



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

ESTIMACIÓN DE LAS CONDICIONES PRE-ERUPTIVAS DEL VOLCÁN TOCONCE Y
SU IMPORTANCIA EN LA EVOLUCIÓN DEL SISTEMA VOLCÁNICO

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

LUIS ANTONIO FLORES GUTIÉRREZ

PROFESOR GUÍA:

BENIGNO GODOY NEIRA

PROFESOR CO-GUÍA:

OSVALDO GONZÁLEZ MAUREL

COMISIÓN:

INÉS RODRÍGUEZ ARANEDA

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto FONDECYT Iniciación N°11200013

SANTIAGO DE CHILE

2022

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE:** Geólogo
POR: Luis Antonio Flores Gutiérrez
FECHA: 2022
PROFESOR GUÍA: Benigno Godoy Neira

El Volcán Toconce es un estratovolcán de edad pleistocena ubicado en la parte sureste de la Cadena Volcánica San Pedro-Linzor (CVSPL), dentro de la Zona Volcánica Central (ZVC). Su ubicación, próxima al límite noroeste del Complejo Magmático Altiplano-Puna (CMAP), hace suponer que este cuerpo regional influye de manera directa en la evolución no sólo de este centro eruptivo, sino de la CVSPL en su totalidad. La motivación principal de este trabajo es pues obtener las condiciones P-T de las cámaras magmáticas del Volcán Toconce, reconstruyendo la evolución del sistema volcánico en profundidad y comprendiendo así la eventual relación con el CMAP.

Las lavas del Volcán Toconce se caracterizan por ser principalmente dacitas con plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno como mineralogía principal. La estimación de las condiciones pre-eruptivas se llevó a cabo utilizando de manera conjunta el termobarómetro de dos piroxenos y el termobarómetro clinopiroxeno-líquido en cuatro unidades eruptivas del volcán, de más antigua a más joven: Río Linzor, Turi, Puna Seguel y Toconce. Los piroxenos analizados presentan zonación en su mayoría, por lo que se estimaron las condiciones pre-eruptivas tanto de núcleos como de bordes cristalinos. Su composición es magnésica ($Mg > Fe$), siendo enstatita y augita rica en calcio las fases predominantes de ortopiroxenos y clinopiroxenos respectivamente.

Las condiciones P-T obtenidas sugieren que el sistema magmático del Volcán Toconce estaría conformado por al menos dos cámaras magmáticas: un reservorio profundo (15.5-18 km de profundidad), con presiones entre los 430-500 MPa y temperaturas que varían entre 975 y 990 °C; y un reservorio somero (6-11 km de profundidad) con presiones entre los 170-310 MPa y temperaturas que varían entre 1020 y 1040 °C. La profundidad del primer reservorio permite correlacionarlo con la porción superior del CMAP, mientras que la cámara magmática menos profunda se trataría de un reservorio independiente emplazado en el sector más superficial de la corteza.

La termobarometría indicaría que los piroxenos de la unidad más antigua del Volcán Toconce (Río Linzor) habrían cristalizado en la cámara magmática más profunda, al igual que los núcleos asociados a la unidad Turi. No obstante, los bordes cristalinos de dicha unidad, así como los piroxenos de Puna Seguel, tendrían su origen en el reservorio superior, ocurriendo un cambio de presión y temperatura dentro del sistema. Finalmente, los núcleos de la unidad más joven (Toconce) dan cuenta de un regreso hacia condiciones propias de la cámara magmática más profunda. El proceso que generaría estos cambios sería la inyección de un magma máfico que interactuaría con el magma del reservorio inferior, aumentando su temperatura y provocando que ascendiese hasta ser emplazado en la cámara superior.

Agradecimientos

Me gustaría partir agradeciendo a todas aquellas personas que no alcanzaré a nombrar, pero que de alguna u otra manera han contribuido con mi formación académica: profesores, compañeros, conocidos y anónimos quiénes han puesto su granito de arena para que me encuentre hoy escribiendo estas palabras.

Muchas gracias al profesor guía de esta memoria, el Dr. Benigno Godoy, quién apostó por mí para llevar a cabo esta memoria cuando, a diferencia de lo que suele suceder, no habíamos trabajado juntos anteriormente. Su excelente disposición a la hora de resolver dudas y su constante retroalimentación a lo largo de las distintas etapas del proyecto me permitieron avanzar con seguridad y convicción. Agradecer también al Dr. Osvaldo González Maurel (profesor co-guía) por darse el tiempo de compartir conmigo sus conocimientos referentes a los métodos utilizados, y tanto a él como a la Dra. Inés Rodríguez por sus correcciones y comentarios, los que ayudaron a dar forma a esta memoria.

Mi experiencia en Geología no habría sido la misma sin los Geobelles (Joaco, Alejo, Nico, Alonso, Tomi, Vale, Sofi, Vane, Deni, Cami), el grupo de amigos que me han acompañado durante la carrera y con los que no sólo compartí incontables días en la U, sino también un sinfín de juntas a lo largo y ancho de la capital, además de un par de viajes llenos de anécdota memorables que espero nunca olvidar. Si mi estadía en Santiago ha sido tan amena, se lo debo en gran parte a ustedes.

Imposible no mencionar a los amigos de mi ciudad natal, los Arikabros, tanto a los que conozco desde que éramos compañeros de colegio (Chalo, Benja, Ricky, Borjas, Pipe) como a los que se fueron incorporando durante nuestra etapa universitaria (Leo, Koke). A pesar de la distancia, nuestras conversaciones a diario en el grupo, repletas de memes y mensajes de apoyo a partes iguales, me reconfortan y me hacen pensar que tomé la decisión correcta al escogerlos como mis mejores amigos.

Gracias a mis familiares, quiénes nunca han dudado de mis capacidades y me han brindado su apoyo siempre que los he necesitado. A mis hermanas mayores, a mi hermano Taro y su admirable disposición, a mi madrina quién me recibió cuando llegué a estudiar a Santiago por primera vez y a mi tía Alicia (Mami Ali) por haberme acogido en su hogar cuando sólo era un niño.

Finalmente, infinitas gracias a mi familia. A mi padre, por ser un modelo a seguir debido a su carácter bondadoso y su infatigable búsqueda de conocimiento. A mi madre, cuyo amor y sabiduría han guiado mis pasos, empujándome a dar lo mejor de mí en cada nuevo reto que me toca afrontar. Y a mi hermano Juan, cuyo ejemplo de fortaleza y superación me han inspirado a seguir adelante, incluso en los momentos más difíciles. A los tres, quiero que sepan que son el pilar emocional de mi vida y que nada de lo que he logrado habría sido posible sin ustedes, los amo con todo mi corazón.

Tabla de Contenido

1. Introducción.....	1
1.1. Formulación del estudio propuesto.....	1
1.2. Ubicación y accesos.....	3
1.3. Objetivos.....	5
1.4. Hipótesis.....	5
1.5. Trabajos anteriores.....	5
2. Antecedentes geológicos.....	7
2.1. Marco geológico.....	7
2.1.1. Unidades.....	7
2.1.2. Estructuras y lineamientos.....	13
2.2. Cadena Volcánica San Pedro-Linzor.....	14
2.2.1. Geoquímica y petrología de la CVSPL.....	15
2.2.2. Centros eruptivos de la CVSPL.....	16
2.3. Volcán Toconce.....	19
2.3.1. Geoquímica y dataciones.....	19
2.3.2. Unidades y evolución geológica.....	22
3. Metodología.....	27
3.1. Microscopía óptica.....	27
3.2. Análisis en microsonda electrónica.....	27
3.3. Termobarometría.....	29
3.3.1. Termobarómetro de dos piroxenos.....	29
3.3.2. Termobarómetro clinopiroxeno-líquido.....	30
4. Resultados.....	33
4.1. Petrografía.....	33
4.2. Imágenes <i>back-scattered electron</i>	37
4.3. Química mineral.....	42
4.4. Condiciones P-T.....	48
4.4.1. Unidad Río Linzor.....	48
4.4.2. Unidad Turi.....	51
4.4.3. Unidad Puna Seguel.....	54
4.4.4. Unidad Toconce.....	56
5. Discusiones.....	59
5.1. Evaluación del termobarómetro cpx-líquido.....	59

5.1.1. Influencia del contenido de FeO en el líquido	59
5.1.2. Complejidades en la elección del líquido	61
5.2. Petrografía, zonaciones, y química mineral	64
5.2.1. Interpretaciones en base a la petrografía	64
5.2.2. Zonaciones versus diagramas de clasificación	66
5.2.3. Relación clinopiroxeno-ortopiroxeno	67
5.3. Condiciones pre-eruptivas	69
5.3.1. Comparación con resultados anteriores	69
5.3.2. Evolución temporal de las variables	70
5.3.4. Cambio en la profundidad/temperatura	73
5.4. Evolución del sistema magmático del Volcán Toconce	73
6. Conclusiones.....	76
Bibliografía	78
Anexos	84

Índice de tablas

Tabla 1: Dataciones radiométricas efectuadas en lavas del Volcán Toconce.	21
Tabla 2: Cortes transparentes estudiados, se destacan los cortes inicialmente seleccionados para ser analizados en microsonda electrónica.....	37
Tabla 3: Resultados de análisis en microsonda electrónica.	42
Tabla 4: Número de ortopiroxenos y clinopiroxenos analizados en núcleos y bordes del corte TOC-10-08 (Río Linzor).....	44
Tabla 5: Número de ortopiroxenos y clinopiroxenos analizados en núcleos y bordes del corte TOC-12-10 (Turi).	45
Tabla 6: Número de ortopiroxenos y clinopiroxenos analizados en núcleos y bordes del corte TOC-10-02 (Puna Seguel).....	46
Tabla 7: Número de ortopiroxenos y clinopiroxenos analizados en núcleos y bordes del corte TOC-10-03 (Toconce).	46
Tabla 8: Condiciones pre-eruptivas obtenidas para núcleos y bordes de las distintas unidades del Volcán Toconce, combinando resultados del termobarómetro de dos piroxenos y el termobarómetro clinopiroxeno-líquido.	58
Tabla 9: Comparativa entre dos composiciones de líquido y las respectivas condiciones pre-eruptivas que entregan, asumiendo equilibrio con los núcleos de la muestra TOC-10-08 (Río Linzor).....	61
Tabla 10: Comparativa entre dos composiciones de líquido y las respectivas condiciones pre-eruptivas que entregan, asumiendo equilibrio con los núcleos de la muestra TOC-12-10 (Turi).....	62
Tabla 11: Datos de termobarometría obtenidos por Martínez (2014) para el Volcán Toconce.....	69
Tabla 12: Abundancia de FeO y #Mg de la composición de las muestras representativas y los líquidos en equilibrio para cada unidad del Volcán Toconce.	71

Índice de figuras

Figura 1: Zonas volcánicas de los Andes, se destaca en el recuadro rojo la región correspondiente a la Zona Volcánica Central.....	1
Figura 2: Ubicación del Complejo Volcánico Altiplano-Puna (CVAP) y del Complejo Magmático Altiplano-Puna (CMAP). Se muestra además la ubicación del Volcán Toconce.....	2
Figura 3: Mapa de ubicación y accesos del Volcán Toconce.....	4
Figura 4: Mapa geológico regional del área próxima al Volcán Toconce, escala 1:350000.	12
Figura 5: Leyenda del mapa geológico regional del área próxima al Volcán Toconce. Basada en las unidades, locaciones y edades según Marinovic y Lahsen (1984).	13
Figura 6: Mapa de ubicación de los distintos centros eruptivos que componen la Cadena Volcánica San Pedro-Linzor, escala 1:250000.....	15
Figura 7: Diagrama TAS para lavas de la CVSPL. Obtenida de Godoy (2014).....	16
Figura 8: Modelo esquemático para la evolución de los magmas en la CVSPL.....	16
Figura 9: Diagrama TAS para lavas del Volcán Toconce. Se destaca además las muestras que fueron inicialmente seleccionadas para la aplicación de termobarometría.....	19
Figura 10: Diagramas Harker para lavas del volcán Toconce	20
Figura 11: Diagrama de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para volcanes de la ZVC, se destaca en el recuadro azul las muestras correspondientes al Volcán Toconce.....	21
Figura 12: Mapa geológico del volcán Toconce, escala 1:115000. Modificada de López (2014).....	24
Figura 13: Modelo de evolución geológica del Volcán Toconce. Modificada de López (2014).....	26
Figura 14: Esquemas exhibiendo las partes de la microsonda electrónica (a) y el Círculo de Rowland (b).....	28
Figura 15: Microfotografías de cortes descartados: a) TOC-12-04, se observa la gran cantidad de minerales opacos y la ausencia de piroxenos. b) MCL-6-3, piroxeno con textura de reabsorción y baja estructuralidad.....	34
Figura 16: Microfotografías de los cortes TOC-10-02 (a) y BG-SPL-048 (b) en las que se observa la diferencia en el tamaño promedio de los fenocristales.	35
Figura 17: Microfotografía del corte TOC-10-03 en el que se observa una fuerte alteración en tonos marrones, la cual permite reconocer evidencia de flujo.....	35
Figura 18: Microfotografías de piroxenos en los distintos cortes transparentes analizados. Muestras de las unidades Río Linzor (a-b), Turi (c), Puna Seguel (d), Peineta (e-f) y Toconce (g-h)	36

Figura 19: Imágenes BSE de piroxenos exhibiendo texturas tipo sieve, muestra TOC-10-08.	38
Figura 20: Imagen BSE de un cúmulo cristalino polimineral, muestra TOC-10-08.....	38
Figura 21: Imagen BSE de piroxenos con inclusiones minerales, muestra TOC-12-10.	39
Figura 22: Imágenes BSE de piroxenos zonados con núcleos claros y bordes oscuros, corte TOC-12-10.	39
Figura 23: Imagen BSE de la masa fundamental exhibida en la muestra TOC-12-10.	40
Figura 24: Imagen BSE en la que se distingue un piroxeno con textura sieve e inclusiones minerales, muestra TOC-10-02.	40
Figura 25: Imágenes BSE obtenidas del corte TOC-10-02 mostrando los dos tipos de zonaciones presentes en los piroxenos.	41
Figura 26: Imágenes BSE de cúmulos cristalinos poliminerales, muestra TOC-10-03..	41
Figura 27: Diagrama de clasificación de piroxenos aplicado a los piroxenos analizados en el Volcán Toconce.	42
Figura 28: Diagramas de clasificación de piroxenos aplicado a los piroxenos de las unidades: a) Río Linzor. b) Turi. c) Puna Seguel. d) Toconce.....	43
Figura 29: Diagrama de clasificación de piroxenos para núcleos y bordes de la muestra TOC-10-08 (Río Linzor).....	44
Figura 30: Diagrama de clasificación de piroxenos para núcleos y bordes de la muestra TOC-12-10 (Turi).....	45
Figura 31: Diagrama de clasificación de piroxenos para núcleos y bordes de la muestra TOC-10-02 (Puna Seguel).	46
Figura 32: Diagrama de clasificación de piroxenos para núcleos y bordes de la muestra TOC-10-03 (Toconce).	47
Figura 33: Imagen BSE de un piroxeno y de los puntos en los que fue analizado. Se observa la influencia del #Mg en la zonación, con valores altos asociados a zonas oscuras (a) y valores bajos a zonas claras (b).....	47
Figura 34: Imágenes BSE de piroxenos cuya composición en algunas zonas corresponde a la de un clinopiroxeno y en otras a la de un ortopiroxeno.	48
Figura 35: Condiciones pre-eruptivas obtenidas para los núcleos de piroxenos en la muestra TOC-10-08 (Río Linzor) a partir de termobarometría de dos piroxenos (a) y clinopiroxeno-líquido (b).	49
Figura 36: Gráficos de frecuencias para temperatura y profundidad, obtenidos a partir de los núcleos de piroxenos en la muestra TOC-10-08 (Río Linzor).....	49
Figura 37: Condiciones pre-eruptivas obtenidas para los bordes de piroxenos en la muestra TOC-10-08 (Río Linzor) a partir de termobarometría de dos piroxenos (a) y clinopiroxeno-líquido (b).	50
Figura 38: Gráficos de frecuencias para temperatura y profundidad, obtenidos a partir de los bordes de piroxenos en la muestra TOC-10-08 (Río Linzor).	51

Figura 39: Condiciones pre-eruptivas obtenidas para los núcleos de piroxenos en la muestra TOC-12-10 (Turi) a partir de termobarometría de dos piroxenos (a) y clinopiroxeno-líquido (b).	51
Figura 40: Gráficos de frecuencias para temperatura y profundidad, obtenidos a partir de los núcleos de piroxenos en la muestra TOC-12-10 (Turi).	52
Figura 41: Condiciones pre-eruptivas obtenidas para los bordes de piroxenos en la muestra TOC-12-10 (Turi) a partir de termobarometría de dos piroxenos (a) y clinopiroxeno-líquido (b).	53
Figura 42: Gráficos de frecuencias para temperatura y profundidad, obtenidos a partir de los bordes de piroxenos en la muestra TOC-12-10 (Turi).	53
Figura 43: Condiciones pre-eruptivas obtenidas para los núcleos de piroxenos en la muestra TOC-10-02 (Puna Seguel) a partir de termobarometría de dos piroxenos (a) y clinopiroxeno-líquido (b).	54
Figura 44: Gráficos de frecuencias para temperatura y profundidad, obtenidos a partir de los núcleos de piroxenos en la muestra TOC-10-02 (Puna Seguel).	55
Figura 45: Condiciones pre-eruptivas obtenidas para los bordes de piroxenos en la muestra TOC-10-02 (Puna Seguel) a partir de termobarometría de dos piroxenos (a) y clinopiroxeno-líquido (b).	55
Figura 46: Gráficos de frecuencias para temperatura y profundidad, obtenidos a partir de los bordes de piroxenos en la muestra TOC-10-02 (Puna Seguel).	56
Figura 47: Condiciones pre-eruptivas obtenidas para los núcleos de piroxenos en la muestra TOC-10-03 (Toconce) a partir de termobarometría de dos piroxenos (a) y clinopiroxeno-líquido (b).	57
Figura 48: Gráficos de frecuencias para temperatura y profundidad, obtenidos a partir de los núcleos de piroxenos en la muestra TOC-10-03 (Toconce).	57
Figura 49: Gráficos de temperatura/presión promedio en función del #Mg de distintas composiciones de líquido, calculadas según el termobarómetro clinopiroxeno-líquido.	59
Figura 50: Gráficos de temperatura/presión promedio en función del porcentaje en peso de FeO de distintas composiciones de líquido, calculadas según el termobarómetro clinopiroxeno-líquido.	60
Figura 51: Profundidades y temperaturas obtenidas para dos composiciones de líquido distintas, ambas en equilibrio con los núcleos de la muestra TOC-10-08 (Río Linzor).	62
Figura 52: Profundidades y temperaturas obtenidas para dos composiciones de líquido distintas, ambas en equilibrio con los núcleos de la muestra TOC-12-10 (Turi).	63
Figura 53: Microfotografía de una muestra del Volcán Toconce, se observa un cristal en el que coexisten clinopiroxeno y ortopiroxeno.	65
Figura 54: Relación entre la zonación visible de piroxenos en imágenes BSE y la variación composicional observada en los diagramas de clasificación.	66
Figura 55: Distribución del #Mg para ortopiroxenos y clinopiroxenos de las muestras del Volcán Toconce.	67

Figura 56: Razón cpx/opx de las unidades versus el contenido de SiO₂ (wt. %) en las composiciones de roca total de las muestras representativas del Volcán Toconce.68

Figura 57: Razón cpx/opx de cada unidad (núcleos y bordes) versus el contenido de SiO₂ (wt. %) de los líquidos en equilibrio, de acuerdo al termobarómetro cpx-líquido.....69

Figura 58: Variación temporal de la profundidad y la temperatura a lo largo de la historia eruptiva del Volcán Toconce, los errores presentados son los asociados al método clinopiroxeno-líquido.71

Figura 59: Relación entre la temperatura obtenida y el porcentaje en peso de FeO de los líquidos en equilibrio, según método clinopiroxeno-líquido.72

Figura 60: Esquema del sistema magmático del Volcán Toconce y su relación con el CMAP, indicando también en que reservorio cristalizó cada una de las distintas unidades (núcleos y bordes) del volcán.....75

1. Introducción

1.1. Formulación del estudio propuesto

La Zona Volcánica Central (ZVC) es una de las cuatro zonas con volcanismo activo en la Cordillera de los Andes (Figura 1). Originalmente definida por Thorpe y Francis (1979), se extiende desde los 14°S hasta los 27°S en lo que geográficamente se conoce como los Andes Centrales e incluye más de 44 edificios volcánicos y 18 centros eruptivos menores activos (Stern, 2004). Respecto al resto de zonas, la ZVC destaca por presentar productos más diferenciados, con razones mayores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (>0.705) y menores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (<0.5126), lo que sugiere una fuerte componente de corteza continental en la composición de los magmas (Davidson et al., 1991; Godoy et al., 2017). Uno de los factores que explicaría esta impronta cortical es el grosor que presenta la corteza en los Andes Centrales, alcanzando espesores de hasta 70 km en la Cordillera Occidental (Beck et al., 1996; Yuan et al., 2002). Sumado a lo anterior, el clima hiperárido de la zona evita que exista una acumulación importante de sedimentos en la fosa lo que incrementa el efecto de la erosión por subducción, fenómeno en que la corteza continental es erosionada y subductada, jugando un rol importante en la fusión parcial que genera los magmas en la cuña astenosférica (Stern, 1991).

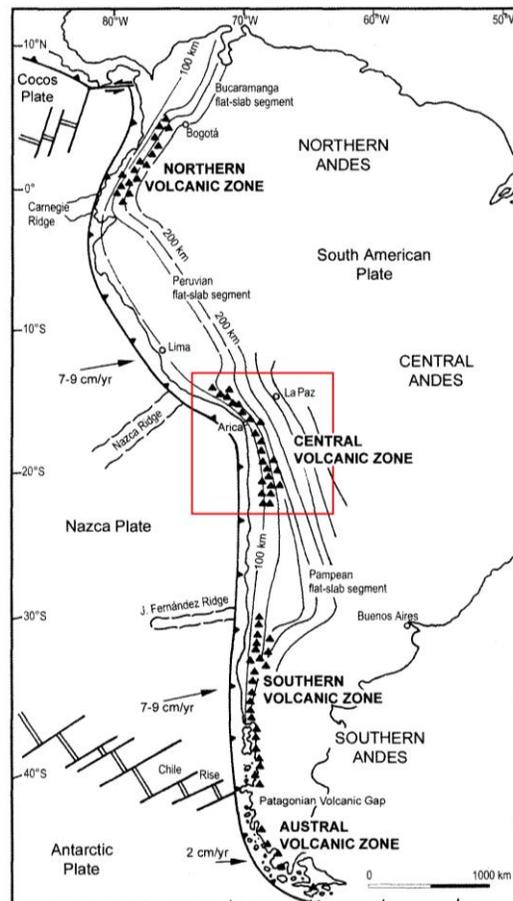


Figura 1: Zonas volcánicas de los Andes, de norte a sur: Zona Volcánica Norte (ZVN), Zona Volcánica Central (ZVC), Zona Volcánica Sur (ZVC) y Zona Volcánica Austral (ZVA). Se destaca en el recuadro rojo la región correspondiente a la ZVC. Modificada de Stern (2004).

El Complejo Volcánico Altiplano-Puna (CVAP) es definido por de Silva (1989a) como una provincia volcano-tectónica de la ZVC ubicada entre los 21°S y 24°S y que se caracteriza por un volcanismo silíceo, el cual dio origen a gran cantidad de ignimbritas y domos de lava. Las ignimbritas son de composición principalmente dacítica, cubren un área aproximada de unos 70 000 km² (Figura 2) y se habrían originado como productos de pulsos eruptivos de gran volumen ocurridos entre 8.4 Ma y 2.9 Ma atrás (Salisbury et al., 2011). A unos 20 km de profundidad por debajo del CVAP, existe una región de la corteza superior que se encuentra parcialmente fundida denominada Cuerpo Magmático Altiplano-Puna (CMAP), que corresponde al reservorio principal asociado al volcanismo de los últimos 10 Ma en la zona (Ward et al., 2014). El CMAP fue definido por Chmielowski et al. (1999) en base a anomalías de velocidades en ondas sísmicas, trabajos posteriores con diferentes métodos geofísicos han permitido definir su extensión, estimándose un espesor de 11 km y un volumen de hasta 500 000 km³ (Zandt et al., 2003; Ward et al., 2014; Spang et al., 2021).

