



**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
GEOLOGÍA**

EVOLUCIÓN DEL RESERVORIO MAGMÁTICO BAJO EL VOLCÁN AZUFRE, REGIÓN DE ANTOFAGASTA.

Memoria para optar al Título de Geóloga

Sophia Jacqueline Aedo Inostroza

Profesor Guía: Dr. Osvaldo Patricio González-Maurel

Profesor Co-Guía: Dr. Benigno Emilio Godoy Neira

Profesor Comisión: Dr. Oscar Enrique Rafael Figueroa Arriagada

Concepción, 2024

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar agradecer al proyecto FONDECYT 1120013 que financió el presente trabajo, y al profesor Osvaldo por su confianza al permitirme realizar esta investigación, por su guía durante estos meses y toda su enseñanza brindada en este poco tiempo. Al profesor Benigno por su apoyo a pesar de la distancia, sus correcciones y sugerencias a lo largo de todo el proceso que fueron de gran ayuda. Al profesor Óscar por sus correcciones, y su buena disposición a lo largo de los años.

A todas las personas que forman parte del DCT por su amabilidad diaria y su ayuda prestada en diversos ámbitos.

A mis amigos/as, y a las personas que aportaron buenos recuerdos a estos seis años e hicieron que fueran más llevaderos. Y finalmente el mayor agradecimiento es para mi familia, por su amor y apoyo incondicional, especialmente a mi mamá y mi papá, a quienes no puedo expresar con palabras lo afortunada que me hacen sentir. Espero ser una hija de la que estén orgullosos.

ÍNDICE

RESUMEN	vii
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Planteamiento del problema	1
1.2. Objetivos	4
1.2.1. Objetivo general	4
1.2.2. Objetivos específicos.....	4
1.3. Hipótesis.....	4
1.4. Trabajos anteriores	5
2. MARCO GEOLÓGICO	7
2.1. Marco Geológico Regional	7
2.1.2 Zona Volcánica Central.....	7
2.2. Marco Geológico Local:.....	8
2.2.1 Complejo Volcánico Altiplano-Puna:	8
2.2.2 Cuerpo Magmático Altiplano-Puna:	8
2.3. Volcán Azufre	9
2.3.1 Evolución volcánica	11
2.3.2 Geoquímica	12
2.3.3 Estimaciones de condiciones pre-eruptivas.....	13
3. METODOLOGÍA	15
3.1. Selección de muestras	15
3.2. Microsonda electrónica (EPMA)	15
3.3. Termobarometría.....	16
3.3.1. Termobarometría clinopiroxeno-líquido.....	16
3.3.2. Termobarometría plagioclasa – líquido.....	17
4. RESULTADOS.....	19
4.1. Petrografía	19
4.1.1. 17-10 / 16-04 Etapa I:.....	19
4.1.2. 16-012 / 16-13 Etapa II:	19
4.1.3. 17-02 / Etapa III:	20

4.1.4. 16-03 / Etapa IV:	20
4.2. Geoquímica mineral	22
4.2.1. Roca total vs Masa fundamental	22
4.2.2. Piroxenos	22
4.2.3. Plagioclasas	24
4.2.4. Biotitas	26
4.2.5. Óxidos de Fe.....	27
4.3 Termobarometría Clinopiroxeno - Líquido.....	28
4.4 Termobarometría de Plagioclasas	29
5. Discusión	31
5.1 Mineralogía	31
5.2 Geoquímica mineral y condiciones de P-T para el Volcán Azufre.....	34
5.3 Comparaciones termobarométricas locales y regionales	38
5.3.1. Comparaciones locales:.....	38
5.3.2. Comparaciones regionales.....	40
6. CONCLUSIONES	43
7. BIBLIOGRAFÍA	45
8. ANEXOS	51

ÍNDICE DE ILUSTRACIONES

Figura 1. Ubicación del volcán Azufre	3
Figura 2. Ubicación de la Cadena Volcánica Azufre-Inacaliri	10
Figura 3. Etapas del volcán Azufre.	11
Figura 4. Microfotografías de las secciones delgadas descritas.....	21
Figura 5. Diagrama TAS.	22
Figura 6. Diagrama ternario de Morimoto (1988) para piroxenos.....	23
Figura 7. Imágenes de electrones retrodispersados (BSE) de cristales de piroxeno.....	24
Figura 8. Diagrama ternario de Deer et al. (1992) para plagioclasas.....	25
Figura 9. Imágenes de electrones retrodispersados (BSE) de cristales de plagioclasa.....	25
Figura 10. Diagrama de Rieder et al. (1998) para biotitas.....	26
Figura 11. Imágenes de electrones retrodispersados (BSE) de los cristales de biotita.....	26
Figura 12. Diagrama de Buddington y Lindsley (1964) para óxidos de Fe-Ti.....	27
Figura 13. Imágenes de electrones retrodispersados (BSE) de óxidos de Fe-Ti.....	28
Figura 14. Gráfico de frecuencia y profundidad (km) para todas las plagioclasas.....	29
Figura 15. Comparación con composiciones de piroxenos de Hübner et al. (2023).....	32
Figura 16. Comparación con rangos de An de Hübner et al. (2023.....	33
Figura 17. Diagrama de frecuencia y profundidad.....	35
Figura 18. Modelo petrogenético del sistema magmático del volcán Azufre.....	37
Figura 19. Ubicación de volcanes cercanos con los cuales se realizó la comparación.....	40

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Número de clinopiroxenos y ortopiroxenos por etapa	24
Tabla 2. Rangos de profundidad y condiciones de P y T para clinopiroxenos	28
Tabla 3. Rangos de profundidad y condiciones de equilibrio de P y T para andesinas.	30
Tabla 4. Rangos de profundidad y condiciones de equilibrio de P y T para labradoritas	30
Tabla 5. Composición de piroxenos de este trabajo y Hübner et al. (2023).	32
Tabla 6. Comparación de termobarometría de distintos trabajos del volcán Azufre	39

ÍNDICE DE ANEXOS

Tabla 1. Abundancia de óxidos mayores (wt%) de las muestras seleccionadas	51
Tabla 2. Mg# y composición de todos los clinopiroxenos	59
Tabla 3. Abundancia de óxidos mayores (wt%) de los líquidos seleccionados	60

RESUMEN

El Volcán Azufre (21°47'S, 68°15'W) es un estratovolcán que forma parte de la cadena volcánica Azufre-Inacaliri del Pleistoceno, ubicado en el sector NW del Cuerpo Magmático Altiplano – Puna (CMAP) emplazado a profundidad (~10-30 km), el cual es un cuerpo parcialmente fundido que se estima tiene influencia directa en la evolución de algunos centros eruptivos de la zona. Las lavas erupcionadas por el volcán Azufre son de composición andesítica a dacítica (61 - 69 SiO₂ wt%), de piroxeno, hornblenda y biotita, formadas durante cuatro etapas eruptivas.

La ubicación del reservorio magmático bajo el volcán aún no ha sido investigada en detalle, por lo tanto el objetivo de este trabajo, además de realizar un análisis mineralógico de las cuatro etapas que forman al volcán Azufre, es obtener las condiciones de temperatura y presión para la(s) cámara(s) del volcán, y así proponer un modelo evolutivo acorde a los resultados. Para esto se analizaron muestras de lava representativas de las cuatro etapas en una microsonda electrónica (EPMA), y se identificaron las fases minerales y su composición. Se analizaron fenocristales de piroxeno, plagioclasa, biotita y óxidos de Fe-Ti, y no se identificaron variaciones o tendencias entre las distintas etapas para ninguna de estas fases minerales. Para el cálculo de las condiciones de P-T se utilizaron los termobarómetros de clinopiroxeno-líquido y plagioclasa-líquido de Putirka (2008). Para el primero, los resultados indican una cristalización a 10-15 km de profundidad, y condiciones de este equilibrio de 1027-1048°C y 281-419 MPa. Para las plagioclasas, las andesinas indicaron una profundidad de 20-25 km y condiciones de 921-931°C y 570-689 MPa, y las labradoritas una profundidad de 15-20 km y condiciones de 1107-1114°C y 460-551 MPa.

De acuerdo con los resultados, se propone que el volcán Azufre corresponde a un sistema magmático polibárico, con al menos dos niveles de almacenamiento, que no presentan variaciones composicionales en el tiempo. Se tendría una cámara magmática a ~10-25 km de profundidad, afectada por fundidos provenientes del CMAP, indicada por el equilibrio presentado por las plagioclasas y los clinopiroxenos. Además, habría un nivel más somero de almacenamiento magmático que se encontraría a ~5 km de profundidad, en el cual cristalizarían tanto anfíboles, como biotitas y óxidos de Fe-Ti.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento del problema

La Cordillera de los Andes es una cadena montañosa continua de más de 7.500 km que se extiende a lo largo de la costa oeste de América del Sur. En ella el volcanismo ocurre en el arco volcánico andino, que se genera debido a la subducción de la placa de Nazca bajo el margen occidental de la placa continental Sudamericana (Coira et al., 1982; de Silva, 1989a). El arco incluye estratovolcanes y sistemas de calderas gigantes potencialmente activos, que representan la manifestación más reciente de ~200 millones de años de actividad magmática relacionada con la colisión oceánico-continental vigente desde lo que se conoce como Ciclo Andino (Coira et al., 1982). Se reconocen cuatro segmentos con volcanismo activo, denominadas como: Zona Volcánica Norte (2°N-5°S), Zona Volcánica Central (14°S-28°S), Zona Volcánica Sur (33°S-46°S) y Zona Volcánica Austral (49°S-55°S), y cada una de estas zonas se divide en una serie de segmentos de arco volcánico más pequeños (Stern, 2004).

En cuanto a la Zona Volcánica Central (ZVC), se tiene el arco volcánico del Plioceno al Cuaternario, el cual está distribuido en el sur de Perú, el oeste de Bolivia, el noroeste de Argentina y el norte de Chile (Stern, 2004). El volcanismo de la ZVC ha estado activo desde el Jurásico hace ~200 Ma (Coira et al., 1982; de Silva y Gosnold, 2007), y aquí se encuentra un extenso plateau que forma una de las provincias volcánicas jóvenes más extensas del mundo, el Complejo Volcánico Altiplano-Puna (*“Altiplano-Puna Volcanic Complex”*, CVAP; de Silva, 1989a), el cual se extiende entre los 21° y 24°S (de Silva et al., 2006). Dentro de la extensión superficial del CVAP, a 10-25 km de profundidad se encuentra el Cuerpo Mágmatco Altiplano-Puna (*“Altiplano-Puna Magma Body”*, CMAP; Chmielowski et al., 1999), el cual es una anomalía geofísica que ha sido interpretada como un complejo intrusivo parcialmente fundido de volumen estimado de 500.000 km³, que contamina los magmas derivados del manto con diferentes grados de asimilación y ha sido interpretado como reservorio somero del CVAP (Chmielowski et al., 1999; de Silva y Gosnold, 2007; Ward et al., 2014, Godoy et al., 2017, González-Maurel et al., 2019a, b).

Dentro del límite noroccidental del CVAP se encuentra el Volcán Azufre (21°47'S, 68°15'W) (Figura 1), que ha sido objeto de diversos estudios, ya que además de aportar información sobre la evolución geológica de la región y la dinámica de los sistemas magmáticos a profundidad, es un posible reservorio de calor para el cercano sistema geotérmico de Cerro Pabellón (e.g., Taussi et al. 2021; Godoy et al. 2022; Hübner et al. 2023). Además, debido a su intensa alteración hidrotermal ha sido un lugar de explotación histórica de azufre nativo (Sellés y Gardeweg, 2017). El volcán Azufre forma parte de la Cadena Volcánica Azufre-Inacaliri del Pleistoceno, la cual se encuentra afectada por fallas normales NW-SE relacionadas al graben Pabelloncito formado durante una fase extensional del Plioceno Tardío-Cuaternario (Rivera et al., 2020; Godoy et al., 2022). Godoy et al. (2022) proporcionaron una descripción detallada de la evolución volcánica del Azufre, la cual consiste en cuatro etapas: Etapas I (1300 – 700 ka) y III (500 – 300 ka), las cuales dieron forma al edificio Sur, y las etapas II (700 - 500 ka) y IV (300 - 120 ka) que formaron el edificio Norte. La composición de las lavas emitidas durante estas etapas varía de andesitas a dacitas de piroxeno, hornblenda y biotita (Hübner, 2018).

A pesar de que el volcán Azufre ha sido objeto de numerosos estudios, la ubicación del reservorio magmático bajo el mismo aún no ha sido estudiada en detalle. Según datos preliminares de termobarometría de Godoy et al. (2022), las cámaras magmáticas del volcán Azufre se encuentran a 4 - 18 km de profundidad, con temperaturas y presiones de fraccionamiento de piroxeno que varían de 1000 °C-1060 °C (± 39 °C) y 350-470 (± 370) MPa y 810 °C-890 °C ($\pm 23,5$ °C) y 140-220 ($\pm 11,5$) MPa para el fraccionamiento de anfíbol. Estas estimaciones, sin embargo, sólo representan las Etapas II y IV (Edificio Norte). Adicionalmente, Hübner et al. (2023) estimó las condiciones pre-eruptivas para la etapa más joven (etapa IV, 50–331 ka) y estimaron, a través de diversos geobarómetros y geotermómetros (anfíbol, ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa, titanomagnetita e ilmenita), que las profundidades de reservorio corresponderían a 5.4 ± 2.2 km. Por lo tanto, este trabajo se enfocará en estimar las condiciones termobarométricas de cada etapa definida por Godoy et al. (2022), y por ende, la(s) profundidad(es) de almacenamiento magmático del volcán Azufre. Para ello se emplearán los termobarómetros descritos por Putirka (2008), utilizando piroxenos y feldespatos presentes en muestras de lava provenientes del volcán. La estimación de estos parámetros, junto a la robusta

información contextual disponible, permitirá proponer un modelo evolutivo de la(s) cámara(s) del Volcán Azufre, y así tener una mayor comprensión del sistema magmático que condiciona la Cadena Volcánica Azufre-Inacaliri y a la ZVC en general.

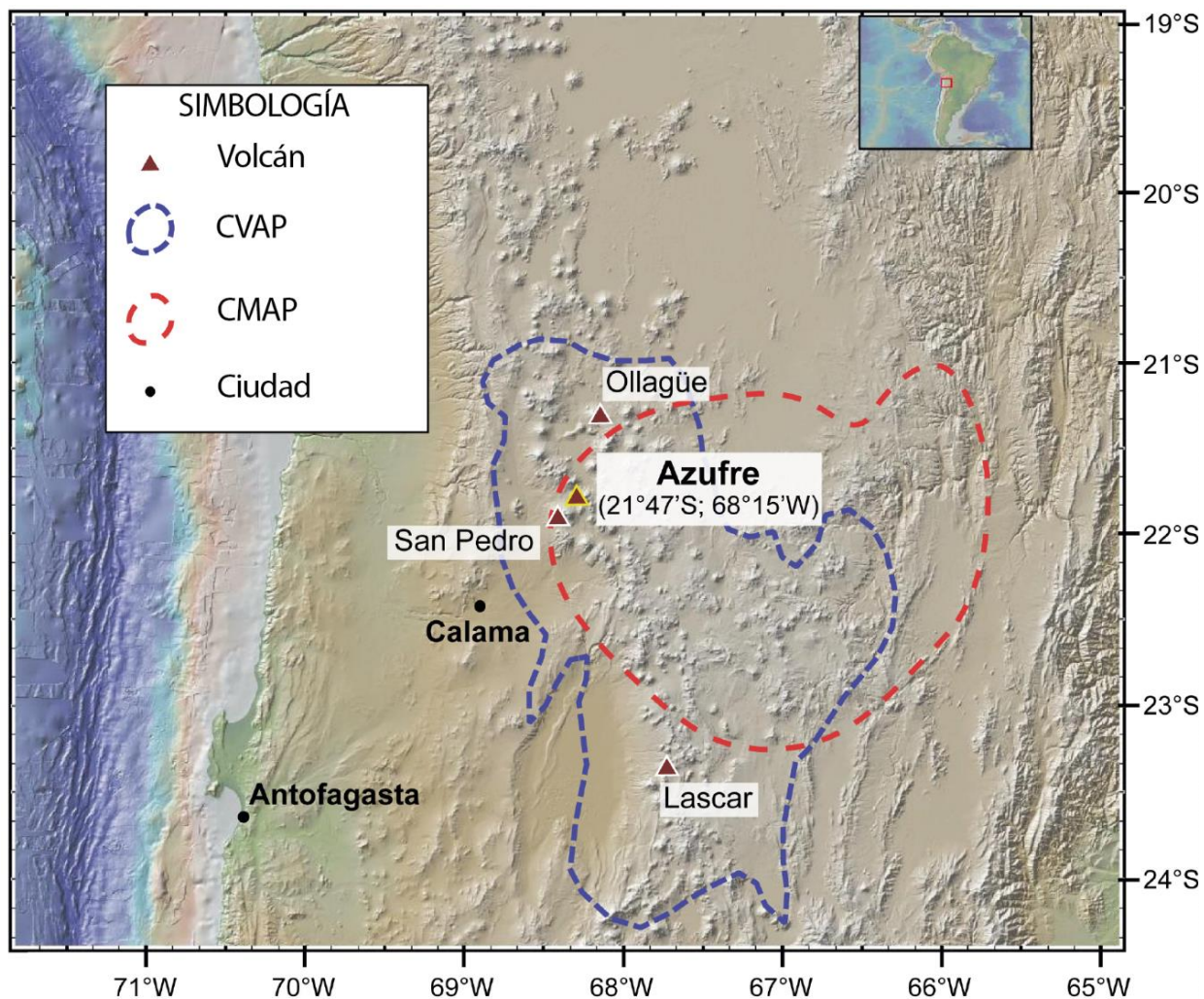


Figura 1. Ubicación del volcán Azufre con respecto a la distribución del Complejo Volcánico Altiplano-Puna (CVAP; de Silva, 1989a), y del Cuerpo Magmático Altiplano-Puna (CMAP; Chmielowski et al., 1999; Ward et al., 2014). Tomado de Godoy et al. (2023).

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Determinar las características pre-eruptivas de presión y temperatura de la(s) cámara(s) magmática(s) asociada(s) a las cuatro etapas del Volcán Azufre y realizar una descripción mineralógica en detalle de cada una de las etapas, lo cual permitirá comprender de una mejor manera la dinámica que ha dado forma a las características actuales del volcán y cómo ha evolucionado a lo largo del tiempo.

1.2.2. Objetivos específicos

- I. Identificar las fases, texturas y asociaciones mineralógicas de los flujos de lava del volcán Azufre.
- II. Caracterizar geoquímicamente las fases minerales cristalizadas en el reservorio magmático.
- III. Proponer un modelo evolutivo para el volcán Azufre.

1.3. Hipótesis

Antecedentes termobarométricos de Godoy et al. (2022) sugieren que las cámaras magmáticas que dieron origen al edificio Norte (etapas II y IV) se ubican entre los 4 y 18 km de profundidad, condiciones similares a las estimaciones de Hübner et al. (2023) de 5.4 ± 2.2 km para la etapa más joven (IV). Estas profundidades, a su vez, traslapan con el rango de profundidad del CMAP.

Por lo tanto, debido a que las lavas erupcionadas desde los edificios Norte y Sur presentan características mineralógicas y composicionales relativamente similares, se espera que las cuatro etapas provengan de un reservorio común, cuya evolución magmática ocurre a nivel de la corteza superior, y que se ve afectado por contaminación causada por la asimilación de fundidos derivados del CMAP. Este continuo proceso de mezcla puede llegar a provocar una gran perturbación térmica y generar un rejuvenecimiento del sistema, lo que desencadenaría las erupciones.

1.4. Trabajos anteriores

Se han realizado diversos estudios a escala local que incluyen el volcán Azufre, esto debido al interés económico que generan las azufreras, como es el caso de Leiding (1933), Felsch (1937), Romero (1937) y Boric et al. (1990).

Sellés y Gardeweg (2017), en su estudio del área Ascotán – Cerro Inacaliri, realizan la cartografía de la zona ubicada dentro del CVAP, ubicada entre los paralelos 21°30' y 22°00'S y entre el meridiano 68°30'W y la frontera con Bolivia. En este se incluyen descripciones estratigráficas y petrográficas del Volcán Azufre, además de sus características morfológicas.

Hübner (2018) realizó el mapa geológico del Volcán Azufre (21°47'S, 68°15'W) y definió nueve unidades, que incluyen tanto las lavas del volcán, como los depósitos sedimentarios y unidades volcánicas asociadas a la evolución del mismo.

Lister (2019) estudia la petrogénesis y las características geoquímicas e isotópicas de las lavas del volcán Azufre, utilizando técnicas analíticas como fluorescencia de rayos X, MC-ICP-MS (*Multicollector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), fluorinación láser y análisis por microsonda electrónica.

Taussi et al. (2021) midieron el flujo de CO₂ y la temperatura del suelo en el sistema geotérmico Cerro Pabellón ubicado en la Pampa Apacheta (21°49'S, 68°10'W), con el fin de evaluar los procesos geoquímicos que impiden el ascenso de los fluidos geotérmicos. En este trabajo se asocia la actividad de la Cadena Volcánica Azufre - Inacaliri con la presencia del sistema geotérmico.

Godoy et al. (2022) reconstruyeron la historia volcánica utilizando datos petrográficos, geoquímica de roca total y termobarometría. Definieron cuatro etapas (I, II, III y IV) e igualmente discutieron las implicaciones geotermales para el Campo Geotérmico Cerro Pabellón.

Godoy et al. (2023) determinaron la evolución del sistema y la magnitud de diferenciación magmática con el uso de isótopos acoplados de Sr y O. Investigaron las vías de contaminación de isótopos radiogénicos y de O, y proponen una evolución magmática de tres etapas de asimilación cortical.

Hübner et al. (2023) en su trabajo detallan sobre la última erupción (50–331 ka), proporciona información sobre el reservorio y los procesos magmáticos que se ocurren en el mismo, utilizando enclaves andesíticos presentes en las lavas más jóvenes. Propone que un rejuvenecimiento del sistema provocado por una etapa de mezcla de magmas más relevante desencadenó la última erupción del volcán Azufre.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. Marco Geológico Regional

2.1.2 Zona Volcánica Central

La Zona Volcánica Central (ZVC) se extiende desde 14° hasta 28°S en los Andes Centrales, y abarca una región de 700 km de largo y 200 km de ancho con una elevación >4.000 m s.n.m.. La actividad magmática ha sido continua en la ZVC desde el Oligoceno tardío hasta tiempos recientes, y el frente volcánico se encuentra en la Cordillera Occidental, que es la expresión superficial del arco magmático Neógeno-Cuaternario de los Andes Centrales (Stern, 2004). Existen numerosos edificios volcánicos activos, al igual que centros menores, sistemas de calderas y centros de ignimbrita silíceos cuaternarios, todos potencialmente activos y dispuestos sobre un extenso plateau de ignimbritas del Oligoceno (de Silva, 1989a, b; de Silva y Francis, 1991). Las andesitas, dacitas y riolitas son el tipo de roca dominante en erupción en la ZVC, con basaltos y andesitas basálticas ocasionales.

