como personal, compartido y por la gran oportunidad de trabajar en el LMV. Al CEGA, por el apoyo en el desarrollo de mis proyectos de investigación y mi formación como científica, también agradezco la ayuda que me han otorgado para participar en congresos internacionales y nacionales.

También, agradecer a mi profesora guía Dra. Patricia Larrea por darme la oportunidad llevar a cabo esta investigación, a MS. Sergio Salinas por infinitas conversaciones sobre volcanología, las clases personalizadas de ArcGIS y su paciencia y buena disposición para enseñar, a Benigno, por las reuniones para hablar de geoquímica. Gracias a los tres por compartir su conocimiento conmigo y por siempre generar espacios para discutir sobre ciencia.

Patri, desde que rompí la sección transparente de El Pedregal y solo encontré palabras de apoyo de tu parte supe que había elegido a una excelente mentora en este camino. Gracias por confiar en mí, por darme nuevas responsabilidades, por tus consejos tanto académicos como personales, por verme como un par en la investigación y no solo una estudiante. Por tu

consejo de que una buena investigadora debe cumplir con 3 requisitos: paso corto, vista larga y mala leche; y por mostrarme una visión más humana de la investigación cuando notaste que cumplía con esos requisitos, pero que podía llevarlos un poco al extremo. Gracias por mostrarme una academia honesta, transparente y colaborativa, hacer ciencia debería ser así siempre. Espero sigamos creando ciencias juntas por muchos años más.

También quiero agradecer a las y los profesores que me han formado como geóloga y como persona durante estos 7 años de pregrado y postgrado. Dr. Diego Morata por darme la oportunidad y la confianza de trabajar junto al CEGA y como su auxiliar, por las conversaciones sobre Petrología y por siempre mostrar interés en mis proyectos académicos y personales. Dra. Luisa Pinto, con quien realicé mi primera investigación, gracias por mostrarme una visión de la ciencia como un puente de conocimiento a la sociedad. Dr. Angelo Castruccio, gracias por las innumerables cartas de recomendación, por su buena disposición aun cuando tenía mil cosas por hacer, por permitirme trabajar junto a usted como auxiliar/ayudante y en sus proyectos. DT. Sebastián Espoz, gracias por abrirme las puertas del balonmano, por mostrarme que los logros se construyen en equipo y, a pensar fríamente en momentos donde nos controlan las emociones.

Un agradecimiento especial al grupo de PetroUCH, por compartir su pasión por la Petrología y por los viernes de discusiones y presentaciones. En particular al team El Negrillar: Cami, Rube, Mati, Bele y Deb, los minions oficiales; gracias por todas las risas y conversaciones, por los momentos vividos en terreno, ha sido un placer formar parte de un equipo de investigación con personas tan bacanes, comprometidas y apañadoras.

Un agradecimiento especial a quienes he tenido el honor de hacerles clases auxiliares y ayudantías, tanto en la Escuela de Ingeniería como del Departamento de Geología. Su curiosidad y ganas de aprender han sido el motor principal de mi pasión por la docencia.

También quiero agradecer a todas las personas que formaron parte de mi vida durante estos 7 años. A mis amigos de plan común que hicieron y siguen haciendo muy feliz mi día a día: Kaschel, Leo, Pingüino, Diego, Iani y Claudito. A la geogeneración brutal, por aceptarme con los brazos abiertos cuando llegue de intercambio y por siempre sacarme una sonrisa, en especial: Gutito, Foncho, Paula, Seba y Cami. A la Javi y la Angela, por el apaño en momentos de alto estrés. A La Javi J., por darme apoyo siempre sin esperar nada a cambio, eres una mujer maravillosa. A Frijol, por las locuras en el intercambio y el apaño en los viajes (y hospitales). A la Fran M., mi partner académica, gracias por las largas conversaciones, tus palabras de aliento y tu honesta amistad. A las niñas de handball, en particular: Coi, Luli, Cami, Poli y Ale, gracias por tantas risas y momentos de carrete. A las mujeres de Andinas

Chile, en especial al núcleo: Amanda, Gilla, Vanne, Fran, Cami, Gabi y Ale, por compartir conmigo su sueño de una ciencia con perspectiva de género e inclusiva. A la Coti, por llegar en el momento justo a mi vida, gracias por tu cariño y los momentos bonitos juntas, espero sean muchos más.

También quiero agradecer infinitamente a mis amigas de la vida: Clau, Ilana, DaniS y DaniC. Estos años en la universidad no hubieran sido lo mismo sin ustedes. Gracias por los momentos de risas y de llanto, por su apoyo incondicional en cada momento de mi vida y por ser mis más grandes alentadoras. Estoy demasiado orgullosa de ser amiga de mujeres tan maravillosas como ustedes.

Quiero agradecer a mis padres y a mis hermanos, por todo el cariño que me entregan día a día. Mamá y papá, gracias por inculcarme la curiosidad y el amor por el conocimiento y por ser un ejemplo de esfuerzo y dedicación; por enseñarme que siempre tenemos que seguir nuestros sueños a pesar de las barreras sociales, culturales y/o etarias que pueden aparecer en el camino.

Finalmente, quiero dedicar esta Tesis de Magíster a Blanca, quien me acompañó durante 14 años de vida. El amor de las mascotas es realmente puro, nunca esperan nada a cambio, gracias por compartir tu vida conmigo y por completar la mía.

I would venture to guess that Anon, who wrote so many poems without signing them, was often a woman.

Virginia Woolf, *A Room of One's Own*

*Para
Blanca*

TABLA DE CONTENIDO

CAPÍTULO 1 - INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. PRESENTACIÓN	1
1.2. OBJETIVO DE ESTUDIO	2
1.2.1. <i>Generales</i>	2
1.2.2. <i>Específicos</i>	3
1.3. HIPÓTESIS DE TRABAJO.....	3
1.4. TRABAJOS PREVIOS EN LA REGIÓN DEL SALAR DE ATACAMA.....	3
1.4.1. <i>Centros eruptivos cercanos de El Negrillar</i>	4
1.4.2. <i>Trabajos previos en El Negrillar</i>	4
CAPÍTULO 2 - MARCO GEOLÓGICO.....	6
2.1. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	6
2.1.1. <i>Configuración de los Andes Centrales</i>	6
2.1.2. <i>El Plateau Altiplano-Puna y su relación con la estructura litosférica subyacente</i>	7
2.1.3. <i>Volcanismo máfico y delaminación del plateau de la Puna</i>	9
2.2. MARCO GEOLÓGICO LOCAL	10
2.2.1. <i>Complejo Volcánico Altiplano Puna (APVC)</i>	10
2.2.2. <i>Cuerpo de Magma Altiplano-Puna (CMAP)</i>	11
2.2.3. <i>Configuración tectónica e hidrogeología del área de estudio: Sector del Salar de Atacama</i>	12
CAPÍTULO 3 - MATERIALES Y MÉTODOS.....	13
3.1. MARCO TEÓRICO.....	13
3.1.1. <i>Morfología de los flujos de lava</i>	13

3.1.1.1.	Lavas Aa:.....	13
3.1.1.2.	Lavas en bloque.....	13
3.1.2.	<i>ArcGIS: herramientas de interpolación y estimación volumétrica</i>	14
3.1.2.1.	Línea de interpolación.....	14
3.1.2.2.	Diferencia de superficie.....	14
3.1.3.	<i>Estimación de los parámetros físicos de los flujos de lava</i>	14
3.1.3.1.	Viscosidad bulk y tasa de eruptiva.....	14
3.1.3.2.	Tiempo de emplazamiento del flujo.....	16
3.1.4.	<i>Fluorescencia de rayos X (XRF)</i>	16
3.1.5.	<i>Espectrómetro de masas de plasma de acoplamiento inductivo multicolector (MC-ICPMS)</i>	17
3.2.	MUESTRAS.....	18
3.3.	METODOLOGÍA.....	19
3.3.1.	<i>Mapeo geológico</i>	19
3.3.2.	<i>Estrategia de muestreo</i>	20
3.3.3.	<i>Análisis petrológico y geoquímico</i>	20
3.3.4.	<i>Análisis de elementos traza</i>	20
3.3.5.	<i>Análisis isotópico</i>	21
3.3.6.	<i>Tratamiento de bases de datos</i>	22
3.3.7.	<i>Estimación volumétrica</i>	23
3.3.8.	<i>Estimación de los parámetros morfométricos y reológicos</i>	23
3.4.	PRESENTACIÓN DE LOS RESULTADOS.....	24
CAPÍTULO 4 - EVOLUCIÓN FÍSICA Y VOLUMÉTRICA DEL CLÚSTER		
MONOGENÉTICO EL NEGRILLAR CENTRAL, ANDES ENTRALES, CHILE.....26		

4.1. INTRODUCCIÓN.....	26
4.2. RESULTADOS	26
4.2.1. <i>Estilo eruptivo, morfología y desarrollo del clúster ENC</i>	26
4.2.2. <i>Petrografía de las lavas de ENC</i>	29
4.2.3. <i>Composición de los flujos de lava de ENC</i>	32
4.2.4. <i>Evolución volumétrica por centro de emisión y fase eruptiva</i>	33
4.2.5. <i>Reología de los flujos de lava de El Negrillar Central: aproximación morfométrica</i> 35	
4.3. DISCUSIÓN.....	37
4.3.1. <i>Evolución física y composicional de ENC</i>	37
4.3.2. <i>Influencia de los factores externos e internos en CEN</i>	38
4.3.3. <i>Comparación con los centros monogenéticos CEC del sector del Salar de Atacama</i> 39	
4.3.4. <i>CEN y su relación con los otros clusters de El Negrillar: ¿tendencia local?</i>	40
4.4. CONCLUSIONES.....	42
CAPÍTULO 5 - EVOLUCIÓN MAGMÁTICA DE EL NEGRILLAR CENTRAL, ANDES CENTRALES, CHILE.....	44
5.1. INTRODUCCIÓN.....	44
5.2. MUESTRAS Y PROCEDIMIENTOS	44
5.3. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL	45
5.3.1. <i>Elementos mayores</i>	45
5.3.2. <i>Elementos traza</i>	47
5.3.3. <i>Geoquímica isotópica Sr-Nd-Pb</i>	53
5.4. DISCUSIÓN.....	56

5.4.1. Fuente del manto: ¿delaminación o fusión del slab?.....	57
5.4.2. Diferenciación magmática por CF: génesis de las lavas de El Negrillar Central ...	59
5.4.3. Evolución de los procesos magmáticos de El Negrillar Central.....	63
5.5. CONCLUSIONES.....	65
CAPÍTULO 6 - CONSIDERACIONES FINALES	67
CAPÍTULO 7 - BIBLIOGRAFÍA.....	70
CAPÍTULO 8 - MATERIAL SUPLEMENTARIO ONLINE.....	78

CAPÍTULO 1 - INTRODUCCIÓN

1.1. PRESENTACIÓN

Las zonas de subducción son lugares importantes de intercambio de masa entre la corteza y el manto terrestre. El proceso de reciclaje de la corteza que transporta material sedimentario y la fusión de la cuña del manto hace que estos márgenes activos sean los lugares donde se produce la mayor parte del volcanismo explosivo de la Tierra y, por tanto, los sitios de mayores amenazas geológicas para los seres humanos. Los Andes, una cadena montañosa que se extiende por más de 7,500 km a lo largo del margen occidental de Sudamérica, desde la costa del Caribe en el norte hasta Cabo de Hornos en el sur, representa uno de los mejores ejemplos de zona de subducción. Este cinturón contiene una de las cadenas volcánicas más grandes y activas del mundo, generada por la subducción de las placas de Nazca y Antártica por debajo de la placa Sudamericana. El volcanismo en la cadena se divide en cuatro segmentos principales: Zonas Volcánicas Norte, Central, Sur y Austral (Ramos y Alemán, 2000). La Zona Volcánica Central (ZVC) se extiende a lo largo de ~1,800 km por el sur de Perú, el oeste de Bolivia, el noreste de Chile y el noroeste de Argentina (Fig. 1A). Se caracteriza por el desarrollo de una corteza continental gruesa y débil generada por una combinación de procesos de subducción y acortamiento tectónico (e.g., Kley et al., 1999), lo cual permitió la construcción del plateau Altiplano-Puna (Fig. 1A), el segundo más grande del mundo después del Tibetano.

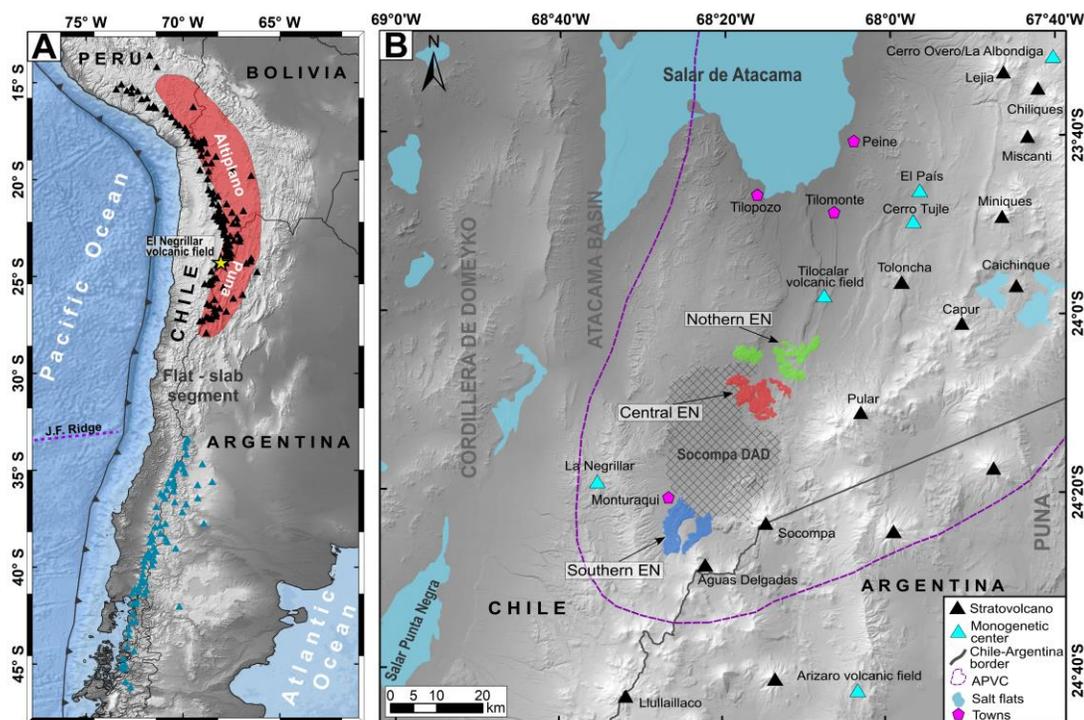


Figura 1. (A) Mapa del borde occidental de Sudamérica, indicando la zona de subducción entre la placa de Nazca y Sudamericana; se presenta la ubicación global aproximada del campo volcánico El Negrillar (estrella amarilla). En rojo se presenta el área aproximada que abarca el plateau Altiplano-Puna y, los triángulos, indican los volcanes compuestos de la Zona Volcánica Central (ZVC; en negro) y Sur (ZVS, en azul) (*Global Volcanism Program*, 2013). La imagen base del mapa

corresponde al Modelo Digital de Elevación SRTM de 1 arco. **(B)** Modelo Digital de Elevación SRTM de El Negrillar y otros Centros monogenéticos y estratovolcanes de la ZVC. Se muestra la subdivisión de El Negrillar (EN) en sus tres grupos: EN Norte (NEN; área verde), EN Central (CEN; área roja), y EN Sur (SEN; área azul). La línea discontinua morada muestra el límite sur del Complejo Volcánico Altiplano-Puna (CVAP). Los pentágonos magenta indican las localidades de la región del Salar de Atacama.

La ZVC exhibe una amplia diversidad de morfologías volcánicas desarrolladas desde el Oligoceno tardío, incluyendo volcanes compuestos, calderas de colapso, mesetas ignimbríticas, domos de lava y clusters volcánicos monogenéticos. Aun cuando gran parte de los estudios realizados en la ZVC se han enfocado en los grandes estratovolcanes evolucionados, donde más de 44 se encuentran activos o potencialmente activos (de Silva y Francis, 1991), el volcanismo monogenético es recurrente, potencialmente muy destructivo (e.g., Magill y Blong, 2005; Siebe y Macías, 2006; Kereszturi et al., 2014) y, de gran importancia petrogenética en la etapa magmática actual de la zona de subducción (Godoy et al., 2019). A pesar de que este volcanismo es volumétricamente menor en el contexto del arco andino, a diferencia de los volcanes compuestos, se puede desarrollar en zonas sin registro magmático previo y en ausencia de precursores eruptivos menores de corta duración (e.g., Luhr et al., 1993), dando lugar a potenciales riesgos volcánicos que podrían afectar a las localidades aledañas. Por tanto, el estudio del volcanismo monogénico en la ZVC es crítico para una mejor mitigación de los riesgos volcánicos.

Este trabajo se centra en El Negrillar Central (CEN), uno de los tres clusters principales del campo volcánico monogenético El Negrillar (Fig. 1B, El Negrillar Norte, Central y Sur), nombrados según su distribución relativa al depósito de avalancha del volcán Socompa (*Socompa DAD* en la Fig. 1B), generada hace ~7,000 años producto del colapso del flanco noroeste del edificio volcánico principal (Ramírez, 1988). Aunque la actividad volcánica en CEN ha sido principalmente efusiva, permitiendo el desarrollo de grandes flujos de lava, hay evidencia de actividad explosiva menor asociada a maares y conos de escoria en el clúster, sugiriendo interacción del magma con aguas subterráneas durante el desarrollo de la erupción; asimismo, se ha determinado que la actividad explosiva se asocia a una etapa temprana del desarrollo del clúster, debido a la volcanoestratigrafía relativa de los productos volcánicos de éste. A pesar de que CEN ha sido referido en diversos trabajos que tratan sobre el volcanismo de los Andes Centrales (e.g., Déruelle, 1982; Harmon et al., 1984; Déruelle et al., 1996; Ramírez, 1988), este clúster no ha sido estudiado en detalle a la fecha; por tanto, la presente Tesis de Magíster estudia por primera vez la evolución física y química de las fases eruptivas de CEN.

1.2. OBJETIVO DE ESTUDIO

1.2.1. Generales

El objetivo general del presente trabajo es determinar la evolución física y composicional de la actividad efusiva del clúster monogenético El Negrillar Central, e identificar la naturaleza de su fuente magmática y los procesos petrogenéticos asociados a su evolución.

1.2.2. *Específicos*

1. Establecer la cartografía y volcanoestratigrafía relativa de las fases eruptivas de CEN.
2. Identificar las características morfológicas de los flujos de lava y centros eruptivos de CEN.
3. Determinar las características morfométricas de los flujos de lava y centros eruptivos de CEN.
4. Estimar las propiedades físicas de los flujos de lava de CEN.
5. Analizar la variación composicional de elementos mayores, trazas e isótopos dentro del clúster.
6. Determinar por medio del estudio composicional de elementos mayores y trazas los procesos petrogenéticos relacionados a la evolución magmática de CEN.
7. Estudiar las relaciones isotópicas de Sr-Nd-Pb de las fases eruptivas de CEN y establecer el origen y naturaleza de su fuente magmática.

1.3. HIPÓTESIS DE TRABAJO

Los Andes Centrales exhiben una configuración compleja en comparación a otros arcos volcánicos, su corteza excepcionalmente gruesa (~70 km) y frágil ha permitido el desarrollo de actividad tectónica diferente a la de subducción, la cual se ha manifestado principalmente en las zonas del arco principal y de trasarco como sistemas de pliegues, estructuras y fallas extensionales. Este control estructural ha facilitado el ascenso de magma a la superficie dando origen a gran parte de la actividad volcánica monogenética, facilitando la formación de grandes clusters monogenéticos como El Negrillar Central.

Los grandes volúmenes de magma, las diferentes características reológicas y la gran diversidad composicional dentro del clúster CEN sugieren un rol dominante de los factores externos (presencia de agua subterránea, fallas y estructura de la corteza) frente a los internos (la reología del magma, la composición química y los gases magmáticos) en el desarrollo de la actividad magmática monogenética en la región del Salar de Atacama.

Los centros eruptivos de CEN se relacionan mediante un proceso de cristalización fraccionada y asimilación cortical (AFC), donde este último afectó en menor grado a la actividad magmática temprana del clúster. Un proceso de delaminación del manto habría facilitado la fusión de una fuente más densa que la corteza superior (base de la corteza inferior rica en granate o manto litosférico), generando los fundidos que formaron el clúster monogenético de CEN.

1.4. TRABAJOS PREVIOS EN LA REGIÓN DEL SALAR DE ATACAMA

El campo volcánico monogenético El Negrillar ha sido escasamente estudiado en comparación con otros campos y centros eruptivos monogenéticos de la región del Salar de Atacama. Gran parte de los estudios sobre volcanismo monogenético en la ZVC se ha focalizado en el segmento norte del plateau Altiplano-Puna (segmento del Altiplano, 15°S - 23°S) (e.g., Ollague, Feeley y Davidson, 1994; La Poruña, González – Maurel et al., 2019; Cerro Pabellón, Taussi et al., 2019; entre otros), aun cuando el segmento sur del plateau (segmento de la Puna, 23°S - 28°S) alberga una mayor concentración por área de centros eruptivos monogenéticos (Ureta et al., 2020).

1.4.1. Centros eruptivos cercanos de El Negrillar

Los centros eruptivos monogenéticos de la región del Salar de Atacama, situados a menos de 80 km al norte de El Negrillar, han sido bien estudiados previamente (Fig. 1B; en adelante, CEC (Centros Eruptivos Cercanos) de El Negrillar). Los CEC de El Negrillar corresponden principalmente a maares (Cerro Overo, La Albóndiga, Cerro Tujle y Tilocálar Sur; Ureta et al., 2020a; 2021a y 2021b), coladas de lava aisladas (El País; Torres et al., 2021) o pequeños campos de lava (campo volcánico de Tilocálar; Ureta et al., 2021b). Los maares se presentan como centros eruptivos aislados con menos de 5 fases eruptivas asociadas (Ureta et al., 2020a; 2021a y 2021b), mientras que las lavas presentan de 1 a 8 fases eruptivas (Torres et al., 2021 y Ureta et al., 2021b). Es importante destacar que el registro de actividad explosiva al norte de El Negrillar incrementa considerablemente, siendo más recurrente la formación de maares. Este incremento en la explosividad podría explicarse por la influencia del acuífero Monturaqui – Negrillar – Tilopozo (MNT) en la actividad magmática (Rissmann et al., 2015 y Ureta et al., 2021b), especialmente por la existencia del segmento más somero del acuífero y, de la zona de descarga superficial de Tilopozo, dentro de este sector de la región del Salar de Atacama (ver 2.1.8).

Los CEC de El Negrillar presentan un rango composicional acotado entre sus fases eruptivas. De hecho, estos centros eruptivos exhiben una sola composición dominante (andesitas basálticas o, andesitas, y dacitas en menor proporción), con la única excepción del centro eruptivo El Maní, un domo volcánico en el cual se han registrado dos composiciones principales, una fase más máfica (dacita) y otra más diferenciada (riolita; Ureta et al., 2021b). La monotonía composicional de los CEC de El Negrillar es acorde a la variedad mineralógica de sus productos, que consiste principalmente en Pl, Px y óxidos, con la única excepción en los centros eruptivos más máficos, Cerro Overo, La Albóndiga y Tilocálar Sur, donde también se observa Ol (Ureta et al., 2021b y 2021a).

1.4.2. Trabajos previos en El Negrillar

Los trabajos realizados en el campo volcánico El Negrillar son escasos, y se han focalizado principalmente en la zona central del campo (CEN) y en la zona norte (NEN). Fundamentalmente, El Negrillar ha sido mencionado en otros trabajos a modo de comparación con otros centros

monogenéticos de la ZVC o, en estudios de volcanismo monogenético en los Andes Centrales. El campo ha sido referido por otros autores como Negro de Aras (Mamani et al., 2010), Negros de Aras (Ramírez et al., 1991) y, El Negrillar (Déruelle, 1982; Harmon et al., 1984; Déruelle et al., 1996; Ramírez, 1988; van Wyk de Vries et al., 2001; Global Volcanism Program, 2013; Rissmann et al., 2015; van Alderwerelt 2017). Asimismo, se utilizó el término Negros de Aras para denominar al depósito de “Nuée Ardente” del volcán Socompa, como la primera interpretación del depósito de avalancha del estratovolcán (Fig. 1B; Déruelle, 1978; Ramírez, 1988). En este trabajo y, para mayor claridad, se utilizará el término El Negrillar para referirse a la actividad monogenética desarrollada al norte, sur, bajo y adyacente a la avalancha del volcán Socompa (Fig. 1B), con el fin de preservar la primera referencia a este campo volcánico en la literatura (Déruelle, 1982).

Los siguientes trabajos han realizado estudios en algunos centros eruptivos de El Negrillar:

- ◆ Hoffmann (2011) realizó un estudio petrográfico y geoquímico preliminar de 18 fases eruptivas de El Negrillar; el cual incluyó el análisis de elementos mayores y trazas de los flujos de lava de 11 centros eruptivos: 5 pertenecientes al clúster CEN (Malvilla, Negro, Guacalla, Cuernecillo y Copiapo), 5 del clúster NEN y 1 del clúster ENS. Su estrategia de muestreo no cubrió todos los centros eruptivos y no se consideró la volcanoestratigrafía relativa de los flujos de lava. Los datos obtenidos por Hoffmann (2011).
- ◆ Harmon et al. (1984) llevaron a cabo un estudio isotópico ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $\delta^{18}\text{O}$) del volcanismo Cuaternario de la Cordillera de los Andes, enfocado en lavas de composición calcoalcalinas, donde comparó las razones isotópicas entre diferentes segmentos del orógeno. Este trabajo incluyó tres flujos de lava de El Negrillar, donde se sugiere que el ascenso de magma por la corteza gruesa de los Andes Centrales generó elevados contenidos de K_2O debido a procesos de asimilación y cristalización fraccionada (AFC).
- ◆ Ramírez, 1988 y Ramírez et al. (1991) estudiaron la geología del volcán Socompa y su depósito de avalancha, donde utilizó el método $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ en roca total para datar cuatro flujos de lava de El Negrillar, dos pertenecientes al clúster NEN (<1.5 Ma y 0.6 ± 0.4 Ma) y dos al clúster SEN (0.7 ± 0.2 Ma y 0.7 ± 0.4 Ma). No se realizaron dataciones del clúster CEN.
- ◆ Vilches et al. (2022) estimaron las tasas de efusión de tres flujos de lava asociados a un Centro eruptivo del clúster ENN, utilizando el plug-in Q-LavHA para GIS.
- ◆ Aguilera et al. (2022) llevaron a cabo un análisis geomorfológico, morfométrico y de distribución espacial de algunos centros eruptivos aledaños al sector norte y centro del campo volcánico El Negrillar, donde utilizaron el código MORVOLC para delimitar la estructura y forma de 16 conos de escoria.

CAPÍTULO 2 - MARCO GEOLÓGICO

2.1. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1.1. Configuración de los Andes Centrales

Los Andes es un ejemplo de orógeno activo formado por la convergencia entre la placa Nazca y Sudamericana. Su formación comenzó en el Oligoceno tardío tras la división de la placa Farellón, donde la subducción comenzó con una tasa de convergencia elevada que alcanzó los 150 mm/año y que permitió la formación de los Andes. Esta tasa ha ido en descenso desde el Mioceno temprano en los Andes Centrales, alcanzando en la actualidad una velocidad de convergencia de ~74 mm/año (Pardo-Casas and Molnar, 1987; Somoza, 1998).

Según sus características topográficas, tectónicas y volcánicas entre otras, los Andes se ha dividido en cuatro grandes segmentos: Norte (5°N – 15°S), Centro (15°S – 34°S), Sur (34°S – 47°S) y Austral (47°S - 56°S) (Ramos and Aleman, 2000).

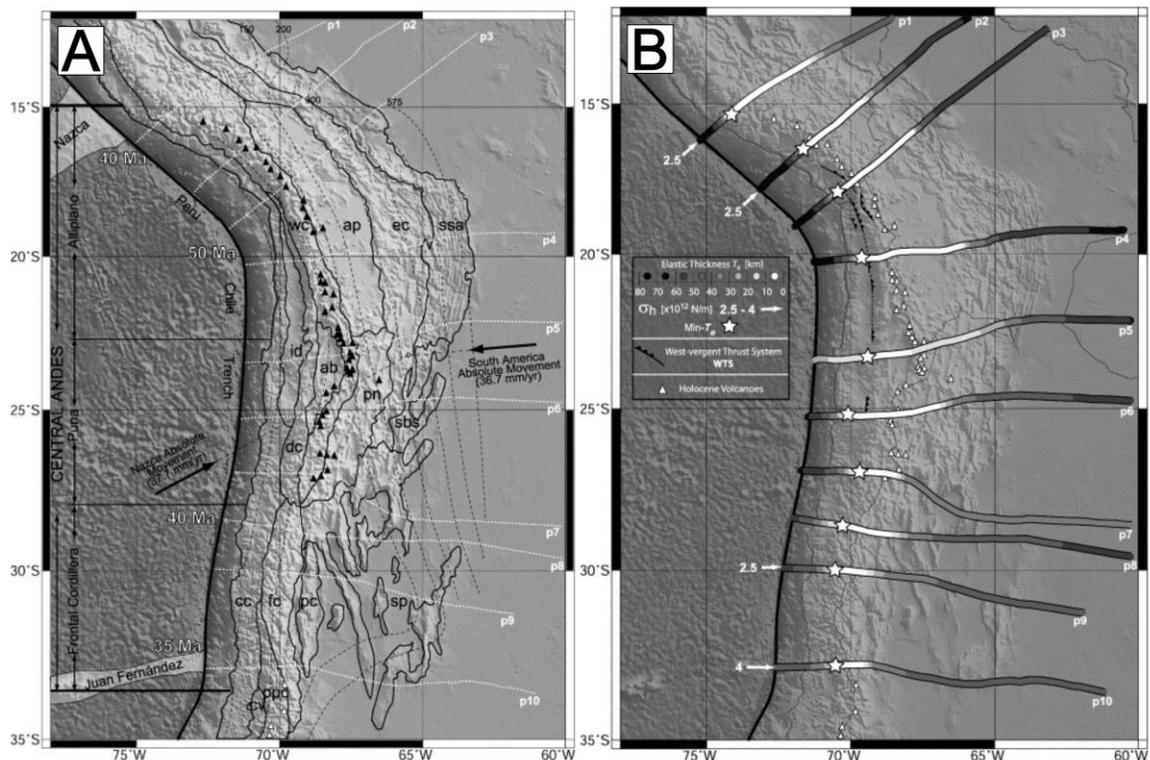


Figura 2. (A) Marco geotectónico del sistema de convergencia de los Andes Centrales entre los 12 – 35 °S (Tassara, 2005). Se presentan las unidades morfotectónicas de la placa continental (Mpodozis y Ramos, 1989): **cc**, Cordillera de la Costa; **id**, Depresión Intermedia; **dc**, Cordillera de Domeyko; **wc**, Cordillera Occidental; **fc**, Cordillera Frontal; **ap**, Altiplano; **pn**, Puna; **pc**, Precordillera; **ec**, Cordillera Oriental. Los triángulos representan volcanes activos de la ZVC. (B) Resultados de análisis flexural en los Andes Centrales (Tassara, 2005). Los valores del espesor

elástico T_e a lo largo de cada perfil se muestran con tonos grises entre el negro (> 70 km) y blanco (< 10 km). La estrella blanca marca el T_e mínimo.

