



**ESCUELA DE
GEOLOGÍA**

**CONDICIONES PRE-ERUPTIVAS DE LOS EVENTOS EXPLOSIVOS
TUYAJTO Y PURICÓ ASOCIADOS AL COMPLEJO VOLCÁNICO
ALTIPLANO PUNA, ZONA VOLCÁNICA CENTRAL DE LOS ANDES,
CHILE.**

Memoria entregada a la Universidad Mayor en cumplimiento de los requisitos para optar al
Título de Geólogo/a

CONSTANZA ISABEL VELOSO SEPÚLVEDA

Profesor guía:

EDUARDO ESTEBAN MORGADO BRAVO

Profesor co-guía:

MARÍA ANGÉLICA CONTRERAS VARGAS

Miembros de la Comisión Evaluadora de Examen:

DARÍO SALVADOR HÜBNER GONZÁLEZ

SANTIAGO, CHILE
JULIO, 2023

Tabla de contenido

1	Introducción	10
1.1	Formulación del estudio	10
1.2	Hipótesis	13
1.3	Objetivos	13
1.3.1	Objetivo general	13
1.3.2	Objetivos específicos	14
1.4	Metodología	14
1.4.1	Compilación bibliográfica	14
1.4.2	Trabajo de terreno	14
1.4.3	Métodos analíticos	15
1.4.4	Trabajo de gabinete	16
1.5	Ubicación y vías de acceso	17
2	Marco Teórico	19
2.1	Reservorio, cámaras magmáticas y <i>crystal mushes</i>	19
2.2	Microscopía Electrónica	20
2.3	Geotermobarometría	22
2.4	Oxibarometría	24
3	Marco Geológico	25
3.1	Antecedentes Generales	25
3.2	Magmatismo y vulcanismo de la Zona Volcánica Central	25
3.3	Geología Regional	30
3.4	Geología Estructural	33
3.5	Ignimbritas	35
3.5.1	Ignimbritas Pleistocenas	37
3.5.1.1	Ignimbrita Puricó	37
3.5.1.2	Ignimbrita Tuyajto	38
3.5.2	Geoquímica de roca total	38
4	Resultados	41
4.1	Petrografía	41

4.1.1	Clasificación composicional y textural.....	41
4.1.2	Componentes piroclásticos.....	42
4.2	Química mineral.....	45
4.2.1	Plagioclasa.....	46
4.2.2	Piroxenos.....	49
4.2.3	Anfíbolos.....	50
4.2.4	Óxidos de Fe-Ti.....	51
5	Discusiones.....	52
5.1	Condiciones físicas intensivas pre-eruptivas.....	53
5.1.1	Termometría.....	53
5.1.2	Barometría.....	56
5.1.3	Oxibarometría.....	57
5.1.4	Modelización termodinámica (MELTS).....	58
5.2	Modelo Global.....	60
5.3	Reservorio crystal mush.....	63
6	Conclusión.....	63
7	Bibliografía.....	65
ANEXOS	73
Anexo A.	Proporción del tamaño de fragmentos que componen las rocas identificadas al microscopio y su respectiva clasificación según Fisher (1996).	74
Anexo B.	Proporción de componentes identificados al microscopio y su respectiva clasificación según Schmid (1981).	74
Anexo C.	Espectros utilizados en pares de piroxenos para termometría con la metodología de Putirka (2008).	74
Anexo D.	Termómetros y barómetros para la unidad Tuyajto en base a la metodología de dos piroxenos de Putirka (2008).	74
Anexo E.	Termobarometría en anfíbola acorde a la metodología de Ridolfi & Renzulli (2012) para la unidad Puricó.	75
Anexo F.	Oxibarometría en pares de ilmenita-titanomagnetita para las unidades Tuyajto y Puricó acorde a la metodología de Giorso & Evans (2008).	75

Índice de Figuras

Figura 1. A) Mapa de las zonas volcánicas de los Andes y B) Mapa de la ZVC. Los triángulos representan volcanes potencialmente activos. Imagen tomada de Petrinovic et al (2017).	11
Figura 2. Localidades de interés para la sección transparente L1J6R1 (Ignimbrita Puricó).	15
Figura 3. Localidades de interés para la sección L1G2R1 (ignimbrita Tuyajto).	16
Figura 4. Mapa de acceso hacia la zona de estudio con las principales rutas y localidades. Modificado de Rosales (2021).	18
Figura 5. Ilustración esquemática de la evolución de un reservorio magmático tipo mush: (A) Baja cristalinidad (<45 vol% cristales): gran parte de los cristales se mantienen en suspensión por flujos convectivos. (B) Cristalinidad media (~45–60 vol% cristales): separación de los cristales del líquido por la baja convección y alta permeabilidad. (C) Alta cristalinidad (>60 vol% cristales): Alta viscosidad y muy baja permeabilidad. Imagen tomada de Bachmann & Bergantz (2008).	19
Figura 6. Sección simplificada de la caldera Long Valley, California. Representación de la red cristalina crystal mush y del magma eruptable que corresponde a la cámara magmática. En conjunto forman el reservorio magmático. Imagen tomada de Bachmann & Bergantz (2008). ...	20
Figura 7. Producción de rayos x por bombardeo electrónico sobre un espécimen: (a) Electrones secundarios (SE) formados en la superficie del sólido, mientras que otros logran penetrar la muestra unos pocos nanómetros; y (b) Electrones retrodispersados (BSE) emergiendo de la muestra y formando a su vez electrones secundarios. Imagen tomada de Reed (2005).	21
Figura 8. A) Imagen de electrones retrodispersados (electrones primarios) de una andesita pumícea mostrando zonación en plagioclasas (Shcherbakov et al., 2011). B) Electrones secundarios mostrando la micromorfología de un ópalo (Sanchez et al., 2017).	22
Figura 9. Diagrama de presión vs temperatura calculado con termobarometría de anfíbola en el Monte Santa Helena (Washington). Imagen tomada de Ridolfi et al., (2010).	23
Figura 10. Diagrama fO_2 vs T mostrando los buffers más comunes ploteados en escala logarítmica. MH: Magnetita-Hematita. NiNiO: Níquel-Níquel-Óxidos. QFM: Cuarzo-Fayalita-Magnetita. WM: Wustita-Magnetita. IW: Hierro-Wustita. QIF: Cuarzo-Hierro-Fayalita. Imagen modificada de Lindsley (1991).	25
Figura 11. Distribución de estratovolcanes (Mioceno-Holoceno) y volcanes monogenéticos (Plioceno-Holoceno) en la ZVC. Volcanes activos destacados Parinacota (P), Taapaca (T) y Aucanquilcha (A) marcados con letras azules. Ignimbritas regionalmente voluminosas están coloreadas según su edad. La delimitación del CMAP se basa en datos geofísicos de Zandt et al (2003). Imagen tomada de Wörner et al (2018a).	26
Figura 12. Esquema de distintos regímenes magmáticos para estratovolcanes de la ZVC, caracterizados por un incremento en la tasa de recarga y un decrecimiento en el tiempo de actividad volcánica (Wörner et al 2018a).	27
Figura 13. Provincia de ignimbritas neógenas de los Andes Centrales (Región gris). La posición de la dorsal de Juan Fernández desde los 35 Ma a la actualidad se muestra en líneas grises y están basadas en los datos de Yáñez et al. (2001) y Kay & Coira (2009). APVC = Altiplano–Puna Volcanic Complex. Imagen tomada de de Silva & Kay (2018).	28
Figura 14. Modelación del Cuerpo Mágmatco Altiplano Puna (APMB de sus siglas en inglés) mediante tomografía sísmica en ondas S. Imagen tomada de Ward et al (2014).	29

Figura 15. Geología regional del área de estudio con las principales unidades descritas en este trabajo. Se destaca en color celeste las ignimbritas abarcadas en este estudio junto a los puntos de muestreo en círculos amarillos. Imagen modificada de Rosales (2021).	30
Figura 16. Mapa geológico con las principales estructuras del área del Salar de Atacama. Imagen tomada de Charrier (2007).	34
Figura 17. Distribución de los principales estratovolcanes e ignimbritas de la zona de estudio. Imagen tomada de Rosales (2021).	36
Figura 18. Diagrama Total Alkali vs. Silica (TAS). Las rocas de las ignimbritas Tuyajto y Puricó están representadas con círculos, mientras que los triángulos representan otras unidades aledañas a este estudio. Modificado de Rosales (2021).	39
Figura 19. a) Series de potasio y b) Diagrama AFM para las unidades Tuyajto y Puricó, y otras rocas aledañas. Modificado de Rosales (2021)	40
Figura 20. Clasificación composicional (Schmid, 1981) y Textural (Fisher, 1996) de las muestras correspondientes a las unidades Tuyajto y Puricó.	42
Figura 21. Microfotografías de la ignimbrita Tuyajto. A) Plagioclasa Euhedral. B) Clinopiroxeno en contacto con piroxeno. C) Biotita Sub-Euhedral. D) Plagioclasa en cumulo cristalino. E) Textura Glomeroporfídica. F) Zonación en plagioclasa.	43
Figura 22. Microfotografías de la ignimbrita Puricó. A) Cuarzo embahiado. B) Textura esferulítica. C) Hornblendas. D) Biotita euhedral.	45
Figura 23. Clasificación composicional de Plagioclasas para la unidad Tuyajto y Puricó. Para cada unidad se diferencian 3 zonas composicionales.	47
Figura 24. Imagen de electrones retrodispersados mostrando patrones de zonación en plagioclasas. A) Zonación normal en la unidad Tuyajto. B) Zonación oscilatoria en la unidad Puricó.	48
Figura 25. Clasificación composicional piroxenos. Los círculos azules corresponden a la unidad Tuyajto mientras que los rosados a la unidad Puricó.	49
Figura 26. Imagen de electrones retrodispersados mostrando anfíbolos de la unidad Puricó, clasificadas composicionalmente como magnesiohornblendas.	50
Figura 27. Clasificación composicional de anfíbolos en base a la metodología de Leake et al (1997). Todos los espectros corresponden a muestras de la unidad Puricó.	51
Figura 28. Imagen de electrones retrodispersados mostrando pares de ortopiroxeno (Opx) y clinopiroxeno (Clpx) de la unidad Tuyajto utilizados en geotermobarometría.	53
Figura 29. Diagrama comparativo de termómetros de la unidad Puricó (este estudio), versus los obtenidos por otros autores en sectores aledaños. Las líneas amarillas representan la incertidumbre del método.	55
Figura 30. Diagrama comparativo de estimación de profundidades del reservorio para la unidad Puricó en comparación con presiones obtenidas por Schmitt et al (2001) y Gorini et al (2018). Las líneas amarillas representan la incertidumbre del método.	57
Figura 31. Diagramas de estabilidad mineral para las unidades Tuyajto y Puricó en base al buffer de fugacidad de oxígeno QFM.	59
Figura 32. Diagrama representativo de zonas composicionales para plagioclasas reproducidas por el software Rhyolite-MELTS con sus respectivas zonas reproducidas para la unidad Tuyajto y Puricó.	60
Figura 33. Modelo global de las condiciones intensivas asociadas al reservorio de las ignimbritas Tuyajto y Puricó, considerando la incertidumbre de los métodos.	62

Índice de Tablas

Tabla 1. Elementos mayoritarios obtenidos por Rosales (2021), en comparación con la media de la corteza superior (Rudnick y Gao, 2004).	38
Tabla 2. Asignación de sitios estructurales para distintos minerales (Deer et al, 1992).	46
Tabla 3. Zonas composicionales para las unidades Tuyajto y Puricó con sus respectivos contenidos de anortita.	47
Tabla 4. Composiciones de piroxenos obtenidos para las unidades Tuyajto y Puricó.....	50
Tabla 5. Resumen condiciones intensivas obtenidas con termobarometría y modelación termodinámica en Rhyolite-MELTS.....	61

SOLO USO ACADÉMICO

Lista de abreviaturas

CD: Cordillera de Domeyko

CDA: Cuenca de Atacama

CMAP: Cuerpo Magmático Altiplano Puna

CSAL: Cordillera de la Sal

CVAP: Complejo Volcánico Altiplano Puna

EDS: Electron Dispersive Spectroscopy

RDE: Roca Densa Equivalente

SEM: Scanning Electron Microscope

SPA: San Pedro de Atacama

SDA: Salar de Atacama

TAS: Total alkali vs silica

ZVC: Zona Volcánica Central

SOLO USO ACADÉMICO

CONDICIONES PRE-ERUPTIVAS DE LOS EVENTOS EXPLOSIVOS TUYAJTO Y PURICÓ ASOCIADOS AL COMPLEJO VOLCÁNICO ALTIPLANO PUNA, ZONA VOLCÁNICA CENTRAL, CHILE.

Los Andes centrales (14°-28°S) albergan una de las provincias ignimbríticas más grandes del planeta. Esta zona ha evolucionado desde hace unos 25 Ma, dando como resultado geomorfologías características para esta área, entre ellas, estratovolcanes, el Salar de Atacama, ignimbritas voluminosas y el Plateau del Altiplano Puna. Durante el proceso evolutivo, el acortamiento cortical (Eoceno tardío) generó una de las cortezas con mayor espesor en la tierra (~70 km). Este gran espesor genera una variedad de composiciones magmáticas, como resultado de los procesos de ascenso, acumulación, asimilación y diferenciación en distintas profundidades de la corteza terrestre. La eventual descompresión debido al cambio de una subducción plana a una de mayor ángulo permitió la producción de magma astenosférico que desencadenó en una serie de eventos explosivos evidenciados por una amplia distribución de depósitos piroclásticos en la zona. El reservorio magmático que alimenta esta región de ignimbritas se denomina Cuerpo Magmático Altiplano Puna (CMAP) y se asocia en superficie al Complejo Volcánico Altiplano Puna (CVAP). Las ignimbritas Pleistocenas Tuyajto y Puricó corresponden a las litologías más jóvenes del CVAP, y corresponden principalmente a dacitas-riolitas altamente cristalinas. Comprender su génesis e historia pre-eruptiva es fundamental para entender los procesos de cristalización y diferenciación magmática para modelos petrogenéticos, así como también definir y estudiar los mecanismos que gatillan super erupciones que podrían traer consecuencias catastróficas para la humanidad.

Una herramienta útil para conocer los parámetros físico-químicos previos a un evento eruptivo es la termobarometría y oxibarometría ígnea. Estas permiten localizar al reservorio magmático en profundidad, así como también conocer su temperatura y condiciones de fugacidad de oxígeno. En este estudio se realizaron mediciones puntuales para cristales de plagioclasa, anfíbola, ortopiroxenos, clinopiroxenos y óxidos de Fe-Ti en un microscopio de barrido electrónico (SEM). Posteriormente las composiciones químicas obtenidas en SEM son utilizadas en conjunto al termobarómetro de anfíbola de Ridolfi & Renzulli (2012) para la unidad Puricó; termobarómetro de dos piroxenos de Putirka (2008) para la unidad Tuyajto y el oxibarómetro en pares de ilmenita-titanomagnetita de Ghiorso & Evans (2008) para ambas unidades. De este modo, las condiciones intensivas para la unidad Tuyajto corresponden a un reservorio localizado entre $6-8 \pm 3.2$ kbar ($1010^\circ-1044^\circ \pm 56^\circ\text{C}$) con un buffer de QFM + 1.5, mientras que para la unidad Puricó son entre $1-2 \pm 0.4$ kbar ($688^\circ-796^\circ \pm 16^\circ\text{C}$) con un buffer de QFM+1.

Además, se realizaron modelizaciones termodinámicas en el software Rhyolite-MELTS para reproducir las composiciones químicas obtenidas en el SEM. Para esto se realizó una serie de iteraciones que involucran variaciones en los parámetros de temperatura, presión y % de agua disuelta respecto al buffer de fugacidad de oxígeno QFM, utilizando como base la química de roca total (Tabla 1) de Rosales (2021). Así, se desarrollan diagramas de estabilidad mineral que determinan condiciones intensivas de 2 kbar ($880^\circ-898^\circ\text{C}$) para Tuyajto, y 1-8 kbar ($900^\circ-1050^\circ\text{C}$) para Puricó.

De este modo, la evidencia textural en conjunto a las modelaciones termodinámicas y a la termobarometría-oxibarometría sugieren que ambos reservorios se localizan en un nivel de la corteza superior cuya reología se asocia a un *crystal mush* producto de la alta cristalinidad de las muestras analizadas.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer a mi madre Rosa, por el esfuerzo y sacrificio que realizó para que sus hijos pudieran cumplir sus sueños y proyectos, por el tremendo apoyo que siempre me ha brindado. Tus anhelos se han cumplido.

Agradezco también a mi profesor guía de esta memoria Eduardo Morgado, por brindarme su conocimiento científico, y por haberme tenido tooda la paciencia del mundo para guiarme en el desarrollo de esta tesis. Gracias por el apoyo, comprensión y sobre todo por la buena onda.

A todos quienes fueron mis compañeros de clase en la universidad, agradezco plenamente los momentos, las risas, el compañerismo, su apoyo moral y por sobre todo los memes y stickers en el chat de Chernobyl.

Gracias a mi segunda madre Edith Rivera (q.e.p.d) por el tiempo que estuviste conmigo compartiendo tus experiencias, conocimientos y consejos, por las rabiets y risas a carcajadas, nos volveremos a encontrar.

Mención honrosa de agradecimiento a mis perrunas Mia paz y Milka Andrea, también a Gemma estrella la sobrina caniche, sin sus lamiditas olorosas no hubiera podido terminar este trabajo.

Finalmente, quisiera agradecer al amor de mi vida, Vicente, tu apoyo incondicional inclusive en los momentos más tormentosos siempre ayudándome a alcanzar mis objetivos. No fue fácil terminar con éxito este proyecto, sin embargo, siempre fuiste un ente motivador y esperanzador en este proceso, y confiaste en que lo lograría tarde o temprano (más tarde sosi, me pase po xD).

Ha sido un largo camino, a veces tormentoso, a veces fructificante pero sin duda alguna, una experiencia enriquecedora en todas sus matices.

*""Yo sólo puedo mostrarte la puerta,
tú tienes que atravesarla".
Morpheo, Matrix*

1 Introducción

1.1 Formulación del estudio

Los volcanes constituyen parte de la estructura del territorio chileno, destacando su actividad eruptiva como evidencia de una tierra dinámica en constante formación. Tanto la magnitud como el índice de explosividad de una erupción guarda una estrecha relación con el reservorio magmático. El reservorio magmático es el lugar físico donde se almacena el magma, que, por lo general se localiza en la corteza continental (Bachmann & Bergantz, 2008). Volcanes asociados a reservorios magmáticos de grandes dimensiones, por consiguiente, emiten gran cantidad de material piroclástico durante su actividad eruptiva. Como consecuencia pueden producir efectos cataclísmicos sobre el planeta debido al gran volumen de ceniza y gases volcánicos eruptados, alterando fuertemente el clima global (Paine et al., 2021). Por lo tanto, son de los desastres naturales más catastróficos de la Tierra, debido al impacto que podrían generar en el medio ambiente. Cuando el volumen de material eyectado supera los 450 km³, las erupciones son denominadas Súper Erupciones, y corresponden a eventos cuyo Índice de Explosividad Volcánica (IEV) es igual a 8 o superior (Mason et al., 2004).

Las Súper Erupciones son abundantes en el registro geológico y han sido bien documentadas para eventos como los de La Garita (27.8 Ma, Estados Unidos), Yellowstone (2.0 Ma, Estados Unidos) cuyo material eyectado corresponde a 5.000 y 2.450 km³, respectivamente. Asimismo, en la ZVC se registran eventos en la Pacana, una caldera localizada a pocos kilómetros de la zona de estudio que registra alrededor de 2700 km³ de material eruptado (Lindsay et al., 2001) En comparación, las erupciones del Monte Santa Helena (1980) y volcán Pinatubo (1991) catalogadas como las más violentas presenciadas por la humanidad, no superan los 1 y 10km³ de material eyectado, respectivamente (Malfait et al., 2014). Las super erupciones han sido registradas alrededor de todo el mundo y, en particular, en territorio nacional se localiza el sistema magmático activo más grande del planeta (Perkins et al., 2016; Chmielowski & Zandt., 1999; Ward et al., 2014), denominado Cuerpo Mágmató Altiplano Puna (CMAP), cuyo volumen de material emitido se estima en unos 15.000 km³ (de Silva et al., 2006).

Por otra parte, asociado al CMAP en superficie, está el Complejo Volcánico Altiplano Puna (CVAP), que corresponde a una provincia volcanotectónica ubicada en los Andes Centrales, en el segundo plateau más elevado de la tierra conocido como el Altiplano-Puna (Perkins et al., 2016). El contexto geotectónico en esta zona esta caracterizado por la subducción de la placa

de Nazca bajo la placa Sudamericana (Stern, 2004), proceso que da origen una franja volcánica andina representada por un magmatismo de margen convergente activo (e.g., Linares et al., 1982; González et al., 2009; Wörner et al., 2018a; Kay & Mpodozis 2002). El CVAP forma parte de la Zona Volcánica Central (ZVC; Figura 1), una franja Norte-Sur de volcanismo activo que se distribuye entre los 14° y 28° S (Stern, 2004).



Figura 1. A) Mapa de las zonas volcánicas de los Andes y B) Mapa de la ZVC. Los triángulos representan volcanes potencialmente activos. Imagen tomada de Petrinovic et al (2017).

El magmatismo en este sector está fuertemente influenciado por procesos de diferenciación y asimilación, producto de una corteza altamente engrosada por eventos compresivos (Godoy et

al., 2014). La actividad magmática representa una excelente fuente de calor para el desarrollo de energía geotérmica en la zona.

Análisis geofísicos de ondas sísmicas realizados por Ward et al (2014) definen un cuerpo con dimensiones de ~200 km de diámetro, ~11km de espesor, y un volumen de unos 500.000 km³ para el CMAP a profundidades de 4-25 km, centrado bajo la zona de deformación del volcán Uturuncu, convirtiéndolo así en uno de los reservorios más grandes del planeta (Perkins et al., 2016). Por consiguiente, esta zona tiene un potencial catastrófico debido a que es el cuerpo magmático activo más grande del mundo, capaz de desarrollar super erupciones.

Las ignimbritas eruptadas en el CVAP durante los últimos 10 Ma se distribuyen en un área de 70.000 km² y equivalen a 15.000 km³ de Roca Densa Equivalente (RDE) (de Silva et al., 2006). Estas ignimbritas se caracterizan por tener composiciones homogéneas entre sí, predominantemente dacíticas y, raramente, riolíticas y andesíticas (de Silva, 1989a). A su vez, las ignimbritas son típicamente cristalinas con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita, anfíbol y óxidos de Fe-Ti, además de apatito, titanita y circón como minerales accesorios. (Ort et al., 1996; Lindsay et al., 2001; Schmitt et al., 2001; Grocke et al., 2016). Algunos de estos minerales pueden ser utilizados para medir las condiciones pre-eruptivas del sistema mediante la termobarometría y oxibarometría.

La termobarometría y oxibarometría corresponden a métodos analíticos ampliamente utilizados por los geocientistas para determinar las condiciones intensivas (presión, temperatura y fO_2) de un reservorio magmático a través de la química de las fases sólidas: minerales y vidrio. La composición química puede ser obtenida mediante microscopía de barrido electrónico, en donde los espectros característicos entregan la concentración de los elementos presentes en las fases estudiadas. Con la química obtenida es posible realizar modelización termodinámica en el software Rhyolite-MELTS (Gualda et al., 2012).

La modelización termodinámica se utiliza para fases en equilibrio en sistemas magmáticos. En el software Rhyolite-MELTS es posible modelar las fases en equilibrio para sistemas ígneos en un rango de temperaturas de 700-2000°C y en un rango de presiones de 0-2 Gpa (Gualda et al., 2012). De esta manera es posible reproducir la evolución de distintos escenarios de cristalización en los procesos magmáticos por medio de una serie de iteraciones que involucran la composición química del fundido, presión, temperatura, fugacidad de oxígeno y porcentaje de agua (Gualda et al., 2012).

La reconstrucción de las condiciones intensivas involucradas en la cristalización de un magma son un reflejo de los parámetros cuantitativos de procesos geológicos que pueden ser utilizados para desarrollar correctamente modelos geodinámicos (Polzunenkov, 2018). Estos parámetros nos acercan a la historia pre-eruptiva de un reservorio permitiendo entender el comportamiento de estos sistemas magmáticos, para definir de manera más detallada la reología de la cámara magmática a modo de complementar la información de la zona, y facilitar el entendimiento sobre las implicancias que tienen estos cuerpos plutónicos en los modelos petrológicos y tectónicos en este sector de los Andes centrales que han concentrado en la actualidad una fuente de considerables ingresos para Chile a partir de extensos depósitos de pórfidos cupríferos (Wörner et al., 2018b), así como también una de las reservas más grandes de litio en el Salar de Atacama (SDA; Maxwell & Mora, 2020), convirtiendo a Chile en uno de los principales productores de este mineral (Maxwell & Mora, 2020).

Para esta investigación se estudiarán depósitos ignimbríticos de erupciones explosivas correspondientes a las ignimbritas Tuyajto y Puricó de edad Pleistocena. Las muestras analizadas se localizan alrededor del salar de atacama y pertenecen al CVAP. La mineralogía, química de roca total, química mineral y texturas se analizarán para determinar las condiciones pre-eruptivas del sistema y algunos procesos magmáticos que tuvieron lugar en el reservorio.