El engrosamiento y levantamiento cortical de los Andes Centrales del norte de Chile comenzó durante el Eoceno como resultado de una convergencia oblicua muy rápida (Pardo-Casa y Molnar, 1987) que continuó episódicamente, resultando en la formación de los plateaus del Altiplano y la Puna desde ~25 Ma (Isacks, 1988). El acortamiento cortical y la resultante adición magmática produjeron una corteza gruesa de ~70 km de espesor (Allmendinger et al., 1997; Kern et al., 2016) de composición predominantemente félsica (Beck y Zandt, 2002), aunque la relación entre el espesor cortical y la elevación sugiere que bajo los ~55 km de profundidad es una corteza máfica (Yuan et al., 2002). Como consecuencia del gran espesor cortical, la región presenta una alta variabilidad en productos volcánicos debido a que los procesos magmáticos están controlados por significativos grados de contaminación cortical (e.g., Davidson y de Silva, 1992; Wörner et al., 1994; Stern, 2004; Mamani et al., 2010; Godoy et al., 2017; González-Maurel et al., 2020).

2.2. Marco Geológico Local:

2.2.1 Complejo Volcánico Altiplano-Puna:

El Complejo Volcánico Altiplano-Puna (CVAP) se distribuye entre los 21° y 24°S, corresponde a una gran provincia volcánica silícica que abarca un área de aproximadamente 70.000 km² (de Silva et al., 2006), y estudios geoquímicos han demostrado que las contribuciones más significativas de adición cortical a magmas provenientes del manto ocurren en esta región (e.g., de Silva, 1989a; Salisbury et al., 2011; Freymuth et al., 2015). El volcanismo ha sido prácticamente continuo desde su inicio hace ~23 Ma (de Silva, 1989a), sin embargo, los episodios eruptivos intensos, denominados *flare-up* de ignimbrita, comenzaron abruptamente hace ~10 Ma y configuraron el actual CVAP (de Silva et al., 2006; Salisbury et al., 2011; Freymuth et al., 2015). El acortamiento y engrosamiento de la corteza andina precedió en gran medida a los episodios de *flare-up*, por lo que, el volcanismo a gran escala en esta provincia habría sido consecuencia de un mayor flujo de calor en respuesta al engrosamiento, y esto condujo a la fusión a gran escala de la corteza (de Silva et al., 2006; Burns y de Silva, 2023). El vulcanismo en esta zona está mayormente representado por depósitos masivos de ignimbrita y complejos de estratovolcanes, pero igualmente se pueden encontrar conos de escoria y domos (González-Ferrán, 1995). Las estructuras que dieron origen a las ignimbritas son varios sistemas de gran tamaño de calderas anidadas que erupcionaron al menos 15.000 km³ de magma (de Silva 1989a, b; Salisbury et al., 2011). La concentración de ignimbritas en esta zona es una de las más grandes del mundo, de volúmenes superiores a los 1.000 km³, con ignimbritas dacíticas, y en menor medida riolíticas, calco-alcalinas de alto K y ricas en cristales (de Silva et al., 2006; Salisbury et al., 2011). La actividad más reciente del CVAP se ha manifestado en forma de una serie de flujos/domos autónomos cuaternarios (< 100 ka) de hasta 26 km³ (de Silva et al. 1994; Watts et al. 1999; Hernández Prat et al., 2023). Esta actividad, además de los varios sitios geotérmicos de la ZVC son la prueba de que el CVAP permanece activo y con potencial para futuras erupciones (e.g., volcanes Ollagüe, San Pedro, Lascar, Figura 1; de Silva et al., 2006).

2.2.2 Cuerpo Magmático Altiplano-Puna:

Los productos volcánicos del CVAP son la manifestación superficial de una zona de fusión parcial en la corteza continental, la cual actúa como reservorio y que alimenta el sistema

subvolcánico superior (de Silva et al., 2006). Esta zona se denomina Cuerpo Magmático Altiplano-Puna (CMAP; “Altiplano-Puna Magma Body”, Chmielowski et al., 1999), y es una anomalía geofísica ubicada a 10-25 km de profundidad (Ward et al., 2014) y traslapa con la proyección superficial del CVAP (Figura 1). Ha sido en parte revelado por técnicas geofísicas, y se caracteriza por su muy baja velocidad sísmica (velocidades de cizallamiento de 1 km/s), altas temperaturas (~ 1000°C) y alta conductividad eléctrica (e.g., Chmielowski y Zandt, 1999; Yuan et al., 2000; Zandt et al., 2003; ANCORP, 2003; Asch et al., 2006; Schilling et al., 2006). Este cuerpo ígneo parcialmente fundido (hasta un 25% vol) tiene un volumen estimado de 500.000 km³ (Ward et al., 2014), y ha sido interpretado como una zona somera de tipo MASH (Fusión, Asimilación, Almacenamiento y Homogeneización, sensu Hildreth y Moor bath, 1988) que alimenta las cámaras magmáticas de la corteza superior y que, a su vez, contamina los magmas ascendentes derivados del manto en la zona del CVAP (e.g., de Silva y Gosnold, 2007; Godoy et al., 2014, 2017; González-Maurel et al., 2019b).

2.3. Volcán Azufre

En el sector NW del CVAP se ubica la cadena volcánica Azufre-Inacaliri, la cual además del Volcán Azufre, incluye los complejos volcánicos Apacheta-Aguilucho y Cordón de Inacaliri, ambos con manifestaciones geotérmicas activas (Taussi et al., 2019, 2021; Maza et al., 2021). La cadena está constituida principalmente por flujos de lava basáltico-andesíticos a riolíticos y tiene una tendencia con rumbo NW-SE (Figura 2), la cual coincide con la orientación de las fallas normales relacionadas con el Graben Pabelloncito, que afectan desde el Volcán Azufre hasta el Complejo Volcánico Cordón de Inacaliri (Mercado et al., 2009; Sellés and Gardeweg, 2017; Taussi et al., 2019; Rivera et al., 2020). Los volcanes de la cadena están constituidos principalmente por lava andesítica a dacítica y flujos piroclásticos que erupcionaron en los últimos 2 Ma sobre un basamento de ignimbritas relacionadas con la evolución y las erupciones tipo caldera del CVAP (Sellés and Gardeweg, 2017; Taussi et al., 2019; Rivera et al., 2020; Godoy et al., 2022). También forman parte de la cadena volcánica domos de composición dacítica de alto K (Taussi et al. 2019) que se encuentran junto al volcán Azufre; estos son el Chanca (21,78°S - 68,30°W), Chac-Inca (21,80°S–68,20°W) y Cerro Pabellón (21,84°S–

68,15°W), los cuales se emplazaron durante los últimos ~100 ka y representan la actividad más reciente en la cadena (Renzulli et al., 2006; Tierney et al., 2016).

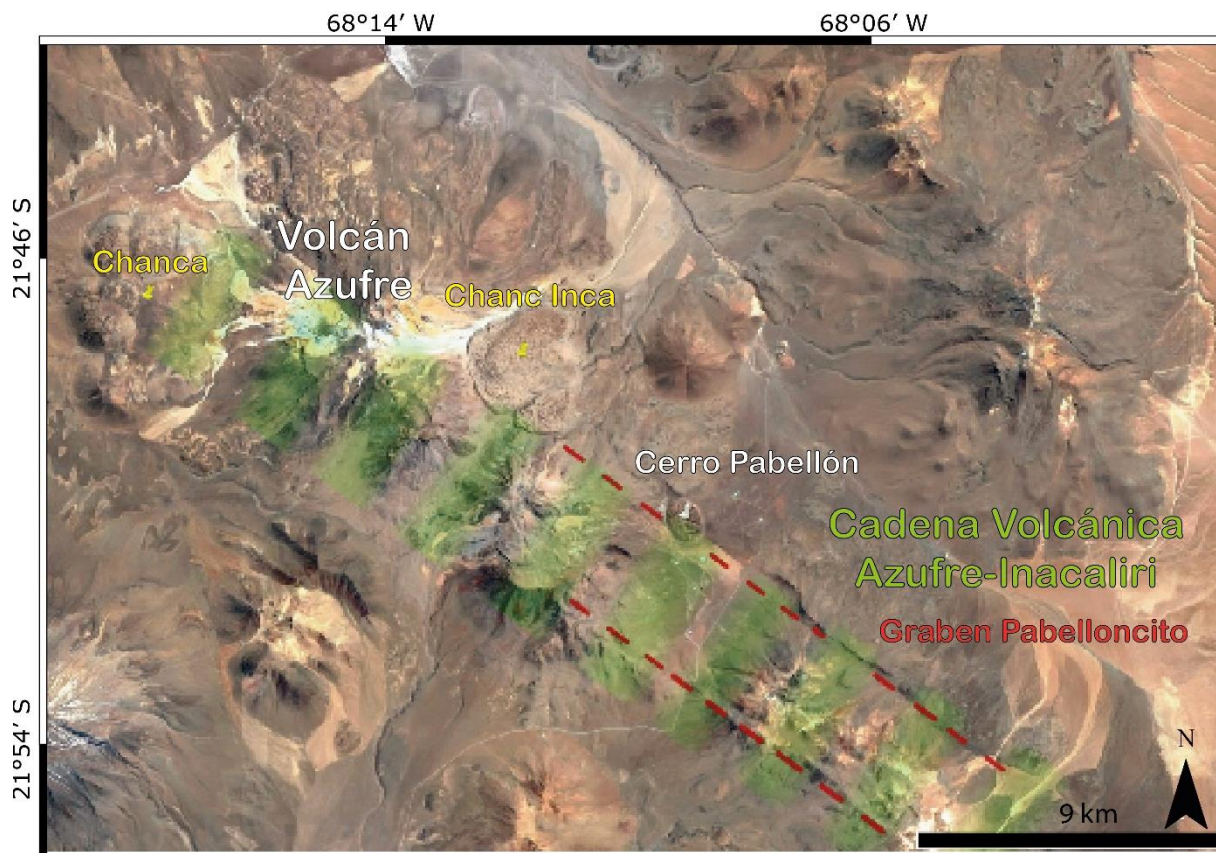


Figura 2. Ubicación de la Cadena Volcánica Azufre-Inacaliri, Volcán Azufre, Campo Geotérmico Cerro Pabellón, y estructuras volcánicas cercanas. Tomado de Godoy et al. (2022).

En cuanto al Volcán Azufre (21°47'S, 68°15 W), este es un estratovolcán del Pleistoceno Inferior ubicado en el límite occidental del CVAP. Está formado por dos unidades estructurales coalescentes, los edificios Norte y Sur, que fueron construidos entre los 120 a 1300 ka durante la actividad cíclica del volcán (Sellés y Gardeweg, 2017; Godoy et al., 2022). El volumen erupcionado de este volcán corresponde a ~ 50 km³ de lavas en bloque de composición andesítica a dacítica (61 - 69 SiO₂ wt%;) de piroxeno, hornblenda y biotita (Hübner, 2018; Godoy et al., 2022; Hübner et al., 2023). Además, el volcán Azufre se ve afectado por grandes áreas de alteración hidrotermal, que consisten principalmente en alunita, azufre, caolinita, hematita y yeso.

Esta ocurrió dentro de una secuencia huésped de andesitas y dacitas del edificio Norte (Godoy et al., 2022).

2.3.1 Evolución volcánica

La actividad volcánica que generó los edificios se divide en cuatro etapas separadas de erupción (Figura 3): Etapa I (700 - 1300 ka), Etapa II (500 - 700 ka), Etapa III (300 - 500 ka) y Etapa IV (120 - 300 ka). Las etapas II y IV componen el edificio Norte, y las etapas I y III el edificio Sur.

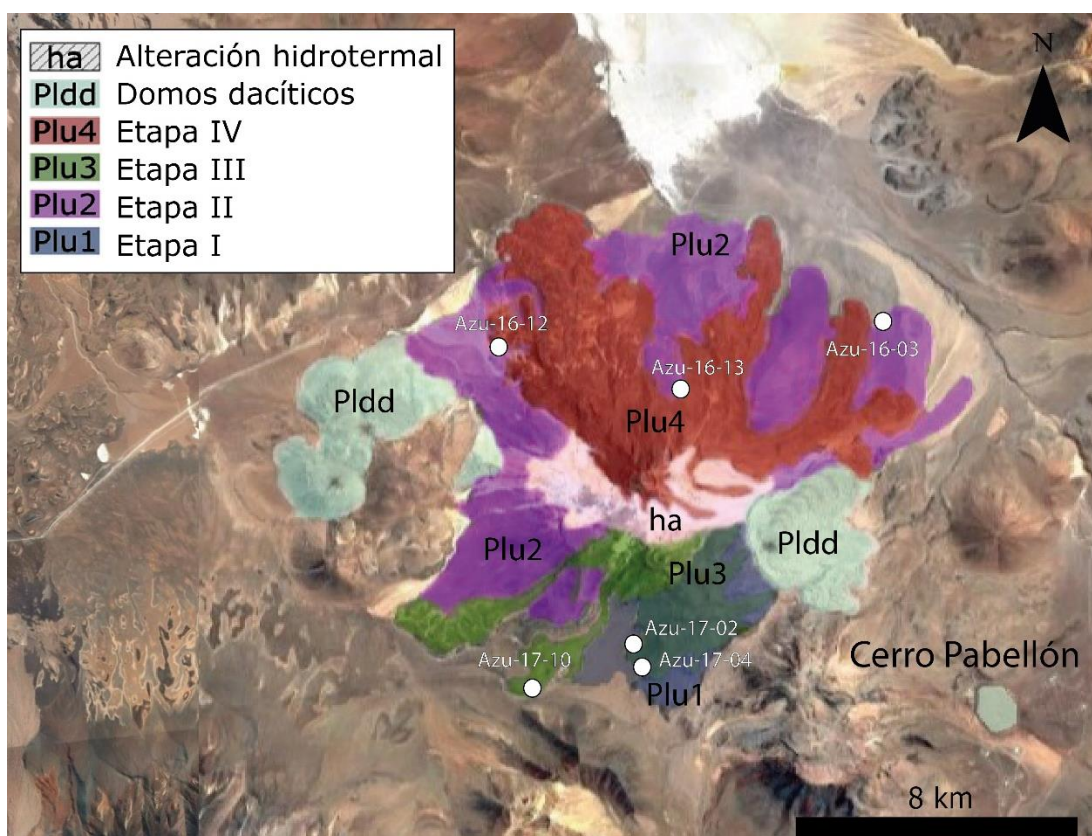


Figura 3. Etapas del volcán Azufre. Se añade la ubicación de muestras utilizadas en este trabajo. Modificado de Hübner et al. (2023).

Godoy et al. (2022) proveen una descripción detallada de esta evolución volcánica. De manera más específica, la Etapa I (1300 - 700 ka) ocurre en el flanco sur inferior del volcán (edificio Sur), y en esta sólo se reconocen flujos de lava afectados mayormente por erosión glacial y fluvial, que están cubiertos por flujos provenientes de la Etapa III. La Etapa II (700 - 500 ka) se

generó en el edificio Norte, y corresponde a lava erosionada y flujos piroclásticos de <2 m de espesor, con los flancos inferiores afectados por alteración hidrotermal. Durante esta etapa el edificio Norte sufre un colapso parcial del flanco, lo cual elimina parte de esta unidad. La Etapa III (500 - 300 ka) se genera en el edificio Sur, y en su parte superior se reconocen al menos dos respiraderos que generaron los flujos de lava. Debido a la acción de la erosión fluvial y glacial hay depósitos aluviales y morrenas cubren a esta etapa. Finalmente, la Etapa IV (300-120 ka) se constituye por flujos de lava que sobreyacen a los de la Etapa II, e igualmente se encuentran afectados por la característica alteración hidrotermal del edificio Norte, pero en menor grado. Con respecto a esta última etapa, su edad no se obtiene mediante datación geocronológica, sino que se infiere basándose en distintos aspectos, tales como las tasas de denudación del área y las similitudes geomorfológicas con los flujos de volcanes cercanos de edades mayores a 300 ka (e.g., San Pedro; Godoy et al., 2018; González-Maurel et al., 2019a). Además, la morfología y posición estratigráfica de los domos dacíticos Chanca y Chac-Inca que sugieren una edad más joven que los flujos de lava de la Etapa IV.

2.3.2 Geoquímica

La determinación de composiciones de elementos mayores y traza, y el análisis geoquímico de roca total de flujos de lava, fueron realizados por Godoy et al. (2022). En general todas las lavas del volcán muestran una disminución en el contenido de FeO, MgO, Al₂O₃ y CaO a mayor contenido de sílice, lo cual refleja una evolución magmática controlada por cristalización fraccionada, mientras que los contenidos de K₂O y Na₂O muestran un aumento disperso con la variación de SiO₂. Además, los elementos mayores indican que para contenidos de SiO₂ similares, las lavas de las Etapas II y IV (en comparación a las Etapas I y III) muestran un contenido menor de Al₂O₃ y Na₂O, y concentraciones mayores de FeO, MgO y TiO₂. Esto sugiere que las lavas del edificio Norte (Etapas II y IV) contienen mayor abundancia de plagioclasa y fases minerales ricas en Fe-Mg, tales como olivino y piroxeno, y, además, con un menor contenido de anfíbol en comparación con el edificio Sur (etapas I y III). El contenido de Rb aumenta con el contenido de SiO₂, mientras que el Sr en general disminuye con la diferenciación, con un menor contenido en las Etapas II y IV con respecto a las Etapas I y III, lo cual sugeriría un mayor fraccionamiento de plagioclasa en los magmas que generaron las lavas de

las Etapas II y IV en comparación a las Etapas I y III. La relación de LREE/HREE (e.g., La/Yb y Sm/Yb) y Sr/Y para las lavas del volcán Azufre son más bajas que la mayoría de los productos erupcionados del Pleistoceno en los Andes Centrales e indican que la fusión ocurrió en condiciones en las que el granate no es una fase estable, por lo tanto, a niveles corticales someros (Godoy et al., 2014; 2022). Las relaciones Eu/Eu* son particularmente bajas, y correlacionadas negativamente con SiO₂, lo cual indica un fuerte fraccionamiento de plagioclasa durante la diferenciación, sugiriendo que la evolución magmática ocurrió en condiciones de la corteza superior. Además, estos mismos valores son más altos para las Etapas I y III, consistente con mayor fraccionamiento de plagioclasa en los magmas de las lavas del edificio Norte (Etapas II y IV). La correlación negativa entre Dy/Dy* y SiO₂ está relacionada con el fraccionamiento de anfíboles durante la evolución de los magmas, y las diferencias en el contenido de Dy/Dy* con un contenido similar de sílice en las muestras menos evolucionadas (<64% en peso de SiO₂), sugieren un mayor fraccionamiento de anfíboles para las etapas I y III en relación con las etapas II y IV (Godoy et al., 2022).

2.3.3 Estimaciones de condiciones pre-eruptivas

Las condiciones pre-eruptivas (presión y temperatura) del edificio Norte fueron estimadas por Godoy et al. (2022). Los rangos de temperatura arrojados por la termobarometría de dos piroxenos van desde 1000 °C hasta 1060 °C (± 39 °C) y las presiones de fraccionamiento entre 350 y 470 (± 370) MPa, mientras que la termobarometría de anfíbol indicó presiones de fraccionamiento de magma entre 140 y 220 ($\pm 11,5$) MPa y temperaturas entre 810 °C a 890 °C ($\pm 23,5$ °C). Esto implica que las profundidades de evolución magmática del volcán Azufre van de 4 - 18 km bajo la superficie. De manera similar, Hübner et al. (2023) estimaron las condiciones de presión de la lava más joven (edad inferida de 50–331 ka) a través de termobarometría de anfíboles, y obtuvieron presiones de 200 ± 60 MPa, que representa una profundidad de 5.4 ± 2.2 km debajo de la superficie. Esta a su vez, coincide con la profundidad estimada por un estudio magnetotélúrico, que detectó el almacenamiento activo de fundido y fluidos a <10 km debajo del volcán Azufre (Araya Vargas et al., 2019). Por consiguiente, la evolución magmática tardía del volcán Azufre se desarrollaría a profundidades someras de la corteza, en un reservorio

magmático poco profundo en el que ocurrió intrusión y mezcla debido a fundidos andesíticos calientes provenientes del CMAP (Hübner et al. 2023).

3. METODOLOGÍA

3.1. Selección de muestras

En este trabajo se utilizan las muestras y secciones delgadas provenientes de Godoy et al. (2022). Para la selección de las muestras más representativas de cada etapa del volcán Azufre, se consideró la abundancia modal de fenocristales de plagioclasa y piroxeno, el grado de alteración e indicios de desequilibrio. Finalmente se seleccionaron las muestras Azu-17-10 y Azu-17-04 (Etapa I), Azu-16-12 y Azu-16-13 (Etapa II), Azu-17-02 (Etapa III), y Azu-16-03 (Etapa IV), y la observación se realizó empleando un microscopio óptico en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción.

3.2. Microsonda electrónica (EPMA)

Se analizaron núcleos de distintas fases minerales, en total se realizaron 298 análisis para las seis muestras seleccionadas: 46 para Azu-17-04 (Etapa I), 81 para Azu-17-10 (Etapa I), 28 para Azu-16-12 (Etapa II), 80 para Azu-16-13 (Etapa II), 24 para Azu-17-02 (Etapa II), y 40 para Azu-16-03 (Etapa IV). El análisis se realizó mediante una microsonda electrónica en la Facultad de Ciencias de la Universidad de Charles en República Checa. Para la identificación de fases minerales y datos de composición elementales se utilizó una microsonda electrónica (EPMA) Jeol JXA-8530F, que está equipada con cinco espectrómetros dispersivos de onda (WDS) que permiten el microanálisis cuantitativo de elementos en el rango de Be a U, y con un detector de electrones secundarios (SE), un detector de electrones retrodispersados (BSE), un espectrómetro de dispersión de energía (EDS), un detector de cátodoluminiscencia (CL) y un sistema integrado de espectrometría CL (xCLent). Las condiciones analíticas para las fases minerales fueron 15 kV, corriente de haz de 10 nA, tamaño de haz de 1 μm y tiempos de conteo de 20 s para todos los elementos con medio tiempo en el fondo. La masa fundamental (vidrio) se analizó en las mismas condiciones, con la excepción del tamaño del haz que se fijó en 10 μm . Los álcalis (Na, K) se analizaron primero para minimizar su pérdida durante los análisis de vidrio. Los errores de medición basados en estadísticas de conteo fueron de <10% para todos los elementos en todas las fases. Para la calibración se utilizaron los siguientes estándares: cuarzo (Si), corindón (Al), rutilo (Ti), óxido de cromo (Cr), vanadinita (V), magnetita (Fe), periclase (Mg), rodonita (Mn), calcita

(Ca), albita (Na), sanidina (K), apatita (P), topacio (F), halita (Cl). Para realizar la reducción de datos se utilizó la corrección ZAF (Fabbrizio et al., 2023).