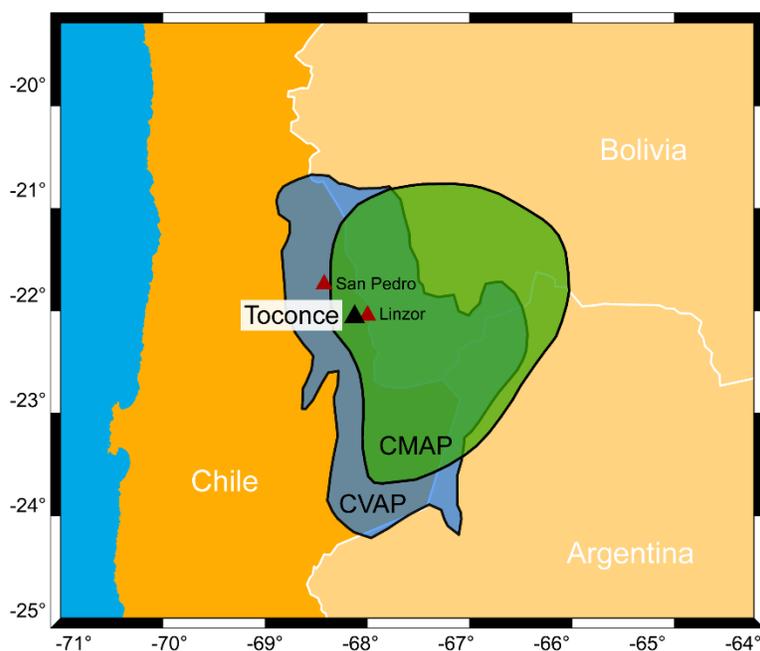


Figura 2: Ubicación del Complejo Volcánico Altiplano-Puna (CVAP), según Godoy (2014), y del Cuerpo Magmático Altiplano-Puna (CMAP), según Spang et al. (2021). Se muestra además los volcanes que dan nombre a la Cadena Volcánica San Pedro-Linzor, así como también el centro eruptivo a estudiar, el Volcán Toconce.

El volcanismo asociado al CVAP ha dado origen a una serie de lineamientos volcánicos, de entre todos ellos, la Cadena Volcánica San Pedro-Linzor (CVSPL) destaca por su orientación NO-SE y su ubicación próxima al límite oeste del CMAP (Godoy et al., 2014). A lo largo de sus 65 km de extensión es posible encontrar una serie de estratovolcanes, domos dacíticos y conos de escoria, los que presentan edades que varían desde el Pleistoceno tardío hasta el Holoceno, existiendo un gradiente de edades cada vez más jóvenes de SE a NO (Godoy et al., 2017). Trabajos recientes en la CVSPL han concluido que la diferenciación de sus magmas habría ocurrido principalmente en la corteza superior (Godoy et al., 2014), existiendo además variaciones isotópicas a lo largo del lineamiento que indicarían distintos niveles de asimilación cortical (Godoy et al., 2017).

Aunque los distintos centros eruptivos que conforman la CVSPL han sido estudiados de manera individual por numerosos autores (e.g., O'Callaghan y Francis, 1986; Godoy et al., 2018; Marín et al., 2020), aún existen muchas incertidumbres respecto a las condiciones pre-eruptivas al interior de las cámaras magmáticas asociadas a los volcanes, información que sería particularmente útil para comprender, por ejemplo, la relación con el CMAP. Otro problema tiene relación con la diferencia considerable que existe en la cantidad de información disponible para cada volcán, en ese sentido, uno de los centros eruptivos menos estudiados corresponde al Toconce, estratovolcán ubicado en el lado sureste de la cadena y cuyos escasos datos de geoquímica y geocronología provienen principalmente de trabajos que abordan a la CVSPL como conjunto (Godoy et al., 2014; Godoy et al., 2017).

El presente trabajo tiene como finalidad obtener las condiciones pre-eruptivas (presión, temperatura, profundidad) de los reservorios magmáticos asociados al Volcán Toconce mediante el uso de termobarometría en lavas, la motivación principal radica en la importancia que tendrán los resultados de cara a resolver las dos problemáticas anteriormente mencionadas. Por una parte, las condiciones pre-eruptivas son parámetros clave a la hora de mejorar el entendimiento de un centro eruptivo tan poco estudiado como lo es el Volcán Toconce. Por otra parte, y en conjunto a trabajos en paralelo a realizarse en otros volcanes de la cadena, este trabajo permitirá abordar preguntas concernientes a la distribución de las cámaras magmáticas en profundidad y su relación espacial/temporal, interrogantes que a la escala de la CVSPL aún no han sido respondidas.

La termobarometría como método para estimar las condiciones pre-eruptivas ha sido aplicada anteriormente en volcanes dentro del CVAP (Walker et al., 2013; Gorini et al., 2018; Burns et al., 2020; Godoy et al., 2022), así como también en centros eruptivos de la CVSPL (Godoy et al., 2012; González-Maurel, 2020; Martínez, 2014; Muená, 2022) entre los que se encuentra el Volcán Toconce, pues Godoy et al. (2012) y Martínez (2014) estiman temperaturas (794-1050 °C) y presiones (360-920 MPa) para este centro eruptivo. Un aspecto a destacar es que, a diferencia de la mayoría de los trabajos mencionados, en los que se obtiene condiciones representativas para los sistemas volcánicos en general, para el presente trabajo se busca estimar condiciones pre-eruptivas propias para cada unidad definida en el Volcán Toconce (según López, 2014), con la finalidad de reconocer eventuales variaciones en los reservorios magmáticos durante la evolución del centro eruptivo.

1.2. Ubicación y accesos

El Volcán Toconce se encuentra ubicado en la Cordillera de los Andes de la Región de Antofagasta, Chile, a unos 12 km al noreste del poblado homónimo y a 90 km al noreste de la ciudad de Calama. La extensión espacial de sus distintas unidades está limitada por las coordenadas 7536000-7552000 N y 580000-602000 E (Coordenadas UTM, zona 19S y Datum WGS84).

El punto más próximo al volcán con ruta aérea directa con Santiago es la ciudad de Calama, desde la cual se puede llegar al volcán por dos accesos distintos: uno suroeste y otro noreste. El acceso a la cara suroeste del Volcán Toconce consiste en seguir la ruta CH-21 hasta el poblado de Chiu-Chiu, desde el cual se debe girar hacia el este y continuar

por la ruta B-169. Tras unos 11 km se alcanza el cruce con la ruta B-165, la cual hay que tomar en dirección este por unos 46 km hasta llegar al poblado Toconce, desde donde es posible iniciar el ascenso al volcán (Figura 3).

Para acceder al flanco noreste del volcán Toconce también se debe tomar la ruta CH-21 desde Calama, avanzando esta vez unos 78 km hasta el cruce con la ruta B-145, la cual hay que tomar en dirección este por unos 60 km hasta llegar a las proximidades del volcán Toconce. Si bien el trayecto es algo más extenso que alternativas como pasar por el poblado de Cupo, el hecho de que gran parte del recorrido sea por la ruta CH-21 (carretera pavimentada) le dan una ventaja en cuanto a tiempo de traslado estimado se refiere.

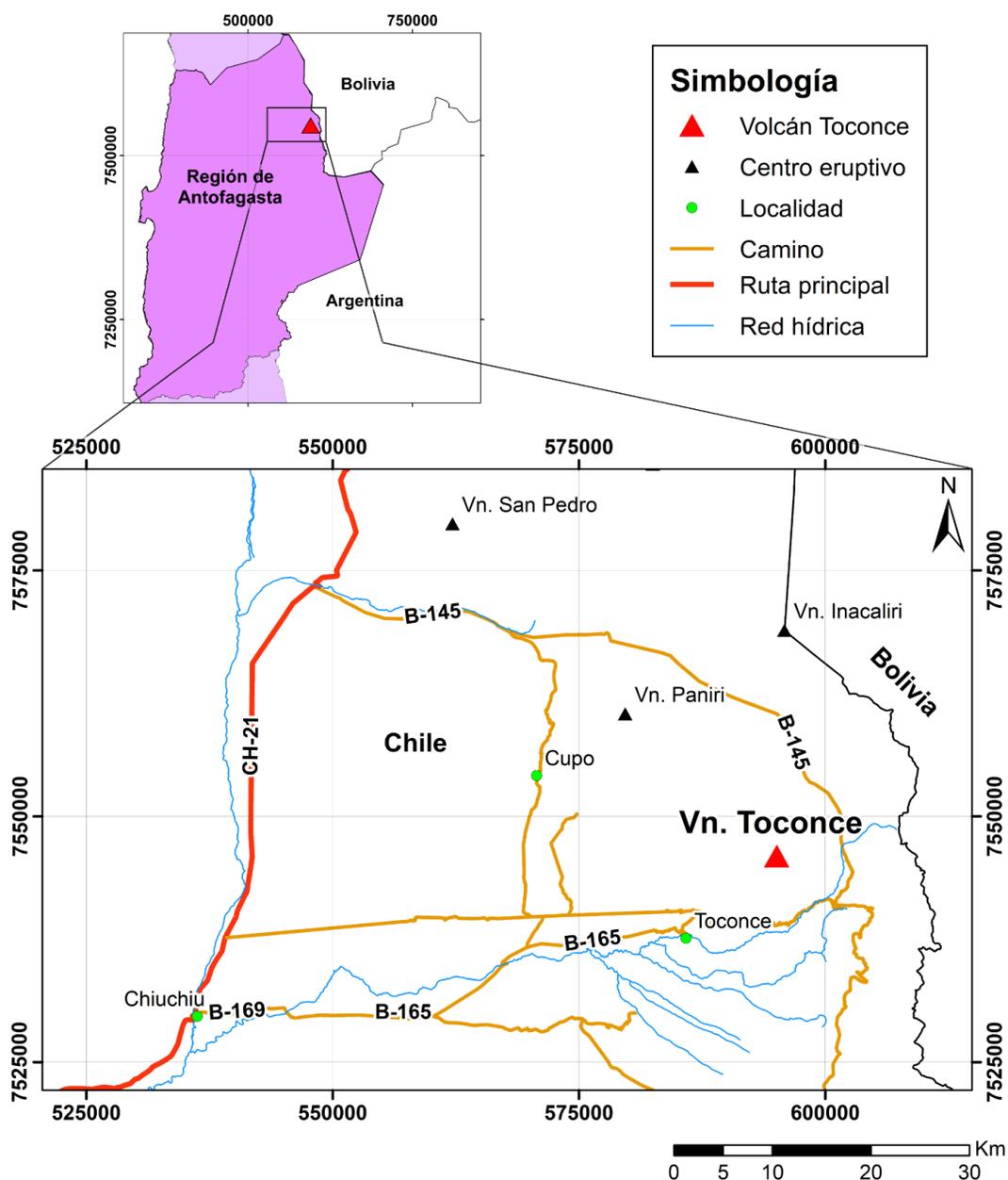


Figura 3: Mapa de ubicación y accesos del Volcán Toconce. Elaboración propia.

1.3. Objetivos

Objetivo general

- Estimar las condiciones pre-eruptivas al interior de la(s) cámara(s) magmática(s) asociada(s) al Volcán Toconce para establecer la evolución del sistema volcánico en profundidad.

Objetivos específicos

- Determinar la mineralogía y las características texturales de lavas asociadas a las distintas unidades del Volcán Toconce.
- Determinar la composición química de los piroxenos presentes en las muestras seleccionadas para cada unidad del volcán.
- Desarrollar un modelo de distribución de la(s) cámara(s) magmática(s) y su relación con otros cuerpos magmáticos.

1.4. Hipótesis

En base a la información existente hasta el momento acerca del volcán Toconce, principalmente a la definición de unidades eruptivas de López (2014) y a la estimación de condiciones pre-eruptivas (Martínez, 2014), se plantean las siguientes hipótesis:

- La similitud mineralógica y composicional entre las distintas unidades del volcán implicarían condiciones pre-eruptivas similares entre las cámaras magmáticas, existiendo la posibilidad de que algunas unidades compartan un reservorio en común.
- Las cámaras magmáticas asociadas al volcán Toconce estarían emplazadas en la corteza superior, a profundidades de entre 15 y 30 km, lo que permitiría relacionarlas directamente con el Complejo Magmático Altiplano-Puna.

1.5. Trabajos anteriores

Los estudios más antiguos en la zona están relacionados a trabajos de mapeo regional y reconocimiento de morfologías volcánicas, entre estos destacan los siguientes trabajos:

- Guest (1969): Estudia la distribución espacial de las ignimbritas al norte del Salar de Atacama, definiendo las ignimbritas Sifón y Puripícar.
- Guest y Sánchez (1969): Estudian la morfología y composición del Domo Chao, describiéndolo como un domo dacítico con 3 flujos principales.
- Lahsen (1969): Realiza el levantamiento geológico del área comprendida entre El Tatio y los Cerros de Aiquina, definiendo entre otras a la Formación Toconce.
- Francis et al. (1974): Estudian la composición y los depósitos de avalancha caliente del Complejo Volcánico San Pedro-San Pablo.
- Ramírez y Huete (1981): Realizan el levantamiento geológico de la Hoja Ollagüe escala 1:250000, que incluye el extremo noroeste de la CVSPL.

- Marinovic y Lahsen (1984): Realizan el levantamiento geológico de la Hoja Calama escala 1:250000, que incluye al Volcán Toconce y sus alrededores.

Estudios posteriores se han centrado en dilucidar las edades, extensión y origen de los distintos productos del volcanismo en el CVAP. Destacan los siguientes trabajos:

- de Silva (1989b): Detalla la geocronología y estratigrafía de las ignimbritas en el CVAP, proponiendo además un modelo para la generación del magma parental.
- de Silva et al. (1994): Estudia el volcanismo efusivo silíceo del CVAP mediante la geoquímica, petrología y reología del Domo Chao y otros domos dacíticos.
- Salisbury et al. (2011): Determina la historia eruptiva del CVAP a través de nuevas dataciones y estimaciones volumétricas de las principales ignimbritas de la zona.
- González-Maurel et al. (2019a): Discute la petrogénesis del volcanismo máfico en el CVAP mediante el estudio de complejos volcánicos y centros eruptivos monogenéticos.
- González-Maurel et al. (2020): Acota la composición del magma parental del CVAP a través de mediciones de isótopos de oxígeno en lavas máficas.

Estudios de la CVSPL y de sus distintos centros eruptivos serán revisados en el siguiente capítulo, no obstante, es necesario mencionar dos trabajos que serán particularmente relevantes para el desarrollo del presente trabajo de memoria:

- López (2014): Realiza un mapeo del Volcán Toconce, definiendo unidades y generando el primer modelo evolutivo de este centro eruptivo. Memoria de pregrado.
- Martínez (2014): Estima las condiciones pre-eruptivas de algunos centros eruptivos de la CVSPL, aplicando el termobarómetro de dos piroxenos (Putirka, 2008) en muestras del Volcán Toconce. Memoria de pregrado.

2. Antecedentes geológicos

2.1. Marco geológico

El presente marco geológico está basado en los trabajos de mapeo regional llevados a cabo por el Servicio Nacional de Geología y Minería (y su ente predecesor, el Instituto de Investigaciones Geológicas) correspondientes a la Carta N°40 Hoja Ollagüe (Ramírez y Huete, 1981) y a la Carta N°58 Hoja Calama (Marinovic y Lahsen, 1984). Debido a que la CVSPL se encuentra en el límite entre las áreas estudiadas por estos trabajos, se generó un mapa geológico regional (Figura 4) que aúna las principales unidades y estructuras geológicas de la zona.

Por ser la carta en que aparece el Volcán Toconce y por entregar los nombres propios de las distintas formaciones, se decidió mantener la leyenda de la Hoja Calama. La parte del mapa asociada a la Hoja Ollagüe fue correlacionada en base a la información de unidades que aparecen mapeadas en ambos trabajos. Las unidades descritas aquí fueron ordenadas de acuerdo con sus edades, no se consideró necesario hacer una división entre formaciones estratificadas y rocas intrusivas puesto que en el área se reconoce una única unidad intrusiva relevante.

2.1.1. Unidades

Formación Tuina (Pt)

Definida por Raczynski (1963), corresponde a una secuencia de lavas, brechas volcánicas y tobas, intercaladas por un paquete de estratos sedimentarios de origen continental. Se estima un espesor mínimo de 2500 metros, su base no aflora y se dispone en discordancia angular bajo la Formación Purilactis. Marinovic y Lahsen (1984) dividen la Formación Tuina en tres miembros: un Miembro Inferior de carácter volcánico en el que predominan andesitas, un Miembro Medio sedimentario con areniscas, lutitas y conglomerados, y un Miembro Superior también volcánico en el que aparecen andesitas, brechas volcánicas y tobas. Asignada en un principio al Cretácico por Raczynski (1963), evidencia fósil y estratigráfica más reciente indican una edad pérmica. La Formación Tuina aflora hacia el suroeste de la zona de estudio (Figura 4), en lo que se considera el extremo norte de la Cordillera de Domeyko y por su edad es considerada como basamento regional del resto de unidades.

Pórfidos Aiquina

Conformados por una serie de pequeños stocks (0.1-3 km²) de composición dacítica que afloran al sur del poblado homónimo en dirección norte-sur y que intruyen a la Formación Tuina. Una datación radiométrica por el método K-Ar en biotita estimó una edad mínima triásica inferior (223 ± 7 Ma) para estos cuerpos intrusivos (Marinovic y Lahsen, 1984).

Formación Purilactis (Kp)

Unidad sedimentaria de carácter transicional-continental definida por Dingman (1963) que aflora a lo largo del flanco oriental de la Cordillera de Domeyko (Figura 5). Presenta tres miembros, el Miembro Superior es el que aparece en el mapa regional (hacia el suroeste de la CVSPL) y está conformado por una secuencia de unos 400 metros de

conglomerados, areniscas y lutitas. Se dispone en discordancia angular a la Formación Tuina y subyace, también en discordancia angular, a la Ignimbrita Sifón y a la Formación El Loa. Marinovic y Lahsen (1984) le asignan una edad cretácica en base a evidencia fósil y la correlacionan con la Formación Lomas Negras, unidad con la que engranaría hacia el este.

Formación Lomas Negras (Kln)

Definida por Lahsen (1969), corresponde a una secuencia de rocas sedimentarias clásticas con intercalaciones volcánicas que afloran en el flanco occidental de la Cordillera de los Andes, al sur de la zona de estudio (Figura 4). Su base no está expuesta, pero se cree que sobreyace a la Formación Tuina y subyace, en discordancia angular, a la Formación San Pedro. La potencia de la secuencia se estima en unos 500 metros y se compone principalmente por areniscas, lutitas y margas, con algunos paquetes de calizas e intercalaciones de lavas andesíticas. En base a la evidencia fósil marina se le ha asignado una edad cretácica, su correlación con la Formación Purilactis, de carácter continental, sería evidencia de una transición desde un ambiente continental hacia uno marino en dirección este.

Formación San Pedro (Tsp)

Brüggen (1942) define esta unidad como una secuencia de arcillas yesíferas, areniscas, conglomerados y potentes mantos de sal y yeso que afloran en la Cordillera de la Sal. No obstante, la sección que aparece en el mapa regional corresponde a lo que originalmente Lahsen (1969) definió como Formación Quebrada Justo, unidad que aflora en la Cordillera de los Andes (Figura 5) hacia el sur de la CVSPL y que fue incluida a la Formación San Pedro por Marinovic y Lahsen (1984).

En el sector de la Cordillera de los Andes, la Formación San Pedro presenta una potencia de unos 200 metros y está constituida por conglomerados, areniscas y limolitas, con intercalaciones tobáceas hacia su techo. Sobreyace en discordancia angular a la Formación Las Negras y se dispone discordantemente bajo las ignimbritas y volcanes del Mioceno que aparecen al sur del Volcán Toconce, al que también podría estar subyaciendo si se asume que están en contacto en profundidad. Una datación de K-Ar en biotita hecha en uno de sus niveles tobáceos arrojó una edad de 24.9 ± 1.0 Ma, lo que sumado a su disposición estratigráfica permiten asignarle una edad oligocena-miocena.

Conjunto de Volcanes I (Mv)

Marinovic y Lahsen (1984) denominan así al conjunto de estratovolcanes, domos, coladas de lava y depósitos piroclásticos asociados que se disponen discordantemente sobre la Formación San Pedro y subyacen, en discordancia de erosión, a las ignimbritas Cupo, Sifón y Puripícar. De composiciones andesíticas a dacíticas, los volcanes de esta unidad se caracterizan por estar fuertemente erosionados, siendo difícil identificar flujos de lava individuales. Las relaciones estratigráficas que presenta, sumado a una serie de dataciones radiométricas hechas en algunos de sus principales centros eruptivos, permiten asignarle una edad miocena. En el mapa regional (Figura 4), esta unidad aparece al sureste del Volcán Toconce (zona de El Tatio) y en las cercanías de la CVSPL, concretamente hacia el sur y sureste del Volcán San Pedro.

Ignimbrita Cupo (Msc)

Definida por Marinovic y Lahsen (1984), esta unidad aúna distintos flujos de ignimbritas y tobas expuestos hacia el oeste y sur del Cerro Carcanal. Las tobas están moderadamente soldadas, son de composiciones andesíticas a dacíticas y presentan abundante cuarzo y biotita. Su potencia máxima observada es de 70 metros, sobreyace a las lavas del Cerro Carcanal (Conjunto de Volcanes I) y se intercala hacia el oeste con conglomerados de la Formación El Loa. Presenta dos dataciones K-Ar en biotita, de 9.0 ± 0.7 Ma y 8.8 ± 0.4 Ma, las que permiten asignar la unidad al Mioceno superior. Respecto a la CVSPL, la Ignimbrita Cupo se exhibe hacia el oeste de su sección central, comprendida entre los volcanes Paniri y Toconce.

Ignimbrita Sifón (Mss)

Definida por Guest (1969), corresponde a una secuencia de tobas dacíticas soldadas con abundantes cristales de plagioclasa, cuarzo y hornblenda. Aflora de manera discontinua a través de una extensa área limitada al sur por la CVSPL y la Ignimbrita Cupo, al este por la cadena principal de la Cordillera de los Andes, y al oeste por la Formación El Loa, unidad con la que se encuentra intercalada. Sus relaciones estratigráficas también varían espacialmente: al oeste se dispone en discordancia angular y de erosión sobre las formaciones Tuina y Purilactis, y subyace a la Formación Toconce; al este sobreyace al Conjunto de Volcanes I y está cubierta por la Ignimbrita Puripícar; al norte subyace a la Formación Toconce y al Conjunto de Volcanes III (en particular, al Volcán Toconce). Presenta una datación K-Ar en biotita que entrega una edad de 9.0 ± 1.2 Ma, lo que sumado a sus relaciones estratigráficas permiten asignarle una edad miocena superior.

Formación Toconce (Mst)

Lahsen (1969) define esta unidad como una secuencia constituida por ignimbritas y estratos sedimentarios clásticos que afloran inmediatamente al sur del volcán homónimo y que incluyen a las "Ignimbritas Toconce" descritas con anterioridad por Guest (1969). Con una potencia máxima de 150 metros, la secuencia puede ser dividida en una porción inferior de tobas brechosas, una porción media compuesta por conglomerados y areniscas con intercalaciones tobáceas, y una porción superior de tobas cristalinas moderadamente soldadas. Sobreyace a la Ignimbrita Sifón y subyace a la Ignimbrita Puripícar y al Volcán Toconce (Conjunto de Volcanes III). Presenta un par de dataciones K-Ar en biotita que arrojaron edades de 6.8 ± 0.3 Ma y 6.2 ± 0.3 Ma, lo que sumado a sus relaciones estratigráficas permiten asignarle una edad miocena superior.

Formación El Loa (MPlel)

Definida por Hoffsteter et al. (1957), corresponde a una secuencia sedimentaria continental que exhibe notables variaciones de facies tanto horizontal como verticalmente. De manera general, su sección inferior está conformada por areniscas, conglomerados, limolitas y diatomitas, mientras que en su sección superior aparecen calizas, areniscas calcáreas y travertino. La secuencia presenta buena estratificación y las distintas capas varían en espesores de entre 0.05 a 10 metros de espesor. Aflora principalmente hacia el suroeste de la zona de estudio, donde se encuentra intercalada con la Ignimbrita Sifón (Mioceno), esto sumado a data fósil permite asignarle un rango de edad entre el Mioceno superior y el Plioceno inferior.

Desde que fue definida, la Formación El Loa ha sufrido una serie de modificaciones que, o bien le han anexado unidades preexistentes, o bien le han subdividido para generar una nueva formación. Uno de los cambios más recientes es el propuesto por May et al. (2005), quienes van más allá y redefinen esta unidad como Grupo Loa, asignándole una serie de formaciones entre las que destaca la Formación Chiquinaputo.

Ignimbrita Puripícar (PIp)

Definida por Guest (1969), corresponde a una secuencia de tobas soldadas con abundante contenido de cristales, que aflora al sur de la Formación Toconce e inmediatamente al oeste de la cadena principal de la Cordillera de los Andes. Sobreyace en aparente concordancia a la Formación Toconce y en discordancia a la Ignimbrita Sifón, y subyace a la Ignimbrita Tatio y al Conjunto de Volcanes II. Su espesor medio es de 20 metros, pero alcanza hasta 100 metros en la zona de El Tatio. Presenta un par de dataciones K-Ar en biotita que arrojan edades de 4.27 ± 0.07 Ma y 4.5 ± 0.2 Ma, lo que sumado a sus relaciones estratigráficas permite asignarle una edad pliocena inferior.