1.2 Hipótesis

Las erupciones explosivas asociadas al Cuerpo Magmático Altiplano Puna correspondientes a las ignimbritas Puricó y Tuyajto poseen productos volcánicos con características pre-eruptivas similares, localizadas en corteza superior y asociadas a un reservorio magmático tipo *crystal mush*.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Determinar las condiciones intensivas (presión, temperatura y fO_2) de los cuerpos magmáticos que dieron origen a la ignimbrita Tuyajto y Puricó durante el Pleistoceno.

1.3.2 Objetivos específicos

1. Definir la petrografía de las ignimbritas por medio de microscopio óptico y electrónico (SEM).
2. Determinar las variables intensivas de las unidades Tuyajto y Puricó mediante el uso de técnicas combinadas de termometría, barometría, oxibarometría y modelamiento termodinámico (Rhyolite MELTS).
3. Correlacionar variables texturales y composicionales para determinar la reología del reservorio magmático (*Crystal mush* o cámara magmática).

1.4 Metodología

1.4.1 Compilación bibliográfica

Recopilación bibliográfica de las características geológicas y volcanológicas del CVAP. La compilación bibliográfica de esta etapa tiene como propósito comprender el estado del arte sobre la geología del área de estudio, contemplando investigaciones que abarquen la petrografía, geoquímica, geomorfología, estratigrafía, petrología y tectónica del CVAP. Además, se integran estudios de geotermobarometría aplicado rocas aledañas a las unidades abordadas en este estudio para contrastar y correlacionar los resultados de esta investigación.

1.4.2 Trabajo de terreno

La campaña de terreno fue desarrollada por la académica de la Universidad de Concepción Dra. Fernanda Álvarez, quien facilitó las muestras para esta investigación. El objetivo inicial de esta campaña era analizar productos explosivos aledaños al salar de atacama para determinar si estos eventos favorecieron al fraccionamiento del litio y, por consiguiente, enriquecieron la zona donde actualmente se extrae el mayor contenido de litio a nivel mundial. Se recolectaron 18 muestras de ignimbritas miocenas, pliocenas y pleistocenas depositadas en la cordillera occidental.

1.4.3 Métodos analíticos

Las muestras recolectadas fueron seleccionadas y preparadas para la confección de cortes transparentes y geoquímica por la Dra. Fernanda Álvarez. La descripción a microescala de cortes transparentes se realizó en el laboratorio de microscopía de la Universidad Mayor, en un microscopio óptico marca Nikon modelo Eclipse E200 (objetivos 1, 2 y 3). Aquí se identificaron las fases minerales y texturas, para así definir localidades de interés en cada sección transparente previamente escaneada (Figura 2 y 3). Esta selección se basó principalmente en la búsqueda de fenocristales de plagioclasa zonados, cristales de anfíbolos, ortopiroxenos y clinopiroxenos en contacto y texturas glomeroporfídicas.

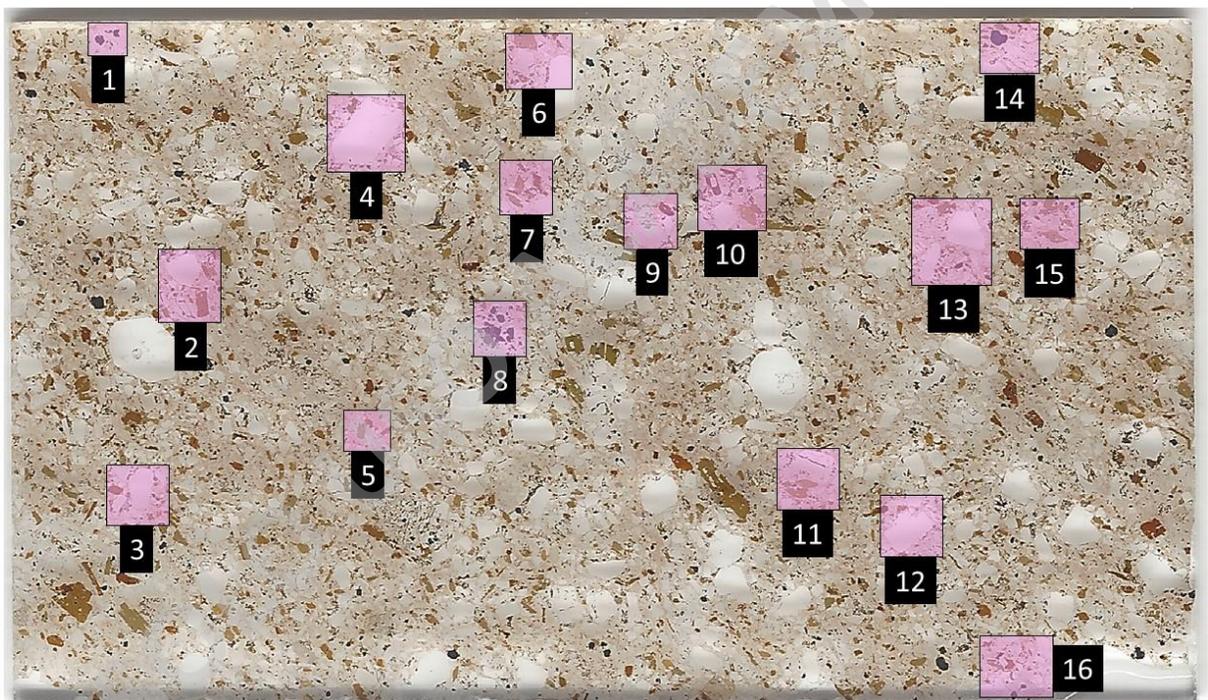


Figura 2. Localidades de interés para la sección transparente L1J6R1 (Ignimbrita Puricó).

Definir zonas de interés en el corte escaneado facilita la localización de fenocristales o texturas en su posterior análisis en el Microscopio de Barrido Electrónico (SEM de sus siglas en inglés). De esta manera ubicar minerales para el uso de termómetros, barómetros u oxibarómetros al SEM se vuelve un proceso más rápido, para así trabajar con la mineralogía presente, realizar una descripción a detalle y utilizar los distintos métodos que permiten determinar condiciones intensivas.

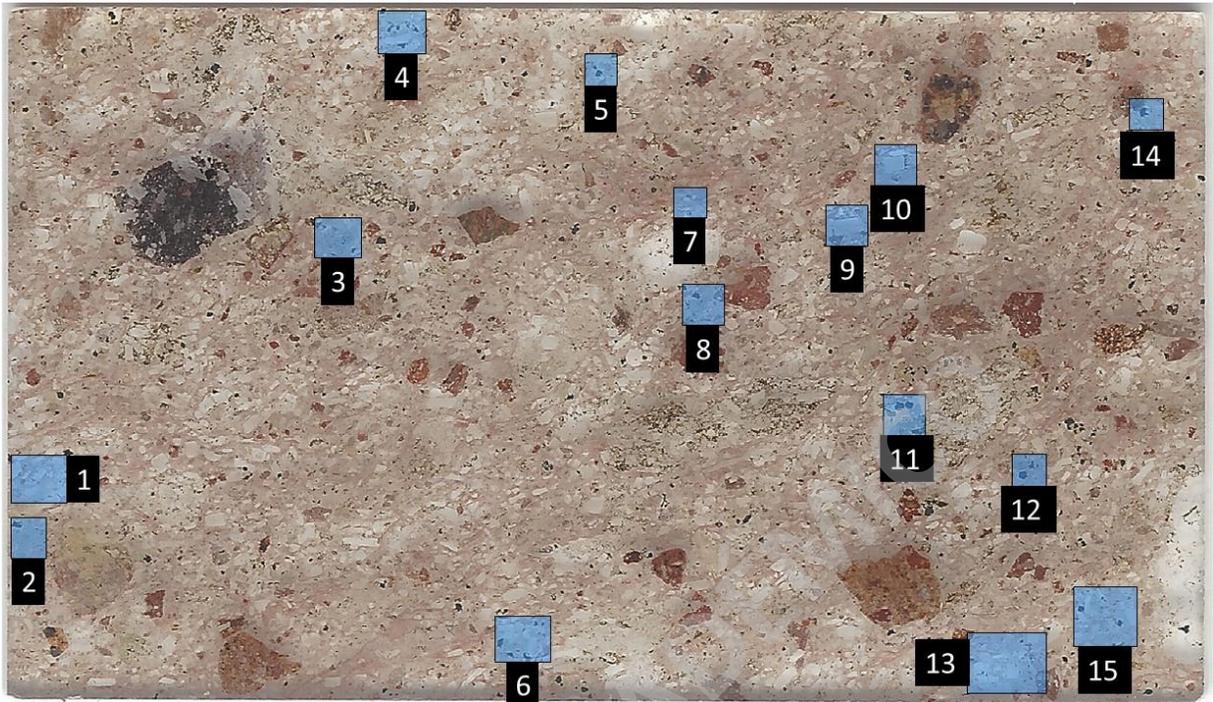


Figura 3. Localidades de interés para la sección L1G2R1 (ignimbrita Tuyajto).

El análisis mediante microscopía de barrido electrónico se realizó en el laboratorio de ciencias de la Universidad Tecnológica Metropolitana (UTEM). Para las condiciones de operación se utilizó un potencial de aceleración de 15 keV para el modo de electrones retrodispersados. Las muestras que fueron sometidas al bombardeo electrónico corresponden a L1G2R1 (Tuyajto) y L1J6R1 (Puricó).

1.4.4 Trabajo de gabinete

Los espectros característicos de cada medición realizada en SEM entregaron valores para elementos mayores y algunos elementos traza como porcentaje en peso, los cuales fueron traspasados a una planilla Excel separando datos obtenidos para la unidad Tuyajto y Puricó. Los elementos fueron normalizados eliminando valores de carbono y oro procedentes del metalizado previamente realizado en las muestras. De esta manera los datos fueron recalculados, obteniendo el porcentaje en peso de óxidos para cada elemento (wt%) para posteriormente proceder a calcular la fórmula estructural para plagioclasas, piroxenos, anfíbulas y óxidos de Fe-Ti. Adicionalmente, la identificación mineral se basó en la correlación de las localidades de interés con la observación petrográfica, y se utilizaron espectros característicos

de Reed (2005) para comparar y definir las distintas fases minerales que conforman las unidades Tuyajto y Puricó.

La presión, temperatura y fugacidad de oxígeno (P , T y fO_2) fueron calculadas usando minerales cuya química puede ser usada para la aplicación de geotermobarómetros y oxibarómetros conocidos basados en una y dos fases en equilibrio. Para esto último, la asociación mineral en equilibrio (o en paragénesis) fue determinada mediante observaciones en secciones transparentes y SEM y el uso de filtros químicos a partir de la química semicuantitativa del SEM.

Los espectros característicos obtenidos en SEM, fueron trabajados en conjunto a las ecuaciones generales de Ridolfi & Renzulli (2012) con termobarometría de anfíbolos para la unidad Puricó, mientras que el termobarómetro de dos piroxenos (clinopiroxeno-ortopiroxeno) de Putirka (2008) fue utilizado para determinar las condiciones intensivas de la unidad Tuyajto. Adicionalmente, se utiliza el oxibarómetro de Ghiorso & Evans (2008) en pares de ilmenita-titanomagnetita en ambas unidades.

Además de los espectros característicos, el SEM proporciona imágenes de electrones retrodispersados a escala de grises, en las cuales podemos identificar distintos patrones de zonación. En general las tonalidades más claras son zonas de mayor densidad, por lo que, por ejemplo, una zonación normal en plagioclasa debe ser más clara en el centro y oscura hacia los bordes, debido a que el radio atómico del calcio es mayor al del sodio.

Con la química de roca total de Rosales (2021) y la química mineral (semicuantitativa) se desarrollaron diagramas de estabilidad mineral modelados en el Software Rhyolite-MELTS (Gualda et al., 2012).

1.5 Ubicación y vías de acceso

El área de estudio se ubica en el sector cordillerano de la provincia de El Loa, región de Antofagasta, y forma parte de la Reserva Nacional Los Flamencos. Se localiza a 90 km en línea recta al sureste de la ciudad de Calama, abarcando las comunas de Calama y San Pedro de Atacama (SPA), y comprende las localidades de Toconao, Soncor, Socaire, Peine, Tilomonte y Pajonales (Figura 4).

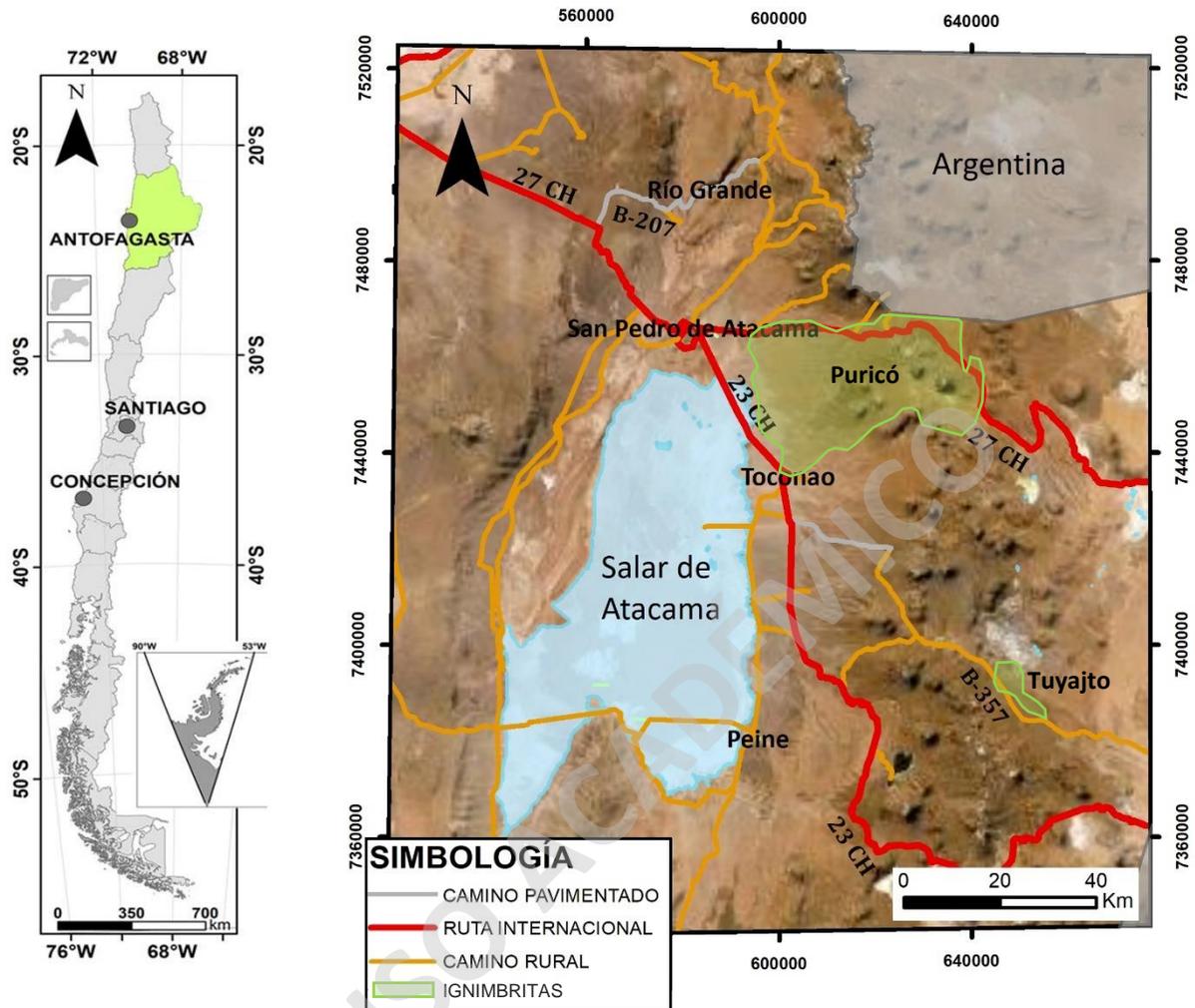


Figura 4. Mapa de acceso hacia la zona de estudio con las principales rutas y localidades. Modificado de Rosales (2021).

Desde la ciudad de Calama se accede hacia el sureste por la ruta internacional CH-27 hasta la localidad de SPA. Desde este punto se sigue hacia el norte por la ruta CH-23 abarcando la localidad de Toconao donde se accede al depósito ignimbrítico de Puricó. Continuando por esta ruta, se toma el camino rural B-357 que conecta la ruta CH-23 con el paso fronterizo de Guaitiquina para acceder al depósito de la ignimbrita Tuyajto.

Por otra parte, desde SPA se accede por la ruta internacional CH-27 que une esta localidad con el paso fronterizo de Jama para acceder al sector norte de la ignimbrita Puricó. La red vial secundaria de esta zona se conforma por las rutas B-207 que une el interior de SPA con la ruta CH-23, B-245 que enlaza los Geisers del Tatio con la comuna de SPA, B-335 un camino lateral a la ruta CH-23 aledaño al SDA (Figura 4).

2 Marco Teórico

2.1 Reservorio, cámaras magmáticas y *crystal mushes*

La manera en que se comporta un magma dentro de un reservorio guarda una estrecha relación con el contenido de partículas sólidas (cristales) presentes (Figura 5), de tal modo que el porcentaje de cristales puede variar de 0 a 100% dependiendo de diversos parámetros que determinan el comportamiento magmático, entre ellos la presión, temperatura y la composición química de este (Bachmann & Bergantz, 2008). Cuando la fracción cristalina en el magma es inferior al 50%, este último tiene la capacidad de fluir y realizar movimientos convectivos, transformando esta zona en una región continua donde se almacena magma potencialmente erutable, la cual se define como cámara magmática (Bachmann & Bergantz, 2008).

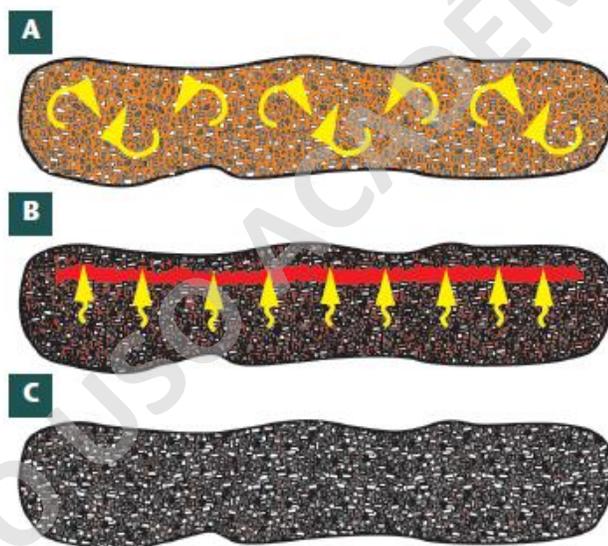


Figura 5. Ilustración esquemática de la evolución de un reservorio magmático tipo mush: (A) Baja cristalinidad (<45 vol% cristales): gran parte de los cristales se mantienen en suspensión por flujos convectivos. (B) Cristalinidad media (~45–60 vol% cristales): separación de los cristales del líquido por la baja convección y alta permeabilidad. (C) Alta cristalinidad (>60 vol% cristales): Alta viscosidad y muy baja permeabilidad. Imagen tomada de Bachmann & Bergantz (2008).

Por otra parte, cuando la fracción cristalina está entre un 50-60%, los cristales entran en contacto formando una red con líquido en sus intersticios que no puede fluir o ser erutable (Marsh, 1981). Este magma rígido o semirígido que actúa como una especie de “Esponja rígida” se define como *crystal mush* (Figura 6). Así, las cámaras magmáticas y *crystal mushes* en conjunto forman lo que denominamos reservorio magmático (Bachmann & Bergantz, 2008).

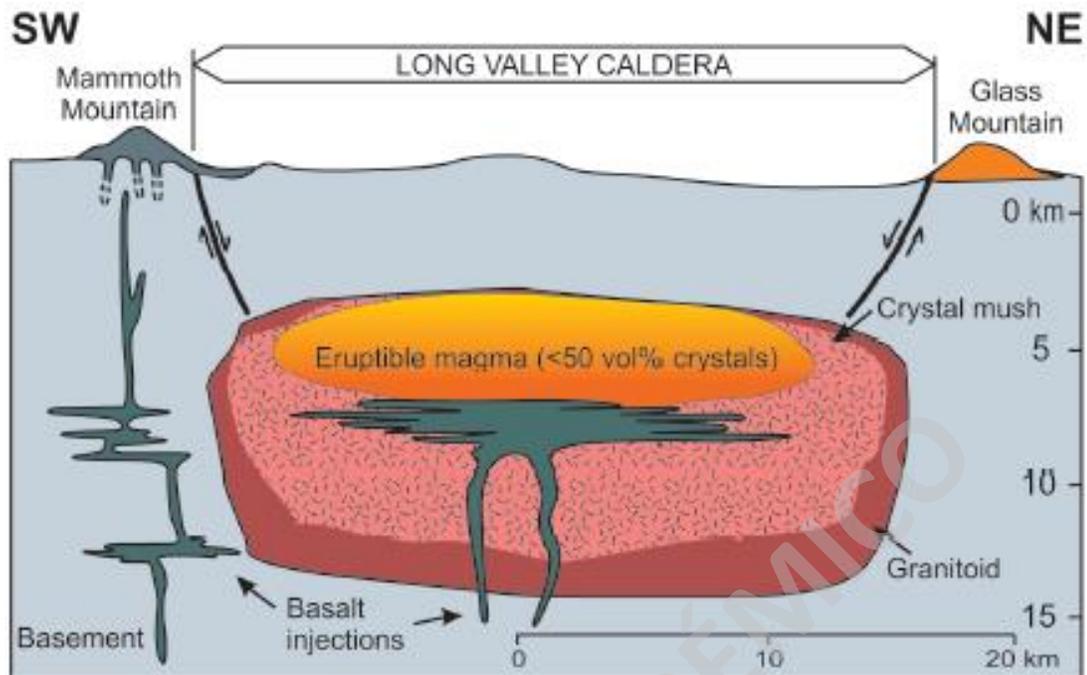


Figura 6. Sección simplificada de la caldera Long Valley, California. Representación de la red cristalina crystal mush y del magma eruptible que corresponde a la cámara magmática. En conjunto forman el reservorio magmático. Imagen tomada de Bachmann & Bergantz (2008).

2.2 Microscopía Electrónica

El microscopio de barrido electrónico o SEM (Scanning Electron Microscope), se utiliza para visualizar y reconocer fases sólidas (vidrio y minerales) basadas en sus características químicas. A diferencia de la microscopía óptica donde vemos una imagen real de las fases minerales, el SEM entrega una imagen virtual a escala de grises producida por un bombardeo electrónico sobre un espécimen (Reed, 2005).

Los electrones que inciden en la muestra producen interacciones atómicas que se traducen en una emisión de rayos x los cuales son captados por un detector (Reed, 2005). Estas interacciones en el átomo producen una desaceleración de los electrones, originando los dos tipos de electrones más comunes (Figura 7): electrones secundarios y electrones retrodispersados (Reed, 2005).

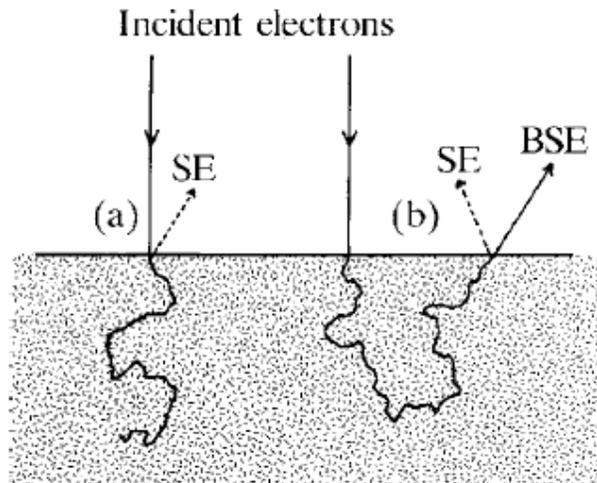


Figura 7. Producción de rayos x por bombardeo electrónico sobre un espécimen: (a) Electrones secundarios (SE) formados en la superficie del sólido, mientras que otros logran penetrar la muestra unos pocos nanómetros; y (b) Electrones retrodispersados (BSE) emergiendo de la muestra y formando a su vez electrones secundarios. Imagen tomada de Reed (2005).

Los electrones secundarios (Figura 8B) son de muy baja energía y solo logran penetrar la muestra unos cuantos nanómetros (Reed, 2005). Pueden ser producidos por los electrones incidentes desde la superficie del sólido o por los electrones retrodispersados cuando estos emergen. El coeficiente de electrones secundarios se define como el número de electrones secundarios producido por electrones incidentes, y no depende del número atómico (Z) (Reed, 2005).

Por otra parte, los electrones retrodispersados (Figura 8A), a diferencia de los electrones secundarios, son de relativamente alta energía y se generan cuando los electrones incidentes penetran en la muestra, cambian su trayectoria, y son deflectados en un ángulo mayor a 90° emergiendo de la superficie del espécimen (Reed, 2005).