3.3. Termobarometría

3.3.1. Termobarometría clinopiroxeno-líquido

En el método del termobarómetro clinopiroxeno-líquido (Putirka, 2008) se utiliza la composición química de los clinopiroxenos para estimar sus condiciones de cristalización, es decir, cuando se encontraban en estado de equilibrio con un magma líquido. Este modelo combina la composición química de los fenocristales de clinopiroxeno y el vidrio de la masa fundamental o la composición de la roca total que representa el líquido en equilibrio (Aulinas et al., 2009).

3.3.1.1. Tratamiento de la base de datos

Al recibir los datos del análisis de microsonda electrónica se realiza el primer filtro, en el cual según las proporciones de óxidos mayores se seleccionan solo aquellos que correspondan a piroxenos (i.e., clinopiroxeno y ortopiroxeno). Para realizar los filtros posteriores de los datos de piroxeno se utilizan planillas de Excel que contienen de manera predeterminada las ecuaciones termobarométricas necesarias. El segundo filtro consiste en discriminar entre clinopiroxenos y ortopiroxenos, y para ello se calcula el porcentaje normalizado de enstatita, ferrosilita, y wollastonita, separando los puntos con porcentaje de wollastonita mayor o igual al 5%, que corresponden a clinopiroxenos.

3.3.1.2. Iteración del método

Ya con los clinopiroxenos clasificados se realiza el tercer filtro, el cual consiste en distinguir aquellos cristales que estén en equilibrio con la composición química de la masa fundamental (vidrio) de la misma muestra, o en su defecto, roca total. Sólo aquellos cristales que tengan un número de magnesio ($Mg\# = 100 * ((MgO/40.51) / ((MgO/40.51) + (FeO/71.85)))$) dentro del rango de Mg# asociado a la composición de roca total (Mg#liq) se considerarán en equilibrio, por lo que, se prioriza un líquido que garantice una menor pérdida de datos de clinopiroxeno. Los intervalos de equilibrio para roca total y clinopiroxenos fueron tomados de Putirka (2008).

Finalmente, se utiliza una tercera planilla, que permite obtener los datos de temperatura y presión. A estos se les aplica el cuarto y último filtro, que corresponde al filtro de Dióxido-Hedenbergita, en el cual se determina qué muestras están en equilibrio con el líquido elegido. Pasan el filtro solamente los puntos con un valor de 0.01 – 0.09 en dicho ítem. Ya con estos datos, se utilizan las ecuaciones 30 y 33 de Putirka (2008) para obtener la presión (MPa) y temperatura (°C), respectivamente, cálculo realizado en la misma planilla de Excel, al igual que el de la profundidad (km), que se calcula a través de la ecuación de presión litostática, con $g = 9,8 \text{ m/s}^2$ y una densidad promedio de la corteza continental de 2.800 kg/m^3 (Schaller et al., 2015).

3.3.1.3. Resumen de los datos

La iteración del método se repite para cada líquido que se seleccione, con datos que se pasan por el filtro de intervalo Mg#liq y el de Dióxido-Hedenbergita, hasta llegar a tabular solamente los datos que finalmente son válidos.

3.3.2. Termobarometría plagioclasa – líquido

De igual manera como se hace para los piroxenos, se utiliza la composición química mineral de los cristales de plagioclasa para estimar sus condiciones de T y P de cristalización. Esto se hace a través del termobarómetro plagioclasa – líquido de Putirka (2008).

3.3.2.1. Tratamiento de la base de datos

Al igual como se hizo con los cristales de piroxeno, las proporciones de óxidos mayores permiten distinguir los cristales de plagioclasa, que luego son clasificados a través del porcentaje normalizado de anortita, albita y oligoclasa, y esto corresponde a los dos primeros filtros.

3.3.2.2. Iteración del método

El tercer filtro en este caso consiste en buscar un líquido (roca total o vidrio) que se encuentre en equilibrio con los cristales de plagioclasa, y a partir de esto se conservan solo los cristales cuya constante de equilibrio (Kd) entre el líquido y plagioclasa corresponda a $0,1 \pm 0,05$ si $T < 1050^\circ\text{C}$,

o $0,28 \pm 0,11$ si $T > 1050^{\circ}\text{C}$. Esto se realiza para todos los cristales de plagioclasa, por lo tanto, se seleccionan aquellos líquidos que garanticen una menor pérdida de puntos de para cada tipo de plagioclasa. El valor del K_d y las estimaciones de P y T en equilibrio se calcula en una planilla que contiene los cálculos determinados por Putirka (2008). Para obtener la presión (MPa) y temperatura ($^{\circ}\text{C}$) se utilizan las ecuaciones 25a y 26 de Putirka (2008), respectivamente, con el cálculo realizado en la misma planilla de Excel. De igual manera, la profundidad (km) se calcula a través de la ecuación de presión litostática, con $g = 9,8 \text{ m/s}^2$ y una densidad promedio de la corteza continental de 2.800 kg/m^3 (Schaller et al., 2015).

3.3.2.3. Resumen de los datos

La iteración del método se repite para cada líquido seleccionado hasta encontrar el que signifique la menor pérdida en el filtro de la constante de equilibrio (K_d), y los datos finales se presentan de manera gráfica según su frecuencia y profundidad.

4. RESULTADOS

4.1. Petrografía

4.1.1. Azu-17-10 / Azu-16-04 / Etapa I:

Corresponde a una roca de textura porfídica, muy levemente alterada, que presenta un 60 vol% de masa fundamental hipocristalina compuesta por microlitos (<0,2 mm) de plagioclasa y minerales ferromagnesianos, opacos y vidrio. Un 24 vol% corresponde a fenocristales de plagioclasas subhedrales a euhedrales de hasta 3,5 mm (Figura 4a), algunas parcialmente reabsorbidas, que poseen zonación y/o maclado, inclusiones de apatito, y en las de mayor tamaño igualmente se reconoce textura sieve; un 8 vol% corresponde a cristales subhedrales a euhedrales de anfíbol y biotita oxidada de hasta 2,5 mm, los primeros pueden presentar bordes de reacción; un 6 vol% son piroxenos subhedrales de hasta 0,5 mm; y finalmente se encuentran olivinos subhedrales y opacos de tamaño <1 mm, ambos con una abundancia menor al 5 vol%. El olivino puede presentar texturas esqueléticas o reabsorbidas. También se identifican glomerocristales de hasta 5 mm con la asociación mineral mencionada anteriormente, además de intercrecimiento de plagioclasa y biotita (Figura 4a).

4.1.2. Azu-16-012 / Azu-16-13 / Etapa II:

Es una roca de textura porfídica, levemente alterada, que posee un 65 vol% de masa fundamental hipocristalina también compuesta por microlitos (<0,2 mm) de plagioclasa y minerales ferromagnesianos, opacos y vidrio. Posee un 18 vol% de fenocristales de plagioclasas subhedrales a euhedrales de hasta 2 mm, con algunas parcialmente reabsorbidas o que presentan inclusiones de apatito; un 5 vol% de fenocristales son de biotita oxidada y anfíbol subhedrales, con algunos que presentan bordes de reacción, de hasta <1,5 mm; un 8 vol%, con una mayor abundancia en comparación a las demás etapas, son piroxenos subhedrales de hasta 2 mm de tamaño (Figura 4b); e igualmente se encuentran olivinos subhedrales y opacos de tamaño <1 mm, ambos en proporciones similares menores a un 5 vol%. Al igual que en la muestra anterior, el olivino puede presentar texturas esqueléticas o bordes de reacción. Se observan glomerocristales de hasta 5 mm, compuestos por cristales de plagioclasa, piroxenos, anfíbol y opacos (Figura 4b).

4.1.3. Azu-17-02 / Etapa III:

Roca de textura porfídica, con alteración moderada y ferromagnesianos inalterados. Presenta un 80 vol% de masa fundamental hipocristalina, igualmente compuesta por microlitos (<0,2 mm) de plagioclasa y minerales ferromagnesianos, opacos y vidrio. Un 8 vol% son fenocristales de plagioclasas subhedrales a euhedrales de hasta 2 mm, con algunas sericitizadas o con inclusiones de apatito, predominantemente con forma tabular y tamaño <1 mm, y con algunas que se encuentran parcialmente reabsorbidas; un 5 vol% corresponde a cristales alargados prismáticos de biotita de hasta de hasta 2 mm (Figura 4c); un 5 vol% son piroxenos y anfiboles subhedrales de hasta 2 mm (Figura 4c), estos últimos pueden presentar bordes de reacción; y hay opacos presentes en proporción menor al 5 vol%. Se encuentra un glomerocristal de 5mm con toda la asociación mineral mencionada anteriormente, excluyendo los opacos.

4.1.4. Azu-16-03 / Etapa IV:

Corresponde a una roca de textura porfídica, con alteración muy incipiente y oxidación que afecta principalmente a los cristales de biotita. Presenta un 60 vol% de masa fundamental hipocristalina compuesta, al igual que las muestras anteriores, por microlitos (<0,2 mm) de plagioclasa y minerales ferromagnesianos, opacos y vidrio. Un 24 vol% corresponde a fenocristales de plagioclasas macladas y zonadas con alteración argílica, subhedrales a euhedrales de hasta 3 mm de tamaño, con algunas que se encuentran parcialmente reabsorbidas o con presencia de inclusiones de apatito en ciertos cristales. Debido al grosor de la sección delgada las cualidades de piroxenos, anfíbol y olivinos son indistinguibles, sin embargo todos tienen una abundancia de un 10 vol%, y son cristales subhedrales a euhedrales (Figura 4d). Los opacos constituyen un 5 vol%, que en esta muestra alcanzan un tamaño de hasta 1,5 mm. Se encuentran algunos cristales de cuarzo reabsorbido de hasta 1,5 mm de tamaño, en proporción menor al 5 vol%. La muestra presenta un intercrecimiento de plagioclasas y minerales máficos de 3,5 mm (Figura 4d).

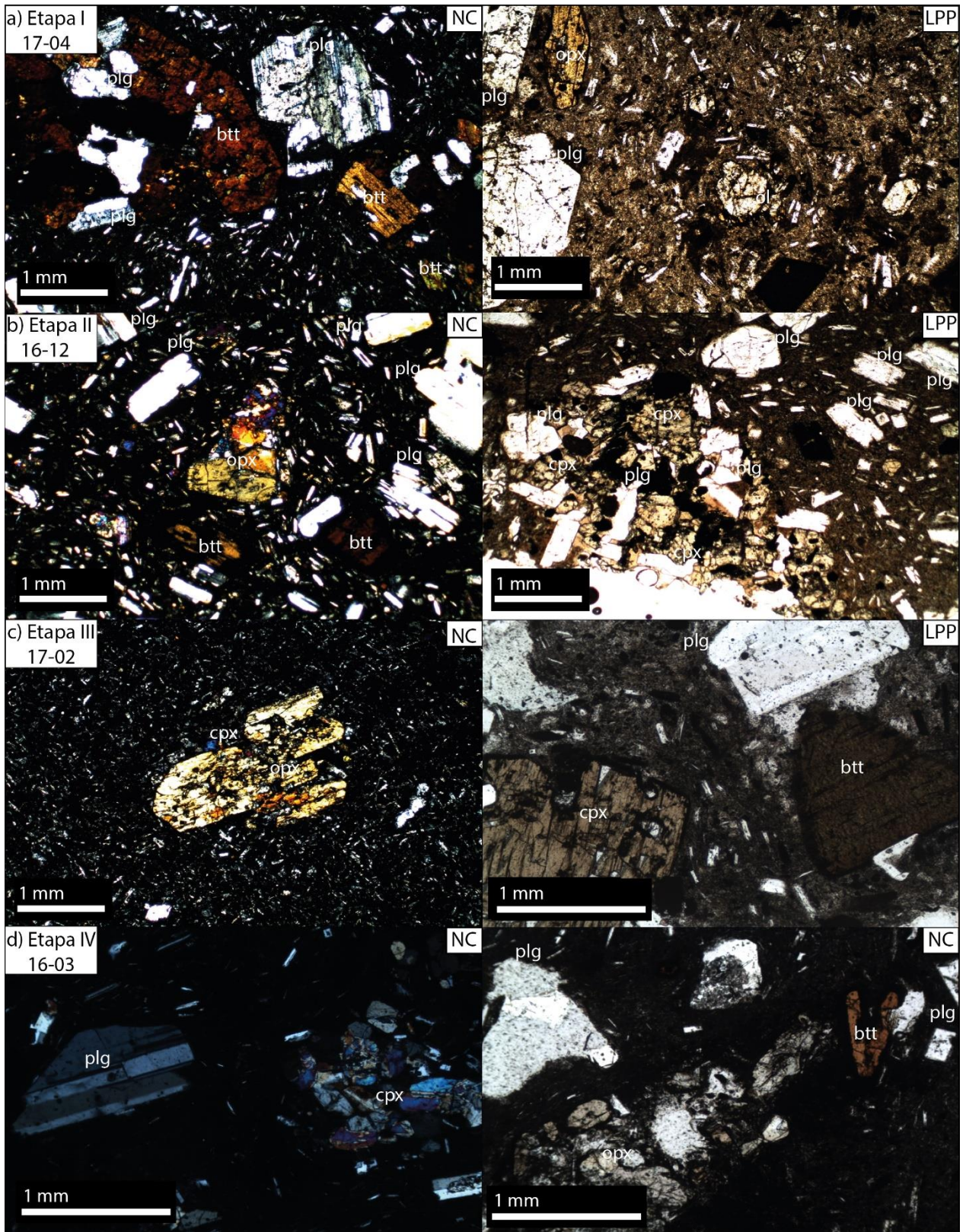


Figura 4. Microfotografías de las secciones delgadas descritas. LPP: luz polarizada plana; NC: nicoles cruzados.

4.2. Geoquímica mineral

4.2.1. Roca total vs Masa fundamental

Se comparan los datos de composición de masa fundamental de las muestras representativas con los de roca total extraídos de Godoy et al. (2022). Se obtuvieron 10 datos de masa fundamental de la Etapa I, II y IV. En el diagrama TAS de la Figura 5 (Le Bas et al., 1989; Le Maitre, 1989) se observa que para todas las etapas la masa fundamental tiene una composición riolítica (70.5 – 73.6% wt% SiO₂), mientras que la roca total varía de andesita a dacita (59.7 – 65.4% SiO₂). No se observan diferencias composicionales significativas entre las distintas etapas.

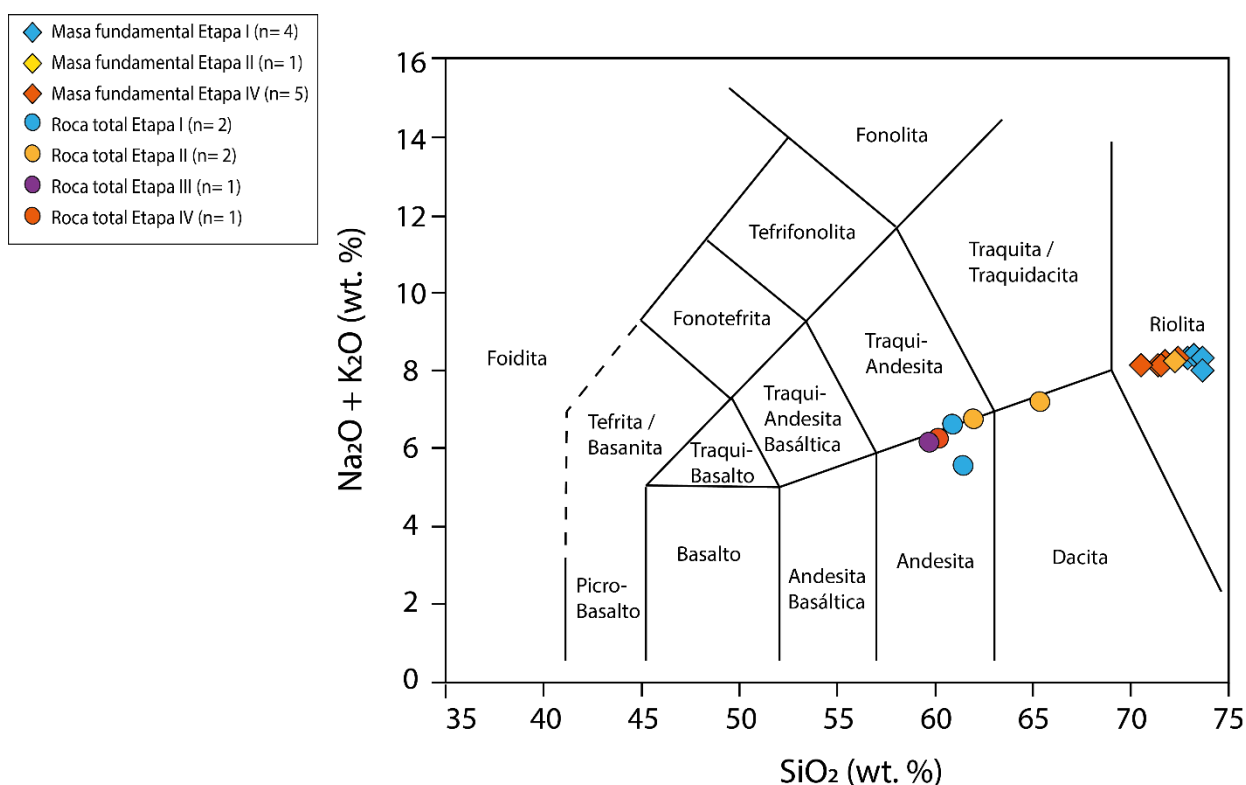


Figura 5. Diagrama TAS. Se compara la composición de masa fundamental y roca total de las muestras del volcán Azufre.

4.2.2. Piroxenos

Se determina la composición de los cristales de piroxeno para las cuatro etapas del volcán y se grafican en el diagrama ternario de Morimoto (1988) para piroxenos. Los resultados se muestran en la Figura 6, la cual representa un total de 135 datos obtenidos. Mayoritariamente los clinopiroxenos corresponden a augita, mientras que los ortopiroxenos caen en la composición de

enstatita (Figura 7). No se identifican variaciones significativas entre las distintas etapas. Los clinopiroxenos se encuentran en el rango de 40 - 50% de En, 10 - 45% de Wo y 10 - 40% de Fe. Por otra parte, para los ortopiroxenos los rangos son de 60 - 80% de En, 2 - 4,5% de Wo y 20 - 45% de Fe. En cuanto al Mg#, los datos se presentan en la Tabla 1. La etapa III presenta el rango más amplio y la etapa IV el rango más acotado, mientras que las etapas I y II tienen un rango similar.

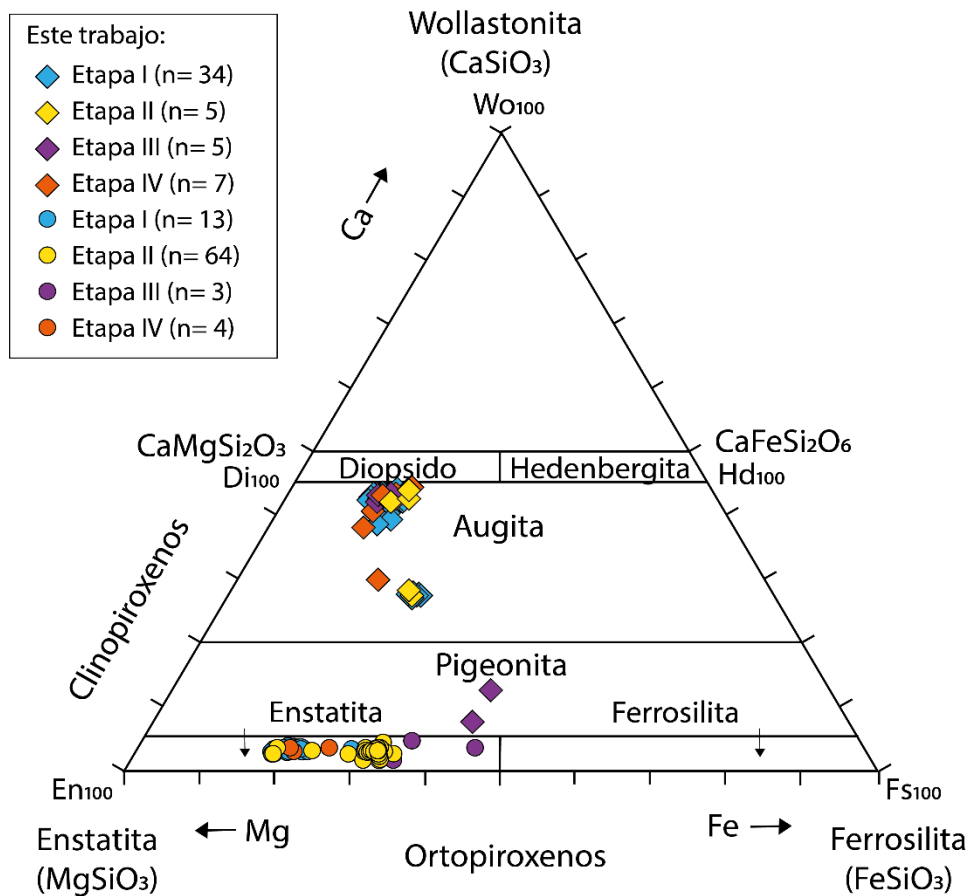


Figura 6. Diagrama ternario de Morimoto (1988) para piroxenos. Se comparan las cuatro etapas del volcán Azufre. Los círculos son ortopiroxenos, mientras que los rombos son clinopiroxenos.