Los Andes Centrales se extienden entre los 15°S hasta los 34°S (Fig. 2) entre Chile, Argentina, Bolivia y Perú; en este sector el ángulo de subducción tiene una inclinación de 30° (Cahill and Isacks, 1992; Creager et al., 1995), con un cambio abrupto a 10° en su límite sur en la zona de *flat-slab* chilena ($31^\circ\text{S} - 34^\circ\text{S}$), posiblemente debido a la subducción de la Dorsal de Juan Fernández (Fig. 2A). Destacan tres unidades morfoestructurales: El Altiplano ($15^\circ\text{S} - 23^\circ\text{S}$), La Puna ($23^\circ\text{S} - 28^\circ\text{S}$) y la Cordillera Frontal ($28^\circ\text{S} - 34^\circ\text{S}$) (Fig. 2A y B).

2.1.2. *El Plateau Altiplano-Puna y su relación con la estructura litosférica subyacente*

El plateau Altiplano-Puna limita al este con la Cordillera Oriental y al oeste con el orógeno principal (Cordillera Occidental) (Fig. 2A), se extiende por 2,000 km de largo y 300 km de ancho (Fig. 1A) y contiene a los principales edificios volcánicos de la ZVC. El segmento del Altiplano se caracteriza por un relieve relativamente constante con una elevación promedio de 3,800 m.s.n.m. mientras la Puna contrasta con un relieve irregular y elevación promedio de 4,200 m.s.n.m. El plateau es una de las zonas de mayor elevación de la superficie en los Andes Centrales donde su altura máxima alcanza los 6,893 m s.n.m. en la cumbre del volcán Nevados Ojos del Salado, ubicado en el segmento de la Puna.

Tassara (2005 y 2007) evidenció que la altitud del plateau no se relaciona con su espesor litosférico, alcanzando valores más superficiales en comparación con las morfoestructura aledañas de los Andes Centrales. Las variaciones en el espesor de la litosfera fueron observadas de W – E, con valores máximos en la fosa chilena – peruana y de N – S (Tassara, 2005 y 2007); donde se identificó un adelgazamiento litosférico de 20 km desde el segmento del Altiplano hacia la Puna. Además, realizó un análisis geofísico flexural para medir el espesor elástico (T_e) de la litosfera en los Andes Centrales, es decir, el espesor esperado producto de la isostasia regional (considerando la edad térmica y la carga topográfica). Los resultados se presentan en la Fig. 2B donde se observa que los valores mínimos de T_e se alcanzan en la zona de la Cordillera Occidental, Cordillera de Domeyko y en el plateau Altiplano – Puna, las cuatro morfoestructuras que alcanzan las mayores elevaciones de los Andes Centrales.

T_e está en función de la resistencia a la deformación, la composición de la corteza, el espesor cortical y el flujo de calor subyacente. El plateau Altiplano-Puna alcanza los menores T_e y mayores elevaciones, apuntando a una corteza engrosada débil, frágil y predominantemente silíceo; además, valores bajos de T_e indicarían un alto flujo de calor bajo el plateau, reflejando actividad magmática activa.

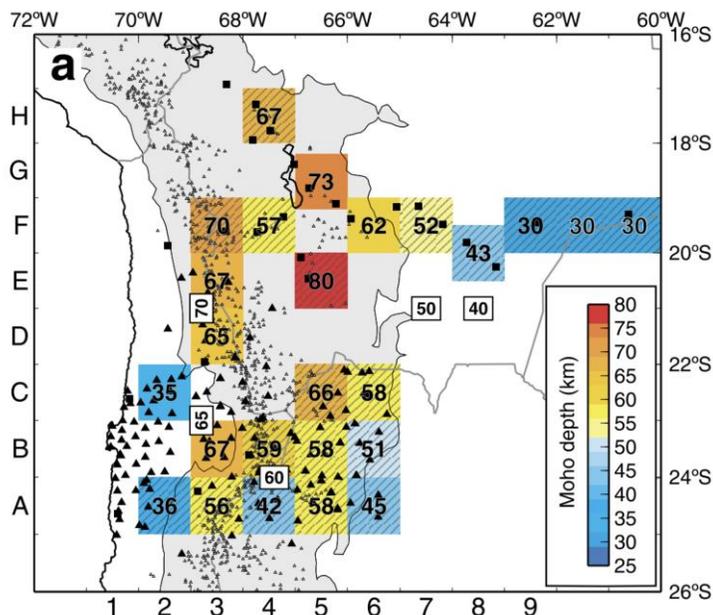


Figura 3. Mapa de profundidad del Moho en los Andes Centrales, estimada a partir de la conversión de ondas P a S. Las profundidades del Moho se encuentran coloreadas y también indicadas en cada cuadrícula con números en km (Yuan, et al., 2002).

Por otro lado, Yuan et al. (2002) realizaron un estudio de ondas sísmicas a lo largo de los Andes Centrales para analizar la variación topográfica del Moho (límite entre la corteza y el manto), la Fig. 3 muestra los resultados obtenidos en el estudio. Los valores más someros del Moho se alcanzan en la fosa chilena de subducción y en la planicie del Chaco, mientras los más profundos en el segmento Altiplano – Puna. Se evidenció una disminución en la profundidad del Moho desde el Altiplano (Fig. 3; Moho máximo ~80 km) a la Puna (Fig. 3; Moho mínimo ~42 km), sin embargo, el segmento de la Puna exhibe una elevación mucho mayor que el Altiplano, indicando una pobre correlación entre la topografía de la superficie y la del Moho. Adicionalmente, Yuan et al. (2002) llevaron a cabo un análisis de anomalía de Bouguer. En este estudio identificaron que la variación del espesor cortical a lo largo del Altiplano-Puna no indicaba anomalías negativas, sugiriendo dos escenarios: (1) El déficit (exceso) de masa debido a la variabilidad del Moho es compensada por el exceso (déficit) de densidad litosférica; (2) La corteza más profunda bajo el plateau tiene una densidad cercana a la densidad del manto y, por tanto, los cambios de espesor no producen anomalías gravitacionales ni topográficas significativas.

Si se considera el primer caso y se asume que la corteza litosférica es totalmente félsica, los resultados obtenidos no son consistentes para profundidades del Moho sobre los 55 km. No obstante, podrían explicarse los resultados si la corteza más profunda presenta una densidad mayor a la de una corteza rica en cuarzo. Yuan et al. (2002) sugieren que bajo el plateau Altiplano-Puna a profundidades mayores a 55 km la composición de la corteza sería más máfica. Debido a que el

Moho promedio bajo la Puna es < 60 km, la corteza ya habría alcanzado su espesor gatillando la pérdida de una parte considerable de esta durante el acortamiento cortical de los Andes Centrales, proceso que sugiere un evento de delaminación.

2.1.3. *Volcanismo máfico y delaminación del plateau de la Puna*

La delaminación del manto litosférico sugiere que cambios térmicos y/o composicionales pueden gatillar el hundimiento de la litosfera densa en la astenosfera menos densa, o de una corteza composicionalmente más máfica en el manto subyacente. Para que esto ocurra es necesario desestabilizar el sistema corteza - manto litosférico, por lo cual se ha propuesto para zonas con regímenes de estrés compresionales, acortamiento y engrosamiento cortical, características que permiten que la base de la litosfera se vuelva inestable.

Kay (1994) sugiere que el acortamiento tectónico de los Andes Centrales fue un factor desestabilizador que impulsó la delaminación del manto en el plateau de la Puna y generó cambio en el sistema de tensiones regional; principalmente eventos extensionales focalizados al sur del plateau de la Puna. Los efectos de la delaminación se reconocen por cambios magmatotectónicos a nivel regional, por ejemplo: levantamiento rápido de la corteza (elevación del plateau) y cambios profundos de un magmatismo evolucionado a uno más primitivo, esto último evidenciado por el inicio de una actividad volcánica de composición predominantemente máfica en la zona de trasarco (2 Ma). Kay (1994) reconoce tres grupos geoquímicos que podrían ser evidencia del proceso de delaminación: (1) grupo intraplaca: grandes volúmenes eruptados sobre una litosfera delgada, elevada concentración de K y $La/Ta < 25$, representan el mayor porcentaje de fusión parcial del manto; (2) grupo calcoalcalino, volumen intermedio emitido sobre una litosfera de espesor intermedio detrás de la ZVC, elevado K y $La/Ta > 25$, representa un porcentaje intermedio de fusión parcial del manto; (3) grupo shoshonítico, pequeños volúmenes eruptados sobre la Puna Argentina y el Altiplano, representa un pequeño porcentaje de fundido parcial de manto. Así, sugiere que la erupción de las lavas máficas en la zona de trasarco se generó producto de un cambio en el régimen de tensiones y la elevación del plateau de la Puna, gatillando la delaminación de un segmento de la litosfera continental, proceso que provocó el calentamiento del slab, dando lugar a magmas básicos que fundieron la base de la corteza engrosada generando el volcanismo máfico del trasarco.

Finalmente, las características mantélicas de estas lavas se encuentran parcialmente sobreimpresas por procesos de contaminación cortical, lo cual se refleja en la presencia de xenocristales de cuarzo y feldespatos, y anomalías negativas de Eu/Eu^* , indicando una fuerte incidencia de la corteza continental engrosada.

2.2. MARCO GEOLÓGICO LOCAL

2.2.1. *Complejo Volcánico Altiplano Puna (APVC)*

El Complejo Volcánico Altiplano Puna (CVAP) es una provincia volcanotectónica que se ubica entre los 21°S y los 24°S en la ZVC y define un área de 5,000 km² entre la cuenca del Salar de Atacama y el Altiplano (De Silva, 1989). La provincia se caracteriza por grandes complejos de calderas anidadas que dieron lugar a importantes erupciones de ignimbritas (~ 1,000 km³) a partir del Mioceno Tardío (de Silva, 1989; de Silva y Gosnold, 2007; Salisbury et al., 2011). El CVAP ha sido asociado a la erupción de magmas silíceos voluminosos (> 65 wt.% SiO₂; de Silva, 1989) producidos en cuatro pulsos generados por grandes erupciones a los 10, 8, 6 y 4 Ma por un intervalo de 2 – 3 Ma (de Silva y Gosnold, 2007; Salisbury et al., 2011). Estas erupciones se registran coetáneas a períodos compresivos y de engrosamiento cortical, sugiriendo que la influencia de este régimen tectónico permitió la diferenciación de estos magmas (Yuan et al., 2002; Tassara, 2005; Tassara et al., 2007) y su liberación en el sector más engrosado de la corteza (~ 70 km). El Complejo La Pacana es el set de calderas más relevante en el sector del Salar de Atacama, no presenta registro de actividad ignimibrítica importante desde < 1 Ma, pero si pequeñas manifestaciones de magmatismo silíceo (e.g., Dacita Chao, Guest y Sánchez, 1969).

De Silva (1989) sugiere un modelo integrado de la formación del CVAP, gatillado por el engrosamiento cortical y por el aporte de calor generado por los magmas de subducción. Este último, potenciado por el aumento de la propagación de la Dorsal Este del Pacífico (DEP, Larson y Pitman, 1972) que produjo una tasa de subducción más rápida en el margen andino y, como resultado, un mayor aporte de calor (input termal) que permitió la fusión parcial de la corteza.

Previo a la actividad ignimibrítica, el volcanismo había sido predominantemente andesítico, reflejando procesos de asimilación cortical y cristalización fraccionada (AFC). Debido al cambio tectónico local en los Andes Centrales, se dió paso a una zona de anatexis cortical, donde la corteza actuó como barrera de viscosidad para nuevas entradas de magma de subducción, los cuales se estancaron, cristalizaron y alimentaron nuevos episodios de fusión. Grandes volúmenes de fundidos dacíticos homogéneos procedentes de la zona anatética ascendieron diapíricamente hacia la corteza superior, donde formaron grandes cámaras de magma que posteriormente emitieron el material ignimibrítico (de Silva, 1989).

Posterior a cada pulso de magma, el CVAP experimentó una disminución de la actividad ignimibrítica alcanzando una nueva etapa de estado estacionario, caracterizada por actividad volcánica máfica a intermedia y el desarrollo de grandes volcanes compuestos (e.g., de Silva y Gosnold, 2007; Salisbury et al., 2011; Burns et al., 2015; Taussi et al., 2019). Este volcanismo también incluyó la formación de centros eruptivos monogenéticos de composiciones máficas a intermedias (< 59 % en peso de SiO₂), las cuales se han relacionado con un régimen tectónico

transicional donde dominó la formación de fallas de carácter extensional y de rumbo (e.g., Froidevaux e Isacks, 1984; de Silva 1989; Coira et al., 1993; Allmendinger et al., 1997; de Silva y Gregg, 2014). Las edades disponibles en la actualidad indican que el volcanismo monogenético de composiciones máficas a intermedias comenzó en el arco principal (Chile) en el Pleistoceno medio y es más joven que 1.5 Ma (Gardeweg y Ramírez, 1987; Ramírez, 1988; González et al., 2009; González-Maurel et al., 2019; van Alderwerelt et al., 2021), indicando una disminución de la edad de sur a norte. Este tipo de volcanismo incluye una variedad de rasgos morfológicos, como coladas de lava, maares, conos de escoria y ceniza, conos de salpicaduras y domos (e.g., Németh y Kereszturi, 2015; Godoy et al., 2019; Haag et al., 2019; Ureta et al., 2021b).

2.2.2. *Cuerpo de Magma Altiplano-Puna (CMAP)*

Chmielowski et al. (1999) realizaron un análisis de ondas sísmicas analizando 6 estaciones temporales PASSCAL dentro del CVAP, reflejando una disminución significativa en la velocidad de onda en la zona más elevada de los Andes Centrales (segmento de la Puna). Los autores sugieren que el cambio en las características físicas identificadas en el CVAP se debe a la presencia de un cuerpo magmático tipo sill, localizado en la base de la corteza. Estudios sísmicos (Ward et al., 2014; Zandt et al., 2003) y magnetotelúricos (Comeau et al., 2015) han detectado también esta anomalía geofísica, la cual identificaron como el Cuerpo Mágmatco Altiplano Puna (CMAP), un sill que abarca un área de 200 km de diámetro ubicado a una profundidad de 17 – 19 km y con un espesor que varía de 1-2 km. A la fecha, el CMAP representa a la mayor zona de fusión parcial conocida en el mundo (Godoy et al., 2019) con un volumen que alcanza los 500,000 km³ (Chmielowski et al., 1999).

Se ha propuesto (del Potro et al., 2013; Annen et al., 2015) que la formación del CMAP se debe a un mecanismo de ascenso magmático tipo diapiro gatillado por la diferencia de densidades entre el magma y la corteza. Asimismo, se han revelado (Del Potro et al., 2013) estructuras de baja densidad verticalmente alargadas que alcanzan los 15 km de ancho ubicadas en la parte superior del CMAP, interpretadas como columnas diapíricas de roca parcialmente fundida que conecta el CMAP con las regiones de almacenamiento de magma propuestas a poca profundidad (Annen et al., 2015) y, los cuales habrían sido los principales alimentadores de estos reservorios durante la actividad ignimibrítica en el CVAP.

La construcción del CVAP se caracterizó por una etapa ignimibrítica que duró ~ 3 Ma con alternancia de etapas estacionarias de baja actividad eruptiva (ver 2.1.2), las cuales se asocian a la construcción de los principales volcanes compuestos de la ZVC. Godoy et al. (2019) sugieren que el volcanismo monogenético máfico se asocia a magmas derivados del manto que ascienden por las debilidades de la corteza sin interactuar directamente con el CMAP; mientras, el volcanismo monogenético silicio (e.g., Dacita Chao), podría haberse generado por episodios de

mezcla termal, donde volúmenes de magmas máficos derivados del manto transfirieron el calor suficiente para reactivar la convección de las cámaras magmáticas poco profundas que son alimentadas por el CMAP, permitiendo su removilización y, posterior erupción como domos.

2.2.3. *Configuración tectónica e hidrogeología del área de estudio: Sector del Salar de Atacama*

El Negrillar se sitúa en la ZVC donde se encuentran en su mayoría los estratovolcanes andesíticos a dacíticos construidos durante el Plioceno tardío y el Pleistoceno (< 3 Ma) (e.g., Godoy et al., 2019; González Maurel et al., 2019; Taussi et al., 2019). El campo volcánico se emplaza al sur de la cuenca del Salar de Atacama, una depresión compresiva limitada al este por el arco principal, y al oeste por la Cordillera de Domeyko (Fig. 1B). Al sur del Salar se desarrolla un conjunto de fallas inversas N - S a NE - SW, que dieron lugar a cinturones de pliegues y cabalgamientos de piel fina (Kuhn 2002; González et al., 2009; Tibaldi et al., 2017) y que han deformado progresivamente diferentes depósitos volcánicos al menos durante los últimos 9 Ma (Aron et al., 2010). La principal expresión superficial de este conjunto tectónico corresponde a ridges de tendencia N-S y las escarpas de fallas inversas (González et al., 2009); dos de estos se unen en El Negrillar, los ridges Tilocálar y Tilomonte (Fig 2A y 2B), los cuales se propagan hacia el SSW del campo volcánico a lo largo del margen oriental. Por otro lado, en el borde meridional de El Negrillar destaca La Sierra de Almeida (Davidson et al., 1981) una importante cordillera situada paralela a la dirección de los ridges (N – S) la cual se extiende por más de 100 km desde la cuenca del Salar de Atacama hasta el volcán Llullaillaco y, en la que se han identificado fallas de cabalgamiento NW - SE vergentes y pliegues menores hacia la zona de Monturaqui (Fig. 1B; Davidson et al., 1981).

La hidrogeología del área de estudio se caracteriza por el sistema acuífero Monturaqui - Negrillar - Tilopozo (MNT; de sur a norte), una depresión de 60 km de longitud orientada al N - S que se formó coetánea con la actividad volcánica del Mioceno - Holoceno (Rissmann et al., 2015). En el acuífero, el agua subterránea fluye de sur a norte, comenzando en la zona de Monturaqui (localizada principalmente bajo la avalancha del volcán Socompa), con su máxima profundidad a 100 m y su menor permeabilidad bajo la zona de El Negrillar (Anderson et al., 2002). El sector más superficial se ubica en el segmento de Tilopozo, donde además se encuentra la única zona de descarga superficial, en las cercanías de la localidad del mismo nombre (Fig. 1B).

CAPÍTULO 3 - MATERIALES Y MÉTODOS

El presente capítulo se ha dividido en 3 secciones: (1) Marco Teórico, (2) Muestras y (3) Metodología. La primera sección define de algunos conceptos fundamentales utilizados en la presente investigación; además, se presenta la base teórica de los métodos y softwares utilizados para su desarrollo. La segunda sección presenta el resumen de muestras recolectadas en terreno de El Negrillar Central e indica el procedimiento bajo el cual se analizó cada muestra, es decir, análisis físicos y composicionales. Por último, la tercera sección presenta la metodología de trabajo de los análisis llevados a cabo en el presente estudio.

3.1. MARCO TEÓRICO

3.1.1. *Morfología de los flujos de lava*

McDonald (1953) distingue tres tipos de lava según su morfología: pahoehoe, Aa y lavas en bloque. Dentro de cada uno de estos grupos existen subdivisiones en base a la forma de su superficie, vesicularidad y propiedades físicas del núcleo de la colada de lava. A continuación, se definen los tipos de morfologías de lava coherentes con el presente trabajo:

3.1.1.1. *Lavas Aa:*

Los flujos de lava Aa presentan costras superficiales y basales autobrechadas y un interior competente. El núcleo es fluido y deformable mientras el flujo se encuentra activo. Los espesores de estos flujos varían entre 0.5 a 20 m. Un subtipo de los flujos Aa corresponden a las brechas Aa, los cuales se componen de clastos denominados *clinkers* que varían en tamaño de diámetro desde unos pocos centímetros a metros, son subredondeados, con superficies ásperas y “espinosas” y con un gran porcentaje de vesículas. Las coladas Aa pueden confundirse con el material escoráceo, pero es posible identificarlas de este por su interior altamente denso.

3.1.1.2. *Lavas en bloque*

Los flujos de lava en bloque son morfologías características de composiciones más silíceas (dacíticas y riolíticas), así como algunas coladas andesíticas y basáltica-andesítica (Harris et al., 2015). Este tipo de lava se distingue de las coladas Aa por el tipo de clasto, bloques relativamente lisos y carentes del carácter rugoso y “espinoso”. La estructura interna de los flujos de lava en bloque es similar a los flujos Aa, una zona basal y una superficie brechosa, con un núcleo interno coherente, pero a diferencia de las coladas Aa acá los flujos suelen ser mucho más espesos (hasta cientos de metros de espesor), y exhiben núcleos más densos y con baja a nula vesicularidad. Otra característica de estos flujos es la expresión en superficie de

su plegamiento interno denominadas *ojivas*, crestas transversales al flujo, convexas y paralelas a los márgenes de la colada.

MacDonald (1953) sugiere que el movimiento de los flujos de lava en bloque avanza principalmente por deslizamiento sobre la superficie del material subyacente, similar al movimiento de los glaciares y, a velocidades extremadamente bajas; cuanto más lejano se encuentra el flujo del centro de emisión, más lento es el desplazamiento de la colada. Asimismo, la duración de su emplazamiento puede ir de meses hasta decenas de años, incluso, se ha registrado en algunos flujos de lava más silíceos un tiempo de emplazamiento de ~ 100 años (e.g., Dacita Chao, de Silva, 1994).

3.1.2. *ArcGIS: herramientas de interpolación y estimación volumétrica*

ArcGIS es un software de ESRI que permite el análisis y tratamiento de Sistemas de Información Geográfica (SIG) por medio de diferentes herramientas de procesamiento de datos. En este trabajo se utilizaron las herramientas de Análisis Espacial y Análisis Geoestadístico.

3.1.2.1. *Línea de interpolación*

La interpolación predice valores para las celdas a partir de una cantidad limitada de puntos (datos). Se utiliza para prever valores desconocidos de cualquier dato de un punto geográfico, por ejemplo: elevación.

3.1.2.2. *Diferencia de superficie*

La herramienta *Surface Difference* permite calcular el desplazamiento entre dos superficies y determinar si una de ellas está por sobre, debajo o al mismo nivel que la otra. El resultado tendrá entidades poligonales que separan las regiones de las superficies de entrada, por sobre y por debajo del nivel de referencia.

Los atributos de salida que contiene el uso de esta herramienta son: *Volume* y *SArea*. El primero corresponde al espacio entre la entrada y la superficie de referencia limitada por el polígono. El volumen será 0 en caso de que ambas superficies sean iguales. El segundo, corresponde al área de superficie de entrada delimitada por el polígono.

3.1.3. *Estimación de los parámetros físicos de los flujos de lava*

3.1.3.1. *Viscosidad bulk y tasa de eruptiva*

El cálculo de la viscosidad bulk o viscosidad de emplazamiento del flujo se deriva de parámetros morfológicos y morfométricos de los flujos de lava. El método de Pinkerton y Wilson (1994) relaciona el largo del flujo de lava con el tiempo de enfriamiento de este y, considera que el flujo está controlado por el comportamiento del núcleo viscoso de la colada y una transferencia de calor dominada por la conducción. Adicionalmente, se considera el número de Grätz (Pinkerton y Sparks, 1976; Hulme y Fielder 1977) que relaciona un flujo en enfriamiento y el tiempo en el que deja de avanzar:

$$G_z = \frac{uH^2}{\kappa L} \quad (1)$$

Donde, u [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] es la velocidad promedio, κ la difusividad termal ($4.21\cdot 10^{-7} \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$; Kilburn y Lopes, 1991), H [m] el espesor promedio y, L [m] el largo del flujo. Así, es posible estimar la tasa eruptiva tal que:

$$Q = \frac{G_z \kappa L}{H} W \quad (2)$$

Donde W corresponde al ancho promedio del flujo de lava. Para facilitar los cálculos se aproxima el comportamiento físico de la colada de lava a un flujo laminar y newtoniano. Tomando en cuenta estas consideraciones es posible estimar la viscosidad bulk de un flujo de lava en superficie con la ecuación de Jeffreys (1925), modificada posteriormente por Nichols (1939):

$$\eta = \frac{\rho g H^2 \sin \alpha}{3u} \quad (3)$$

Donde η [$\text{Pa}\cdot\text{s}$] es la viscosidad bulk del flujo de lava o la viscosidad en superficie, ρ la densidad, g la aceleración de gravedad, α la pendiente del terreno y 3 corresponde a una constante empírica para flujos donde el ancho es menor que el espesor.

Despejando la velocidad promedio de (1), obtenemos:

$$u = \frac{G_z \kappa L}{H^2}$$

Luego, reemplazando la variable de la velocidad en (3), podemos calcular la viscosidad solo considerando parámetros morfométricos de los flujos de lava:

$$\eta = \frac{\rho g H^4 \sin \alpha}{3 G_z \kappa L} \quad (4)$$

3.1.3.2. *Tiempo de emplazamiento del flujo*

El tiempo de emplazamiento puede ser estimado fácilmente a partir de parámetros morfométricos, dividiendo el volumen del flujo de lava [m³] por la tasa eruptiva [m³/s], derivada previamente en (1). Para estimar este parámetro se aproxima el movimiento del núcleo del flujo de lava como constante, uniforme, laminar y con un comportamiento newtoniano a bajas tasas de deformación. Así, es posible estimar el tiempo de emplazamiento sin considerar las propiedades reológicas del flujo (viscosidad y densidad):

$$t_{\kappa L} = \frac{W_p H^2 \sin \alpha}{n \kappa L_p} \quad (5)$$

L_p y W_p corresponden al ancho y largo promedio del flujo y $n = 3$ (factor empírico, ver 3.1.3.1). Kilburn y Lopes (1991) estimaron un error del 10% para el cálculo de este parámetro.

3.1.4. *Fluorescencia de rayos X (XRF)*

La fluorescencia de rayos X es un método analítico utilizado para determinar la composición química de ciertos materiales (sólidos o líquidos); es no destructivo y usualmente requiere una baja cantidad de material para ser utilizado (~ 28 g).

La base del análisis de elementos mayores se relaciona con comportamiento atómico de los elementos cuando interactúan con la radiación. Al incidir un rayo de alta energía (0.125 – 125 keV) y corta longitud de onda (0.01 – 10 nm) como los rayos X sobre el material analizado (e.g., roca ígnea extrusiva), los átomos del material quedan susceptibles a ionizarse (Fig. 4). Si la energía del rayo X incidente es suficiente para desalojar un electrón de la estructura interna del átomo, este se vuelve más inestable y puede ser sustituido por un electrón externo liberando energía fuera del sistema. Esta energía liberada se denomina radiación fluorescente y es de menor energía que la de los rayos X incidente.

La energía del fotón emitido es característica de una transición entre orbitales atómicos de un elemento concreto, así, los rayos X fluorescentes se utilizan para detectar la abundancia de los elementos presentes en la muestra.

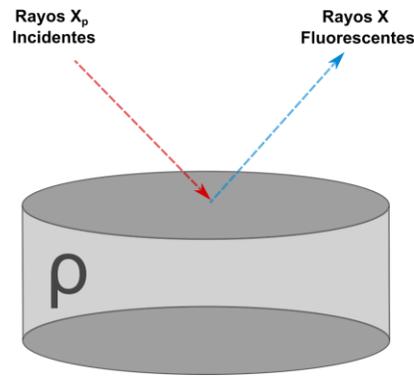


Figura 4. Modelo simplificado del proceso de ionización de un material. X_p corresponde a los rayos X primarios que inciden en el material. Los rayos X fluorescentes corresponden a la radiación emitida debido a la liberación de un electrón desde su átomo. ρ se utiliza como indicador de materiales con densidad intrínseca.

3.1.5. *Espectrómetro de masas de plasma de acoplamiento inductivo multicolector (MC-ICPMS)*

La base del funcionamiento del MC-ICPMS comienza introduciendo la muestra en un plasma acoplado inductivamente que se libera de electrones creando iones con carga positiva, los cuales se aceleran a través de un gradiente de potencial eléctrico y se concentran en un haz a través de redes y placas cargadas electrostáticamente. Luego, el haz de iones pasa por un filtro de energía, dando lugar a un espectro de energía; este nuevo haz pasa por un campo magnético donde los iones se separan en función de su relación masa-carga y llegan a los colectores, donde se convierten en voltaje. Las razones isotópicas se calculan comparando los voltajes de los diferentes colectores.

Así, el MC-ICPMS presenta tres componentes principales:

1. Fuente de iones de plasma acoplado inductivamente: produce y acelera los iones.
2. Analizador: iones se enfocan y filtran para producir un haz en el que los iones tienen energía similar y pueden separarse en función de sus relaciones masa/carga.
3. Colectores: miden simultáneamente los haces de iones.

Este método es también utilizado para estimar las concentraciones de elementos trazas en las muestras, principalmente los pertenecientes al grupo de las Tierras Raras (REE).

3.2. MUESTRAS

Tabla 1. Resumen de las muestras recolectadas en El Negrillar Central, Andes Centrales y análisis aplicados.