Formación Chiquinaputo (PIQq)

Inicialmente denominada Estratos Quebrada Chiquinaputo, Marinovic y Lahsen (1984) le asignan dicho nombre a una secuencia sedimentaria continental constituida por fanglomerados, arenas gruesas y limos parcialmente consolidados. Aparece en la parte suroeste del mapa regional, exhibiendo una potencia de unos 10 metros y estando, en discordancia de erosión, por sobre la Formación El Loa. En base a sus relaciones estratigráficas, se le asignó una edad pliocena inferior-pleistocena. La unidad fue formalmente definida como Formación Chiquinaputo por May et al. (2005), quienes además consideran que su edad es más antigua, asociada al Mioceno superior-Plioceno inferior.

Conjunto de Volcanes II (PIQv)

Marinovic y Lahsen (1984) denominan así al conjunto de estratovolcanes, domos y coladas de lava que se disponen por sobre la Ignimbrita Puripícar y que subyacen a la Ignimbrita Tatio y al Conjunto de Volcanes III. De composiciones andesíticas a dacíticas, los volcanes de esta unidad se caracterizan por presentar evidencia de procesos erosivos importantes, pero conservando aún sus características morfológicas de tal forma que cráteres y flujos de lava son individualizables. Las relaciones estratigráficas que presenta con las ignimbritas Puripícar y Tatio permiten deducir que la actividad volcánica asociada a esta unidad se habría desarrollado desde el Plioceno inferior hasta el Pleistoceno inferior. En el mapa regional (Figura 4), esta unidad aparece principalmente hacia el sur de la zona de El Tatio, mientras que hacia el norte lo hace de manera más ocasional y siguiendo la cadena principal de dirección norte-sur en la Cordillera de los Andes.

Ignimbrita Tatio (Qt)

Definida por Lahsen (1969), corresponde a tobas cristalinas moderadamente soldadas con presencia de cuarzo, plagioclasa y biotita, que afloran en el extremo este del mapa desde la zona de El Tatio hacia el sur y que alcanzan hasta 100 metros de espesor. Se dispone discordantemente sobre la Ignimbrita Puripícar y el Conjunto de Volcanes II, y subyace al Conjunto de Volcanes III. Presenta una datación K-Ar en biotita que arroja una

edad de 0.70 ± 0.01 Ma (Salisbury et al., 2011), lo que sumado a sus relaciones estratigráficas permiten asignarle una edad pleistocena superior.

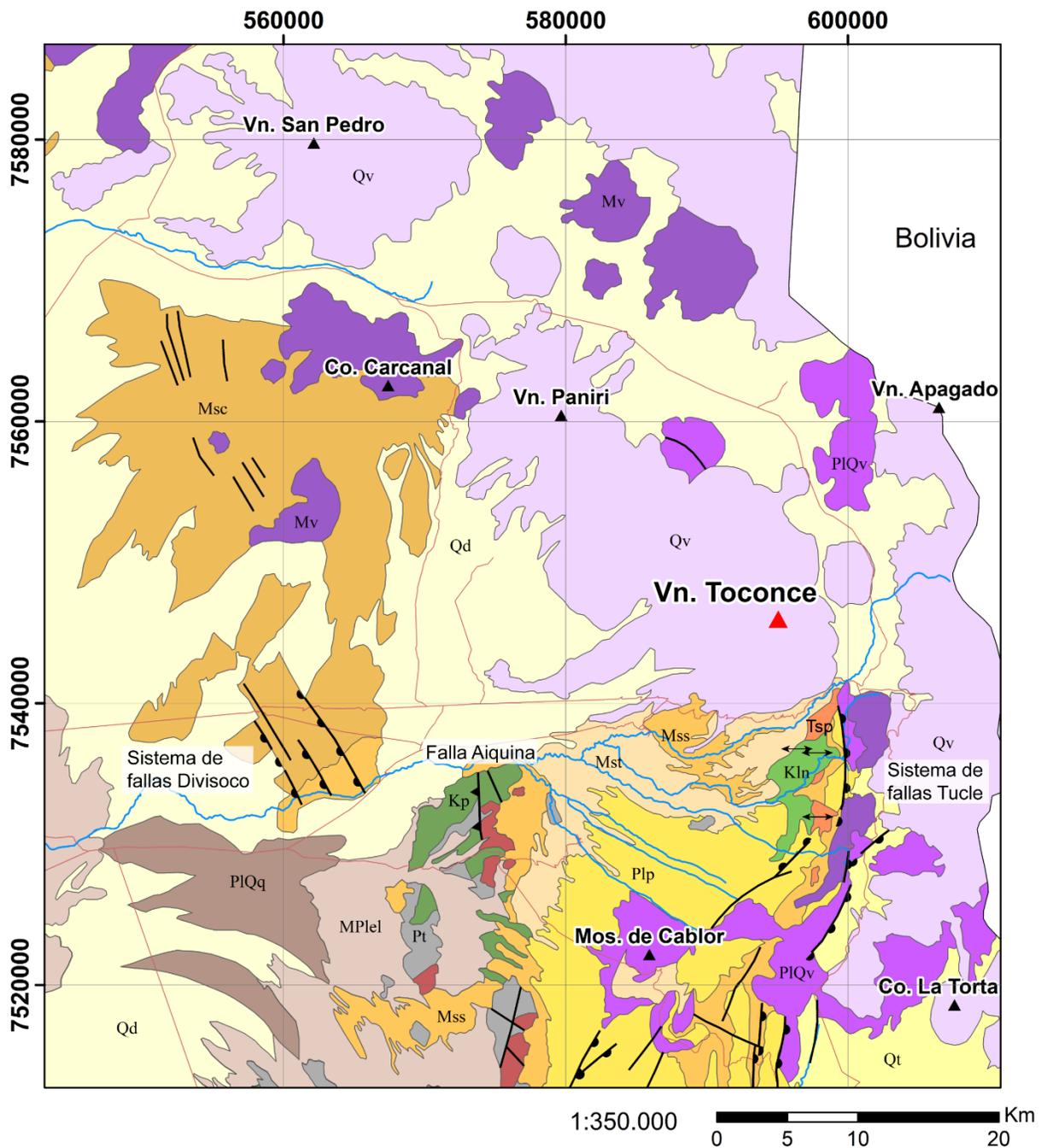
Conjunto de Volcanes III (Qv)

Marinovic y Lahsen (1984) denominan así al conjunto de estratovolcanes, domos y coladas de lava que sobreyacen a la Ignimbrita Tatio y al Conjunto de Volcanes II, y que están solo cubiertos por depósitos no consolidados de edad holocena. Los volcanes de esta unidad se caracterizan por estar poco erosionados, presentando sí la mayoría los efectos erosivos de glaciares pleistocenos que se desarrollaron a altitudes por sobre los 4300 metros sobre el nivel del mar. En cuanto a litologías, las más comunes son andesitas de piroxeno, andesitas de hornblenda y dacitas de hornblenda y biotita.

El Conjunto de Volcanes III cuenta con algunas dataciones radiométricas, entre las que destaca la efectuada en una andesita del Volcán Toconce, la que arrojó una edad pleistocena de 1.1 ± 0.1 Ma (Baker y Francis, 1978). Sumado al hecho de que existen centros eruptivos que han presentado actividad en tiempos históricos, como el Volcán San Pedro, es posible concluir que la actividad volcánica asociada a esta unidad habría ocurrido desde el Pleistoceno hasta el Holoceno. En el mapa regional, el Conjunto de Volcanes III se exhibe a lo largo del extremo este, siguiendo principalmente la dirección norte-sur de la cadena principal en la Cordillera de los Andes (Figura 4). La excepción viene dada por la CVSPL, que forma parte de esta unidad y que presenta un lineamiento en dirección noroeste-sureste.

Depósitos no consolidados (Qd)

Corresponden a depósitos de sedimentos detríticos, principalmente de origen aluvial, constituidos por gravas, arenas, arcillas y limos. Hacia la mitad superior del mapa regional los depósitos presentan gran extensión, delimitando a las unidades volcánicas (Conjunto de Volcanes I, II y III) y a la Ignimbrita Cupo, mientras que en la mitad inferior aparecen hacia el extremo este, en contacto con las formaciones El Loa y Chiquinaputo.



Simbología					
▲	Volcán Toconce	—	Falla	—	Red hídrica
▲	Centro eruptivo	▲	Falla inversa	—	Rutas
↔	Anticlinal	—	Falla normal		

Figura 4: Mapa geológico regional del área próxima al Volcán Toconce, escala 1:350000. Basada en los trabajos de mapeo de Ramírez y Huete (1981) y Marinovic y Lahsen (1984).

		Depresión del Río Loa	Cordillera de Domeyko	Precordillera y Cordillera de los Andes
Cenozoico	Cuaternario Pleistoceno- Holoceno	Qd Depósitos no consolidados		Qt Ignimbrita Tatio
		PIQq Fm. Chiquinaputo		Qv Conjunto de Volcanes III
	Neógeno	MPIel Fm. El Loa		PIQv Conjunto de Volcanes II
		Mioceno		Pip Ignimbrita Puripicar
Paleógeno				Mss Ignimbrita Sifón
	Oligoceno			Mv Conjunto de Volcanes I
Mesozoico				Mst Fm. Toconce
	Cretácico	Kp Fm. Purilactis		Msc Ignimbrita Cupo
	Triásico			Tsp Fm. San Pedro
Paleozoico	Pérmico			
			Pt Fm. Tuina	

Figura 5: Leyenda del mapa geológico regional del área próxima al Volcán Toconce. Basada en las unidades, locaciones y edades según Marinovic y Lahsen (1984).

2.1.2. Estructuras y lineamientos

En el extremo norte de la Cordillera de Domeyko es posible observar estructuras que cortan a las formaciones Tuina y Purilactis, además de a algunos cuerpos intrusivos correspondientes a la unidad de Pórfidos Aiquina (Figura 4). De entre todas estas, destaca una falla inversa denominada Falla Aiquina, que presenta rumbo NNO, manteo de 60° al oeste y se extiende por más de 5 kilómetros (Marinovic y Lahsen, 1984). Es importante mencionar que tanto la Falla Aiquina como el resto de las estructuras son menores si se les compara con las extensas fallas inversas y fuerte plegamiento que muestra la Cordillera de Domeyko hacia el sur, fuera del mapa regional.

En la Precordillera y Cordillera de los Andes se localizan los únicos pliegues importantes a nivel regional en la zona, asociados a las formaciones Lomas Negras y San Pedro. Los pliegues de la Formación Las Negras corresponden a anticlinales de rumbo general norte-sur y centenares de metros de extensión. La Formación San Pedro presenta, además de un anticlinal de características similares a los de la unidad anterior, un monoclinal de rumbo general norte-sur y manteo hacia el este (Marinovic y Lahsen, 1984).

Se han definido también dos sistemas de fallas normales: Tucle y Divisoco. El Sistema de Fallas Tucle fue definido por Lahsen (1969) como el conjunto de fallas de rumbo N-S y manteo subvertical ubicadas al oeste del Campo Geotermal El Tatio. Las fallas del sistema se extienden de forma discontinua hacia el sur por unos 40 kilómetros, presentando en algunos tramos rumbos NNE-SSO y cortando a las ignimbritas Sifón y Puripícar. Por su parte, el Sistema de Fallas Divisoco (Marinovic y Lahsen, 1984) corresponde a un conjunto de fallas normales de rumbo NO-SE y manteo subvertical, ubicados al sur del Cerro Carcanal y al oeste del Volcán Toconce. Sus trazas se extienden por unos 10 kilómetros y cortan a las ignimbritas Cupo y Sifón.

De manera más local, Giambiagi et al. (2016) definen las fallas Toconce y Cerros de Aiquina como fallas inversas de rumbo NO-SE que habrían levantado el basamento permo-triásico por sobre las rocas sedimentarias del Cretácico, en el área comprendida entre la Ignimbrita Cupo y los volcanes de la CVSPL. En particular, la Falla Toconce es de vergencia SO y su proyección en superficie cortaría a las lavas más occidentales del volcán homónimo.

Respecto a lineamientos volcánicos, se reconocen tres direcciones principales: N-S, E-O y NO-SE. Los lineamientos N-S son característicos de la cadena principal de la Cordillera de Los Andes, en la zona se reconoce un cordón volcánico que presenta dicha dirección y que se extiende desde el Volcán Apagado hasta el Cerro la Torta. En la parte inferior del mapa regional y perpendicular al lineamiento anterior, aparece un cordón volcánico de dirección E-O trazable desde Morros de Cablor hasta Cerros de Tocorpuri (al este de Cerro la Torta, fuera del mapa regional). La dirección NO-SE, que tiene a la CVSPL como principal exponente, estaría asociada a los lineamientos Lípez-Coranzuli y Calama-Olacapato-El Toro, sistemas de fallas de escala regional y edad paleozoica que exhiben esa misma orientación (Salfity, 1985).

2.2. Cadena Volcánica San Pedro-Linzor

La Cadena Volcánica San Pedro-Linzor (CVSPL) corresponde a un lineamiento volcánico de unos 65 kilómetros de longitud y dirección NO-SE, ubicado en la ZVC de la Cordillera de Los Andes (Godoy, 2014). La cadena incluye a los estratovolcanes San Pedro, San Pablo, Paniri, Cerro del León, Toconce y Linzor, los domos dacíticos Chao y Chillahuita, y al cono de escoria La Poruña (Figura 6). Estratigráficamente, y como parte del Conjunto de Volcanes III, la CVSPL sobreyace a las rocas sedimentarias oligocenas-miocenas de la Formación San Pedro y a extensas capas ignimbríticas de edad miocena representadas por la Ignimbrita Sifón y la Formación Toconce (Marinovic y Lahsen, 1984). La mayor parte de los flujos de lava y piroclastos que dan forma a los edificios volcánicos fueron erupcionados durante el Pleistoceno (Godoy et al., 2017), aunque se sabe que el Volcán San Pedro ha presentado actividad en tiempos históricos, por lo que la edad de la CVSPL puede definirse como pleistocena-holocena.

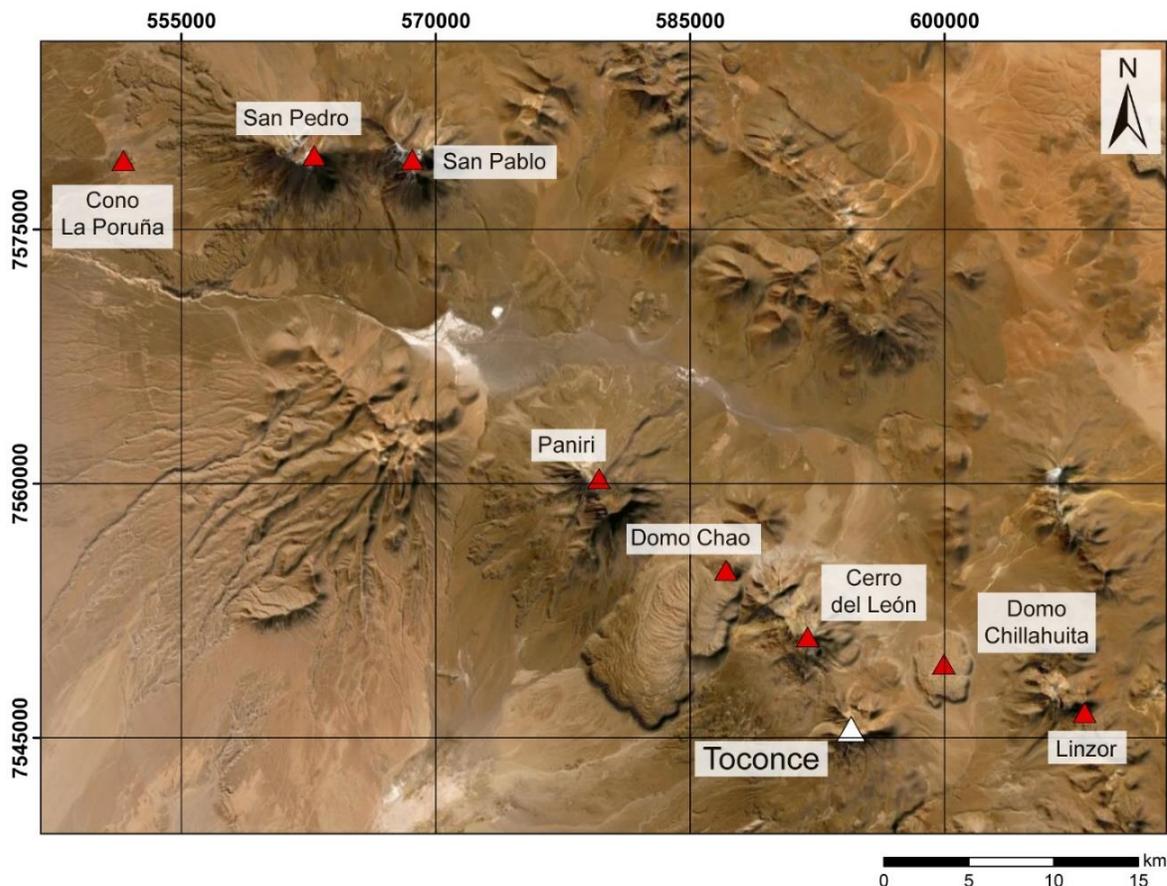


Figura 6: Mapa de ubicación de los distintos centros eruptivos que componen la Cadena Volcánica San Pedro-Linzor, escala 1:250000. Elaboración Propia.

2.2.1. Geoquímica y petrología de la CVSPL

Las lavas de la CVSPL presentan una tendencia calcoalcalina típica de ambientes de subducción, con composiciones que varían desde andesitas basálticas hasta dacitas (Figura 7). Los contenidos de FeO^* , MgO , TiO_2 y CaO decrecen con el aumento del SiO_2 , mientras que el contenido de K_2O aumenta. En cuanto a elementos traza, las lavas presentan un enriquecimiento en elementos litófilos móviles (LILE) respecto a elementos de alto campo electrónico (HFSE), con anomalías negativas de Nb y Ta, y positivas de K, Pb, U y Th que son características del magmatismo de arco (Godoy et al., 2014).

Los centros de la ZVC suelen presentar un patrón geoquímico denominado *garnet signature*, caracterizado por un empobrecimiento de tierras raras pesadas (HREE) respecto a tierras raras livianas (LREE) y ausencia de una anomalía negativa de Eu importante, lo que daría cuenta de procesos ocurridos a altas presiones asociadas a la corteza máfica inferior (Davidson et al., 1991). En ese sentido, el volcanismo en la CVSPL difiere de la tendencia regional por cuanto presenta razones bajas de LREE/HREE que indicarían que el granate no era una fase estable durante la evolución de los magmas en profundidad, por otro parte, la fuerte anomalía de Eu exhibida es indicador de un importante rol de la plagioclasa durante la evolución magmática. Para explicar lo anterior,

Godoy et al. (2014) señalan que los magmas parentales de la CVSPL habrían ascendido rápidamente hasta la corteza superior félsica, lugar en donde estarían ocurriendo procesos tipo MASH (*melting, assimilation, storage, homogenization*), denominados S-MASH (shallow-MASH), en la zona inmediatamente bajo el CMAP (Figura 8).

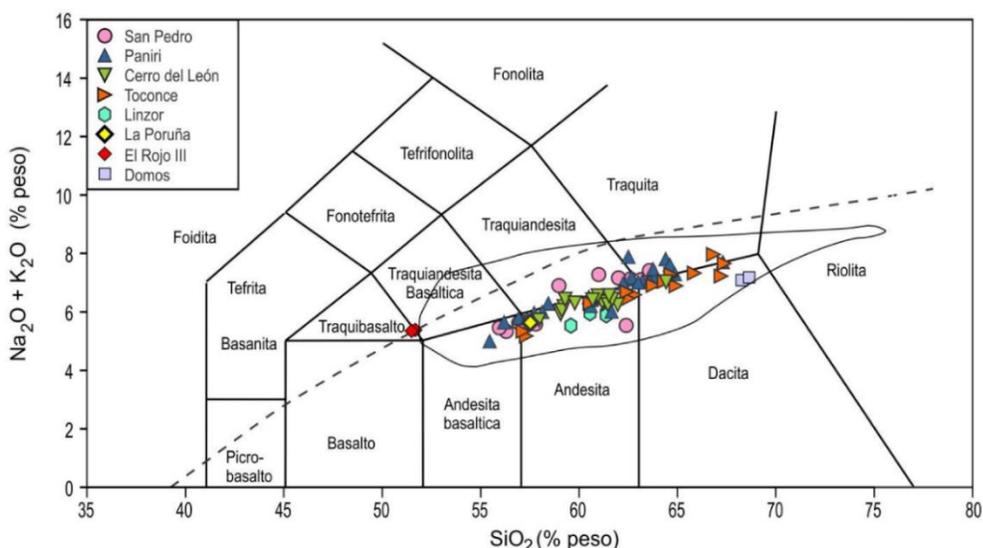


Figura 7: Diagrama TAS (según Le Maitre, 2002) para lavas de la CVSPL. El cono de escoria El Rojo III fue considerado parte de la cadena volcánica hasta que dataciones posteriores indicaron que forma parte de un volcanismo anterior al Pleistoceno. Obtenida de Godoy (2014).

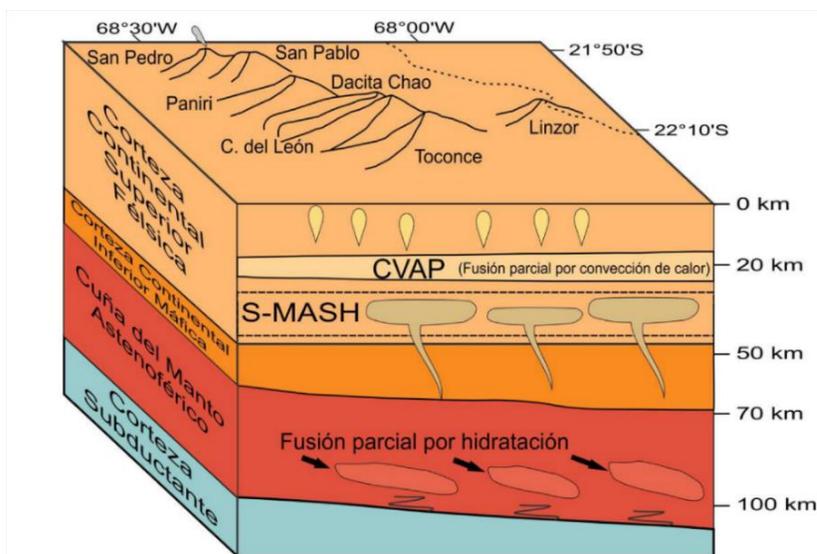


Figura 8: Modelo esquemático para la evolución de los magmas en la CVSPL. Modificada de Godoy (2014).

2.2.2. Centros eruptivos de la CVSPL

La información geológica disponible para los distintos centros eruptivos de la CVSPL varía considerablemente de un volcán a otro, en especial entre estratovolcanes. Por ejemplo, mientras que San Pedro y Paniri ya cuentan con trabajos que definen en detalle su historia evolutiva (O'Callaghan y Francis, 1986; Godoy et al., 2018), el volcán Linzor

no presenta de momento una definición clara de sus distintas unidades. El resto de los estratovolcanes se encuentra en una situación intermedia, el Volcán Toconce en particular cuenta con un modelo tentativo de evolución geológica, pero carece de dataciones radiométricas que lo respalden (López, 2014). El caso del cono de escoria La Poruña es particular, pues su ubicación y menor tamaño en comparación al resto de volcanes han facilitado su estudio en detalle (González-Maurel et al., 2019b; Marín et al., 2020).

A continuación, se resume la información geológica existente actualmente para los centros eruptivos de la CVSPL, los que han sido ordenados por su ubicación espacial de oeste a este (a excepción del Volcán Toconce, el que será revisado posteriormente):

Cono de escoria La Poruña

El cono de escoria La Poruña (21°53'S – 68°30'O) es un centro eruptivo monogenético de 180 m de altura y 900 metros de diámetro basal, que presenta un flujo de lava de 8 km de largo y dirección oeste-noreste de composición basalto-andesítica. (Godoy, 2014). Está ubicado a unos 10 km al oeste del Volcán San Pedro, pese a su cercanía con este estratovolcán, datos petrológicos apuntan a que La Poruña correspondería a un sistema magmático independiente (González-Maurel et al., 2019b). La edad del cono escoria La Poruña se estima en unos 100 ka (González-Maurel et al., 2019b) y según Marín et al. (2020), el evento que le dio origen habría sido una erupción preferentemente estromboliana, con una breve etapa intermedia de actividad hawaiana y un colapso parcial del cono hacia el final del evento eruptivo.