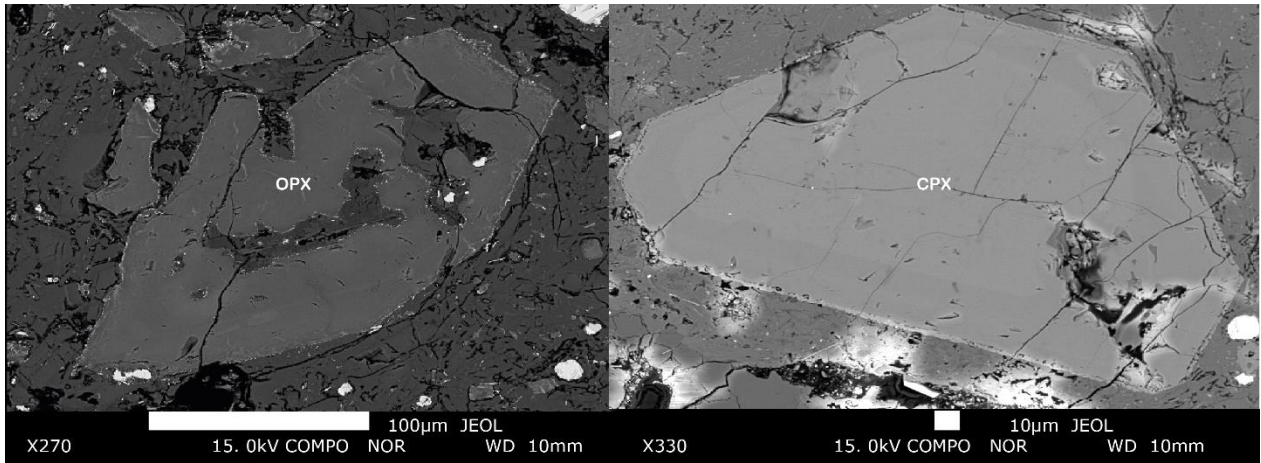


Figura 7. Imágenes de electrones retrodispersados (BSE) de cristales de piroxeno (a: Ortopiroxeno de la muestra 17-10; b: Clinopiroxeno de la muestra 17-04).

Tabla 1. Número de clinopiroxenos y ortopiroxenos por etapa, con su rango de Mg#.

Etapa	N° de clinopiroxenos	Mg#	N° de ortopiroxenos	Mg#
I	34	65 – 80	13	71 - 81
II	5	71 - 78	64	65 – 81
III	5	51 - 78	3	53 – 65
IV	7	74 – 80	4	74 – 81

4.2.3. Plagioclasas

Para los cristales de plagioclasa igualmente se determina la composición para cada una de las cuatro etapas del volcán. Como se observa en la Figura 8, la mayoría de los cristales analizados (n = 58) corresponden a andesinas y labradoritas (Figura 9). Su composición en general es de 1-6% de oligoclasa, 30-60% de albita y 30-65% de anortita. No hay diferencias significativas entre las cuatro etapas.

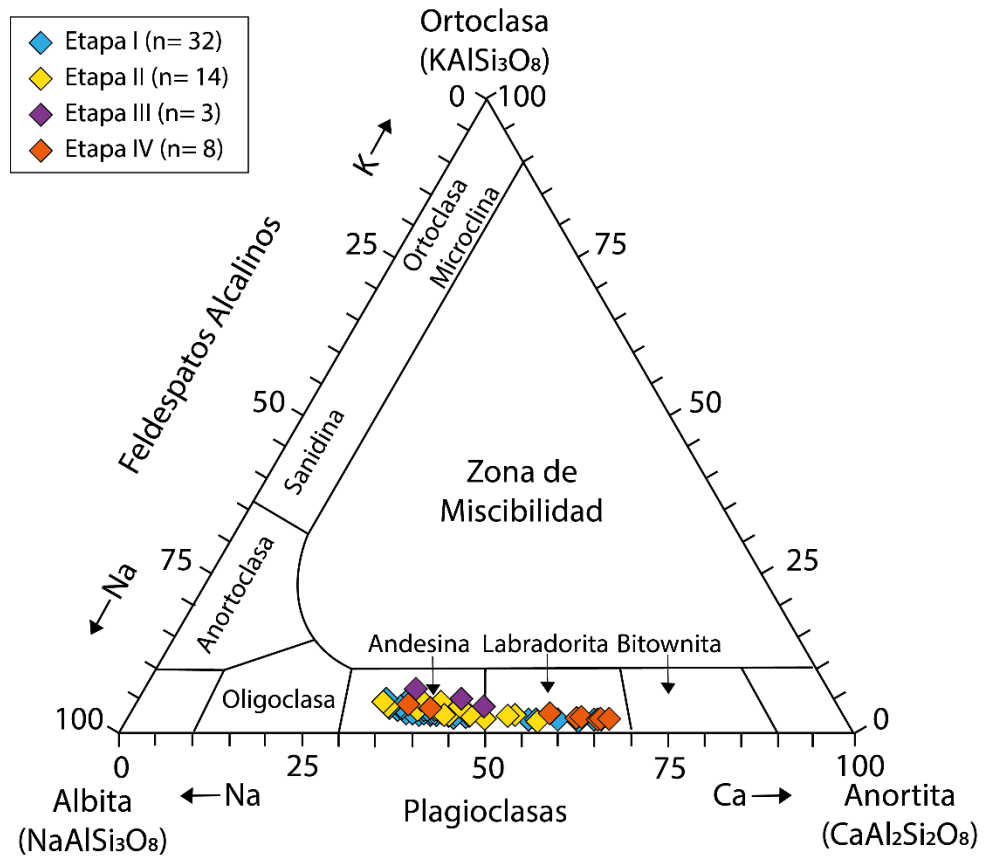


Figura 8. Diagrama ternario de Deer et al. (1992) para plagioclasas. Se comparan las cuatro etapas del volcán Azufre.

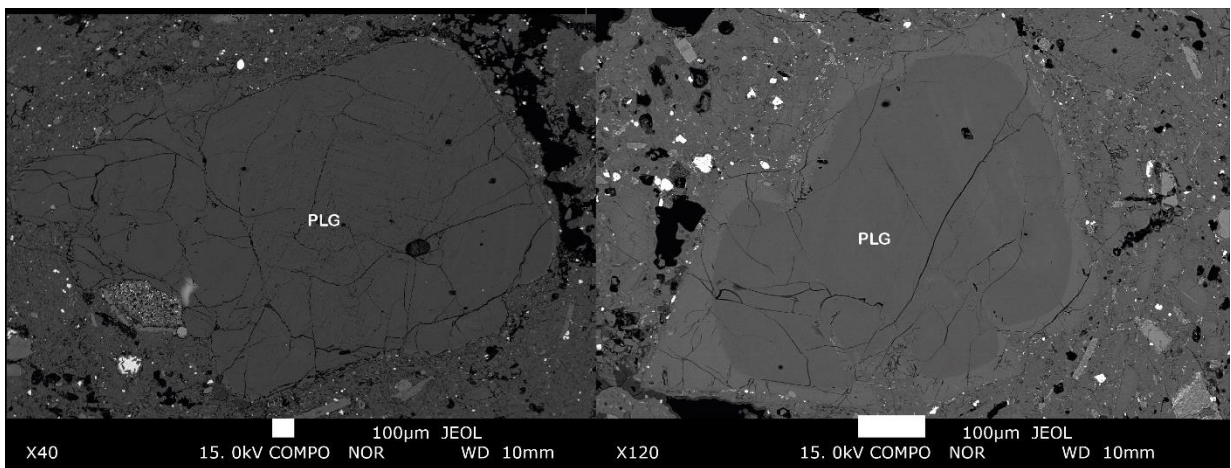


Figura 9. Imágenes de electrones retrodispersados (BSE) de cristales de plagioclasa. Corresponden a la muestra 17-10 (a y b: Andesinas).

4.2.4. Biotitas

En el caso de los cristales de biotitas se obtuvieron 9 datos, de los cuales 8 representan la etapa I y 1 a la etapa II. Estos son presentados en el diagrama de Rieder et al. (1998) (Figura 10), en el cual se observa que todos los datos tienen bajo contenido de Al, y corresponden a biotitas férricas (Figura 11). Su composición varía de 2,25-2,5 de Al y 0,3-1 de Fe/(Fe+Mg).

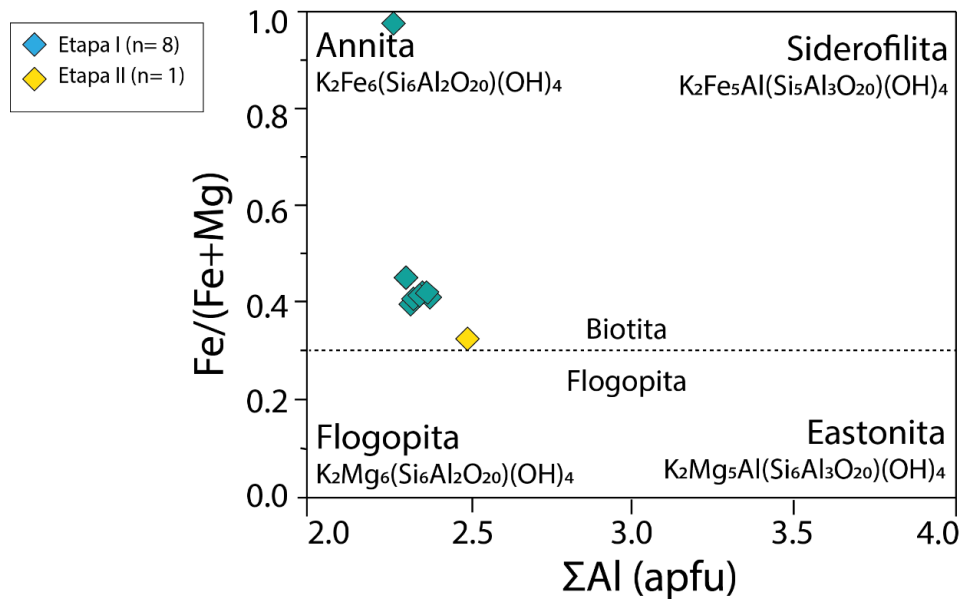


Figura 10. Diagrama de Rieder et al. (1998) para biotitas. Se comparan las etapas I y II del volcán Azufre.

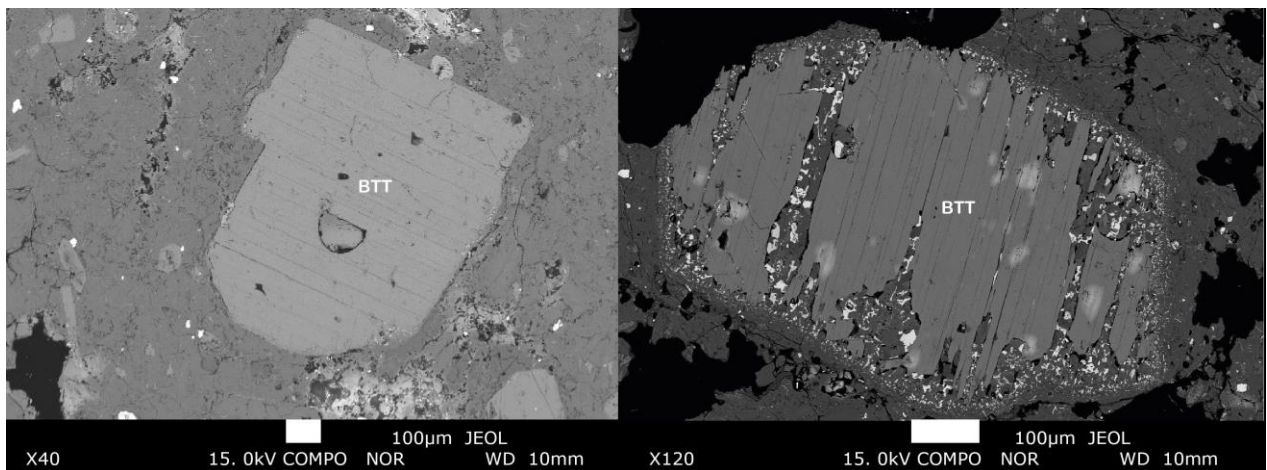


Figura 11. Imágenes de electrones retrodispersados (BSE) de los cristales de biotita (a: Muestra 17-04; b: Muestra 17-10).

4.2.5. Óxidos de Fe

Se determina la composición de los cristales de óxidos de Fe-Ti para las cuatro etapas del volcán y se grafican en el diagrama ternario de Buddington y Lindsley (1964) (Figura 12). Los óxidos de Fe-Ti corresponden a titanohematitas y hematitas, sin una variación significativa entre las cuatro etapas (Figura 13). Los rangos composicionales son de 5-40 wt% de TiO_2 , 20-90 wt% de Fe_2O_3 y 0,5-30 wt% de FeO. Cabe mencionar que las etapas I y IV presentan un dato con un mayor contenido de FeO y TiO_2 , con valores más cercanos a la ilmenita, lo cual en consecuencia provoca que las composiciones presenten una aparente amplia variación, pero como se observa en la Figura 12, la concentración de puntos se encuentra en un rango más acotado.

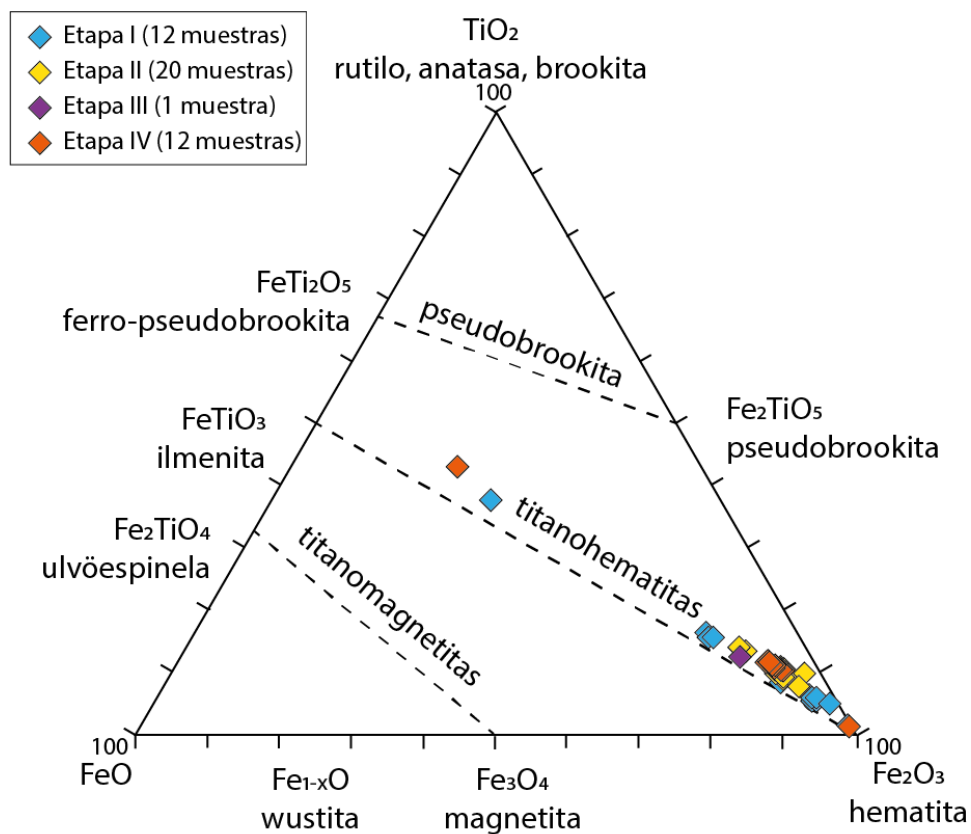


Figura 12. Diagrama de Buddington y Lindsley (1964) para óxidos de Fe-Ti. Se comparan las cuatro etapas del volcán Azufre.

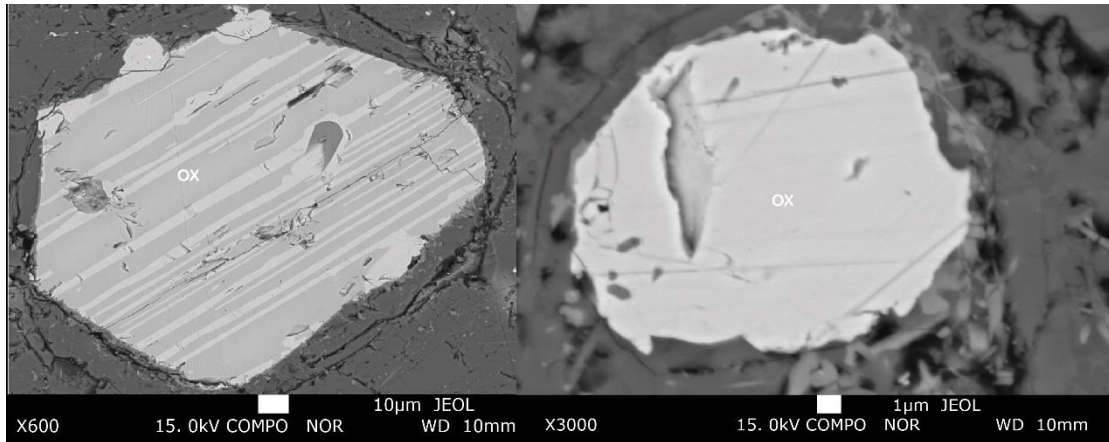


Figura 13. Imágenes de electrones retrodispersados (BSE) de óxidos de Fe-Ti. Corresponden a la muestra 17-04 (a: Titanohematita; b: Hematita).

4.3 Termobarometría Clinopiroxeno - Líquido

Para el termobarómetro de clinopiroxeno-líquido se obtuvieron 16 datos en equilibrio con el líquido escogido, que corresponde a una muestra de andesita (Azu-16-03) de Godoy et al. (2022), y que también es la seleccionada para la etapa IV en el presente trabajo. Los resultados se presentan en la Tabla 2, en la cual se puede corroborar que la mayor cantidad de clinopiroxenos que están en equilibrio con el líquido se encontraban entre los 10-15 km de profundidad, y que las condiciones de este equilibrio varían de 1019-1068°C para la temperatura, y de 25-635 MPa para la presión, aproximadamente.

Tabla 2. Rangos de profundidad y condiciones de P y T para clinopiroxenos. Errores asociados al método extraídos de Putirka (2008).

Temperatura (°C) (Error de ± 33°C)	Presión (MPa) (Error de ± 170 MPa)	Profundidad (Km)	Frecuencia
1019 – 1038	25 – 107	1 – 5	3
1022 – 1034	179 – 216	5 – 10	2
1027 – 1048	281 – 419	10 – 15	7
1042 – 1049	422 – 486	15 – 20	3
1068	635	20 – 25	1

4.4 Termobarometría de Plagioclasas

En este caso se distinguen labradoritas de andesinas, que son las fases presentes como se vio en el apartado 4.1. Esto se calcula el a través del porcentaje normalizado de anortita, albita y oligoclasa, realizando la distinción según el contenido de anortita, ya que cuando la composición es de An= 50-70 las plagioclasas son labradoritas, y en el caso de la andesina el rango es de An= 30-50.

Se obtuvieron 8 datos de labradorita en equilibrio con el líquido escogido, que corresponde a la roca total de muestra de andesita (Azu-16-03) de Godoy et al. (2022); y para las andesinas se obtuvieron 42 datos en equilibrio, con el líquido correspondiente a la masa fundamental de la misma muestra. Los resultados se muestran en la Figura 14 y en las Tablas 3 y 4, en los cuales se puede ver que la mayor cantidad de andesinas estuvieron en equilibrio con el líquido a 20-25 km de profundidad, y las labradoritas a 15-20 km de profundidad. En la Tabla 3 y 4 igualmente, se presentan las condiciones de equilibrio, que son, aproximadamente, de 917-933°C y 478-885 MPa para las andesinas, y de 1104-1114°C y 460-647 MPa para las labradoritas. Por lo que, los rangos de T y P para estas fases minerales traslapan dentro del error del método (i.e, $\pm 37^\circ\text{C}$ y ± 247 MPa, respectivamente; Putirka, 2008).

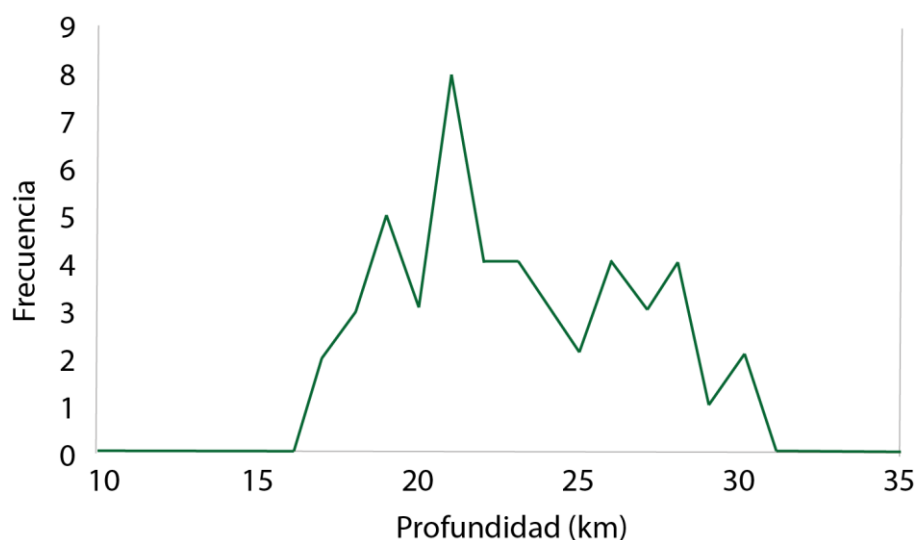


Figura 14. Gráfico de frecuencia y profundidad (km) para todas las plagioclasas.

Tabla 3. Rangos de profundidad y condiciones de equilibrio de P y T para andesinas.

Temperatura (°C) (Error de ± 37°C)	Presión (MPa) (Error de ± 247 MPa)	Profundidad (Km)	Frecuencia
929 - 933	478 - 532	15 - 20	5
921 - 931	570 - 689	20 - 25	21
919 - 926	695 - 804	25 - 30	12
917 - 920	840 - 885	30 - 35	4

Tabla 4. Rangos de profundidad y condiciones de equilibrio de P y T para labradoritas.

Temperatura (°C) (Error de ± 37°C)	Presión (MPa) (Error de ± 247 MPa)	Profundidad (Km)	Frecuencia
1107 - 1114	460 - 551	15-20	6
1104 - 1105	640 - 647	20-25	2

5. Discusión

5.1 Mineralogía

La geoquímica de los edificios Norte y Sur presenta cierta variación composicional (Godoy et al. 2022), sin embargo, en general la mineralogía de las cuatro etapas del Volcán Azufre no presenta variaciones como se vio en el apartado 4.2. El único estudio en el que igualmente se ha realizado un análisis de la mineralogía del volcán Azufre corresponde al de Hübner et al. (2023), y a pesar de que las muestras que utilizaron corresponden a las lavas más jóvenes, al no haber variaciones entre las distintas etapas se pueden comparar ambos resultados.