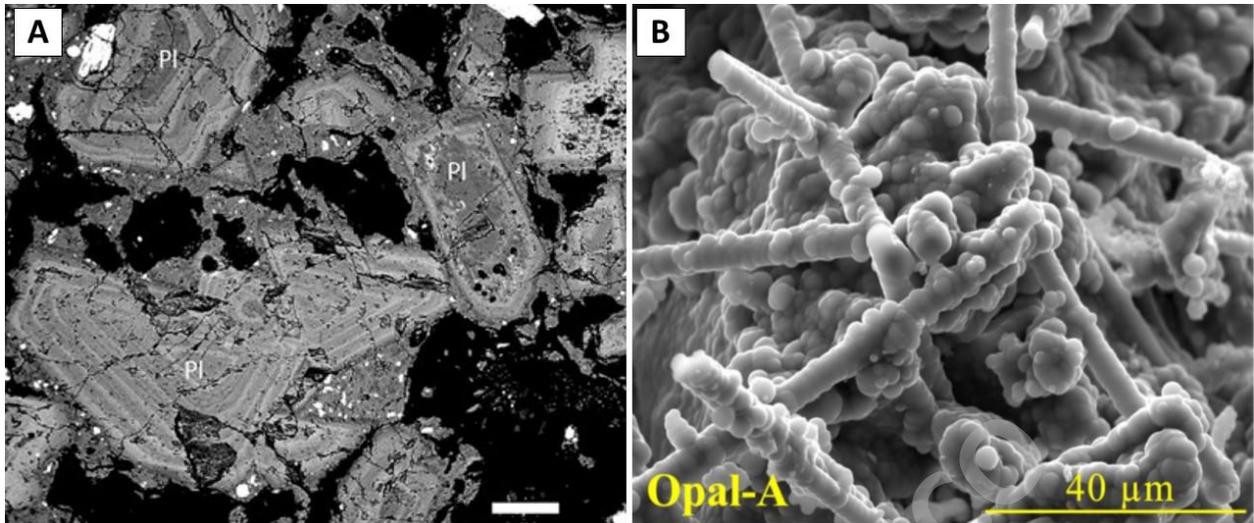


Figura 8. A) Imagen de electrones retrodispersados (electrones primarios) de una andesita pumícea mostrando zonación en plagioclasas (Shcherbakov et al., 2011). B) Electrones secundarios mostrando la micromorfología de un ópalo (Sanchez et al., 2017).

La fracción de electrones incidentes que abandona la muestra se conoce como coeficiente de electrones retrodispersados y depende del número atómico (Reed, 2005). Los electrones retrodispersados permiten obtener imágenes que representan diferencias de densidad en una muestra perfectamente pulida ya que de lo contrario se obtendrían alteraciones en las imágenes obtenidas (Reed, 2005). Además, el bombardeo de electrones genera patrones característicos que entregan información semicuantitativa respecto a la química de la fase sólida que estamos midiendo. Se denomina Espectrometría de dispersión de electrones o EDS (Electron Dispersive Spectroscopy), y se componen por un espectro continuo y un espectro característico (Reed, 2005). El primero corresponde principalmente a ruido y es automáticamente suprimido por el SEM, mientras que el segundo entrega información sobre los elementos químicos disponibles y la cantidad en la que están presentes (Reed, 2005).

2.3 Geotermobarometría

La geotermobarometría es un método que permite determinar cuantitativamente la temperatura y presión de un sistema magmático (Figura 9) que ha alcanzado el equilibrio químico (Bohlen & Lindsley, 1987). Las condiciones de cristalización de un magma usualmente se reconstruyen utilizando geotermobarómetros basados en el equilibrio cristal-fundido y cristal-cristal (e.g., Loucks 1996; Putirka 2008; Ghiorso & Evans 2008). La sustitución de elementos en los

procesos magmáticos está determinada por las variables fisicoquímicas como la temperatura, presión, y fugacidad de oxígeno durante la cristalización del magma (Polzunenkov, 2018).

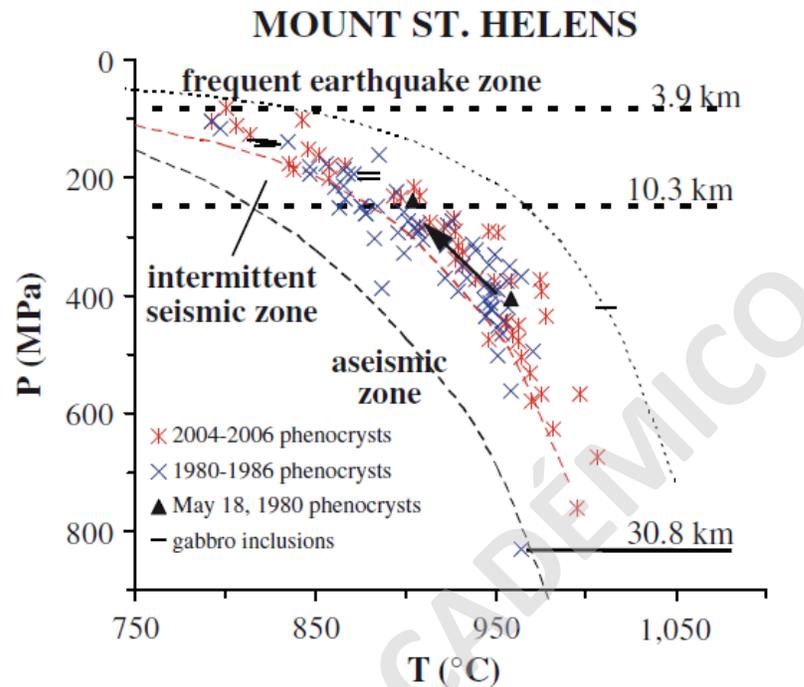


Figura 9. Diagrama de presión vs temperatura calculado con termobarometría de anfíbola en el Monte Santa Helena (Washington). Imagen tomada de Ridolfi et al., (2010).

La manera de seleccionar el geotermómetro o geobarómetro más adecuado para una investigación, está en función de las fases minerales presentes en la roca a estudiar. Los termómetros son asociaciones minerales que se forman por reacciones que son sensibles a los cambios de temperatura, pero no tanto a la presión, mientras que los barómetros son conjuntos minerales dependientes de la presión y no tanto de la temperatura (Prakash, 2007). No todas las rocas contienen asociaciones minerales que sirvan como termómetros o barómetros (Prakash, 2007).

Las composiciones de los minerales que coexisten en equilibrio están relacionadas por las propiedades termodinámicas de los minerales con las condiciones de presión y temperatura del equilibrio (Prakash, 2007). Una evidencia de equilibrio en fases cristalinas puede estar dada por una asociación mineral en contacto, y puede ser corroborada por los test de equilibrio. Además, existen texturas características que proveen información acerca de las condiciones a las cuales ocurrió el equilibrio (Prakash, 2007).

Las aplicaciones de geotermobarometría en una asociación mineral en equilibrio, deben abarcar las composiciones de los minerales (algunas pueden ser variables por ejemplo en soluciones sólidas), los datos termodinámicos de las fases de interés y una calibración que permita asociar la composición mineral a una presión o temperatura (Bohlen & Lindsley, 1987).

Existen múltiples geotermobarómetros que permiten determinar las condiciones intensivas de un sistema en equilibrio. Para este estudio en particular se utilizarán los termobarómetros de anfíboles de Ridolfi & Renzulli (2012) y los pares de clinopiroxeno-ortopiroxeno de Putirka (2008) para calcular presión y temperatura.

2.4 Oxibarometría

La oxibarometría abarca a todas aquellas técnicas que permitan cuantificar la fugacidad de oxígeno (fO_2) de un sistema. La fO_2 determina el estado de oxidación de los magmas y la metodología para su estimación se basa en el comportamiento de ciertos elementos a las condiciones redox del ambiente, donde adquieren distintos estados de oxidación dependiendo si es un ambiente oxidante o reductor (Frost, 1991).

En oxibarometría, las estimaciones de fO_2 utilizan equilibrios minerales que involucran oxígeno a una temperatura determinada (Frost, 1991). El equilibrio que involucra al hierro es el más utilizado en la oxibarometría, debido a que es el elemento más abundante en la tierra y está presente en gran parte de los minerales formadores de rocas. De esta manera, la razón Fe^{3+}/Fe^{2+} de la roca se puede medir para determinar los cambios en las condiciones de oxidación (Villalobos, 2016).

Cuando el equilibrio de una asociación mineral es controlado por el oxígeno, estos son llamados buffers de oxígeno (Frost, 1991). Los buffers se resisten a un cambio o perturbación del sistema, reaccionando químicamente para volver al equilibrio inicial. La temperatura juega un rol fundamental en los buffers de oxígeno (Figura 10), ya que la fugacidad aumenta considerablemente (Por ejemplo, hasta 12 órdenes de magnitud en MH) a medida que la temperatura incrementa (Frost, 1991).

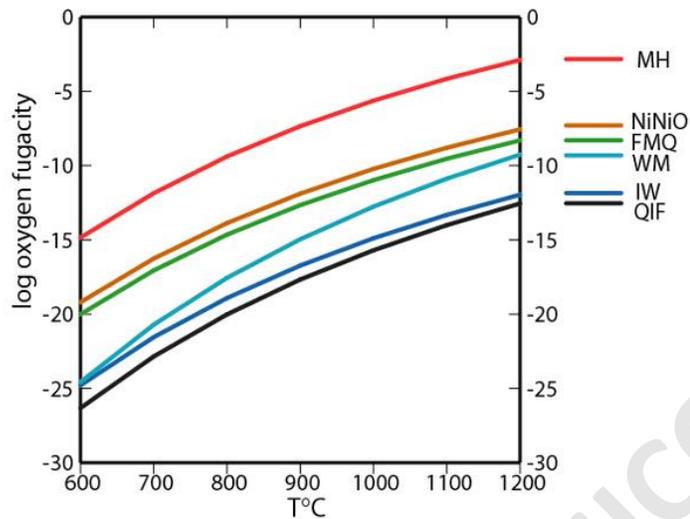


Figura 10. Diagrama fO_2 vs T mostrando los buffers más comunes ploteados en escala logarítmica. MH: Magnetita-Hematita. NiNiO: Níquel-Níquel-Óxidos. QFM: Cuarzo-Fayalita-Magnetita. WM: Wustita-Magnetita. IW: Hierro-Wustita. QIF: Cuarzo-Hierro-Fayalita. Imagen modificada de Lindsley (1991).

3 Marco Geológico

3.1 Antecedentes Generales

El área de estudio se ubica entre los 23°-23°40' latitud sur y 67°30'-68° longitud oeste. Las morfoestructuras que caracterizan la zona tienen una orientación general norte-sur y de oeste a este corresponden a la Cordillera de Domeyko, el Llano de la Paciencia, la Cordillera de la Sal, el Salar de Atacama, el Cordón de Lila, la Precordillera y la Cordillera de los Andes, constituida por numerosos estratovolcanes e ignimbritas donde se posiciona el arco volcánico actual (Ramírez & Gardeweg, 1982).

3.2 Magmatismo y vulcanismo de la Zona Volcánica Central

La Zona Volcánica Central (14°-28°S) se localiza en un margen convergente de placas, donde la placa de Nazca (corteza oceánica) con mayor densidad, subducta a la placa Sudamericana (corteza continental). Esta subducción de la corteza oceánica adiciona fluidos al sistema que permiten la fusión parcial del manto, dando como resultado la generación de magmas que

posteriormente forman las distintas morfoestructuras presentes en los Andes Centrales (Figura 11).

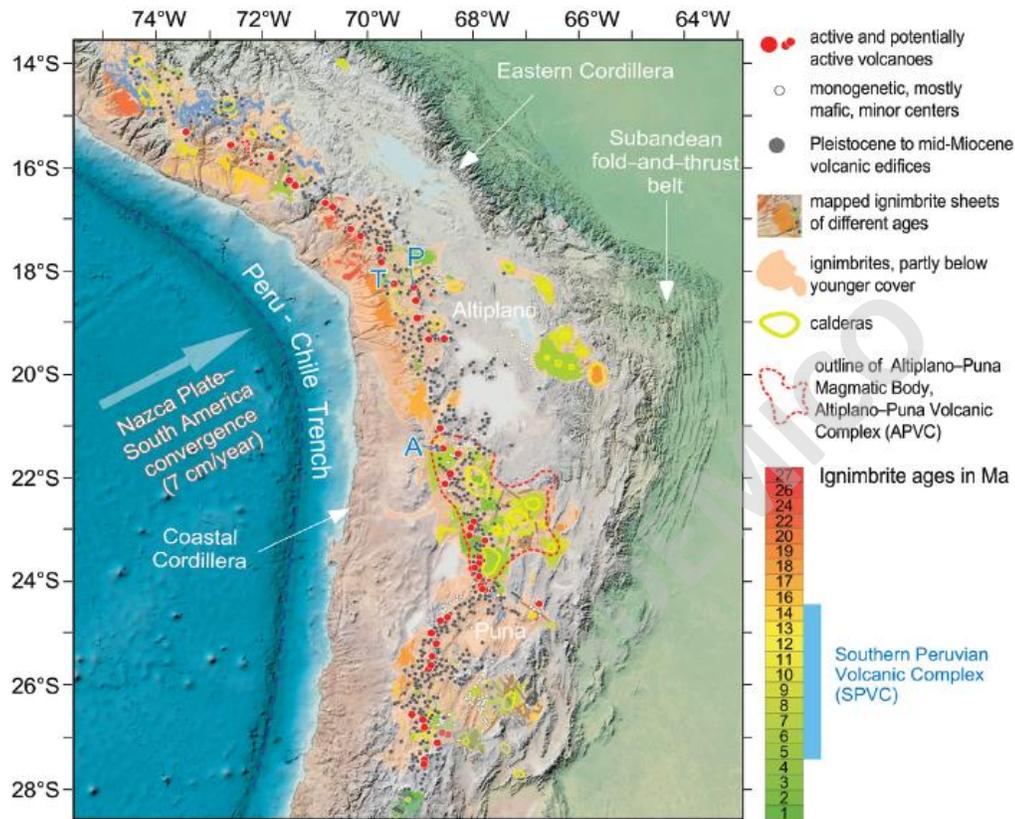


Figura 11. Distribución de estratovolcanes (Mioceno-Holoceno) y volcanes monogenéticos (Plioceno-Holoceno) en la ZVC. Volcanes activos destacados Parinacota (P), Taapaca (T) y Aucanquilcha (A) marcados con letras azules. Ignimbritas regionalmente voluminosas están coloreadas según su edad. La delimitación del CMAP se basa en datos geofísicos de Zandt et al (2003). Imagen tomada de Wörner et al (2018a).

El orógeno de los Andes Centrales ha evolucionado durante 25 Ma mediante el ascenso de magmas provenientes del manto que se transportan por una corteza altamente engrosada, proceso por el cual se genera una variedad de composiciones magmáticas (Wörner et al., 2018a).

La subducción ha estado activa desde el Jurásico, sin embargo, el acortamiento y engrosamiento cortical, más la formación del Altiplano-Puna, ocurren alrededor del Eoceno tardío (35 Ma). Un acortamiento cortical significativo tiene lugar en los últimos 10 Ma. Como consecuencia, los magmas deben atravesar una corteza altamente engrosada de más de 70 km de espesor (Beck et al., 1996). Este engrosamiento cortical en la ZVC propicia una mayor interacción entre la corteza y el magma durante su ascenso, lo cual se ve evidenciado en las

variaciones composicionales del fundido y sus cambios isotópicos. La excelente preservación de los edificios volcánicos y los depósitos ignimbríticos producto de la aridez de la zona, hacen que la ZVC sea un óptimo lugar para estudiar la evolución cortical y la génesis magmática.

Los andes centrales se componen de estratovolcanes andesíticos-dacíticos que se caracterizan por tener un sistema magmático con diferentes estados de residencia desde corteza inferior hasta corteza superior. El magma proveniente del manto se tiende a estancar en niveles inferiores de la corteza, para posteriormente enfriarse, diferenciarse y continuar su ascenso hacia niveles superiores de la corteza. Esto genera canales interconectados entre reservorios magmáticos en niveles intermedios y someros en la corteza terrestre, donde tienen lugar los procesos de acumulación, diferenciación y asimilación (Wörner et al, 2018a). Como resultado los sistemas intracorticales producen mezcla de magmas formados en varias etapas y profundidades, con un contenido cristalino más antiguo proveniente de intrusiones previas (Wörner et al., 2018). Ejemplos de este tipo de sistema son los estratovolcanes Taapaca, Parinacota y Aucanquilcha (Figura 12), cuyos aspectos petrográficos y geoquímicos evidenciados en lavas, sugieren un sistema magmático intracotical (Wörner et al., 2018a).

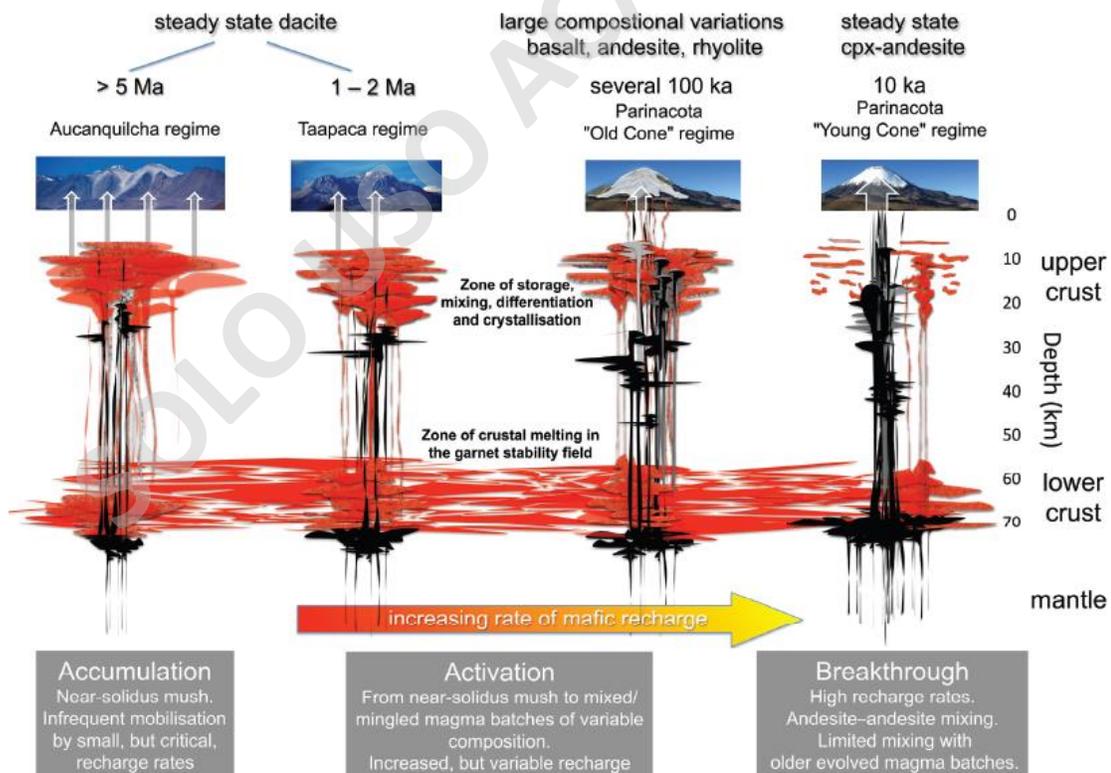


Figura 12. Esquema de distintos regímenes magmáticos para estratovolcanes de la ZVC, caracterizados por un incremento en la tasa de recarga y un decrecimiento en el tiempo de actividad volcánica (Wörner et al 2018a).

Además, los Andes Centrales albergan una de las mayores provincias ignimbríticas de la tierra (de Silva & Kay, 2018). Sus composiciones varían desde dacitas a riolitas altamente cristalinas de cientos de kilómetros cúbicos. El magmatismo de estas ignimbritas responde principalmente a 2 parámetros de control. El primero propuesto por Kay y Coira (2009) sugiere que el paso hacia el sur de la dorsal de Juan Fernández desencadenó eventos explosivos que dieron origen a las ignimbritas en la puna, las cuales siguen esta tendencia de norte a sur (Figura 13). Este proceso generó un aumento del flujo magmático hacia la base de la corteza, producto de la fusión por descompresión de la cuña del manto dada por el aumento en el ángulo de subducción de la Placa de Nazca.

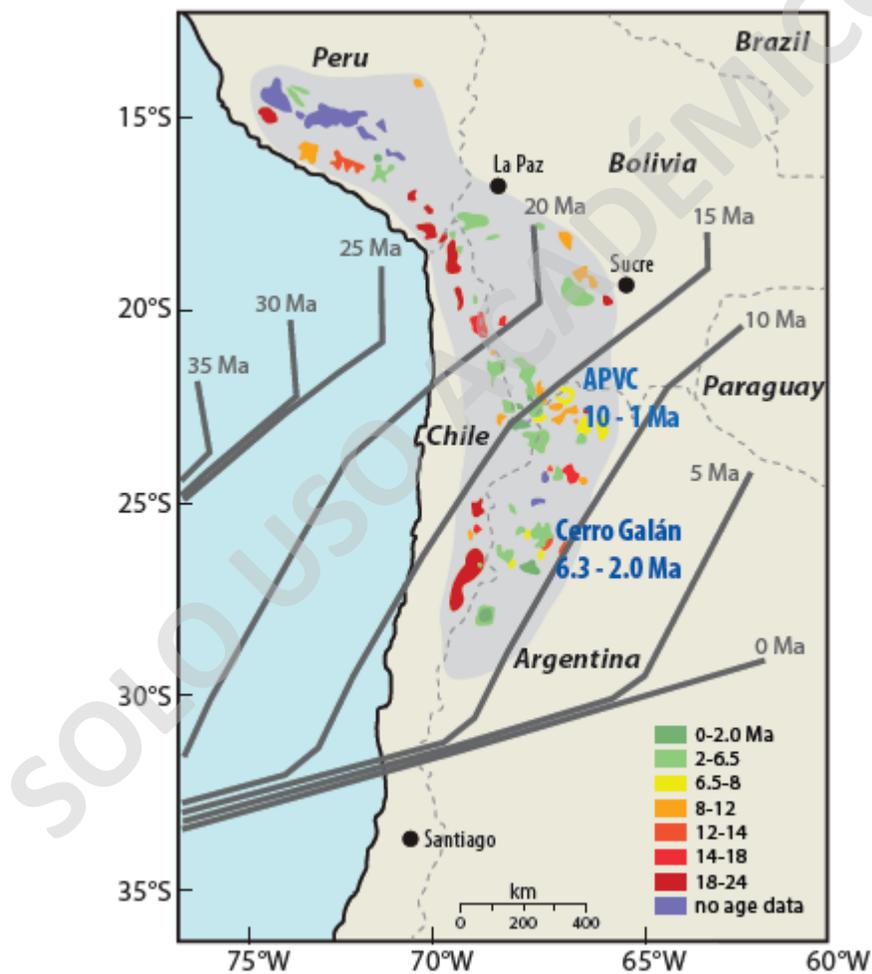


Figura 13. Provincia de ignimbritas neógenas de los Andes Centrales (Región gris). La posición de la dorsal de Juan Fernández desde los 35 Ma a la actualidad se muestra en líneas grises y están basadas en los datos de Yáñez et al. (2001) y Kay & Coira (2009). APVC = Altiplano–Puna Volcanic Complex. Imagen tomada de de Silva & Kay (2018).

El segundo parámetro que establece un control significativo lo ejerce el cambio de espesor y régimen térmico de la corteza sobreyacente. Brandmeier & Wörner (2016) encontraron diferencias considerables en las composiciones de ignimbritas más antiguas (>14 Ma) del norte de Chile y sur de Perú y más jóvenes (<10 Ma) del CVAP en el sur. La anomalía geofísica del CMAP entre los 21°S y 24°S es el resultado de la fusión parcial de la corteza terrestre. El CMAP es la fuente que da origen a los magmas que producen las ignimbritas regionalmente voluminosas en el CVAP, además de andesitas altamente contaminadas en el Altiplano como las del volcán Uturuncu (Muir et al., 2014).

El CVAP alberga ignimbritas dacíticas, altas en potasio y calcoalcalinas. Las ignimbritas altamente cristalinas se distribuyen en un área de alrededor 70.000 km², cuyo volumen se estima en unos 15.000 km³ de roca densa equivalente (RDE) generada en un periodo de 10 Ma en complejos de calderas (Ward et al., 2014). Asociado al CVAP en profundidad se define el Cuerpo Magmático Altiplano Puna (CMAP), el cual ha sido dimensionado en base a estudios de tomografía sísmica en zonas de baja velocidad de ondas S. Estas muestran un cuerpo de ~200 km de diámetro y ~11km de espesor, con un volumen estimado de ~500.000 km³ en niveles intermedios a superiores de la corteza (4-25 km bajo el nivel del mar) (Ward et al., 2014). El CMAP está centrado la superficie de alzamiento bajo el volcán Uturuncu (Figura 14). Adicionalmente Ward et al (2014) sugiere que el CMAP retiene alrededor de un 25% de fundido parcial, asimilándose a un reservorio del tipo crystal mush, de manera que se asocia a la continua deformación atribuida al ascenso magmático bajo el CVAP.

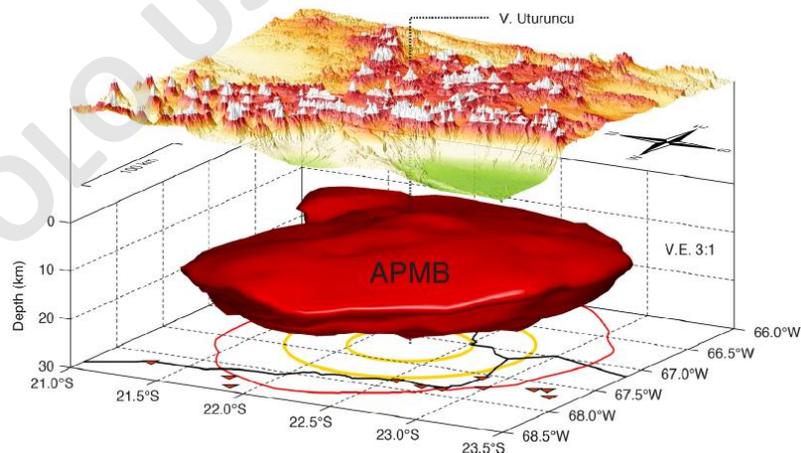


Figura 14. Modelación del Cuerpo Magmático Altiplano Puna (APMB de sus siglas en inglés) mediante tomografía sísmica en ondas S. Imagen tomada de Ward et al (2014).