Unidad	Fase eruptiva	Código muestra	Latitud	Longitud	Clasificación	Sección delgada	Propiedades físicas	Elementos mayores	Elementos traza	Isotopos
Cola de	Cono	NEG-16	24°10'6.704"S	68°14'5.762"W	Andesita	X	X	X	X	X
	L1 - d	NEG-13	24°9'16.722"S	68°14'12.134"W	Andesita	X	X	X	X	
	L1 - p	NEG-14	24°9'40.972"S	68°14'15.598"W	Andesita	X	X	X	X	X
Copiapo	L1	NEG-36	24°8'24.677"S	68°17'26.714"W	Dacita	X	X	X	X	X
	L3 - d	NEG-33	24°8'25.404"S	68°16'6.434"W	Dacita	X	X	X	X	X
	L3 - p	NEG-31	24°9'18.666"S	68°16'16.529"W	Dacita	X	X	X	X	X
	L4	NEG-30	24°9'20.527"S	68°16'16.597"W	Andesita	X	X	X	X	X
	L4	NEG-29	24°9'19.890"S	68°16'23.657"W	Andesita	X	X	X		
	L5-d	NEG-34	24°8'28.853"S	68°17'39.858"W	Dacita	X	X	X	X	X
	L5-p	NEG-35	24°8'35,405"S	68°17'40,560"W	-		X			
L6	NEG-38	24°10'13.814"S	68°17'6.346"W	Dacita	X	X	X	X	X	
L7	NEG-39	24°10'40.994"S	68°18'0.227"W	Dacita	X	X	X	X	X	
Negro	L1 - S	NEG-44	24°11'20.533"S	68°16'26.731"W	Dacita	X	X	X	X	X
	L1 - N	NEG-27	24°9'11.866"S	68°15'55.156"W	Andesita	X	X	X		
	L1-pN	NEG-24	24°9'38,210"S	68°15'43,236"W			X			
	L2 - p	NEG-28	24°9'35.377"S	68°16'3.457"W	Andesita	X	X	X		
	L2 - d	NEG-43	24°11'21.332"S	68°16'25.374"W	Traquita	X	X	X	X	X
	L2-p	NEG-26	24°9'39,193"S	68°15'43,229"W			X			
	L3	NEG-17	24°10'31.152"S	68°14'19.018"W	Andesita	X	X	X	X	X
	L3	NEG-25	24°9'43.078"S	68°15'33.170"W	Andesita	X	X	X		
	L4	NEG-32	24°8'25.084"S	68°16'6.010"W	Andesita	X	X	X		
L4	NEG-22	24°7'44.000"S	68°14'45.827"W	Andesita	X	X	X	X	X	
Chilco	Cono	NEG-15	24°9'54.767"S	68°14'14.100"W	Andesita	X	X	X	X	X
	L1-p	NEG-20	24°9'44.644"S	68°14'23.147"W	Andesita	X	X	X	X	X
	L1-d	NEG-21	24°9'37,897"S	68°14'24,313"W			X			

Chaña	L1	NEG-18	24°10'51.708"S	68°14'29.051"W	Andesita	X	X	X	X	X
Chagu	L1	NEG-42	24°12'14.584"S	68°15'36.022"W	Andesita	X	X	X	X	X
	L2	NEG-41	24°12'10.062"S	68°15'3.035"W	Andesita	X	X	X	X	X
Cuernecillo	Cono	NEG-54	24°8'18.809"S	68°19'15.730"W	Andesita	X	X	X	X	X
	L1	NEG-37	24°8'24.652"S	68°17'27.010"W	Andesita	X	X	X	X	X
	L2- p	NEG-55	24°8'17.815"S	68°19'30.252"W	Andesita	X	X	X	X	X
	L2 - d	NEG-58	24°7'24.715"S	68°17'24.954"W	Andesita	X	X	X	X	X
	L3	NEG-57	24°7'14.488"S	68°18'31.122"W	Andesita	X	X	X	X	X
	L4	NEG-53	24°8'12.782"S	68°18'47.344"W	Andesita	X	X	X	X	X
	L5	NEG-59	24°7'30.619"S	68°17'16.595"W	Andesita	X	X	X	X	X
L6	NEG-56	24°7'22.127"S	68°18'26.485"W	Andesita	X	X	X	X	X	
Guacalla	L1	NEG-23	24°7'42.946"S	68°14'29.069"W	Andesita basáltica	X	X	X	X	X
	L2	NEG-45	24°8'33.234"S	68°12'12.082"W	Andesita	X	X	X	X	X
Blanca	L1	NEG-19	24°10'49.368"S	68°14'17.077"W	Andesita basáltica	X	X	X		
María	Cono	-	-	-	-		X			
	L1	-	-	-	-		X			
Malvill	Domo	NEG-46	24°8'36,848"S	68°11'56,116"W	-		X			
	L1	-	-	-	-		X			

3.3. METODOLOGÍA

3.3.1. Mapeo geológico

En campos volcánicos como El Negrillar, donde los diferentes centros eruptivos se encuentran próximos entre sí, es habitual que los productos emitidos se emplacen parcial o totalmente unos sobre otros, dificultando la construcción de mapas geológicos. Para evaluar adecuadamente la evolución volumétrica y morfométrica de los centros eruptivos de CEN y, guiar el muestreo de sus flujos de lava en terreno, se caracterizaron y delimitaron las fases eruptivas emitidas por cada centro, y se estableció la cronoestratigrafía relativa entre los diferentes flujos emitidos. Los límites y puntos de emisión de cada flujo que compone a CEN se definieron con ayuda del software ArcGIS y observaciones de campo, considerando características morfológicas y morfométricas

(e.g., *levées*, guilles, ojivas y lóbulos). Esta metodología permitió la creación del primer mapa volcanoestratigráfico de CEN.

Adicionalmente, se estableció para cada centro eruptivo una nomenclatura ad-hoc basada en la flora y fauna del Desierto de Atacama con el fin de facilitar su identificación y comparación a lo largo de este trabajo.

3.3.2. *Estrategia de muestreo*

En diciembre del 2019 se realizó la primera campaña de terreno del proyecto *Evolution of a Mafic Monogenetic Volcanic Field Within the Main Arc of the Central Andes*, bajo el cual se realiza el presente trabajo. Se recolectaron 40 muestras de 28 fases eruptivas del clúster CEN (Tabla 1), donde 10 flujos de lava incluyeron un muestreo proximal y distal y/o al norte y al sur del centro de emisión, debido a la extensión del flujo de lava y la distribución irregular en la cual se emplazó el flujo.

3.3.3. *Análisis petrológico y geoquímico*

Un total de 35 muestras fueron seleccionadas para preparación de secciones delgadas (Tabla 1), las cuales fueron utilizadas para llevar a cabo las descripciones petrográficas y estimación de porcentajes modales bajo el microscopio óptico del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. El criterio de selección se basó en la frescura de la muestra, donde se evitó incluir muestras que presentaran un alto grado de alteración, xenocristales de cuarzo y/o minerales de formación postmagmática. Adicionalmente, se realizó un análisis de roca total a las 35 muestras donde se midieron concentraciones de elementos mayores por medio de Fluorescencia de Rayos X (XRF) en el GeoAnalytical Laboratory de Washington State University. Para más detalle de los procedimientos analíticos dirigirse a la página web del Peter Hooper GeoAnalytical Lab (<https://environment.wsu.edu/facilities/geoanalytical-lab/technical-notes/>).

3.3.4. *Análisis de elementos traza*

Se realizó el análisis de 29 muestras (Tabla 1) de concentraciones de elementos traza utilizando un espectrómetro de masas de plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) Thermo Scientific XSERIES 2 del Departamento de Ciencias Geológicas de la University of Cape Town (UCT), con el fin de obtener concentraciones de elementos traza mediante el análisis de soluciones de muestras. El método consiste en disolver ~50 mg de polvo de roca de cada muestra en 4 ml de una mezcla 4:1 de HF:HNO₃ concentrada durante 48 horas a 140°C dentro de vasos cerrados de teflón para garantizar una disolución completa. Una vez evaporada la parte líquida y secadas las muestras, se vuelven a disolver en < 1 ml de HNO₃ concentrado y se repite la operación dos veces. Finalmente, se redisuelven las muestras en HNO₃ 2M y se dividen cuantitativamente por peso en dos alícuotas; la alícuota 1 para análisis de abundancia elemental ($\pm 0,2$ mL) y la alícuota

2 para análisis de composición isotópica radiogénica ($\pm 1,5$ mL). La alícuota 1 se deja secar nuevamente y se introduce en una solución de HNO_3 al 5 % que contiene 10 ppb de Re, Rh, In y Bi, utilizados como patrones internos. Las curvas de calibración se obtienen utilizando estándares artificiales de multielementos a partir de los cuales se realizan soluciones estándar (para más detalles, ver Harris et al., 2015 y Howarth et al., 2019).

3.3.5. *Análisis isotópico*

Se analizaron las 29 muestras (Tabla 1) por medio de Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente NuPlasma HR (MC-ICP-MS; Fig. 5) equipado con un nebulizador desolvente DSN-10 en las instalaciones del Departamento de Ciencias Geológicas de la UCT, para realizar todos los análisis isotópicos. Los sistemas isotópicos de Sr, Nd y Pb se determinan por medio de análisis en solución, este requiere al menos 50 ng del elemento de interés. Para garantizar que se disuelve una cantidad adecuada de material para este procedimiento se obtuvo en primer lugar la concentración de los elementos de interés (ver 3.1.9). Los procedimientos químicos para la preparación de muestras se describen en Pin y Bassin (1992), Pin et al. (1994) y Pin y Zalduegui (1997). Las concentraciones de estos elementos se determinaron utilizando la alícuota 2 de $\pm 1,5$ ml (ver 3.1.9), la cual se procesó para la separación elemental de Sr y Nd siguiendo la química de columna secuencial descrita en Mikova y Denkova (2007).



Figura 5. Espectrómetro de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente NuPlasma HR (MC-ICP-MS), Departamento de Ciencias de la Tierra, University of Cape Town, Sudáfrica.

Las razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se midieron por MC-ICP-MS en una solución de HNO_3 al 0.2 % de 200 ppb y, se corrigieron para el fraccionamiento de masa mediante la normalización a 0.710255. Se

corrigen los datos de isótopos de Sr para la interferencia del Rb mediante la señal medida para ^{85}Rb y la relación natural $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$. El fraccionamiento de masa instrumental se corrigió utilizando la ley exponencial y un valor $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ de 0.1194. La incertidumbre analítica interna de 2σ para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fue <0.000015 , similar a la reproducibilidad externa de 2σ a largo plazo para el análisis de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que se realiza en este laboratorio (0.00002).

Las razones isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se analizaron en soluciones de HNO_3 al 2 % de 50 ppb y, se corrigieron para el fraccionamiento de masa mediante la normalización a de 0.512115, para los análisis comparativos de JNdi-1, según Tanaka et al. (2000). Todos los datos de isótopos de Nd se corrigieron para la interferencia de Sm y Ce utilizando la señal medida para ^{147}Sm y ^{140}Ce , y las abundancias naturales de isótopos de Sm y Ce. El fraccionamiento de masa instrumental se corrigió utilizando la ley exponencial y un valor $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0.7219. La incertidumbre analítica interna 2σ para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ osciló entre <0.000015 , similar a la reproducibilidad externa 2σ a largo plazo para el análisis de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en esta instalación de 0.000020 (para más detalles del procedimiento ver Harris et al., 2015 y Howarth et al., 2019).

Finalmente, se realiza el mismo procedimiento geoquímico de Sr y Nd para estimar las relaciones isotópicas de Pb. Las razones medias para el estándar de Pb y sus incertidumbres (2σ) a largo plazo medidas en las mismas condiciones que para Sr y Nd son: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.3977 \pm 0.0069$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.6053 \pm 0.0023$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.6675 \pm 0.0056$ ($n = 4$).

3.3.6. *Tratamiento de bases de datos*

Los resultados geoquímicos obtenidos en este trabajo se analizaron por medio de plantillas de Excel construidas para cada tipo de set de datos. Para el análisis de elementos mayores, estos valores se trabajaron de dos formas: considerando el resultado de su contenido inicial y, normalizando apropiadamente estos valores para obtener la composición global de cada muestra; esto último para evitar la pérdida de material por incineración (Loss On Ignition, LOI).

Adicionalmente y, a modo de comparación con los resultados obtenidos en este trabajo, se construyó una base de datos geoquímicos previos de concentraciones de elementos mayores y elementos traza de distintos centros eruptivos monogenéticos de la región del Salar de Atacama, así como de volcanes compuestos de la zona de arco principal y del trasarco. Asimismo, se creó una base de datos de las razones isotópicas Nd-Sr-Pb registradas a la fecha en la ZVC (arco principal y trasarco), muestras de basamento aladañas dentro de la región del Salar de Atacama, y valores isotópicos de la corteza oceánica (zona de subducción).

Por otro lado, se realizaron modelos de cristalización fraccionada de los elementos mayores mediante el algoritmo Rhyolite – MELTS v.1.2.0. (Gualda et al., 2012; Ghiorso y Gualda, 2015; <https://melts.ofm-research.org/>), cual permite caracterizar de mejor manera los fundidos magmáticos que contienen un porcentaje de H₂O disuelto. MELTS es un software diseñado para facilitar la modelización termodinámica de los equilibrios de fase en los sistemas magmáticos y cuantificar los procesos naturales testeando hipótesis petrológicas y mineralógicas (para más información del procedimiento ver capítulo 5).

3.3.7. Estimación volumétrica

La estimación volumétrica de las fases eruptivas de CEN se llevó a cabo con ayuda del modelo digital de elevación TanDEM-X resolución espacial 12 m (Krieger et al., 2007). El volumen de cada flujo de lava se calculó utilizando la herramienta ArcGIS *Surface Difference* considerando intervalos de 10 m entre cada curva de nivel; para cada flujo, la superficie de entrada corresponde al límite superior del flujo y la superficie de referencia a la paleotopografía basal reconstruida. Este proceso se repite desde el flujo de lava más joven hasta el más antiguo de cada centro. Para definir las superficies de entrada y de referencia se creó, a partir de las curvas de nivel, una red irregular triangulada (TIN) utilizando las herramientas de geoprocésamiento de ArcGIS. Para los flujos de lava jóvenes totalmente expuestos, la TIN de entrada se construye a partir de las curvas de nivel originales (sin modificaciones topográficas). Para la paleosuperficie basal no expuesta, las curvas de nivel se reconstruyeron eliminando las curvas topográficas de entrada del flujo; en las zonas donde no hay información disponible (sin datos de elevación), se generan puntos de control ajustando la topografía con las herramientas *Interpolate Line* y *Profile Graph* de ArcGIS, con el fin de caracterizar el espesor medio del flujo y fijar un atributo de elevación ad-hoc a cada punto de control. Para las superficies de entrada y de referencia de los flujos de lava parcialmente expuestos (es decir, cubiertos por flujos más jóvenes), se reconstruyen porciones de lava cubiertas considerando las evidencias morfológicas y morfométricas vistas en campo (e.g., levées, canalización, lóbulos de lava, anchura y longitud del flujo, y dirección), y se crean sus superficies de referencia y entrada TIN con puntos de control, considerando la elevación de la superficie de referencia del flujo de lava superpuesto. Una vez calculado el volumen de cada flujo de lava, la suma de todos los volúmenes emitidos por un mismo centro eruptivo (incluido el cono, cuando está presente) corresponde al volumen total emitido por CEN.

3.3.8. Estimación de los parámetros morfométricos y reológicos

Utilizando las herramientas de análisis espacial de ArcGIS se estimó para cada fase eruptiva el ancho, longitud, espesor, pendiente del terreno y área expuesta. El ancho y la longitud se obtuvieron utilizando la herramienta de medición del software, considerando más de 10 perfiles para obtener así un valor representativo de cada fase. El espesor de los flujos de lava se estimó utilizando la herramienta *Interpolate Line*, donde se realizaron al menos 10 mediciones para obtener un espesor representativo.

Las propiedades reológicas de cada flujo se evaluaron siguiendo un enfoque morfológico como en Chevrel et al. (2016) (ver sección 3.1.3 para más detalles sobre la base teórica de los modelos utilizados). El tiempo de emplazamiento se calculó utilizando la ecuación de Kilburn y Lopes (1991), que considera el ancho y la longitud medias de los flujos de lava, la pendiente del terreno y la difusividad térmica ($4.21 \cdot 10^7$ [ms⁻²]). La viscosidad bulk o viscosidad de la colada de lava en superficie, se calculó por medio de la ecuación de Jeffreys (1925) y de Pinkerton y Wilson (1994) (ver sección 3.1.3 para más detalle); para esto se aproximó el comportamiento físico de la lava a un flujo laminar con un comportamiento newtoniano y, un valor de densidad acorde a para composiciones máficas a intermedias (Castruccio et al., 2013) de 2,500 [kg/m³], constante durante su avance.

Finalmente, se utilizó la aproximación de Pinkerton y Sparks (1976) y Pinkerton y Wilson (1994) para estimar la tasa eruptiva de cada fase, la cual considera la difusividad térmica del flujo, el ancho medio, la longitud y el espesor.

Cabe destacar algunas limitaciones de las estimaciones reológicas realizadas en el presente trabajo. El uso del número de Grätz (cálculo de la viscosidad bulk) varía en función de la morfometría y la composición de los flujos de lava; en este trabajo, se asume que un número de Grätz = 300 es apropiado para flujos de composición andesítica y dacítica. Por otro lado, la viscosidad bulk en este trabajo corresponde a la viscosidad de las lavas durante su emplazamiento y, de ninguna forma, representa el valor de la viscosidad del magma en un estado pre-eruptivo; es importante considerar que estos valores pueden variar significativamente durante todo el desarrollo de la erupción.

3.4. PRESENTACIÓN DE LOS RESULTADOS

Esta Tesis de Magíster contiene material publicado o actualmente en proceso de redacción para su publicación en revistas científicas:

- ◆ **Capítulo 4***: Parra-Encalada, D., Larrea, P., Loaiza, C., Cartagena, R., Salinas, S., Godoy, B., Grosse, P., Le Roux, P. (2022). Physical and chemical evolution of the largest monogenetic lava field in the Central Andes: El Negrillar Volcanic Field, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107541.
Doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2022.107541>
- ◆ **Capítulo 5**: (en prep.). Magmatic evolution of El Negrillar monogenetic volcanic field, Central Andes, Chile.

* *La base de datos geoquímicos de este capítulo se encuentra disponible en la base de datos mundial de Geoquímica GEOROC.*

Asimismo, algunos de los resultados de esta Tesis de Magíster se han presentado en distintos congresos nacionales e internacionales:

- ◆ Parra-Encalada, D., Larrea, P., Godoy, B., Le Roux, P. A multi- isotopic study of the central sector of one of the most voluminous monogenetic fields in the Central Andes: El Negrillar volcanic field, Chile. ***Goldschmidt Conference 2022.*** (Oral)
- ◆ Parra-Encalada, D., Larrea, P., Loaiza, C., Cartagena, R., Salinas, S., Godoy, B., Grosse, P., Le Roux, P. Magmatic evolution of the of El Negrillar volcanic field, central Andes (northern Chile): volcanological, petrographical and geochemical characterization. ***Cities on Volcanoes COVII*** (Oral)
- ◆ Parra, D., Larrea, P., Godoy, B., Le Roux, P. Geochemical variation of the Central El Negrillar volcanic cluster: in the midst of one of the largest monogenetic fields in the Central Andes, Chile. ***Goldschmidt Conference 2021*** (Oral)
- ◆ Parra, D., Loaiza, C., Larrea, P., Salinas, S., Godoy, B., Le Roux, P., Grosse, P. Volumetric and compositional evolution of El Negrillar, one of the largest monogenetic volcanic field in the Central Andes. ***VMSG Annual Meeting - Geological Society of London*** (Oral)
- ◆ Parra, D., Larrea, P., Godoy, B., Salinas, S., Maza, S. Morphology, volume and evolution of the El Negrillar volcanic field, Central Andes, northern Chile. ***Latin American Association of Volcanology (ALVO) Conference*** (Poster)

CAPÍTULO 4 - EVOLUCIÓN FÍSICA Y VOLUMÉTRICA DEL CLÚSTER MONOGENÉTICO EL NEGRILLAR CENTRAL, ANDES ENTRALES, CHILE

4.1. INTRODUCCIÓN

El campo volcánico El Negrillar es uno de los campos volcánicos monogenéticos más voluminosos identificados hasta ahora en la ZVC (Parra-Encalada et al., 2022); el cual incluye la actividad efusiva adyacente al depósito de avalancha del volcán Socompa. El presente trabajo se focaliza en el análisis del clúster CEN, el cual comprende 27 fases eruptivas procedente de 11 centros eruptivos menores; el estudio de este clúster volcánico ofrece una oportunidad única para evaluar la evolución volumétrica, morfométrica, reológica y composicional de la actividad efusiva del volcanismo monogenético en la ZVC. La gran concentración de centros de emisión, la extensa variabilidad eruptiva (>5 fases eruptivas) y, la buena exposición y preservación de los flujos de lava que se observa en CEN, no es común de observar en otros centros monogenéticos en el sector del Salar de Atacama, ya que generalmente se encuentran aislados o formando pequeños grupos (<3 centros eruptivos) y, con un menor número de fases eruptivas asociadas, complejizando así el entendimiento del proceso de evolución magmática en los volcanes monogenéticos en los Andes Centrales.

Se ha realizado el análisis de las diferentes fases eruptivas de CEN utilizando herramientas cartográficas de GIS para crear un mapa detallado de los flujos de lava, lo cual ha permitido estimar el volumen emitido en cada fase eruptiva por cada centro y, del total del clúster. Estimar el volumen de cada fase fue posible gracias a la paleoreconstrucción de los flujos de lava cubiertos total o parcialmente por las coladas más jóvenes. Además, se obtuvo la composición de cada fase eruptiva de CEN y sus parámetros morfométricos y reológicos para analizar los cambios internos que pudo experimentar el clúster a lo largo de su actividad eruptiva.

4.2. RESULTADOS

4.2.1. Estilo eruptivo, morfología y desarrollo del clúster ENC

El Negrillar Central es un clúster monogenético muy bien conservado y carente de vegetación, al igual que la mayor parte de los centros eruptivos menores y volcanes compuestos situados sobre los 2,900 m s.n.m en los Andes Centrales. La actividad volcánica de CEN es principalmente efusiva, lo cual ha dado lugar a un gran campo de extensos flujos de lava.

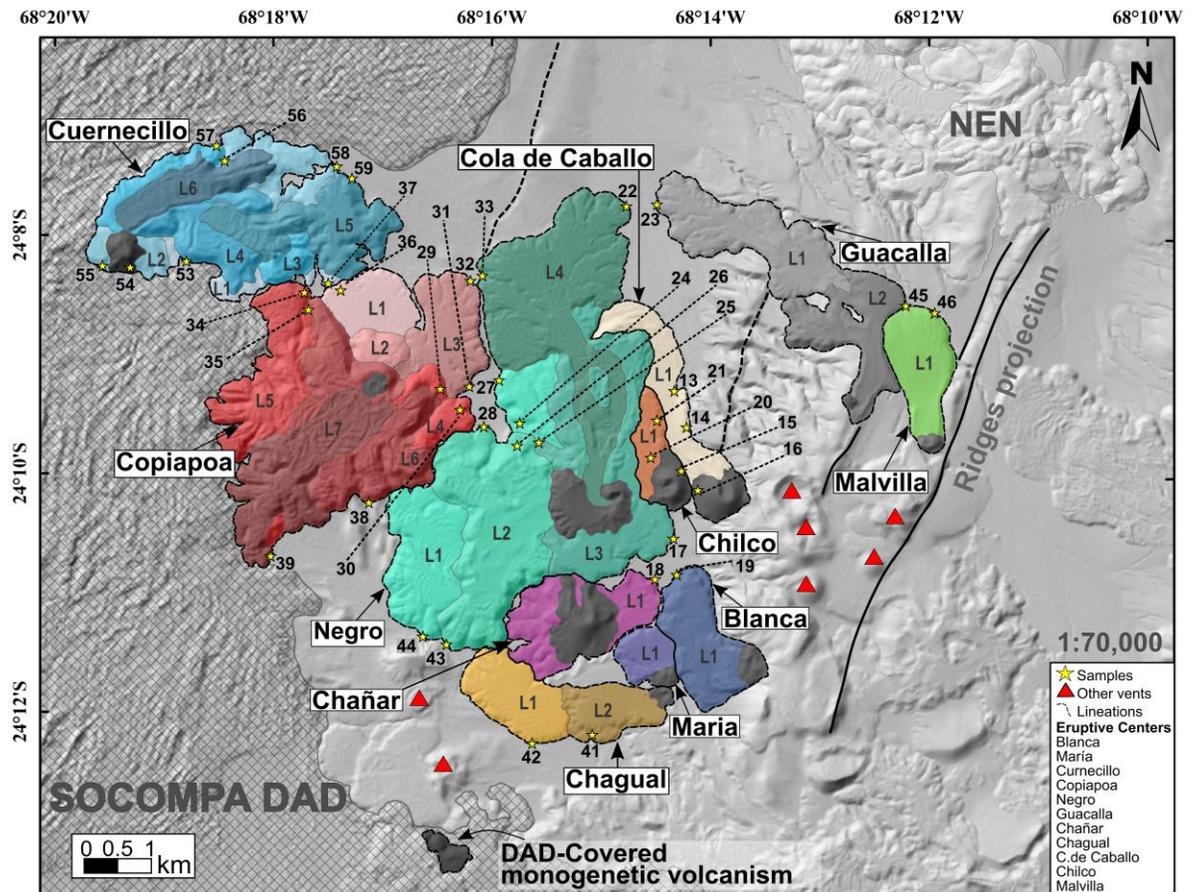


Figura 6. Mapa geológico de El Negrillar Central y sus 11 centros eruptivos. Se observa que los diferentes flujos de lava emitidos por un mismo centro (polígono negro) se han marcado con el número correspondiente de su fase eruptiva y se han coloreado con una misma gama de colores, donde las fases más antiguas corresponden a los tonos más claros y las más jóvenes a los tonos más oscuros. Las estrellas amarillas representan las muestras recolectadas en terreno para este estudio (Tabla 2). Las imágenes en segundo plano corresponden a los mapas de sombra del modelo digital de elevación TanDEM - X 12 m.

El clúster CEN cubre un área de $\sim 55.8 \text{ km}^2$, sin embargo, es posible que su extensión sea aún mayor ya que se han identificado centros eruptivos monogenéticos cubiertos parcialmente por la avalancha del volcán Socompa (Fig. 6), siendo posible que algunos centros hayan quedado totalmente enterrados por la avalancha. La parte expuesta del clúster CEN comprende 11 centros eruptivos (incluyendo conos de lavas en bloque, conos de escoria y domos; Fig. 7B y D): Blanca, María, Cuernecillo, Copiapo, Negro, Guacalla, Chañar, Chagual, Cola de Caballo, Chilco y Malvilla (Fig. 6). Estos 11 centros eruptivos han emitido un total de 27 coladas de lava, donde Copiapo (Fig. 7C) generó el mayor número de fases eruptivas (8 flujos de lava).

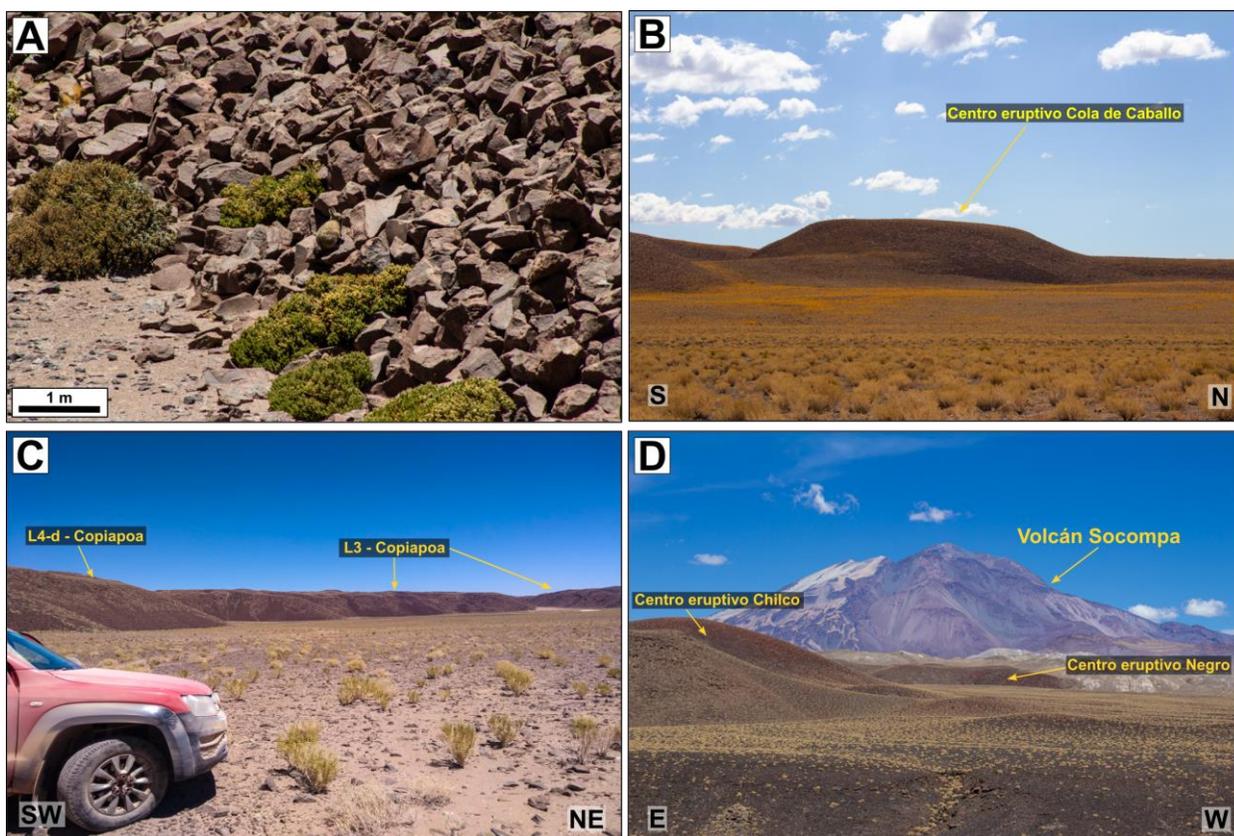


Figura 7. Macrofotografías de El Negrillar Central. (A) Flujos de lava en bloque característicos del clúster CEN, alcanzan hasta 1.5 m de largo en su eje longitudinal; (B) Centro eruptivo Cola de Caballo; (C) Flujos de lava 3 y 4-d (distal) del centro eruptivo Copiapoa; (D) Centros eruptivos Chilco y Negro, al fondo se observa el flanco norte del estratovolcán Socompa.

La Fig. 7A – D exhibe las morfologías características de los centros eruptivos y flujos de lava de CEN. Las coladas del clúster CEN se caracterizan por presentar texturas superficiales en forma de bloque (Fig. 7A) según la definición de Harris (2015), mostrando lóbulos, escarpes, ojivas y leves laterales, los cuales se pueden reconocer en las imágenes satelitales, permitiendo inferir las trayectorias de las coladas. La única excepción es el centro eruptivo Cola de Caballo, donde se evidenciaron morfologías transicionales de coladas Aa brechosa al inicio del centro de emisión y lavas en bloque en la zona del frente del flujo de lava. La distribución de los flujos de lava dentro del clúster parece estar levemente afectada por la pendiente de la paleotopografía del terreno. Los centros eruptivos del CEN con más de un flujo emitido muestran una distribución irregular de sus lavas sin una dirección de flujo preferencial (e.g., Copiapoa, Negro, Chagual y Guacalla y Cuernecillo; Fig. 6), sugiriendo la formación de estos centros eruptivos en un alto topográfico local que permitió la distribución asimétrica y/o radial de los flujos. Sin embargo, algunos lóbulos frontales de Cuernecillo, Copiapoa, Negro, Chilco, Cola de Caballo y Guacalla parecen converger radialmente hacia un bajo topográfico al norte del clúster, el cual está vinculado al depocentro del clúster NEN (Fig. 6; NEN: Northern El Negrillar).

La distribución de los centros eruptivos de CEN se caracteriza por dos tendencias principales: una alineación NW – SE (Fig. 6; Cuernecillo, Copiapo, Negro, Chilco y Cola de Caballo) y; una orientación NNE – SSW, donde los centros eruptivos se encuentran alineados paralelos a la extensión del ridge de Tilomonte (Fig. 6; Malvilla, Guacalla, Blanca, María, Chagual, y Chañar). Adicionalmente, se estableció la cronología relativa entre los centros eruptivos de CEN agrupando los centros que se encuentran morfológicamente relacionados entre sí (es decir, sus flujos están en contacto, se superponen, se sobreponen o subyacen a otros flujos). La cronología relativa entre Guacalla y Malvilla se define por separado debido a que no se encuentran en contacto con los demás centros eruptivos; donde Malvilla correspondería a un centro más antiguo que Guacalla. Para el resto de los centros eruptivos de CEN no es posible definir una relación cronoestratigráfica precisa, ya que no todos están relacionados entre sí. No obstante, es posible identificar dos secuencias. En primer lugar, al norte del clúster CEN, desde los centros eruptivos más jóvenes hasta los más antiguos: Negro, Chilco y Cola de Caballo. Segundo, hacia el sur, desde el centro eruptivo más joven al más antiguo: Chagual, Chañar, Blanca y María. Además, Copiapo L1 muestra un ligero solapamiento sobre Cuernecillo L5, lo que sugiere que Cuernecillo es más antiguo que los centros eruptivos Copiapo y Negro, mientras que Copiapo y Negro se consideran coetáneos debido a varios solapamientos indistintos de Copiapo L4-L5 y Negro L1-L2 (Fig. 6).