Complejo Volcánico San Pedro-San Pablo

Este complejo volcánico se localiza hacia el extremo noroeste de la CVSPL y está conformado por los estratovolcanes San Pedro y San Pablo, los cuales junto al cono de escoria La Poruña forman un lineamiento de 20 km de longitud en dirección E-O. El volcán San Pablo no ha sido estudiado en detalle, la evidencia de erosión glacial en sus depósitos permite inferir que su actividad volcánica habría sido previa al último período glacial.

El volcán San Pedro (21°53'S – 68°24'O), de 2600 m altura desde su base y 6163 m de altitud, presenta estudios que dan cuenta de su evolución geológica: un primer edificio volcánico (Cono Antiguo) de composiciones principalmente andesíticas habría sufrido un colapso en su flanco noroeste, formándose con el tiempo un nuevo cono (Cono Joven) de composiciones andesíticas a dacíticas (Francis et al., 1974; O'Callaghan y Francis, 1986). La presencia de actividad fumarólica actual asociada al volcán San Pedro es evidencia de que el volcanismo de edad pleistocena que dio origen al complejo volcánico podría haberse extendido incluso hasta el Holoceno.

Volcán Paniri

El Volcán Paniri (22°03'S - 68°14'O) es un estratovolcán de 1680 m de altura desde su base y 5946 m de altitud, el volumen total de material que ha erupcionado se estima en unos 85.3 km³ (Godoy et al., 2018). Una característica distintiva de este volcán es el amplio espectro composicional que presenta respecto a otros centros eruptivos de la CVSPL, siendo las composiciones más comunes andesíticas a dacíticas, pero existiendo también algunos flujos andesita-basálticos y riolíticos. Polanco et al. (2012) y

posteriormente Lazcano (2016) en su memoria de título realizan los primeros intentos por entender la historia eruptiva del Volcán Paniri, en base a estos trabajos, Godoy et al. (2018) definen finalmente siete unidades y cuatro etapas principales asociadas a la evolución del volcán.

Domo Chao

También conocido como Cerro Chao o Lavas del Chao (22°7'S - 68°10'O), corresponde a un centro eruptivo tipo coulée compuesto por coladas de lava y escasos depósitos piroclásticos de composición dacítica que alcanzan un volumen estimado de 24 km³ (Guest y Sánchez, 1969). La evolución del Domo Chao se divide en tres etapas, cada una asociada a uno de los flujos principales que se pueden distinguir por los escarpes y orientaciones de flujo levemente distintas que cada uno presenta. El material erupcionado de todas las etapas provendría de un único punto de erupción, el que a su vez es el punto de mayor altitud del centro eruptivo, alcanzando los 5169 m por sobre el nivel del mar (Guest y Sánchez, 1969; de Silva et al., 1994).

Volcán Cerro del León

El Volcán Cerro del León (22°11'S – 68°07'O) es un estratovolcán de 1370 m de altura desde su base y 5760 m de altitud cuyas lavas presentan composiciones andesíticas a dacíticas. El primer intento por definir la historia eruptiva del volcán corresponde al estudio realizado por Silva et al. (2012), quienes definen tres etapas en la evolución del volcán y una edad máxima cercana al millón de años. Posteriormente, Pedemonte (2015) en su memoria de título logra identificar 16 lavas distintas, agrupándolas en 4 etapas de evolución con edades que van desde 1.63 Ma hasta 0.27 Ma aproximadamente. No obstante, evidencia morfológica sugiere que los últimos eventos eruptivos podrían haber ocurrido durante el Holoceno (Godoy et al., 2017).

Domo Chillahuita

El Chillahuita (22°10'S - 68°2'O) es un domo dacítico rico en cristales que presenta un área aproximada de 11 km² y un volumen estimado de 4 km³. Su evolución no ha sido estudiada en detalle, pero características morfológicas parecerían indicar que su formación está asociada a un único evento extrusivo, donde el material erupcionado habría fluido desde el punto de emisión ubicado en el lado sur del domo en dirección norte y este (de Silva et al., 1994).

Volcán Linzor

El Volcán Linzor (22°11'S – 67°57'O) es un estratovolcán de 1180 m de altura desde su base y 5680 m de altitud constituido principalmente por coladas de lavas tipo aa y flujos piroclásticos de composición andesítica, con piroxenos y hornblendas como mineralogía máfica principal (Godoy, 2014). Este centro eruptivo no ha sido estudiado en detalle, por lo que no se tiene más información respecto a composiciones o edades absolutas de sus productos eruptivos. En base a relaciones estratigráficas con ignimbritas a las que el volcán sobreyace, Marinovic y Lahsen (1984) indican una edad relativa que estaría dentro del rango del Pleistoceno.

2.3. Volcán Toconce

El Volcán Toconce (22°11'S - 68°4'O) es un estratovolcán de edad pleistocena, de unos 1300 m de altura desde su base y 5335 m de altitud, ubicado hacia el sureste de la CVSPL. Al igual que el resto de los centros eruptivos de la cadena se le considera parte del Conjunto de Volcanes III, sus lavas se disponen por sobre la Formación San Pedro y las ignimbritas de la Formación Toconce y la Ignimbrita Sifón, por lo que a efectos del volcán estas unidades se consideran como un basamento de edad oligocena-miocena.

2.3.1. Geoquímica y dataciones

Las lavas del Volcán Toconce se caracterizan por presentar composiciones dacíticas principalmente, aunque existen algunas muestras puntuales que caen dentro de los rangos de andesitas y riolitas, el porcentaje en peso de sílice varía entre 58.8% y 70.8%. El contenido de álcalis (en particular de K_2O) es elevado, no obstante, las muestras siguen formando parte de la serie subalcalina que caracteriza al volcanismo asociado a zonas de subducción (López, 2014).

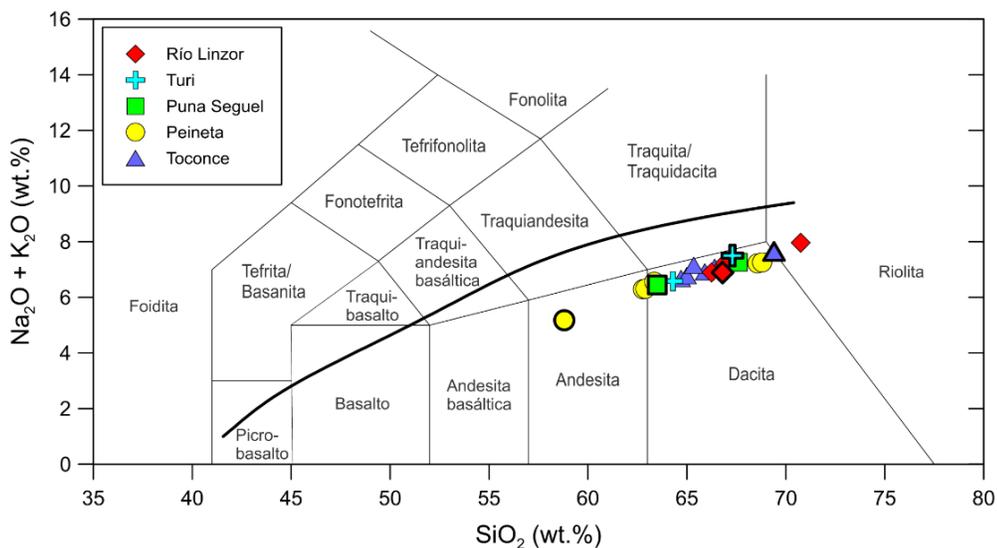


Figura 9: Diagrama TAS (según Le Maitre, 2002) para lavas del Volcán Toconce. Se destaca además las muestras que fueron inicialmente seleccionadas para la aplicación de termobarometría.

En concordancia con el comportamiento previamente mencionado para los centros eruptivos de la CVSPL, las muestras presentan contenidos de FeO^* , MgO , TiO_2 y CaO que decrecen con el aumento de SiO_2 , lo mismo ocurre para el Al_2O_3 y P_2O_5 . Por el contrario, el K_2O exhibe una marcada tendencia positiva respecto al aumento de sílice, mientras que el Na_2O es el único de los óxidos mayores en el que no se observa un comportamiento claro (Figura 10). Para el caso de los elementos traza, el Sr presenta una correlación positiva con SiO_2 , y el Rb y Nb una correlación negativa; Ba y Zr no exhiben una tendencia marcada ante la variación en el contenido de sílice (López, 2014).

Las lavas del Volcán Toconce poseen además mediciones isotópicas de Sr, Nd y Pb, la isotopía de Sr-Nd es especialmente relevante por cuanto es el centro eruptivo con los valores más altos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ y más bajos de $^{143}Nd/^{144}Nd$ dentro de la CVSPL (Figura

11). Dicha característica estaría relacionada con su ubicación más próxima al centro del CMAP y a la influencia que este tendría en la impronta geoquímica de las lavas.

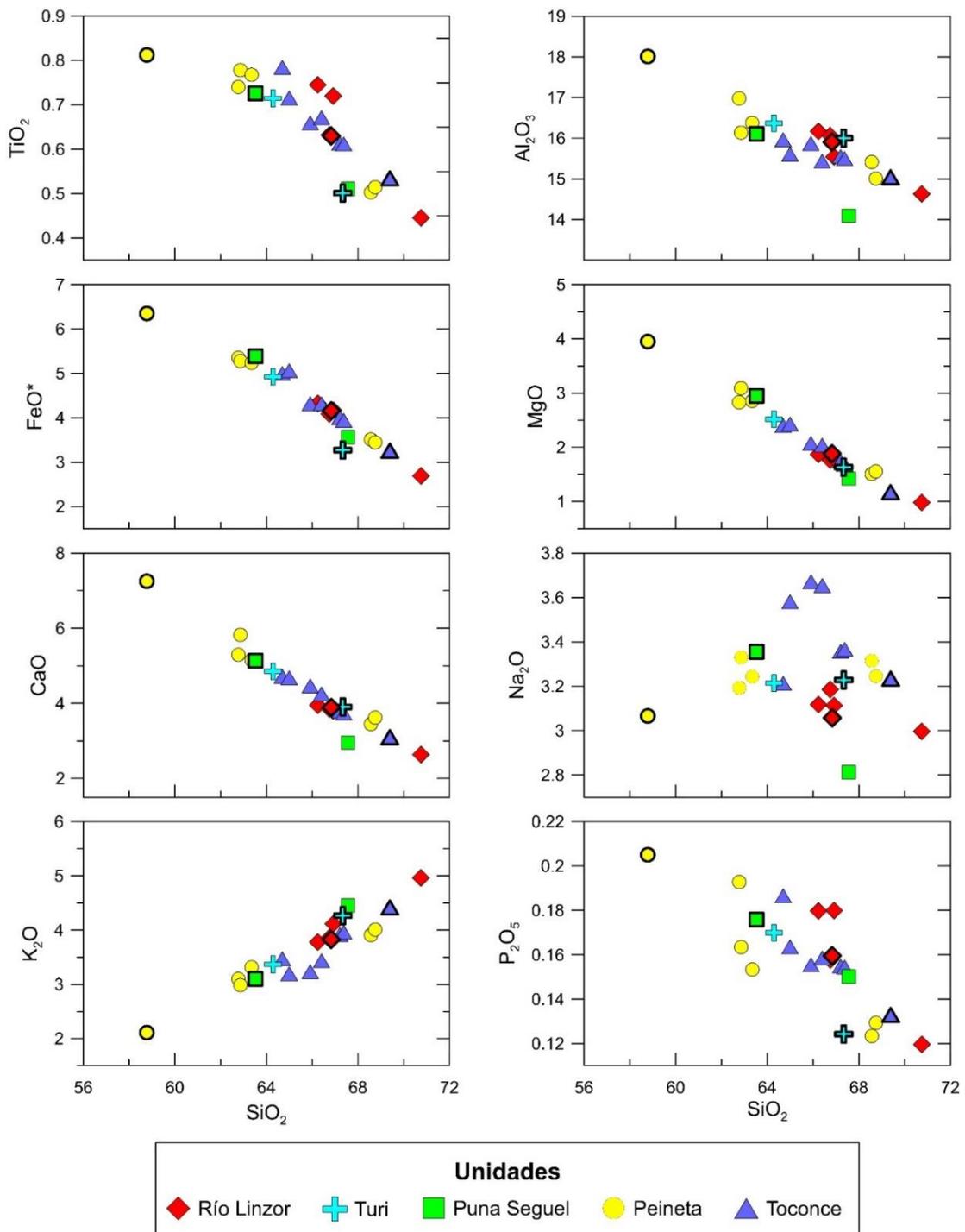


Figura 10: Diagramas Harker (óxidos mayores vs sílice) para lavas del volcán Toconce, valores en porcentaje en peso (wt. %). Se destacan además las muestras inicialmente seleccionadas para termobarometría. Basada en los datos geoquímicos publicados por Godoy et al. (2014) y López (2014).

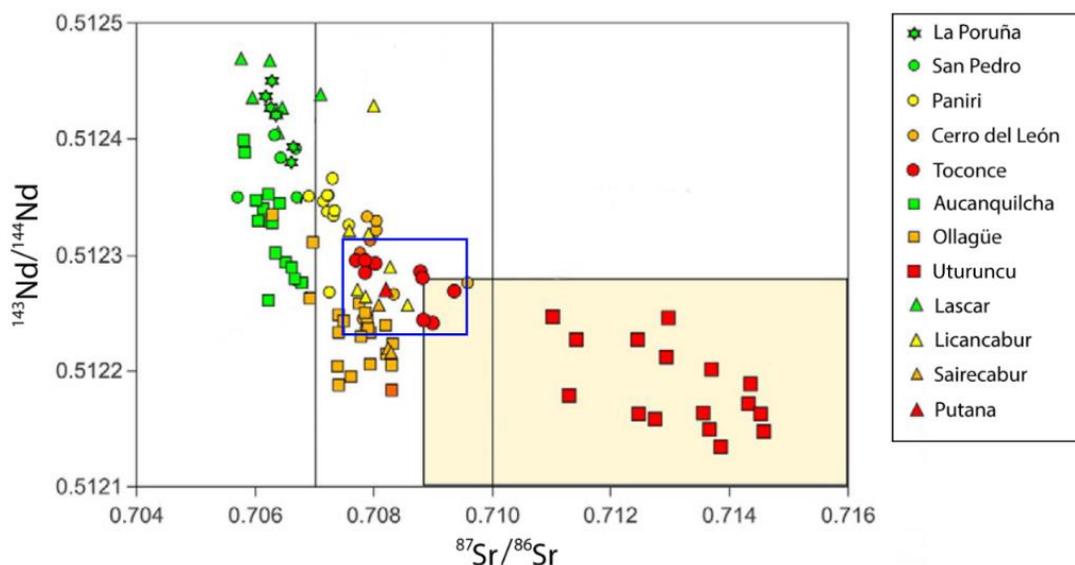


Figura 11: Diagrama de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para volcanes de la ZVC, se destaca en el recuadro azul las muestras correspondientes al Volcán Toconce. Modificada de Godoy et al. (2017).

Respecto a dataciones radiométricas, estas han sido más bien escasas puesto que no se ha efectuado un estudio geocronológico detallado para las lavas del Volcán Toconce. Las pocas edades disponibles (Tabla 1) han sido obtenidas mediante dos métodos de datación distintos lo que hace que los errores varíen hasta en un orden de magnitud, existe además un problema en cuanto a la representatividad de las distintas lavas del volcán, con unidades como Río Linzor concentrando más del 50% de las dataciones, mientras que otras no han sido datadas y su edad absoluta se desconoce. La información de las dataciones radiométricas disponibles actualmente para el Volcán Toconce se encuentra resumida en la siguiente tabla:

Tabla 1: Dataciones radiométricas efectuadas en lavas del Volcán Toconce.

Muestra	Latitud	Longitud	Unidad	Edad (Ma)	Error (2σ)	Método	Referencia
TOC-10-04	22°12'49"	68°5'6"	Toconce	0.891	0.033	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Godoy et al. (2017)
TOC-10-09	22°14'55"	68°5'51"	Río Linzor	1.294	0.080	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Godoy et al. (2017)
PAE-42	22°14'37"	68°7'30"	Puna Seguel	0.959	0.005	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Godoy et al. (2017)
ZZ-06	22°12'53"	68°2'26"	Río Linzor	1.70	0.20	K/Ar	Seelenfreund et al. (2009)
ZZ-11	22°12'54"	68°2'17"	Río Linzor	1.10	0.20	K/Ar	Seelenfreund et al. (2009)
A88-15	22°15'15"	68°9'15"	-	1.10	0.10	K/Ar	Baker y Francis (1978)

2.3.2. Unidades y evolución geológica

Hasta el momento, el único trabajo que ha tenido al Volcán Toconce como objeto de estudio particular es la memoria de título de López (2014), quién se propuso determinar la evolución geológica de este centro eruptivo. Como parte de dicha tarea el autor definió cinco unidades, basándose principalmente en la distribución en terreno, relaciones de contacto y diferencias petrográficas.

Unidad Río Linzor

Corresponde a lavas de composición dacítica constituidas por extensas coladas con espesores de hasta 70 m y que cubren un área de unos 36.47 km², siendo la unidad de mayor extensión. Se dispone por sobre el basamento oligoceno-mioceno definido para el Volcán Toconce y le sobreyacen el resto de las unidades eruptivas (Figura 12), siendo considerada la unidad basal del volcán. Macroscópicamente, se trata de rocas porfídicas con fenocristales de plagioclasa y piroxeno insertos en una masa fundamental vítrea. Al microscopio se observan, además, minerales opacos y es posible distinguir tanto ortopiroxeno como clinopiroxeno, este último suele aparecer en cúmulos cristalinos. Presenta dataciones K/Ar que arrojan edades de 1.70 ± 0.20 Ma y 1.10 ± 0.20 Ma (Seelenfreund, 2009), y una datación ⁴⁰Ar/³⁹Ar en masa fundamental que entrega una edad de 1.294 ± 0.080 (Godoy et al., 2017), dicho rango temporal corresponde a las edades más antiguas obtenidas para cualquier unidad del Volcán Toconce.

Unidad Turi

Corresponde a lavas de composición dacítica constituida por dos flujos principales (Flujo Norte y Flujo Sur), ambos son de dirección SO, exhiben potencias de hasta 30 m y en conjunto cubren un área aproximada de 14 km². El Flujo Sur es más antiguo pues es cubierto por el Flujo Norte, este último es el de mayor extensión pues alcanza una longitud de 11 km (15 km desde el cráter del volcán). A muestra de mano, la Unidad Turi se presenta como rocas porfídicas de abundante masa fundamental (80%), con fenocristales de plagioclasa (15%) y piroxeno (5%). Microscópicamente, se observan opacos y es posible distinguir tanto ortopiroxeno como clinopiroxeno, se identifica además una diferencia entre los flujos por cuanto el Flujo Sur presenta menor porcentaje de vidrio en la masa fundamental respecto al Flujo Norte. La unidad se dispone por sobre las ignimbritas del basamento y la Unidad Río Linzor, y le sobreyace la Unidad Puna Seguel. No presenta dataciones radiométricas, por lo que solo se tiene una edad relativa en base a sus relaciones estratigráficas.

Unidad Puna Seguel

Corresponde a lavas de composición dacítica constituidas por flujos de lava de dirección SO con espesores de hasta 50 m y que cubren un área de unos 6.47 km². Al igual que la Unidad Turi presenta dos flujos principales, Flujo Inferior y Flujo Superior, el primero es el de mayor extensión, alcanzando unos 5 km de longitud. Macroscópicamente, se trata de rocas porfídicas con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y biotita insertos en una masa fundamental vítrea. Al microscopio, además de las fases anteriormente mencionadas se observan minerales opacos y es posible distinguir tanto ortopiroxeno como clinopiroxeno. Existe también una diferencia entre los flujos principales, pues el vidrio presente en el Flujo Inferior aparece alterado, en contraposición al vidrio del Flujo Superior que no presenta alteración. La Unidad Puna Seguel se dispone sobre las

ignimbritas del basamento y sobre las unidades Río Linzor y Turi, le sobreyace la Unidad Toconce. Presenta una datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en masa fundamental que arroja una edad de 0.959 ± 0.005 Ma (Godoy et al., 2017).

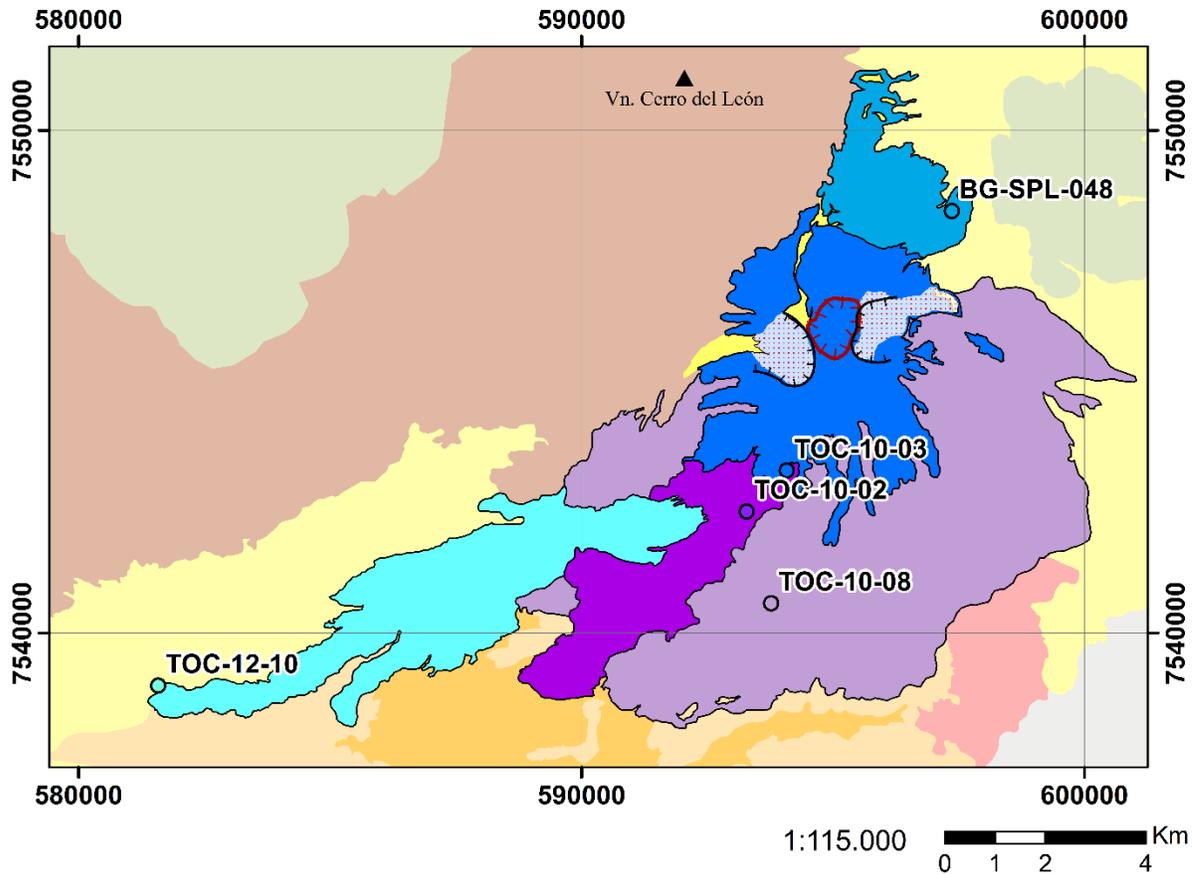
Unidad Peineta

Corresponde a lavas de composición andesítica-dacítica constituidas por una colada que se extiende unos 3.5 km en dirección NE, cubriendo un área de unos 5.54 km^2 y alcanzando unos 40 metros de espesor. A muestra de mano, se trata de rocas porfídicas con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y óxidos de Fe, insertos en una masa fundamental vítrea. Microscópicamente, se pueden observar algunos cristales de biotita y es posible distinguir tanto ortopiroxeno como clinopiroxeno, mientras que la masa fundamental vítrea aparece alterada en tonos marrones. La Unidad Peineta se dispone por sobre las lavas de la Unidad Río Linzor y las ignimbritas del basamento, y le sobreyace tan solo la Unidad Toconce. No presenta dataciones radiométricas, por lo que solo se tiene una edad relativa en base a sus relaciones estratigráficas.

Unidad Toconce

Corresponde a lavas de composición dacítica constituidas por coladas que se disponen radialmente en torno al cráter del volcán, cubriendo un área de unos 19.66 km^2 y alcanzando extensiones máximas de 4 km hacia el flanco sur (Figura 12). Se divide en 3 flujos principales: Flujo Oriental, Flujo Norte y Flujo Superior, los espesores de los frentes de estas subunidades varían entre los 50 a 70 metros siendo mayores en el flanco norte. A muestra de mano, se trata de rocas porfídicas con fenocristales de plagioclasa y piroxeno insertos en una masa fundamental vítrea, en algunas muestras es posible observar además hornblenda y biotita. La Unidad Peineta se dispone por sobre las lavas de la Unidad Río Linzor, Puna Seguel y Peineta, no le sobreyace ninguna unidad pues está asociada a la etapa final de construcción del edificio volcánico. Presenta una datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en masa fundamental que arroja una edad de 0.891 ± 0.033 Ma (Godoy et al., 2017), siendo la unidad más joven del Volcán Toconce.