En el caso de los piroxenos, según los resultados de este trabajo se tienen principalmente augitas y clinoenstatitas. Hübner et al. (2023) realizaron un análisis de fenocristales no zonificados y con zonación inversa. Para los clinopiroxenos: los núcleos tienen un Mg# entre 72-74 con composición de En = 40-42, Fs = 14-15 y Wo = 42-45, y los bordes tienen un Mg# entre 79-85 con composición de En = 40-55, Fs = 10-15 y Wo = 33-46. Por otro lado, para los ortopiroxenos: los núcleos de tienen Mg# entre 67-78 y composición de En = 65-76, Fs = 21-32 y Wo = 1-3, y los bordes tienen un Mg# entre 79-84 con En = 77-82, Fs = 16-20 y Wo = 2-4. Además, analizaron fenocristales de clinopiroxeno con parches de ortopiroxeno ricos en Mg en sus propios bordes ricos en Mg, con un Mg# entre 78-88 y con En = 75-77, Fs = 19-21 y Wo = 3-5. Se representan los rangos en el mismo diagrama utilizado en el apartado 4.2.2., para una mejor visualización de las comparaciones (Figura 15).

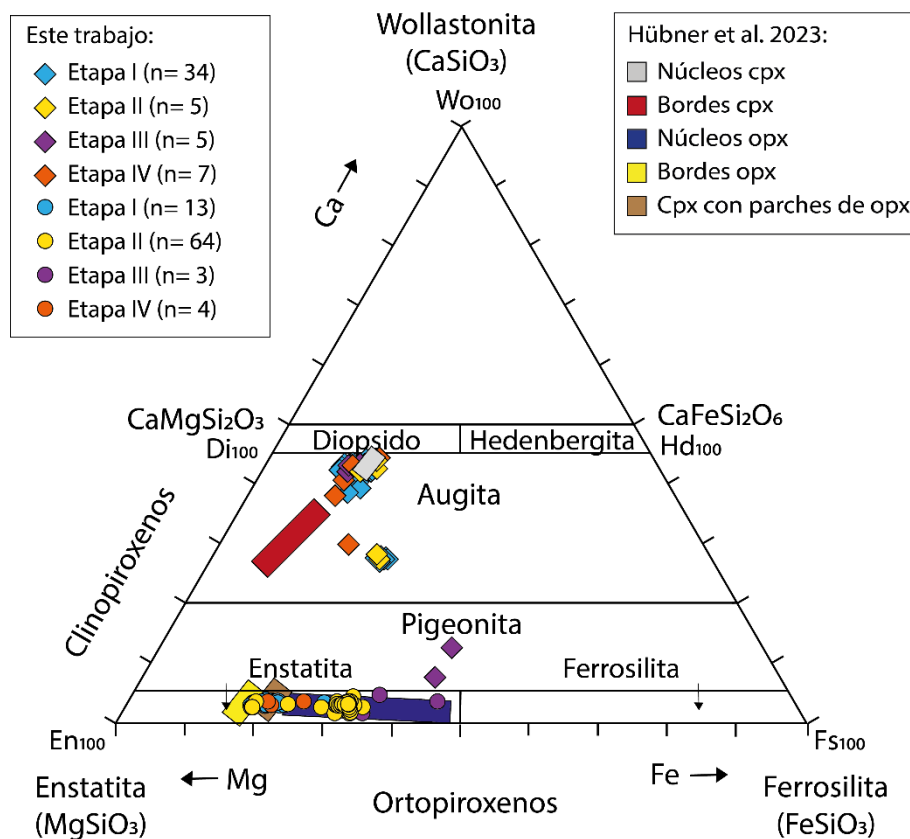


Figura 15. Comparación con composiciones de piroxenos de Hübner et al. (2023). Diagrama ternario de Morimoto (1988) para piroxenos. Los círculos son ortopiroxenos, los rombos son clinopiroxenos, los rectángulos representan los rangos de Hübner et al. (2023), con cpx: clinopiroxeno y opx: ortopiroxeno.

Tabla 5. Composición de piroxenos de este trabajo y Hübner et al. (2023).

	Este trabajo	Hübner et al. 2023
Composición de clinopiroxenos	Mg# 65-80 En = 40-50, Fs = 10-40, Wo = 10-45	Mg# 72-85 En = 40-55, Fs = 10-15, Wo = 33-46
Composición de ortopiroxenos	Mg# 53-81 En = 50-80, Fs = 20-45, Wo= 2-4,5	Mg# 67-84 En = 65-82, Fs = 16-32 y Wo = 1-4

Para los feldespatos, como se vio anteriormente los cristales de plagioclasa tienen una composición de An = 33-66, por lo cual corresponden a andesinas y labradoritas, lo cual está de

acuerdo con los datos de Hübner et al. (2023) que dividen composicionalmente las plagioclasas en un grupo pobre en Ca (An = 34-47) que sería de composición andesina, y otro rico en Ca (An = 55-70) de composición labradorita. Sin embargo, a diferencia de Hübner, los resultados de este trabajo no arrojaron ningún cristal con composición de bitownita (An = 70-83). Para una mejor comprensión de la comparativa se ilustran en el mismo diagrama del apartado 4.2.3. (Figura 16).

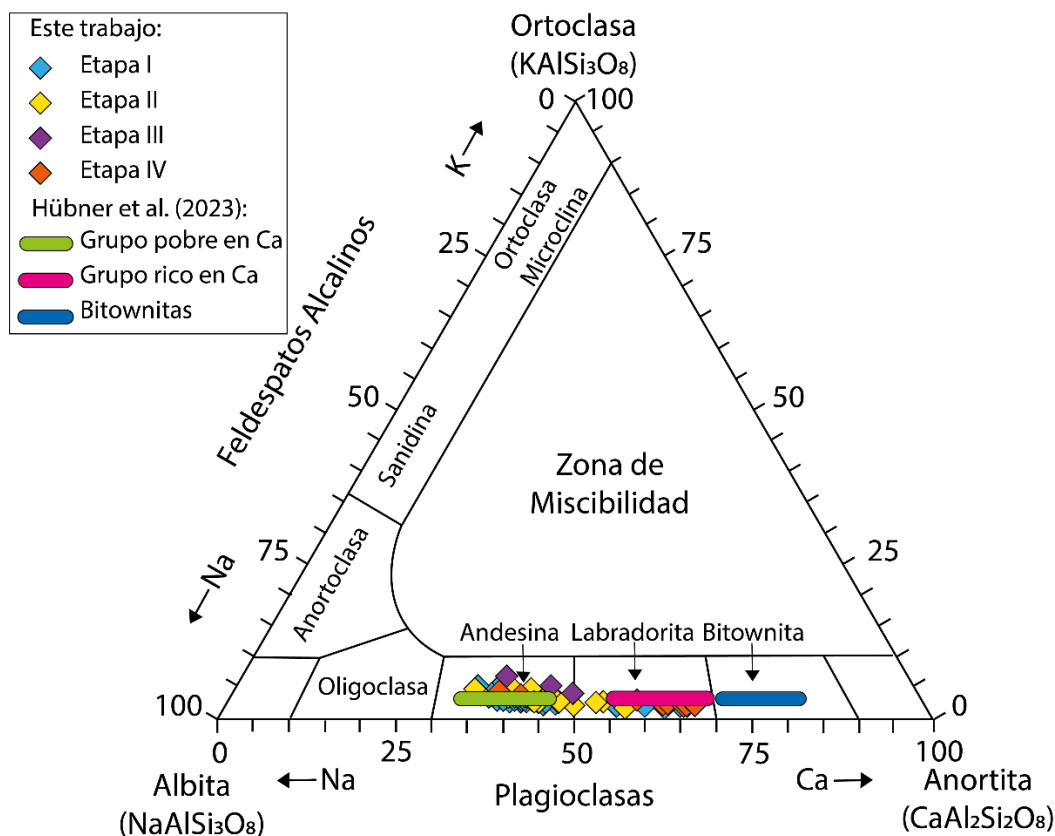


Figura 16. Comparación con rangos de An de Hübner et al. (2023). Diagrama ternario para plagioclasas de Deer et al. (1992).

Todos los óxidos de Fe-Ti corresponden a titanohematitas y hematitas, mientras que Hübner et al. (2023) reconocieron titanomagnetitas e ilmenitas presentes como fenocristales y microlitos. Para ambos casos las biotitas corresponden a puntos con composiciones cercanas a la flogopita, sin embargo a diferencia de este trabajo, Hübner et al. (2023) documenta composiciones más ricas en Mg.

Además de no haber variaciones significativas en cuanto a la mineralogía en las distintas etapas, lo mismo ocurre para la petrografía de las muestras, donde ni si quiera se tiene un cambio en cuanto a la tendencia de tamaño cristalino o texturas. Esto implica que el reservorio posiblemente se mantuvo constante, sin variaciones a lo largo del tiempo.

5.2 Geoquímica mineral y condiciones de P-T para el Volcán Azufre

Debido a que la mineralogía y composición química de las fases minerales son similares en las cuatro etapas, las estimaciones de las condiciones termobarométricas se realizan para todo el sistema magmático, sin distinción entre etapas.

En el caso del termobarómetro clinopiroxeno-líquido, se presentaron anteriormente en la Tabla 2 las condiciones de los clinopiroxenos que se encuentran en equilibrio con el líquido proveniente de la andesita (Azu-16-03) de Godoy et al. (2022), e igualmente se presentan sus condiciones de presión – temperatura en la Tabla 2. Las profundidades alcanzan hasta los 25 km y se tiene como profundidad principal el rango de 10-15 km, ya que casi la mitad de los datos se distribuyen en este último. Sin embargo, para este método hay que considerar la poca densidad de datos, ya que arrojó tan solo 16 resultados válidos que pasaron todos los filtros de equilibrio: 9 para la etapa I, 3 para la etapa II, 1 para la etapa III, y 3 para la etapa IV.

De igual forma se realizó el termobarómetro de plagioclasa-líquido, correspondientes más específicamente a andesinas y labradoritas, detallado en el apartado 4.2.3 de mineralogía. Las andesinas están en equilibrio con la masa fundamental de la andesita Azu-16-03, mientras que las labradoritas están en equilibrio con un líquido similar en composición a la geoquímica de roca total de la misma andesita (Godoy et al., 2022). Las condiciones de presión – temperatura se presentaron en las Tablas 3 y 4. En este caso la mayor concentración de datos se encuentra en el intervalo de 20-25 km de profundidad para las andesinas, y de 15-20 km para las labradoritas, las cuales traspalan dentro del error definido por Putirka (2008). Por lo que, se puede afirmar que no hay mayor diferencia en las condiciones de cristalización de labradorita y andesina entre las distintas etapas (Figura 17).

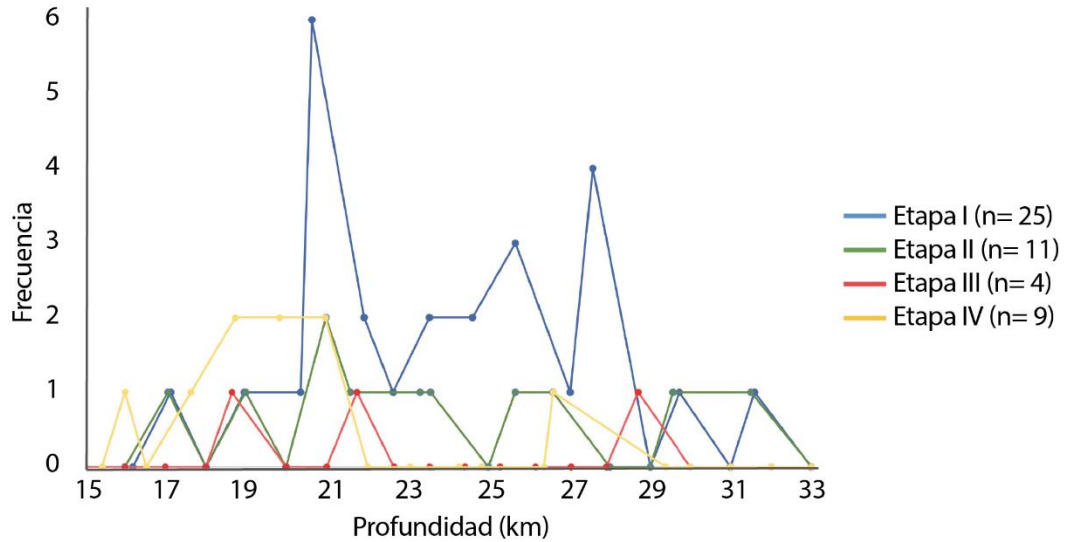


Figura 17. Diagrama de frecuencia y profundidad. Se comparan las 4 etapas según los resultados del termobarómetro plagioclasa – líquido.

Adicionalmente, se observaron otras fases cristalinas como anfíbol, biotita y óxidos de Fe-Ti en las muestras estudiadas. A pesar de que en este trabajo no se estimaron las condiciones de P y T para estas fases, trabajos termobarométricos realizados por otros autores, más específicamente por Gorini et al. (2018), Burns et al. (2020) y Hernández Prat et al. (2023) en el CVAP y por Hübner et al. (2023) en el mismo volcán Azufre, sugieren un nivel más somero de almacenamiento magmático que se encontraría a ~5 km de profundidad, en el cual cristalizarían anfíboles, junto con biotitas y óxidos de Fe-Ti.

Considerando la información disponible en la literatura y los resultados de este trabajo, se interpreta un sistema polibárico con la existencia de al menos dos niveles de almacenamiento magmático que controlan la actividad del volcán Azufre, lo cual sería consistente con Godoy et al. (2022). Un nivel de almacenamiento magmático se encontraría a ~10-25 km de profundidad, donde cristalizarían las fases minerales de plagioclasa y piroxeno (Figura 18). Este nivel de almacenamiento, a su vez, estaría afectado por fundidos provenientes del CMAP, ya que su ubicación traslapa con la mayor extensión lateral que puede alcanzar este cuerpo (~15 km; Ward

et al., 2014). Además, la influencia del CMAP se evidencia a través de las texturas de desequilibrio, texturas esqueléticas, bordes de reabsorción o reacción, y zonación, observadas en cristales de olivino, plagioclasa y piroxeno. Este desequilibrio térmico/químico es posiblemente atribuible a inyecciones de magma fresco y de distinta composición derivados del CMAP al nivel de almacenamiento ubicado a ~10-25 km de profundidad, lo cual habría provocado mezcla de magmas y consecuentemente procesos de desequilibrio, contaminación y rejuvenecimiento del sistema (Feeley y Davidson, 1994; Mattioli et al., 2006; Shcherbakov et al., 2011; González-Maurel et al., 2019a; van Alderwerelt et al., 2021; Hübner et al., 2023; Godoy et al., 2023). Por otro lado, un nivel de almacenamiento más somero se encontraría a ~5 km de profundidad (Gorini et al., 2018; Burns et al., 2020; Hernández Prat et al., 2023; Hübner et al., 2023) (Figura 18).

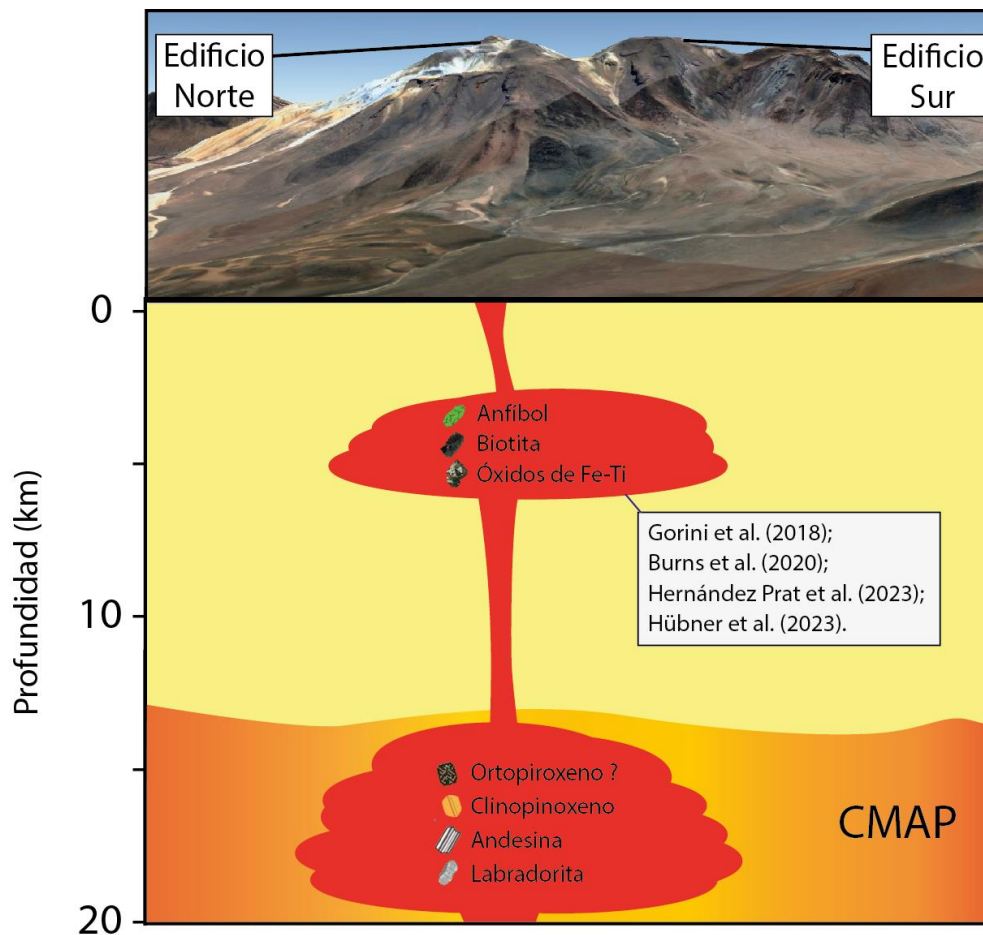


Figura 18. Modelo petrogenético del sistema magmático del volcán Azufre.

Finalmente, de acuerdo con la información obtenida junto con la de bibliografía preexistente, se genera un modelo petrogenético para el volcán Azufre (Figura 18), en el cual se representan los dos niveles magmáticos y las fases minerales que habrían cristalizado en estos. De manera adicional y a pesar de que no se representa en el modelo final, cabe mencionar que las fases cristalinas tempranas (e.g., olivino) cristalizarían a profundidades mayores cercanas a la corteza inferior (Burns et al., 2020; González-Maurel, 2020).

5.3 Comparaciones termobarométricas locales y regionales

5.3.1. Comparaciones locales:

Los valores de presión y temperatura de este trabajo son similares a los obtenidos por Godoy et al. (2022) y Hübner et al. (2023) con termobarómetros que utilizan fenocristales de piroxeno y plagioclasa (Tabla 6), no obstante, las estimaciones de ambos trabajos corresponden solamente al edificio Norte. Sin embargo, anteriormente se vio que las distintas etapas no varían, por lo cual el análisis y comparación con los resultados de estos trabajos es válido. Aunque hay similitudes en los resultados de las condiciones de equilibrio, el rango de 10-25 km de profundidad propuesto en este trabajo es mayor al estimado por Hübner et al. (2023), que es de $5,4 \pm 2,2$ km. Además, no se puede realizar una comparación completa en cuanto a la presión de la cámara magmática profunda, ya que ninguno de los otros trabajos utilizó el geobarómetro de plagioclasa – líquido.

Hübner et al. (2023) a través del modelo MELTS indican que el olivino ($Fo= 80-81$) arrojó las temperaturas de cristalización más altas (1035-1070 °C), y a medida que disminuye la temperatura su generación es seguida por ortopiroxeno rico en Mg ($En= 77-79$, $Fs= 18-20$, $Wo= 3$ y $Mg\# = 79-82$), clinopiroxeno rico en Mg ($En= 43-48$, $Fs= 9-10$, $Wo= 43-47$ y $Mg\#= 81-84$), y luego por plagioclasa rica en Ca ($An= 66-69$). En adición, Godoy et al. (2022) realizaron estimaciones termobarométricas en anfíbol que arrojaron los resultados con un menor valor tanto para la presión como la temperatura, y por lo tanto, menor profundidad de cristalización (Tabla 6).

Teniendo en cuenta lo anterior, se puede ratificar la sucesión de cristalización olivino - clinopiroxeno - anfíbol, propuesta por Burns et al. (2020) y González-Maurel (2020), y estas fases minerales se originarían de un fundido más primitivo y profundo proveniente de profundidades cercanas a la corteza inferior (45-60 km; Profeta et al., 2015; Lieu y Stern, 2019).

Adicionalmente, según Godoy et al. (2022), las presiones más altas obtenidas para el volcán Azufre por termobarometría de dos piroxenos se asemejan a la presión más alta obtenida por

medio de la termobarometría de hornblenda de algunos enclaves máficos de los domos dacíticos Chanka y Cerro Pabellón, y lo mismo ocurre en la termobarometría de anfíboles para el volcán Azufre, cuyos resultados son consistentes con la presión principal obtenida para los domos. Esto implicaría que los componentes máficos de las fases más evolucionadas cristalizan bajo las mismas condiciones que los piroxenos y anfíboles que forman parte de las etapas del volcán Azufre.

Tabla 6. Comparación de termobarometría de distintos trabajos del volcán Azufre.

	Este trabajo (2023)	Hübner et al. (2023)	Godoy et al. (2022)
T (°C)	<p>Piroxeno - Líquido (Putirka, 2008): 1027-1048 (± 33) °C</p> <p>Plagioclasa - Líquido (Putirka, 2008): (An₅₀₋₇₀): 1107-1114 (± 37) °C (An₃₀₋₅₀): 921-931 (± 37) °C</p>	<p>Piroxeno - Líquido (Putirka, 2008): 860-1097 (± 38) °C</p> <p>Plagioclasa - Líquido (Putirka, 2005): (An_{≥66}): 957-1028 (± 53) °C</p>	<p>Dos piroxenos (Putirka, 2008): 1000-1060 (± 39) °C</p> <p>Anfíbol (Ridolfi y Renzulli, 2012): 810-890 ($\pm 23,5$) °C</p>
P (MPa)	<p>Piroxeno - Líquido (Putirka, 2008): 281-419 (± 170) MPa</p> <p>Plagioclasa - Líquido (Putirka, 2008): (An₅₀₋₇₀): 460-551 (± 247) MPa (An₃₀₋₅₀): 570-689 (± 247) MPa</p>	<p>Barómetro Al - Hornblenda (Holland y Blundy, 1994; Anderson y Smith, 1995; Mutch et al., 2016): 200 (± 60) MPa</p>	<p>Dos piroxenos (Putirka, 2008): 350-470 (± 370) MPa</p> <p>Anfíbol (Ridolfi y Renzulli, 2012): 140-220 ($\pm 11,5\%$) MPa</p>
Prof (km)	10-25 km	5,4 ($\pm 2,2$) km	4-18 km

5.3.2. Comparaciones regionales

A continuación, se presentan y comparan los resultados de termobarometría con algunos volcanes cercanos ubicados en el CVAP (Figura 19).