Finalmente, la ZVC se compone de centros monogenéticos máficos de menor volumen. Estos campos de pequeños volcanes monogenéticos y sus flujos de lava asociados se concentran en

algunas regiones como por ejemplo el valle de Andagua, en Negrillar y en algunas zonas del tras arco (de Silva & Francis, 1991). De más de 1500 muestras analizadas, los productos más máficos de los andes centrales durante el Holoceno y las únicas lavas basálticas fueron eruptadas en el campo monogenético de Andagua/Huambo (Mamani et al., 2010).

3.3 Geología Regional

Debido al gran número de unidades presentes en la zona, solo se considerarán las unidades más importantes para este estudio, en base a su extensión y representatividad en la evolución geológica del área de estudio (Figura 15).

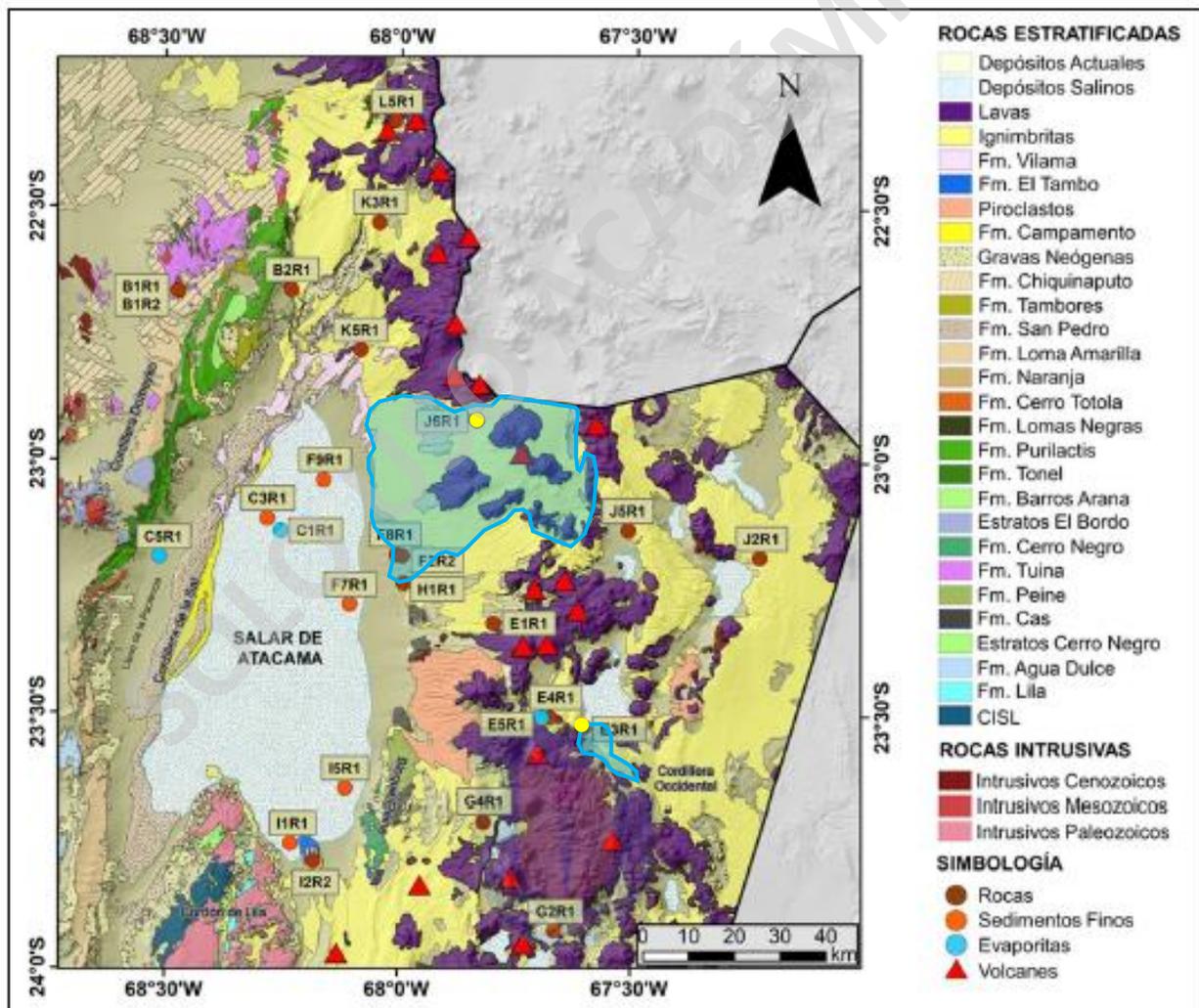


Figura 15. Geología regional del área de estudio con las principales unidades descritas en este trabajo. Se destaca en color celeste las ignimbritas abarcadas en este estudio junto a los puntos de muestreo en círculos amarillos. Imagen modificada de Rosales (2021).

Durante el Ordovícico inferior una serie de más de 2.500 m de lavas con intercalaciones de areniscas fueron depositadas al sur del salar de Atacama, definidas por Niemeyer et al (1985) como Complejo Ígneo y Sedimentario de Cordón de Lila (CISCL). Le sobreyace en discordancia angular la Formación Lila (Moraga et al., 1974), una secuencia de 1.600 m de cuarzoarenitas, limolitas y conglomerados, que afloran en la quebrada Tucúcaro en el Cordón de Lila, y cuya presencia de material fosilífero le ha atribuido una edad del Devónico Inferior.

A finales del Paleozoico las unidades mencionadas anteriormente son intruidas por una serie de complejos plutónicos Pérmico-Triásicos distribuidos a lo largo del Cordón de Lila (Niemeyer, 2013). Sobre la Formación Lila en discordancia angular se disponen los Estratos de Cerro Negro, una secuencia de 220 m de lavas andesíticas con intercalaciones de rocas sedimentarias de edad Pérmico (Ramirez & Gardeweg, 1982). A su vez los Estratos de Cerro Negro sobreyacen en discordancia angular a los miembros medio y superior de la Formación Peine, una secuencia de rocas sedimentarias y rocas volcánicas andesíticas formadas a principios del Mesozoico que afloran en los cerros ubicados entre Toconao y Tilomonte (Moraga et al., 1974). Hacia el este del cordón de lila se identifica una discordancia angular entre la Formación Peine y Formación Cas, una secuencia de rocas volcánicas dacíticas que afloran en los cerros de Cas (Moraga et al., 1974).

Durante el Jurásico inferior al Cretácico inferior tiene lugar la primera etapa del Ciclo Andino (Charrier et al., 2007), caracterizada por ser un periodo extensivo con una subducción de alto ángulo que desarrolla un arco magmático paralelo al margen oriental de Gondwana, coincidiendo con el arco La Negra ubicado en la Cordillera de la Costa entre los 18°-33°S, y una cuenca de trasarco paralela al margen continental al este que incluye la cuenca de Tarapacá entre los 18-28°S (Camus, 2003).

A finales del Cretácico inferior, se desarrolla la segunda etapa del Ciclo Andino, un evento compresivo que disminuyó el ángulo de subducción de la placa de Nazca. Este cambio en la tectónica de la zona generó la migración del arco magmático hacia el este, y se formaron cuencas de antepaís al este del arco, generando una zona de antearco de mayor ancho (Charrier et al., 2007).

La tercera etapa del Ciclo andino tiene lugar durante el Paleógeno tardío, destacándose por ser una importante fase tectónica cuyas modificaciones cinemáticas provocan episodios de intensa deformación compresiva, alzamiento y erosión de unidades preexistentes e inversión de las cuencas continentales de trasarco (Charrier et al., 2007). El régimen compresivo dominante de

esta etapa se debe a las constantes modificaciones en las tasas de convergencia entre las placas Sudamericana y Nazca. El paso de una subducción tipo mariana a chilena generó un fuerte acoplamiento entre África, originando al actual Océano Atlántico (Camus, 2003). En la zona de estudio se han descrito potentes secuencias sedimentarias que preservan procesos de erosión y evaporación asociados al cambio climático (Munk et al., 2016).

Durante el Paleoceno en la Cordillera de Domeyko se deposita una secuencia sedimentaria de origen continental llamada Formación Naranja (Mpodozis et al., 2005), cuyo máximo espesor se ha estimado en unos 900 m (Basso & Mpodozis, 2012). Le sobreyace de manera discordante la Formación Loma Amarilla (Eoceno medio-Oligoceno inferior), asociada a los eventos de alzamiento y deformación de la Fase Incaica (Arriagada et al., 2006). Corresponde a una secuencia sedimentaria clástica de grano grueso con espesores que superan los 2.000 m (Basso & Mpodozis, 2012).

Al oeste del poblado de SPA aflora la Formación Vilama (Plioceno-Pleistoceno) definida por Moraga et al (1974) como una secuencia de 30 m de espesor de areniscas y limolitas con intercalaciones de tobas cristalinas que se disponen en discordancia angular sobre la Formación San Pedro (Ramírez & Gardeweg, 1982). Coetáneamente se depositan calizas y calizas arenosas que conforman la Formación El Tambo (Moraga et al., 1974) al sureste del SDA. Estas rocas sobreyacen erosivamente a ignimbritas Pliocenas, como la Ignimbrita Patao en Peine y la Ignimbrita Tucúcaro en Tilocálar, y a su vez son cubiertas por depósitos aluviales y salinos en la cordillera occidental (Ramírez & Gardeweg, 1982).

Durante el Mioceno superior al Holoceno la intensa actividad magmática dio lugar a la formación de numerosos estratovolcanes de composición andesítica a dacítica, distribuidos casi en su totalidad en una cadena Norte-Sur con una superficie de alrededor 1.800 km² (Marinovic & Lahsen, 1984). Los centros eruptivos poseen elevaciones que en general superan los 5.000 msnm en la Cordillera occidental y están cubiertos por depósitos sedimentarios no consolidados de origen glacial, aluvial, coluvial, lacustre, piroclástico, lahárico, eólico y salino (Ramírez & Gardeweg, 1982). Estos últimos forman parte del relleno sedimentario de cuencas endorreicas que hospedan salares con cubiertas evaporíticas o "costras" y niveles freáticos someros. Estos depósitos salinos son frecuentes en el SDA, así como también en los salares de Aguas Calientes, Cápur, El Laco, Loyoques o Quisquiro, Pujsa Talar y Tara (Ramírez & Gardeweg, 1982). Por otra parte, las costras salinas se encuentran en las lagunas Lejía, Miñiques, Miscanti y Tuyajto (Ramírez & Gardeweg, 1982; Gardeweg & Ramírez, 1985). Estas coberturas sedimentarias representan las litologías más recientes que conforman la zona de estudio.

3.4 Geología Estructural

La organización estructural y geomorfológica actual de los Andes Centrales se remonta al periodo Cenozoico, donde sucesivos procesos de deformación, acortamiento, engrosamiento y alzamiento cortical dieron origen a la actual configuración del orógeno andino (Charrier, 2007). En la zona de estudio (Figura 16), la Cordillera de Domeyko (CD) constituye un elemento estructural mayor que limita hacia el oeste con una zona de cuencas endorreicas como el Llano de la Paciencia y SDA, mientras que hacia el este limita con la Cordillera de los Andes dominada por estratovolcanes y una extensa provincia ignimbrítica (Ramírez & Gardeweg, 1982).

La CD tiene una orientación aproximada N-S, cuyo origen se debe a una inversión tectónica producto de la deformación compresiva, acumulando más de 70 km de acortamiento entre 16 y 4 Ma (Farías, 2007). Estas fallas normales asociadas a la cuenca extensional de Tarapacá son reactivadas e invertidas, dando lugar a fallas inversas de alto ángulo con vergencia al este y rumbo N-S, las cuales en conjunto conforman el Sistema de Fallas de Domeyko (Henríquez et al., 2019). Este sistema de fallas genera una deformación de escama gruesa en la cobertura sedimentaria de la cuenca Tarapacá a finales del Mesozoico, mientras que sobre la cobertura cenozoica de la Cuenca de Atacama (CDA) producen una deformación de escama delgada (Jordan et al., 2002; Arriagada et al., 2006).

A su vez, la CDA es afectada por una serie de fallas inversas de alto ángulo que se agrupan en el Sistema de Falla Salar (SFS), el cual produce una intensa deformación Neógena sobre el núcleo salino y sectores aledaños del SDA, además de ignimbritas Pliocenas (Jordan et al., 2002). La constante deformación cortical genera una faja plegada y corrida compuesta de pliegues anticlinales y sinclinales los cuales favorecen el alzamiento de la Cordillera de la Sal y afectan a las formaciones San Pedro y Campamento en esta zona (Arriagada et al., 2006; Ramírez & Gardeweg, 1982)

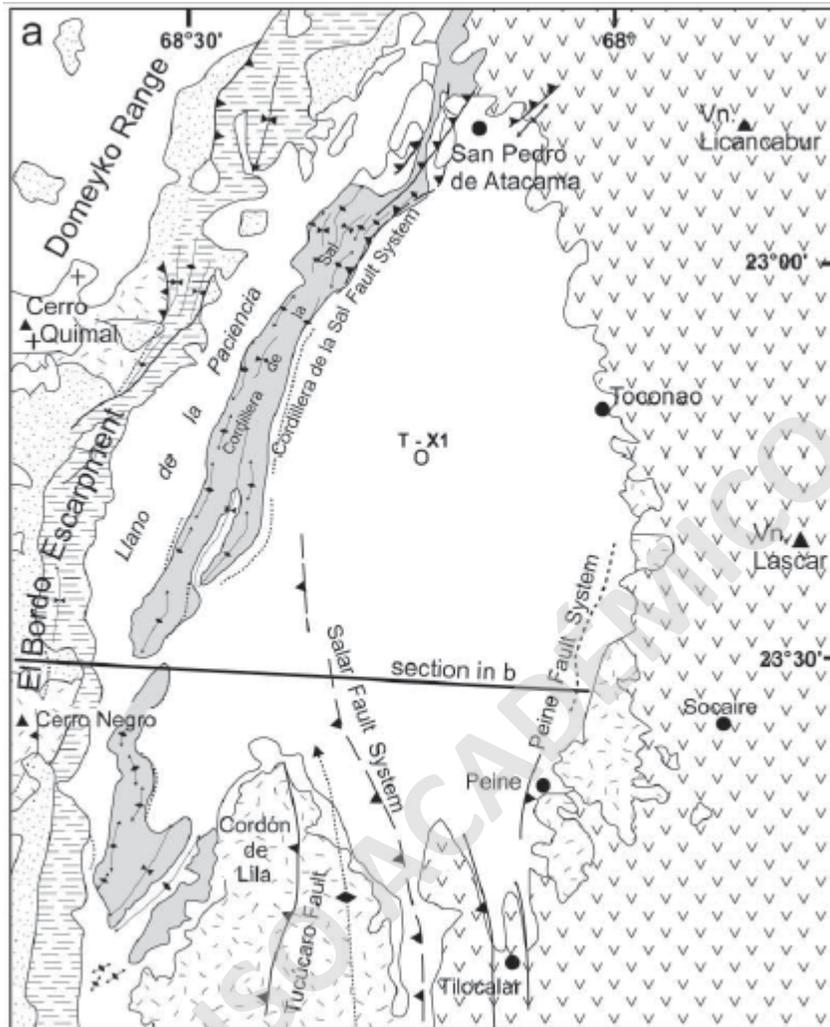


Figura 16. Mapa geológico con las principales estructuras del área del Salar de Atacama. Imagen tomada de Charrier (2007).

Al sur del SDA, se localiza el cordón de Lila (CL), otro dominio estructural limitado por fallas inversas que dieron lugar a un bloque alzado donde afloran principalmente rocas Paleozoicas y Triásicas (Aron et al., 2008). Estas litologías han sido fuertemente deformadas, registrando eventos de plegamiento y alzamiento, siendo este último favorecido por la reactivación de fallas principales durante el Mioceno superior (Ramírez & Gardeweg, 1982). A su vez, los depósitos Pleistocenos en el CL son afectados por la Falla Tucúcaro, un sistema de fallas normales con rumbo NNE y con desplazamientos cercanos a los 12 km que reflejan una deformación activa en el Cuaternario (Niemeyer, 2013).

Al este del CL, en el sector de Lomas de Tilocálar, al sur de Tilomonte se encuentra un sistema de fallas inversas subverticales con rumbo general N-S y vergencias divergentes (este y oeste) que afectan a la Formación Tambores y a la Ignimbrita Tucúcaro (Ramírez & Gardeweg, 1982). Estas fallas producen un intenso plegamiento generando estructuras anticlinales y sinclinales que definen la morfología de valles y cerros en la zona (González et al., 2009).

Por otra parte, el altiplano se limita en sus extremos por sistemas de fallas inversas con vergencias divergentes. Al este por la faja plegada y corrida con fallas de bajo ángulo de las Sierras Subandinas con vergencia hacia el este, y en su extremo occidental por un sistema de fallas inversas de alto ángulo con vergencia hacia el oeste. La existencia de este plateau es el resultado de procesos mecánicos que derivan en un aumento gradual del espesor cortical por fallamientos sucesivos (Charrier et al., 2007).

El sector precordillerano se constituye principalmente de rocas volcánicas donde destacan las morfologías de plateau ignimbríticos y estratovolcanes. Estos últimos se distribuyen con orientación N-S y NW-SE, coincidiendo con los lineamientos y estructuras mayores descritos en la zona que controlan el volcanismo, su emplazamiento y distribución (Marinovic & Lahsen, 1984). El volcanismo intenso del Mioceno coincide con la mayor concentración de lineamientos en este sector, de manera que la extrusión de lavas e ignimbritas son correlacionables a los fenómenos tectónicos (Ramírez & Gardeweg, 1982).

3.5 Ignimbritas

Los Andes Centrales entre las latitudes 21°-24°S se compone principalmente de rocas volcánicas del Cenozoico superior, donde se pueden identificar en base a su génesis y morfología estratovolcanes e ignimbritas (Figura 17). Los estratovolcanes se distribuyen en una superficie de aproximadamente 1.800 km², con una orientación general N-S. Estos centros eruptivos presentan composiciones andesíticas a dacíticas, cuyas edades son atribuidas al Mioceno superior- Holoceno. Por otra parte, las ignimbritas Neógenas y Cuaternarias consisten en tobas soldadas de composición dacítica a riolítica, las cuales cubren alrededor de un 40% de la superficie de la Precordillera y Cordillera (Ramírez & Gardeweg, 1982). Estas rocas se encuentran relleno antiguas quebradas y depresiones, formando extensos plateau inclinados 3-5° hacia el oeste (Ramírez & Gardeweg, 1982). Mediante dataciones radiométricas con el método de K-Ar se define un rango de edades desde el Mioceno superior al Pleistoceno-

Holoceno (Ramirez & Gardeweg, 1982; de Silva, 1989a) para las ignimbritas de la cordillera occidental.

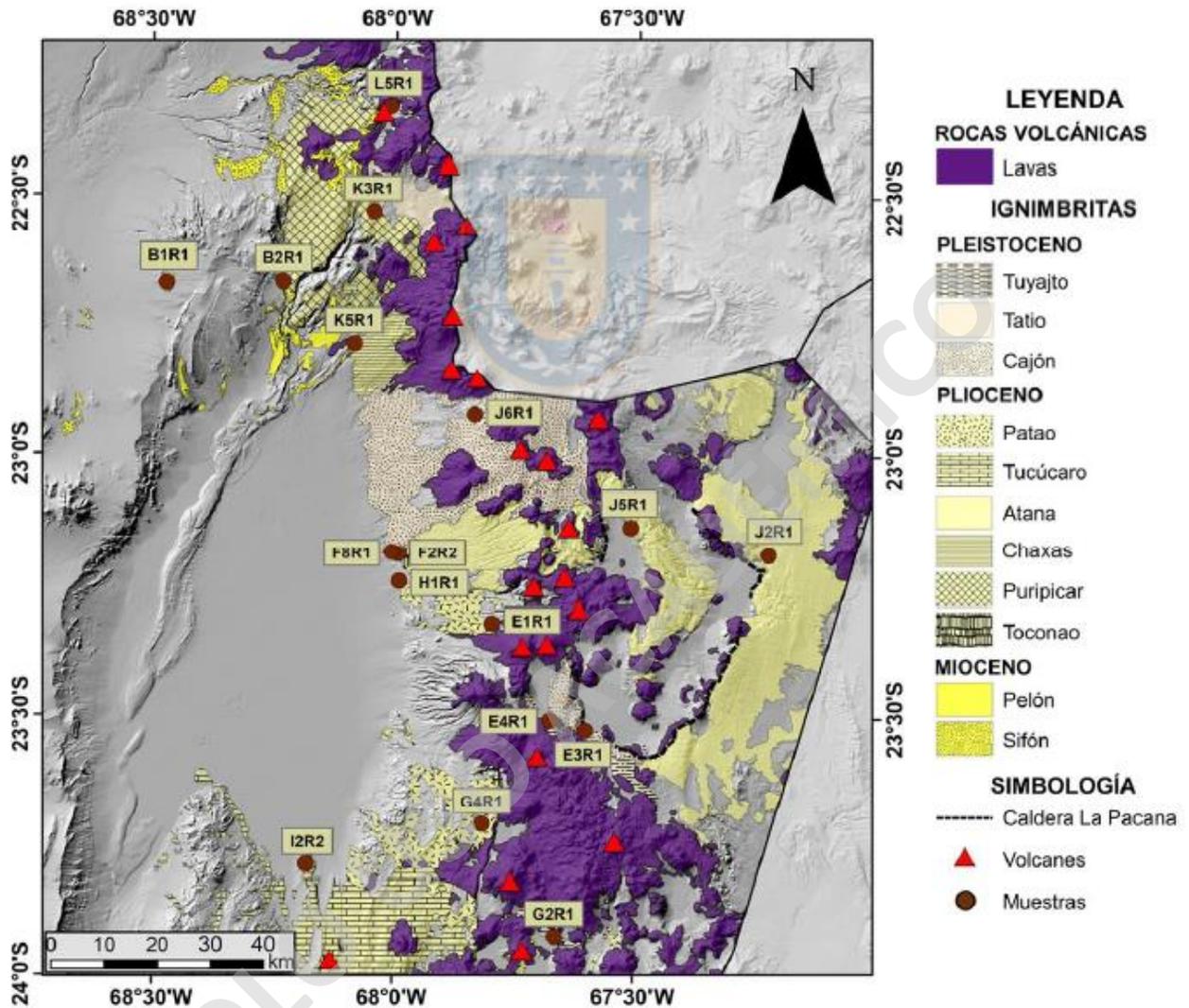


Figura 17. Distribución de los principales estratovolcanes e ignimbritas de la zona de estudio. Imagen tomada de Rosales (2021).

El origen de estas litologías durante el Mioceno superior es el resultado de un volcanismo altamente explosivo en una de las mayores provincias volcano-tectónicas de los Andes denominada Complejo Volcánico Altiplano Puna (de Silva 1989b). El CVAP está constituido por complejos de calderas cuyos reservorios magmáticos son la fuente que origina las corrientes de densidad piroclásticas que producen ignimbritas en la cordillera occidental, las cuales se distribuyen en un área de aproximadamente 50.000 km² entre la CDA y el Altiplano (de Silva,

1989b). Las mayores tasas de erupción se registran durante el Plioceno, las cuales fueron estimadas en 31 km³/ka alrededor de los 4 Ma, siendo significativamente superiores en comparación a la media del CVAP que se enmarca en 1.11 km³/ka (Salisbury et al, 2011).

Acorde a la petrografía, petrología, grado de soldamiento, posición estratigráfica y dataciones radiométricas, se diferencian diez unidades de ignimbritas, las cuales de base a techo corresponden a Ignimbrita Sifón, Ignimbrita Pelón, Ignimbrita Toconao, Ignimbrita Atana, Ignimbrita Puripicar, Ignimbrita Chaxas, Ignimbrita Tucúcaro, Ignimbrita Patao, Ignimbrita Puricó e Ignimbrita Tuyajto (Figura 17).

3.5.1 Ignimbritas Pleistocenas

3.5.1.1 Ignimbrita Puricó

Las rocas piroclásticas asociadas a la actividad del Complejo Volcánico Puricó son denominadas por Guest (1968) como Ignimbrita Cajón, la cual a su vez también es llamada Ignimbrita Puricó (de Silva, 1989a; Schmitt et al., 2001). Corresponde a la secuencia volcánica más voluminosa del Pleistoceno, con alrededor de 80 a 100 km³ (Schmitt et al., 2001), y espesores promedio de 30 m (de Silva, 1989a) que pueden alcanzar hasta 250 m en áreas aledañas al complejo hacia donde incrementa el grado de soldamiento (Marinovic & Lahsen, 1984). Mediante dataciones radiométricas con el método 40Ar/39Ar se ha determinado una edad de 0.98 Ma (Salisbury et al., 2011).

El mecanismo de generación de esta secuencia volcánica se debe a distintos eventos piroclásticos que marcan diferencias estratigráficas dentro de la unidad. Estos eventos de base a techo corresponden a un flujo piroclástico masivo, seguido de una oleada piroclástica, a la cual le sobreyace un depósito de caída pumíceo con gradación normal, el que finalmente es cubierto por un flujo rico en pómez (Schmitt et al., 2001).