4.2.2. Petrografía de las lavas de ENC

A continuación, se presenta el análisis petrológico de los centros eruptivos de CEN (Tablas 2 y 5 del material suplementario online 1; conteo modal y resumen textural respectivamente). Además, la Tabla 2 muestra las abreviaturas utilizadas de las fases minerales en presente estudio.

Tabla 2. Abreviaturas fases minerales (Whitney y Evans, 2010)

Fase mineral	Abreviatura
Anfíbol	Amp
Piroxeno	Px
Clinopiroxeno	Cpx
Plagioclasa	Pl
Olivino	Ol
Ortopiroxeno	Opx
Espinela	Spl

En adelante, se utilizará el término microlito para referirse a cristales menores de 200 μm que forman parte de la masa fundamental, y fenocristales para aquellos minerales mayores a 200 μm . Las muestras de CEN son microporfídicas con 2-15 vol.% (200 - 2500 μm) de fenocristales, que se encuentran en una masa fundamental holocristalina a hipocristalina (Fig. 8A – C). Todos los centros eruptivos de CEN muestran fenocristales de Px (Cpx y Opx; 1 – 7.7 vol.%), Pl (< 2.9 vol.%)

y óxidos (0.1 - 9 vol.%; principalmente en la masa fundamental o como inclusión en fenocristales ferromagnesianos) en al menos una de sus fases eruptivas. Los fenocristales de Ol (Fig. 8B) y Amp (Fig. 8C) también están presentes en las lavas; sin embargo, sus contenidos varían considerablemente dentro del clúster. La Tabla 2 del material suplementario online 1 presenta el conteo modal realizado con el software JMicrovision, para estimar la proporción de fenocristales y masa fundamental de cada muestra, la cantidad relativa de fases minerales y el porcentaje de vesículas. Los resultados muestran que Cola de Caballo y Blanca (Fig. 8B) alcanzan la máxima abundancia de fenocristales de Ol (8.6 y 12.1 vol.% respectivamente), seguido por Negro (7.3 vol.%) el cual presenta un amplio rango de variación en el contenido de esta fase mineral (0.3 a 7.3 vol.%). Guacalla y Chañar son los únicos centros eruptivos donde los fenocristales de Ol están casi ausentes o se encuentran en una muy baja proporción. Los fenocristales de Amp alcanzan su máxima abundancia en Cuernecillo (1.8-4.3 vol.%; con su máximo en L1), seguido de Guacalla (1.8 vol.%; Fig. 8C), Chañar (1.4 vol.%), Negro (0.9 vol.%) y Copiapoa (0.2 vol.%); en los otros centros eruptivos de CEN este mineral está ausente en todas las muestras analizadas. En todos los centros eruptivos la masa fundamental se compone principalmente de microlitos de Pl y Cpx y, cantidades variables de Ol y vidrio (Fig. 8A).

El contenido de vesículas de las lavas de CEN varía entre las fases eruptivas de un mismo centro y entre centros. CEN presenta un rango de vesículas de 0.3 – 28.8 vol.%, la mayor concentración de vesículas la presenta el centro eruptivo Cola de Caballo con 28.8 vol.% en la muestra NEG-16 (Tabla 2 del material suplementario online 1); este centro eruptivo, es además el único de CEN donde fue posible identificar en terreno la presencia de actividad explosiva temprana, la cual permitió la formación de su cono de escoria. El centro eruptivo Negro presenta un rango variado de vesicularidad en sus muestras (1-25.6 vol.%) alcanzando su mínimo en el flujo L2 proximal y su máximo en L3; cabe destacar que en la misma fase eruptiva L2 se realizó un muestreo distal donde el contenido de vesículas registrado incremento a un 15.7 vol.%. Es interesante destacar que las fases eruptivas de un mismo centro eruptivo en CEN pueden variar en vesicularidad en hasta un 20 vol.% entre ellas. Las lavas con mayor vesicularidad registrada se caracterizan por presentar vesículas aisladas o agrupadas, alargadas e irregulares (100 μ m - 8 mm; por ejemplo, L1-p de Cola de Caballo (ver material suplementario online 2), mientras, las lavas menos vesiculares, se caracterizan por presentar microvesículas aisladas, redondeadas y distribuidas isotrópicamente (< 100 μ m).

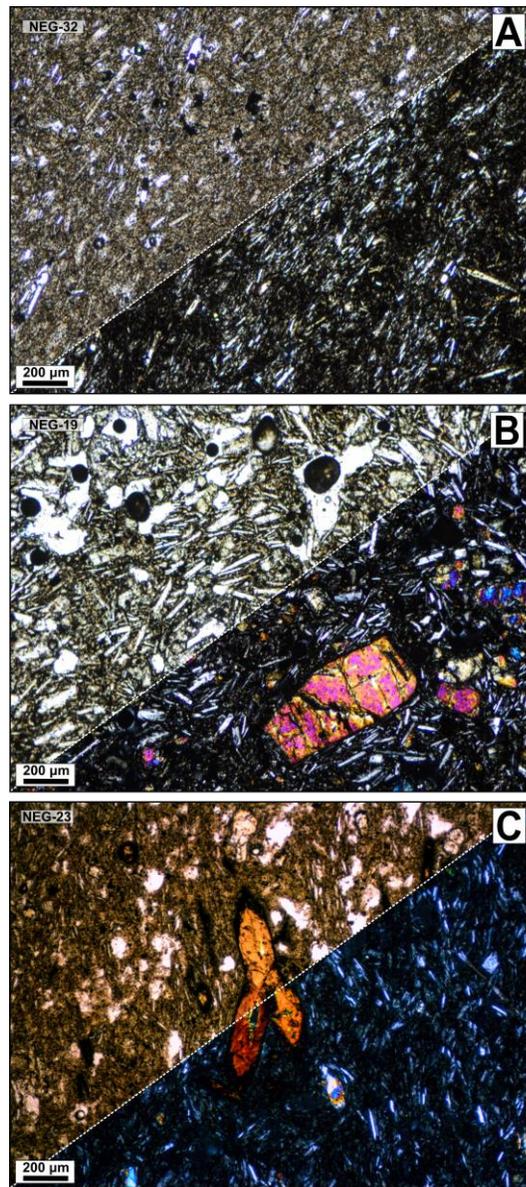


Figura 8. Microfotografías de El Negrillar Central. (A) Microfotografía del flujo de lava 3 (L3) de Copiapoa, sección delgada representativa de las lavas de CEN, baja cristalinidad y vesicularidad baja a moderada; (B) Flujo de lava 1 (L1) del centro eruptivo Blanca, presenta una lava rica en Ol; (C) Flujo de lava 1 (L1) de Guacalla, presenta una lava rica en Amp.

La Tabla 5 del material suplementario online 1 presenta el resumen del análisis textural de las lavas de CEN (para más detalle ver material suplementario online 2; *Descripción petrográfica de CEN*). En los fenocristales de Pl las texturas más abundantes son las zonaciones (oscilatoria y parche; con la única excepción de Guacalla, Chañar y Blanca), colas de golondrinas (en los microfenocristales) y sieve (presente en Copiapoa, Cuernecillo, Chagual y Chilco). En los centros eruptivos que presentan fenocristales de Ol, la fase mineral exhibe texturas esqueléticas, embahiamientos simples

y complejos, zonaciones irregulares, bordes zonados y texturas de reabsorción. Todos los centros eruptivos exhiben fenocristales de Cpx, principalmente Augita y Diópsido. Adicionalmente, Copiapo, Cuernecillo, Negro, Chilco y Blanca presentan fases de Opx, principalmente Enstatita. Los fenocristales de Px presentan zonaciones *en sector*, bordes de reabsorción, fracturas leves (Opx) y embahiamientos. En los centros eruptivos que presentan fenocristales de Amp, estos exhiben en todos los casos textura de bordes opacíticos en reemplazando total y parcialmente a la fase mineral, el principal mineral de reemplazo corresponde a Cpx. Los fenocristales de Amp también muestran embahiamientos internos en las fases de mayor tamaño. Los óxidos se presentan en todas las muestras; si su contenido con respecto a la muestra es bajo se encuentran solo en la masa fundamental, en caso contrario se observan también en las fases ferromagnesianas (principalmente Ol y Px) formando cúmulos. Finalmente, en algunas fases eruptivas de Copiapo, Cuernecillo y Negro se identificó textura poikilítica entre Pl (oikocristal) y Cpx (chadacristal).

4.2.3. Composición de los flujos de lava de ENC

Las lavas de CEN tienen una composición que varía desde andesita basáltica a dacita y, en algunos casos, alcanzan composiciones de traquiandesitas, con contenidos de SiO₂ que van de 53 a 65 wt.%, siguiendo la clasificación TAS de Le Bas et al. (1986) (Fig. 9). Estas lavas pertenecen a la serie calcoalcalina con contenido de potasio intermedio a elevado.

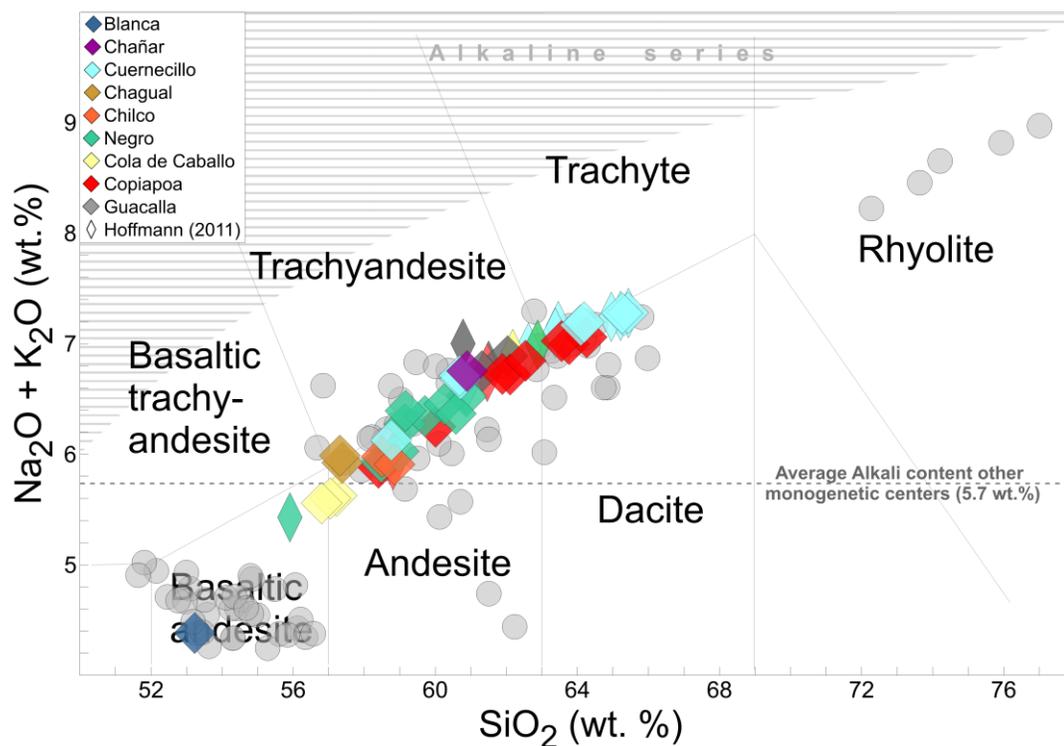


Figura 9. Diagrama de total álcalis vs. SiO₂ (clasificación TAS, Le Bas et al., 1986) para el clúster monogenético El Negrillar Central. Los círculos grises corresponden a otros centros eruptivos menores, CEC de CEN, es decir, situados a < 80 km del clúster (Cerro Tujle, Cerro Overo, La

Albondiga, El Mani, campo de lava de Tilocalar y colada de lava de El País; Ureta et al., 2020a; 2021a; 2021b, y Torres et al., 2021).

Nuestros análisis de roca total indican que Cuernecillo es el centro eruptivo que alcanza las composiciones más diferenciadas (L2 proximal con 65.3 wt.%), seguido de Copiapoa (63.6 wt.%), estos dos centros eruptivos son los únicos que alcanzan composiciones dacíticas. En orden de diferenciación le sigue Negro con un máximo de contenido de SiO₂ de 60.7 wt.%, siendo su último flujo emitido la fase más diferenciada. Chilco y Chagual siguen con una disminución en el contenido de sílice de 58.1 y 56.8 wt.% respectivamente. Solo Cola de Caballo y Blanca alcanzan composiciones de andesita basáltica, siendo Blanca la muestra de composición más máfica de CEN (~53 wt.%). Cabe destacar que el análisis realizado por Hoffmann (2011) indica que Malvilla también sería uno de los centros más evolucionados de CEN, alcanzando composiciones dacíticas y, por otro lado, una de las fases eruptivas de Negro registraría composiciones de andesita basáltica.

4.2.4. *Evolución volumétrica por centro de emisión y fase eruptiva*

Mediante ArcGIS se estimó el volumen emitido por fase y centro eruptivo, con el fin de reconstruir la historia evolutiva de todo el clúster CEN. La Fig. 10 presenta los resultados del cálculo del volumen bulk emitido, es decir, sin excluir los espacios vacíos que se generan entre los bloques de lava ni la vesicularidad de las mismas. El volumen total emitido para el clúster CEN fue 2.3 km³. Adicionalmente, se estimó el volumen DRE (Density Rock Equivalent) del clúster con el fin de obtener una mejor aproximación del magma eruptado; para esto se consideró el contenido de vesículas estimado por medio del conteo modal (7.6 vol.% para todo el clúster CEN; Tabla 4 material suplementario), resultando un volumen DRE emitido de 2.1 km³.

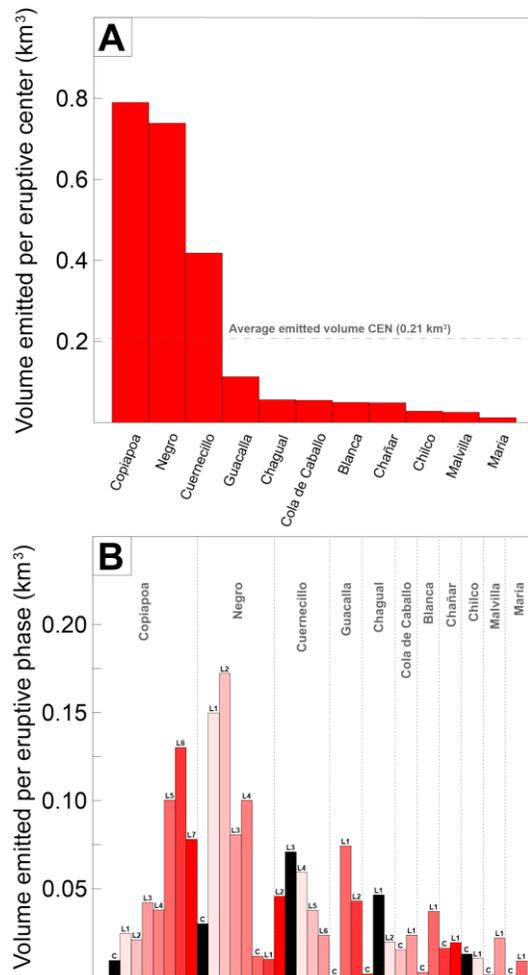


Figura 10. Evolución volumétrica de los centros eruptivos de la CEN. (A) Los gráficos de barras muestran el volumen total emitido por centro eruptivo (eje x); nótese que los volúmenes emitidos están ordenados de mayor a menor. (B) Muestra el volumen emitido por fase eruptiva (es decir, cono o flujo de lava) por cada centro eruptivo (38 fases eruptivas); los números en el eje x representan una fase eruptiva diferente y la letra "C" corresponde al volumen del cono cuando corresponde.

La Fig.10A muestra el volumen emitido por centro eruptivo en el clúster. Dos centros eruptivos (Copiapoa y Negro) emitieron un volumen dos veces mayor que el volumen medio emitido en el clúster (0.21 km^3 en la CEN). Copiapoa emitió el mayor volumen de todo CEN, con $\sim 0.8 \text{ km}^3$ (Fig. 10A), seguido de Negro con $\sim 0.7 \text{ km}^3$ (Fig. 10A) y, Cuernecillo con un volumen emitido de $\sim 0.42 \text{ km}^3$. El volumen emitido por los centros eruptivos de menos de 2 fases eruptivas no logra alcanzar un tercio del volumen emitido por Cuernecillo, el tercer centro eruptivo más volumétrico del clúster.

La Figura 10B muestra los volúmenes emitidos por fase eruptiva (flujo de lava y cono o domo cuando corresponda) en cada centro eruptivo. Aquellos centros con un mayor número de flujos de lava (>2) muestran un mayor volumen emitido para la fase eruptiva intermedia (e.g., Copiapoa, Negro, Cuernecillo, Guacalla y Chagual); después de este máximo, se observa una disminución significativa. Para los centros eruptivos con solo una fase eruptiva, el máximo volumen emitido se genera principalmente en el último estado eruptivo (e.g., Cola de Caballo, Blanca, Chañar, Chilco, Malvilla y María).

4.2.5. *Reología de los flujos de lava de El Negrillar Central: aproximación morfométrica*

La Tabla 4 del material suplementario online 1 presenta los parámetros morfométricos calculados para los flujos de lava emitidos por cada centro eruptivo de CEN. Los flujos presentan longitudes de 664 a 5,194 m medidas a lo largo del eje del flujo desde el centro de emisión hasta el frente de la colada, y sus espesores varían entre 12 y 117 m. Los anchos de las coladas de lava oscilan entre 163 y 935 m. El flujo de lava más largo de CEN (5,194 m de largo, hasta 557 m de ancho y 45 m de espesor) se observa en Guacalla L1; mientras que el más corto (664 m de largo, 644 m de ancho y 58 m de espesor) pertenece a Copiapoa L2.

Gracias a la morfología bien preservada de las lavas CEN, es posible estimar sus propiedades reológicas teniendo en cuenta sus características morfométricas. Este enfoque considera un comportamiento newtoniano y laminar del flujo durante toda la erupción.

Con el fin de establecer la viscosidad aparente de cada fase eruptiva se utiliza la ecuación de Jeffreys (1925), modificada por Nichols (1939) la cual se utiliza en flujos de lava, y una velocidad de emplazamiento estimada a partir de una aproximación morfológica de Pinkerton y Wilson (1994). La viscosidad media obtenida para el clúster CEN es de $1.7 \cdot 10^{10}$ Pa·s (ver Tabla 4 del material suplementario online 1). La viscosidad en el clúster CEN oscila entre $5.4 \cdot 10^8$ y $9.2 \cdot 10^{10}$ Pa·s, con el valor mínimo observado en L1 de Chagual y el máximo alcanzado por Copiapoa L2. La tasa de efusión fue calculada siguiendo el enfoque de Pinkerton y Sparks (1976). Los flujos de lava del CEN varían entre 0.9 – 13.5 (m³/s), donde el valor más bajo corresponde a Copiapoa L2 y el más alto a Negro L4.

El tiempo de emplazamiento de cada centro eruptivo fue calculado utilizando la aproximación de Kilburn y Lopes (1991) y asumiendo una tasa eruptiva constante. El mayor tiempo de emplazamiento de CEN es alcanzado por Blanca y Copiapoa, el primero se mantuvo la actividad durante 2 años y 7 meses, mientras que en Copiapoa, se mantuvo durante 2 años y 3 meses. Vale la pena destacar que Copiapoa corresponde al centro eruptivo con mayor número de fases eruptivas asociadas, mientras Blanca es un centro eruptivo que solo emitió un flujo de lava.

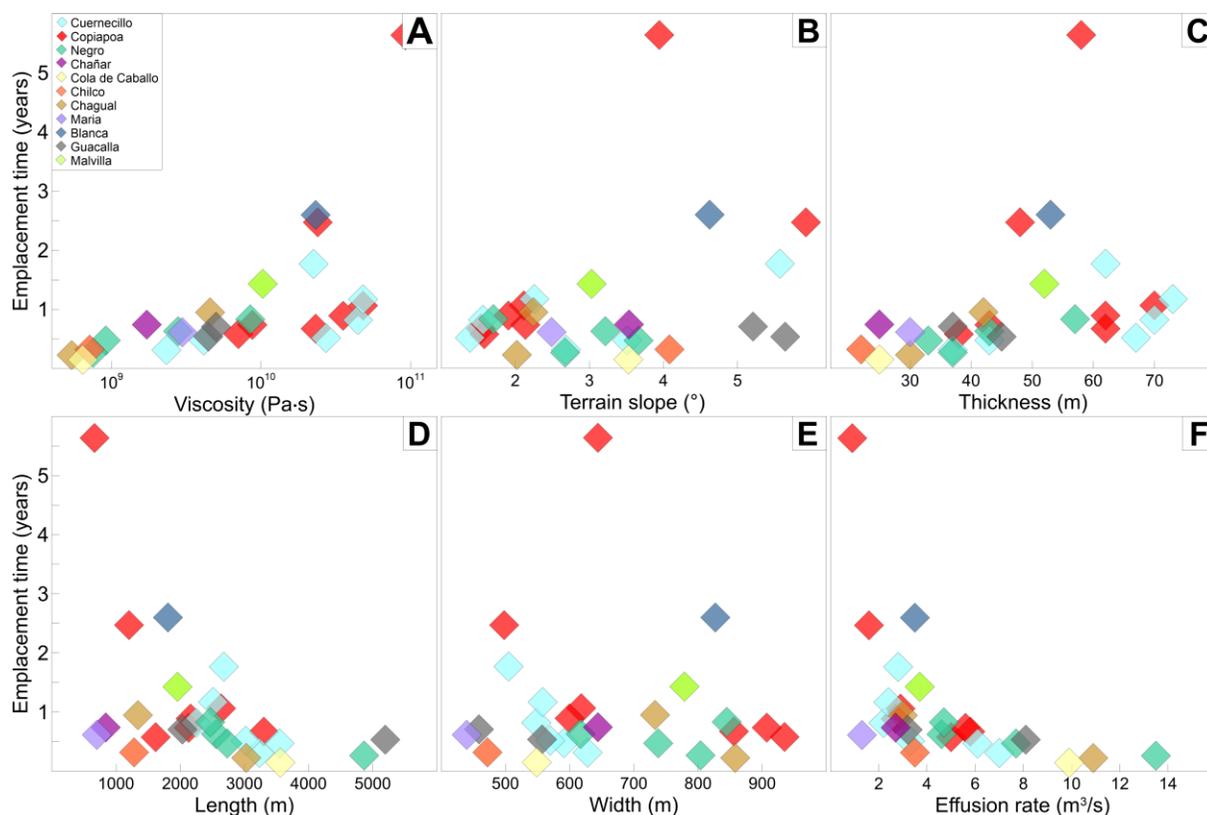


Figura 11. Comparación de los parámetros morfométricos calculados para todas las fases eruptivas de CEN. Los diagramas muestran la duración del emplazamiento frente a (A) la viscosidad, (B) la pendiente del terreno, (C) el espesor medio, (D) la longitud media, (E) la anchura media y (F) la tasa de efusión de las coladas de lava emitidas. El color de cada rombo representa su fuente de emisión (centro eruptivo).

La Fig. 11 presenta los parámetros morfométricos de cada flujo de lava versus el tiempo de emplazamiento. Blanca, Copiapoa y Cuernecillo alcanzan los mayores valores de viscosidad y espesor (Fig. 11A y C), mientras Chagual, Chilco y Cola de Caballo presentan los menores valores de estos parámetros. Asimismo, Cuernecillo y Copiapoa presentan las menores pendientes de terreno sobre las cuales se emplazaron sus flujos, mientras Blanca alcanza el valor máximo en este parámetro (Fig. 11B). La mayor tasa eruptiva es alcanzada por Negro, seguido de Chagual y Cola de Caballo, mientras Copiapoa alcanza los menores valores (Fig. 11F). En la Fig. 11D y E, donde se exhibe el largo y espesor versus al tiempo de emplazamiento, Copiapoa alcanza el rango de valores más amplio, mientras, Cuernecillo y Negro, centros eruptivos con un gran número de fases eruptivas como Copiapoa, presentan un rango acotado de estos valores.

4.3. DISCUSIÓN

4.3.1. *Evolución física y composicional de ENC*

El Negrillar Central exhibe un amplio rango composicional entre sus centros eruptivos, desde andesitas basálticas a dacitas. Si se considera el contenido de sílice promedio de cada centro eruptivo, se tiene de menor a mayor diferenciación: Blanca, Cola de Caballo, Chagual, Chilco, Negro, Chañar, Malvilla, Copiapo y Cuernecillo. Los centros eruptivos que presentan las composiciones más máficas del sistema se encuentran en contacto directo con la proyección de los ridges Tilomonte y Tilocálar (TT), es decir, Blanca y Cola de Caballo, que exhiben el menor contenido de sílice del clúster (53.1 wt.% y 56.6 wt.% de SiO₂ respectivamente; concentración promedio de cada centro). En contraste, las muestras más diferenciadas se encuentran más alejadas de esta proyección, es decir Copiapo y Cuernecillo (61.5 wt.% y 62.7 wt.% de SiO₂ respectivamente; concentración promedio de cada centro) y, situados más al oeste del clúster. Por tanto, se sugiere que el sistema de fallas inversas que dio lugar a la formación de los ridges permitió un ascenso mucho más rápido del magma en la zona SE del clúster, donde se sitúan los centros más máficos del mismo. Por otro lado, los centros eruptivos más voluminosos y con un mayor número de fases eruptivas, aunque si muestran un mayor rango composicional (e.g., Copiapo, Cuernecillo y Negro) no presentan una diferenciación gradual en su actividad eruptiva; por ejemplo, Cuernecillo exhibe su composición más máfica en L4 (58 wt.% de SiO₂), mientras su flujo más diferenciado es L2 (65 wt.% de SiO₂). Asimismo, los centros eruptivos menos voluminosos exhiben composiciones variadas (e.g., Blanca, andesitas basálticas; Chañar, andesitas; Fig. 9), indicando que no hay una correlación entre el volumen emitido por cada centro eruptivo y la composición de sus productos.

En cuanto a la evolución morfométrica del clúster, es posible evidenciar que los centros cuyas composiciones son más diferenciadas (e.g., Cuernecillo y Copiapo), presentan los mayores tiempos de emplazamiento, espesor y viscosidad de CEN, mientras, Cola de Caballo, Chagual y Chilco, centros que alcanzan composiciones más máficas, presentan los menores espesores, viscosidades y tiempos de emplazamiento. Los resultados de este análisis indican que para estos centros eruptivos se cumple que la composición es un factor determinante en las propiedades físicas de los flujos de lava, sin embargo, es posible evidenciar que Blanca, el centro eruptivo con el menor contenido de sílice de CEN alcanza también los mayores valores de viscosidad y tiempo de emplazamiento del clúster (Fig. 11A); de hecho, si consideramos estos valores por centro eruptivo (ver Tabla 4 del material suplementario online 1), Blanca es el centro con un mayor tiempo de emplazamiento asociado (más de 2 años). Castruccio et al. (2014) evidenció experimentalmente que la reología de los flujos de lava está fuertemente condicionada por el comportamiento de la fase sólida en el fundido y la interacción entre cristales, es decir, pese a que la composición del fundido es un factor dominante en el sistema, se tiene un límite umbral (Castruccio et al., 2010) sobre el cual el comportamiento de éste pasa a ser dominado por la fase sólida, generando un aumento exponencial en la viscosidad relativa de la colada de lava. Así, se sugiere que la alta

viscosidad y espesor de Blanca es producto de su alto contenido cristalino, el mayor registrado en el clúster.

4.3.2. *Influencia de los factores externos e internos en CEN*

El volcanismo monogenético suele emitir volúmenes de magma muy por debajo de 1 km^3 (generalmente cerca de $\sim 0.01 \text{ km}^3$; Smith y Németh, 2017); motivo por el cual las características de la erupción suelen depender fuertemente de la influencia de los factores externos (presencia de agua subterránea, fallas y estructura de la corteza) a diferencia de los volcanes compuestos con gran suministro de magma, donde los factores internos (e.g., la reología del magma, la composición química y los gases magmáticos) son clave (Németh, 2010; Németh y Kereszturi, 2015). En los Andes Centrales, a diferencia de otros segmentos del orógeno andino, los factores externos tienen un papel fundamental, principalmente debido a una corteza superior excepcionalmente gruesa y frágil que controla la formación de estructuras, pliegues y fallas locales que generan caminos que facilitan el ascenso del magma a la superficie (e.g., de Silva y Lindsay, 2015). Diferentes autores (e.g., Kuhn 2002; González et al., 2009; Tibaldi et al., 2017) han propuesto que este control estructural puede tener incluso un impacto mayor a escala local que los esfuerzos regionales causados por la subducción de las placas de Nazca y Sudamericana, por lo tanto, estos factores podrían tener un rol principal que contribuya a las diferentes características del volcanismo monogenético en los Andes Centrales.

La configuración estructural al sur del sector del Salar de Atacama se caracteriza por el desarrollo de fallas inversas N - S y fajas plegadas y corridas cuya proyección se encuentra directamente en contacto con el clúster CEN. Esta compleja configuración tiene como expresión en superficie dos ridges bien identificados: Tilomonte y Tilocálar (Fig. 6) (González et al., 2009). Los centros eruptivos de CEN exhiben una alineación NNE – SSW en concordancia con el ridge que se forma por la convergencia de Tilomonte y Tilocálar que se proyecta hacia el NW del clúster (Fig. 6; Chagual, Chañar, María, Blanca, Negro, Chilco, Cola de Caballo, Malvilla y Guacalla), lo cual sugiere que el sistema de fallas inversas N – S permitió la construcción de los centros eruptivos de CEN en la zona de extensión de los ridges, tal y como proponen González et al. (2009). Adicionalmente, pese a que Cuernecillo y Copiapo también se encuentran relativamente alineados con respecto a la proyección de los ridges, estos se encuentran más alejados de la alineación principal ($<10 \text{ km}$ perpendicular a la proyección), sin embargo, se ubican cercanos a la cordillera de Sierra de Almeida (ver 2.2.3), la cual presenta un estilo tectónico similar a Tilomonte y Tilocálar caracterizado por suaves pliegues y fallas inversas de alto ángulo y poco desplazamiento, inclinadas tanto al este como al oeste. Aun cuando esta morfoestructura corresponde a una unidad más antigua, las estructuras que la generaron durante el Terciario y la actividad extensional más reciente podrían haber facilitado el ascenso de magma de Cuernecillo y Copiapo sobre su proyección. James (2019) propuso que la alineación de algunos centros monogénicos en la región del Salar de Atacama, puede ser el resultado de la reactivación de estructuras preexistentes vinculadas a la falla dextral

transcurrente que permitió la formación del sistema volcánico Pajonales - Socompa - Pular; por lo tanto, este mecanismo podría también haber permitido la reactivación de sistemas estructurales preexistentes en la zona de Sierra de Almeida.