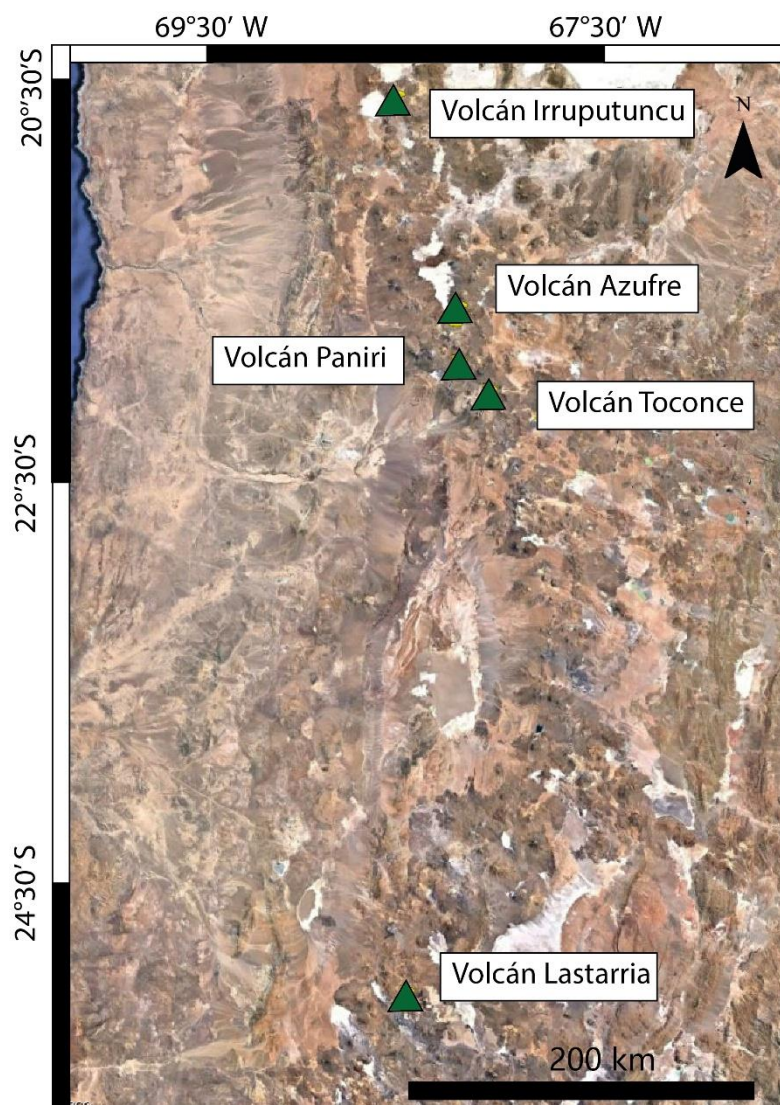


Figura 19. Ubicación de volcanes cercanos con los cuales se realizó la comparación.

Rodríguez (2017) estudió los sistemas volcánicos activos Irruputuncu ($20^{\circ}43'S$, $68^{\circ}33'W$) y Lastarria ($25^{\circ}09'S$, $68^{\circ}31'W$) a través de termobarometría de plagioclasa – líquido en inclusiones vítreas de plagioclasa y piroxeno, recalando la desgasificación y el control que

tiene este proceso en la actividad volcánica. En su caso la mayoría de los fenocristales de plagioclasa se encontraron en desequilibrio con la roca total, lo cual igualmente se vio reflejado en texturas de desequilibrio presentes, y esto evidenció la proveniencia de minerales de otro magma. Para este sistema volcánico, la presión varía entre 190 - 1170 MPa y la temperatura de 823 - 970°C. La presión calculada se considera un valor estimativo y mínimo (Muir et al., 2014b), por lo tanto, el rango estimado de profundidad para el atrapamiento de las inclusiones, que va de 6– 15 km, igualmente es mínimo.

Para el volcán Paniri (22°03'S, 68°14'W), Mueña (2022) emplea los termobarómetros clinopiroxeno-líquido y dos piroxenos (Putirka, 2008). Realiza un análisis por unidad, y según lo estimado principalmente por los resultados del termobarómetro de dos piroxenos, propone la existencia de una cámara magmática que tuvo un ascenso continuo de 5-7 km durante 1,25 Ma (1,4 - 0,15 Ma) aproximadamente, con ascensos relativamente constantes entre cada unidad y condiciones que van de ~790-1185 °C y ~1-1099 MPa. Propone un modelo evolutivo de tres etapas para la cámara magmática del volcán Paniri, debido a la existencia de variaciones temporales.

Flores (2022), utilizando termobarometría clinopiroxeno-líquido y dos piroxenos (Putirka, 2008) en muestras del Volcán Toconce, propone la existencia de dos cámaras magmáticas: una profunda a 15,5-18 km de profundidad con presiones de 430-500 MPa y temperaturas de 975 y 990 °C, y otra a 6-11 km de profundidad con presiones de 170- 310 MPa y temperaturas de 1020 y 1040 °C. En este caso la historia eruptiva habría iniciado en el reservorio más profundo con la formación de las primeras unidades, para luego migrar de manera abrupta hacia la cámara superior, y finalmente retornar al reservorio profundo. De esta manera, la cámara más profunda se puede correlacionar a la porción superior del CMAP, mientras que la cámara magmática menos profunda se trataría de un reservorio independiente emplazado en el sector más superficial de la corteza, la cual da origen a los productos menos diferenciados del volcán.

Por lo tanto, el funcionamiento de estos reservorios someros cuya evolución ocurre a nivel de la corteza superior y que se ven afectados por fundidos externos provenientes del CMAP, no es algo singular del volcán Azufre. Como se comprueba a través de estas comparaciones a nivel regional, corresponde a un funcionamiento similar a lo que ocurre con otros volcanes ubicados en el CVAP, donde la acumulación de constantes pulsos de magma máfico bajo el mismo que han alimentado e impulsado el magmatismo, y por ende sostenido el sistema volcánico en el tiempo.

6. CONCLUSIONES

Según los resultados del presente trabajo, la mineralogía no indica diferencias entre las distintas etapas del volcán Azufre, y a partir de los dos métodos de termobarometría utilizados en este trabajo se propone la existencia de dos niveles magmáticos. El primero a 10-25 km de profundidad, asociado al CMAP debido a su profundidad, según el equilibrio que presentan tanto las plagioclasas como los clinopiroxenos con la misma muestra. Además, como se vio en las comparaciones regionales, este funcionamiento de reservorio somero, que tiene una evolución a niveles corticales superiores con influencia del CMAP, no es atípico debido a su ubicación en el borde occidental del CVAP. Por otra parte, según la información de trabajos previos, se tendría la existencia de un nivel más somero de almacenamiento magmático, a una profundidad de ~5 km, donde ocurriría la cristalización de anfíboles, biotitas y óxidos de Fe-Ti. Los resultados obtenidos en el estudio respaldan la hipótesis planteada anteriormente por otros autores sobre la ubicación de las cámaras magmáticas, ya que se confirmó la presencia de un nivel somero con influencia del CMAP evidenciado por su profundidad y las texturas presentadas por las muestras.

Debido a la cantidad de datos composicionales de clinopiroxenos entregados por el análisis de microsonda electrónica, se tuvo una baja proporción de cristales de clinopiroxeno en equilibrio con el líquido, y por ende no fue posible realizar un análisis por etapa en este termobarómetro. Sin embargo, debido a la ausencia de variaciones en mineralogía entre las etapas y como se pudo confirmar con el termobarómetro de plagioclasa – líquido, esto no fue un impedimento para poder realizar un modelo de las condiciones de reservorio que controlan el funcionamiento del volcán Azufre.

Al tener la existencia de niveles magmáticos a diferentes profundidades, la influencia del CMAP en el sistema magmático del volcán Azufre podría requerir un mayor refinamiento, por lo que en adición a estos nuevos datos sería necesario un estudio adicional enfocado en comprender mejor la interacción entre los diferentes niveles. Igualmente sería recomendable realizar un análisis que proporcione un mayor número de datos de minerales utilizados para la termobarometría, ya que un análisis por etapas podría proporcionar una visión más completa de

la evolución del sistema magmático, y sería posible reconstruir cronológicamente la historia evolutiva del reservorio que alimenta al volcán Azufre. Igualmente la obtención de algún dato geocronológico para la Etapa IV sería útil para tener una escala temporal más precisa.

A pesar de lo expresado anteriormente, el trabajo realizado si cumplió sus objetivos, ya que se descubrió la ausencia de variaciones composicionales entre las distintas etapas a través del análisis mineralógico, y los resultados de la termobarometría permitieron un avance en el grado de comprensión en cuanto a la ubicación en profundidad de los niveles magmáticos asociadas al volcán Azufre. Estos nuevos datos podrían aportar tanto para futuros estudios más detallados de la historia eruptiva de este centro, como para estudios a escala regional, ya que las condiciones de reservorio de los volcanes ubicados al borde del CMAP tienden a poseer un funcionamiento similar.

7. BIBLIOGRAFÍA

- Allmendinger, R.; Jordan, T.; Kay, S.M.; Isacks, B. (1997). The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual Reviews on Earth and Planetary Sciences*, Vol. 25, p. 139-174.
- ANCORP Working Group. (2003). Seismic imaging of a convergent continental margin and plateau in the Central Andes (ANCORP'96). *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, No. B7, 2328, <https://doi.org/10.1029/2002JB001771>.
- Aulinas, M., Torrente, D. G., Turiel, J. L. F., Perez-Torrado, F., Rodríguez-González, A., y Gasperini, D. (2009). Estudio de las condiciones P-T de cristalización de clinopiroxenos en los magmas plio-cuaternarios de Gran Canaria. *Revista de la sociedad española de mineralogía*, 11, 31–32. https://digital.csic.es/bitstream/10261/27235/1/Macla11_31.pdf
- Asch, G., Schurr, B., Bohm, M., Yuan, X., Haberland, C., Heit, B., Kind, R., Woelbern, I., Bataille, K., Comte, D., Pardo, M., Viramonte, J., Rietbrock, A., y Giese, P. (2006). Seismological studies of the Central and Southern Andes. In *Springer eBooks* (pp. 443–457). https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8_21
- Beck, S. L., y Zandt, G. (2002). The nature of orogenic crust in the central Andes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B10), ESE-7.
- Boric, R., Díaz, F., MaksaeV, V. (1990). Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. Santiago, Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín 40: 246 p., 2 mapas escala 1:500.000.
- Buddington, A. F., y Lindsley, D. H. (1964). Iron-Titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, 5(2), 310–357. <https://doi.org/10.1093/petrology/5.2.310>
- Burns, D. H., Silva, D., Tepley, F. J., y Schmitt, A. K. (2020). Chasing the Mantle: deciphering cryptic mantle signals through Earth's thickest continental magmatic arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 531, 115985. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115985>
- Burns, D. H., y Silva, D. (2023). Andesites and evolution of the continental crust: Perspectives from the central volcanic zone of the Andes. *Frontiers in Earth Science*, 10. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.961130>
- Chmielowski, J., Zandt, G., y Haberland, C. (1999). The central Andean Altiplano-Puna magma body. *Geophysical Research Letters*, 26(6), 783–786. <https://doi.org/10.1029/1999GL900078>
- Coira, B., Davidson, John, Mpodozis, C., y Ramos, V. (1982). Tectonic and Magmatic Evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. In *Earth-Science Reviews* (Vol. 18).
- Davidson, J. P., y Silva, D. (1992). Volcanic Rocks from the Bolivian Altiplano: Insights into crustal structure, contamination, and magma genesis in the Central Andes. *Geology*, 20(12), 1127. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020)
- Deer, W. A., Howie, R. A. y Zussman, J. (1992) *An Introduction to the Rock forming Minerals*. (3rd Edition). London, Longman. https://pubs.geoscienceworld.org/books/chapter-pdf/3751723/9780903056434_frontmatter.pdf

- de Silva, S. L. (1989a). Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology*, 17(12), 1102–1106. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<1102:APVCOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<1102:APVCOT>2.3.CO;2)
- de Silva, S.L. (1989b). Geochronology and stratigraphy of the ignimbrites from the 21°30' S to 23°30' S portion of the Central Andes of northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 37 (2): 93-131.
- de Silva, S. L., Francis, P.W. (1991). *Volcanoes of the Central Andes*. Springer-Verlag, Heidelberg, 216 pp.
- de Silva, S. L., Self, S., Francis, P. W., Drake, R. E., y Carlos, R. R. (1994). Effusive silicic volcanism in the Central Andes: the Chao Dacite and other young lavas of the Altiplano-Puna volcanic complex. *Journal of Geophysical Research*, 99(B9), 17805–17825. <https://doi.org/10.1029/94jb00652>
- de Silva, S.L., Zandt, G., Trumbull, R., Viramonte, J. G., Salas, G., y Jiménez, N. (2006). Large ignimbrite eruptions and volcano-tectonic depressions in the Central Andes: A thermomechanical perspective. *Geological Society Special Publication*, 269, 47–63. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.269.01.04>
- de Silva, S. L., y Gosnold, W. D. (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. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.07.015>
- Fabbrizio, A., Bamber, E. C., Michailidou, E., Romero, J. E., Arzilli, F., Bonechi, B., Polacci, M., y Burton, M. (2023). Phase equilibrium experiments and thermodynamic simulations to constrain the pre-eruptive conditions of the 2021 Tajogaite eruption (Cumbre Vieja Volcano, La Palma, Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 442, 107901. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107901>
- Felsch, J. (1937). Las azufreras de Colana (Documento inédito). Santiago.
- Flores, L. (2022) *ESTIMACIÓN DE LAS CONDICIONES PRE-ERUPTIVAS DEL VOLCÁN TOCONCE Y SU IMPORTANCIA EN LA EVOLUCIÓN DEL SISTEMA VOLCÁNICO* [Memoria para optar al título de Geólogo]. Universidad de Chile.
- Freytmuth, H., Brandmeier, M., Wörner, G. (2015). The origin and crust/mantle mass balance of Central Andean ignimbrite magmatism constrained by oxygen and strontium isotopes and erupted volumes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 169(6):58. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1152-5>.
- Godoy, B., Wörner, G., Kojima, S., Aguilera, F., Simon, K., Hartmann, G. (2014). Low-pressure evolution of arc magmas in thickened crust: The San Pedro-Linzor volcanic chain, Central Andes, Northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 52, 24–42. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.02.004>
- Godoy, B., Wörner, G., Le Roux, P., de Silva, S., Parada, M.A., Kojima, S., González-Maurel, O., Morata, D., Polanco, E., 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. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.030>

- Godoy, B., Lazcano, J., Rodríguez, I., Martínez, P., Parada, M.A., le Roux, P., Wilke, H.-G., Polanco, E. (2018). Geological evolution of Paniri volcano, Central Andes, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 84, 184–200. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.03.013>.
- Godoy, B., Taussi, M., González-Maurel, O., Hübner, D., Lister, J., Sellés, D., le Roux, P., Renzulli, A., Rivera, G., y Morata, D. (2022). Evolution of the Azufre volcano (northern Chile): Implications for the Cerro Pabellón Geothermal Field as inferred from long lasting eruptive activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 423. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2022.107472>
- Godoy, B., González-Maurel, O., Harris, C., Roux, P. L., Lister, J. (2023). Oxygen and radiogenic isotopes require different contamination paths in the Azufre volcano, Central Andes, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 104451. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104451>
- González-Ferrán, O. (1995). *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico Militar, Santiago, Chile. 640pp.
- González-Maurel, O., Godoy, B., le Roux, P., Rodríguez, I., Marin, C., Menzies, A., Bertin, D., Morata, D., Vargas, M. (2019a). Magmatic differentiation at La Poruña scoria cone, Central Andes, northern Chile: Evidence for assimilation during turbulent ascent processes, and genetic links with mafic eruptions at adjacent San Pedro volcano. *Lithos* 338–339, 128–140. [10.1016/j.lithos.2019.03.033](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.033)
- González-Maurel, O., Roux, P. L., Godoy, B., Troll, V. R., Deegan, F. M., y Menzies, A. (2019b). 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*, 346–347, 105162. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105162>
- González-Maurel, O., Deegan, F.M., le Roux, P.J., Harris, C., Troll, V.R., Godoy, B. (2020). Constraining the sub-arc, parental magma composition for the giant Altiplano-Puna Volcanic Complex, northern Chile. *Scientific Reports*, v. 10, 6864.
- Gorini, A., Ridolfi, F., Piscaglia, F., Taussi, M., Renzulli, A. (2018). Application and reliability of calcic amphibole thermobarometry as inferred from calc-alkaline products of active geothermal areas in the Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 358:58-76. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.03.018>.
- Hernández Prat, L., Cannatelli, C., Godoy, B., Manosalva, D. A., Morata, D., y Buscher, J. T. (2023). Amphibole recycling and polybaric crystallization in rhyolitic lava domes from Melt Inclusion Geochemistry at Cerro La Torta, Altiplano-Puna Volcanic Complex. *Journal of South American Earth Sciences*, 130, 104569. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104569>
- Hildreth, W., Moorbath, S. (1988). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 455–489. <https://doi.org/10.1007/BF00372365>.
- Hübner D. (2018). *EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL VOLCÁN AZUFRE II REGIÓN DE ANTOFAGASTA*. [Memoria para optar al título de Geólogo]. Universidad de Chile.

- Hübner, D. S., Parada, M. Á., Morgado, E., y Mallea-Lillo, F. (2023). A tale of a lava from its shallow zoned reservoir to surface: the case of Azufre volcano in the context of the Altiplano Puna Magma Body (northern Chile). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 178(8). <https://doi.org/10.1007/s00410-023-02031-x>
- Kern, J. M., de Silva, S. L., Schmitt, A. K., Kaiser, J. F., Iriarte, A. R., y Economos, R. (2016). Geochronological imaging of an episodically constructed subvolcanic batholith: U-Pb in zircon chronochemistry of the Altiplano-Puna Volcanic Complex of the Central Andes. *Geosphere*, 12(4), 1054–1077. <https://doi.org/10.1130/GES01258.1>
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., y Zanettin, B. (1989). A Chemical Classification of Volcanic Rock Based on the Total Alkali - Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27 (3), p.745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B. (1989). *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, Oxford. p. 193.
- Leiding, B. (1933). El azufre en la Provincia de Antofagasta (Documento inédito). Instituto de Investigaciones Geológicas (IIG). Antofagasta.
- Mamani, M., Wörner, G., Sempere, T. (2010). Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): tracking crustal thickening and magma generation through time and space. *Geological Society of America Bulletin* 122 (1/ 2), 162–182. <https://doi.org/10.1130/B26538.1>.
- Mattioli, M., Renzulli, A., Menna, M., Holm, P.M. (2006). Rapid ascent and contamination of magmas through the thick crust of the CVZ (Andes, Ollagüe region): Evidence from a nearly aphyric high-K andesite with skeletal olivines. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158 (1–2), 87–105. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.04.019>.
- Maza, S.N., Collo, G., Morata, D., Taussi, M., Vidal, J., Mattioli, M., Renzulli, A. (2021a). Active and fossil hydrothermal zones of the Apacheta volcano: insights for the Cerro Pabellón hidden geothermal system (northern Chile). *Geothermics* 96, 102206. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2021.102206>.
- Mercado, J.L., Ahumada, S., Aguilera, F., Medina, E., Renzulli, A., Piscaglia, F. (2009). *Geological and structural evolution of Apacheta-Aguilucho Volcanic Complex (AAVC), Northern Chile*. Actas XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, Chile. S7, p. 002.
- Morimoto, N. (1988). Die nomenklatur von pyroxenen. *Mineralogy and Petrology*, 39(1), 55–76. <https://doi.org/10.1007/bf01226262>
- Muena, N. (2022) *ESTIMACIÓN DE LAS CONDICIONES DE PRESIÓN Y TEMPERATURA DE LAS CÁMARAS MAGMÁTICAS ASOCIADAS AL VOLCÁN PANIRI: DISTRIBUCIÓN DEL MAGMATISMO EN PROFUNDIDAD* [Memoria para optar al título de Geólogo]. Universidad de Chile.
- Putirka, K. D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 69(1), 61-120.