Las rocas de la unidad Puricó varían composicionalmente de dacítas a riolítas, y son clasificadas en la serie calcoalcalina alta en potasio. Son rocas altamente cristalinas con fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita, cuarzo y ortopiroxeno, además de minerales accesorios como apatito, circón y esfeno (Ramírez & Gardeweg, 1982; Schmitt et al., 2001). Esta unidad exhibe procesos de desvitrificación evidenciado por las texturas axiolíticas y esferulíticas en la matriz de estas rocas (Ramírez & Gardeweg, 1982).

3.5.1.2 Ignimbrita Tuyajto

Corresponde a la unidad piroclástica más joven del área de estudio con edad Pleistoceno-Holoceno (Ramírez & Gardeweg, 1982) que aflora en los alrededores de la laguna Tuyajto, cuya génesis está asociada a la actividad volcánica de los centros eruptivos del cordón Puntas Negras (Ramírez & Gardeweg, 1982). Se caracteriza por tener una reducida extensión (~80 km² de superficie) y potencia (3-10 m de espesor).

La ignimbrita Tuyajto es una toba dacítica con fenocristales de plagioclasa, piroxenos, biotita y cuarzo, además de minerales opacos, fragmentos líticos y vidrio pardo. En ella es común el desarrollo de texturas vitroclásticas y eutaxíticas, en donde los fiammes presentan un moderado a fuerte grado de soldamiento (Ramírez & Gardeweg, 1982).

3.5.2 Geoquímica de roca total

Los análisis geoquímicos para las ignimbritas Tuyajto y Puricó fueron realizados por Rosales (2021), mediante espectrometría de masa con plasma inductivamente acoplado (ICP-MS). Se obtuvieron concentraciones de elementos mayores (Tabla 1) y traza.

Tabla 1. Elementos mayoritarios obtenidos por Rosales (2021), en comparación con la media de la corteza superior (Rudnick y Gao, 2004).

ELEMENTOS MAYORITARIOS							
	SiO ₂	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	Fe ₂ O ₃
TUYAJTO	66,8	3,6	1,2	15,8	3,7	4,1	3,4
PURICÓ	67,2	3,6	1,2	15,2	3,5	3,4	3,7
ATANA	68,8	3,5	1,3	15,0	3,7	3,4	3,7
SIFÓN	64,1	4,3	2,1	16,2	3,9	2,8	4,7
TATIO	62,9	3,4	1,5	16,2	3,6	2,3	5,1
TUCÚCARO	69,9	1,5	0,4	14,5	4,8	3,9	1,4
TUINA	71,74	3,0	0,5	13,8	4,1	0,8	1,8
PATAO	72,9	1,7	0,5	14,2	4,0	4,1	1,9
PURÍPICAR	64,7	3,6	1,3	16,6	3,7	3,1	5,1
Corteza superior	66,6	3,6	2,5	15,4	2,8	3,3	5,0

Además, el mismo autor realizó estudios geoquímicos en otras ignimbritas aledañas a las abordadas en este estudio, como las ignimbritas Atana, Sifón, Tatio, Tucúcaro, Tuina, Patao y Purípícar. Como se trata de distintas ignimbritas que varían composicionalmente entre sí, es probable que su origen este asociado a distintos centros de emisión, por lo que no pueden ser tratadas, inicialmente, como rocas co-genéticas.

En el diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) la variación composicional de las rocas fluctúa entre los campos dacíticos a riolíticos (Figura 18), con un contenido de SiO_2 entre unos 64 a 72% (Rosales 2021). Para el caso de las ignimbritas Tuyajto y Puricó, estas presentan una composición riolítica con un contenido aproximado de 70% de SiO_2 , y 8% de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.

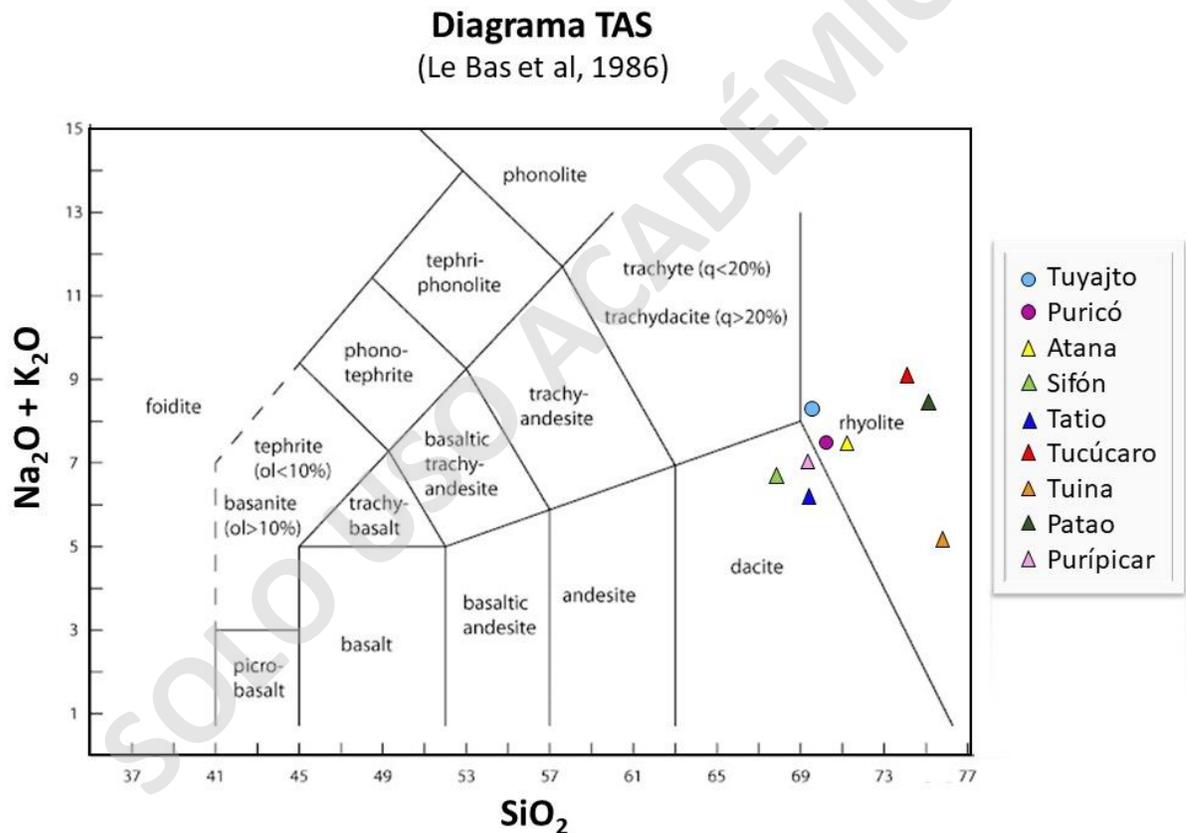


Figura 18. Diagrama Total Alkali vs. Silica (TAS). Las rocas de las ignimbritas Tuyajto y Puricó están representadas con círculos, mientras que los triángulos representan otras unidades aledañas a este estudio. Modificado de Rosales (2021).

Por otra parte, en las series de potasio (Peccerillo y Taylor, 1976) se observa que las ignimbritas poseen un carácter bien definido en las series calcoalcalinas altas en potasio (Figura 19a) Finalmente, en el diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971), se obtiene una marcada tendencia calcoalcalina para ignimbritas de la ZVC (Figura 19b).

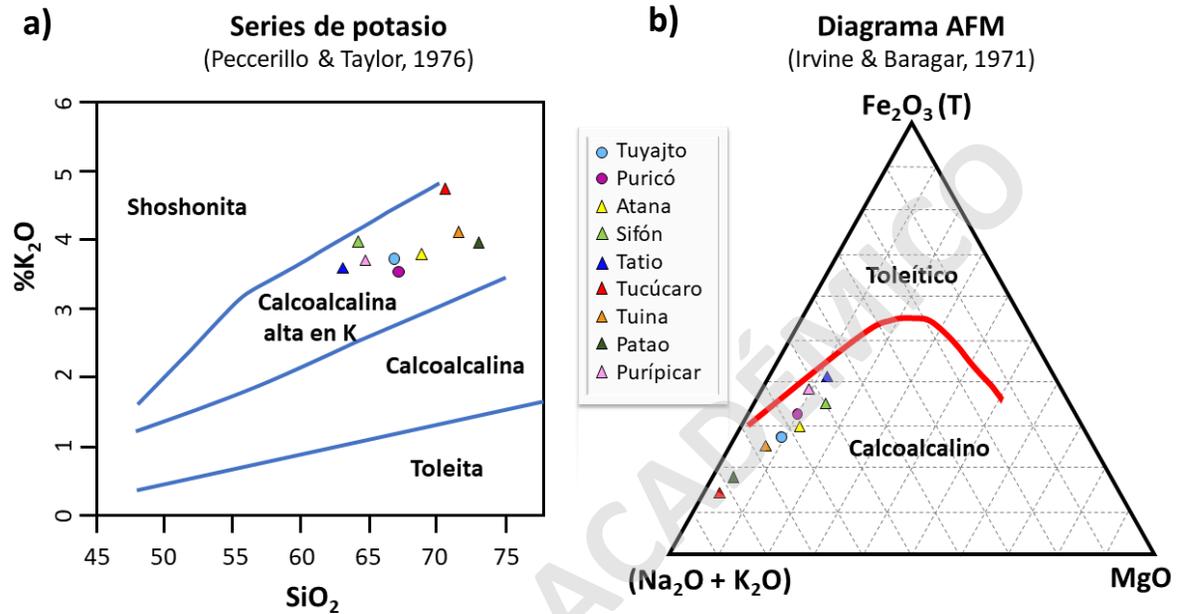


Figura 19. a) Series de potasio y b) Diagrama AFM para las unidades Tuyajto y Puricó, y otras rocas aledañas. Modificado de Rosales (2021)

4 Resultados

4.1 Petrografía

4.1.1 Clasificación composicional y textural

La clasificación descriptiva de rocas piroclásticas se utiliza para aquellas rocas cuya formación se debe a la fragmentación del magma durante eventos explosivos. Para esto se utilizan diagramas de clasificación composicional y textural. El primero se basa en la génesis de los componentes dominantes en la roca, categorizándolos por su contenido de vidrio, cristales y fragmentos líticos (Schmid, 1981). El segundo diagrama de clasificación se basa en el tamaño de las partículas que componen la roca, para esto si los fragmentos poseen un tamaño inferior a los 2 mm se clasifican como ceniza, mientras que si el tamaño de la partícula está entre los 2 a 64 mm se clasifica como lapilli y finalmente si el tamaño es superior a los 64 mm se clasifica como bomba cuando los fragmentos estuvieron total o parcialmente fundidos al momento de su formación, o bloque producto de su forma angular de donde se deduce que estuvieron en estado sólido al momento de su formación (Fisher, 1996).

Las ignimbritas de las unidades Tuyajto y Puricó fueron clasificadas a partir del análisis microscópico de secciones transparentes. Los porcentajes fueron determinados de manera visual con microscopía óptica (Anexo A). Se observa que la fase vítrea en las muestras es predominante y a su vez, existe un contenido importante de fases cristalinas que en promedio bordean el 45% de fenocristales.

Se determinó, según la clasificación composicional y textural, que las muestras de la unidad Tuyajto (L1E4R1 y L1G2R1) corresponden petrográficamente a una toba vítrea y toba de lapilli vítrea, respectivamente (Figura 20). Por otra parte, las muestras de la unidad Puricó (L1E3R1 y L1J6R1) se clasifican como tobas cristalinas (Figura 20). El contenido de líticos solo se observa en la muestra L1G2R1 de la unidad Tuyajto los cuales alcanzan alrededor de un 12% de la composición total de la roca.

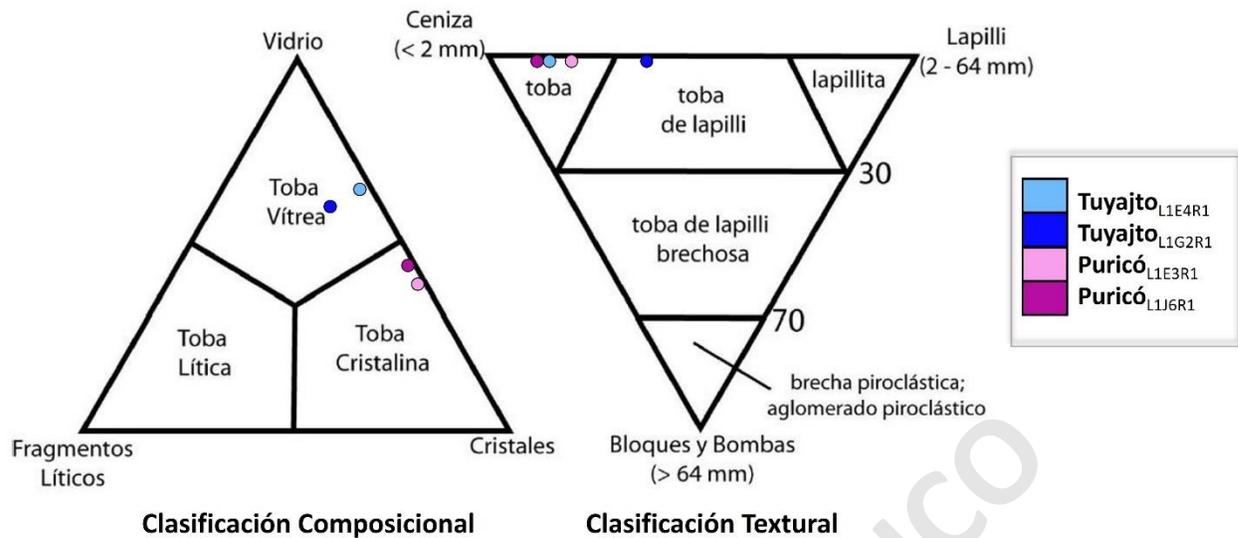


Figura 20. Clasificación composicional (Schmid, 1981) y Textural (Fisher, 1996) de las muestras correspondientes a las unidades Tuyajto y Puricó.

4.1.2 Componentes piroclásticos

Las rocas volcanoclásticas o piroclásticas son formadas a partir de la fragmentación del magma durante una actividad volcánica explosiva. Este material expulsado está compuesto de fragmentos sueltos o compactados llamados piroclastos, que pueden contener diferentes proporciones de vidrio, líticos y/o cristales. Para este estudio se identificaron los componentes piroclásticos de las unidades Tuyajto y Puricó, cuyos porcentajes fueron determinados visualmente en el microscopio óptico, y se detallan a continuación.

La Ignimbrita Tuyajto está conformada por fragmentos líticos (3-12%), vidrio (58-62%) y fenocristales (30-35%) (Anexo B). Las fases minerales identificadas corresponden a fenocristales de plagioclasa, biotita, cuarzo, ortopiroxeno, clinopiroxeno y minerales opacos.

Los cristales de plagioclasa componen alrededor de un 20% las rocas de la unidad Tuyajto, y exhiben formas euhedrales a subhedrales, encontrándolos comúnmente fracturados producto de la actividad explosiva característica de este tipo de rocas (Figura 21 A). Se identificó ortopiroxeno en contacto con clinopiroxeno (Figura 21 B), este último con una extinción oblicua. En esta unidad es común observar fenocristales aislados de biotita euhedrales (Figura 21 C). Las plagioclasas se distribuyen de manera aislada, así como también en cúmulos cristalinos junto a piroxenos y óxidos de Fe-Ti (Figura 21 D-E).

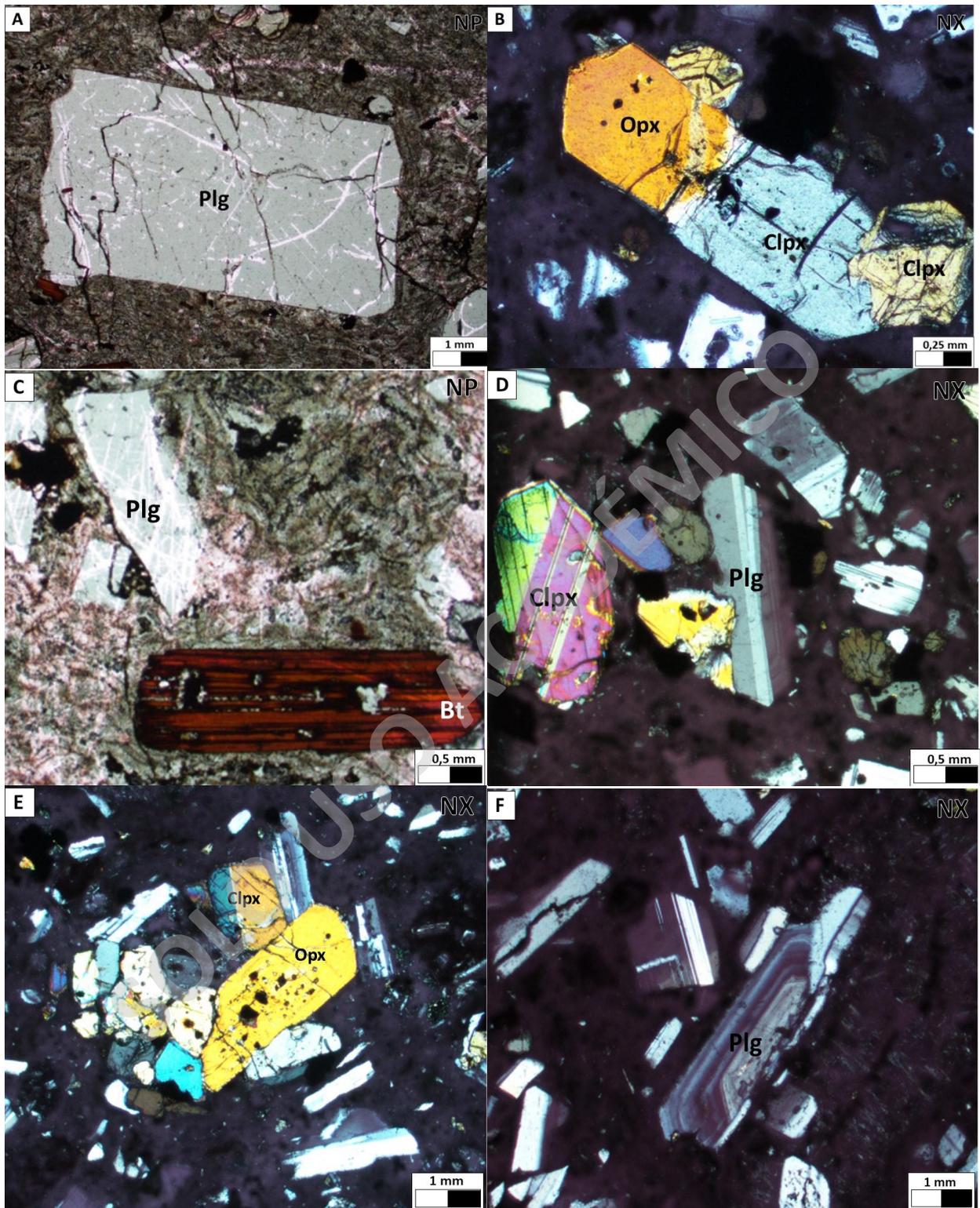


Figura 21. Microfotografías de la ignimbrita Tuyajto. A) Plagioclasa Euhedral. B) Clinopiroxeno en contacto con piroxeno. C) Biotita Sub-Euhedral. D) Plagioclasa en cumulo cristalino. E) Textura Glomeroporfídica. F) Zonación en plagioclasa.

Adicionalmente, la mayoría de las plagioclasas presentan macla polisintética y algunos patrones de zonación (Figura 21 F) con anillos bien definidos y un núcleo en ocasiones alterado. Los cristales de cuarzo son anhedrales, se encuentran fragmentados y presentan indicios de procesos de reabsorción producto de los bordes con embahamientos. A modo general las texturas observadas en la unidad Tuyajto corresponden a texturas piroclásticas, fragmentada, glomeroporfídica (Figura 21 D-E) y esferulítica.

Por otra parte, los fragmentos líticos presentes en la unidad Tuyajto (muestra G2R1) corresponden a líticos de rocas volcánicas de composición andesítica (en base a la mineralogía presente), con aspecto sub-redondeado y abundantes microlitos de plagioclasa. En la fase vítrea se identifican numerosas esquirlas (~40%) de tamaños milimétricos, junto a esferulitas que evidencian procesos de desvitrificación.

La ignimbrita Puricó está constituida por un 2% (vol.) de fragmentos líticos, 40-43% de vidrio y un 55-58% de cristales. Las fases minerales que predominan son plagioclasa, cuarzo, hornblenda y biotita (Figura 22 A-B-C-D). En menor cantidad se identifican piroxenos y minerales opacos.

Las plagioclasas (25% vol.) de forma subhedral a euhedral se distribuyen como cristales aislados. Mediante observaciones realizadas en SEM se identificaron zonaciones normales y en ocasiones oscilatorias para las plagioclasas. Los cristales de cuarzo son anhedrales, se encuentran fragmentados, y presentan bordes con embahamientos (Figura 22 A). A modo general, las texturas identificadas en la unidad Puricó corresponden a textura esferulítica (Figura 22 B), piroclástica y eutaxítica. Las hornblendas son euhedrales con bordes de descomposición bien marcados (Figura 22 C), presentan un pleocroísmo intenso en tonalidades pardo a verde y se aprecia un clivaje bien definido en 60° - 120° . Las biotitas son subhedrales con habito tabular (Figura 22 D) y se disponen de manera aislada al resto de los cristales. Además, se identificó ortopiroxeno con habito prismático y forma euhedral, colores de interferencia del 1-2 orden dispuestos de manera aislada.

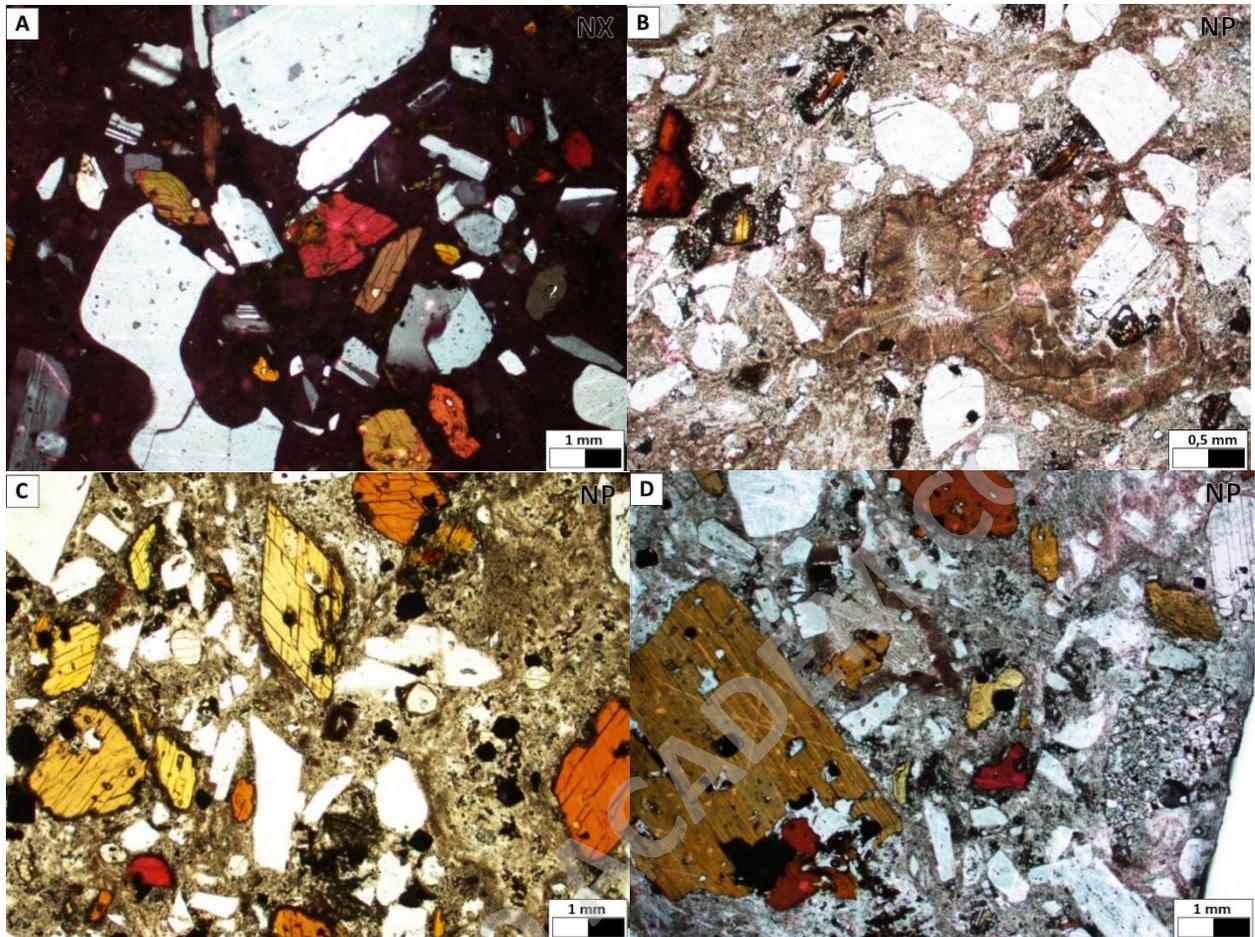


Figura 22. Microfotografías de la ignimbrita Puricó. A) Cuarzo embahiado. B) Textura esferulítica. C) Hornblendas. D) Biotita euhedral.