La hidrogeología de la región puede jugar un papel fundamental en el estilo eruptivo del clúster monogénico. Aunque los productos volcánicos de CEN han sido predominantemente efusivos, se han identificado eventos freatomagmáticos menos extensos en el campo. El clúster CEN se sitúan sobre el sistema acuífero MNT, sobre el segmento Negrillar. La mayor parte de los centros eruptivos de CEN carece de actividad explosiva, sin embargo, se identificó en terreno que el centro eruptivo Cola de Caballo presentó actividad explosiva temprana generando la formación de un cono de escoria con material de tamaño lapilli, indicando un estilo eruptivo estromboliano. Esta actividad pudo ser generada por diversos factores, volumen eruptado, tasas eruptivas, entre otros; sin embargo, vale la pena destacar que Cola de Caballo es el segundo centro eruptivo con composiciones más máficas del clúster y su flujo de lava presenta una muy baja viscosidad, factores que facilitan la segregación de las burbujas de gas del fundido durante el ascenso magmático, y que pudieron gatillar la liberación violenta de material piroclástico.

Por otro lado, Ureta et al. (2020) ha registrado la presencia de maares en el sector oriental del clúster (Fig. 6, triángulos rojos), lo cual también podría identificar la participación del acuífero en el desarrollo de actividad freatomagmática (Rissmann et al., 2015), indicando que el control hidrogeológico de la zona también pudo tener un rol en la variación del estilo eruptivo de CEN.

4.3.3. *Comparación con los centros monogénicos CEC del sector del Salar de Atacama*

En la ZVC se ha registrado una gran variedad de centros eruptivos menores en el arco principal y trasarco. La mayor concentración de estos centros se encuentra en el segmento de la Puna (23°S - 28°S), donde se presentan aislados o agrupados y con una o más fases eruptivas asociadas (e.g., Haag et al., 2019; Ureta et al., 2020a; 2021a; 2021b, y Torres et al., 2021). La composición de estos centros eruptivos varía de basáltica a riolítica (Fig. 9) y su actividad eruptiva comprende tanto eventos efusivos como explosivos, estos últimos generalmente asociados a una etapa freatomagmática de la erupción (e.g., Ureta et al., 2021b). Estas características han dado lugar al desarrollo de una gran diversidad de morfologías, tales como coulées, domos o "tortas" (domos de lava anchos de cima plana o coulées de domo), maares, conos de escoria, anillos de toba, conos y grandes campos de lava.

La mayoría de los centros eruptivos monogénicos en la región del Salar de Atacama, situados a menos de 80 km al norte de CEN, han sido bien estudiados previamente (Fig. 1B; en adelante, CEC de El Negrillar). Los CEC de El Negrillar corresponden principalmente a maares (Cerro Overo, La

Albóndiga, Cerro Tujle y Tilocálar Sur; Ureta et al., 2020a; 2021a y 2021b), coladas de lava aisladas (El País; Torres et al., 2021) o pequeños campos de lava (campo volcánico de Tilocálar; Ureta et al., 2021b). Los maares son centros eruptivos aislados con menos de 5 fases eruptivas asociadas (Ureta et al., 2020a; 2021a y 2021b), mientras que las lavas presentan de 1 a 8 fases eruptivas (Torres et al., 2021 y Ureta et al., 2021b). El notable incremento de la actividad freatomagmática al norte de CEN, que ha dado lugar a la formación de maares podría explicarse por la influencia del acuífero MNT en la actividad magmática (Rissmann et al., 2015 y Ureta et al., 2021b), en particular debido a la existencia del segmento más somero del acuífero y de la zona de descarga del Tilopozo dentro de este sector de la región del Salar de Atacama (ver sección 2.2).

Los CEC de El Negrillar no presentan un amplio rango composicional entre sus fases eruptivas. De hecho, estos centros eruptivos exhiben principalmente una única composición dominante (andesitas basálticas o, andesitas, con dacitas en menor cantidad), con la única excepción del domo de El Maní en el cual emitió una fase máfica y otra félsica (dacita y riolita; Ureta et al., 2021b). La monotonía en su composición también se refleja en la mineralogía de sus productos, que consiste principalmente en Pl, Px y óxidos, excepto en los centros eruptivos más máficos (i.e., Cerro Overo, La Albóndiga y Tilocálar Sur,) donde también está presente Ol (Ureta et al., 2021b y 2021a). Estas características sugieren que no hubo variaciones composicionales importantes durante su actividad eruptiva, una diferencia significativa en comparación con CEN, donde se exhiben composiciones que van desde andesitas basálticas a dacitas.

Además, el volumen de magma emitido por CEN (2.1 km^3 , DRE) es más de veinte veces mayor que el volumen emitido por sus CEC: Cerro Overo ($4 \cdot 10^{-4} \text{ km}^3$, DRE), La Albóndiga ($3.7 \cdot 10^{-4} \text{ km}^3$, DRE), Cerro Tujle ($3.9 \cdot 10^{-5} \text{ km}^3$, DRE), El País (0.1 km^3 , DRE), Tilocálar Sur ($9.2 \cdot 10^{-2} \text{ km}^3$, DRE), Tilocálar Norte ($8.7 \cdot 10^{-2} \text{ km}^3$, DRE) y El Maní ($1.1 \cdot 10^{-6} \text{ km}^3$, DRE). De hecho, el volumen total emitido por estos centros monogénicos no alcanza el volumen total emitido por el flujo de lava individual más voluminoso de CEN, L2 del centro eruptivo Negro (0.2 km^3), evidenciando que CEN emitió un volumen de magma considerablemente mayor que los centros eruptivos CEC de El Negrillar.

4.3.4. *CEN y su relación con los otros clusters de El Negrillar: ¿tendencia local?*

Se comparó la evolución magmática entre los tres clústeres principales del campo volcánico El Negrillar (Fig. 1B); para esto, se utilizaron los datos de NEN y SEN pertenecientes a los trabajos de Cartagena, (2022) y Loaiza, (2022), respectivamente. Los resultados indicaron que la composición más abundante en el campo es andesita, la cual alcanza un ~ 46 vol.% del volumen total de magma emitido, seguida de dacitas con un 30 vol.%, traquiandesitas con un 12 vol.% y, el resto correspondería a magmas traquíticos y basalto-andesíticos, evidenciando que el magma de este campo es predominantemente de composición intermedia (ver tabla 3). El clúster CEN emitió

la mayor cantidad de magma andesítico de todo el campo, la cual representa al 74 vol.% del total de magma generando en el clúster; la segunda composición de lava más abundante es dacítica (0.2 km³), seguida de andesita basáltica (0.1 km³) y, por último, traquítica (0.04 km³). NEN emitió más de la mitad del magma más diferenciado (dacítico) de todo el clúster (0.9 km³), mientras SEN se generó el 67 vol.% del total de andesitas basálticas de El Negrillar.

Tabla 3. Composición de los volúmenes calculados de magma emitidos por cada clúster de El Negrillar según la clasificación TAS de Le Bas et al. (1986) (Parra-Encalada et al., 2022). Sólo se consideran los cálculos con composiciones disponibles.

	Andesita basáltica	Andesita	Traquiandesita	Dacita	Traquita	Total
NEN [km³]	0	0.8	0.1	0.9	0.3	2.13
CEN [km³]	0.1	1.1	0	0.2	0.04	1.48
SEN [km³]	0.2	0.8	0.6	0.6	0.1	2.29
Campo de lava El Negrillar [km³]	0.3	2.7	0.7	1.7	0.4	5.9
Campo de lava El Negrillar [%]	5.9	46.2	11.7	29.5	6.6	100

En consecuencia, las coladas CEN y SEN presentan los magmas más primitivos de El Negrillar, incluyendo andesitas y andesitas basálticas, con los contenidos totales más bajos de sílice y álcalis, mientras que los productos volcánicos del NEN exhiben principalmente composiciones dacíticas con los contenidos más altos de sílice y álcalis, indicando magmas más diferenciados.

Estas observaciones también se relacionan con la información petrográfica. El Negrillar presenta una amplia gama de fases minerales, desde fenocristales relacionados con altas temperaturas de cristalización y en condiciones anhidras (e.g., Ol), hasta fenocristales formados a temperaturas más bajas y en condiciones de saturación de agua (e.g., Amp). Las lavas SEN tienen los mayores contenidos de Ol, mientras que en las lavas NEN el Ol está casi ausente, en contraparte, exhibe las mayores cantidades de Amp; CEN presenta contenidos de Ol y Amp variable en sus muestras, es decir, un comportamiento composicional intermedio entre los otros dos, coincidiendo con una tendencia de diferenciación magmática de sur a norte. Asimismo, NEN exhibe el mayor contenido de vesículas y las más irregulares, sugiriendo una liberación de gas caótica debido a la alta viscosidad del fundido y al contenido en sílice; contrario al clúster SEN, el cual muestra una muy baja vesicularidad, sugiriendo una liberación de gas controlada durante la erupción debido a una

menor viscosidad del magma. CEN presenta un comportamiento intermedio entre ambos, sugiriendo un comportamiento reológico intermedio entre NEN y SEN durante la desgasificación.

Esta tendencia de diferenciación de sur a norte también se identifica al analizar la morfometría y la reología de la lava. Los flujos de lava del NEN muestran las mayores viscosidades, espesores, y el mayor tiempo de emplazamiento del campo de lava (e.g., Lloica (ENN) con ~ 3 años y 5 meses; Parra-Encalada et al., 2022), mientras que SEN exhibe las menores viscosidades, espesores, y el menor tiempo de emplazamiento (e.g., el centro eruptivo Pingo Pingo (ENS) con ~ 1 mes; Parra-Encalada et al., 2022); notablemente los flujos de lava del clúster CEN muestran un comportamiento intermedio de estos parámetros.

El clúster SEN parece corresponder a la actividad magmática menos diferenciada del campo, donde la baja cristalinidad, las lavas ricas en Ol y un pobre contenido en vesículas dieron lugar a bajas viscosidades, junto con un gran aporte de magma, lo que facilitó el desarrollo de las extensas coladas de lava de gran volumen durante una actividad eruptiva efusiva controlada. Por el contrario, las características del clúster NEN indican el desarrollo de un magmatismo más diferenciado, donde la mayor cristalinidad, las lavas ricas en Amp y el alto contenido en vesículas dieron lugar a viscosidades más altas, que junto con las menores tasas eruptivas condujeron al desarrollo de flujos de lava cortos y gruesos durante una actividad efusiva más caótica, pero sostenida. El clúster CEN emitió magmas máficos, pero de menor volumen, y también con menor contenido de Ol y mayor de Amp que en el clusters SEN. En cuanto a las características morfométricas y reológicas de CEN, éstas son similares a las de NEN, lo que sugiere que el clúster del CEN muestra en la mayoría de los casos un comportamiento intermedio entre la actividad efusiva de los clusters SEN y del NEN.

4.4. CONCLUSIONES

El Negrillar es uno de los campos volcánicos monogenéticos más voluminosos de los Andes Centrales; el volumen eruptado solo por su clúster central supera en más de 2 km³ de magma al volumen eruptado por otros centros eruptivos menores en el sector del Salar de Atacama (e.g., Tilocálar Norte, Tilocálar Sur, Cerro Overo y El País). El Negrillar Central se caracteriza por presentar un gran número de centros eruptivos con varias fases eruptivas asociadas, una configuración compleja que no se observa en otros clústeres monogenéticos o centros eruptivos de la zona, los cuales suelen encontrarse aislados y en su mayoría con menos de cinco fases eruptivas asociadas. Además, la presencia de actividad explosiva temprana en alguno de sus centros eruptivos sugiere que este clúster presentó cambios en su actividad eruptiva durante su formación, lo cual deja abierta una ventana al estudio de la actividad explosiva asociada a CEN y los gatillantes que pudieron generar este cambio en su actividad, de eventos explosivos menores a la formación de extensos y voluminosos flujos de lavas (2.1 km³ DRE).

Se presenta por primera vez un mapa geológico detallado de CEN, ilustrando la compleja configuración de sus 27 coladas de lava emitidas por 11 centros eruptivos. Los resultados indican que el amplio rango composicional que es posible evidenciar en el clúster monogenético podría estar fuertemente relacionado con los factores externos que afectaron el desarrollo de la actividad eruptiva de CEN. La despresurización también habría gatillado el escape de volátiles (desvolatización) en los magmas más evolucionados.

Por otro lado, en relación con los otros dos clústeres de El Negrillar, se identificó una tendencia local de sur a norte que indica que los factores externos, como el control estructural y la interacción de las aguas subterráneas, desempeñaron un papel importante en el desarrollo de las diferentes características del campo volcánico y las variaciones entre los clusters. Un entorno estructural más complejo y la influencia del acuífero MNT sobre el sector norte y central podrían explicar las características de estos centros eruptivos y la presencia de una actividad explosiva temprana (e.g., Cola de Caballo); por el contrario, los factores externos probablemente desempeñaron un papel menor en el sector sur.

CAPÍTULO 5 - EVOLUCIÓN MAGMÁTICA DE EL NEGRILLAR CENTRAL, ANDES CENTRALES, CHILE

5.1. INTRODUCCIÓN

El campo volcánico monogenético El Negrillar se ubica en la Zona Volcánica Central, en la región del Salar de Atacama, su actividad se focaliza en tres clústeres principales identificados por su distribución con respecto a la avalancha del volcán Socompa y sus propiedades físicas y composicionales (ver capítulo 4). El objetivo de este trabajo es identificar la naturaleza de la fuente magmática de El Negrillar Central y analizar los procesos petrogenéticos que controlaron el desarrollo y evolución del clúster. Se estudiaron las distintas fases eruptivas de CEN (flujos de lava y conos) considerando su secuencia volcanoestratigráfica y, analizando en detalle las composiciones de roca total de los flujos de lava (elementos mayores y traza) y los datos isotópicos de Sr-Nd-Pb; permitiendo caracterizar las fases eruptivas e investigar la evolución magmática de cada centro eruptivo y del clúster en general.

Adicionalmente se compararon los resultados geoquímicos de los centros eruptivos de CEN con los valores de roca total (mayores y trazas) y datos isotópicos disponibles de los CEC de El Negrillar, volcanes compuestos del arco principal de los Andes Centrales, centros eruptivos del CMAP y, el volcanismo máfico de la zona de trasarco de los Andes Centrales; el objetivo es evidenciar similitudes y diferencias en la naturaleza de la fuente magmática y en los procesos petrogenéticos involucrados en la diferenciación de CEN en comparación con otros centros eruptivos de los Andes Centrales.

5.2. MUESTRAS Y PROCEDIMIENTOS

Los flujos de lava y conos (cuando corresponde) de CEN fueron muestreados en terreno para análisis petrológicos y geoquímicos; en este estudio las muestras se clasifican según la volcanoestratigrafía descrita en el capítulo 4. La Fig. 6 presenta la ubicación de las muestras recolectadas durante la campaña de terreno con su código asociado y la Tabla. 1 los análisis realizados para cada muestra.

Todas las muestras fueron estudiadas macroscópicamente, permitiendo la selección de las más representativas de cada flujo, con baja a nula presencia de alteración postmagmática y xenocristales de cuarzo; a esta selección de muestras se realizó secciones delgadas y análisis de elementos mayores y trazas, y razones isotópicas de Sr-Nd-Pb (Tabla 1).

Se analizaron 35 muestras para elementos mayores y 28 muestras para elementos trazas e isótopos (Tabla 1). Los análisis de elementos mayores se realizaron con el método de XRF en el GeoAnalytical Laboratory de Washington State University. Los análisis de elementos trazas se realizaron en el espectrómetro de masas de plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) Thermo Scientific XSERIES

2, mientras los análisis isotópicos se analizaron por medio de Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente NuPlasma HR (MC-ICP-MS). Ambas instalaciones pertenecen al laboratorio de Geoquímica del Departamento de Ciencias Geológicas de la University of Cape Town. Los resultados de estos análisis se encuentran en la Tabla 3 del material suplementario online 1. Para más detalles de los procedimientos analíticos, precisión y exactitud del método ver sección 3.3 y material suplementario online 3.

5.3. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

5.3.1. Elementos mayores

La Fig. 12 presenta los gráficos bivariantes de elementos mayores versus el contenido de SiO₂ (wt.%) para los flujos de lava de CEN. El clúster muestra una disminución de MgO (1.9 – 7.9 wt.%; Fig. 12C), FeO^T (3.9 – 7.7 wt.%; Fig. 12B) CaO (4.1 – 7.9 wt.%; Fig. 12D), TiO₂ (0.7 – 1.3 wt.%; Fig. 12G), y P₂O₅ (0.3 – 0.5 wt.%; Tabla 3 material suplementario online 1) con el incremento de SiO₂. El contenido de K₂O (1.1 – 2.8 wt.%; Fig. 12A) exhibe un aumento progresivo con el incremento de SiO₂, mientras que el contenido de Al₂O₃ (16 - 17 wt.%; Fig. 12E) y Na₂O (3.3 – 4.5 wt.%; Fig. 12F) no presenta una tendencia bien definida con el aumento del SiO₂. El clúster CEN muestra un amplio rango composicional en la mayoría de los elementos mayores; L1 de Blanca es la muestra más máfica de todo el campo, presentando el menor contenido de sílice (53.1 wt.%) y mayor contenido de MgO (7.9 wt.%), FeO^T (7.7 wt.%) y CaO (7.9 wt.%). Cola de Caballo y Chagual siguen a Blanca en orden de diferenciación, alcanzando muy bajos contenidos de MgO, FeO^T y CaO (Fig. 12C, B y D). Los centros eruptivos Cuernecillo y Copiapo exhiben las composiciones más diferenciadas de todo el clúster, alcanzando los más bajos contenidos de MgO, FeO^T y CaO y el mayor contenido de K₂O de CEN; en particular, L2 de Cuernecillo es la muestra más diferenciada del clúster, presenta el mayor contenido de sílice (65.3 wt.%) y menor contenido de MgO (1.9 wt.%), FeO^T (3.9 wt.%) y CaO (4.1 wt.%). Vale la pena destacar que Blanca, pese a presentar una composición de sílice mucho menor que el resto de los centros eruptivos, en todo momento se mantiene dentro de la línea composicional evolutiva de CEN, con las únicas excepciones en TiO₂ y P₂O₅ donde alcanza valores que se alejan de la tendencia.

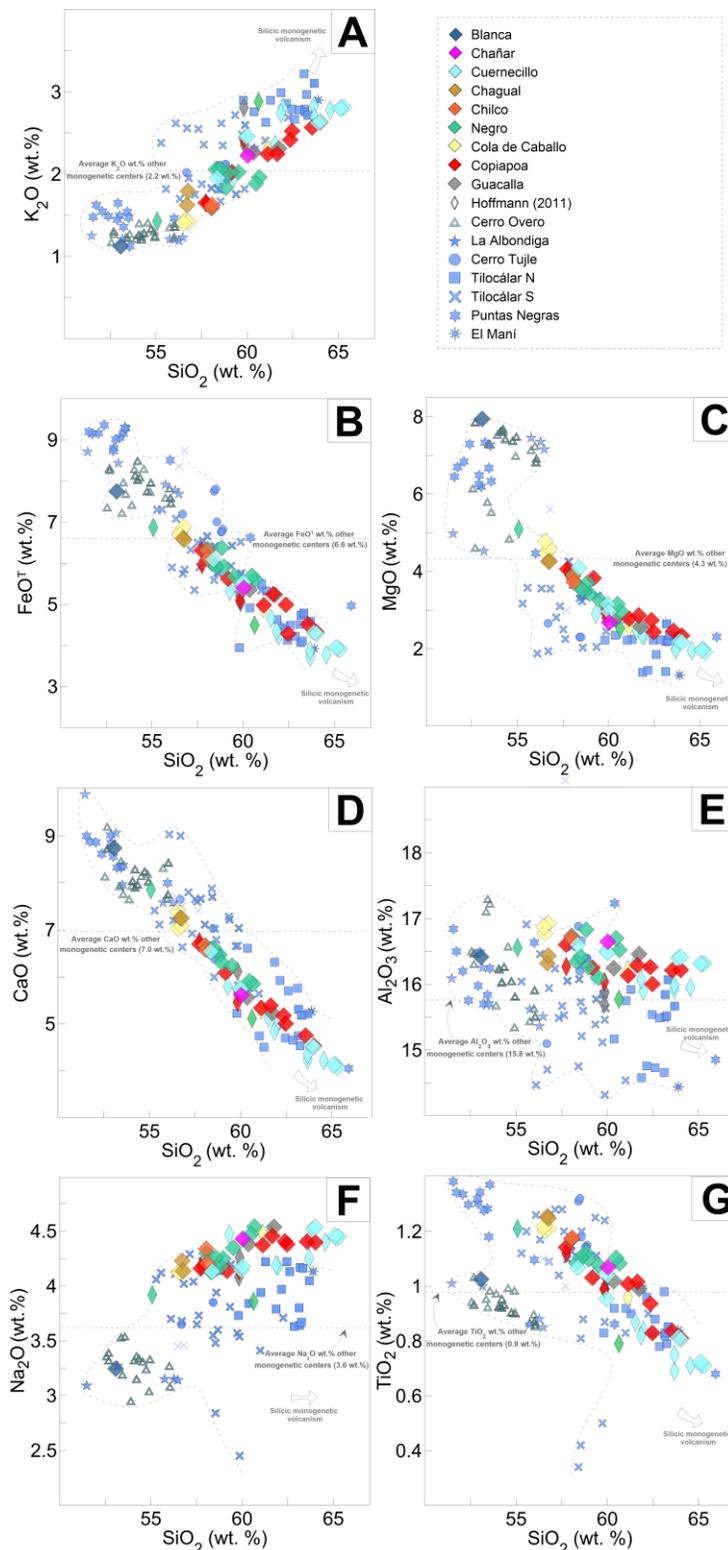


Figura 12. Variación geoquímica del El Negrillar Central. Se grafica el contenido de elementos mayores vs. SiO_2 (wt.%) para los flujos de lava del clúster CEN (nuestro estudio y Hoffmann et al., 2011). Se presenta el contenido de estos elementos para los CEC de El Negrillar (es decir, Cerro Tujle, Cerro Overo, La Albondiga, El Maní, campo de lava de Tilocálar y colada de lava de El País; Ureta et al., 2020a; 2021a; 2021b, y Torres et al., 2021).

En La Fig. 12 se graficaron los CEC de El Negrillar (Cerro Tujle, Cerro Overo, La Albóndiga, El Mani, campo de lava de Tilocálar, y flujo de lava de El País; Ureta et al., 2020a; 2021b; 2021a, y Torres et al., 2021). Las concentraciones de CEN sobresalen con respecto a la de otros centros monogénéticos del sector del Salar de Atacama; más del 50% de las muestras presentan contenidos de MgO, FeO^T y CaO por debajo de las concentraciones medias de los otros centros monogénéticos del sector del Salar de Atacama (4.3 wt.%, 6.6 wt.% y 7.0 wt.%; Fig. 12B, C, y E respectivamente; Ureta et al., 2020a; 2021a; 2021b, y Torres et al., 2021), mientras, gran parte de estas exhibe además contenidos de P₂O₅, Al₂O₃ y Na₂O superiores a las concentraciones medias de los otros centros monogénéticos del sector (0.3 wt.%, 15.8 wt.%, 3.6 wt.%; Fig. 12H, D y G), estableciendo un límite superior para las concentraciones de P₂O₅ y Al₂O₃ en la zona.

5.3.2. Elementos traza

Se realizaron diagramas bivariantes de elementos traza versus el contenido de SiO₂ (Fig. 13); estos valores se graficaron junto a concentraciones de elementos traza de volcanes compuestos del arco principal, centros eruptivos máficos del trasarco y los CEC de El Negrillar obtenidos de la literatura (Hörmann et al., 1973; Deruelle, 1982; Knox et al., 1989; Kay 1994; Wittenbrink, 1997; Matthews et al., 1999; Kraemer, 1999; Richards y Villeneuve, 2001; Mamani et al., 2008 y 2010; Godoy et al., 2017; Maro et al., 2017; González-Maurel et al., 2019; Sainlot et al., 2020; Van Alderwerelt et al., 2021; Torres et al., 2021). Adicionalmente, se plotearon las 5 fases eruptivas de CEN obtenidas por Hoffmann, (2011), las cuales concuerdan con nuestros análisis.

Se observa que los elementos de transición Ni (19-140; Fig. 13C), Sc (7-31; Fig. 13E), Cr (31-427; Fig. 13F), Yb (0.2-1.5; Fig. 13H), Tb (0.5-2.9; A1. F), Eu (1.4-5.1; A1. E) y V (87-225; A1. O) muestran un comportamiento compatible, disminuyendo con el aumento del contenido de sílice. Blanca, el centro eruptivo más máfico del clúster, presenta la mayor concentración de Ni, Sc, Cr, Yb y V (Fig. 13C, 11E, 11F, 11H y AO, respectivamente), además, exhibe un gap composicional con respecto al resto de los centros eruptivos de CEN; Cola de Caballo, quien sigue a Blanca en menor contenido de sílice, es el segundo centro con mayor contenido de estos elementos y marca el fin del gap composicional. Por otro lado, Cuernecillo, el centro eruptivo más diferenciado del clúster, presenta en sus muestras muy bajas concentraciones de estos elementos, marcando un límite inferior para los centros eruptivos de CEN. El resto de los centros eruptivos del clúster se encuentra composicionalmente entre Cola de Caballo y Cuernecillo.

Los elementos litófilos de ion grande (*Large Ion Lithophile Elements*; LILE), por ejemplo, Rb (18-97; Fig. 13A) y Ba (36- 942; Fig. 13B) y los elementos de alto potencial iónico (*High Field Strength Elements*; HFSE), como Pb (2.9-15; A1. I), Th (0.5-9; A1. J), La (23-77; A1. G) y U (<1.4; A1. K) definen una tendencia única y muestran correlaciones positivas con el aumento de SiO₂, indicando un comportamiento incompatible. Cuernecillo exhibe las mayores concentraciones de LILE y

HFSE de todo el clúster, mientras Blanca las menores. A diferencia de los elementos de transición, el gap composicional en estos elementos no es tan marcado. El resto de los centros eruptivos de CEN presenta una concentración de estos elementos entre Blanca y Cuernecillo, donde de menor a mayor concentración se tiene: Blanca, Cola de Caballo, Chagal, Chilco, Copiapoa – Negro – Guacalla – Chañar (cuyas fases eruptivas se interceptan composicionalmente) y, Cuernecillo.

Finalmente, algunos elementos traza (Sr, Co, Ce, Nd, Sm, Zr, Cu, Zn y Nb; ver Anexo) exhiben patrones levemente similares a los LILE y HFSE, sin embargo, no definen una tendencia clara de variación.

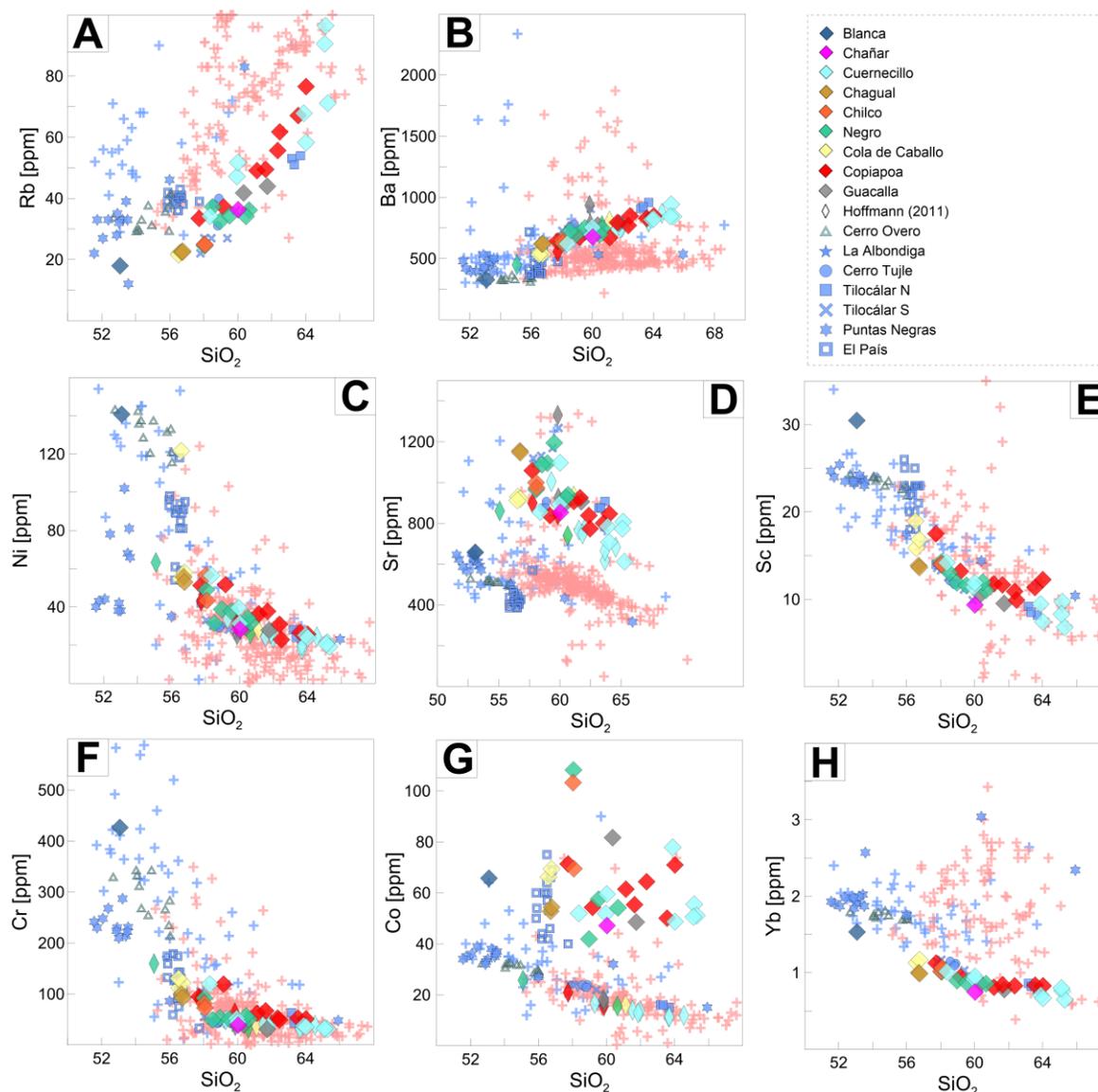


Figura 13. Diagramas bivalentes de las composiciones de elementos trazas de CEN (roca total) versus el contenido de SiO_2 . También se presentan los valores de los CEC de CEN (es decir, Cerro

Tujle, Cerro Overo, La Albondiga, El Mani, campo de lava de Tilocálar y colada de lava de El País; Ureta et al., 2020a; 2021a; 2021b, y Torres et al., 2021). Adicionalmente, a modo de comparación se exhiben las composiciones para centros eruptivos (menores y estratovolcanes) del arco principal (cruces rosadas) y el trasarco (cruces azules).