- Renzulli, A., Menna, M., Tibaldi, A., Flude, S. (2006). New data of surface geology, petrology and Ar-Ar geochronology of the Altiplano-Puna Volcanic Complex (northern Chile) in the framework of future geothermal exploration. *Actas XI Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, Chile. 2, pp. 307–310.
- Rieder, M. (1998). Nomenclature of the Micas. *Clays and Clay Minerals*, 46(5), 586–595. <https://doi.org/10.1346/ccmn.1998.0460513>
- Rivera, G., Morata, D., Ramírez, C., Volpi, G. (2020). *Volcanic and Tectonic Evolution of Azufre–Inacaliri Volcanic Chain and Cerro Pabellón Geothermal Field (Northern Chile)*. Proceedings World Geothermal Congress 2020, Reykjavik, Iceland, March– October 2021.
- Rodríguez I. (2016). *CONDICIONES MAGMÁTICAS DE SISTEMAS VOLCÁNICOS EN LOS ANDES CENTRALES: CASOS VOLCANES IRRUPUTUNCU Y LASTARRIA*. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II.
- Romero, M. (1937). Informe de las azufreras de Colana (Documento inédito). Copiapó, Chile.
- Salisbury, M. J., Jicha, B. R., de Silva, S. L., Singer, B. S., Jiménez, N. C., y Ort, M. H. (2011). ⁴⁰Ar/³⁹Ar chronostratigraphy of Altiplano-Puna volcanic complex ignimbrites reveals the development of a major magmatic province. *Bulletin of the Geological Society of America*, 123(5), 821–840. <https://doi.org/10.1130/B30280.1>
- Schaller, T., Andersen, J., Götze, H., Koproch, N., Schmidt, S., Sobiesiak, M., y Splettstößer, S. (2015). Segmentation of the ANDEAN margin by isostatic models and gradients. *Journal of South American Earth Sciences*, 59, 69–85. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.01.008>
- Schilling, F. R., Trumbull, R. B., Brasse, H., Haberland, C., Asch, G., Bruhn, D., Mai, K., Haak, V., Giese, P., Muñoz, M. A., Ramelow, J., Rietbrock, A., Ricaldi, E., Vietor, T. (2006). Partial Melting in the Central Andean Crust: a Review of Geophysical, Petrophysical, and Petrologic Evidence. In *Springer eBooks* (pp. 459–474). https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8_22
- Sellés, D., y Gardeweg, M. (2017). Geología del área Ascotán-Cerro Inacaliri, Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.30946.84165>
- Shcherbakov, V.D., Plechov, P.Y., Izbekov, P.E., Shipman, J.S. (2011). Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 162 (1), 83–99. <https://doi.org/10.1007/s00410-010-0584-1>.
- Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31(2), 161–206. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082004000200001>
- 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 Pleistocene 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. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.01.021>.
- Taussi, M., Nisi, B., Vaselli, O., Maza, S., Morata, D., Renzulli, D. (2021). Soil CO₂ flux and temperature from a new geothermal area in the Cordon de Inacaliri Volcanic Complex

- (northern Chile). *Geothermics* 89, 101961. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2020.101961>.
- Tierney, C.R., Schmitt, A.K., Lovera, O.M., de Silva, S.L. (2016). Voluminous plutonism during volcanic quiescence revealed by thermochemical modeling of zircon. *Geology* 44 (8), 683–686. <https://doi.org/10.1130/G37968.1>.
- 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* 386–387, 105978. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.105978>.
- Ward, K. M., Zandt, G., Beck, S. L., Christensen, D. H., y 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. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.022>
- Watts, R., Silva, D., De Rios, G. J., y Croudace, I. W. (1999). Effusive eruption of viscous silicic magma triggered and driven by recharge: a case study of the Cerro Chascon-Runtu Jarita Dome complex in southwest Bolivia. *Bulletin of Volcanology*, 61(4), 241–264. <https://doi.org/10.1007/s004450050274>
- Wörner, G., Moorbath, S., Entenmann, J., Davidson, J.D., López-Escobar, L. (1994). Large geochemical variations along the Andean Arc of northern Chile (17.5-22°S). In *Tectonics of the Southern Central Andes. Structure and evolution of an active continental margin* (Reutter, K.J.; Scheuber, E.; Wigger, P.J.; editors). *Springer-Berlin*, p. 77-91.
- Yuan, X., Sobolev, S. V., Kind, R., Oncken, O., Bock, G., Asch, G., Schurr, B., Graeber, F. M., Rudloff, A., Hanka, W., Wylegalla, K., Tibi, R., Haberland, C., Rietbrock, A., Giese, P., Wigger, P., Röwer, P., Zandt, G., Beck, S. L., . . . Comte, D. (2000). Subduction and collision processes in the central andes constrained by converted seismic phases. *Nature*, 408(6815), 958–961. <https://doi.org/10.1038/35050073>
- Yuan, X., Sobolev, S.V., Kind, R. (2002). Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 199, pp 389-402.
- Zandt, G., Leidig, M., Chmielowski, J., Baumont, D., y Yuan, X. (2003). Seismic detection and characterization of the Altiplano-Puna magma body, central Andes. *Pure and Applied Geophysics*, 160(3), 789-807.

8. ANEXOS

Tabla 1. Abundancia de óxidos mayores (wt%) de las muestras seleccionadas. Obtenidos mediante EPMA.

Muestra y mineral	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total
azu_17_04_min01	52.078	0.335	1.879	8.729	0.293	14.309	20.977	0.415	0.015	0	99.167
azu_17_04_min02	51.126	0.661	3.425	7.392	0.172	15.189	20.468	0.369	0.017	0.368	99.311
azu_17_04_min03	0.281	7.839	2.28	80.396	0.409	0.536	0.159	0.037	0.069	0.038	92.378
azu_17_04_min04	0.093	36.806	0.226	58.237	0.236	1.044	0.007	0.004	0.006	0.063	96.91
azu_17_04_min05	0.09	15.325	1.111	77.768	0.327	0.755	0.025	0	0.008	0.091	95.717
azu_17_04_min06	0.187	15.671	1.054	75.36	0.398	0.841	0.003	0.015	0.033	0.087	93.818
azu_17_04_min07	0.138	15.498	0.966	77.16	0.419	0.708	0.033	0	0	0.047	95.224
azu_17_04_min08	53.437	0.218	2.347	12.959	0.265	28.014	1.406	0.059	0	0.486	99.241
azu_17_04_min09	58.653	0	25.247	0.229	0	0.035	7.385	6.295	0.967	0	98.849
azu_17_04_min10	45.545	1.702	8.315	13.205	0.396	13.669	11.15	1.472	0.773	0.005	96.503
azu_17_04_min11	57.214	0	26.265	0.499	0.028	0.056	8.215	6.045	0.513	0	98.84
azu_17_04_min12	56.666	0.002	27.064	0.556	0.004	0.004	8.859	5.945	0.483	0.013	99.673
azu_17_04_min13	36.141	4.585	13.778	15.774	0.148	13.946	0.112	0.633	9.041	0	95.624
azu_17_04_min14	36.596	4.498	13.586	14.751	0.161	14.267	0.021	0.664	8.885	0	93.823
azu_17_04_min15	0.097	5.441	1.711	84.324	0.476	0.794	0.036	0.012	0	0.156	93.368
azu_17_04_min16	79.511	0.281	10.54	0.966	0.043	0.129	0.427	1.638	4.117	0	97.858
azu_17_04_min17	55.645	0.02	27.068	0.326	0	0	9.642	5.409	0.403	0.025	98.592
azu_17_04_min18	46.541	1.738	7.803	12.803	0.426	13.999	11.221	1.342	0.697	0.018	96.896
azu_17_04_min19	0.082	5.692	1.968	83.513	0.49	0.94	0.05	0.043	0.002	0.142	93.25
azu_17_04_min20	46.398	1.51	7.689	13.028	0.384	14.052	11.388	1.4	0.716	0.009	96.881
azu_17_04_min21	37.21	4.557	13.614	15.011	0.152	14.928	0.024	0.65	8.905	0.034	95.59
azu_17_04_min22	57.323	0.018	26.436	0.288	0.016	0.011	7.998	6.235	0.595	0	99.022
azu_17_04_min23	36.64	4.596	13.5	15.725	0.183	13.986	0	0.594	8.974	0	94.63
azu_17_04_min24	44.931	1.877	8.938	12.806	0.307	13.851	10.886	1.616	0.722	0.011	96.285
azu_17_04_min25	0.119	5.583	1.594	85.008	0.465	0.99	0	0.008	0.004	0.148	94.169
azu_17_04_min26	57.322	0.009	26.445	0.259	0	0.018	8.402	5.973	0.54	0	99.07
azu_17_04_gl01	79.012	0.424	10.709	0.616	0.016	0	0.209	1.131	3.527	0	95.771
azu_17_04_min28	46.357	1.402	7.405	12.747	0.323	14.4	11.392	1.258	0.816	0.055	96.467
azu_17_04_min29	0.069	5.826	1.816	82.366	0.387	0.983	0.058	0.03	0.025	0.114	91.928
azu_17_04_min30	45.451	1.669	7.887	12.762	0.42	14.091	11.216	1.289	0.928	0.053	96.027
azu_17_04_min31	56.389	0	27.108	0.278	0	0.027	8.643	5.998	0.495	0.009	99.06
azu_17_04_min32	56.807	0	26.96	0.253	0.005	0	8.743	5.796	0.463	0.011	99.173
azu_17_04_min33	46.157	1.524	7.564	12.685	0.347	14.431	11.352	1.382	0.698	0	96.425
azu_17_04_min34	53.713	0.058	28.383	0.662	0	0.08	10.888	4.58	0.316	0.013	98.816

Muestra y mineral	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	Total
azu_17_04_min35	54.253	0.04	28.61	0.604	0.008	0.079	11.063	4.614	0.352	0	99.785
azu_17_04_min36	55.919	0.029	27.715	0.304	0	0.027	9.25	5.673	0.475	0	99.434
azu_17_04_min37	45.551	1.686	8.242	12.617	0.35	14.222	11.159	1.462	0.763	0	96.38
azu_17_04_min38	23.451	1.372	9.495	2.421	0.034	10.019	0.011	0.53	3.91	0.006	51.737
azu_17_04_min39	13.649	0.424	5.916	0.097	0	8.262	0	0.466	1.665	0.01	30.856
azu_17_04_min40	0.076	5.268	1.441	82.766	0.604	1.108	0.036	0	0.014	0.131	91.704
azu_17_04_min41	45.256	1.584	7.853	12.573	0.359	14.279	11.417	1.336	0.684	0	95.585
azu_17_04_gl02	71.877	0.284	12.049	0.59	0.042	0.068	0.355	1.99	6.492	0	93.875
azu_17_04_min42	57.259	0.021	26.896	0.253	0	0.016	8.578	5.918	0.525	0.019	99.56
azu_17_04_min43	58.523	0.008	25.974	0.257	0.045	0.012	7.35	6.529	0.685	0	99.478
azu_17_04_gl03	73.611	0.265	12.102	1.049	0.029	0.275	0.74	2.593	5.429	0.024	96.242
azu_17_04_min44	58.814	0	25.689	0.232	0.027	0.012	7.334	6.56	0.675	0.005	99.386
azu_16_03_min01	51.775	0.372	3.937	13.033	0.26	27.49	1.837	0.049	0.017	0.26	99.128
azu_16_03_min02	51.198	0.039	30.112	0.724	0.014	0.04	12.372	3.999	0.346	0.006	98.915
azu_16_03_min03	52.462	0.042	29.496	0.551	0	0.03	11.321	4.394	0.473	0	98.814
azu_16_03_min04	0.126	0.565	0.029	48.702	0.064	0.009	0.07	0.142	0.027	0.056	120.95
azu_16_03_min05	0.158	11.449	1.416	76.986	0.401	1.834	0.035	0.057	0.006	0.118	92.71
azu_16_03_min06	0.095	41.016	0.184	51.465	0.408	2.599	0.058	0.061	0.02	0.065	96.115
azu_16_03_min07	50.558	0.34	2.996	16.227	0.361	24.933	1.436	0.073	0.027	0.016	97.011
azu_16_03_min08	0.287	11.015	1.461	76.77	0.413	1.69	0.096	0.083	0.071	0.106	92.286
azu_16_03_min09	0.222	9.966	1.499	77.982	0.343	1.706	0.084	0.029	0.05	0.093	92.198
azu_16_03_min10	46.554	1.205	4.986	8.594	0.209	14.14	19.93	0.367	0.044	0.159	96.353
azu_16_03_min11	50.444	0.295	3.528	13.4	0.323	27.168	1.54	0.071	0.028	0.18	97.02
azu_16_03_min12	48.695	0.789	4.252	7.802	0.189	16.061	19.094	0.33	0.019	0.093	97.528
azu_16_03_min13	0.258	10.181	1.494	77.994	0.385	1.599	0.138	0.021	0.08	0.112	92.475
azu_16_03_min14	0.215	10.751	1.493	78.052	0.379	1.809	0.059	0.026	0.038	0	93.091
azu_16_03_min15	57.813	0.012	25.954	0.229	0.001	0.013	7.343	6.387	0.694	0	98.566
azu_16_03_min16	50.361	0.069	29.989	0.742	0.019	0.05	12.089	4.005	0.327	0	97.773
azu_16_03_min17	48.498	0.973	4.609	8.983	0.175	14.659	20.074	0.339	0.021	0.022	98.468
azu_16_03_min18	0.208	10.723	1.497	78.325	0.393	1.703	0.059	0.095	0.064	0.054	93.389
azu_16_03_min19	50.965	0.193	2.657	12.107	0.209	28.921	1.268	0.13	0.033	0.306	96.907
azu_16_03_min20	50.596	0.503	1.83	11.487	0.331	17.965	14.27	0.208	0.029	0.023	97.417
azu_16_03_min21	50.515	0.172	0.73	17.829	0.547	24.593	1.431	0.039	0.026	0.034	95.956
azu_16_03_min22	0.276	9.493	1.518	77.664	0.4	1.536	0.119	0.043	0.066	0.033	91.38
azu_16_03_min23	49.634	0.393	4.369	13.435	0.281	26.588	1.796	0.07	0.021	0.185	96.862
azu_16_03_min24	0.228	10.57	1.452	77.948	0.333	1.79	0.082	0.06	0.053	0.073	92.77
azu_16_03_min25	0.204	10.684	1.454	77.404	0.379	1.66	0.067	0.048	0.051	0.122	92.288
azu_16_03_min26	49.511	0.009	30.476	0.589	0.027	0.026	12.728	3.663	0.3	0	97.476
azu_16_03_gl01	70.482	0.481	11.082	1.626	0.016	0.717	0.599	2.297	5.805	0	93.278

Muestra y mineral	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	Total
azu_16_03_gl02	72.432	0.474	11.394	1.16	0.027	0.085	0.341	2.473	5.916	0	94.368
azu_16_03_gl03	71.676	0.489	13.087	0.957	0.027	0.05	1.17	2.791	5.342	0.048	95.68
azu_16_03_gl04	72.237	0.415	12.347	1.01	0	0.088	0.754	2.793	5.435	0	95.22
azu_16_03_gl05	82.979	0.05	6.885	0.265	0	0.042	1.917	1.713	1.078	0	95.029
azu_16_03_min27	90.381	0.032	0.119	0.105	0.001	0.03	0.084	0.147	0.149	0	91.172
azu_16_03_min28	48.888	0.039	31.055	0.548	0.005	0.062	13.242	3.64	0.27	0.036	97.878
azu_16_03_min29	51.903	0.214	2.508	11.397	0.207	29.526	1.366	0.061	0.015	0.404	97.662
azu_16_03_min30	49.857	0.04	30.794	0.525	0	0.029	12.92	3.758	0.269	0.014	98.319
azu_16_03_min31	81.886	0.004	0.018	0.04	0	0	0.017	0.097	0.016	0.006	82.173
azu_16_03_min32	57.293	0	26.292	0.242	0.034	0	7.96	6.066	0.606	0.002	98.543
azu_16_03_min33	50.358	0.283	3.389	12.416	0.243	28.021	1.534	0.091	0.006	0.362	96.802
azu_16_03_min34	50.546	0.397	2.01	7.947	0.186	17.38	18.411	0.25	0.02	0.133	97.37
azu_16_03_min35	0.213	10.861	1.422	76.201	0.405	1.691	0.105	0.037	0.08	0.061	91.343
azu_17_02_min01	56.345	0.049	26.942	0.628	0	0.035	8.707	5.619	0.852	0.009	99.298
azu_17_02_min02	50.94	0.395	0.784	20.695	1.333	21.43	1.087	0.045	0.068	0.005	96.845
azu_17_02_min03	97.05	0.177	1.757	0.185	0	0.001	0.122	0.474	0.028	0	99.849
azu_17_02_min04	48.675	0.372	0.938	22.744	0.425	13.468	5.017	0.145	0.195	0	92.068
azu_17_02_min05	50.498	0.322	0.435	25.959	0.737	17.179	3.455	0.079	0.022	0	98.704
azu_17_02_min06	57.78	0.026	25.663	0.36	0	0.022	7.34	6.202	1.121	0.028	98.654
azu_17_02_min07	94.264	0.149	1.29	0.049	0	0.014	0.037	0.439	0.009	0	96.282
azu_17_02_min08	0.374	11.611	1.844	75.541	0.193	0.577	0.185	0.029	0.036	0.043	90.624
azu_17_02_min09	51.178	0.345	0.427	21.666	1.067	20.06	2.255	0.078	0.048	0	97.207
azu_17_02_min10	59.71	0.037	23.36	0.414	0	0.006	4.718	6.622	2.368	0.016	97.332
azu_17_02_min11	96.179	0.128	0.951	0.174	0.003	0	0.041	0.309	0.035	0	97.827
azu_17_02_min12	48.743	0.744	4.071	7.462	0.129	15.087	20.12	0.374	0.049	0.507	97.404
azu_17_02_min13	49.821	0.444	1.186	26.1	0.633	16.735	1.87	0.08	0.117	0.352	97.428
azu_17_02_min14	49.954	0.624	3.384	7.708	0.16	15.532	20.218	0.361	0.026	0.185	98.306
azu_17_02_min15	50.9	0.281	1.139	9.759	0.346	13.805	21.026	0.357	0.019	0.011	97.831
azu_17_02_min16	55.084	0.059	26.922	0.687	0.003	0.068	9.217	5.224	0.67	0	98.061
azu_17_02_min17	95.995	0.129	1.518	0.105	0	0.01	0.084	0.502	0.016	0	98.377
azu_17_02_min18	69.839	0.055	0.812	0.016	0	0.007	0.056	0.439	0.052	0	71.334
azu_17_02_min19	50.344	0.078	15.608	0.162	0.014	0.004	4.958	5.025	2.396	0	78.71
azu_17_02_min20	42.084	0.172	0.544	13.049	0.576	18.016	1.102	0.096	0.022	0	75.755
azu_17_02_min21	76.476	0.121	1.411	0.106	0	0.007	0.046	0.486	0.374	0	79.073
azu_17_02_min22	44.663	0.038	19.568	0.298	0.033	0.014	8.242	4.96	0.688	0	78.677
azu_17_02_min23	39.464	0.195	0.573	10.703	0.474	17.897	0.745	0.063	0.013	0	70.317
azu_17_02_min24	1.891	0	0.245	0.049	0.016	0.048	0.144	0.222	0.077	0.012	3.325
azu_11_min01	51.428	0.311	2.507	14.721	0.261	26.008	1.716	0.052	0.031	0.062	97.146
azu_11_min02	48.57	0.881	4.024	8.88	0.204	14.797	19.607	0.291	0.035	0.051	97.491

Muestra y mineral	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	Total
azu_11_min03	50.455	0.147	0.604	20.73	0.76	22.64	0.967	0.061	0	0	96.446
azu_11_min04	49.27	0.436	2.019	9.462	0.373	13.786	20.958	0.409	0.019	0.032	96.857
azu_11_min05	55.125	0.008	27.408	0.226	0	0.01	9.223	5.553	0.545	0.051	98.214
azu_11_min06	49.496	0.766	3.175	7.882	0.194	15.38	20.004	0.432	0.002	0.374	97.82
azu_11_min07	0.178	13.136	2.004	76.48	0.417	1.697	0.02	0.045	0	0.187	94.406
azu_11_min08	0.147	10.019	2.267	78.58	0.316	1.545	0.02	0.051	0.022	0.249	93.459
azu_11_min09	51.169	0.144	0.538	20.699	0.636	22.95	0.971	0.049	0	0.058	97.273
azu_11_min10	36.217	5.644	14.075	10.766	0.047	16.912	0	0.629	9.074	0	94.697
azu_11_min11	0.168	8.943	4.457	75.355	0.38	3.099	0.037	0.023	0.013	0.137	92.918
azu_11_min12	73.052	0.644	12.422	1.82	0.03	0.179	0.745	1.419	3.416	0	93.894
azu_11_min13	0.151	9.465	2.298	78.538	0.328	1.678	0	0.075	0.007	0.182	92.955
azu_11_min14	54.072	0.061	28.177	0.454	0.041	0.031	10.142	4.941	0.53	0	98.558
azu_11_min15	52.317	0.175	1.715	12.119	0.216	29.158	1.468	0.058	0.012	0.192	97.523
azu_11_min16	50.655	0.177	1.55	18.66	0.55	23.605	1.262	0.093	0.016	0.375	97.028
azu_11_min17	0.203	13.421	2.019	75.897	0.425	1.585	0.057	0.083	0.007	0.199	94.188
azu_11_min18	57.326	0.048	25.948	0.463	0.024	0.039	8.011	5.695	0.816	0	98.475
azu_11_min19	0.165	8.971	2.31	79.499	0.345	1.459	0	0	0.001	0.213	93.275
azu_11_min20	0.144	7.417	2.437	80.038	0.304	1.321	0.027	0.038	0	0.291	92.236
azu_11_min21	51.091	0.352	1.863	8.822	0.321	14.601	20.674	0.47	0.01	0.024	98.345
azu_11_min22	0.182	0	0.014	0.425	0.092	0.246	53.755	0.13	0	0	98.939
azu_11_min23	53.892	0.034	28.58	0.436	0	0.027	10.374	4.869	0.518	0.03	98.852
azu_11_gl02	72.192	0.557	11.801	1.46	0	0.102	0.528	2.78	5.583	0.019	95.153
azu_11_min24	55.837	0.003	26.889	0.309	0.015	0.057	8.749	5.565	0.744	0	98.258
azu_11_min25	51.097	0.271	3.565	11.803	0.236	28.034	1.975	0.093	0	0.447	97.575
azu_11_min26	0.178	6.424	4.844	64.14	0.468	2.37	0.219	0.031	0.031	15.379	94.349
azu_11_min27	58.232	0.003	25.651	0.343	0.015	0.036	7.482	6.033	0.897	0	98.797
azu_17_10_min01	58.132	0.044	25.572	0.249	0.006	0.007	7.631	6.508	0.641	0	98.847
azu_17_10_min02	57.782	0	25.915	0.327	0.024	0.019	7.859	6.335	0.572	0	98.851
azu_17_10_min03	50.906	0.023	30.032	0.626	0	0.055	12.678	3.674	0.278	0	98.414
azu_17_10_min04	36.527	4.503	13.549	15.392	0.203	14.481	0.021	0.604	8.808	0.015	94.602
azu_17_10_min05	0.115	8.342	2.215	75.401	0.325	3.963	0.016	0.018	0.011	0.096	90.56
azu_17_10_min06	53.527	0.228	2.482	13.194	0.275	28.02	1.287	0.017	0	0.097	99.207
azu_17_10_min07	48.659	1.208	5.346	8.841	0.21	14.081	19.169	0.358	0.025	0.053	98.066
azu_17_10_min08	50.583	0.719	3.824	7.203	0.134	15.232	19.776	0.321	0.005	0.203	98.143
azu_17_10_min09	53.641	0.308	3.145	16.371	0.394	21.968	1.256	0.09	0.183	0.026	97.47
azu_17_10_min06	51.645	0.244	2.496	13.18	0.253	27.87	1.424	0.041	0.007	0.195	97.386
azu_17_10_min10	52.725	0.293	2.755	14.325	0.28	26.403	1.405	0.006	0.011	0.028	98.252
azu_17_10_min11	50.347	0.619	3.922	7.432	0.147	15.047	20.253	0.365	0.034	0.21	98.477
azu_17_10_min12	53.318	0.269	3.407	12.134	0.256	27.385	1.548	0.026	0	0.339	98.728