4.2 Química mineral

Los análisis de química mineral se realizaron en base a los datos obtenidos en SEM para dos secciones transparentes pulidas y metalizadas en carbono, las cuales corresponden a una muestra de la unidad Tuyajto y otra de la unidad Puricó. En ellas, se analizó plagioclasa, anfíbola, piroxenos, y óxidos de Fe-Ti, de los que se obtuvieron las composiciones como porcentaje en peso para elementos mayores y algunos elementos traza. Estos valores fueron recalculados y convertidos a porcentaje en peso de óxidos (wt%) para posteriormente obtener la proporción catiónica (número de cationes) y aniónica (número de oxígenos) que se normalizan en base a un número de oxígenos o cationes dado por la fórmula estructural del mineral. Finalmente, se asignan cationes a los sitios estructurales de cada mineral como se detalla en la Tabla 2.

Tabla 2. Asignación de sitios estructurales para distintos minerales (Deer et al, 1992).

MINERAL	FÓRMULA	ASIGNACIÓN DE SITIOS
Anfíbola	$A_{0-1}M_4M_{12}M_{12}M_{12}M_{12}T_8O_{22}(OH)_2$	T= Si, Al M123= Al, Ti, Fe, Mg, Mn
Feldespato	$A_1T_2Si_2O_8$	T= Si, Al, Fe ³⁺ A= Na, K, Ca, Sr, Ba, Rb, Pb, Eu
Piroxeno	$M_2M_1M_1T_2O_6$	M1= Al, Cr, Fe, Mg, Mn, Sc, Ti, V M2= Ca, Na, Mn, Mg, Fe, Ni T= Si, Al

En gran parte de los cristales analizados se midió la composición puntual en el centro y borde del mineral, con la finalidad de identificar variaciones químicas presentes en diferentes etapas de cristalización. En particular, las plagioclasas fueron analizadas con más mediciones, principalmente por los patrones de zonación bien definidos identificados petrográficamente.

Por consiguiente, con los resultados obtenidos fue posible clasificar químicamente los minerales presentes en las unidades Tuyajto y Puricó, entre ellos plagioclasa, piroxenos, anfíbola y óxidos de Fe-Ti, los cuales se detallan a continuación.

4.2.1 Plagioclasa

Las plagioclasas son el grupo mineral más abundante hallado en las muestras de las unidades Tuyajto y Puricó, y corresponden principalmente a fenocristales de plagioclasas. Los elementos medidos en SEM fueron O, Si, Al, Ca, Na y K, con los cuales se calculó la fórmula estructural en base a 20 cationes y 8 oxígenos, para posteriormente calcular los parámetros Albita, Anortita y Ortoclasa (Ab-An-Or) y proyectarlos en gráficos ternarios (Figura 23).

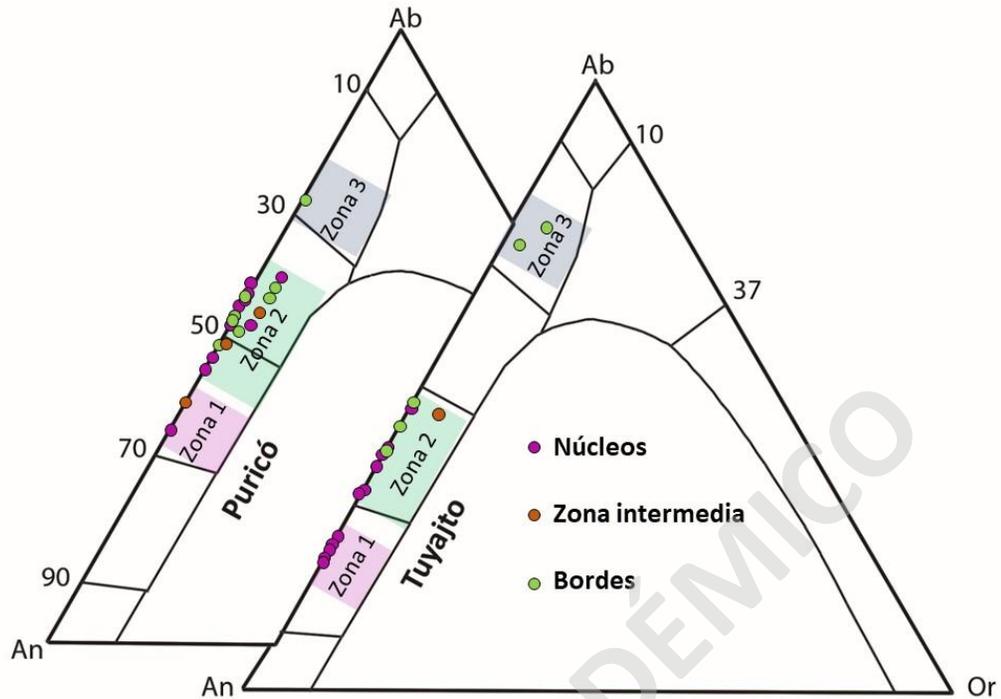


Figura 23. Clasificación composicional de Plagioclasas para la unidad Tuyajto y Puricó. Para cada unidad se diferencian 3 zonas composicionales.

Las composiciones de plagioclasas para las unidades Tuyajto y Puricó se ubican en tres lugares físicos de los cristales: núcleos, zona intermedia y bordes. La zona intermedia corresponde a el sector del cristal que esta entre el borde y núcleo, y se caracteriza por ser una zona de composición homogénea con zonamiento normal y en ocasiones oscilatorio. Para ambas unidades, se han definido 3 zonas de interés, las cuales han sido agrupadas en base a sus rangos composicionales (Tabla 3). En la figura 23 se han graficado.

Tabla 3. Zonas composicionales para las unidades Tuyajto y Puricó con sus respectivos contenidos de anortita.

Plagioclasas			
Unidad	Zona 1	Zona 2	Zona 3
Tuyajto	An ₇₄₋₇₆	An ₅₁₋₆₈	An ₂₁₋₂₅
Puricó	An ₆₃₋₆₆	An ₃₉₋₅₃	An ₂₈

La unidad Tuyajto presenta zonas que se clasifican composicionalmente como oligoclasa (An₇₄₋₇₆, Zona 1), andesina (An₅₁₋₆₈, Zona 2) y bitownita (An₂₁₋₂₅, Zona 3). La zona 1 está conformada

en su totalidad por núcleos de plagioclasa, mientras que la zona 2 se compone de mediciones realizadas en núcleos, zonas intermedias y bordes. La zona 3 se constituye en su totalidad por espectros asociados a bordes cristalinos.

Por otra parte, la unidad Puricó se clasifica composicionalmente como andesina (An_{63-66} , Zona 1), andesina-labradorita (An_{39-53} , Zona 2) y bitownita (An_{28} , Zona 3). La zona 1 se compone de espectros asociados a núcleos y zonas intermedias, mientras que la zona 2 se compone de núcleos, zonas intermedias y bordes. Al igual que la unidad Tuyajto, la zona 3 se compone en su totalidad de mediciones asociadas a bordes de plagioclasas. Las plagioclasas de la unidad Tuyajto son composicionalmente similares a las de la unidad Puricó, sin embargo, estas últimas tienden a ser más sódicas que las de Tuyajto.

En general, los núcleos de las plagioclasas de ambas unidades tienden a ser cercanos a zonas más cálcicas, mientras que los bordes se asocian a composiciones más sódicas, lo que indicaría un patrón general de zonación normal (Figura 24 A). Adicionalmente, se han identificado en SEM patrones de zonación oscilatoria en ambas unidades, con mayor frecuencia en la unidad Puricó (Figura 24 B). Estos oscilan entre composiciones de andesina a labradorita, desde núcleo hacia los bordes del cristal.

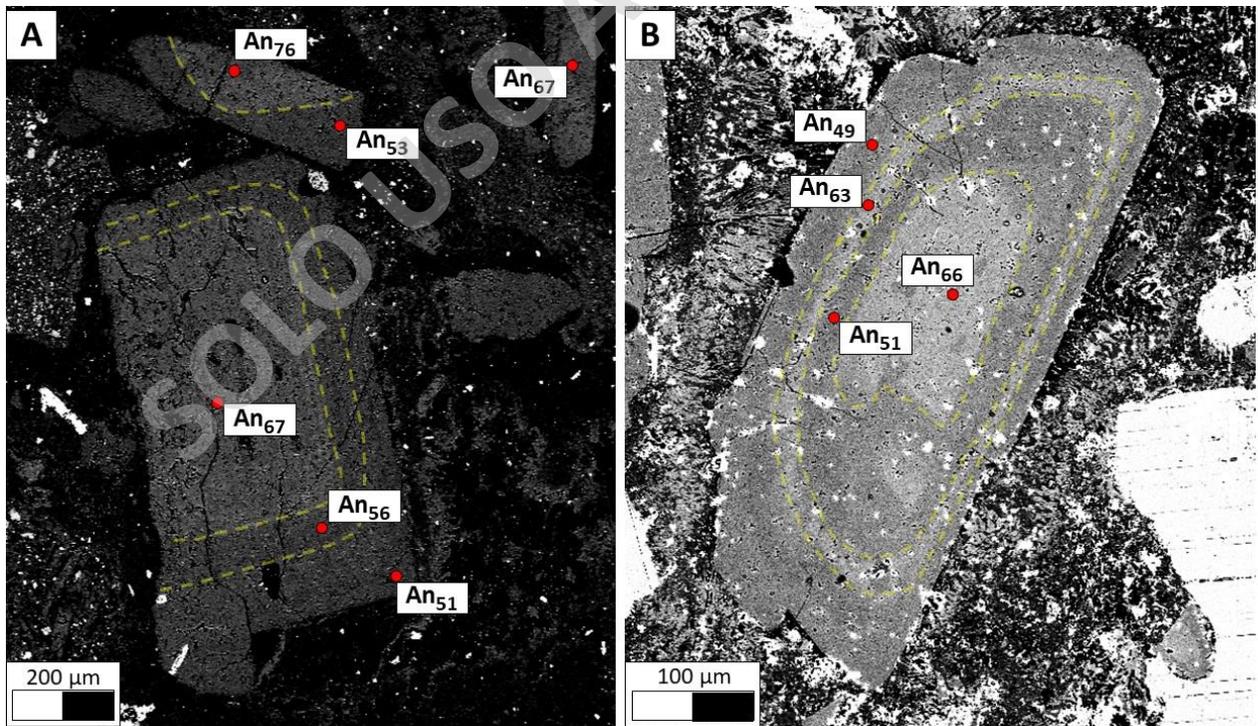


Figura 24. Imagen de electrones retrodispersados mostrando patrones de zonación en plagioclasas. A) Zonación normal en la unidad Tuyajto. B) Zonación oscilatoria en la unidad Puricó.

4.2.2 Piroxenos

Los piroxenos se encuentran en el grupo de los clinopiroxenos y ortopiroxenos, como minerales accesorios en las rocas piroclásticas abordadas en este estudio. Ambos están presentes en la unidad Tuyajto, mientras que únicamente se identifican ortopiroxenos para la unidad Puricó.

De este grupo mineral se obtuvieron mediante SEM las concentraciones de los elementos O, Si, Fe, Mg, Al, Ca, Na, Ti, Mn y Br. La fórmula estructural fue calculada en base a 6 oxígenos y 4 cationes, donde se obtuvieron los parámetros Wollastonita, Enstatita y Ferrosilita (Wo-En-Fs) los cuales se proyectaron en un gráfico ternario (Figura 25).

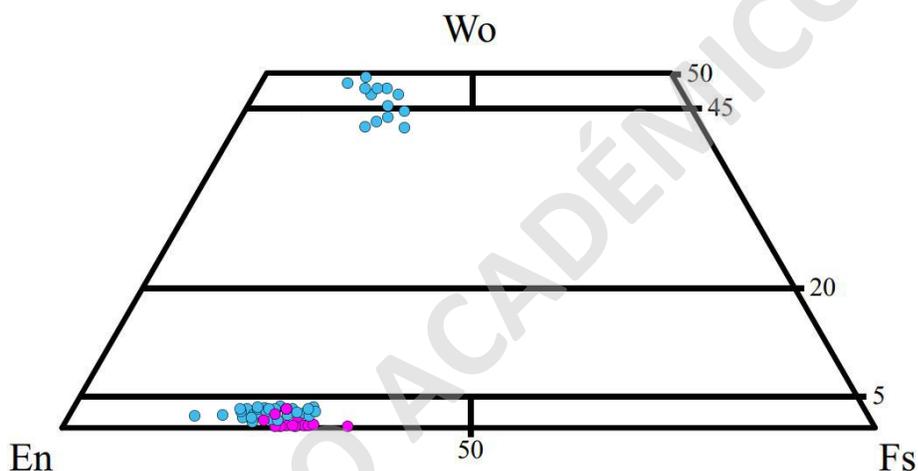


Figura 25. Clasificación composicional piroxenos. Los círculos azules corresponden a la unidad Tuyajto mientras que los rosados a la unidad Puricó.

En la figura 25 se observa que los piroxenos de la unidad Puricó son únicamente del tipo enstatita (ortopiroxeno), cuyas composiciones se encuentran en el rango $Wo_{0-4}-En_{60-71}-Fe_{26-41}$. Por otra parte, la unidad Tuyajto se caracteriza por presentar ambos tipos de piroxenos cuyas composiciones son detalladas en la Tabla 4. Las especies corresponden a enstatita ($Wo_{2-4}-En_{68-81}-Fe_{16-30}$, ortopiroxeno), diópsido y auguita ($Wo_{43-49}-En_{39-47}-Fe_{4-18}$, clinopiroxeno).

Tabla 4. Composiciones de piroxenos obtenidos para las unidades Tuyajto y Puricó.

Piroxenos				
Unidad	Tipo	Wollastonita	Enstatita	Ferrosilita
Tuyajto	Ortopiroxeno	2-4	68-81	16-30
	Clinopiroxeno	43-49	39-47	4-18
Puricó	Ortopiroxeno	0-4	60-71	26-41

4.2.3 Anfíbolas

Las anfíbolas se encuentran exclusivamente en las rocas de la unidad Puricó, representando uno de los minerales ferromagnesianos en mayor abundancia. Se encuentran como fenocristales euhedrales (Figura 26) con diferentes tamaños (~0.5-1.2 mm) y estados de preservación.

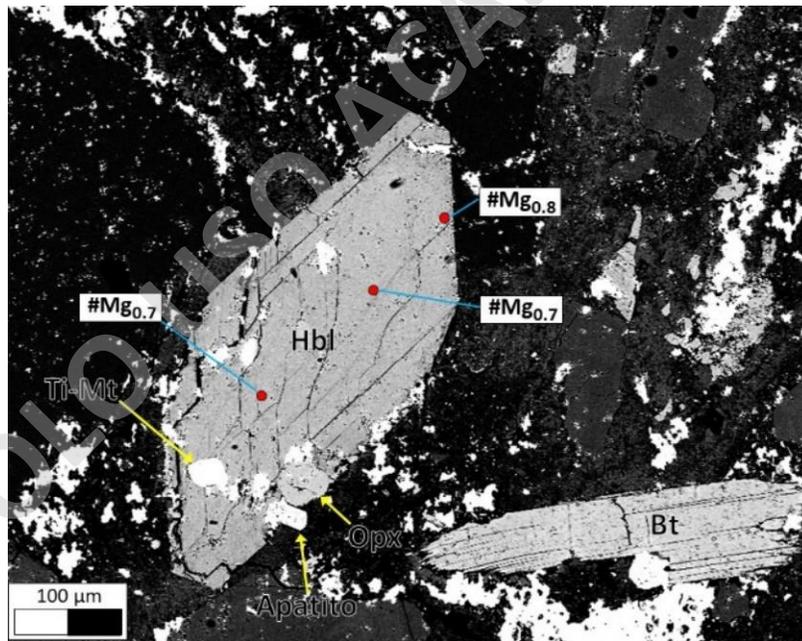


Figura 26. Imagen de electrones retrodispersados mostrando anfíbolas de la unidad Puricó, clasificadas composicionalmente como magnesiohornblendas.

Los espectros característicos asociados a anfíbolas proporcionaron datos de elementos mayores de O, Si, Fe, Mg, Al, Ca, Na, K, Ti y Cl. Estos valores fueron recalculados y normalizados a 23 oxígenos y 16 cationes utilizando el procedimiento de Leake et al (1997). La

asignación de los sitios estructurales se utilizó para definir la subclasificación composicional a utilizar.

De acuerdo con la clasificación de Leake et al (1997) todas las anfíbolas de la unidad Puricó corresponden a un grupo de anfíbolas cálcicas. La subclasificación se realizó en base a los parámetros $\#Mg = Mg/Mg+Fe^{2+}$ (número magnésico), versus el contenido de Si en la estructura. La mayoría de las anfíbolas fueron clasificadas como magnesiohornblendas (Figura 27), con rangos de $\#Mg = 0.7-0.8$ y $Si = 6.7-7.0$, a excepción del espectro 27 que se clasifica como edenita.

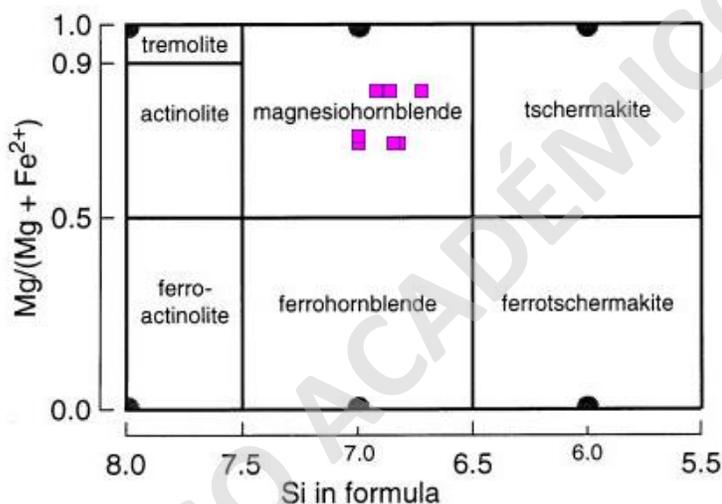


Figura 27. Clasificación composicional de anfíbolas en base a la metodología de Leake et al (1997). Todos los espectros corresponden a muestras de la unidad Puricó.

4.2.4 Óxidos de Fe-Ti

Los espectros característicos para las mediciones de óxidos de Fe-Ti realizadas en SEM entregan espectros composicionales con elementos mayores (O, Fe y Ti) y menores (Si, Mg, Al, Na y V). Utilizando los peaks característicos para titanomagnetitas e ilmenitas se identifican las fases minerales correspondientes a cada medición. Calculando la fórmula estructural, se obtuvo la clasificación composicional para los óxidos de Fe-Ti, en donde alrededor de un 86% de las mediciones pertenecen a las series de solución sólida de las titanomagnetitas, cuyos miembros extremos son la ulvöespinela (Fe_2TiO_4) y la magnetita (Fe_3O_4). Por otra parte, el 14% restante se clasifican en la serie de la ilmenita, cuyos miembros extremos son la ilmenita ($FeTiO_3$) y hematita (Fe_2O_3). Debido a que el SEM no es capaz de diferenciar los estados de oxidación del

Fe, el FeO total fue recalculado como FeO y Fe₂O₃ para cada medición siguiendo el procedimiento de Stormer (1983) para titanomagnetitas, y Droop (1987) para ilmenitas. Los cristales de ilmenita tienen composiciones de $X_{ilm}=0.63-0.95$ (proporción catiónica de Ti) y $X_{hmt}=0.05-0.36$ (proporción catiónica de Fe²⁺) y se encuentran en contacto con cristales de titanomagnetitas los cuales en base a su composición son agrupados en dos grupos: alto-Ti ($X_{usp}=0.49$; $X_{mgt}=0.51$) y bajo-Ti ($X_{usp}=0.06$; $X_{mgt}=0.94$).

5 Discusiones

Las condiciones pre-eruptivas de un sistema corresponden a todas aquellas variables intensivas (temperatura, presión y fugacidad de oxígeno) que controlan la cristalización de los minerales en los cuales se habría almacenado el material magmático previo al evento eruptivo. La identificación de fases minerales es fundamental para la determinación del método a utilizar para obtener dichas variables. Para obtener las variables intensivas de los sistemas que dieron origen a las unidades Tuyajto y Puricó, se realizó un análisis puntual en SEM para obtener las composiciones semicuantitativas de cristales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbola y óxidos de Fe-Ti. Los datos obtenidos en el SEM son parámetros químicos característicos para cada mineral. Con esta información, es posible utilizar distintos geotermobarómetros y oxibarómetros para estimar los campos de presión, temperatura y fugacidad de oxígeno que originan las rocas piroclásticas abordadas en este estudio. Además, mediante la modelación termodinámica en el software Rhyolite MELTS, se logran reproducir parte de las composiciones obtenidas para los cristales de plagioclasa y piroxenos, obteniendo fases en equilibrio mineralógico que se condicionan a ciertos campos de condiciones termodinámicas.

5.1 Condiciones físicas intensivas pre-eruptivas

5.1.1 Termometría

Las temperaturas obtenidas para las unidades Tuyajto y Puricó se basaron en las metodologías de Putirka (2008) en pares de piroxenos, Ridolfi & Renzulli (2010) en cristales de anfíbola, y Ghiorso & Evans (2008) en pares de ilmenita-titanomagnetita, respectivamente.

El geotermómetro de dos piroxenos es ideal para estimar las temperaturas pre-eruptivas del fundido cuando ambas fases minerales (ortopiroxeno-clinopiroxeno) están en contacto o con una proximidad muy cercana si se encuentran en equilibrio químico entre ellos (Putirka, 2008). Este equilibrio se puede evaluar a partir de filtros que sirven para discriminar su existencia. Los filtros de equilibrio revelaron que alrededor de la mitad de los pares de piroxenos sometidos a esta prueba están en equilibrio. En consecuencia, solo esos pares fueron considerados para determinar las temperaturas preeruptivas del sistema. De este modo, las temperaturas obtenidas para la unidad Tuyajto se encuentran en un rango de 1.010° - $1.044^{\circ} \pm 56$ °C (Figura 28).

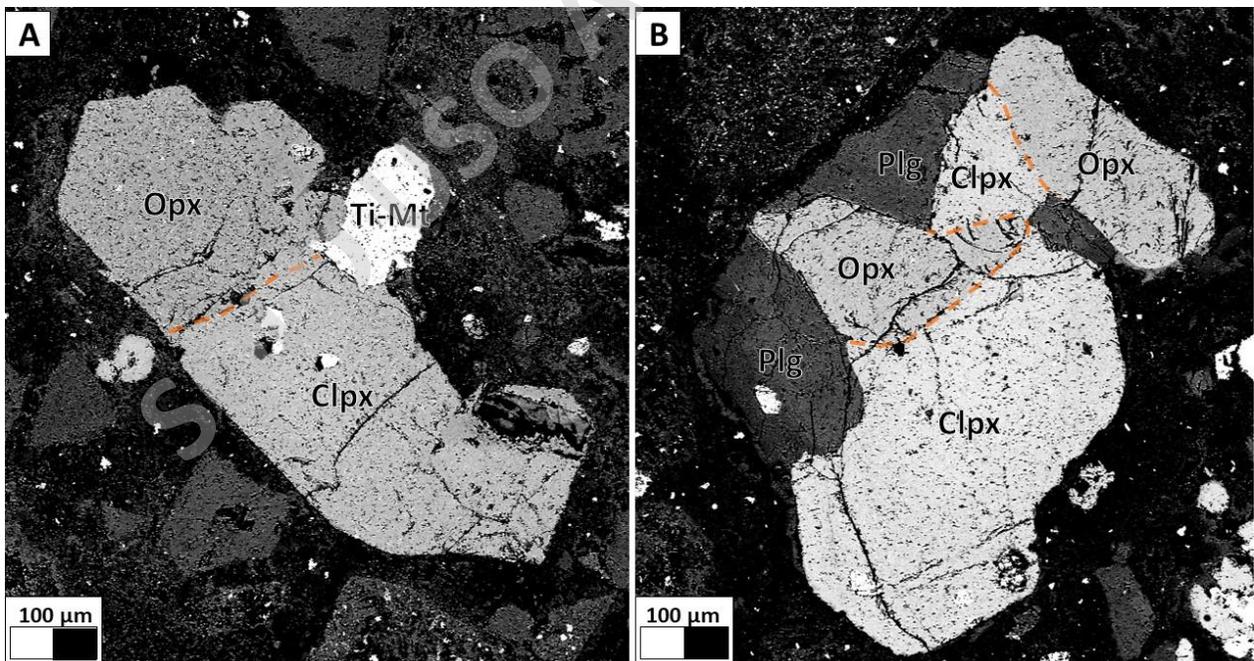


Figura 28. Imagen de electrones retrodispersados mostrando pares de ortopiroxeno (Opx) y clinopiroxeno (Clpx) de la unidad Tuyajto utilizados en geotermobarometría.

Por otra parte, para calcular la temperatura de la unidad Puricó se recalcularon los espectros característicos en SEM para fenocristales de anfíbolos cálcicos no zonados (de acuerdo con lo propuesto por Gorini et al. 2018). Este termobarómetro de una fase tiene la particularidad de estar calibrado para un amplio rango de condiciones físico-químicas y composiciones, por lo que es un excelente trazador para procesos magmáticos como ascenso, almacenamiento y mezcla de magmas (Rutherford & Devine, 2003; Zhang et al, 2017). Los valores obtenidos por el termómetro de anfíbola arrojan temperaturas entre 688° y $796^{\circ}\pm 16$ °C para las rocas piroclásticas que conforman la unidad Puricó. Sin embargo, el método no está calibrado para este rango de temperaturas, por lo tanto, se considera un dato que inicialmente tendría una baja confiabilidad.