En cuanto a los flujos definidos para la Unidad Toconce, si bien a muestra de mano las lavas no presentan diferencias considerables, es importante destacar al Flujo Superior pues exhibe rocas piroclásticas (tobas cristalinas-vítreas, brechas volcánicas y brechas piroclásticas) en intercalación con las lavas lo que daría cuenta de un volcanismo algo más explosivo hacia el final de la historia eruptiva del volcán. Al microscopio los 3 flujos exhiben fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y alteración en tonos marrones en la masa fundamental vítrea. El Flujo Superior se distingue por la presencia de abundante oxihornblenda y oxibiotita, mientras que el Flujo Norte es el único en el que aparece ortopiroxeno. Más allá de estas diferencias petrográficas, no existe un trabajo de mapeo en el que se delimiten los flujos o sus contactos, lo mismo ocurre con miembros definidos para el resto de las unidades del Volcán Toconce.



Legenda

Volcán Toconce

- Unidad Peineta
- Unidad Puna Seguel
- Unidad Río Linzor
- Unidad Toconce
- Unidad Turi

Basamento

- Formación San Pedro
- Formación Toconce
- Ignimbrita Sifón

CVSPL

- Domo dacítico
- Vn. Cerro del León

Otras unidades

- Depósitos aluviales
- Depósitos morrénicos
- Unidades volcánicas

Puntos muestras

- Unidad Peineta
- Unidad Puna Seguel
- Unidad Río Linzor
- Unidad Toconce
- Unidad Turi

Simbología

- ▲ Vn. Cerro del León
- ⤴ Escarpe
- ⤴ Cráter
- Zona de alteración hidrotermal

Figura 12: Mapa geológico del volcán Toconce, escala 1:115000. Se destaca además la ubicación de las muestras que fueron inicialmente seleccionadas para termobarometría. Modificada de López (2014).

Modelo de evolución geológica

El modelo de evolución geológica del Volcán Toconce generado por López (2014) presenta 4 etapas evolutivas que abarcan desde el origen del volcanismo asociado al centro eruptivo hasta los eventos de erosión y alteración posteriores a la generación del edificio volcánico (Figura 13).

Etapa I (>1.1 Ma): Etapa en la que inicia la actividad volcánica asociada al Volcán Toconce con la emisión de las lavas basales de composición dacítica asociadas a la Unidad Río Linzor por sobre el basamento oligoceno-mioceno. La característica morfológica que define esta etapa es el *plateau* que forman las lavas, estructura de bajo ángulo y gran extensión que será en parte cubierto por el resto de las unidades posteriores. López (2014) asigna a esta etapa un rango temporal que va desde los 1.29 hasta los 1.1 Ma, pero dado que existen dataciones de hasta 1.70 Ma para la Unidad Río Linzor (Seelenfreund et al., 2009), lo más correcto sería indicar que la actividad eruptiva comenzó en algún punto del Pleistoceno inferior.

Etapa II (1.1-0.89 Ma): Caracterizada por la emisión de flujos de lava de composición dacítica-andesítica asociada a las unidades Turi, Puna Seguel y Peineta. Esta etapa destaca por la extensión que alcanzan los flujos respecto al punto de emisión (máximo de 15 km, Unidad Turi) y por presentar las lavas menos diferenciadas durante la historia eruptiva del volcán, pues la Unidad Peineta contiene andesitas con contenidos de sílice menor al 59%. Si bien por las relaciones de contacto en el flanco SO se sabe que la unidad Turi es anterior a Puna Seguel, el hecho de que Peineta se disponga en el flanco NE hace difícil definir una cronología, siendo posible que esta última unidad sea contemporánea a alguno de los flujos del flanco SO. El rango temporal asignado viene dado por el intervalo entre la edad mínima obtenida para Río Linzor (etapa I) y la datación disponible de Toconce (etapa III), lo que además está en concordancia con la única edad que se tiene para la etapa II y que corresponden a los 0.959 Ma obtenidos para la Unidad Puna Seguel.

Etapa III (0.89-0.6 Ma): Etapa en la que ocurrió la construcción del cono volcánico, asociado a lavas de composición dacítica de la Unidad Toconce. En general las coladas presentan extensiones menores respecto a unidades anteriores y se disponen de manera radial en torno al cráter. Hacia el flanco norte es posible observar lavas intercaladas con rocas piroclásticas (tobas, brechas volcánicas y brechas piroclásticas), siendo estas la única evidencia de volcanismo no efusivo ocurrido a lo largo de la historia eruptiva del volcán. López (2014) asigna una edad mínima para esta etapa de 0.6 Ma, aunque no existe ningún dato concreto para descartar que la actividad volcánica se haya extendido hasta el Pleistoceno Superior, al menos hasta la última glaciación ocurrida en el Altiplano.

Etapa IV (<15 ka): Caracterizada por la actividad glaciaria ocurrida a altitudes por sobre los 4700 m s.n.m., lo que provocó un fuerte proceso de erosión dando origen a circos glaciares que exponen una intensa alteración hidrotermal. Depósitos morrénicos son observables en los flancos norte, este y oeste, los más grandes alcanzan hasta 600 metros de longitud y 60 metros de altura. La presencia de glaciares estaría asociada a la última glaciación ocurrida en el Altiplano hace unos 15 ka (Ammann et al., 2001) la cual habría sido posterior a la actividad eruptiva del volcán, pues incluso las lavas más jóvenes (Unidad Toconce) presentan evidencia de erosión glaciaria.

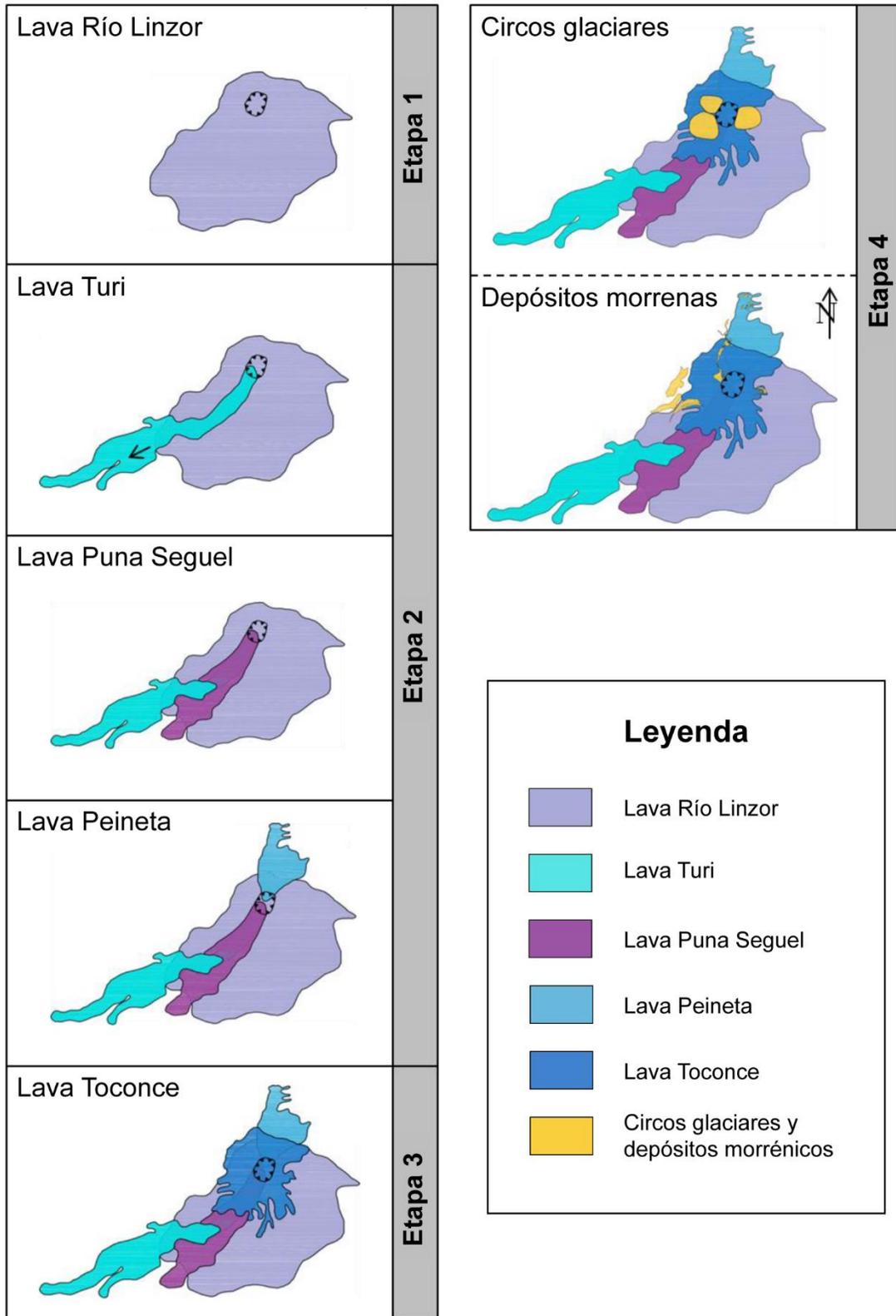


Figura 13: Modelo de evolución geológica del Volcán Toconce. Modificada de López (2014).

3. Metodología

3.1. Microscopía óptica

Con la finalidad de estudiar las condiciones pre-eruptivas asociadas a las distintas lavas del volcán Toconce, se seleccionaron muestras representativas de cada una de las cinco unidades definidas para el centro eruptivo. Para ello, se describieron en detalle secciones delgadas usando un microscopio óptico. Para unidades con más de una sección delgada disponible (Río Linzor, Peineta y Toconce) se utilizó el siguiente criterio de selección:

1. Muestras sin alteración. Abundancia modal de cristales de piroxeno >15 vol%.
2. Si ambos cortes superaban el punto 1, sección delgada que incluyera cristales de piroxeno bien conservados, es decir, sin texturas de desequilibrio visibles.
3. Si ambos cortes superaban el punto 2, sección delgada que tuviera mayor cantidad de datos geoquímicos disponible.

Adicionalmente, se tomaron microfotografías representativas de algunos de los piroxenos analizados, así como de zonas de cada corte para ser incluidas en sus respectivas descripciones.

3.2. Análisis en microsonda electrónica

El análisis en microsonda electrónica es una técnica analítica no destructiva que permite cuantificar la composición de un sólido a escala micrométrica, utilizando la emisión de rayos X de la muestra al ser expuesta a un bombardeo electrónico. El bombardeo excita y arranca un electrón de las órbitas internas del átomo, lo que provoca que otro electrón de una capa más externa ocupe la posición vacante emitiendo en el proceso rayos X. La energía producida mediante este fenómeno es propia de cada elemento, lo que genera un espectro característico de *peaks* que hace posible estudiar la composición de las muestras (Reed, 2005; Llovet et al., 2021).

La microsonda electrónica consiste básicamente de una columna principal y de una serie de espectrómetros de dispersión de ondas o detectores WDS, por su nombre en inglés *Wavelength-Dispersive Spectrometers* (Figura 14.a). En la parte superior de la columna se ubica el filamento, desde el que se dispara el haz de electrones, en su recorrido dicho haz es enfocado y regulado gracias a un sistema de lentes electromagnéticas y aperturas, mientras que en la base de la columna se ubica la muestra a analizar (Llovet et al., 2021).

Por su parte, los detectores tipo WDS funcionan aplicando la Ley de Bragg a los rayos X emitidos por el sólido, utilizando para esto un cristal refractante ubicado entre la muestra y el detector en una circunferencia imaginaria conocida como Círculo de Rowland (Figura 14.b). Esto hace que, de toda la energía emitida por el sólido, el cristal sólo refracte hacia el detector aquella del elemento escogido por el usuario. Esta particularidad se complementa con el uso de estándares primarios, muestras con composiciones conocidas que se utilizan para calibrar la microsonda respecto a la posición e intensidad de los *peaks* asociados a cada elemento. Funcionando en conjunto, los detectores tipo WDS y los estándares primarios permiten análisis composicionales cuantitativos, lo que

diferencia a la microsonda electrónica de instrumentos similares como el microscopio electrónico de barrido, mejor conocido como SEM (Reed, 2005).

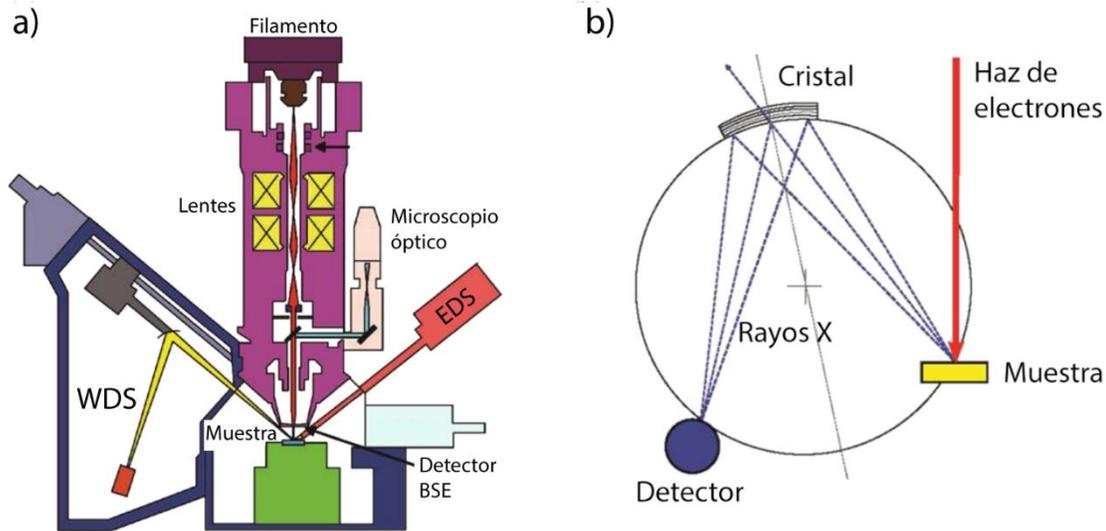


Figura 14: Esquemas exhibiendo las partes de la microsonda electrónica (a) y el Círculo de Rowland (b). Modificadas de Llovet et al. (2021).

Los análisis en microsonda electrónica para este trabajo fueron encargados a un laboratorio especializado en la *School of Earth, Energy and Environmental Sciences* de la Universidad de Stanford, Estados Unidos, quienes se encargaron de la preparación de las muestras y facilitaron el uso de la microsonda mediante conexión remota a través del software *TeamViewer*. El equipo que se utilizó corresponde al modelo JEOL JXA-8230 *Superprobe*, que cuenta con cinco detectores de tipo WDS incluyendo uno de alta sensibilidad enfocado en análisis de elementos menores y traza. Como parte del proceso de preparación, las muestras fueron recubiertas con una película de carbono de 15 nm para permitir a la corriente del haz de electrones fluir a tierra, esto debido a que los silicatos son en general aislantes eléctricos (Reed, 2005).

Debido a la importante zonación que presentaban los piroxenos, se realizaron análisis tanto en núcleos como en bordes cristalinos, las mediciones se efectuaron usando un haz de electrones con un potencial de 15 keV, una corriente de 20 nA y un radio de 3 micrones. Es necesario mencionar que para los análisis no se discriminó por composición entre clinopiroxenos y ortopiroxenos, es decir, se tomaron puntos en aquellos cristales que por su tono en la escala de grises pareciesen ser piroxenos, sin hacer un análisis semicuantitativo previo.

Los tiempos de medición *on-peak* variaron entre 20 y 60 segundos, y los tiempos de medición *off-peak* correspondieron a la mitad del tiempo de medición *on-peak* asignado para cada elemento (por ejemplo, para un elemento se midieron 120 segundos en total: 60 segundos *on-peak* y 30 segundos *off-peak* en cada lado). Para la calibración de la microsonda se utilizaron estándares primarios tanto de origen natural como cristales de origen sintético, mientras que para controlar la precisión y exactitud de los análisis se emplearon estándares secundarios provenientes de la *Microbeam Standards Collection* del Instituto Smithsonian.

3.3. Termobarometría

La termobarometría consiste en la estimación de las condiciones de presión y temperatura (condiciones P-T) de una roca mediante la composición química de una o más de sus fases, bajo el supuesto de que estas se encuentran en equilibrio. Dicho supuesto debe estar fundamentado en evidencias como pueden ser las relaciones texturales de las fases involucradas y, sobre todo, los filtros de equilibrio que se han desarrollado para cada método en particular.

Para este estudio y dado el fuerte predominio de los piroxenos como mineralogía máfica principal, se decidió aplicar dos métodos distintos basados en estos minerales: el termobarómetro de dos piroxenos y el termobarómetro clinopiroxeno-líquido. Debido a que los análisis composicionales fueron efectuados tanto en los núcleos como en los bordes de los cristales de piroxeno, se decidió aplicar los termobarómetros en ambas zonas de manera independiente, para así identificar posibles diferencias en las condiciones pre-eruptivas durante el crecimiento cristalino. Adicionalmente, el hecho de que sean dos técnicas distintas permitirá hacer una comparación entre los resultados de ambos termobarómetros, generando un marco de discusión aún más amplio.

3.3.1. Termobarómetro de dos piroxenos

El termobarómetro de dos piroxenos, cuya primera versión se remonta al trabajo de Davis y Boyd (1966), debe su nombre al hecho de que basa la estimación de las condiciones P-T en la composición de pares de clinopiroxeno-ortopiroxeno en equilibrio. Aunque el estándar del método es seleccionar pares que se encuentren en contacto (Brahm et al., 2018, por ejemplo), la escasez de cristales en esta condición dentro de los resultados obtenidos en microsonda electrónica obligó a optar por una metodología distinta, en la que se testearon todas las combinaciones posibles de clinopiroxenos y ortopiroxenos según el filtro de equilibrio correspondiente.

Con el propósito de trabajar la información obtenida en la microsonda y hacer los cálculos de termobarometría, se emplearon planillas de Excel dispuestas por Putirka (2008) a modo de material suplementario. Se escogieron las mediciones hechas en piroxenos y se descartaron aquellas cuya suma de wt% (porcentaje en peso) de sus óxidos mayores estuviese fuera del rango 100 ± 1.5 , para así evitar puntos con posibles errores analíticos. La clasificación de los piroxenos se efectuó en base al porcentaje del componente Wollastonita (Wo , $CaSiO_3$): puntos con una composición de $Wo \geq 5\%$ se consideraron como clinopiroxenos y puntos con una composición de $Wo < 5\%$ se consideraron como ortopiroxenos. Si bien existen clinopiroxenos que pueden presentar composiciones con menos de 5% de Wo , como los polimorfos monoclinicos de la enstatita y la ferrosilita (Morimoto et al., 1988), estos son minerales poco comunes en sistemas volcánicos y a efectos prácticos pueden ser considerados como inexistentes dentro de las muestras del Volcán Toconce.

Valiéndose del intercambio catiónico Fe-Mg y en base a una serie de datos experimentales, Putirka (2008) define el siguiente filtro de equilibrio:

$$K_d(Fe - Mg)^{cpx-opx} = \frac{(X_{Fe}^{cpx}/X_{Mg}^{cpx})}{(X_{Fe}^{opx}/X_{Mg}^{opx})} = 1.09 \pm 0.14$$

Con la finalidad de usar los datos más confiables, se excluyeron aquellos pares de piroxenos que no pasaron el filtro. Para la obtención de la temperatura, Putirka (2008) en base a recalibraciones de antiguos termómetros (Brey y Köhler, 1990) ofrece dos ecuaciones distintas, ambas dependientes de la presión: las ecuaciones 36 y 37. La diferencia más importante entre ambas radica en el rango de aplicación que poseen, puesto que mientras la ecuación 36 es válida para cualquier clino u ortopiroxeno, la ecuación 37 solo considera clinopiroxenos con #Mg>75. Tal condición mejora levemente el error asociado a la temperatura y funciona bastante bien en sistemas máficos, pero supone un inconveniente en centros como el Volcán Toconce donde es de esperar que un número no menor de clinopiroxenos presenten #Mg por debajo de 75 y queden entonces descartados para el cálculo de las condiciones pre-eruptivas.

El filtro de equilibrio definido para el termobarómetro de dos piroxenos es otro obstáculo para la aplicación de la ecuación 37, pues relaciona las fracciones catiónicas de Fe y Mg de los pares cpx-opx. Siendo así, la ecuación 37 no sólo limita explícitamente el número de clinopiroxenos disponibles en base a su #Mg, sino que también implica de manera implícita una limitante en el número de ortopiroxenos a ser considerados en el cálculo de las condiciones P-T. Por último, es importante mencionar que la ecuación 36 ya ha sido aplicada en centros eruptivos del margen andino como el Volcán Quetrupillán, en el que Brahm et al. (2018) estiman condiciones pre-eruptivas para traquidacitas de mineralogía similar a las muestras del presente estudio.

En base a todo lo anterior, se decide utilizar la ecuación 36 para la obtención de la temperatura, la que tiene un error asociado de ± 56 °C (Putirka, 2008):

$$\frac{10^4}{T(^{\circ}C)} = 11.2 - 1.96 \ln\left(\frac{X_{EnFs}^{cpx}}{X_{EnFs}^{opx}}\right) - 3.3(X_{Ca}^{cpx}) - 25.8(X_{CrCaTs}^{cpx}) + 33.2(X_{Mn}^{opx}) - 23.6(X_{Na}^{opx}) \\ - 2.08(X_{En}^{opx}) - 8.33(X_{Di}^{opx}) - 0.05P(kbar)$$

La obtención de la presión es mucho más simple, puesto que existe una única expresión (ecuación 39) que entrega dicha variable y que es dependiente de la temperatura, teniendo un error asociado de ± 3.2 kbar (Putirka, 2008):

$$P(kbar) = -94.25 + 0.045T(^{\circ}C) + 187.7(X_{Al(VI)}^{opx}) + 246.8(X_{Fm_2Si_2O_6}^{opx}) - 212.5(X_{En}^{opx}) \\ + 127.5(a_{En}^{opx}) - \frac{1.66}{K_f} - 69.4(X_{EnFs}^{cpx}) - 133.9(a_{Di}^{cpx})$$

3.3.2. Termobarómetro clinopiroxeno-líquido

Uno de los principales inconvenientes con el termobarómetro de dos piroxenos radica en el hecho de que pocas rocas volcánicas presentan fenocristales tanto de ortopiroxeno como de clinopiroxeno, siendo esta última la fase más común (Putirka, 2008). Como respuesta a esta problemática se han desarrollado técnicas basadas en el equilibrio entre clinopiroxenos y fundido, los termobarómetros clinopiroxeno-líquido.

Una diferencia importante de este método respecto al termobarómetro de dos piroxenos tiene relación con el concepto de equilibrio entre las fases en cuestión. Mientras que para el método anterior basta con seleccionar aquellos pares de piroxenos que pasen el filtro, para este termobarómetro se debe escoger un fundido tal que este en equilibrio con la mayor cantidad de clinopiroxenos analizados. El caso ideal sería aquel en que la composición del fundido en equilibrio correspondiese a la composición de la masa fundamental o de roca total medida en la muestra. No obstante, procesos posteriores a la cristalización de los piroxenos tales como contaminación cortical, mezcla de magmas, o cristalización de otras fases minerales pueden cambiar la composición del fundido haciendo que dicho caso ideal no suceda y expandiendo la búsqueda del fundido en equilibrio a otras mediciones hechas en la zona.

De forma análoga al termobarómetro anterior, los cálculos se llevaron a cabo en planillas de Excel disponibles como material suplementario en Putirka (2008), se siguió también el mismo procedimiento respecto a la eliminación de puntos con posibles errores analíticos y a la clasificación de los piroxenos en base a la componente Wollastonita, descartando en esta ocasión los ortopiroxenos al no ser una de las fases involucradas en el método. El filtro de equilibrio definido para el termobarómetro clinopiroxeno-líquido es:

$$K_d(Fe - Mg)^{cpx-liq} = 0.28 \pm 0.08$$

Para una fase cualquiera, $\#Mg = Mg/(Mg+Fe^2)$, por lo que haciendo un cambio de variable y reordenando términos se llega a la siguiente ecuación:

$$\#Mg_{cpx} = \frac{100 * (\#Mg_{liq})}{(28 \pm 8) + \#Mg_{liq} * (1 - (0.28 \pm 0.08))}$$

Esta última expresión resulta más útil por cuanto el Mg# es un valor que aparece explícitamente en la base de datos en la que se realizó la búsqueda de los líquidos en equilibrio, lo que agilizó el proceso. Dicha base de datos contenía valores composicionales para muestras de distintos centros eruptivos a lo largo del CVAP, el hecho de que estos compartan un contexto geológico regional hacía de sus datos posibles candidatos en la búsqueda del fundido en equilibrio.