Muestra y mineral	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	Total
azu_17_10_min13	41.112	3.098	12.181	13.113	0.149	12.989	10.917	2.269	0.575	0.056	96.742
azu_17_10_min14	58.861	0.041	24.81	0.21	0.006	0.011	7.06	6.873	0.747	0.026	98.662
azu_17_10_min15	57.227	0.018	26.288	0.276	0.011	0	7.759	6.479	0.591	0	98.728
azu_17_10_min16	51.368	0.068	30.167	0.594	0	0.105	12.787	3.881	0.238	0	99.297
azu_17_10_min17	49.89	0.75	4.876	7.753	0.149	14.68	20.069	0.407	0.02	0.215	98.972
azu_17_10_min18	50.388	0.766	4.132	8.269	0.177	14.927	19.213	0.357	0.041	0.145	98.523
azu_17_10_min19	73.317	0.432	11.222	1.185	0.032	0.039	0.75	2.419	5.959	0.027	95.615
azu_17_10_min20	49.054	0.837	4.786	8.483	0.159	15.563	18.438	0.36	0.016	0.219	98.041
azu_17_10_min21	44.277	1.904	8.808	14.424	0.504	12.672	11.123	1.626	0.901	0	96.588
azu_17_10_min22	0.034	8.171	2.23	77.474	0.21	1.183	0.042	0.049	0.019	0.166	89.657
azu_17_10_min23	52.936	0.023	29.32	0.498	0	0.057	11.67	4.239	0.342	0	99.234
azu_17_10_min24	50.521	0.613	3.547	8.993	0.247	15.225	19.193	0.263	0.003	0.043	98.883
azu_17_10_min25	51.017	0.526	3.308	6.998	0.183	15.697	20.121	0.318	0.024	0.235	98.573
azu_17_10_min26	0.251	0	0	0.188	0.163	0.061	54.102	0.101	0	0	98.461
azu_17_10_min27	0.042	4.463	2.25	81.489	0.296	1.514	0.055	0.036	0.006	0.071	90.247
azu_17_10_min28	56.912	0.033	26.679	0.209	0.003	0	8.333	6.364	0.559	0.059	99.202
azu_17_10_min29	36.407	4.471	13.177	16.009	0.229	13.203	0.028	0.54	8.843	0.036	93.413
azu_17_10_min30	58.735	0.035	25.644	0.199	0.021	0.018	7.629	6.72	0.632	0.005	99.676
azu_17_10_min31	51.941	0.009	30.19	0.583	0.021	0.06	12.771	3.823	0.228	0	99.661
azu_17_10_min32	58.848	0	25.449	0.246	0.008	0	7.273	6.607	0.702	0	99.234
azu_17_10_min33	100.061	0.05	0.022	0	0.008	0.015	0	0.021	0.032	0.008	100.26
azu_17_10_min34	98.011	0.048	0.019	0.04	0.006	0	0.01	0.013	0.018	0	98.194
azu_17_10_min35	46.329	0.989	34.795	1.457	0.023	0.125	0.422	0.097	0.399	0	85.26
azu_17_10_min36	52.323	0.424	1.559	9.636	0.279	15.427	18.714	0.269	0.027	0.018	98.79
azu_17_10_min37	52.64	0.411	0.985	9.186	0.283	14.892	20.384	0.312	0.025	0	99.273
azu_17_10_min38	49.945	0.595	3.049	9.609	0.368	14.093	19.841	0.364	0	0.029	98.102
azu_17_10_min39	57.371	0	26.525	0.228	0	0.019	8.519	6.025	0.536	0.014	99.314
azu_17_10_min40	58.958	0.012	24.812	0.215	0	0.009	6.772	6.724	0.944	0	98.577
azu_17_10_min41	65.753	0.018	18.659	0.123	0.006	0.013	0.386	4.044	9.803	0.013	98.848
azu_17_10_min42	50.732	0.579	3.738	7.224	0.171	15.549	20.536	0.361	0.043	0.195	99.265
azu_17_10_min43	56.447	0	26.579	0.272	0.015	0.004	8.778	5.994	0.492	0	98.665
azu_17_10_min44	51.088	0.055	29.442	0.568	0	0.057	12.365	4.047	0.246	0	98.014
azu_17_10_min45	54.937	0.039	26.489	0.225	0.017	0.017	8.751	6.039	0.514	0.014	97.166
azu_17_10_min46	47.768	0.75	4.624	8.172	0.171	15.333	19.32	0.408	0	0.076	96.883
azu_17_10_min47	53.322	0.145	1.437	12.305	0.224	29.328	1.286	0.028	0	0.168	98.293
azu_17_10_min48	48.678	0.653	4.339	7.785	0.159	15.036	20.487	0.291	0.024	0.181	97.842
azu_17_10_min49	51.847	0.234	2.306	12.98	0.295	27.945	1.296	0.051	0.018	0.107	97.124
azu_17_10_min50	53.818	0.176	1.156	13.776	0.221	28.037	1.511	0.048	0.015	0.076	98.875
azu_17_10_min51	50.281	0.558	3.69	7.019	0.104	15.621	20.61	0.384	0.003	0.219	98.64

Muestra y mineral	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	Total
azu_17_10_min52	47.562	0.91	5.614	8.588	0.152	13.946	20.002	0.451	0	0.047	97.46
azu_17_10_min53	50.322	0.517	3.192	7.046	0.173	15.997	20.86	0.318	0	0.223	98.791
azu_17_10_min54	57.239	0.015	25.481	0.234	0	0	7.918	6.32	0.572	0	97.829
azu_17_10_min55	100.571	0.022	0.014	0	0	0.013	0.023	0.019	0	0	100.7
azu_17_10_min56	74.655	0.071	11.917	0.776	0.018	0.086	0.374	2.309	6.282	0	96.622
azu_17_10_min57	51.22	0.623	3.8	7.3	0.152	15.762	20.316	0.377	0	0.269	99.977
azu_17_10_min58	50.311	0.623	4.214	6.948	0.102	15.516	19.739	0.368	0.005	0.483	98.499
azu_17_10_min59	98.592	0.017	0.027	0.033	0.011	0	0.018	0	0.009	0	98.723
azu_17_10_min60	0.045	5.109	1.471	79.121	0.522	2.313	0.168	0.032	0	0.117	88.967
azu_17_10_min61	0.179	4.68	1.646	82.509	0.232	0.396	0	0	0	0.106	89.764
azu_17_10_min62	50.093	0.582	3.887	7.454	0.142	15.763	20.392	0.38	0	0.232	99.109
azu_17_10_min63	51.717	0.549	3.16	7.014	0.127	16.029	20.425	0.313	0.007	0.195	99.665
azu_17_10_min64	52.205	0.211	2.997	11.821	0.195	28.678	1.52	0.03	0.006	0.415	98.13
azu_17_10_min65	36.66	4.431	13.463	15.434	0.229	14.518	0.018	0.609	8.837	0	94.67
azu_17_10_min66	0.203	5.928	2.319	77.973	0.312	2.882	0.05	0.02	0	0.1	89.827
azu_17_10_min67	34.786	0.104	0	2.232	0	0.015	0	0	0	0	37.216
azu_17_10_min68	56.564	0.028	26.641	0.253	0	0.012	8.821	5.932	0.496	0	98.806
azu_17_10_min69	36.477	4.509	13.362	16.704	0.213	13.697	0	0.557	9.049	0	94.995
azu_17_10_min70	0	5.644	1.849	81.387	0.233	0.704	0	0	0	0.148	89.994
azu_17_10_min71	34.652	0	0.031	0.762	0.018	0.006	0.008	0	0.012	0.075	35.625
azu_17_10_min72	50.01	0.919	4.721	7.683	0.17	15.256	19.677	0.334	0	0.194	99.083
azu_17_10_min73	52.943	0.242	2.782	13.799	0.235	27.273	1.535	0.031	0.011	0.209	99.13
azu_17_10_min74	52.377	0.349	1.731	8.896	0.321	16.446	18.769	0.213	0	0.042	99.464
azu_17_10_min75	50.41	0.781	4.299	7.617	0.159	14.967	20.517	0.428	0.003	0.185	99.458
azu_17_10_min76	57.525	0.012	26.031	0.254	0.014	0.014	7.938	6.679	0.584	0	99.095
azu_17_10_min77	50.542	0.612	3.139	9.38	0.26	13.562	20.509	0.375	0	0	98.56
azu_17_10_min78	53.85	0.241	2.372	11.746	0.261	28.668	1.372	0.011	0.008	0.465	99.077
azu_17_10_min79	49.516	0.658	4.183	7.365	0.11	14.714	20.065	0.373	0	0.14	97.264
azu_17_10_min80	52.861	0.202	2.259	11.466	0.238	28.187	1.278	0.027	0.013	0.441	97.047
azu_12_min01	51.854	0.144	0.897	17.516	0.449	23.651	1.397	0.097	0.014	0.038	96.159
azu_12_min02	52.447	0.215	0.543	19.961	0.706	22.675	1.388	0.044	0	0.056	98.083
azu_12_min03	52.859	0.188	0.606	19.378	0.716	22.999	1.447	0.049	0.004	0.016	98.277
azu_12_min04	0.163	9.52	2.598	78.718	0.298	1.837	0.053	0	0.024	0.182	93.439
azu_12_min05	0.108	9.45	2.423	78.804	0.412	1.803	0.037	0.02	0	0.229	93.305
azu_12_min06	51.915	0.257	0.75	20.423	0.74	22.265	1.462	0.057	0.012	0	97.888
azu_12_min07	0.159	9.452	2.239	79.706	0.545	1.541	0.041	0	0.02	0.266	94.071
azu_12_min08	52.059	0.217	0.668	19.323	0.627	22.729	1.404	0.034	0.018	0.021	97.127
azu_12_min09	51.931	0.284	1.269	19.937	0.724	22.18	1.452	0.043	0.012	0	97.938
azu_12_min10	51.565	0.188	0.729	20.078	0.654	22.322	1.357	0.077	0.01	0	97.044

Muestra y mineral	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	Total
azu_12_min11	52.673	0.259	0.656	19.02	0.601	23.258	1.81	0.087	0.014	0.007	98.872
azu_12_min12	57.516	0	25.442	0.365	0.014	0.028	7.696	6.269	0.689	0.053	98.097
azu_12_min13	52.775	0.195	0.657	19.531	0.757	22.746	1.397	0.004	0.009	0.075	98.153
azu_12_min14	0.18	9.577	2.527	79.195	0.375	1.336	0.017	0.014	0.033	0.182	93.561
azu_12_min15	56.088	0.036	25.922	0.485	0.006	0.017	8.075	5.875	0.684	0.008	97.242
azu_12_min16	0.141	9.674	2.441	79.86	0.381	1.715	0.025	0.024	0.013	0.176	94.661
azu_12_min17	52.294	0.23	0.767	20.026	0.694	22.44	1.527	0.046	0.021	0	98.074
azu_12_min18	0.145	9.424	2.559	80.334	0.41	1.474	0.006	0.041	0.008	0.207	94.629
azu_12_min19	52.969	0.18	0.576	18.807	0.662	23.376	1.646	0.072	0.022	0.01	98.46
azu_12_min20	0.175	9.371	2.42	80.455	0.381	1.409	0.033	0.028	0.019	0.227	94.606
azu_12_min21	52.494	0.222	0.737	19.581	0.686	22.958	1.59	0.007	0.035	0	98.384
azu_12_min22	52.147	0.252	0.698	19.799	0.647	22.515	1.494	0.049	0.008	0.035	97.729
azu_12_min23	0.152	9.669	2.562	79.545	0.414	1.508	0.037	0.035	0	0.165	94.111
azu_12_min24	56.689	0.077	26.211	0.636	0	0.048	8.706	5.99	0.583	0.025	99.022
azu_12_min25	0.117	9.359	2.31	79.236	0.434	1.982	0.002	0	0	0.305	93.745
azu_12_min26	52.761	0.232	0.527	19.05	0.752	23.342	1.616	0.019	0.001	0.001	98.316
azu_12_min27	51.66	0.337	1.47	20.077	0.662	22.108	1.806	0.048	0.01	0.05	98.268
azu_12_min28	52.011	0.212	0.681	19.015	0.695	22.775	1.448	0.034	0.009	0	96.953
azu_12_min29	58.415	0	24.775	0.571	0.006	0.047	6.984	6.825	0.787	0	98.48
azu_12_min30	51.492	0.228	0.942	19.719	0.681	22.566	1.621	0.024	0.051	0	97.505
azu_12_min31	53.06	0.224	1.246	19.177	0.656	22.104	1.45	0.113	0.195	0	98.261
azu_12_min32	52.588	0.191	0.671	19.326	0.594	23	1.385	0.057	0.024	0.001	97.914
azu_12_min33	52.03	0.241	0.988	21.052	0.639	21.807	1.372	0.054	0.018	0.013	98.246
azu_12_min34	52.377	0.279	0.922	19.291	0.706	22.668	1.569	0.07	0.015	0.015	98.046
azu_12_min35	52.246	0.275	0.707	19.888	0.626	22.217	2.064	0.052	0.045	0	98.664
azu_12_min36	51.761	0.299	1.13	20.761	0.618	22.421	1.573	0.039	0.019	0	98.676
azu_12_min37	0.149	9.085	2.581	79.468	0.408	1.579	0	0.001	0.01	0.32	93.631
azu_12_min38	51.66	0.273	0.794	20.151	0.663	22.22	1.636	0.081	0.026	0.004	97.53
azu_12_min39	51.288	0.23	1.065	19.754	0.731	22.101	1.499	0.031	0.03	0.02	96.789
azu_12_min40	51.7	0.199	1.341	19.228	0.607	22.784	1.314	0.039	0.01	0	97.233
azu_12_min41	51.845	0.179	1.391	19.446	0.639	22.84	1.303	0.026	0.017	0.009	97.76
azu_12_min42	0.116	9.771	2.316	78.344	0.412	1.826	0.027	0	0.001	0.239	93.112
azu_12_min43	51.092	0.249	1.028	20.047	0.826	21.803	1.189	0.039	0.017	0	96.347
azu_12_min44	52.537	0.219	0.565	19.687	0.755	23.07	1.306	0.056	0.022	0.009	98.281
azu_12_min45	52.547	0.252	0.774	19.615	0.634	23.067	1.519	0.06	0.005	0.017	98.512
azu_12_min46	51.782	0.292	1.547	19.839	0.64	22.347	1.448	0.023	0	0.052	97.984
azu_12_min47	53.095	0.241	0.809	19.371	0.584	23.609	1.437	0.038	0.024	0	99.235
azu_12_min48	52.648	0.165	0.759	19.059	0.55	23.452	1.393	0.044	0.003	0.042	98.179
azu_12_min49	51.896	0.341	1.051	19.899	0.742	22.076	2.22	0.094	0.003	0	98.35

Muestra y mineral	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	Total
azu_12_min50	53.214	0.195	0.572	19	0.718	23.533	1.42	0.023	0.026	0	98.757
azu_12_min51	52.622	0.189	0.738	18.704	0.662	23.293	1.448	0.033	0.03	0.026	97.812
azu_12_min52	52.305	0.412	1.233	20.476	0.693	22.57	1.682	0.054	0.008	0.011	99.468
azu_12_min53	52.08	0.293	0.94	19.758	0.647	22.712	1.613	0.044	0	0.019	98.201
azu_12_min54	52.676	0.171	0.799	19.744	0.701	22.941	1.538	0.036	0.003	0.033	98.677
azu_12_min55	53.185	0.221	0.602	19.062	0.687	23.732	1.384	0.053	0.021	0.024	98.99
azu_12_min56	52.605	0.267	0.988	19.41	0.746	22.696	1.295	0.048	0.042	0	98.167
azu_12_min57	53.152	0.173	0.471	19.047	0.627	23.392	1.381	0.031	0.017	0	98.311
azu_12_min58	59.435	0.02	24.71	0.303	0.021	0.035	6.789	6.813	0.881	0	99.056
azu_12_min59	0.152	9.608	2.374	78.802	0.432	1.793	0.029	0.048	0.01	0.073	93.34
azu_12_min60	53.55	0.231	0.478	19.611	0.693	23.234	1.378	0.026	0	0.026	99.251
azu_12_min61	53.452	0.104	0.559	19.15	0.86	23.15	1.134	0.049	0.005	0	98.53
azu_12_min62	53.356	0.181	0.514	18.92	0.657	23.572	1.518	0.036	0.031	0	98.862
azu_12_min63	52.865	0.289	0.662	19.438	0.712	23.645	1.535	0.039	0.028	0.073	99.345
azu_12_min64	50.483	0.732	3.061	9.959	0.27	13.979	20.058	0.423	0.004	0.027	99.211
azu_12_min65	0.16	9.503	2.51	79.179	0.37	1.673	0.096	0.033	0.008	0.197	93.838
azu_12_min66	52.692	0.208	0.878	19.64	0.647	23.47	1.489	0.035	0.035	0	99.203
azu_12_min67	52.507	0.186	0.673	19.378	0.673	23.625	1.5	0.044	0.027	0	98.695
azu_12_min68	52.172	0.284	1.345	20.364	0.659	22.982	1.407	0.053	0.029	0.135	99.524
azu_12_min69	52.3	0.325	1.001	19.949	0.608	22.99	1.811	0.054	0.017	0	99.134
azu_12_min70	56.669	0.056	26.095	0.689	0	0.058	8.757	5.921	0.557	0	98.846
azu_12_min71	52.139	0.28	1.14	19.802	0.639	23.298	1.409	0.013	0.007	0.053	98.835
azu_12_min72	53.555	0.025	28.725	0.635	0.017	0.031	11.262	4.701	0.315	0	99.379
azu_12_min73	53.052	0.241	0.524	19.234	0.738	23.695	1.415	0.023	0.01	0	98.984
azu_12_min74	52.006	0.166	0.618	19.944	0.675	23.372	1.521	0.024	0.016	0	98.372
azu_12_min75	52.651	0.269	0.926	19.224	0.689	23.512	1.508	0.06	0.013	0	98.942
azu_12_min76	51.55	0.298	1.241	19.132	0.706	22.99	1.545	0.088	0.041	0	97.645
azu_12_min77	54.672	0.055	27.291	0.627	0.006	0.082	9.902	5.505	0.43	0.043	98.674
azu_12_min78	53.234	0.091	0.813	19.527	0.676	23.984	1.15	0.018	0	0	99.528
azu_12_min79	52.685	0.201	0.752	19.091	0.604	24.064	1.418	0.046	0	0	98.894
azu_12_min80	52.004	0.175	1.038	18.878	0.663	23.392	1.424	0.063	0.049	0.002	97.742

Tabla 2. Mg# y composición de todos los clinopiroxenos.

Clinopiroxenos	Mg#	Wo	En	Fs
azu_17_10_min07	73.9517843	0.41980881	0.42906174	0.15112945
azu_17_10_min08	79.0333783	0.4244581	0.45487021	0.12067169
azu_17_10_min11	78.3031595	0.43101103	0.44553634	0.12345263
azu_17_10_min17	77.1437124	0.43116998	0.43881659	0.13001342
azu_17_10_min18	76.2909184	0.41375343	0.44725289	0.13899368
azu_17_10_min20	76.5822279	0.39470981	0.46354471	0.14174548
azu_17_10_min24	75.1107926	0.4049532	0.44694437	0.14810243
azu_17_10_min25	79.9934156	0.42428658	0.46053283	0.11518059
azu_17_10_min36	74.0515732	0.39233083	0.44998858	0.15768059
azu_17_10_min37	74.2916217	0.42225692	0.4292147	0.14852838
azu_17_10_min38	72.3325125	0.42260379	0.41764519	0.15975102
azu_17_10_min42	79.3249522	0.42954598	0.45251238	0.11794164
azu_17_10_min46	76.9826423	0.41078379	0.45359421	0.135622
azu_17_10_min48	77.491691	0.43145293	0.44057674	0.12797033
azu_17_10_min51	79.8674917	0.43096612	0.45447309	0.11456079
azu_17_10_min52	74.3237578	0.43379861	0.42082215	0.14537924
azu_17_10_min57	79.3764042	0.42374175	0.45741308	0.11884517
azu_17_10_min58	79.9224669	0.42222211	0.46177434	0.11600355
azu_17_10_min62	79.0336061	0.4235812	0.45556456	0.12085424
azu_17_10_min72	77.9713993	0.41955024	0.4525848	0.12786496
azu_17_10_min74	76.7191143	0.3862354	0.47087477	0.14288984
azu_17_10_min75	77.7905633	0.43388604	0.44038324	0.12573072
azu_17_10_min77	72.0457013	0.43916614	0.40405669	0.15677717
azu_17_10_min79	78.075953	0.43350131	0.44229925	0.12419944
azu_17_04_min01	74.5029424	0.43977799	0.41738188	0.14284013
azu_17_04_min02	78.5533712	0.43207992	0.44612037	0.12179971
azu_17_04_min10	64.8527427	0.27547659	0.4698733	0.25465011
azu_17_04_min18	66.0908192	0.27575665	0.47865836	0.24558499
azu_17_04_min20	65.7844105	0.27702612	0.47560411	0.24736978
azu_17_04_min28	66.8181104	0.27532275	0.48421564	0.2404616
azu_17_04_min30	66.3091578	0.27501874	0.48072897	0.24425229
azu_17_04_min33	66.9737078	0.27465647	0.48578945	0.23955407
azu_17_04_min37	66.7695967	0.27354001	0.48505441	0.24140558
azu_17_04_min41	66.9356476	0.27780126	0.4834084	0.23879034
azu_12_min64	71.4454353	0.4242297	0.4113616	0.1644087
azu_11_min02	74.8129414	0.41605568	0.43686593	0.1470784
azu_11_min04	72.2000693	0.4409933	0.40360322	0.15540348
azu_11_min06	77.6697561	0.42064909	0.44998044	0.12937047
azu_11_min21	74.6849418	0.43183353	0.4243348	0.14383167
azu_17_02_min04	51.350991	0.1208676	0.4514432	0.4276892
azu_17_02_min05	54.1208068	0.07255516	0.50194063	0.42550421

Clinopiroxenos	Mg#	Wo	En	Fs
azu_17_02_min12	78.2798128	0.4286726	0.44723402	0.12409338
azu_17_02_min14	78.2225226	0.42257512	0.45167631	0.12574857
azu_17_02_min15	71.6035106	0.43940761	0.40140383	0.15918856
azu_16_03_min10	74.573268	0.43034614	0.4248095	0.14484436
azu_16_03_min12	78.5843655	0.40172405	0.47015136	0.12812459
azu_16_03_min17	74.4170363	0.42277701	0.42955224	0.14767075
azu_16_03_min20	73.5993415	0.29586444	0.51823914	0.18589643
azu_16_03_min34	79.5851232	0.37730939	0.49556909	0.12712152

Tabla 3. Abundancia de óxidos mayores (wt%) de los líquidos seleccionados para el equilibrio. Obtenidos mediante EPMA.

Líquido	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
azu_16_03 Masa fundamental <i>Equilibrio con Andesinas</i>	71.7	0.49	13.09	0.96	0.03	0.05	1.17	2.79	5.342	0	95.68
azu_16_03 Roca total <i>Equilibrio con Clinopiroxenos y Labradoritas</i>	60.0	0.80	16.3	6.03	0.10	2.71	5.37	3.43	2.79	0.24	98.50