La Fig. 14 presenta el diagrama de multielementos de los flujos de lava y conos de CEN normalizados a *Normal-Mid Ocean Ridge Basalt* (N-MORB; Sun y McDonough, 1989; White y Klein, 2014). Cabe destacar que todos los centros del clúster exhiben patrones similares de multielementos independiente de la fase eruptiva muestreada. Se observa un enriquecimiento en LREE y un empobrecimiento en HREE el cual presenta una tendencia más “plana” en los elementos más compatibles. Se observan anomalías negativas de Nb – Ta, Ce, P y Ti (Fig. 14) y anomalías positivas de La, K, Pb y Nd (Fig. 14) en relación con N-MORB. Todos los centros eruptivos de CEN exhiben un patrón de enriquecimiento en elementos incompatibles. Cuernecillo presenta el mayor contenido de LREE, seguido de Copiapoa, Negro, Chagual y Chañar, y el menor contenido de LREE. Al contrario, el centro eruptivo Blanca muestra los menores contenidos de LREE y mayores de HREE con respecto al resto de los centros eruptivos de CEN, seguido de Cola de Caballo y Chagual.

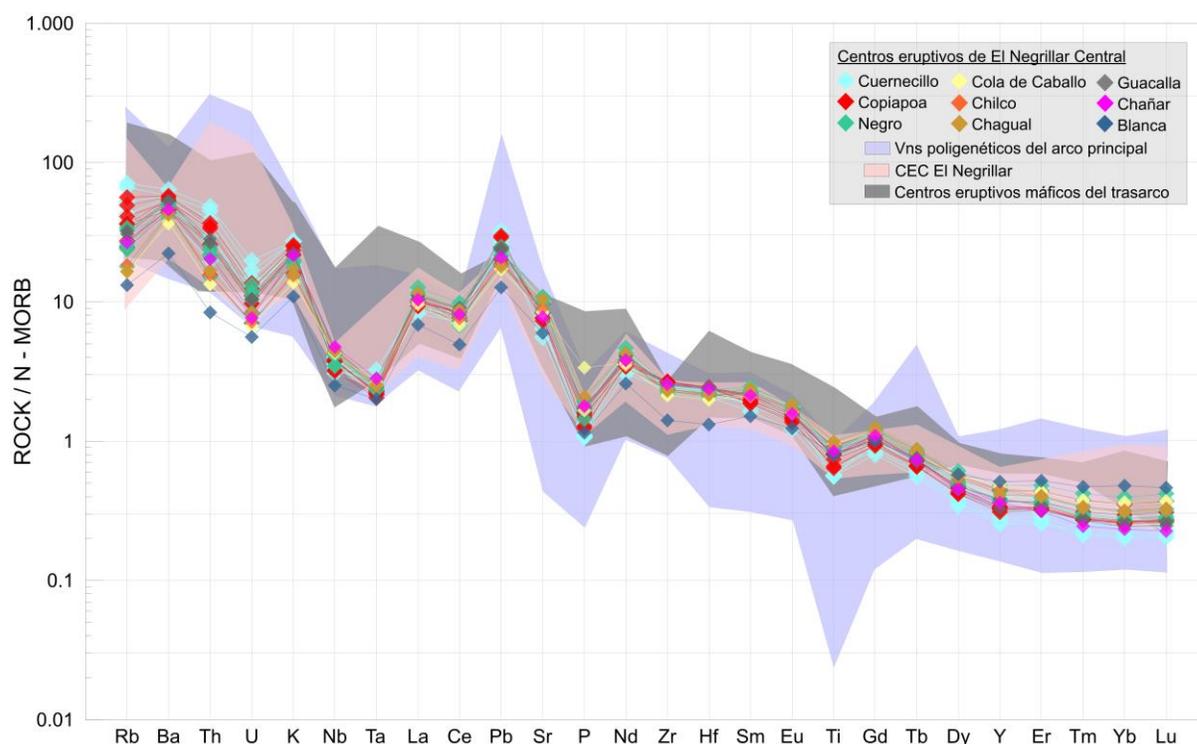


Figura 14. Diagrama de multielementos normalizados N-MORB (Sun y McDonough, 1989; White y Klein, 2014) para los flujos de lava y centros eruptivos (conos, cuando corresponda) de CEN. A

modo de comparación también se presentan las concentraciones normalizadas a N-MORB de estos elementos para los CEC de El Negrillar y centros eruptivos de la ZVC del arco principal y del trasarco.

Adicionalmente, se realizaron diagramas de relaciones de elementos trazas altamente incompatibles (Fig. 15A – K) versus el contenido de sílice y las relaciones La/Yb (Fig. 15B y E) y La/Ta (Fig. 15I) de CEN (este estudio y Hoffmann, 2011) y, valores de centros eruptivos menores y volcanes compuestos de los Andes Centrales (arco principal y trasarco). Los resultados muestran que las relaciones Ba/La (Fig. 15A), La/Yb (Fig. 15C), Th/Ce (Fig. 15G) y Th/Nb (Fig. 15K) experimentan un incremento con el aumento del contenido de sílice; para las relaciones Ba/La y Th/Ce, los centros eruptivos de CEN se encuentran por debajo del valor promedio de la corteza continental (*Bulk continental crust*; Fig. 15A y G, 22.8 y 0.13 respectivamente), indicando, un límite inferior en los valores de estas relaciones para los volcanes del arco principal. Al contrario, se observa una tendencia negativa de las razones Nb/U (Fig. 15F), Ce/Pb (Fig. 15D) y Ba/Th (Fig. 15H) con respecto al contenido de SiO₂, donde en los tres casos los centros eruptivos de CEN indican un límite superior con respecto al arco principal y el trasarco y, se sitúan sobre el promedio de la corteza continental (6.2, 3.9 y 81.4, respectivamente).

La relación Nb/Y vs. La/Yb exhibe una tendencia positiva (Fig. 15B) similar a la tendencia definida por los centros eruptivos del trasarco, valores que además se sitúan sobre la composición promedio de la corteza continental (Nb/Y = 0.42), la única excepción es el centro eruptivo Blanca, el cual se encuentra por debajo de este promedio. La Fig. 15E muestra una correlación positiva de Sm con el incremento de Yb, donde los valores de CEN presentan un comportamiento similar a los valores obtenidos para estas relaciones en el trasarco; la mayor parte de las lavas de CEN se ubican sobre el promedio de la corteza continental (La/Sm = 5.1), con excepción de Blanca y Cola de Caballo, que exhiben los valores más bajos para esta relación.

En la Fig. 15E se observa que los centros eruptivos de CEN exhiben elevadas concentraciones de la relación Ba/Ta con el aumento de La/Ta; además, el diagrama muestra la relación Ba/La (Fig. 15B; líneas grises) características de los centros eruptivos del arco principal (Ba/La = 20) y el trasarco (Ba/La=10). Todos los centros eruptivos de CEN presentan un valor de Ba/La >18, con excepción del centro eruptivo Blanca y Negro (Hoffmann, 2011) que presentan una relación Ba/La <18. Por otro lado, en la Fig 13J (La/Yb vs. La/Ta) los centros eruptivos de CEN presentan una elevada razón La/Ta con el aumento de La/Yb, con excepción del centro eruptivo Blanca, que alcanza los menores valores para estas razones. En ambos diagramas los centros eruptivos de CEN se encuentran por sobre el promedio continental (Fig. 15B y 13J; 651 y 28.6, respectivamente).

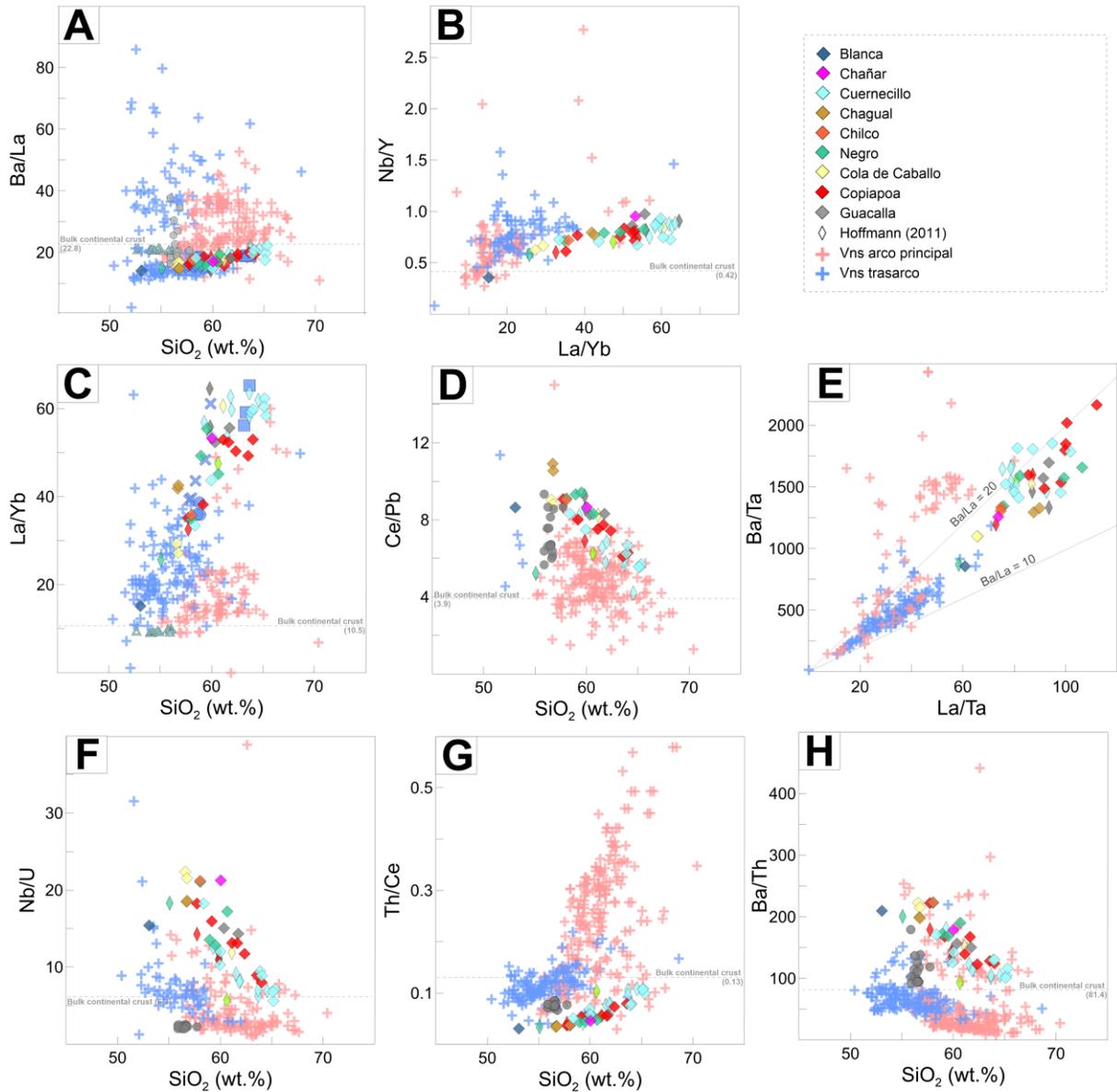


Figura 15. Diagramas bivalentes de SiO_2 , La/Yb (B) y La/Ta (E) vs. relaciones de elementos trazas de los flujos de lava y centros eruptivos de CEN. También se presentan estos valores para los CEC de El Negrillar (si hay disponibilidad de datos) y para los centros eruptivos del arco principal (cruces rosadas) y trasarco (cruces azules) de la ZVC. La línea gris punteada indica los valores bulk de la corteza continental para estas relaciones (Rudnick y Gao, 2003). Líneas grises continuas exhiben los límites de relaciones de Ba/La características de los centros eruptivos de la ZVC; el arco principal suele tener una relación $\text{Ba/La} > 18$ ($\sim \text{Ba/La} = 20$), mientras el trasarco $\text{Ba/La} < 18$ ($\sim \text{Ba/La} = 10$).

En todos los gráficos de la Fig. 15, excepto Ce/Pb vs. SiO_2 (Fig. 15D) y Nb/U (Fig. 15F), los centros eruptivos de CEN muestran una tendencia lineal de las relaciones de elementos traza vs. el contenido o razón de elementos representada en el eje x.

Por otro lado, se estimó la relación Eu/Eu^* siguiendo el procedimiento geométrico de Taylor y McLennan (1985) normalizando al manto primitivo (Tabla 3, material suplementario online 1). Se obtuvo para los valores de CEN un rango de 0.96 – 1.04; las anomalías negativas son exhibidas en los centros eruptivos Cola de Caballo, Copiapoa, Negro, Chilco, Guacalla y Blanca, este último alcanzando la anomalía más baja; mientras, Cuernecillo, Chañar y Chagual exhiben anomalías levemente positivas (~ 1.0).

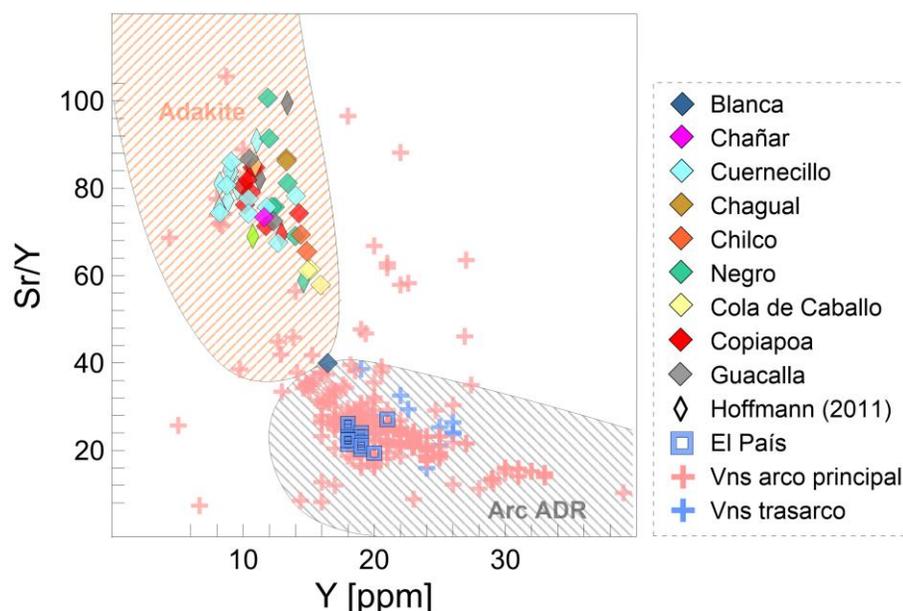


Figura 16. Diagrama Y vs. Sr/Y comúnmente utilizado para mostrar campos composicionales característicos de adakitas y andesita-dacitas-riolitas de arco (arc ADR) (Castillo, 2006). Notar que las lavas de CEN se ubican en la zona intermedia del campo de las adakitas, mientras que la muestra de Blanca, es el único centro eruptivo que presenta una composición en el límite entre los dos campos. Se presentan los valores de uno de los CEC de El Negrillar y los volcanes (Vns) del arco principal (cruces rosadas) y trasarco (cruces azules).

Finalmente, se realizó un diagrama discriminador de adakitas de Y (ppm) vs. Sr/Y definido por Castillo (2006) (Fig. 16). Se observa que todas las muestras de CEN se ubican en el campo composicional de las adakitas, con excepción de Blanca, la cual se encuentra en el límite de los campos de adakitas y Andesita-Dacita-Riolita (ADR) de arco. El centro eruptivo Negro exhibe el mayor valor de la relación Sr/Y y contenidos intermedios de Y, mientras Blanca exhibe el menor valor de la relación y el mayor contenido de Y, seguido de Cola de Caballo y Chilco. El resto de los centros eruptivos presenta valores similares de la relación Sr/Y y contenido variable de Y. Vale la pena destacar que tanto muestras de arco como trasarco pueden ubicarse el campo ADR del diagrama (Fig. 16).

5.3.3. Geoquímica isotópica Sr-Nd-Pb

Los datos isotópicos de Sr-Nd-Pb obtenidos para las lavas de CEN se presentan en las Figs. 17, 18 y 19. La Fig. 17 muestra el diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y las distintas fuentes del manto; se graficaron los valores obtenidos para los centros eruptivos de CEN y, a modo de comparación, los valores de otros centros eruptivos menores de la región del Salar de Atacama obtenidos de la literatura (CEC de El Negrillar). Adicionalmente, se graficó la muestra más máfica registrada en la ZVC a la fecha, la cual corresponde a una lava basáltica (52.7 wt% SiO_2 , 7.8 wt% MgO) del centro eruptivo Cerro Overo (Van Alderwerelt et al., 2021). Todas las muestras de lava analizadas de CEN exhiben valores consistentes de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ por debajo de la composición promedio de la tierra (*Bulk Silicate Earth*; BE, Fig. 17).

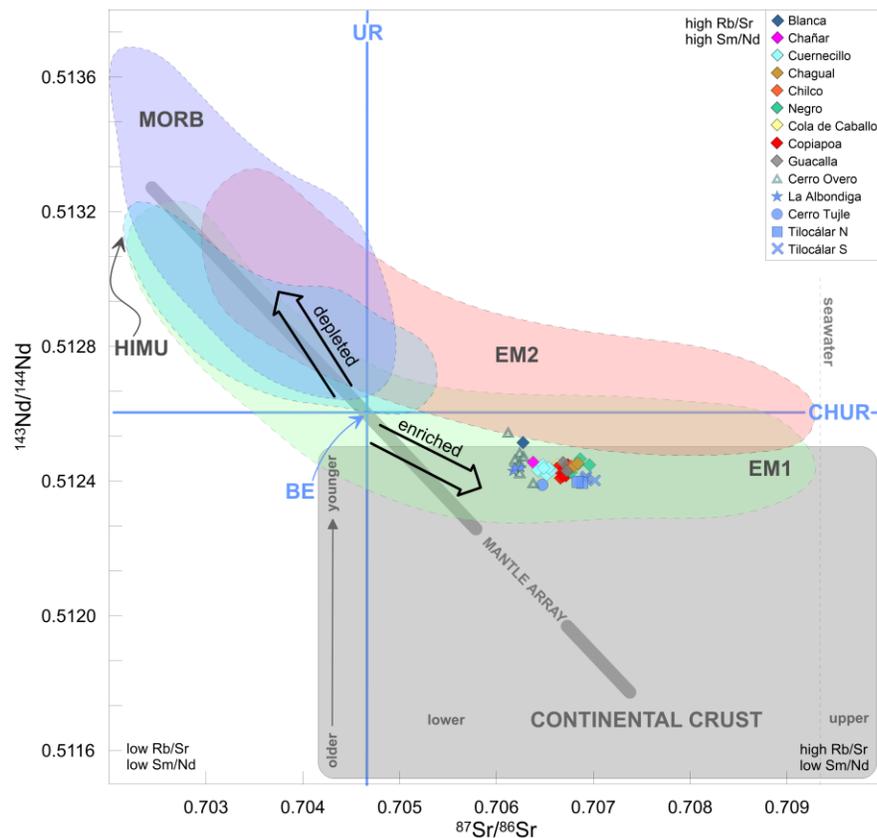


Figura 17. Composiciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de los centros eruptivos de CEN, obtenidos en este estudio y los datos de los CEC de El Negrillar (Tilocalar Sur y Norte, La Albóndiga, El País, Cerro Tujle, Cerro Overo; Van Alderwerelt, 2017 y 2021). Los campos de los componentes del manto se obtuvieron a partir de la base de datos GEOROC. Se exhiben los campos de MORB (*Mid-Ocean Ridge Basalt*), EM1 (manto enriquecido 1), EM2 (manto enriquecido 2) y HIMU (*high μ mantle source region*). Las líneas azules indican los modelos para la composición bulk de la tierra; CHUR (condrito) y UR (tierra sin núcleo).

Las muestras de CEN se ubican en el campo composicional del manto enriquecido tipo 1 (EM1; Fig. 17) y presentan un contenido de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variable (0.70638-0.70696), donde el centro eruptivo Blanca alcanza el valor mínimo de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y, el centro eruptivo de Negro el máximo. El centro eruptivo Blanca es el único que alcanza el campo composicional del manto enriquecido tipo 2 en el diagrama del sistema $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 17), exhibiendo el mayor contenido de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512515) de todo el clúster. Las muestras de CEN se ubican a la derecha del campo de las rocas derivadas del manto (*mantle array*), siendo Blanca la muestra más cercana a éste.

Las Figs. 18A y B presentan los diagramas de fuentes del manto para los sistemas isotópicos de Pb. Se graficaron los datos de CEN, las composiciones isotópicas del basamento continental, las composiciones isotópicas de la corteza oceánica y las composiciones isotópicas de los volcanes compuestos de la ZVC, según su distribución latitudinal y considerando los segmentos composicionales definidos por Rosenbaum et al. (2021). En ambas figuras, los valores de los centros eruptivos de CEN coinciden con los valores isotópicos obtenidos para los volcanes de la ZVC ubicados entre las latitudes $22^{\circ}\text{S} - 27^{\circ}\text{S}$. En la Fig. 18A ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) se observa que todos los centros eruptivos de CEN se sitúan entre los campos composicionales de EM1 y EM2; asimismo, en la Fig. 18B ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) todos los centros eruptivos se localizan en la intersección de EM1 y EM2 y, también, en el campo composicional de una fuente tipo MORB.

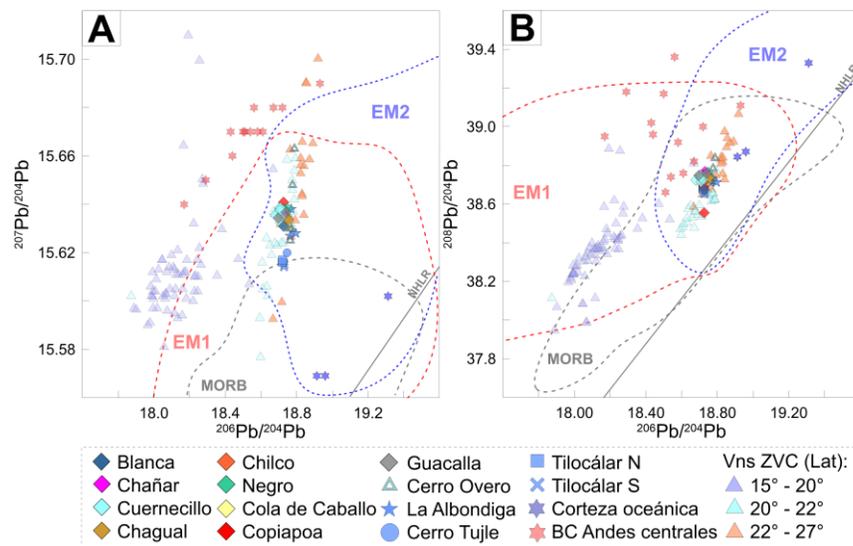


Figura 18. Diagrama de las fuentes del manto definidas para isótopos de Pb. (A) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y (B) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Se presentan las composiciones isotópicas características de la ZVC (Vns ZVC) para cada segmento composicional definido por Rosenbaum et al. (2021); también se grafican las composiciones de la corteza oceánica ubicada en la zona de subducción de los Andes Centrales y del basamento continental (BC) de los Andes Centrales.

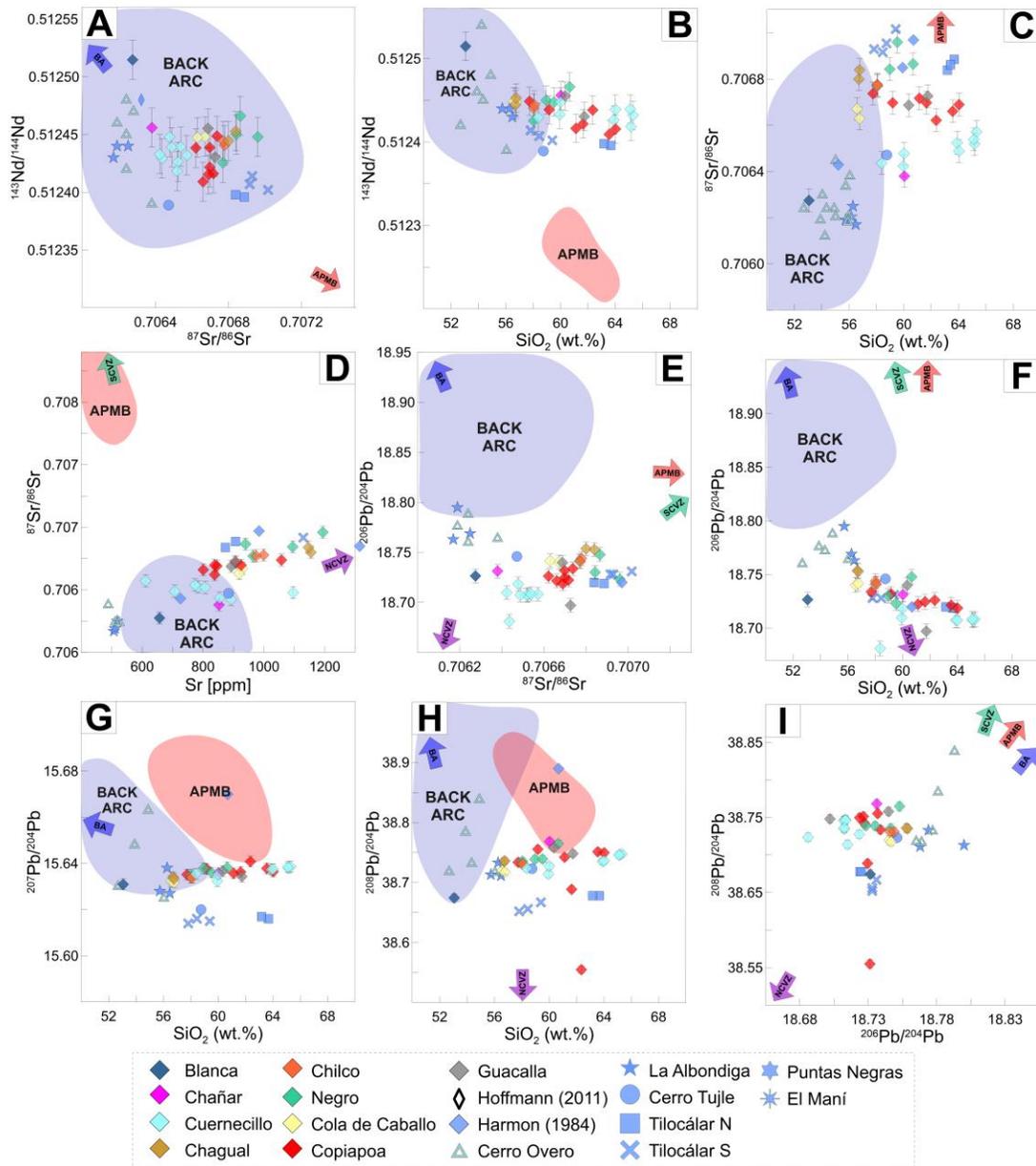


Figura 19. (A) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, (B) SiO_2 vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, (C) SiO_2 vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, (D) Sr vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, (E) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, (F) SiO_2 vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, (G) SiO_2 vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, (H) SiO_2 vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, (I) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Se presentan las composiciones isotópicas disponibles de los CEC de El Negrillar y los campos composicionales de los centros eruptivos ubicados en el APMB (Altiplano Puna Magma Body, CMAP en este estudio; área roja) y en la zona de trasarco (área azul).

La Fig. 19 presenta las composiciones isotópicas de Sr-Nd-Pb donde se analizó en detalle la variación entre los centros eruptivos de CEN, además se exhiben los campos composicionales de los centros eruptivos ubicados en el CMAP y del volcanismo máfico del trasarco. En primer lugar, se observa que lavas del clúster CEN presentan rangos variables de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.51241-0.51247),

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70638-0.70696), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38.555 a 38.768), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.632 a 15.641) y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.681 a 18.754), sin embargo, todas las muestras se encuentran dentro del rango de error analítico, con excepción de Blanca, la cual presenta una composición diferenciable en los sistemas isotópicos de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Fig. 19A y B) y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 19C), indicando un gap composicional entre este y el resto de los centros eruptivos de CEN.

Finalmente, las muestras de CEN en el diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - SiO_2 (Fig. 19B) exhiben una leve correlación negativa con el aumento de sílice, donde Blanca exhibe el mayor ratio de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y el menor contenido de SiO_2 , mientras Cuernecillo y Copiapo exhiben los menores valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y la mayor concentración de sílice. Por otro lado, las muestras de CEN exhiben una leve correlación positiva del aumento de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con el aumento de SiO_2 (Fig. 19C) y Sr (Fig. 19D), donde Blanca exhibe el menor ratio de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y contenido de Sr (658; Fig. 19D); mientras el centro eruptivo Negro exhibe los mayores valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70696) y contenido de Sr (1194; Fig. 19D). Por otro lado, se observa una tendencia positiva en los sistemas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ con el aumento del contenido de SiO_2 (Fig. 19G y H) y una tendencia negativa de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ con el incremento de SiO_2 (Fig. 19F); en este último diagrama, Blanca se aleja de la tendencia lineal que si es posible observar en las Figs. 19G y H.

5.4. DISCUSIÓN

En adelante, se consideran los resultados del capítulo 4 para enriquecer la discusión de la evolución magmática de El Negrillar Central. La Tabla 4 presenta los criterios de identificación que se utilizaron para reconocer los procesos petrogenéticos que afectaron la evolución de los magmas de CEN.

Tabla 4. Criterios de identificación de firmas geoquímicas en distintos procesos petrogenéticos (Kay, 1994; Larrea et al., 2019; Rosenbaum et al., 2021; Rollinson and Pease, 2021).

Diagrama	Signatura Geoquímica	Criterio
Ba/La vs. SiO_2	$\text{Ba/La} < 30$	Ausencia de contribuciones de fluidos metasomáticos
Ce/Pb vs. SiO_2	$\text{Ce/Pb} > 6$	
Ba/Th vs. SiO_2	$\text{Ba/Th} < 200$	
Nb/Y vs. La/Yb	$\text{Nb/Y} > 0.6$	Fusión de una fuente en el campo de estabilidad del granate.
La/Yb vs SiO_2	$\text{La/Yb} > 25$	
Nb/U vs. SiO_2	Correlación negativa	Asimilación cortical
Th/Ce vs. SiO_2	$\text{Th/Ce} < 0.1$	Ausencia de sedimentos del slab
Ba/Ta vs. La/Ta	La/Ta elevado	Lavas calco – alcalinas del trasarco
Eu/Eu* vs Sr/Sm	Anomalía negativa	Bajo contenido de Pl + anomalía (-) indica asimilación cortical

Sr/Y vs. Y	Sr/Y elevado	Adakititas
------------	--------------	------------

5.4.1. Fuente del manto: ¿delaminación o fusión del slab?

Las composiciones isotópicas de Sr-Nd-Pb permitieron caracterizar la fuente del manto de los fundidos, señalando una mezcla entre un componente de manto enriquecido tipo 1 (EM1) y tipo 2 (EM2); a la fecha se han propuesto dos modelos que explican el origen de una fuente de manto enriquecido en un contexto de subducción: (1) metasomatismo del manto (Willbold y Stracke, 2010); (2) mezcla de la litosfera subcontinental en el manto (Rollinson y Pease, 2021).