De los distintos termómetros y barómetros propuestos por Putirka (2008) para este método, se escogieron aquellos que incluían al agua (H₂O) como parámetro de entrada puesto que funcionan especialmente bien en sistemas hidratados como las zonas de subducción (González-Maurel, 2020). Un segundo y último filtro de equilibrio fue aplicado a los clinopiroxenos, este medía la diferencia entre el contenido de la componente DiHd (Diópsido-Hedenbergita) observado versus el valor calculado en base a la interacción entre el líquido escogido y los cristales. La relación que debía cumplirse es la siguiente:

$$\left| \frac{DiHd_{observado} - DiHd_{calculado}}{DiHd_{calculado}} \right| \leq 0.1$$

Al ser un filtro tan válido como el primero, sólo aquellos clinopiroxenos que cumplieran ambas condiciones fueron considerados para el cálculo de las condiciones P-T. Si bien este método presenta más condiciones para el equilibrio que el termobarómetro de dos piroxenos, lo que a priori implica una menor cantidad de datos disponibles, esto se

compensa con una incertidumbre menor en las condiciones pre-eruptivas que entrega, en especial para el caso de la presión (± 1.7 kbar), la que se obtiene mediante la ecuación 30 (según Putirka, 2008):

$$P(kbar) = -48.7 + 271 \frac{T(K)}{10^4} + 32 \frac{T(K)}{10^4} \ln \left[\frac{X_{NaAlSi_2O_6}^{cpx}}{X_{NaO_{0.5}}^{liq} X_{AlO_{1.5}}^{liq} (X_{SiO_2}^{liq})^2} \right] - 8.2 \ln(X_{FeO}^{liq})$$

$$+ 4.6 \ln(X_{MgO}^{liq}) - 0.96 \ln(X_{KO_{0.5}}^{liq}) - 2.2 \ln(X_{DiHd}^{cpx}) - 31(Mg\#^{liq})$$

$$+ 56(X_{NaO_{0.5}}^{liq} + X_{KO_{0.5}}^{liq}) + 0.76(H_2O^{liq})$$

En el caso de la temperatura, esta variable se obtiene mediante la ecuación 33, con un error de ± 33 °C (Putirka, 2008):

$$\frac{10^4}{T(K)} = 7.53 - 0.14 \ln \left(\frac{X_{Jd}^{cpx} X_{CaO}^{liq} X_{Fm}^{liq}}{X_{DiHd}^{cpx} X_{Na}^{liq} X_{Al}^{liq}} \right) + 0.07(H_2O^{liq}) - 14.9(X_{CaO}^{liq} X_{SiO_2}^{liq}) - 0.08 \ln(X_{TiO_2}^{liq})$$

$$- 3.62(X_{NaO_{0.5}}^{liq} + X_{KO_{0.5}}^{liq}) - 1.1(Mg\#^{liq}) - 0.18 \ln(X_{EnFs}^{cpx}) - 0.027P(kbar)$$

Por último, es válido mencionar que ambos termobarómetros entregan como resultado valores de presión y temperatura, no de profundidad. Dicho parámetro fue obtenido a partir de la expresión de la presión litostática, para lo cual se asumió una densidad promedio de la corteza de 2800 kg/m³ (Şengör, 1991).

4. Resultados

4.1. Petrografía

Los cortes transparentes estudiados (Tabla 2) presentan en general una notoria similitud en cuanto a la mineralogía observada, siendo la única excepción el corte TOC-12-04 perteneciente a la unidad Toconce, que se encuentra fuertemente alterado. Excluyendo dicha muestra, en el resto de las secciones delgadas la plagioclasa es claramente la fase mineral predominante, conformando entre el 65 y 80% del total de fenocristales y siendo bastante común además entre los microlitos de las masas fundamentales menos vítreas. La mineralogía máfica de estas muestras corresponde casi en su totalidad a piroxenos, los que componen entre el 16 y 33% del total de fenocristales, por otra parte, los opacos son los minerales accesorios más comunes al estar presentes en todos los cortes; ambas fases suelen aparecer también en masas fundamentales ricas en microlitos.

Las texturas glomeroporfídica, vitrofídica y vesicular son compartidas por prácticamente todos los cortes analizados, por lo que se puede afirmar que caracterizan a las lavas del Volcán Toconce, otras texturas menos comunes incluyen variaciones de las anteriormente mencionadas en las que es posible identificar una orientación preferencial. Respecto a los cúmulos cristalinos que definen a la textura glomeroporfídica, estos no suelen estar constreñidos a una única especie mineral, estando por lo general conformados por plagioclasas, piroxenos y (en menor medida) opacos. La mayoría de las muestras presentan cúmulos cristalinos en los que es posible encontrar clino y ortopiroxeno próximos entre sí, aunque no necesariamente en contacto.

En cuanto a los piroxenos, se reconoció tanto clinopiroxeno (cpx) como ortopiroxeno (opx) en casi todos los cortes transparentes, siendo nuevamente el corte TOC-12-04 la única excepción, exhibiendo solo cpx en escasas cantidades (~5%). Para el resto de las muestras, es válido decir que ni el porcentaje de cristales ni el tamaño promedio de los mismos variaron significativamente entre cpx y opx, siendo ambos minerales comunes entre los fenocristales de mayor tamaño (0.6-2.0 mm). A nícoles paralelos los piroxenos presentaban tonos incolores, verdes y marrones, mientras que a nícoles cruzados tanto cpx como opx exhibían colores de interferencia de hasta segundo orden (algo más altos en el caso de los cpx); la diferenciación entre ambos fue realizada basándose principalmente en el modo de extinción (paralela para opx, oblicua para cpx).

Una característica interesante que se observó en los piroxenos de manera transversal en los diversos cortes tiene relación con los bordes (*rims*) de los cristales, siendo estos de un color/color de interferencia distinto al observado en los núcleos (Figura 18). En un principio se pensó que esto era evidencia de procesos que habrían alterado los piroxenos en otra espacia mineral, no obstante, el relieve y los colores de interferencia que presentaban los *rims* dejaba abierta la posibilidad de que se tratase simplemente de una zonación composicional.

Dado a que era necesario seleccionar un corte transparente por unidad, los cortes asociados a las lavas Río Linzor, Peineta y Toconce fueron analizados según el criterio explicado en el capítulo anterior. La primera sección delgada descartada fue TOC-12-04 (unidad Toconce) debido a la fuerte alteración que presenta, lo que hace que gran parte

de su mineralogía máfica haya alterado a minerales opacos y que no se aprecien piroxenos más allá de algún par de cristales aislados (Figura 15.a). El siguiente corte descartado fue MCL-6-3 (unidad Peineta), pues es común que sus piroxenos presenten texturas de reabsorción, además de numerosas fracturas (Figura 15.b). En cuanto a los cortes pertenecientes a la unidad Río Linzor, ambos son bastante similares respecto a sus piroxenos, se descartó finalmente la muestra BG-SPL-032 debido a que poseía menos datos geoquímicos.

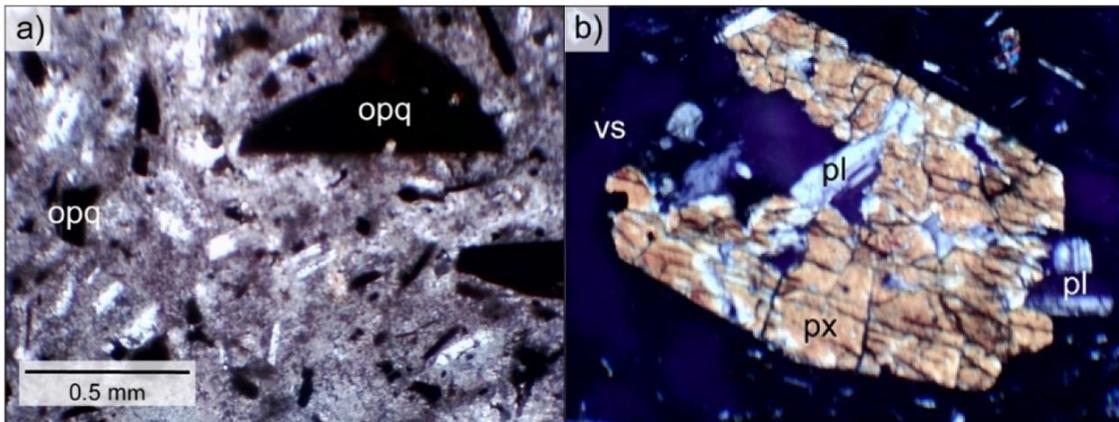


Figura 15: Microfotografías de cortes descartados: a) TOC-12-04, se observa la gran cantidad de minerales opacos y la ausencia de piroxenos. b) MCL-6-3, piroxeno con textura de reabsorción y baja estructuralidad. Abreviaciones: opq-opaco; pl-plagioclasa; px-piroxeno; vs-vesícula.

Respecto a los cortes transparentes seleccionados, estos presentan características distintivas, más allá de que su mineralogía principal sea la misma: plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y opacos. En la muestra TOC-10-02 (Puna Seguel), por ejemplo, es notoria la presencia de clino y ortopiroxeno en desmedro del porcentaje de plagioclasa (65%), que es el menor de entre todas las muestras seleccionadas. El tamaño promedio de sus fenocristales (0.4 mm) también es menor en comparación y no se observan importantes cúmulos cristalinos (Figura 16.a).

Asociada a la unidad Toconce, el corte TOC-10-03 también presenta fenocristales de tamaño promedio inferior al resto de secciones delgadas (0.4 mm), sin embargo, su situación respecto a los cúmulos cristalinos es totalmente opuesta puesto que es la muestra en la que estos se exhiben de mejor manera, en especial por el gran número de cristales involucrados. Otra característica distintiva de este corte es la evidencia de flujo que es posible observar en el vidrio de la masa fundamental debido a la alteración en colores marrones que presenta (Figura 17).

La muestra BG-SPL-048 (Peineta) es particular por varias razones. Primero, es la muestra con mayor tamaño promedio de fenocristales (1 mm), destacando plagioclasas euédricas que alcanzan casi los 4 mm de largo. Además, los microlitos de la masa fundamental presentan orientación preferencial, la que se reconoce especialmente bien gracias al hábito tabular de las plagioclasas, los fenocristales no parecen estar orientados. Por último, se reconocen fracturas sinuosas que recorren el corte en toda su extensión y que no presentan relleno, se desconoce si es una característica intrínseca de la muestra o si se debe a una mala manipulación de la sección delgada.

Las muestras TOC-10-08 (Río Linzor) y TOC-12-10 (Turi) no presentan características demasiado particulares salvo la presencia puntual (<2%) de mineralogía distinta a la principal, exhibiendo cuarzo y olivino respectivamente. La descripción petrográfica detallada de cada uno de los cortes transparentes estudiados, incluyendo las muestras no seleccionadas, está disponible en el capítulo Anexos (Anexo B).

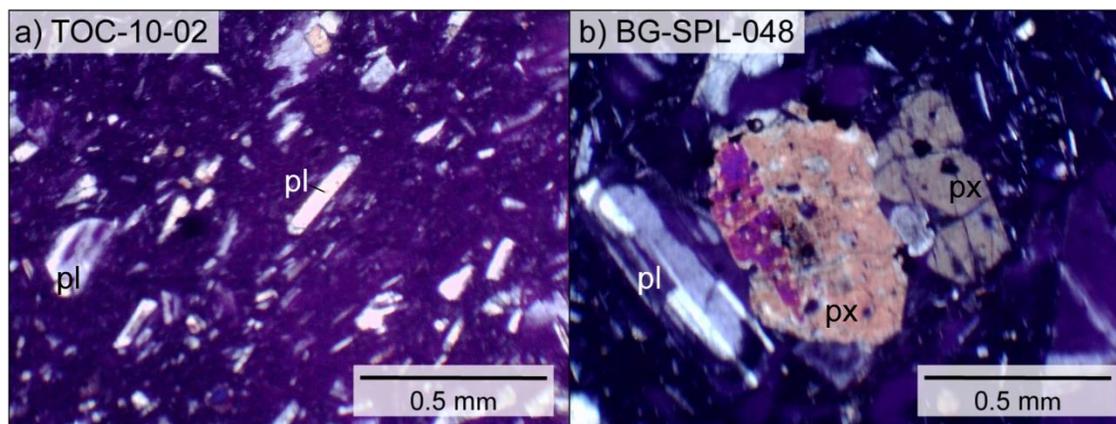


Figura 16: Microfotografías de los cortes TOC-10-02 (a) y BG-SPL-048 (b) en las que se observa la diferencia en el tamaño promedio de los fenocristales de ambas muestras. Abreviaciones: pl-plagioclasa; px-piroxeno.

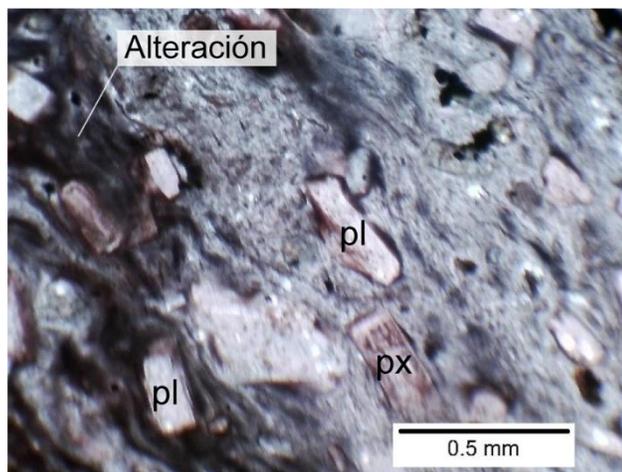


Figura 17: Microfotografía del corte TOC-10-03 en el que se observa una fuerte alteración en tonos marrones, la cual permite reconocer evidencia de flujo (orientación preferencial). Abreviaciones: pl-plagioclasa; px-piroxeno.

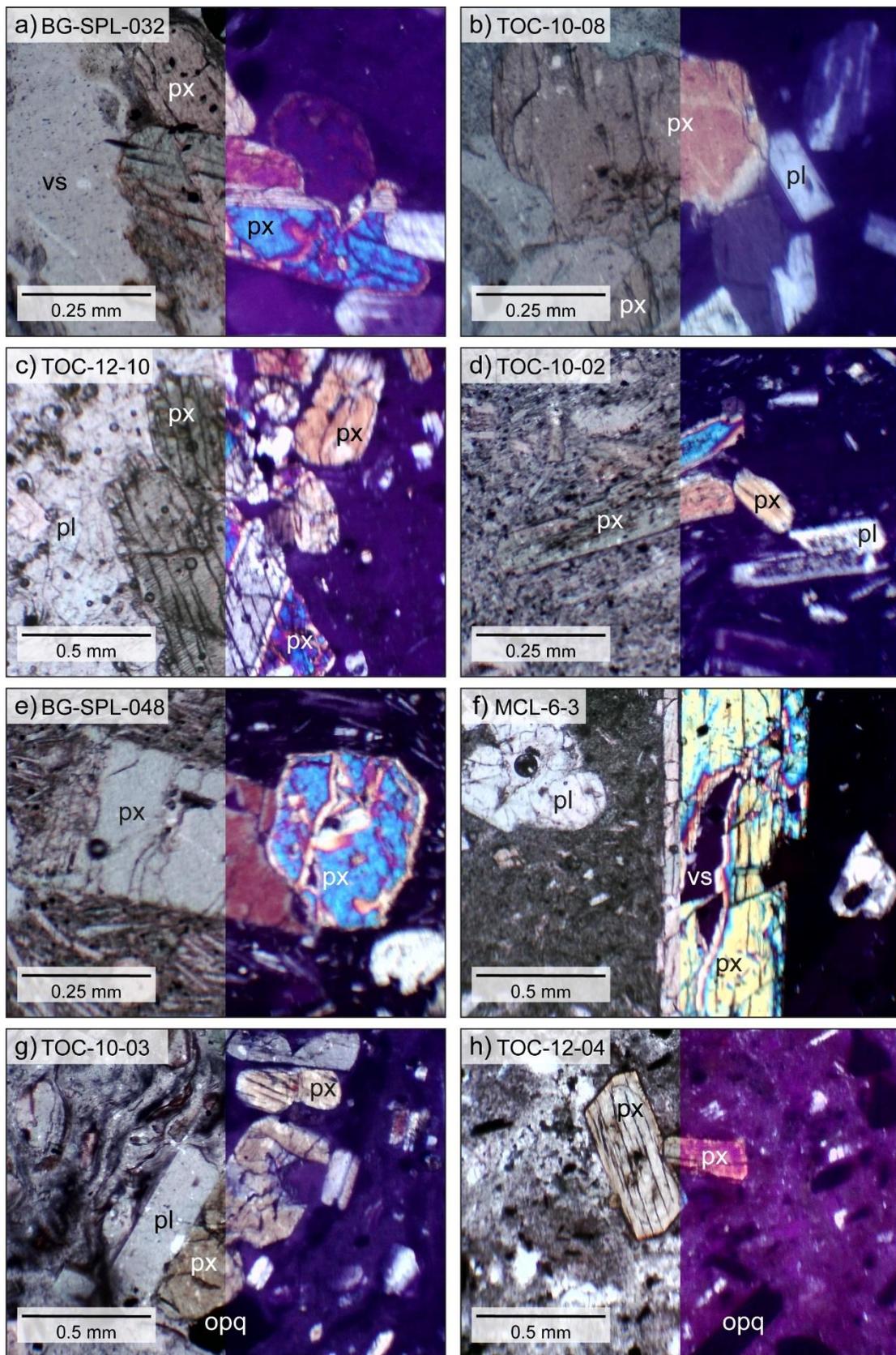


Figura 18: Microfotografías de piroxenos en los distintos cortes transparentes analizados. Muestras de las unidades Río Linzor (a-b), Turi (c), Puna Seguel (d), Peineta (e-f) y Toconce (g-h). Abreviaciones: opq-opaco; pl-plagioclasa; px-piroxeno; vs-vesícula.

Tabla 2: Cortes transparentes estudiados, se destacan los cortes inicialmente seleccionados para ser analizados en microsonda electrónica.

Unidad	Cortes
Río Linzor	BG-SPL-032, TOC-10-08
Turi	TOC-12-10
Puna Seguel	TOC-10-02
Peineta	BG-SPL-048 , MCL-6-3
Toconce	TOC-10-03 , TOC-12-04

4.2. Imágenes *back-scattered electron*

Lo primero que se hizo en la microsonda electrónica fue recorrer las muestras en busca de piroxenos en los que poder hacer mediciones composicionales, generando imágenes *back-scattered electron* (BSE) de los fenocristales que se considerasen aptos para ello. Una de las principales observaciones que entregan las imágenes BSE es la de numerosos piroxenos zonados, los que presentan una variación composicional a lo largo de su desarrollo que se manifiesta en una diferencia en la escala de grises entre los núcleos de los cristales y sus respectivos bordes. Debido a la solución sólida principal que caracteriza a los piroxenos (Morimoto et al., 1988), variaciones en la razón Fe/Mg son la causa más probable de estas zonaciones. No obstante, de momento las imágenes serán descritas sólo en base a lo que se puede observar (cambios en la escala de grises), sin tener en cuenta todavía la química mineral.

De las cinco muestras representativas escogidas, el corte BG-SPL-048 (unidad Peineta) presentó un pulido deficiente que eventualmente podía conllevar problemas en la precisión y exactitud de los análisis en microsonda electrónica, razón por la cual se decidió descartarla como muestra válida para ser estudiada. A continuación, se mencionan algunas características de las imágenes BSE obtenidas del resto de cortes transparentes seleccionados.

TOC-10-08 (Río Linzor)

Las imágenes BSE muestran que en piroxenos de mayor tamaño es normal encontrar texturas tipo sieve (Figura 19), en las que el centro del cristal es reabsorbido mientras que las caras externas del mismo se mantienen por lo general inalteradas. La Figura 20 exhibe un cúmulo cristalino típico dentro de esta muestra, conformado por piroxenos, plagioclasas y algunos opacos de menor tamaño. La zonación observada en los piroxenos destaca por ser menos intensa que en otras muestras, con cristales en los que el rango de escala de grises es más acotado y los contactos entre los distintos tonos son más difusos.

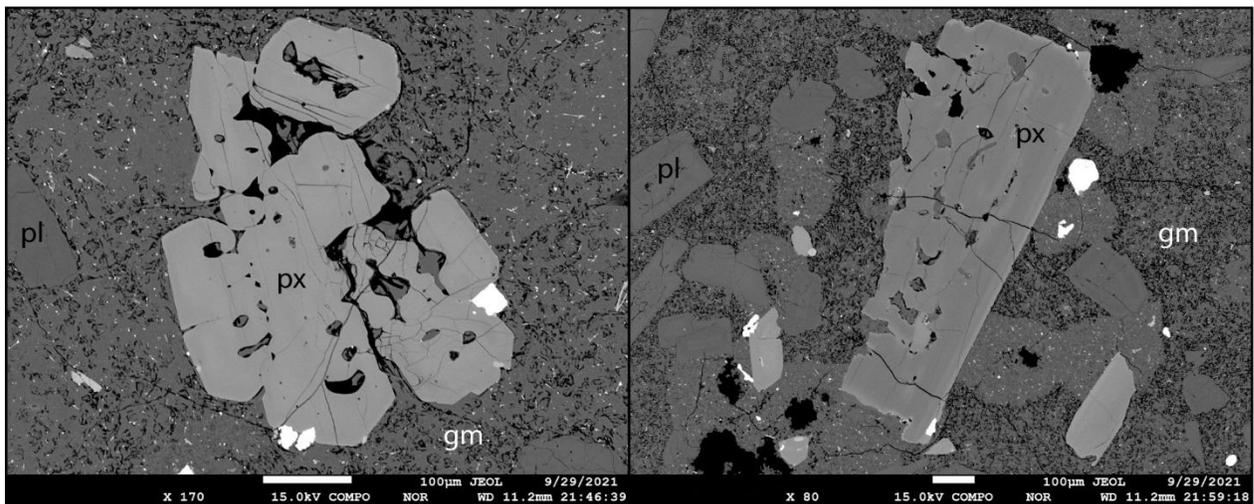


Figura 19: Imágenes BSE de piroxenos exhibiendo texturas tipo sieve, muestra TOC-10-08. Abreviaciones: gm-groundmass (masa fundamental); pl-plagioclasa; px-piroxeno.

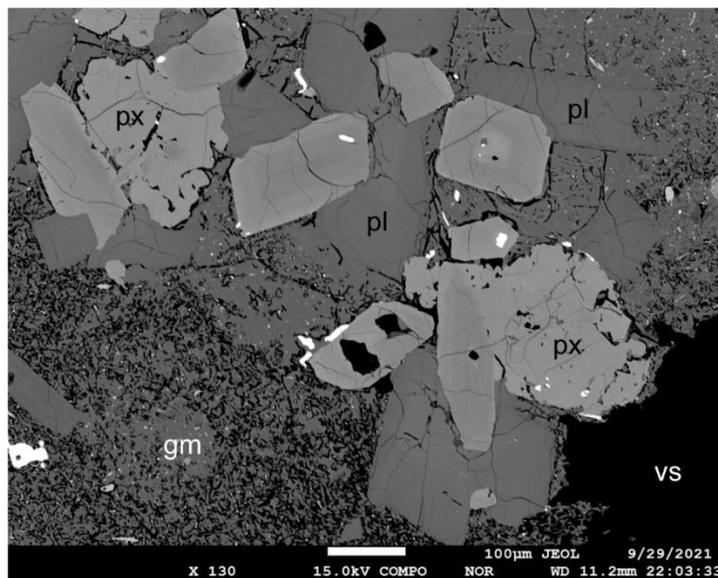


Figura 20: Imagen BSE de un cúmulo cristalino polimineral, muestra TOC-10-08. Abreviaciones: gm-groundmass (masa fundamental); pl-plagioclasa; px-piroxeno; vs-vesícula.

TOC-12-10 (Turi)

A diferencia de la muestra anterior, TOC-12-10 no presenta cúmulos cristalinos de piroxenos y plagioclasas, la mayoría de los fenocristales aparecen aislados o junto a un par de cristales de su misma especie mineral. El corte destaca por exhibir numerosas fracturas tanto rectas como concéntricas, las que se propagan indistintamente entre masa fundamental y fenocristales, mientras que los piroxenos contienen inclusiones minerales de opacos y de un mineral no identificado (Figura 21).