A pesar de que la temperatura obtenida se encuentra fuera del rango calibrado por el método, el resultado se superpone con las estimaciones de temperaturas obtenidas por Schmitt et al (2001) y Gorini et al (2018) en zonas aledañas a las de este estudio (Figura 29). El primero utilizó la metodología de Holland & Blundy (1994) en fases minerales de plagioclasa-anfíbola en equilibrio químico calibrados para rocas ígneas y metamórficas, obteniendo temperaturas entre 795° - 800° C con un error asociado de $\pm 40^{\circ}$ C para pómez dacíticas del Complejo Volcánico Puricó (CVP). El segundo utilizó la metodología de Ridolfi & Renzulli (2012) en cristales de anfíbolos cálcicos, dando como resultado temperaturas que oscilan entre los 791° - 828° C para muestras de lavas-domos dacíticos en las áreas geotermales de La Torta y Apacheta (Localizados a 58 km y 138 km respectivamente al norte de la ignimbrita Puricó), los cuales a su vez forman parte del CVAP.

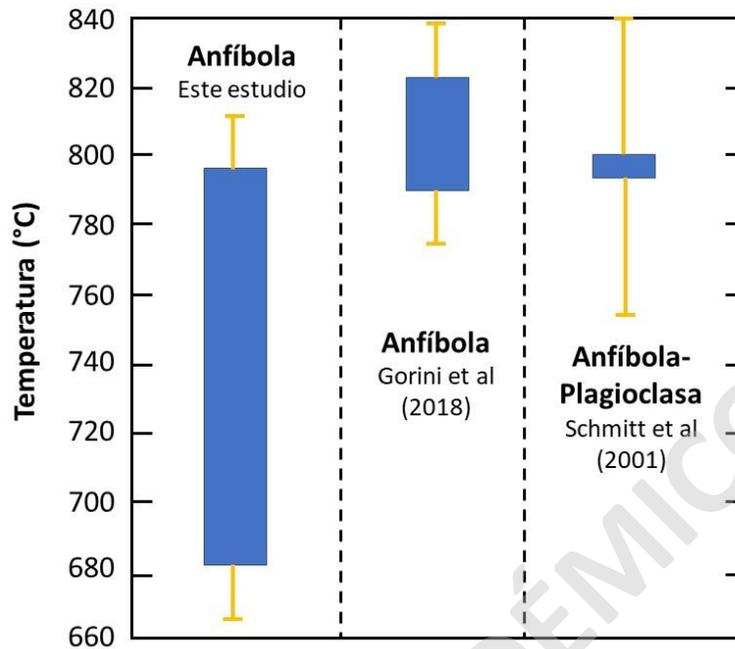


Figura 29. Diagrama comparativo de termómetros de la unidad Puricó (este estudio), versus los obtenidos por otros autores en sectores aledaños. Las líneas amarillas representan la incertidumbre del método.

Finalmente, acorde a la metodología de Ghiorso & Evans (2008) la temperatura de intercambio de Fe-Ti en pares de ilmenita-titanomagnetita es de 457°C para la unidad Puricó, y de 1557°C para la unidad Tuyajto. No obstante, las condiciones intensivas se alejan de los parámetros esperados para un sistema magmático (al estar bajo el solidus y sobre el liquidus, respectivamente). Es probable que esta inconsistencia se deba a la dificultad que implica medir este tipo de fase mineral, considerando que en microsonda electrónica se necesita mucho tiempo para realizar una correcta medición, y los datos de este estudio solo fueron obtenidos mediante SEM. Además, como los cristales son pequeños es posible que sean microlitos que están en desequilibrio entre ellos. Para este caso no se pudo utilizar el filtro de equilibrio Mn-Mg e óxidos de Fe-Ti (Bacon & Hirshmann, 1988). En consecuencia, los resultados, son valores de temperaturas inverosímiles, donde algunas son más calientes que el manto (muy sobre el liquidus) y otras se encuentran muy bajo el solidus.

5.1.2 Barometría

La presión a la que está sometida un reservorio magmático es un factor fundamental para la generación de erupciones volcánicas explosivas, ya que determina el ascenso del magma en el conducto, además de estar relacionada con la cristalización de fases minerales y la solubilidad de los volátiles en el magma (Tait et al., 1989). El proceso de disminución de la presión a medida que fundido asciende por la corteza en conjunto al proceso de cristalización, favorece la exsolución de volátiles y su consiguiente expansión gaseosa (Sacks & Linde, 2006).

En particular, para este estudio la presión del sistema obtenida corresponde a la presión litostática, la cual guarda relación con la densidad de la corteza en la ZVC y la profundidad del techo de la cámara magmática.

Para la unidad Tuyajto se obtuvieron presiones que oscilan entre los 6.3 y 8.3 ± 3.2 kbar (18.9- 24.9 ± 9.6 km de profundidad en la corteza) de acuerdo con el método de dos piroxenos de Putirka (2008). Por otra parte, las presiones obtenidas para la unidad Puricó mediante termobarometría en anfíbolos propuesta por Ridolfi & Renzulli (2012) están entre 0.7 y 1.77 ± 0.4 kbar (2.1- 5.31 ± 1.2 km de profundidad en la corteza). Además, Schmitt et al (2001) obtuvo presiones entre 1.5 a 1.6 kbar (Figura 30), en áreas geotermales aledañas a la ignimbrita Puricó, utilizando barometría de plagioclasa-anfíbola y su respectivo contenido de aluminio, corregido para temperaturas derivadas de óxidos de Fe-Ti acorde a las ecuaciones de Anderson y Smith (1995), con un error acumulado de 0.5 kbar. Adicionalmente, Gorini et al (2018) obtuvo valores que fluctúan entre los 1.25 a 1.89 kbar (Figura 30).

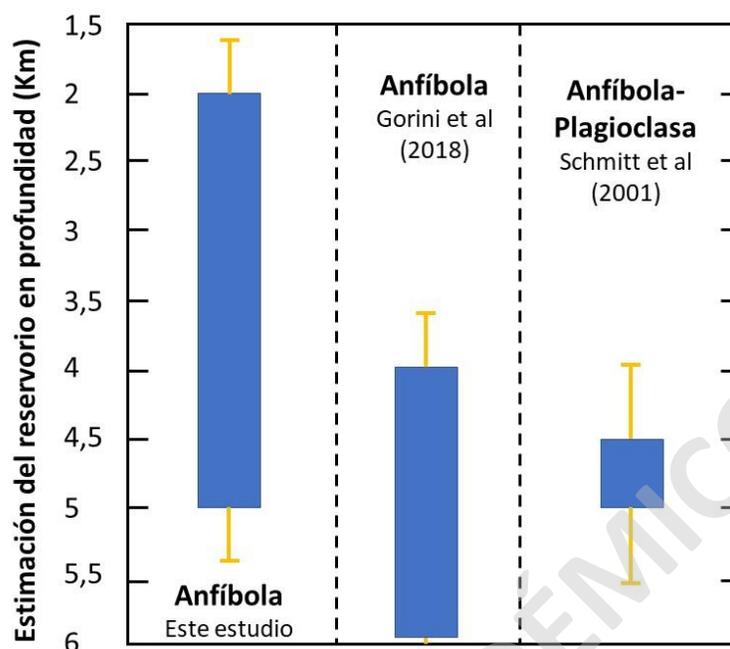


Figura 30. Diagrama comparativo de estimación de profundidades del reservorio para la unidad Puricó en comparación con presiones obtenidas por Schmitt et al (2001) y Gorini et al (2018). Las líneas amarillas representan la incertidumbre del método.

5.1.3 Oxibarometría

La oxibarometría en óxidos de Fe-Ti permite calcular la fugacidad de oxígeno (fO_2) de un sistema en que están en equilibrio con las fases de las series titanomagnetita e ilmenita.

Para este análisis, se empleó la metodología de Ghiorso & Evans (2008) en pares de ilmenita-titanomagnetita. Para la unidad Tuyajto, se obtiene un NNO+0.8 (equivalente a un QFM+1.5), mientras para la unidad Puricó se obtiene un NNO+0.2 (equivale a un QFM+1). Respecto a este último, Gorini et al (2018) obtiene valores similares para rocas dacíticas del área geotermal de Pabellón, con un NNO+0.2-0.3 utilizando el oxibarómetro de anfíbola. Adicionalmente, Schmitt et al (2001) utilizó el programa QUILF de Andersen et al (1993), obteniendo un NNO+1 con un error de 0.3 unidades logarítmicas para fO_2 en pómez dacíticas del Complejo Volcánico Puricó.

Por otro lado, el análisis de los valores de fO_2 obtenidos mediante la metodología de Ridolfi & Renzulli (2012), abarcan un espectro muy amplio de fO_2 (ver Anexo E), por lo que se considera que los resultados no son representativos ya que no existe una consistencia entre ellos.

5.1.4 Modelización termodinámica (MELTS)

Se realizaron modelaciones termodinámicas de fases en equilibrio para sistemas magmáticos en el software Rhyolite MELTS (de ahora en adelante, MELTS), en una serie de iteraciones que involucran parámetros de composición química, presión, temperatura, % de agua disuelta y fugacidad de oxígeno. Para esta modelación, la composición del fundido inicial corresponde a la química de roca total (Tabla 1) obtenida por Rosales (2021) en rocas piroclásticas correspondientes a la unidad Tuyajto y Puricó. Se utilizaron porcentajes de agua del 1-5%, y para cada uno se modeló a presiones isobáricas que abarcan entre 1 a 20 kbar acorde al grosor cortical de la zona de estudio (~70 km). Los rangos de temperatura utilizados van de los 1200°-700°C, mientras que el buffer de fugacidad de oxígeno empleado fue QFM (equivalente a $\Delta\text{NNO}+0.7$).

Adicionalmente, se define un criterio arbitrario para el filtro de datos respecto al contenido de cristales (% vol. de cristales) para plagioclasas y piroxenos. De esta manera, las composiciones químicas obtenidas en SEM, en caso de ser reproducidas en MELTS deben estar en un rango específico de contenido de partículas sólidas para considerarla como un valor válido. Así, se asigna un rango entre 0-25% de cristalinidad para piroxenos, principalmente por su aspecto euhedral, además de que no se encuentran rellenando espacios, lo que implica su desarrollo en los primeros estadios de cristalización en el sistema.

Por otra parte, los rangos de cristalinidad utilizados para plagioclasas son de 0-10% (Zona 1), 10-40% (Zona 2) y 40-60% (Zona 3). Es de esperar que los núcleos de plagioclasa (Zona 1) se generen en escenarios de baja cristalinidad, y a medida que el proceso continúa, el contenido de cristales incrementa, suponiendo un empaquetamiento máximo del 60% para los bordes (Zona 3), ya que sobre esa cifra el reservorio tiende a comportarse reológicamente como un sólido (Caricchi et al., 2007).

Debido a que las modelaciones abarcan distintos niveles de la corteza (1-60 km), es común que el software reproduzca fases minerales que no son consistentes con la paragénesis identificada petrográficamente. Es el caso del granate, en donde los valores fueron considerados válidos solo si su contenido es inferior al 2%. En consecuencia, gran parte de las composiciones de clinopiroxenos reproducidas en MELTS debieron ser descartadas debido al elevado contenido de granate presente en la modelación.

Con estos parámetros y condiciones se desarrollan diagramas de estabilidad mineral (Figura 31) para plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno de las unidades Tuyajto y Puricó, cuyas composiciones químicas están dentro de los rangos obtenidos en SEM.

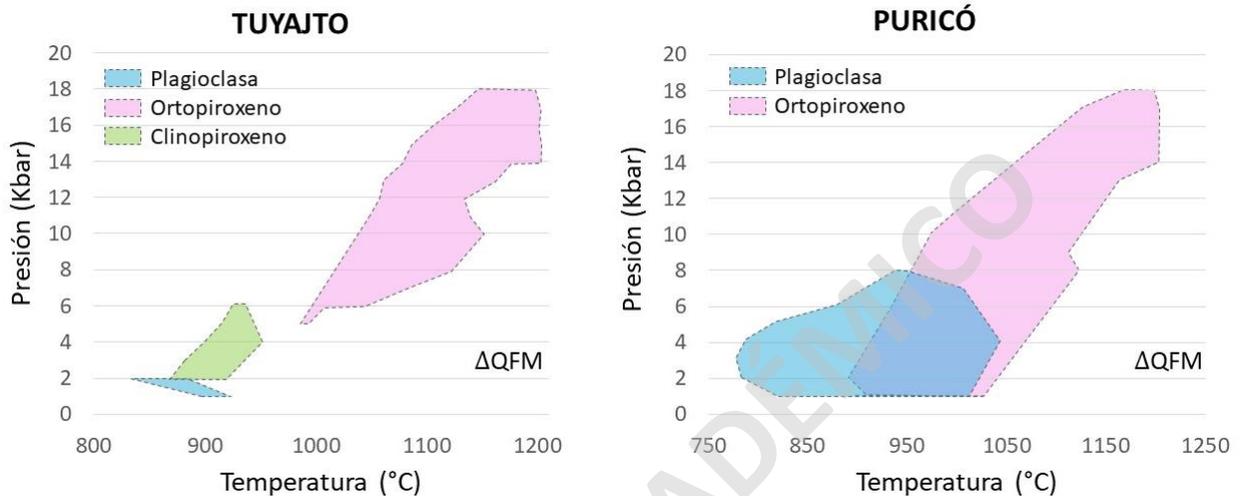


Figura 31. Diagramas de estabilidad mineral para las unidades Tuyajto y Puricó en base al buffer de fugacidad de oxígeno QFM.

Las composiciones de los cristales de clinopiroxeno solo son reproducidos para la unidad Tuyajto en condiciones de 2-6 kbar a 882-948°C entre un 4 y 5% H₂O, mientras que el campo de estabilidad de las composiciones de cristales de ortopiroxeno es considerablemente mayor en comparación a los clinopiroxenos y plagioclasas (ver figura 31). Para la unidad Tuyajto, las composiciones de ortopiroxeno son reproducidos por el software en condiciones termodinámicas de 5-18 kbar entre 991-1200°C con variaciones de 1-5% H₂O. Para la unidad Puricó las condiciones que definen el campo de estabilidad para ortopiroxenos fluctúan entre 1-18 kbar con 1-5% H₂O a 895-1200°C.

Respecto a las composiciones de plagioclasa, no fue posible reproducir la Zona 1 de ambas unidades (Figura 32), la cual representa los núcleos de esta fase cristalina y en general, es común no poder reproducirlas por el software. Es probable que los núcleos de ambas unidades fueron derivados de un magma más primitivo, cuya evolución generó la composición actual dentro del sistema. No existe evidencia textural que indique que son xenocristales, por lo que se denominan antecristales.

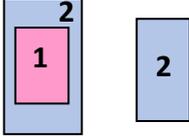
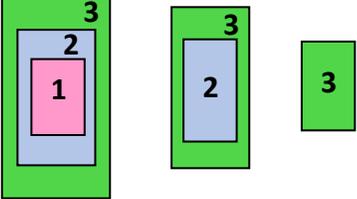
Zonas	Zona 1 Núcleos	Zona 2 Núcleos y zona intermedia	Zona 3 Bordes
Plagioclasas			
Tuyajto	X		X
Puricó	X		

Figura 32. Diagrama representativo de zonas composicionales para plagioclasas reproducidas por el software Rhyolite-MELTS con sus respectivas zonas reproducidas para la unidad Tuyajto y Puricó.

Continuando con la evolución de los cristales de plagioclasa, se desarrolla la zona 2 (Figura 32) la cual corresponde a una zona transicional composicionalmente para ambas unidades. Los parámetros físico-químicos para la unidad Puricó están definidos entre 1 y 8 kbar, 1 y 5% H₂O y 780° y 1043°C. Por otra parte, para Tuyajto estos comprenden los 1 y 2 kbar, 3 y 5% H₂O y 892-909°C. Finalmente, la Zona 3 es reproducida por el software únicamente para la unidad Puricó de 6 y 8 kbar con 1% H₂O entre 890 y 950°C.

5.2 Modelo Global

Las condiciones intensivas obtenidas mediante termobarometría, oxibarometría, y MELTS (Tabla 5), sugieren que el(los) reservorio(s) asociados a las unidades Tuyajto y Puricó se localizan en la corteza superior.

Tabla 5. Resumen condiciones intensivas obtenidas con termobarometría y modelación termodinámica en Rhyolite-MELTS.

Condiciones intensivas				
Unidad	Autor	Método	P° (kbar)	T° (°C)
Tuyajto	Este estudio	2 piroxenos	6.3-8.3±3.2	1010-1044±56
	Este estudio	MELTS	2	880-898
Puricó	Este estudio	Anfíbola	0.7-1.8±0.4	688-796±16
	Gorini et al (2018)	Anfíbola	1.3-1.9±0.4	791-828±16
	Schmitt et al (2001)	Plg-Anfíbola	1.5-1.6±0.5	795-800±40
	Este estudio	MELTS	1-8	900-1050

Si bien estos cuerpos pueden ser emplazados en distintos niveles corticales en un espesor que abarca ~70 km, ambos se concentran en niveles someros de la corteza. En cuanto a las temperaturas obtenidas, la tendencia general es que Tuyajto cristaliza sus fases minerales a mayor temperatura respecto a la unidad Puricó. Si consideramos el error asociado a cada método y obtenemos el promedio de los rangos de temperatura, la diferencia entre ambas unidades es de 285°C. Sin embargo, se debe considerar que la obtención de la temperatura para ambas unidades está basada en la utilización de distintos métodos que utilizan diferentes minerales como termómetros, por lo que podrían representar diferentes etapas de evolución magmática. En consecuencia, una comparación más aproximada sería utilizando un mismo termómetro.

Por otra parte, las presiones se obtuvieron a partir del método de dos piroxenos para la unidad Tuyajto, y el método de barometría en anfíbola para la unidad Puricó. Las presiones de la unidad Tuyajto varían entre 6.3 y 8.3±3.2 kbar, (lo que equivale a 18.9-24.9±9.6 km de profundidad). En particular este método entrega un alto grado de incertidumbre respecto a las presiones entregadas, debido al amplio rango que proporciona la incertidumbre del método con casi ±10 km de profundidad en la corteza. Las presiones de la unidad Puricó están entre 0.7-1.77±0.4 kbar (2.1-5.31±1.2 km de profundidad en la corteza). Para este caso el error asociado al método es significativamente menor en comparación al método de dos piroxenos.

Si comparamos ambas unidades sin considerar el error asociado a cada método (Figura 33) observamos que la unidad Tuyajto se localiza a mayor profundidad respecto a la unidad Puricó. Sin embargo, cuando consideramos el error asociado al método de los 2 piroxenos, este valor

se superpone con la profundidad obtenida para la unidad Puricó. De igual manera la obtención de las presiones es acorde a dos metodologías distintas que utilizan diferentes minerales como barómetros. Es por esto que es más adecuado referirse a estos parámetros obtenidos de manera individual para cada unidad producto de sus obtenciones en base a distintas metodologías, ya que podrían estar representando distintos escenarios, entre ellos, la presión a la que cristaliza el mineral analizado, la presión a la que se localiza la cámara magmática, entre otros. Para una correcta comparación entre ambas unidades se sugiere la utilización del mismo barómetro para las rocas de ambas unidades.

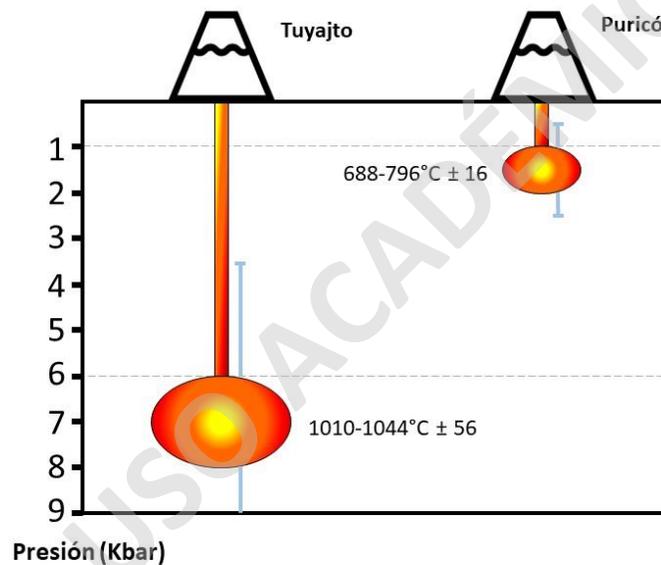


Figura 33. Modelo global de las condiciones intensivas asociadas al reservorio de las ignimbritas Tuyajto y Puricó, considerando la incertidumbre de los métodos.

Como las mediciones de condiciones intensivas fueron realizadas a partir de distintos métodos se sugiere para posteriores estudios realizar una medición de piroxenos (presentes en ambas unidades) para llevar a cabo una comparación válida entre la unidad Tuyajto y Puricó.

5.3 Reservorio *crystal mush*

Los productos volcánicos asociados a las unidades Tuyajto y Puricó poseen una serie de características que pueden ser asociadas con una zona de *crystal mush* en corteza superior. Entre ellas se destaca una alta cristalinidad de los productos volcánicos (40-60 vol.%), lo que sugiere que la cristalinidad en el reservorio sería mayor, lo que concuerda lo descrito por Bachmann & Bergantz, (2008) para un reservorio *crystal mush*.

Adicionalmente las evidencias texturales complejas que implican episodios de reequilibrio en el sistema son observadas en las muestras de ambas unidades como embahiamientos, cúmulos cristalinos, zonaciones normales y oscilatorias. Estas texturas indican eventos prolongados de cristalización, en donde el reequilibrio en el reservorio tiene lugar en varios estadios de cristalización, para los cuales existen determinadas condiciones de presión, temperatura y fugacidad de oxígeno que constantemente cambian a medida que ocurre el reequilibrio en el sistema magmático (eg. Morgado et al., 2019).

En conjunto, estas características sugieren que para ambas unidades la reología del reservorio magmático que las origina es rígida o semirígida, siendo consistente con la presencia de un *crystal mush* en el reservorio.

6 Conclusión

Las ignimbritas pleistocenas Tuyajto y Puricó asociadas al CVAP son similares en cuanto a su composición química y mineralogía (plagioclasa, piroxenos, anfíbola y óxidos de Fe-Ti). Se utilizó la composición semicuantitativa de las fases minerales para aplicarlas en termobarómetros, oxibarómetros y MELTS para inferir las siguientes condiciones físicas pre-eruptivas:

- La barometría de dos piroxenos indica un reservorio en corteza media a superior, alrededor de los 6-8 kbar para la unidad Tuyajto. La barometría de anfíbola indica un reservorio en corteza superior entre 1-2 kbar para la unidad Puricó, la cual es consistente con trabajos previos en el CVP y sectores geotermales aledaños a este. La ubicación en distintos niveles corticales para ambas unidades podría indicar que son reservorios independientes entre sí, pero con características similares. Probablemente son parte de un gran sistema interconectado que se

asocia al CMAP. Si se considera la incertidumbre asociada al método de los dos piroxenos (3.2 kbar) esta propuesta cambia ya que ambos reservorios podrían estar en un mismo nivel cortical.

- Las temperaturas indican que los productos volcánicos asociados a la ignimbrita Puricó obtenidas con el método de Ridolfi & Renzulli (2010) en cristales de anfíbola, son relativamente frías (688°-796°C) en comparación a los de la unidad Tuyajto (1010°-1044°C), obtenidos con el método de Putirka (2008) en pares de piroxenos. Como se trata de fases minerales distintas, estas pueden indicar una evolución magmática con diferencias en el tiempo y espacio. Estas temperaturas pueden corresponder a la temperatura del reservorio magmático, o a los bordes de este. También podrían estar representando temperaturas de xenocristales en el sistema. A simple vista estos resultados son consistentes con los niveles en que se ubican los reservorios magmáticos para cada unidad, sin embargo, debido a la incertidumbre asociada a uno de los métodos es posible que los reservorios se ubiquen a un mismo nivel en la corteza.
- Los buffers de fugacidad de oxígeno obtenidos con oxibarrografía en óxidos de Fe-Ti son similares para ambas unidades (Tuyajto: QFM+1; Puricó: QFM+1.5), así como también consistentes con los resultados de otros autores (Schmitt et al, 2001; Gorini et al, 2018).
- Las características texturales complejas como sieve, embahiamientos y cúmulos cristalinos sugieren episodios de desequilibrio en el sistema. Esta evidencia sumada a la alta cristalinidad de las muestras (35-55% vol. de cristales) sugiere que el reservorio se relaciona a una reología más bien rígida o semirrígida asociada a un crystal mush para ambas unidades.
- Finalmente, se puede concluir que ambas unidades poseen condiciones pre eruptivas similares, que difieren ligeramente para la variable de temperatura. Sin embargo, al tratarse de fases distintas (piroxeno y anfíbola) esta variable puede representar temperaturas asociadas a diferentes etapas de la evolución magmática, por lo que es posible que provengan de un mismo sector del reservorio.

7 Bibliografía

Adam, J & Reuther, C. (2000). Crustal dynamics and active fault mechanics during subduction erosion. Application of frictional wedge analysis on to the North Chilean Forearc: *Tectonophysics*, v.321, pp. 297 – 325.

Amilibia, A., Sabat, F., McClay, K., Muñoz, J., Roca, E & Chong, G. (2008). The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology*. Vol. 30 (12): 1.520-1.539.

Arriagada, C., Cobbold, P & Roperch, P. (2006). Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous. *Tectonics*. Vol. 25 (1): 1-19.