El magmatismo de arco típico se ve facilitado por la deshidratación del slab; por lo tanto, se espera que los magmas de arco se encuentren enriquecidos en elementos LILE (fluidos-móviles; e.g., Ba y Pb), en relación con elementos HFSE (fluidos-inmóviles; e.g., REE y Th). Para identificar si los fundidos de CEN presentan un componente de metasomatismo del slab se analizaron relaciones entre elementos HFSE y LILE (Ba/La, Ce/Pb y Ba/Th; Fig. 15A, D y H). Se observó que los centros eruptivos de CEN, a diferencia de los volcanes compuestos de la ZVC, presentan muy bajos contenidos de Ba/La (Fig. 15A), menor que la composición promedio de la corteza continental. Rosenbaum et al. (2021) ha propuesto un límite de Ba/La > 30 para indicar contribuciones de fluidos metasomáticos; en este estudio se observa que todos los centros eruptivos de CEN exhiben un contenido menor a este límite. Por otro lado, elevados valores de Ce/Pb y bajos de Ba/Th también indicarían ausencia de fluidos metasomáticos (Tabla 4); todos los centros eruptivos de CEN cumplen con el primer criterio (Ce/Pb elevado), mientras solo Blanca, Chilco, Cola de Caballo y L3 de Negro cumplen con el segundo criterio (Ba/Th bajo; Fig. 15D y H). Asimismo, Rosenbaum et al. (2021) sugirieron que un valor de Th/Ce > 0.1 indicaría la contribución de sedimentos del slab provenientes del continente; todas las muestras de CEN exhiben un valor muy bajo de esta relación (Fig. 15G), descartando nuevamente la contribución de un componente del slab en los magmas de CEN. Por tanto, es posible descartar la hipótesis 1 debido a que los centros eruptivos de CEN no presentan una signatura que indique contribución de fluidos metasomáticos ni contribución significativa del slab en su fuente.

Asimismo, el diagrama de Y vs. Sr/Y (Fig. 16) muestra que los centros eruptivos de CEN se ubican en el campo composicional de las adakititas. Se han propuesto dos procesos que pueden generar las signaturas de las rocas adakititas (Castillo, 2006): fusión de la cuña del manto debido a fluidos metasomáticos, o fusión de una corteza inferior máfica. Debido a que los centros eruptivos de CEN no exhiben signaturas de componentes de fusión del slab (Nb/Y, La/Yb, La/Sm y Th/Ce; Tabla 4) ni contribución de fluidos metasomáticos, se sugiere que la fusión de una corteza inferior máfica habría generado las signaturas adakíticas de CEN. Además, la correlación negativa del sistema Y-Sr/Y, la casi nula presencia de fenocristales de Pl en las lavas del clúster y un contenido elevado de Nb/Yb (> 0.6) y La/Yb (> 25) (Fig. 15B y C) estarían indicando la fusión de una fuente máfica rica en granate (Castillo, 2006; Rosenbaum et al., 2021). Esto último, coincide con lo propuesto en

estudios geofísicos y composicionales de los andes centrales (e.g., Yuan et al., 2002 y Kay et al., 1994), donde se ha sugerido que bajo el plateau Altiplano-Puna la corteza inferior tendría una composición más máfica que la superior, lo cual permitiría el balance isostático del plateau (ver 2.1.2).

Adicionalmente, se compararon las razones isotópicas de Sr-Nd-Pb de CEN con los CEC de El Negrillar, los centros eruptivos del trasarco y los centros eruptivos del CMAP. Las firmas isotópicas de los centros eruptivos del trasarco se caracterizan por contenidos elevados de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y bajos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Los centros eruptivos de CEN coinciden con el campo composicional definido para las composiciones del trasarco (e.g., Fig. 19A, B, C, D y G), sugiriendo una similitud isotópica con el magmatismo de este sector. Por el contrario, los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de las muestras de CEN se alejan composicionalmente del campo definido para los centros eruptivos del CMAP, los cuales se caracterizan por mayores valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y menores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$; indicando que la fuente de los fundidos del CMAP no coincide con la fuente de los magmas de CEN. Con respecto a los sistemas isotópicos de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, las muestras de CEN más diferenciadas (e.g., algunas fases eruptivas de Cuernecillo, Copiapoa y Guacalla) coinciden composicionalmente con los centros eruptivos de CMAP, mientras las menos diferenciadas como Blanca, Cola de Caballo y Chagual (todas sus fases eruptivas), coinciden con las composiciones del trasarco (Fig. 19G-H).

Por otro lado, en la Fig. 13 se observa que Blanca, la muestra más máfica de CEN, presenta composiciones similares a los valores del trasarco en todos los elementos trazas, seguido del centro Cola de Caballo, el cual también alcanza valores similares al trasarco. Es visible una clara tendencia del clúster CEN que comienza con bajos contenidos de sílice y concentraciones de elementos trazas similares al trasarco a concentraciones similares a los volcanes del arco principal con el aumento del contenido de SiO_2 (e.g., Rb, Ba, Sc, Ni, Cr, e Yb; Fig. 13). Además, la relación La/Yb (Fig. 15C) los valores que alcanzan los centros eruptivos de CEN siguen la tendencia de los centros eruptivos del trasarco, mostrando además un aumento considerable en La/Yb con el aumento de sílice.

Todas las similitudes composicionales mencionadas nos permiten proponer que los magmas del clúster CEN se generaron por un mecanismo similar al de los centros eruptivos del trasarco.

Kay (1994) ha propuesto que la generación del magmatismo máfico en la zona de trasarco es producto de un proceso de delaminación del manto litosférico. Este modelo sugiere que un “trozo” de la litosfera continental se desprendió de la Puna meridional y fue reemplazado por la astenosfera subyacente, luego, los magmas derivados del manto habrían seguido dos posibles caminos: (1) ascendieron directamente a lo largo de fallas extensionales y de deslizamiento; (2) la temperatura

elevada de los fundidos generados del manto fundió la corteza inferior donde se generaron nuevos fundidos ricos en elementos pesados. Se propone que la génesis de los magmas de CEN se ajusta al segundo caso, donde una litosfera más delgada (ver 2.1.2) habría permitido que el borde astenosférico migrase hacia la fosa, iniciando una fusión a menor profundidad de una corteza inferior máfica rica en granate dando las características adakíticas a las lavas de CEN, luego, estos magmas máficos se mezclaron en diferentes grados con fundidos de la corteza, generando una sobreimpresión en sus firmas químicas e incorporando xenocristales de cuarzo. Así, se sugiere que el proceso que gatilló la formación de los fundidos de CEN se podría corresponder con la delaminación del manto litosférico.

5.4.2. *Diferenciación magmática por CF: génesis de las lavas de El Negrillar Central*

La tendencia lineal que presentan los centros eruptivos de CEN en los diagramas bivariantes de (e.g., K_2O , MgO , FeO^T y CaO versus SiO_2 ; Fig. 12) sugieren que la variación composicional presente en el clúster CEN podría ser producto de un proceso de cristalización fraccionada, controlada principalmente por la fraccionación de fenocristales de Ol, Opx, Cpx, Pl y Amp (Richter y Moore, 1966). Asimismo, la presencia de una brecha composicional entre Blanca y el resto de los centros eruptivos de CEN, puede ser resultado de distintos procesos petrogenéticos que afectaron al sistema durante su evolución, por ejemplo: fusión parcial de la corteza, mezcla composicional, cristalización fraccionada y asimilación, entre otros. No obstante, esta brecha composicional también podría indicar un déficit de información en la base de datos y, por lo tanto, ser completada analizando los centros eruptivos ubicados al sur de CEN y/o que fueron sepultados por la avalancha del volcán Socompa.

El proceso de cristalización fraccionada (CF) ha sido evaluado como un mecanismo potencial que podría explicar la diferenciación magmática de los flujos de lava de CEN. Se analizaron elementos mayores con el fin de establecer las condiciones de evolución y fraccionamiento del magma (presión y temperatura de cristalización, fugacidad de oxígeno y contenido de H_2O), magnitud necesaria del proceso de cristalización para reproducir las composiciones de las fases eruptivas y, la composición del conjunto mineral fraccionado que controla el proceso de cristalización fraccionada. Para esto, se llevó a cabo una modelización de elementos mayores utilizando el software Rhyolite MELTS v.1.2.0 (Gualda et al., 2012; Ghiorso y Gualda, 2015) el cual permite caracterizar de mejor manera los fundidos magmáticos que contienen un porcentaje de H_2O disuelto. Se tomó como composición inicial para el modelo la muestra menos evolucionada del clúster ya que presenta las características más cercanas a un magma parental para CEN. Esta muestra es NEG-19, una lava microporfídica perteneciente al centro eruptivo Blanca ($SiO_2 \sim 53$ wt.%; $MgO \sim 7.9$ wt.%; Ni 140 ppm) ubicado al sur del clúster (Fig. 6), la cual presenta el mayor contenido de fenocristales del clúster y presencia de fases minerales ferromagnesianas (ver Material suplementario online 2, NEG-19). Se consideró un sistema cerrado y se probaron diferentes modelos en condiciones isobáricas y polibáricas a diferentes presiones iniciales (200 –

350 MPa). Adicionalmente, se consideraron pasos de enfriamiento del sistema cada 5°C y una fO_2 fija respecto al buffer QFM; además, se establecieron diferentes contenidos iniciales de agua (0.5, 1 y 2 H₂O%) en concordancia con la presencia de fases minerales hidratadas (Amp) en estadios avanzados de fraccionación. La Tabla 5 muestra una selección de las modelizaciones que mejor se ajustaron a las composiciones de CEN; se remarca en color azul el mejor modelo de esta selección.

Tabla 5. Parámetros utilizados en la ejecución de los modelos de Rhyolite MELTS v.1.2.0; la fila de color azul indica el modelo de MELTS que mejor se ajusta a los valores de las muestras de CEN.

P inicial (MPa)	% H ₂ O	dT (°C)	dP/dT (MPa/°C)	T líquido inicial (°C)	P final (MPa)	T final (°C)	logfO ₂ inicial	logfO ₂ final	Fases minerales fraccionadas (grupos)
300	2	5	0.7	1195	125	950	-8.1	-11.6	Ol, Opx, Cpx, Pl, Spl, Amp
300	2	5	0.4	1195	200	950	-8.1	-11.5	Ol, Opx, Cpx, Pl, Spl, Amp
300	2	5	0.2	1195	250	950	-8.1	-11.5	Ol, Opx, Cpx, Pl, Spl, Amp
350	2	5	0.9	1200	125	950	-8	-11.6	Ol, Opx, Cpx, Pl, Spl, Amp
350	2	5	0.8	1200	150	950	-8	-11.6	Ol, Opx, Cpx, Pl, Spl, Amp
350	2	5	0.7	1200	175	950	-8	-11.5	Ol, Opx, Cpx, Pl, Spl, Amp
350	2	5	0.5	1200	225	950	-8	-11.5	Ol, Opx, Cpx, Pl, Spl, Amp

Las composiciones del fundido residual obtenidas a partir de este modelo reproducen adecuadamente las composiciones de las lavas de CEN (Fig. 20), el cual corresponde a un proceso de cristalización fraccionada polibárica (350 MPa - 225 MPa), con un contenido de H₂O inicial de 2% y una temperatura líquida de 1200 °C; las fases minerales fraccionadas por orden de aparición son Ol, Cpx, Pl, Opx y Spl. Estas condiciones indicarían ~ 12.8 km de profundidad, considerando una densidad promedio de la corteza de los Andes Centrales de 2,750 kg/m³. En las composiciones fraccionadas de Cpx, se observa la cristalización de una fase mineral con bajo contenido de MgO y elevado TiO₂, CaO, Al₂O₃ y FeO^T, la cual es interpretada como Amp en este trabajo (e.g., Larrea et al., 2013), debido a que esta fase fue observada en el microscopio óptico, y no está incluida en la base de datos de Rhyolite-MELTS v.1.2.0 (Ghiorso y Gualda, 2015).

La Fig. 20A-G presenta los resultados finales del modelo. Se observa que pese a existir un gap composicional entre Blanca y el resto de los centros eruptivos de CEN, las muestras exhiben una tendencia acorde al proceso de CF. Es interesante notar que varios de los CEC de El Negrillar se ubican en el gap composicional entre Blanca y el resto de los centros de CEN. Este resultado coincide con lo observado en el análisis de elementos traza e isótopos (Figs. 13 y 17, respectivamente). En los primeros, Cerro Overo, Puntas Negras y El País se ubican composicionalmente entre Blanca y el resto de los centros eruptivos de CEN (Fig. 13), mientras Cerro Tujle, La Albóndiga, Tilocálar Norte y Sur, se ubican composicionalmente con el resto de los centros eruptivos de CEN; además, desde Blanca a Cuernecillo, es posible observar que los CEC de El Negrillar, siguen una tendencia evolutiva con el incremento de SiO_2 . Asimismo, isotópicamente las composiciones de CEN también se sitúan en un gap composicional entre las muestras de los otros CEC de El Negrillar (Cerro Overo, Tilocálar Sur y Norte y Cerro Tujle; Fig. 17). Lo anterior indicaría que la génesis de los magmas de los CEC de El Negrillar y los procesos de diferenciación de estos (CF) son similares a los del clúster CEN.

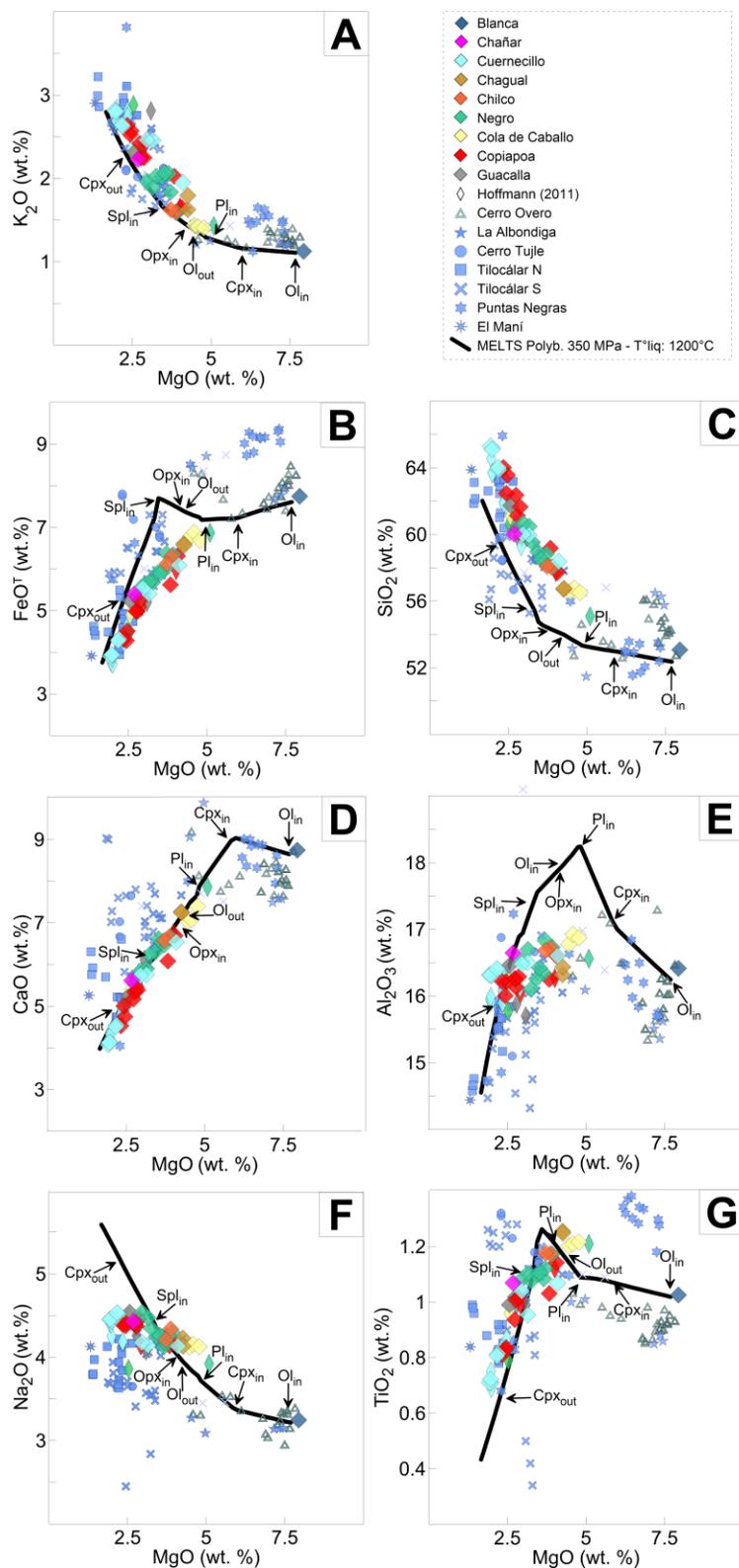


Figura 20. Diagrama de elementos mayores en función del contenido de MgO para las lavas de CEN. El modelo de cristalización fraccional polibárica (cruces azul claro) mejor ajustado se obtuvo a una presión inicial de 350 MPa con una disminución de 25 kbar y enfriamiento de 5°C en cada

paso, utilizando un contenido de agua del 2%. Se consideró la muestra NEG-19 (Blanca) como composición inicial.

5.4.3. Evolución de los procesos magmáticos de El Negrillar Central

En relación con los procesos magmáticos, los centros eruptivos de CEN se relacionan a través de un proceso de cristalización fraccionada polibárica (350 – 225 MPa; ver sección 5.4.2). Para reconstruir la evolución magmática del clúster se analizó en primer lugar la volcanoestratigrafía definida previamente (ver capítulo 4) y los valores isotópicos de Sr-Nd para cada fase eruptiva.

La Fig. 21A-B presenta la variación de los sistemas isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ con respecto a la temporalidad relativa de los flujos de lava. Uno de los grupos relacionados cronoestratigráficamente, del más antiguo al más joven, corresponde a: Cuernecillo, Chilco, Cola de Caballo y Copiapoa-Negro (coetáneos). La Fig. 21A muestra una clara tendencia de este grupo a un aumento de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con la disminución de la edad relativa, indicando que los primeros magmas emitidos por CEN corresponderían a magmas con un menor grado de asimilación cortical, mientras los centros eruptivos más jóvenes experimentaron un mayor grado, posiblemente debido al “estancamiento” por tapones generados de las erupciones más antiguas. Chagual y Guacalla también siguen esta tendencia relativa con respecto al grupo definido previamente. Debido a que Guacalla y Chagual no se encuentran en contacto, no fue posible establecer una temporalidad relativa entre ellos, pero se sugiere que ambos corresponden a centros más jóvenes que el grupo previamente definido (Parra – Encalada et al., 2022). A diferencia de Cuernecillo, Chagual presenta bajos contenidos de sílice y elevados ratios de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, indicando un mayor grado de contaminación cortical de sus magmas, lo cual sustenta la hipótesis de que los centros eruptivos más jóvenes sufrieron un mayor grado de contaminación cortical. En contraparte, Blanca y Chañar se escapan de esta tendencia evolutiva, indicando que podrían corresponder a centros eruptivos mucho más antiguos que el resto de los centros de CEN, debido a que presentan un muy bajo contenido de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

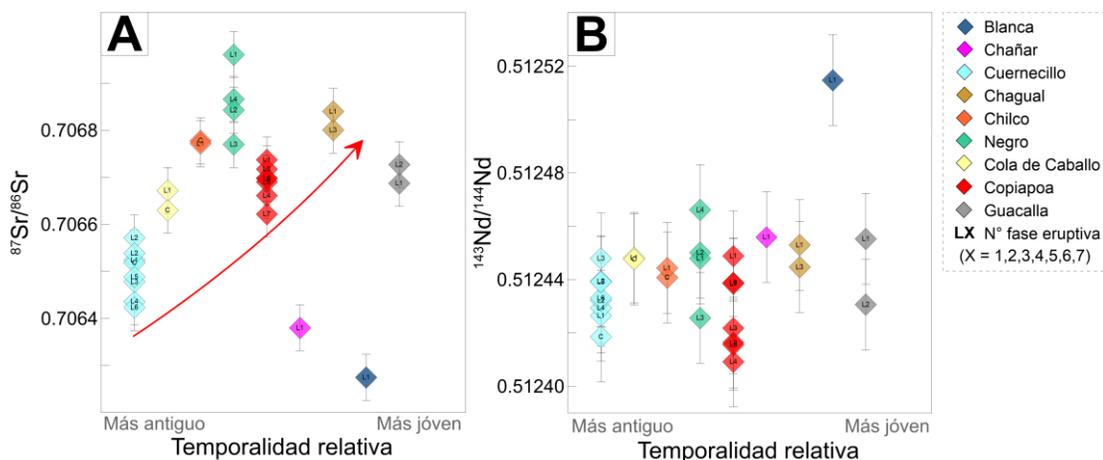


Figura 21. Diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. Temporalidad relativa de los flujos de lava y centros eruptivos (conos, cuando corresponda) de CEN (ver sección 4.1.1). Se despliega además el

número de fase eruptiva correspondiente LX (L = Lava flow; X = número de la fase eruptiva) o cono (C), si corresponde.

Asimismo, los resultados de la Fig. 21A coinciden con el diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - SiO_2 (Fig. 19C), donde se observó un claro aumento del contenido de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con el aumento de sílice, además, la petrografía de las lavas de CEN registra la presencia de xenocristales de cuarzo en al menos una fase eruptiva de cada centro (con la única excepción de Blanca), reafirmando que el aumento de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ podría estar relacionado a un proceso de asimilación cortical, en el cual las lavas de CEN incluyeron xenocristales pertenecientes a fundidos de la corteza. Además, una leve anomalía negativa de Eu/Eu^* en lavas que exhiben una bajo a nulo contenido de fenocristales de Pl, también sugiere la existencia de un componente cortical en la evolución magmática de CEN.

Pese a lo anterior, es interesante notar que Cuernecillo, el centro eruptivo del grupo que alcanza los menores valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, es también el centro eruptivo con los mayores contenidos de SiO_2 de CEN (Fig. 19C); sumado a esto, la Fig. 21B muestra que las fases eruptivas de todos los centros exhiben ratios de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ relativamente constante. Lo anterior sugiere que el proceso de asimilación fue un factor secundario en la diferenciación magmática del clúster, siendo la cristalización fraccionada el principal proceso que controla la evolución de los magmas de CEN.

En la Fig. 21B se observa que todos los centros eruptivos de CEN, con la única excepción de Blanca, presentan contenidos de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ similares, indicando una misma génesis magmática entre los productos del clúster CEN. Además, debido a que el centro eruptivo Blanca escapa de la tendencia, presentando una signatura más mantélica que los demás centros eruptivos, se sugieren dos posibles hipótesis: (1) corresponde al centro eruptivo más antiguo en relación con el resto de los centros de CEN, y además, esto coincidiría con sus características químicas y petrográficas que reflejan que se trata de la composición más cercana al magma parental del clúster (ver 5.4.2); (2) indicaría una recarga del sistema magmático con composiciones muy próximas al magma parental; (3) debido a la diferencia considerable en el contenido de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y su similitud composicional con los valores del trasarco, es posible que Blanca sea una mezcla composicional entre la fuente de los fundidos de CEN y fundidos derivados del manto astenosférico, fuente sugerida para las lavas del trasarco (Kay, 1994).

Finalmente, en el capítulo 4, se identificaron texturas como zonaciones, embahiamientos y sieves, en fenocristales de distintas fases minerales de CEN y, bordes opacíticos en Amp. Las texturas de zonación reflejan una reacción incompleta entre el fundido y la solución sólida que cristaliza, indicando que los parámetros intensivos del sistema magmático (presión, temperatura y $f\text{O}_2$) cambiaron a una tasa mucho mayor que las tasas de difusión química del sistema, impidiendo que este mantuviera el equilibrio. Si los fenocristales de CEN tuvieran un tamaño considerable, la movilidad de los iones en el proceso de difusión sería mucho menor, sin embargo, las lavas de CEN

son muy poco cristalinas y los fenocristales no superan los 2,500 μm de largo; así, se sugiere que el desequilibrio se generó por un cambio abrupto en las variables intensivas del sistema, que dificultó el reequilibrio de éste. Los embahiamientos en las fases minerales también reflejan un cambio en las condiciones intensivas del sistema, donde un cristal previamente estable se vuelve inestable respecto al fundido. Los gatillantes de este desequilibrio suelen asociarse a una despresurización del sistema (e.g., por ascenso magmático), cambio en las composiciones químicas del sistema (e.g., por mezcla de magmas) o, elevadas tasas de crecimiento cristalino debido a un subenfriamiento, generando una textura esquelética (caso OI). Asimismo, la textura sieve también suele asociarse a un desequilibrio del sistema, generalmente debido a descompresión por ascenso magmático (Pearce et al., 1987) o mezcla de magmas (composicional o termal; Nixon y Pearce, 1987). Finalmente, los bordes opacíticos indican procesos de desvolatización, en el cual los minerales hidratados (Amp) liberan agua de su estructura cristalina en respuesta a una disminución de la presión de agua en el magma.

Lo anterior indicaría que las lavas de CEN sufrieron un desequilibrio termodinámico durante su ascenso magmático, posiblemente, debido a una recarga del sistema de un magma de composiciones menos diferenciadas; tal como se ha propuesto anteriormente en esta sección. Este mecanismo, pudo gatillar la desestabilización del sistema magmático debido a un proceso de mezcla de magmas, generando las texturas de fases cristalinas. Asimismo, debido a las variaciones composicionales observadas en cada centro eruptivo, se sugiere que el proceso de recarga se sostuvo durante la actividad magmática del clúster y, que la diferenciación de los magmas de CEN implicarían varios procesos de CF repetidos en el tiempo. Adicionalmente, los cambios abruptos en las condiciones de presión (350 MPa a 225 MPa) habrían facilitado los procesos de desvolatización en Amp, donde las estructuras y fallas que caracterizan al sector del Salar de Atacama habrían permitido el rápido ascenso de los magmas de CEN, favoreciendo así la generación de texturas de rápido enfriamiento y de liberación de agua del sistema.

5.5. CONCLUSIONES

Este capítulo presenta un estudio geoquímico detallado de las fases eruptivas de El Negrillar Central. Se analizó por primera vez la variación isotópica del clúster monogenético y por medio de modelos de elementos mayores y traza se estableció su historia petrogenética. Además, se comparó la variación geoquímica de CEN con la de los CEC de El Negrillar y centros eruptivos del arco principal y el trasarco de los Andes Centrales.

Los resultados indican que las lavas de CEN se relacionan por un proceso de cristalización fraccionada y, en muy bajo grado, de asimilación cortical. Donde la actividad volcánica temprana del clúster habría experimentado una diferenciación dominada por cristalización fraccionada y muy bajos

índices de contaminación cortical, mientras la actividad tardía (centros eruptivos más jóvenes), habrían presentado una mayor incidencia de la corteza superior en la evolución de sus magmas.

Las firmas geoquímicas de CEN coinciden con el volcanismo máfico del trasarco, indicando una fuente magmática eclogitizada que habría permitido la formación de un magma parental rico en Y con un bajo contenido de Sr, dando la firma adakítica a las lavas del clúster. Finalmente, se sugiere que el proceso que se ajusta mejor a la formación de CEN correspondería a un evento de delaminación del manto litosférico, el cual habría permitido el ascenso del manto astenosférico que facilitó la fusión de una fuente mantélica rica en granate.

Es importante destacar las limitaciones de este trabajo. Pese a que no se encontraron evidencias claras de un aporte del slab en la formación de CEN, para reafirmar esta hipótesis es necesario realizar un análisis isotópico más detallado de elementos susceptibles a un proceso de deshidratación de la cuña del manto. Además, la fusión de un manto heterogéneo que permita la variabilidad composicional que se observa en el clúster, también podría ser un factor para considerar en la formación de estos campos monogenéticos.

CAPÍTULO 6 - CONSIDERACIONES FINALES

La presente Tesis de Magíster supone el primer estudio exhaustivo de El Negrillar Central, uno de los tres clusters principales del campo volcánico monogenético más grande identificado en los Andes Centrales. Se realizó un análisis físico y químico de sus flujos de lava permitiendo caracterizar la evolución magmática del clúster, así como identificar los procesos petrogenéticos que dominaron durante su actividad eruptiva y, la posible fuente que dio origen al magmatismo de este clúster.

En primer lugar, se realizó el primer mapa volcanoestratigráfico detallado de los flujos de lava de El Negrillar Central, el cual permitió establecer el orden cronológico de las fases eruptivas emitidas por cada uno de los 11 centros eruptivos del clúster. Luego, se estimó el volumen total emitido por centro eruptivo y por cada una de sus fases eruptivas, trabajo que fue llevado a cabo reconstruyendo la paleotopografía de los flujos total a parcialmente cubiertos por fases eruptivas más jóvenes, permitiendo establecer la variación volumétrica del clúster a lo largo de su actividad eruptiva. Adicionalmente, se calcularon las propiedades morfométricas y reológicas de cada fase eruptiva, caracterizando la evolución física del clúster.

Gracias a la construcción previa del mapa geológico de CEN, se realizó un análisis geoquímico de roca total de cada fase eruptiva que permitió caracterizar la variación composicional del clúster, así como establecer los procesos petrogenéticos que tuvieron lugar durante su evolución magmática.

Además, por medio del análisis de las relaciones isotópicas de Sr-Nd-Pb fue posible establecer, por primera vez, la posible fuente magmática que dio lugar a los magmas de El Negrillar Central. Información que amplía el conocimiento actual de la actividad volcánica monogenética de los Andes Centrales.

FACTORES EXTERNOS INFLUYERON EN LA ACTIVIDAD ERUPTIVA

Los Andes Centrales posee una configuración tectónica única que facilita el desarrollo de la actividad volcánica monogenética; una corteza engrosada y frágil que controla la formación de fallas locales, pliegues y estructuras que actúan como “camino” para el ascenso de magma a la superficie. El desarrollo de la actividad volcánica de El Negrillar Central estuvo condicionada fuertemente por la influencia relativa de estos factores que interactúan en el sector del Salar de Atacama, la presencia de agua subterránea y un sistema estructural complejo, no solo permitió la construcción del clúster, además incidió su evolución física, volumétrica y jugó un rol fundamental en el desarrollo de su estilo eruptivo.

Así mismo, se analizó la variación composicional de los magmas de El Negrillar Central. En primer lugar, se estableció que más del 70% del volumen de magma emitido por el clúster presentaba una composición andesítica y, que entre centros eruptivos se exhibía una variación composicional desde

andesitas basálticas a dacitas. Estos resultados se reflejaron en la mineralogía de las lavas de El Negrillar Central, las cuales se identificaron como lavas microporfídicas, con un muy bajo contenido de fenocristales y con un porcentaje variable de Ol, Cpx, Opx, Amp y óxidos.

Se identificó que la diferenciación de los magmas no está relacionada con el suministro magmático de cada centro y que la complejidad estructural de la zona es un factor que facilita o dificulta la diferenciación. Además, en estas lavas donde el contenido cristalino suele ser muy bajo, un incremento del contenido de fenocristales sobre el promedio puede tener efectos considerables en la reología de las lavas; este hecho se ve reflejado en el centro eruptiva Blanca, la muestra más máfica del clúster que alcanzó el mayor tiempo de emplazamiento y una de las mayores viscosidades registradas, indicando la importancia de la carga cristalina en su evolución física.