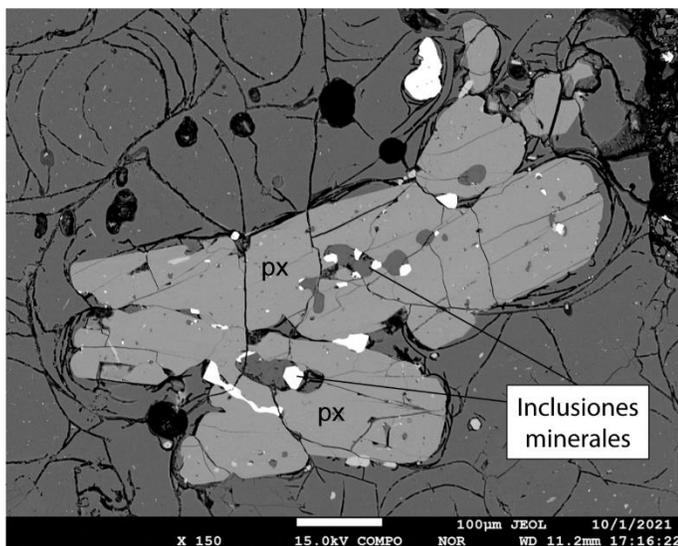


Figura 21: Imagen BSE de piroxenos (px) con inclusiones minerales, muestra TOC-12-10.

La zonación de piroxenos es más evidente que para TOC-10-08, existiendo una tendencia en la que predominan núcleos de tonos grises claros rodeados por bordes más oscuros, en cristales más grandes como los de la Figura 22 se puede observar además un último borde de escaso espesor que vuelve a cambiar hacia tonalidades más claras. Es importante agregar que la muestra TOC-12-10 exhibe también un número significativo de piroxenos que no presentan zonación visible y cuyos tonos tienden a ser grises claros similares a la de los núcleos de los cristales zonados.

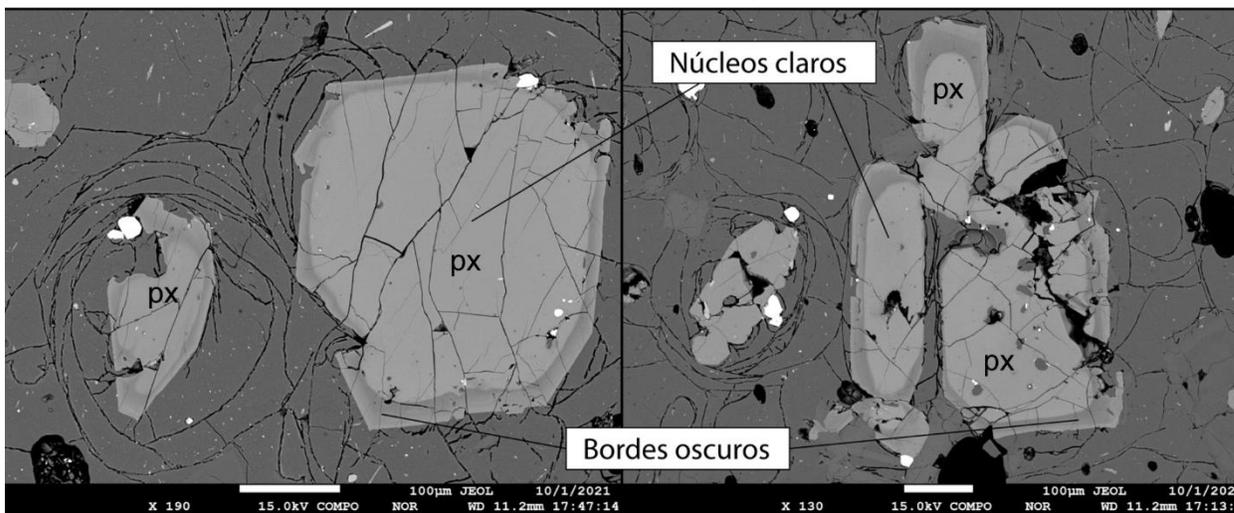


Figura 22: Imágenes BSE de piroxenos (px) con zonación de núcleos claros y bordes oscuros en la escala de grises, corte TOC-12-10.

Para esta muestra se obtuvo además una imagen de la masa fundamental (Figura 23), la cual presenta una diferencia textural respecto al resto de muestras: mientras que para los otros cortes la masa fundamental consiste de vidrio y microcristales en proporciones variables, la muestra TOC-12-10 exhibe también un importante número de microvesículas.

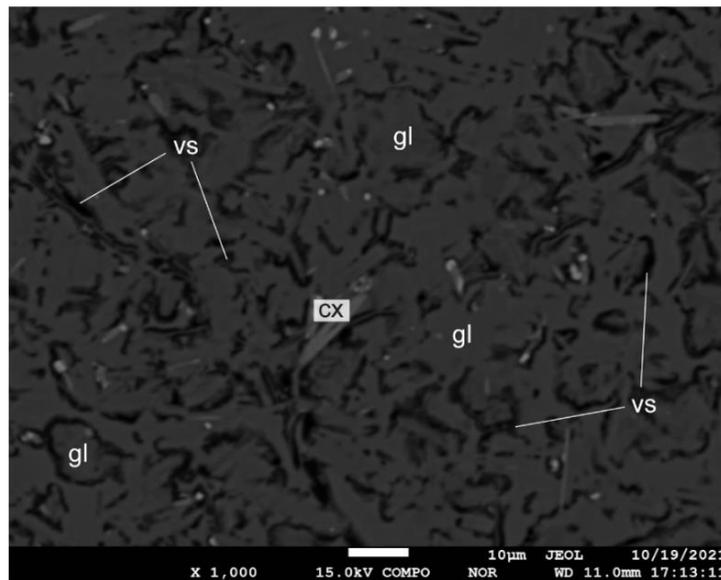


Figura 23: Imagen BSE de la masa fundamental exhibida en la muestra TOC-12-10. Abreviaciones: cx-cristal; gl-glass (vidrio); vs-vesícula.

TOC-10-02 (Puna Seguel)

El corte TOC-10-02 no presenta cúmulos cristalinos poliminerales, aunque es común observar agregados de piroxenos en contacto o bastante próximos entre sí. Algunos piroxenos exhiben texturas sieve y/o inclusiones de minerales opacos, tal como el que se observa en la Figura 24. La característica principal de la muestra es que existen dos tendencias en cuanto a la zonación de sus piroxenos, una de núcleos oscuros tendiendo a bordes claros y otra opuesta, es decir, de núcleos claros tendiendo a colores más oscuros (Figura 25). No obstante, en ambos casos se puede observar un último borde de reducido espesor en tonos grises claros, similar a lo visto en la muestra TOC-12-10.

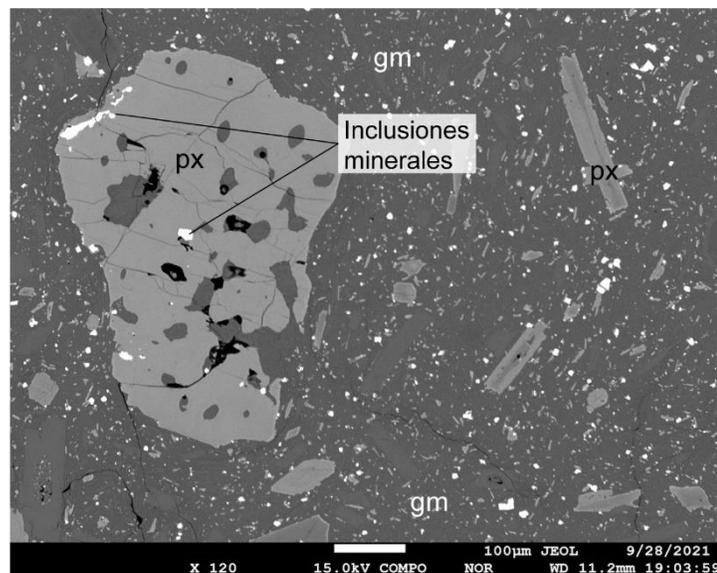


Figura 24: Imagen BSE en la que se distingue un piroxeno con textura sieve e inclusiones minerales, muestra TOC-10-02. Abreviaciones: gm-groundmass (masa fundamental); px-piroxeno.

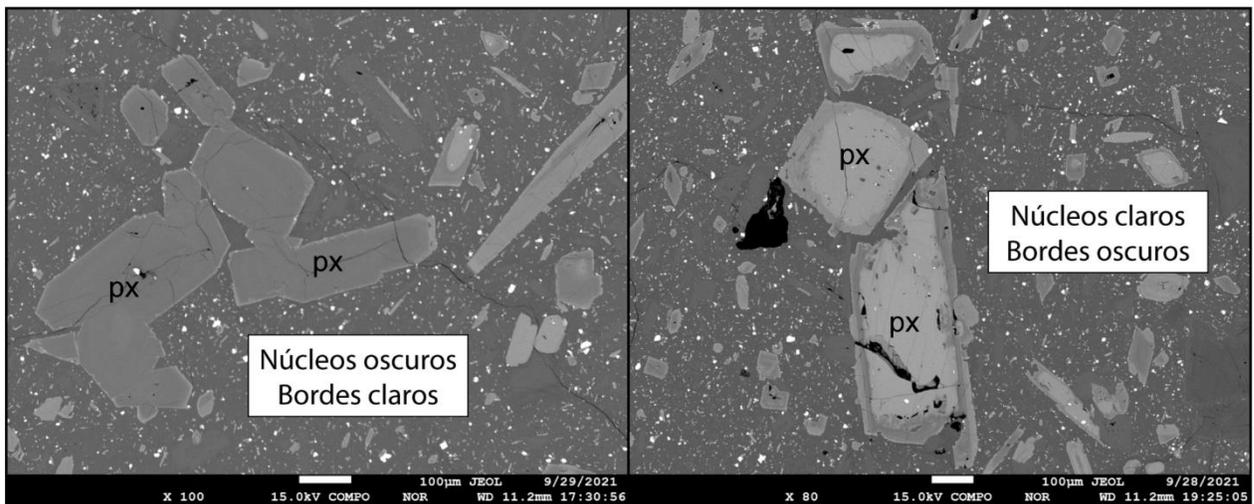


Figura 25: Imágenes BSE obtenidas del corte TOC-10-02 mostrando los dos tipos de zonaciones presentes en los piroxenos (px).

TOC-10-03 (Toconce)

La muestra TOC-10-03 exhibe importantes cúmulos cristalinos poliminerales, en los que es posible identificar piroxenos, plagioclasas y opacos, estos últimos destacan por su gran tamaño en comparación a los observados en otros cortes (Figura 26). TOC-10-03 se caracteriza por presentar un importante número de piroxenos que no se encuentran zonados, los que se clasifican simplemente como núcleos. La zonación existente es similar a la observada en TOC-10-08, es decir, su rango en la escala de grises no es tan amplia y suele ser difícil identificar claramente la frontera entre núcleos y bordes.

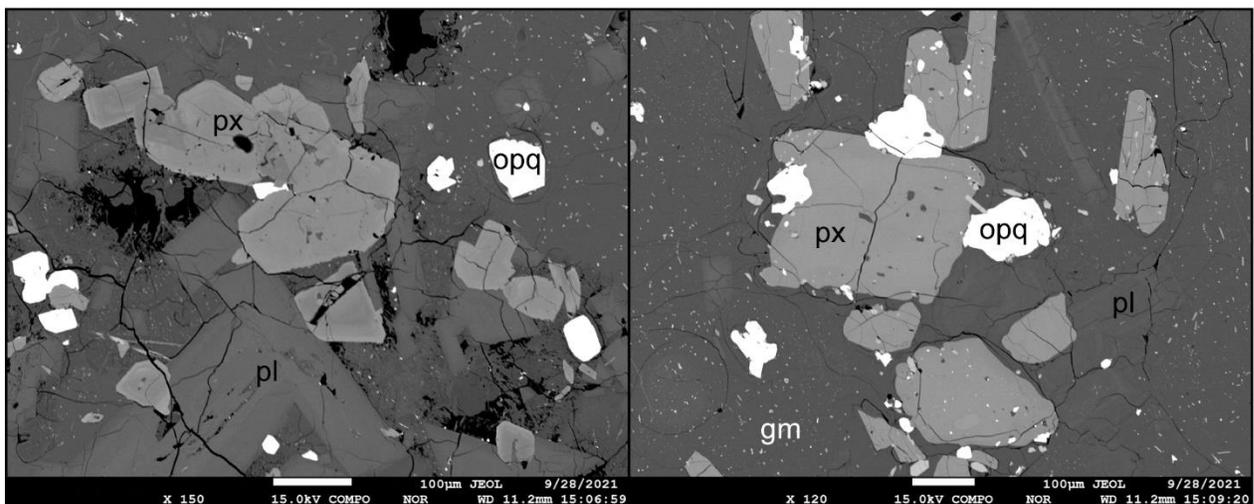


Figura 26: Imágenes BSE de cúmulos cristalinos poliminerales, muestra TOC-10-03. Abreviaciones: gm-groundmass (masa fundamental); opq-opaco; pl-plagioclasa; px-piroxeno.

4.3. Química mineral

Se obtienen un total de 489 puntos de medición en microsonda electrónica, de los cuales 423 corresponden a piroxenos válidos: 297 ortopiroxenos y 126 clinopiroxenos (Tabla 3). La variación entre el número de puntos analizados y de piroxenos válidos (definidos como aquellos en que el total de óxidos mayores está dentro del rango $100 \pm 1.5\%$) es menor al 3% para todos los cortes transparentes. Para el caso de la muestra TOC-10-03, la diferencia existente (71/131) se debe al hecho de que no se pudo obtener los mapas de ubicación de algunas imágenes BSE y, por lo tanto, no es posible saber si los puntos corresponden a núcleos o bordes cristalinos. Dada la importancia de la zonación de los piroxenos en la obtención de las condiciones pre-eruptivas, se decide descartar dichos puntos. La información de los análisis por cortes transparentes se resume en la siguiente tabla:

Tabla 3: Resultados de análisis en microsonda electrónica.

Muestra	Unidad	N° puntos	N° piroxenos	N° opx	N° cpx
TOC-10-08	Río Linzor	116	113	90	23
TOC-12-10	Turi	121	119	89	30
TOC-10-02	Puna Seguel	121	120	66	54
TOC-10-03	Toconce	131	71	52	19

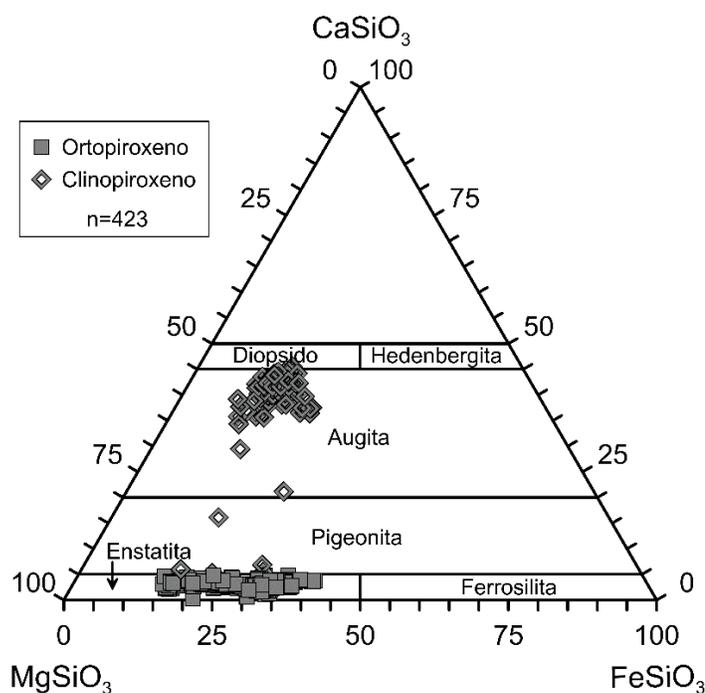


Figura 27: Diagrama de clasificación de piroxenos (modificado de Morimoto et al., 1988) aplicado a los piroxenos analizados en el Volcán Toconce.

Las mediciones dan cuenta de composiciones magnésicas para la totalidad de piroxenos analizados, independiente de si son ortorrómbicos o monoclinicos (Figura 27). Para los clinopiroxenos es interesante mencionar también la componente Wo (CaSiO_3), pues salvo mediciones puntuales de diópsido (1), pigeonitas (5) y un par de augitas aisladas, la mayoría de los datos corresponde a augitas ricas en calcio (>35% Wo).

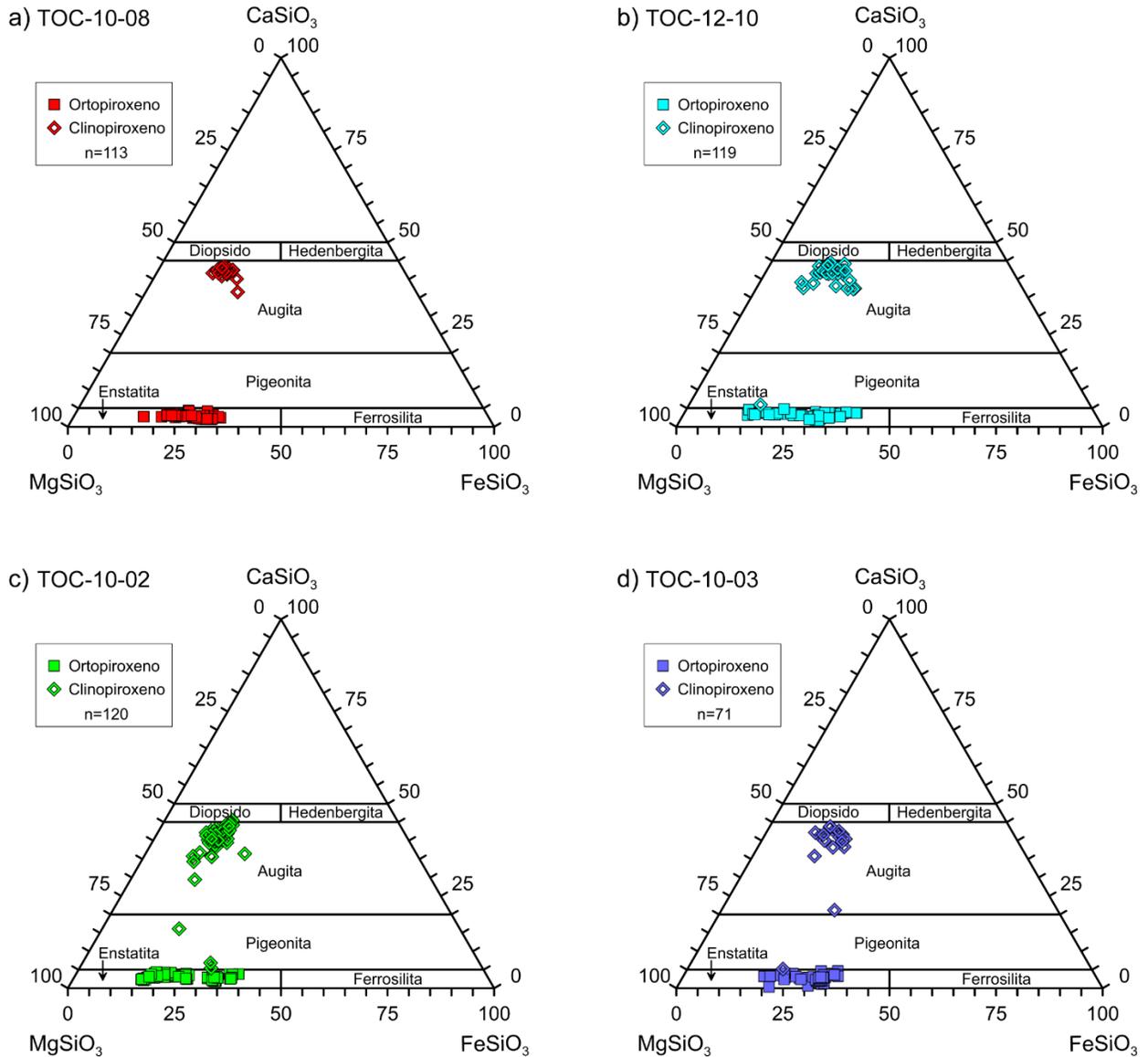


Figura 28: Diagramas de clasificación de piroxenos (modificado de Morimoto et al., 1988) aplicado a los piroxenos de las unidades: a) Río Linzor. b) Turi. c) Puna Seguel. d) Toconce.

Al observar los diagramas ternarios para cada muestra en particular, es posible observar algunas diferencias en cuanto a la composición de sus piroxenos. La muestra TOC-10-08 destaca por la escasa variación composicional que presentan sus piroxenos en la componente En (MgSiO_3), la que fluctúa entre 65-80%, y porque sus clinopiroxenos se encuentran acotados a porcentajes de Wo (CaSiO_3) superiores al 40% (Figura 28.a). En contraposición, TOC-12-10 y TOC-10-02 exhiben razones Fe/Mg más variadas entre sus piroxenos (60-85% En), la última presentando además un número no despreciable de

clinopiroxenos con porcentajes de Wo por debajo del 40%. Por último, en la muestra TOC-10-03 es posible observar una similitud con TOC-10-08 respecto a la escasa variación en la componente $MgSiO_3$ (Figura 28.d).

Debido a las zonaciones que se reconocieron en las imágenes BSE, es relevante conocer las diferencias composicionales existentes entre núcleos y bordes, así como el número de clinopiroxenos y ortopiroxenos asociados a cada uno de estos. Los resultados para cada muestra se detallan a continuación.

TOC-10-08 (Río Linzor)

Los piroxenos de esta muestra (Tabla 4) son los que menos variaciones composicionales presentan, tanto en la razón Fe/Mg en general como en el contenido de Ca de sus clinopiroxenos. Se observa algo similar al hacer el análisis entre núcleos y bordes, pues las diferencias son mínimas salvo algunos núcleos muy puntuales (Figura 29).

Tabla 4: Número de ortopiroxenos y clinopiroxenos analizados en núcleos y bordes del corte TOC-10-08.

Zonación	Ortopiroxeno	Clinopiroxeno	Total
Núcleos	58	14	72
Bordes	32	9	41

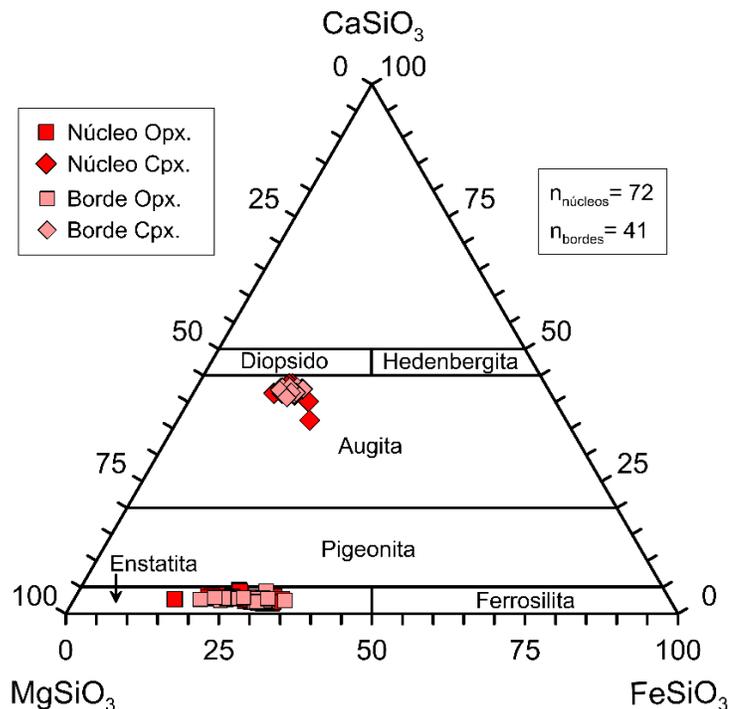


Figura 29: Diagrama de clasificación de piroxenos para núcleos y bordes de la muestra TOC-10-08.

TOC-12-10 (Turi)

En esta muestra es posible observar una diferencia importante entre la química de núcleos y bordes (Tabla 5; Figura 30). Para el caso de los ortopiroxenos los núcleos aparecen a lo largo de todo el espectro composicional, mientras que los bordes tienden a ser más magnésicos. Por su parte, para los clinopiroxenos la tendencia es aún más marcada, estando los núcleos concentrados en el extremo férrico y los bordes en el extremo magnésico.

Tabla 5: Número de ortopiroxenos y clinopiroxenos analizados en núcleos y bordes del corte TOC-12-10.