Aron, F., González, G., Veloso, E & Cembrano, J. (2008). Architecture and style of compressive Neogene deformation in the eastern-southeastern border of the Salar de Atacama basin (22°30'-24°15'S): A structural setting for the active volcanic arc of the Central Andes. *International Symposium on Andean Geodynamics N°7*. Acta 1: 52-55. Nice.

Avdievitch, N., Ehlers, T & Glotzbach, C. (2018). Slow Long-Term Exhumation of the West Central Andean Plate Boundary, Chile. *Tectonics* 37, 2243–2267.

Bachmann, O & Bergantz, G. (2008). The magma reservoirs that feed supereruptions. *Elements*, vol 4, pp. 17-21.

Bacon, C & Hirschmann, M. (1988). Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. *American Mineralogist*; 73 (1-2): 57–61.

Basso, M & Mpodozis, C. (2012). Carta Cerro del Quimal, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 143. Mapa geológico a escala 1:100.000.

Beck, S., Zandt, G., Myers, S., Wallace, T., Silver, P & Drake, L. (1996). Crustal thickness variations in the central Andes. *Geology* 24: 407-410.

Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E. & Reyes, M. (1998). Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction zone: *J. S. Am. Earth Sci.*, v. 11, p. 115-129.

Bohlen, S & Lindsley, D. (1987). Thermometry and Barometry of Igneous and Metamorphic Rocks. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15, 397-420.

Brandmeier, M & Wörner, G. (2016). Compositional variations of ignimbrite magmas in the Central Andes over the past 26 Ma — a multivariate statistical perspective. *Lithos* 262: 713-728

Camus, F. (2003). Geología de los sistemas Porfíricos en los Andes de Chile. SERNAGEOMIN: 267pp. Santiago.

Caricchi, L., Burlini, L., Ulmer, P., Gerya, T., Vassalli, M., Papale, P. (2007). Non-Newtonian rheology of crystal-bearing magmas and implications for magma ascent dynamic. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 264, Issues 3–4, Pages 402-419.

Carlson, R., Hilde, C & Uyeda, S. (1983). The driving mechanism of plate tectonics: Relation to age of the lithosphere at trenches, *Geophys. Res. Lett.*, 10, 297-300.

- Charrier, R & Muñoz, N. (1994). Jurassic–Cretaceous paleogeographic evolution of the Chilean Andes at 238–248S and 348–358S latitude: a comparative analysis. In: Reutter, K. J., Scheuber, E. & Wigger, P. (eds) *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer, Heidelberg, 233–242.
- Charrier, R., Wyss, A. (1996). New evidence for late Mesozoic–Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca valley (358S), Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9, 393–422.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J., Gans, P., Kay, S & Zurita, E. (2002). Evidence for extensional basin development and tectonic inversion in the southern central Andes, Chile (33°–36°S). *Journal of South American Sciences*, 15(1), 117–139.
- Charrier, R., Pinto, L., & Rodriguez, M. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The Geology of Chile* (pp. 21-114). (Geological Society Special Publication).
- Charrier, R., Farías, M & Maksaev, V. (2009). Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65, 5–35.
- Charrier, R., Hérail, G., Pinto, L., García, M., Riquelme, R., Farías, M & Muñoz, N. (2013). Cenozoic tectonic evolution in the Central Andes in northern Chile and west-central Bolivia. Implications for paleogeographic, magmatic and mountain building evolution. *International Journal of Earth Sciences*, 102, 235–264.
- Chmielowski, J., Zandt, G & Haberland, C. (1999). The Central Andean Altiplano-Puna magma body. *Geophysical Research Letters* 26 (6): 783-786.
- Clemo, F., González, F & Ríos, C. (2013). Módulo 1: Morfoestructuras y Segmentación Andina. *Curso Geología Andina*, 2013.
- Deer, W., Howie, R & Zussman, J. (1992). *The rock forming minerals* 2nd edition. *Mineralogical Magazine - MINER MAG.* 60. 539-540.
- De Silva, S. (1989a). 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*. Vol. 37 (2): 93-131.
- De Silva, S. (1989b). Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology*. Vol. 17 (12): 1.102-1.106.
- De Silva, S & Francis, P. (1989). Correlation of large ignimbrites – Two case studies from the Central Andes of northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 37 (2): 133-149.
- De Silva, S & Francis, P. (1991). *Volcanoes of the Central Andes*. Springer-Verlag, New York.
- De Silva, S., Zandt, G., Trumbull, R., Viramonte, J.G., Salas, G & Jimenez, N. (2006). Large ignimbrite eruptions and volcano-tectonic depressions in the Central Andes: a thermomechanical perspective. *Geol. Soc. (Lond.) Spec. Publ.* 269, 47–63.
- De Silva S & Kay S. (2018). Turning up the heat: high-flux magmatism in the Central Andes. *Elements* 14: 245-250

- Echtler, H., Glodny, J., Gräfe, K., Rosenau, M., Meldick, D., Seifert, W & Wigger, P. (2003). Active tectonics controlled by inherited structures in the long – term stationary and non – plateau South – Central Andes. EGU/AGU Joint Assembly, EAE03 – A – 10902.
- Fisher, R. (1966). Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Science Reviews*, 287-298.
- Frost, B. (1991). An introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. Lindsley, D. H. (ed.) *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy. Oxide minerals: petrologic and magnetic significance* 25, 1-10.
- Fuenzalida, A., Pardo, M., Cisternas, A., Dorbath, L., Dorbath, C., Comte, D & Kausel, E. (1992). On the geometry of the Nazca Plate subducted under Central Chile (32-34.5° S) as inferred from microseismic data: *J. Tectonophysics*, v. 205, pp. 1-11.
- Gardeweg, M & Ramirez, C. (1985). Hoja Rio Zapaleri, II Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geologica de Chile, Serie Geología Básica 66: 89 p., 1 mapa 1:250.000. Santiago.
- Ghiorso, M & Evans, B. (2008). Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and a revision of the Fe–Ti two-oxide geothermometer and oxygen-barometer. *Am J Sci* 308:957–1039.
- González-Ferrán, O. (1995). *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico Militar, Santiago, 635 p.
- González, G., Cembrano, J., Aron, F., Veloso, E & Shyu, J. (2009). Coeval compressional deformation and volcanism in the central Andes, case studies from northern Chile (23°S–24°S). *Tectonics*. Vol. 28 (6): 57-68.
- Grocke, S., Cottrella, E., de Silva, S & Kelley, K. (2016). The role of crustal and eruptive processes versus source variations in controlling the oxidation state of iron in Central Andean magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 440:92–104.
- Gualda G., Ghiorso M., Lemons, R & Carley, T. (2012). Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *Journal of Petrology*, 53, 875-890.
- Guest, J. (1968). Banded pumice in a Chilean Ignimbrite. *Geological Magazine*. Vol. 105 (2): 177-184.
- Guest, J. (1969). Upper Tertiary ignimbrites in the Andean cordillera of part of the Antofagasta province, northern Chile. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 80 (3): 337-362.
- Henríquez, S., Becerra, J. & Arriagada, C. (2014). Geología del área San Pedro de Atacama, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile N°171, escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería: 99 pp. Santiago.
- Henríquez, S., Decelles, P & Carrapa, B. (2019). Cretaceous to Middle Cenozoic exhumation history of the Cordillera de Domeyko and Salar de Atacama basin, northern Chile. *Tectonics*. Vol. 38 (2): 395-416.
- Hickey, J & Gottsmann, J. (2014). Benchmarking and developing numerical Finite Element models of volcanic deformation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 280. 126-130.

- Hildreth, W. (1981). Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research* 86(B11): 10153-10192.
- Hildreth, W. (2004). Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 136: 169-198.
- Hildreth, W & Wilson, C. (2007). Compositional zoning of the Bishop Tuff. *Journal of Petrology* 48: 951-999.
- Holland T, Blundy J (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib Mineral Petrol* 116(4):433–447.
- Hou, T., Botcharnikov, R., Moulas, E., Just, T., Berndt, J., Koepke, J., Zhang, Z., Wang, M., Yang, Z & Holtz, F. (2021). Kinetics of Fe-Ti oxide re-equilibration in magmatic systems: Implications for thermo-oxybarometry. *Journal of Petrology*. 10.1093/petrology/egaa116.
- Irvine, T & Baragar, W. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*. Vol. 8 (5): 523-548.
- Jellinek, A & DePaolo, D. (2003). A model for the origin of large silicic magma chambers: Precursors of caldera-forming eruptions. *Bull. Volcanol.* 65, 363-381.
- Jordan, T., Godfrey, L., Hein, M., Lowenstein, T., Muñoz, N & YU, J. (2002). Active faulting and folding without topographic expression in an evaporite basin, Chile. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 114 (11): 1.406-1.421.
- Jordan, T., Blanco, N., Gardeweg, M., Mpodozis, C., Muñoz, N & Pananont, P. (2007). Cenozoic subsurface stratigraphy and structure of the Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 23 (2-3): 122-146.
- Kay, M., Caffee, P., Chen, C & Coira, B. (2010). Regional chemical diversity, crustal and mantle sources and evolution of central Andean Puna plateau ignimbrites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 198 (1-2): 81-111.
- Kay, S & Mpodozis, C. (2002). Magmatism as a probe of Neogene shallowing of the Nazca Plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*. 15. 39-57. 10.1016/S0895-9811(02)00005-6.
- Leake, B., Woolley, A., Arps, C., Birch, W., Gilbert, C., Grice, J., Hawthorne, F., Kato, A., Kisch, H., Vladimir, K., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W., Nickel, E., Rock, N., Schumacher, J., Smith, D., Stephenson, N & Guo, Youzhi. (1997). Nomenclature of amphiboles; Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*. 82. 1019-1037.
- Le Bas, M., Lemaître, R., Streckeisen, A. & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic-rocks based on the Total Alkali Silica Diagram. *Journal of Petrology*. Vol. 27 (3): 745-750.
- Linares, E., Cordani, U & Munizaga, F. (1982). Magmatic evolution of the Andes---An introduction. *Earth-science Reviews - EARTH-SCI REV.* 18. 199-203. 10.1016/0012-8252(82)90036-8.
- Lindsay, J., Schmitt, A., Trumbull, R., de Silva, S., Siebel, W & Emmermann, R. (2001). Magmatic evolution of the La Pacana caldera system, Central Andes, Chile: compositional variations of two cogenetic large-volume felsic ignimbrites. *J. Petrol.* 42 (3):459–486.

- Lindsley, D. (1991). *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*. Reviews in Mineralogy Series Vol. 25. xiv + 509 pp. Washington: Mineralogical Society of America.
- Lipman, P. (2007). Incremental assembly and prolonged consolidation of Cordilleran magma chambers: Evidence from the Southern Rocky Mountain volcanic field. *Geosphere* 3.
- Loucks, R. (1996). A precise olivine–augiteMg–Fe-exchange geothermomete. *Contrib.Mineral. Petrol.* 125, 140–150.
- Loucks, R., Fiorentini, M & Henríquez, G. (2020). New Magmatic Oxybarometer Using Trace Elements in Zircon. *Journal of Petrology*. 61. 1-30. 10.1093/petrology/egaa034.
- López-Escobar, L., Cembrano, J & Moreno, H. (1995). Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic quaternary volcanism (37-46°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 22, No. 2, p. 219-234.
- Malfait, W., Seifert, R., Petitgirard, S., Perrillat, J., Mezouar, M., Ota, T., Nakamura, E., Lerch, P & Sanchez, C. (2014). Supervolcano eruptions driven by melt buoyancy in large silicic magma chambers. *Nature Geoscience*. 7. 10.1038/NGEO2042.
- Mamani, M., Wörner, G & Sempere, T. (2010). Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Geological Society of America Bulletin* 122: 162-182.
- Marinovic, S & Lahsen, A. (1984). Hoja Calama, Región de Antofagasta. *Carta Geológica de Chile N°58, escala 1:250.000*. Servicio Nacional de Geología y Minería: 140 pp.
- Marsh, B. (1981). On the crystallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 78: 85-98.
- Mason, B., Pyle, D & Oppenheimer, C. (2004). The size and frequency of the largest explosive eruptions on Earth. *Bull. Volcanol.* 66, 735-748.
- Maxwell, P & Mora, M. (2020). Lithium and Chile: looking back and looking forward. *Miner Econ* 33, 57–71.
- Moraga, A., Chong, G., Fortt, M & Henríquez, H. (1974). Estudio geológico del Salar de Atacama, Provincia de Antofagasta. *Boletín del Instituto de Investigaciones Geológicas*. N° 29: 154 pp. Santiago.
- Morgado, E., Parada, M., Contreras, C., Castruccio, A., Gutiérrez, F & McGee, L. (2015). Contrasting records from mantle to surface of Holocene lavas of two nearby arc volcanic complexes: Caburgua-Huelemolle Small Eruptive Centers and Villarrica Volcano, Southern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 306, 1–16.
- Morgado, E., Morgan, D., Harvey, J., Parada, M., Castruccio, A., Brahm, R & Hammond, S. (2019). Localised heating and intensive magmatic conditions prior to the 22–23 April 2015 Calbuco volcano eruption (Southern Chile). *Bulletin of Volcanology*, 81(4), 2
- Mpodozis, C., Blanco, N., Jordan, T & Gardeweg, M. (2000). Estratigrafía y deformación del Cenozoico tardío en la región norte de la cuenca del Salar de Atacama: La zona de Vilama-Pampa Vizcachita. *Congreso Geológico Chileno N°9. Actas 2*: 598-603. Puerto Varas.
- Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P & Reich, M. (2005). Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, Northern

Chile: Implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics*. Vol. 399 (1): 125-154.

Muir, D., Blundy, J., Hutchinson, M & Rust, A. (2014). Petrological imaging of an active pluton beneath Cerro Uturuncu, Bolivia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 167: 980-1004

Munk, L., Boutt, D., Bradley, D., Hynek, S., Jochens, H & Labay, K. (2016). Lithium brines: A global perspective. *Rare Earth and critical elements in ore deposits*. Verplanck, P. & Hitzman, M. (editors). *Society of Economic Geologists*: 339-365. Littleton.

Mutch, E., Blundy, J., Tattitch, B., Cooper, F & Brooker, R. (2016). An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. 10.17863/CAM.6362.

Muñoz, N., Charrier, R & Jordan, T. (2002). Interactions between basement and cover during the evolution of the Salar de Atacama basin, northern Chile. *Revista Geológica de Chile*. Vol. 29 (1): 55-80.

Niemeyer, H. (2013). Geología del área Cerro Lila – Peine, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile N°147, escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería: 37 pp. Santiago.

Oliveros, V., Gonzalez, J., Espinoza, M., Vásquez, P., Rossel, P., Creixell, C., Sepulveda, F., Bastías Mercado, Francisco. (2018). The Early Stages of the Magmatic Arc in the Southern Central Andes.

Ort, M., Coira, B & Mazzoni. (1996). Generation of a crust-mantle magma mixture: magma sources and contamination at Cerros Panizos, central Andes. *Contrib.Mineral. Petrol.* 123 (3):308–322.

Paine, A., Wadsworth, F & Baldini, J. (2021). Supereruption doublet at a climate transition. *Commun Earth Environ* 2, 219.

Peccerillo, A & Taylor, S. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 58 (1): 63-81.

Perkins, J., Ward, K., de Silva, S., Zandt, G., Beck, S., Finnegan, N. (2016). Surface uplift in the Central Andes driven by growth of the Altiplano Puna Magma Body. *Nature Communications* 7, 13185.

Petrinovic, I., Grosse, P., Guzmán, S & Caffè, P. (2017). Evolución del volcanismo cenozoico en la puna Argentina. *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino – Tucumán*.

Polzunenkov, G. (2018). Evaluation of P–T and fO₂ Conditions of Crystallization of Monzonitic Rocks of the Velitkenay Granite–Migmatite Massif (Arctic Chukotka) Based on Mineral Thermobar- and Oxybarometry. *Russian Journal of Pacific Geology*. 12. 429-442. 10.1134/S1819714018050081.

Prakash, D. (2007). *Researcher Geothermobarometry: Applications and Limitations*. Department of Geology, Banaras Hindu University, Varanasi-221 005, India.

Putirka KD (2008) Thermometers and barometers for volcanic systems. *Rev Mineral Geochem* 69(1):61–120.

Ramírez, C. (1978). Geología del cuadrángulo Socaire y sector oriental del cuadrángulo Peine. Prospección y evaluación de elementos polimetálicos, Alta Cordillera, Región de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas (inédito): 70 pp. Santiago.

Ramírez, C. (1979). Geología del cuadrángulo Río Grande y sector suroriental del cuadrángulo Barros Arana, Provincia El Loa, Región de Antofagasta. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología: 139 pp. Santiago.

Ramírez, C & Gardeweg, M. (1982). Hoja Toconao, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile N°54, escala 1.250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería: 122 pp.

Reed, S. (2005). Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology. Cambridge university press.

Ridolfi, F & Renzulli, A. (2012). Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130 °C and 2.2 GPa. *Contrib Mineral Petrol* 163.

Ridolfi, F., Renzulli, A & Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subductionrelated volcanoes. *Contrib Mineral Petrol* 160(1):45–66.

Rosales, F. (2021). Mineralogía, petrografía y geoquímica de ignimbritas Neógenas-Cuaternarias de la cordillera occidental (22°20'-24°00'S) y sus implicancias en el origen del litio, Región de Antofagasta, Chile. Universidad de Concepción, Facultad de ciencias químicas, departamento de ciencias de la tierra.

Rudnick, R. & Gao, S. (2004). Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry*. Holland, H. & Turekian, K (editors). Elsevier Science: 1-64. Amsterdam.

Rutherford, M & Devine, J. (2003). Magmatic conditions and magma ascent as indicated by hornblende phase equilibria and reactions in the 1995–2002 Soufriere Hills magma. *J. Petrol.* 44, 1433–1454.

Sacks, S & Linde, A. (2006). Pressure Sources in Magma Chambers and Eruption Triggering. American Geophysical Union, Fall Meeting 2007.

Salisbury, M., Jicha, B., de Silva, S., Singer, B., Jiménez, N & Ort, M. (2011). ⁴⁰Ar/³⁹Ar chronostratigraphy of Altiplano-Puna volcanic complex ignimbrites reveals the development of a major magmatic province. *Bull. Geol. Soc. Am.* 123, 821–840.

Sanchez, C., Reich, M., Leisen, M., Morata, D & Barra, F. (2017). Geochemistry of metals and metalloids in siliceous sinter deposits: Implications for elemental partitioning into silica phases. *Applied Geochemistry*.

Schmid, R. (1981). Descriptive Nomenclature and Classification of Pyroclastic Deposits and Fragments. *Geologische Rundschau*, 70, 794-799.

Schmitt, A., de Silva, S., Trumbull, R & Emmermann, R. (2001). Magma evolution in the Purico ignimbrite complex, northern Chile: Evidence for zoning of a dacitic magma by injection of rhyolitic melts following mafic recharge. *Contrib. Mineral. Petrol.* 140 (6): 680–700.

- Self, S. & Blake, S. (2008). Consequences of explosive supereruptions. *Elements* 4,41-46.
- Seyfried, H., Worrier, G., Uhlig, D., Kohler, I & Calvo, C. (1998). Introducción a la geología y morfología de los Andes en el norte de Chile. *Chungará (Arica)*, 30(1), 7-39.
- Shcherbakov, V., Plechov, P., Izbekov, P & Shipman, J. (2011). Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 162. 83-99.
- Sparks, S & Sigurdsson, H. (1977). Magma mixing: A mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature* 267, 315318.
- Stern, C & Kilian, R. (1996). Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcánico Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123, 263–281.
- Stern, C.R. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Rev. Geol. Chile* 31, 161–206.
- Tait, S., Jaupart, C & Vergnolle, S. (1989). Pressure, gas content and eruption periodicity of a shallow, crystallising magma chamber. *Earth and Planetary Science Letters*, 92(1), 107–123.
- Tapia, J., Schneider, B., Inostroza, M., Álvarez-Amado, F., Luque, J., Aguilera, F., Parra, S & Bravo, M. (2021). Naturally elevated arsenic in the Altiplano-Puna, Chile and the link to recent (Mio-Pliocene to Quaternary) volcanic activity, high crustal thicknesses, and geological structures. *J. S. Am. Earth Sci.* 105, 102905.
- Villalobos, J. (2016). Oxibarometría de biotita de intrusivos graníticos estériles y asociados a pórfidos cupríferos: efectos de la razón Fe^{3+}/Fe^{2+} y el contenido de hidrógeno en la determinación de la fugacidad de oxígeno. Universidad de Chile.
- Villanova-de-Benavent, C., Torró, L., Castillo, M., Campeny, M., Melgarejo, J., Llovet, X., Galí, S & Gonçalves, A. (2017). Fe–Ti(–V) Oxide Deposits of the Kunene Anorthosite Complex (SW Angola): Mineralogy and Thermo-Oxybarometry. *Minerals*. 7. 246. 10.3390/min7120246.
- Ward, K., Zandt, G., Beck, S., Christensen, D & 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.
- Wörner, G., Mamani, M & Blum-Oeste, M. (2018a). Magmatism in the Central Andes. *Elements*. 14. 237-244. 10.2138/gselements.14.4.237.
- Wörner, G., Schildgen, T & Reich, M. (2018b). The Central Andes: Elements of an Extreme Land. *Elements*. 14. 225-230. 10.2138/gselements.14.4.225.
- Yuan, X., Kind, R & Sobolev, S. (2002). Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* 199, 389–402.
- Zandt, G., Leidig, M., Chmielowski, J., Baumont, D & Yuan, X. (2003). Seismic detection and characterization of the Altiplano-Puna magma body, Central Andes. *Pure and Applied Geophysics* 160: 789-807
- Zhang, J., Humphreys, M., Cooper, G., Davidson, J & Macpherson, C. (2017). Magma mush chemistry at subduction zones, revealed by new melt major element inversion from calcic amphiboles. *Am. Mineral.* 102, 1353–1367.

ANEXOS

SOLO USO ACADÉMICO

Anexo A. Proporción del tamaño de fragmentos que componen las rocas identificadas al microscopio y su respectiva clasificación según Fisher (1996).

TAMAÑO DE PARTÍCULAS (%)					
Unidad	Código	Ceniza	Lapilli	Bloque	Clasificación
Tuyajto	L1E4R1	90	10	0	Toba
	L1G2R1	65	35	0	Toba de lapilli
Puricó	L1E3R1	85	15	0	Toba
	L1J6R1	93	7	0	Toba

Anexo B. Proporción de componentes identificados al microscopio y su respectiva clasificación según Schmid (1981).

Componentes (%)					
Unidad	Código	Vidrio	Líticos	Cristales	Clasificación
Tuyajto	L1E4R1	62	3	35	Toba vítrea
	L1G2R1	58	12	30	Toba vítrea
Puricó	L1E3R1	40	2	58	Toba cristalina
	L1J6R1	43	2	55	Toba cristalina

Anexo C. Espectros utilizados en pares de piroxenos para termometría con la metodología de Putirka (2008).

Espectros							
Ortopiroxeno	94	101	104	118	129	123	127
Clinopiroxeno	98	100	105	117	130	126	128

Anexo D. Termómetros y barómetros para la unidad Tuyajto en base a la metodología de dos piroxenos de Putirka (2008).

Unidad	ESPECTROS		VARIABLES INTENSIVAS		TEST DE EQUILIBRIO
	CLPX	OPX	T(°C)	P(kbar)	KD(Fe-Mg)= 1.09+-.14
TUYAJTO	98	94	1067,67	10,40	0,82
	100	101	1057,84	6,34	0,88

	105	104	1044,43	8,27	0,94
	117	118	1036,45	6,36	1,03
	126	123	972,69	8,78	1,32
	128	127	1010,06	6,33	1,02

Anexo E. Termobarometría en anfíbola acorde a la metodología de Ridolfi & Renzulli (2012) para la unidad Puricó.

	Espectro	P° kbar	P max	P min	T °C	Tmax	Tmin	NNO	QFM
PURICÓ	1,00	1,15	1,29	1,01	793,62	796,39	790,50	2,01	2,71
	2,00	1,36	1,53	1,20	700,80	703,57	697,68	3,79	4,49
	6,00	1,50	1,68	1,32	775,31	778,08	772,19	1,31	2,01
	25,00	0,80	0,90	0,70	711,42	714,18	708,29	-1,70	-1,00
	26,00	0,84	0,94	0,74	721,78	724,55	718,66	-1,83	-1,13
	27,00	1,21	1,36	1,07	690,65	693,42	687,53	-0,33	0,37
	52,00	1,21	1,36	1,07	758,44	761,21	755,32	-0,33	0,37
	53,00	1,58	1,77	1,39	745,25	748,02	742,13	2,57	3,27

Anexo F. Oxibarometría en pares de ilmenita-titanomagnetita para las unidades Tuyajto y Puricó acorde a la metodología de Giorso & Evans (2008).

	PURICÓ		TUYAJTO	
	Magnetita	Ilmenita	Magnetita	Ilmenita
Espectro	32	33	86	87
SiO ₂	0	0	0	1,18
TiO ₂	2,2	47,08	16,32	41,24
Al ₂ O ₃	1,36	0	1,77	10,81
Fe ₂ O ₃	63,59	5,24	33,53	28,4
V ₂ O ₃	0	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0
FeO	33,52	42,35	45,7	22,15
MnO	0	0	0	0
MgO	0	0	0	9,18
CaO	0	0	0	0
ZnO	0	0	0	0
NiO	0	0	0	0

	Puricó	Tuyajto
T°C (Intercambio Fe-Ti)	456,8	1556,8
Log 10 fO ₂ (NNO)	0,17	0,83
T°C (Intercambio Fe-Mg)	227,6	227,2
Actividad TiO ₂	0,73	0,285