En relación con los CEC de El Negrillar, se estableció que El Negrillar Central ha emitido el mayor volumen registrado en la zona del Desierto de Atacama, es más, el volumen total emitido por sus CEC no logra alcanzar el volumen emitido por la fase eruptiva más voluminosa del clúster. Asimismo, la variabilidad composicional y mineralógica del clúster, no observable en sus CEC, sitúa a este clúster como un escenario ideal para estudiar la evolución magmática monogenética de los Andes Centrales.

PETROGÉNESIS Y FUENTE DEL MANTO DE EL NEGRILLAR CENTRAL

El estudio de elementos mayores, trazas y razones isotópicas de Sr-Nd-Pb permitió establecer los procesos petrogenéticos involucrados en la formación de El Negrillar Central y la posible fuente que originó sus magmas. Además, modelos de elementos mayores facilitaron la comprensión de estos procesos y análisis de eventos petrogenéticos típicos del volcanismo de arco. También, se estableció que las lavas de El Negrillar Central presentan firmas de adakitas.

Se identificó que la fuente de los fundidos del clúster indicaban una mezcla de manto enriquecido tipo 1 con tipo 2. Se descartó la incidencia de fluidos metasomáticos en la génesis de los magmas de El Negrillar Central y de un componente del slab. Además, se determinó que las firmas geoquímicas del clúster indican procesos de fusión de arco anómalos y, que coincidían con las firmas registradas en los centros eruptivos del volcanismo máfico de trasarco. Por tanto, se sugiere que el proceso que mejor se ajusta a la posible génesis de los magmas de El Negrillar Central es la delaminación de un manto litosférico, donde una litosfera más delgada habría permitido que el borde astenosférico migrase hacia la fosa, iniciando, a menor profundidad, la fusión de un manto o corteza inferior máfica eclogitizada.

Finalmente, se estableció que la diferenciación magmática registrada en El Negrillar Central, indicaba un proceso dominado por cristalización fraccionada. El proceso de CF explica de mejor forma la gran

variabilidad composicional de las fases eruptiva del clúster, el cual alcanza valores desde andesitas basáltica a dacitas. Así mismo, el estudio de los isótopos de Sr vs. la volcanoestratigrafía de CEN, indicaron que las muestras más diferenciadas y, que representaban la actividad eruptiva más antigua del clúster, exhibían bajos contenidos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Al contrario, centros eruptivos más jóvenes y menos diferenciados, registraban altos contenidos. Así, los resultados apuntan a un proceso de contaminación cortical con baja incidencia en la actividad magmática temprana y, con una mayor influencia en la tardía; resultados que fueron reafirmados estudiando los modelos de elementos trazas, anomalía de Eu/Eu^* y mineralogía del clúster.

SUGERENCIAS PARA FUTUROS ESTUDIOS EN EL NEGRILLAR

Este trabajo permitió tener una primera aproximación de la variación petrogenética del clúster y la posible fuente magmática que originó los magmas de CEN, sin embargo, las condiciones pre-eruptivas bajo las cuales se encontraba este sistema magmático y los principales gatillantes de la erupción, son preguntas que aún son importantes de resolver.

Se sugiere que un análisis de la química mineral de El Negrillar Central que permita establecer con mejor precisión las condiciones intensivas pre-eruptivas del clúster (presión, temperatura, fugacidad de oxígeno y contenido en H_2O), es el siguiente paso para mejorar el conocimiento sobre este volcanismo monogenético de los Andes Centrales. Además, un estudio geocronológico de sus centros eruptivos permitiría situar temporalmente la actividad monogenética de El Negrillar Central y, aportar en el esclarecimiento de la evolución temporal del volcanismo monogenético en los Andes Centrales.

CAPÍTULO 7 - BIBLIOGRAFÍA

- Aguilera, M., Ureta, G., Grosse, P., Németh, K., Aguilera, F., Vilches, M., 2022. Geomorphological, morphometric, and spatial distribution analysis of the scoria cones in the Negros de Aras monogenetic volcanic field, northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 422, 107458.
- Allmendinger, R. W., Jordan, T. E., Kay, S. M., Isacks, B. L., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual review of earth and planetary sciences*. 25(1), 139-174.
- Anderson, M., Low, R., Foot, S., 2002. Sustainable groundwater development in arid, high Andean basins. Geological Society, London, Special Publications. 193(1), 133-144.
- Annen, C., Blundy, J. D., Leuthold, J., & Sparks, R. S. J. (2015). Construction and evolution of igneous bodies: Towards an integrated perspective of crustal magmatism. *Lithos*, 230, 206-221.
- Aron, F. A., González, G., Cembrano, J. M., Veloso, E. E., 2010. Reverse faulting as a crucial mechanism for magma ascent in compressional volcanic arcs: field examples from the central Andes. AGU Fall Meeting Abstracts, San Francisco, California. V43B-2379.
- Brown, M., and G. S. Solar (1999), The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: A syntectonic granite paradigm, *Tectonophysics*, 312(1), 1–33.
- Burns, D. H., de Silva, S. L., Tepley III, F., Schmitt, A. K., Loewen, M. W., 2015. Recording the transition from flare-up to steady-state arc magmatism at the Purico–Chascon volcanic complex, northern Chile. *Earth and Planetary Science Letters*. 422, 75-86.
- Cahill, T., & Isacks, B. L. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B12), 17503-17529.
- Cartagena, R., 2022. Análisis morfométrico y evolución magmática del sector Norte del campo volcánico monogenético El Negrillar, Región de Antofagasta, Chile. Memoria de Título. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.
- Castillo, P. R. (2006). An overview of adakite petrogenesis. *Chinese science bulletin*, 51(3), 257-268.
- Castruccio, A., Rust, A. C., & Sparks, R. S. J. (2010). Rheology and flow of crystal-bearing lavas: Insights from analogue gravity currents. *Earth and Planetary Science Letters*, 297(3-4), 471-480.
- Castruccio, A., Rust, C., Sparks, J., 2013. Evolution of crust- and core-dominated lava flows using scaling analysis. *Bulletin of Volcanology*. 75(1), 1-15.
- Castruccio, A., Rust, A. C., & Sparks, R. S. J. (2014). Assessing lava flow evolution from post-eruption field data using Herschel–Bulkley rheology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 275, 71-84.
- Chevrel, M., Guilbaud, M., Siebe, C., 2016. The ~ AD 1250 effusive eruption of El Metate shield volcano (Michoacán, Mexico): magma source, crustal storage, eruptive dynamics, and lava rheology. *Bulletin of Volcanology*. 78(4), 32.
- Chmielowski, J., Zandt, G., & Haberland, C. (1999). The central Andean Altiplano-Puna magma body. *Geophysical Research Letters*, 26(6), 783-786.
- Coira, B., Kay, S. M., 1993. Implications of Quaternary volcanism at Cerro Tuzgle for crustal and mantle evolution of the Puna Plateau, Central Andes, Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 113(1). 40-58.

- Comeau, M.J., Unsworth, M.J., Ticona, F., Sunagua, M., 2015. Magnetotelluric images of magma distribution beneath Volcán Uturuncu, Bolivia: implications for magma dynamics. *Geology* 43 (3), 243–246.
- Creager, K. C., Chiao, L. Y., Winchester Jr, J. P., & Engdahl, E. R. (1995). Membrane strain rates in the subducting plate beneath South America. *Geophysical research letters*, 22(16), 2321-2324.
- Davidson, J., Mpodozis, C., García, S. O. R., 1981. El Paleozoico de Sierra de Almeida, al Oeste de Monturaqui, Alta Cordillera de Antofagasta, Chile. *Revista geológica de Chile: An international journal on andean geology*. 12, 3-23.
- de Silva, S. L., 1989. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology*, 17(12), 1102-1106.
- de Silva, S. L., Francis, P., 1991. Volcanoes of the central Andes. 219, 253-254.
- de Silva, S., Gosnold, W., 2007. Episodic construction of batholiths: Insights from the spatiotemporal development of an ignimbrite flare-up. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 167(1-4), 320-335.
- de Silva, S. L., Gregg, P. M., 2014. Thermomechanical feedbacks in magmatic systems: Implications for growth, longevity, and evolution of large caldera-forming magma reservoirs and their supereruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 282, 77-91.
- de Silva, S., & Lindsay, J. M. (2015). Primary volcanic landforms. In *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 273-297). Academic Press.
- de Vries, B. V. W., Self, S., Francis, P. W., & Keszthelyi, L. (2001). A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 105(3), 225-247.
- del Potro, R., Díez, M., Blundy, J., Camacho, A. G., & Gottsmann, J. (2013). Diapiric ascent of silicic magma beneath the Bolivian Altiplano. *Geophysical Research Letters*, 40(10), 2044-2048.
- Déruelle, B., 1978. The Negros de Aras nuée ardente deposits: a cataclysmic eruption of Socompa volcano (Andes of Atacama, Chile). *Bulletin Volcanologique*. 41(3), 175-186.
- Déruelle, B., 1982. Petrology of the Plio-Quaternary volcanism of the south-Central and ameridional Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 14(1-2), 77-124.
- Déruelle, B., Joron, J. L., Moorbath, S., & Figueroa, O. (1996). A common magma source for closely associated ignimbrites and lavas from south-central Andes. *Petrology and geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crusts*, 245-260.
- Ducea, M. N., Seclaman, A. C., Murray, K. E., Jianu, D., & Schoenbohm, L. M. (2013). Mantle-drip magmatism beneath the Altiplano-Puna plateau, central Andes. *Geology*, 41(8), 915-918.
- Feeley, T. C., & Davidson, J. P. Petrology of Calc-Alkaline Lavas at Volcano Ollague and the Origin of Compositional. Diversity at Central Andean Stratovolcanoes. *Journal of Petrology*; 1994; 35(5), 1295-1340. DOI: 10.1093/petrology/35.5.1295.
- Froidevaux, C., Isacks, B. L., 1984. The mechanical state of the lithosphere in the Altiplano-Puna segment of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*. 71(2), 305-314.
- Gardeweg, M., Ramírez, C. F. 1987. La Pacana caldera and the Atana ignimbrite—a major ash-flow and resurgent caldera complex in the Andes of northern Chile. *Bulletin of Volcanology*. 49(3), 547-566.
- Ghiorso, M. S., & Gualda, G. A. (2015). An H₂O–CO₂ mixed fluid saturation model compatible with rhyolite-MELTS. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 169(6), 1-30.

- Global Volcanism Program, 2013. El Negrillar (355106) in *Volcanoes of the World* v. 4.10.4 (09 Dec 2021). Smithsonian Institution.
- Godoy, B., Wörner, G., Le Roux, P., de Silva, S., Parada, M. Á., Kojima, S., ... & Martínez, P. (2017). Sr-and Nd-isotope variations along the Pleistocene San Pedro–Linzor volcanic chain, N. Chile: Tracking the influence of the upper crustal Altiplano-Puna Magma Body. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 341, 172-186.
- Godoy, B., Taussi, M., González-Maurel, O., Renzulli, A., Hernández-Prat, L., le Roux, P., Morata, D., Menzies, A., 2019. Linking the mafic volcanism with the magmatic stages during the last 1 Ma in the main volcanic arc of the Altiplano-Puna Volcanic Complex (Central Andes). *Journal of South American Earth Sciences*. 95, 102295.
- González, G., Cembrano, J., Aron, F., Veloso, E. E., Shyu, J. B. H., 2009. Coeval compressional deformation and volcanism in the central Andes, case studies from northern Chile (23 S–24 S). *Tectonics*. 28(6).
- González-Maurel, O., le Roux, P., Godoy, B., Troll, V. R., Deegan, F. M., Menzies, A., 2019. The great escape: Petrogenesis of low-silica volcanism of Pliocene to Quaternary age associated with the Altiplano-Puna Volcanic Complex of northern Chile (21 10'-22 50' S). *Lithos*. 346, 105162.
- Gualda G.A.R., Ghiorso M.S., Lemons R.V., Carley T.L. (2012) Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *Journal of Petrology*, 53, 875-890.
- Gualda, G. A., Ghiorso, M. S., Lemons, R. V., & Carley, T. L. (2012). Rhyolite-MELTS: a modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *Journal of Petrology*, 53(5), 875-890.
- Guest, J. E., & Sánchez R, J. (1969). A large dacitic lava flow in northern Chile. *Bulletin Volcanologique*, 33(3), 778-790.
- Haag, M. B., Baez, W. A., Sommer, C. A., Arnosio, J. M., & Filipovich, R. E. (2019). Geomorphology and spatial distribution of monogenetic volcanoes in the southern Puna Plateau (NW Argentina). *Geomorphology*, 342, 196-209.
- Harmon, R. S., Barreiro, B. A., Moorbath, S., Hoefs, J., Francis, P. W., Thorpe, R. S., ... & Viglino, J. A. (1984). Regional O-, Sr-, and Pb-isotope relationships in late Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean Cordillera. *Journal of the Geological Society*, 141(5), 803-822.
- Harris, C., Le Roux, P., Cochrane, R., Martin, L., Duncan, A. R., Marsh, J. S., ... & Class, C. (2015). The oxygen isotope composition of Karoo and Etendeka picrites: High $\delta^{18}\text{O}$ mantle or crustal contamination? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 170(1), 1-24.
- Harris, A. J., & Rowland, S. K. (2015). Lava flows and rheology. In *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 321-342). Academic Press.
- Hoffmann, C., 2011. Petrografía y geoquímica de los conos del campo de lavas Negros de Aras (23°57' - 24°26' Lat. S. y 67°57'-68°42' Long. O.) al norte del volcán Socompa, II región de Antofagasta, Chile. Undergraduate Thesis, Universidad de Concepción, Chile. 138.
- Hörmann, P. K., Pichler, H., & Zeil, W. (1973). New data on the young volcanism in the Puna of NW-Argentina. *Geologische Rundschau*, 62(2), 397-418.

- Howarth, G. H., Moore, A. E., Harris, C., van der Meer, Q. H., & le Roux, P. (2019). Crustal versus mantle origin of carbonate xenoliths from Kimberley region kimberlites using CO-Sr-Nd-Pb isotopes and trace element abundances. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 266, 258-273.
- Hulme, G., & Fielder, G. (1977). Effusion rates and rheology of lunar lavas. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 285(1327), 227-234.
- James, D., 2019. Controles estructurales en la distribución del volcanismo neógeno en el segmento Tilocálar – Socompa, Andes Centrales, Chile. Undergraduate Thesis, Universidad Católica del Norte, Chile. 98.
- Jeffreys, H., 1925. The flow of water in an inclined channel of rectangular section. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*. 49(293), 793-807.
- Kay, S. M., Coira, B., Viramonte, J., 1994. Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, central Andes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 99(B12), 24323-24339.
- Kereszturi, G., Németh, K., Cronin, S. J., Procter, J., Agustín-Flores, J., 2014. Influences on the variability of eruption sequences and style transitions in the Auckland Volcanic Field, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 286, 101-115.
- Kilburn, C., Lopes, R., 1991. General patterns of flow field growth: Aa and blocky lavas. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 96(B12), 19721-19732.
- Kley, J., Monaldi, C.R., Salfity, J.A., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics*. 301, 75-94.
- Krieger, G., Moreira, A., Fiedler, H., Hajsek, I., Werner, M., Younis, M., Zink, M., 2007. TanDEM-X: A satellite formation for high-resolution SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 45(11), 3317-3341.
- Kuhn, D., 2002. Fold and thrust belt structures and strike-slip faulting at the SE margin of the Salar de Atacama basin, Chilean Andes. *Tectonics*. 21(4), 8-1.
- Larrea, P., França, Z., Lago, M., Widom, E., Galé, C., & Ubide, T. (2013). Magmatic processes and the role of antecrysts in the genesis of Corvo Island (Azores Archipelago, Portugal). *Journal of Petrology*, 54(4), 769-793.
- Larrea, P., Salinas, S., Widom, E., Siebe, C., Abbitt, R. J., 2017. Compositional and volumetric development of a monogenetic lava flow field: The historical case of Parícutin (Michoacán, Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 348, 36-48.
- Larrea, P., Siebe, C., Juárez-Arriaga, E., Salinas, S., Ibarra, H., Böhnel, H., 2019. The~ AD 500–700 (Late Classic) El Astillero and El Pedregal volcanoes (Michoacán, Mexico): a new monogenetic cluster in the making? *Bulletin of Volcanology*. 81(10), 1-19.
- Larson, R. L., & PITMAN III, W. C. (1972). World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications. *Geological Society of America Bulletin*, 83(12), 3645-3662.
- Le Bas, M., Maitre, R. L., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745-750.
- Loaiza, C., 2022. Evolución magmática de los centros monogenéticos de El Negrillar Sur y edad del campo volcánico El Negrillar (Andes Centrales, Chile) . Tesis de Magíster. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.

- Luhr, J. F., Simkin, T., & Cuasay, M. (1993). Parícutin: the volcano born in a Mexican cornfield. US Geoscience Press.
- Macdonald, G. A. (1953). Pahoehoe, aa, and block lava. *American Journal of Science*, 251(3), 169-191.
- Magill, C., Blong, R., 2005. Volcanic risk ranking for Auckland, New Zealand. I: Methodology and hazard investigation. *Bulletin of Volcanology*. 67(4), 331-339.
- Mamani, M., Tassara, A., & Wörner, G. (2008). Composition and structural control of crustal domains in the central Andes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(3).
- 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. *GSA Bulletin*. 122(1-2), 162-182.
- Mikova y Denkova (2007). Modified chromatographic separation scheme for Sr and Nd isotope analysis in geological silicate samples. *Journal of Geosciences*, 52(3-4), 221-226.
- Németh, K., 2010. Monogenetic volcanic fields: Origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism. In *What Is a Volcano? GSA Special Paper*. 470, 43.
- Németh, K., & Kereszturi, G. (2015). Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *International Journal of Earth Sciences*, 104(8), 2131-2146.
- Nichols, R. L. (1939). Viscosity of lava. *The Journal of Geology*. 47(3), 290-302.
- Nixon, G. T., & Pearce, T. H. (1987). Laser-interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase; the record of magma mixing and phenocryst recycling in calc-alkaline magma chambers, Iztaccihuatl Volcano, Mexico. *American Mineralogist*, 72(11-12), 1144-1162.
- Pardo-Casas, F., & Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233-248.
- Parra-Encalada, D., Larrea, P., Loaiza, C., Cartagena, R., Salinas, S., Godoy, B., ... & Le Roux, P. (2022). Physical and chemical evolution of the largest monogenetic lava field in the Central Andes: El Negrillar Volcanic Field, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 426, 107541.
- Pearce, T. H., Griffin, M. P., & Kolisnik, A. M. (1987). Magmatic crystal stratigraphy and constraints on magma chamber dynamics: laser interference results on individual phenocrysts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B13), 13745-13752.
- Pin, C., Briot, D., Bassin, C., & Poitrasson, F. (1994). Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Analytica Chimica Acta*, 298(2), 209-217.
- Pin, C., & Bassin, C. (1992). Evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic method for isotopic analysis in geological materials. *Analytica Chimica Acta*, 269(2), 249-255.
- Pin, C., & Zalduegui, J. S. (1997). Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: application to isotopic analyses of silicate rocks. *Analytica Chimica Acta*, 339(1-2), 79-89.
- Pinkerton, H., Sparks, R. S. J., 1976. The 1975 sub-terminal lavas, Mount Etna: a case history of the formation of a compound lava field. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1(2), 167-182.
- Pinkerton, H., Wilson, L., 1994. Factors controlling the lengths of channel-fed lava flows. *Bulletin of Volcanology*. 56(2), 108-120.

- Ramirez, C. F. 1988. The geology of Socompa volcano and its debris avalanche deposit, northern Chile. Ph.D. Thesis, Open University, United Kingdom.
- Ramos, V.A., Aleman, A., 2000. Tectonic evolution of the Andes. In Tectonic evolution of South America. International Geological Congress, Río de Janeiro, No. 31, 635-685.
- Richter, D. H., & Moore, J. G. (1966). Petrology of the Kilauea Iki lava lake, Hawaii (No. 537-B).
- Rissmann, C., Leybourne, M., Benn, C., Christenson, B., 2015. The origin of solutes within the groundwaters of a high Andean aquifer. *Chemical Geology*. 396, 164-181.
- Rollinson, H. R., Rollinson, H., & Pease, V. (2021). Using geochemical data: to understand geological processes. Cambridge University Press.
- Rosenbaum, G., Caulfield, J. T., Ubide, T., Ward, J. F., Sandiford, D., & Sandiford, M. (2021). Spatially and Geochemically Anomalous Arc Magmatism: Insights From the Andean Arc. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22(6), e2021GC009688.
- Rudnick, R. L., Gao, S., Holland, H. D., & Turekian, K. K. (2003). Composition of the continental crust. *The crust*, 3, 1-64.
- Salisbury, M., Jicha, B., de Silva, S., Singer, B., Jiménez, N., Ort, M., 2011. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronostratigraphy of Altiplano-Puna volcanic complex ignimbrites reveals the development of a major magmatic province. *GSA Bulletin*. 123(5-6), 821-840.
- Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., & Stix, J. (Eds.). (2015). *The encyclopedia of volcanoes*. Elsevier.
- Smith, I. E. M., Németh, K., 2017. Source to surface model of monogenetic volcanism: a critical review. Geological Society, London, Special Publications. 446(1), 1-28.
- Solano, J.M.S., Jackson, M.D., Sparks, R.S.J., Blundy, J.D., Annen, C., 2012. Melt segregation in deep crustal hot zones: a mechanism for chemical differentiation, crustal assimilation and the formation of evolved magmas. *Journal of Petrology* 53, 1999–2026.
- Somoza, R. (1998). Updated Nazca (Farallon)—South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3), 211-215.
- Stevenson, D. J. (1989), Spontaneous small-scale melt segregation in partial melts undergoing deformation, *Geophys. Res. Lett.*, 16(9), 1067–1070.
- 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, 42(1), 313-345.
- Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T., ... & Dragusanu, C. (2000). JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chemical Geology*, 168(3-4), 279-281.
- Tassara, A., 2005. Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano–Puna plateau: Review of a flexural analysis along the Andean margin (15–34 S). *Tectonophysics*. 399(1-4), 39-57.
- Tassara, A., Swain, C., Hackney, R., Kirby, J., 2007. Elastic thickness structure of South America estimated using wavelets and satellite-derived gravity data. *Earth and Planetary Science Letters*. 253(1-2), 17-36.

- Taussi, M., Godoy, B., Piscaglia, F., Morata, D., Agostini, S., Le Roux, P., González-Maurel, O., Gallmeyer, G., Menzies, A., Renzulli, A., 2019. The upper crustal magma plumbing system of the PleistoENCe Apacheta-Aguilucho Volcanic Complex area (Altiplano-Puna, northern Chile) as inferred from the erupted lavas and their enclaves. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 373, 179-198.
- 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*. 699, 16-41.
- Torres, I., Németh, K., Ureta, G., Aguilera, F., 2021. Characterization, origin, and evolution of one of the most eroded mafic monogenetic fields within the central Andes: The case of El País lava flow field, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. 105, 102942.
- Ureta, G., Aguilera, F., Németh, K., Inostroza, M., González, C., Zimmer, M., Menzies, A., 2020a. Transition from small-volume ephemeral lava emission to explosive hydrovolcanism: The case of Cerro Tujle maar, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. 104, 102885.
- Ureta, G., Németh, K., Aguilera, F., Vilches, M., Aguilera, M., Torres, I., Vilches, M., Aguilera, M., Torres, I., Sepúlveda, J., Scheinost, A., González, R., 2020b. An Overview of the Mafic and Felsic Monogenetic Neogene to Quaternary Volcanism in the Central Andes, northern Chile (18-28° Lat. S). *Updates in Volcanology* (Németh, K.). 406. Url : <https://www.intechopen.com/chapters/74390>.
- Ureta, G., Németh, K., Aguilera, F., Kósik, S., González, R., Menzies, A., González, C., James, D., 2021a. Evolution of a magmatic to a phreatomagmatic volcanic system: The birth of a monogenetic volcanic field, Tilocálar volcanoes, northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 414, 107243.
- Ureta, G., Németh, K., Aguilera, F., Zimmer, M., Menzies, A., 2021b. A window on mantle-derived magmas within the Central Andes: eruption style transitions at Cerro Overo maar and La Albóndiga lava dome, northern Chile. *Bulletin of Volcanology*. 83(4), 1-22. Valentine, G. A., & Connor, C. B. (2015). Basaltic volcanic fields. In *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 423-439). Academic Press.
- van Alderwerelt, B., 2017. Diverse monogenetic volcanism across the main arc of the central Andes, northern Chile. Ph.D. Thesis, University of Iowa, United States.
- van Alderwerelt, B., Ukstins, I. A., Ramos, F. C., 2021. Sr isotopes and geochemistry of Cerro Overo maar provide a unique window into arc magma genesis in the Central Volcanic Zone of the Andes. *Lithos*. 386, 105978.
- Yuan, X., Sobolev, S. V., Kind, R., 2002. Moho topography in the Central Andes and its geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*. 199(3-4), 389-402.
- Vilches, M., Ureta, G., Grosse, P., Németh, K., Aguilera, F., Aguilera, M., 2022. Effusion rate estimation based on solidified lava flows: Implications for volcanic hazard assessment in the Negros de Aras monogenetic volcanic field, northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 422, 107454.
- Ward, K., Zandt, G., Beck, S., Christensen, D.H., McFarlin, H., 2014. Seismic imaging of the magmatic underpinnings beneath the Altiplano-Puna volcanic complex from the joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions. *Earth and Planetary Science Letters* 404, 43–53.
- Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1), 185-187.
- Willbold, M., & Stracke, A. (2010). Formation of enriched mantle components by recycling of upper and lower continental crust. *Chemical Geology*, 276(3-4), 188-197.

Zandt, G., Beck, S. L., Ruppert, S. R., Ammon, C. J., Rock, D., Minaya, E., ... & Silver, P. G. (1996). Anomalous crust of the Bolivian Altiplano, central Andes: Constraints from broadband regional seismic waveforms. *Geophysical Research Letters*, 23(10), 1159-1162.

CAPÍTULO 8 - MATERIAL SUPLEMENTARIO ONLINE

Los archivos complementarios de esta Tesis de Magíster se pueden obtener solicitándolos a la autora vía correo electrónico (danielaparraencalada@gmail.com) e incluyen los siguientes archivos:

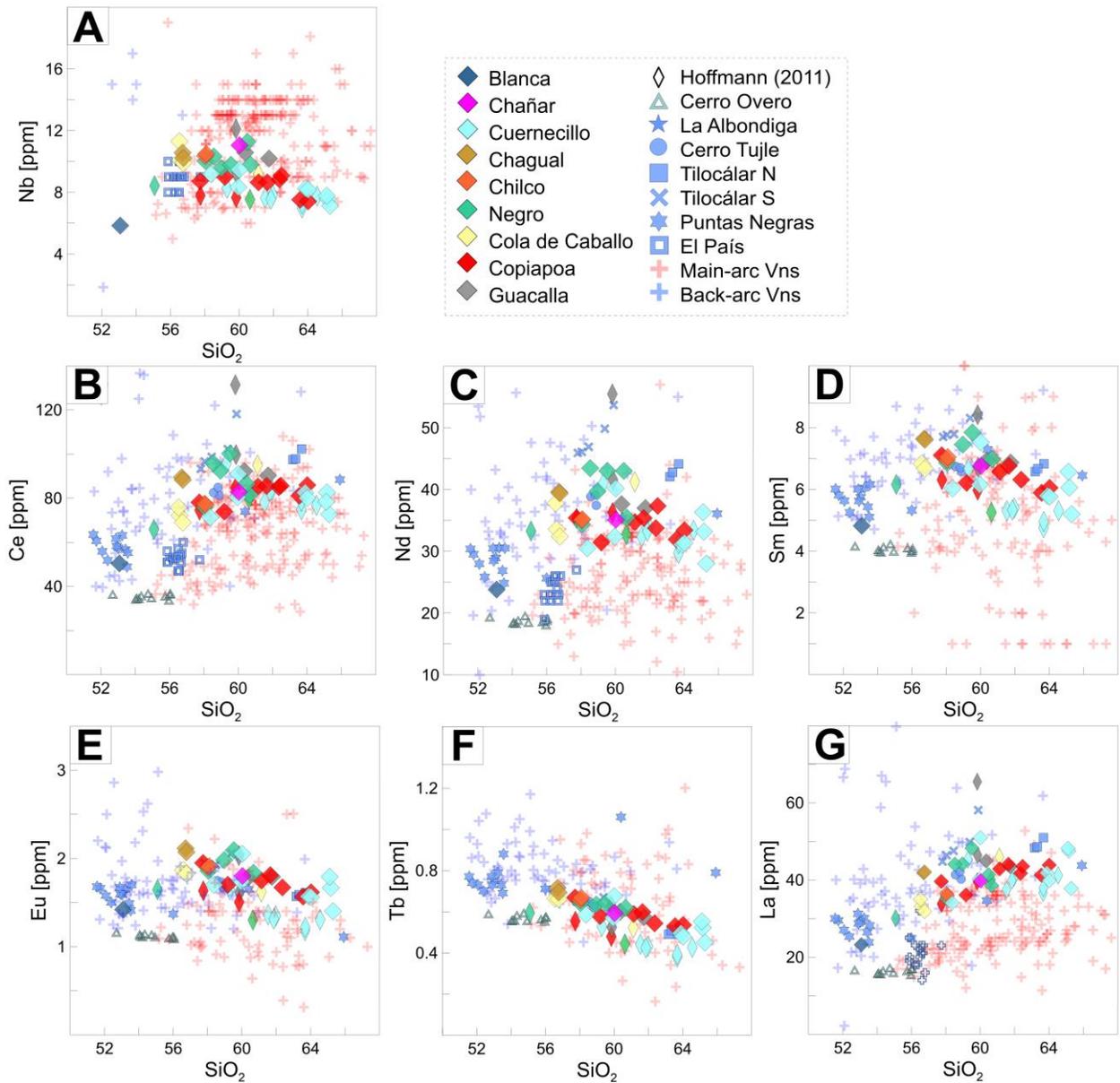
◆ Capítulo 4

- Tabla 1. Descripción de muestra de mano de El Negrillar Central.
- Tabla 2. Conteo modal petrográfico de El Negrillar Central.
- Tabla 4. Volumen estimado, parámetros morfométricos y reológicos de El Negrillar Central.
- Tabla 5. Resumen de la descripción petrográfica de El Negrillar Central.
- Descripción petrográfica de El Negrillar Central, Andes Centrales, Chile.

◆ Capítulos 4 y 5

- Tabla 3. Geoquímica de roca total de El Negrillar Central: elementos mayores, trazas e isótopos.
- Especificación método analítico XRF.

ANEXOS



Anexo. Diagramas bivariantes de elementos trazas de CEN (roca total; este estudio y Hoffmann, 2011) versus el contenido de SiO₂. Se presenta el contenido de estos elementos para los CEC de CEN (es decir, Cerro Tujle, Cerro Overo, La Albondiga, El Mani, campo de lava de Tilocálar y colada de lava de El País; Ureta et al., 2020a; 2021a; 2021b, y Torres et al., 2021). También se exhiben las composiciones para centros eruptivos (menores y estratovolcanes) del arco principal (cruces rosadas) y el trasarco (cruces azules).