Zonación	Ortopiroxeno	Clinopiroxeno	Total
Núcleos	75	20	95
Bordes	14	10	24

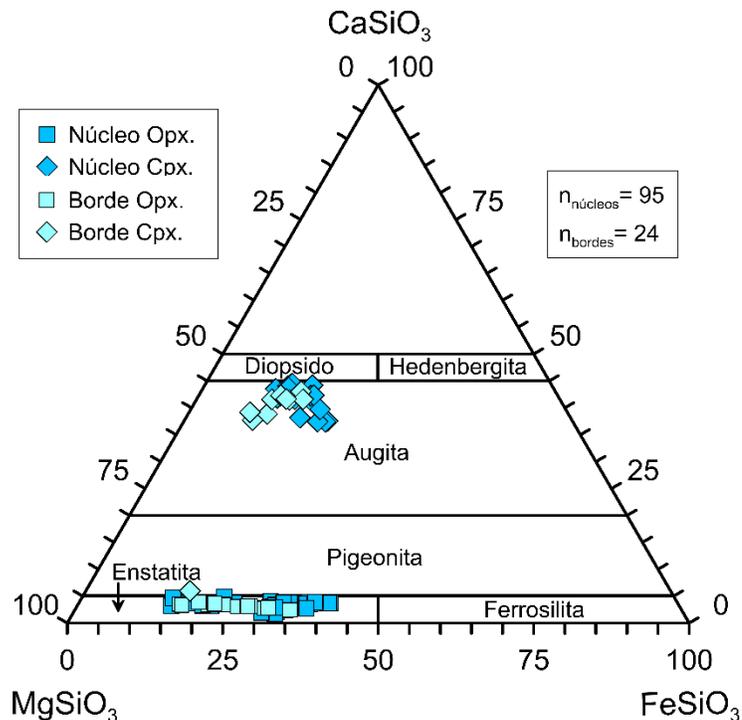


Figura 30: Diagrama de clasificación de piroxenos para núcleos y bordes de la muestra TOC-12-10.

TOC-10-02 (Puna Seguel)

Los ortopiroxenos de TOC-10-02 presentan bordes más magnésicos respecto a los núcleos (Tabla 6; Figura 31), los que se disponen a lo largo de todo el rango composicional. El caso de los clinopiroxenos difiere, puesto que para esta muestra no se observan mayores diferencias entre núcleos y bordes más allá de algunos bordes que caen en el dominio de las pigeonitas.

Tabla 6: Número de ortopiroxenos y clinopiroxenos analizados en núcleos y bordes del corte TOC-10-02.

Zonación	Ortopiroxeno	Clinopiroxeno	Total
Núcleos	51	35	86
Bordes	15	19	34

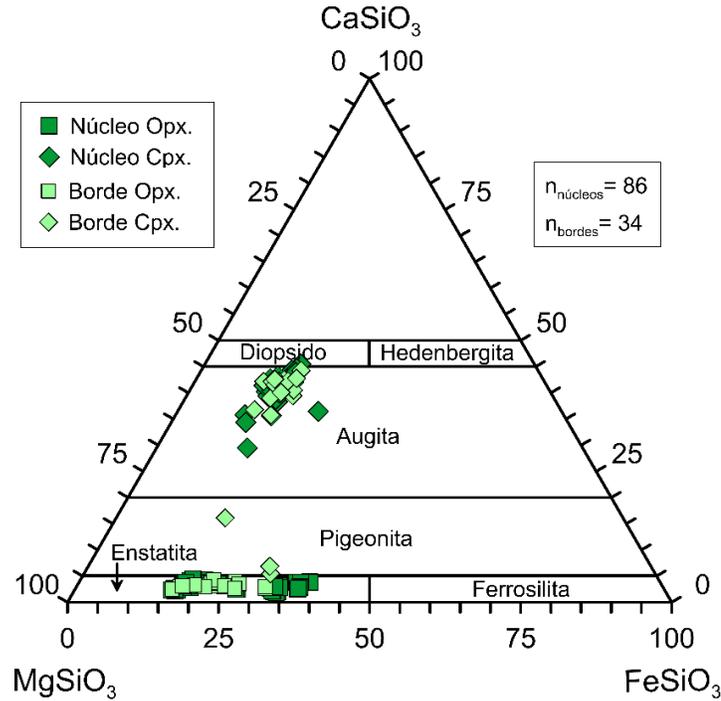


Figura 31: Diagrama de clasificación de piroxenos para núcleos y bordes de la muestra TOC-10-02.

TOC-10-03 (Toconce)

Esta muestra es un caso particular respecto al resto de cortes, debido a la escasa cantidad de bordes que presenta respecto al número de núcleos analizados (Tabla 7; Figura 32). De acuerdo a la Tabla 7, en el caso ideal se tendrían tan sólo 20 pares de piroxenos y 5 clinopiroxenos en equilibrio de los cuales obtener las condiciones P-T asociadas a los bordes. Dicha cantidad de puntos se considera insuficiente para entregar resultados útiles (sin demasiada dispersión), especialmente si se tiene en cuenta los errores asociados a los termobarómetros, por lo que se decide que para la unidad Toconce solo se analizará el caso de los núcleos.

Tabla 7: Número de ortopiroxenos y clinopiroxenos analizados en núcleos y bordes del corte TOC-10-03.

Zonación	Ortopiroxeno	Clinopiroxeno	Total
Núcleos	48	14	62
Bordes	4	5	9

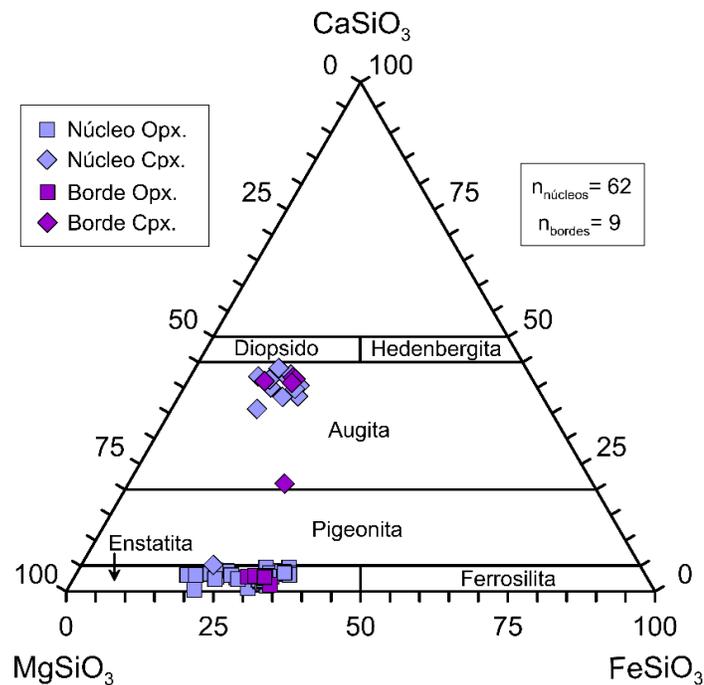


Figura 32: Diagrama de clasificación de piroxenos para núcleos y bordes de la muestra TOC-10-03.

Zonación en piroxenos

La química mineral de los piroxenos permite, junto a las imágenes BSE, generar mapas de los puntos analizados con la microsonda electrónica y estudiar como varían las composiciones de un mineral que se encuentra zonado. Así, es posible corroborar que la diferencia en los tonos grises que aparecen en la zonación de piroxenos viene dada por variaciones en la razón Fe/Mg que existen entre el núcleo y los bordes cristalinos. Tal como se observa en la Figura 33, zonas claras están asociadas a composiciones con #Mg bajos (enriquecidas en Fe), mientras que zonas oscuras están asociadas a composiciones con #Mg altos (enriquecidas en Mg).

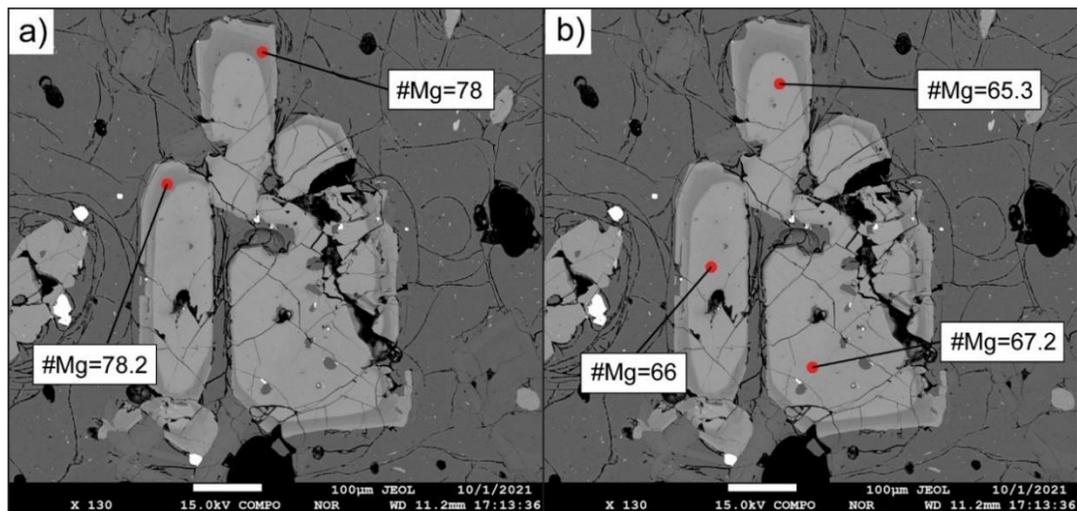


Figura 33: Imagen BSE de un piroxeno y de los puntos en los que fue analizado. Se observa la influencia del #Mg en la zonación, con valores altos asociados a zonas oscuras (a) y valores bajos a zonas claras (b).

Las zonaciones de piroxenos no se limitan sólo a variaciones de la razón Fe/Mg, pues también se identifican cristales en los que zonas con composiciones de ortopiroxeno coexisten con otras de composición de clinopiroxeno. De acuerdo al diagrama de clasificación de piroxenos (Morimoto et al., 1988), lo anterior da cuenta de un cambio en el porcentaje de calcio entre núcleos y bordes cristalinos. Tal cambio no implica necesariamente una zonación visible en la escala de grises, pues los piroxenos pueden presentar ambas composiciones de cpx y opx independiente de si en las imágenes BSE aparecen zonados o no (Figura 34).

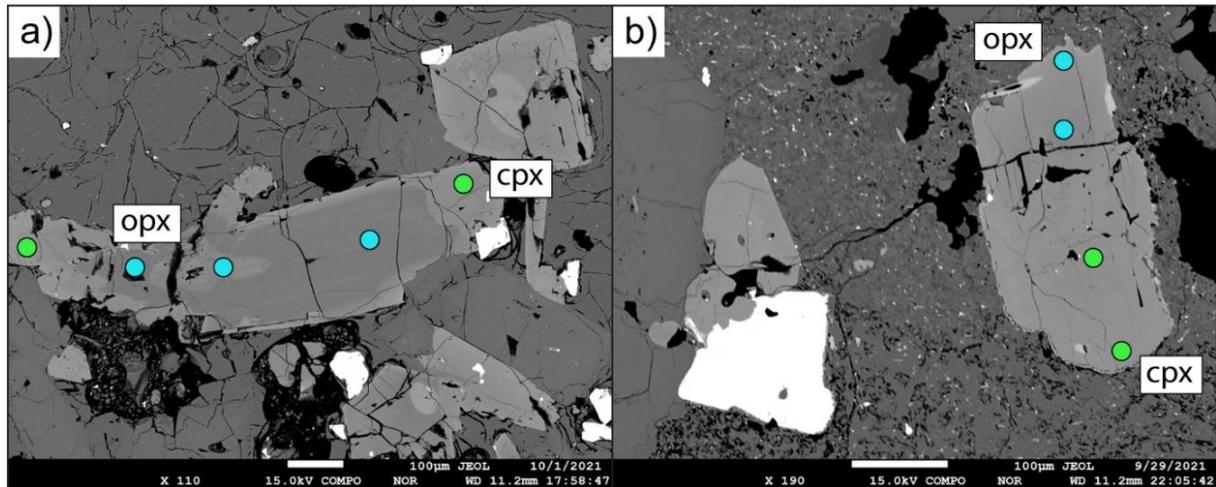


Figura 34: Imágenes BSE de piroxenos cuya composición en algunas zonas corresponde a la de un clinopiroxeno (puntos verdes) y en otras a la de un ortopiroxeno (puntos celestes).

4.4. Condiciones P-T

4.4.1. Unidad Río Linzor

Núcleos

Se obtuvieron 238 datos con el termobarómetro de dos piroxenos y 13 datos con el termobarómetro clinopiroxeno-líquido (Figura 35), el fundido en equilibrio escogido para este último método corresponde a la composición de roca total de la muestra TOC-10-03 (dacita del Volcán Toconce), que es también la muestra escogida en este trabajo como representativa de la unidad Toconce. Generando gráficos de frecuencia para los parámetros de temperatura y profundidad (presión) es posible observar que ambos muestran *peaks* que se interceptan en valores bien definidos: la temperatura en el rango entre 980 y 990 °C, y la profundidad a los 18 km aproximadamente (Figura 36).

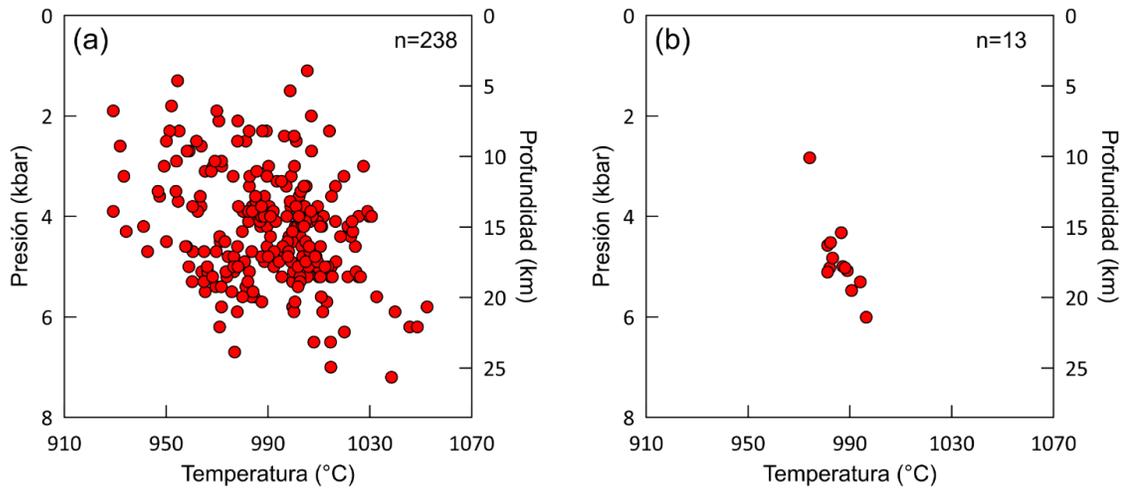
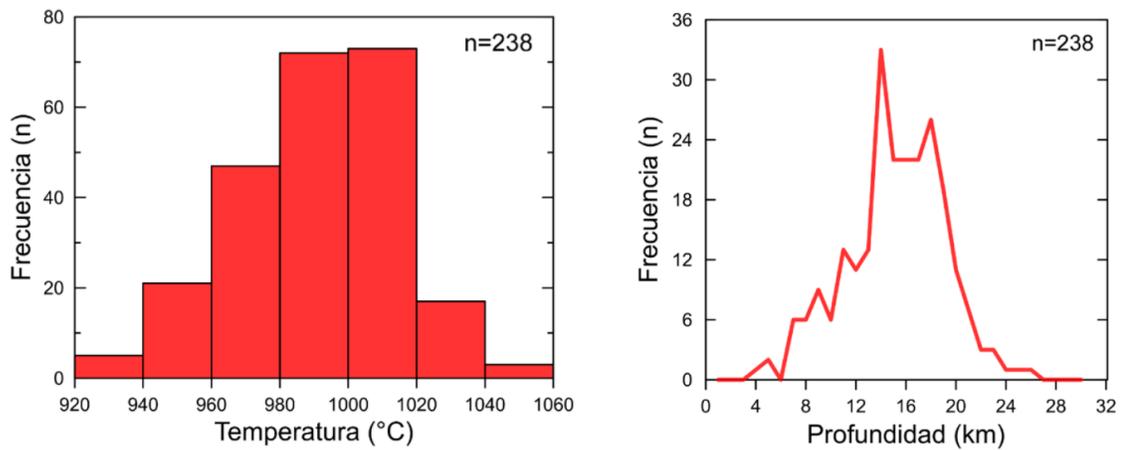


Figura 35: Condiciones pre-eruptivas obtenidas para los núcleos de piroxenos en la muestra TOC-10-08 (Río Linzor) a partir de termobarometría de dos piroxenos (a) y clinopiroxeno-líquido (b).

a) Termobarómetro de dos piroxenos



b) Termobarómetro clinopiroxeno-líquido

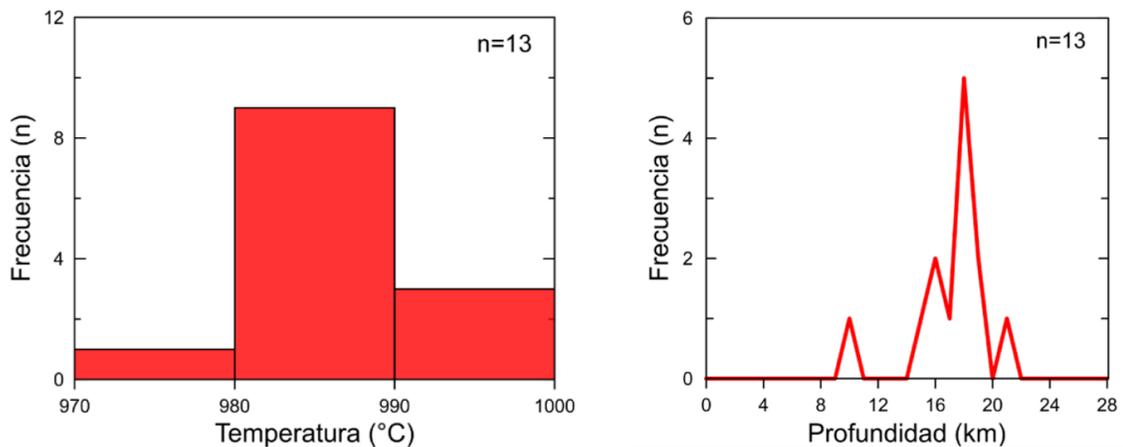


Figura 36: Gráficos de frecuencias para temperatura y profundidad, obtenidos a partir de los núcleos de piroxenos en la muestra TOC-10-08 (Río Linzor).

Bordes

Se obtuvieron 85 datos con el termobarómetro de dos piroxenos y 9 datos con el termobarómetro clinopiroxeno-líquido. La composición del líquido en equilibrio escogida para este último método es, al igual que para el caso de los núcleos, la composición de roca total de la muestra TOC-10-03 (dacita). Las temperaturas exhiben un *peak* muy marcado para el método de dos piroxenos entre 980 y 1020 °C, los resultados del termobarómetro cpx-líquido permiten acotar la T° a unos ~990 °C (Figura 37.b). Por el contrario, este último método no presenta ningún *peak* claro para las profundidades (Figura 38.b), contrastando los escasos puntos con los valores obtenidos con el termobarómetro de dos piroxenos es posible definir un rango de profundidades entre 15 y 16 km.

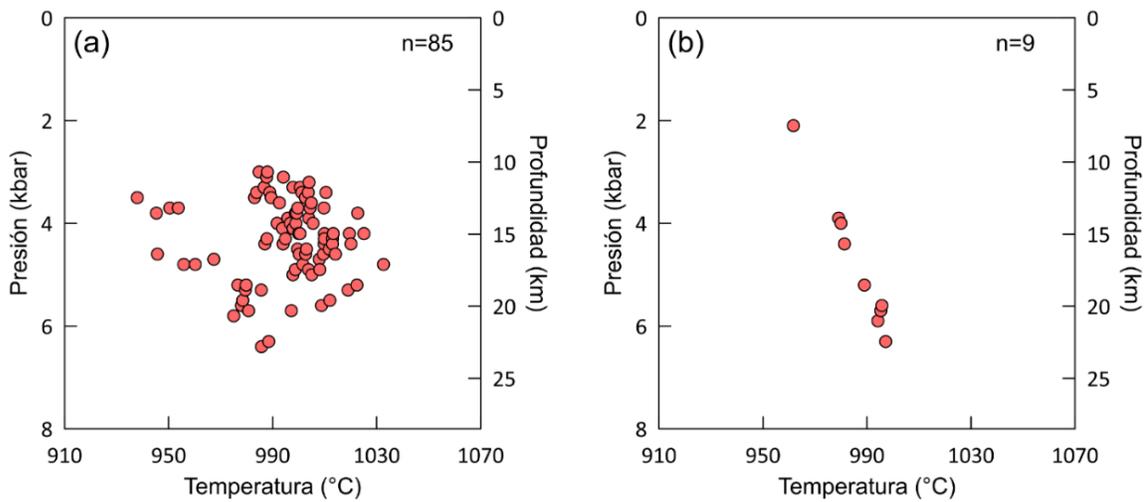
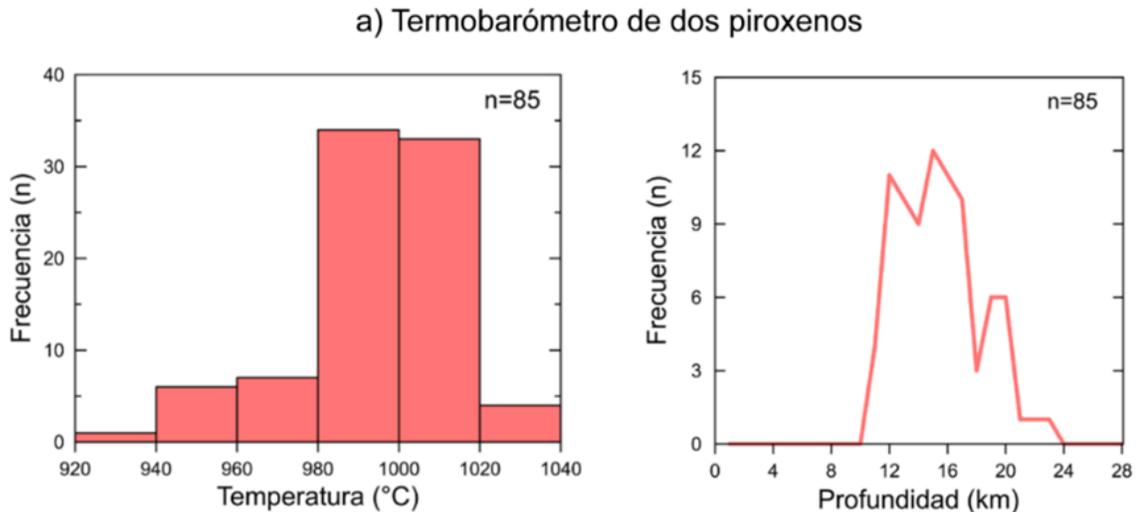


Figura 37: Condiciones pre-eruptivas obtenidas para los bordes de piroxenos en la muestra TOC-10-08 (Río Linzor) a partir de termobarometría de dos piroxenos (a) y clinopiroxeno-líquido (b).



b) Termobarómetro clinopiroxeno-líquido

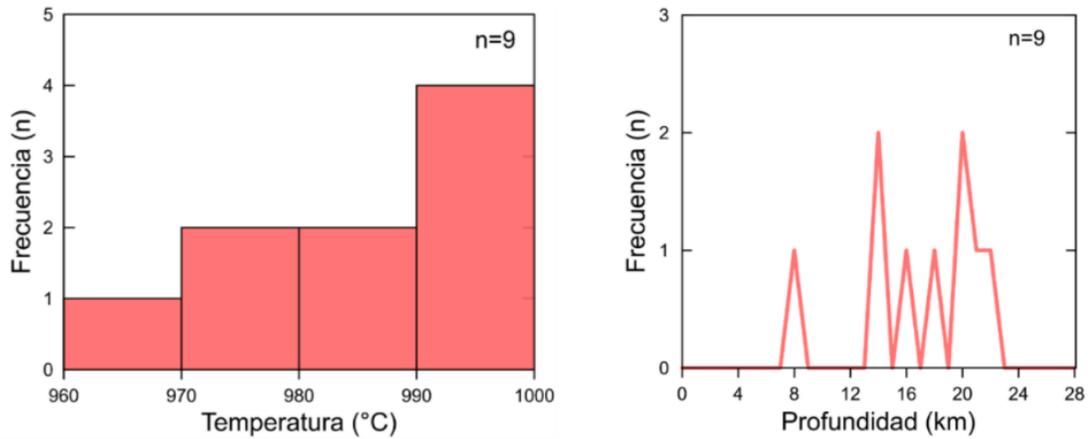


Figura 38: Gráficos de frecuencias para temperatura y profundidad, obtenidos a partir de los bordes de piroxenos en la muestra TOC-10-08 (Río Linzor). a) Dos piroxenos (página anterior), b) Cpx-líquido.

4.4.2. Unidad Turi

Núcleos

Se obtuvieron 348 datos con el termobarómetro de dos piroxenos y 12 datos con el termobarómetro clinopiroxeno-líquido (Figura 39), la composición del líquido en equilibrio escogida fue la muestra PANI-12-06b (roca total), correspondiente a una dacita del Volcán Paniri. Los métodos exhiben para ambos parámetros *peaks* bien definidos que además se interceptan, lo que permite acotar un rango de entre 970 y 980 °C para la temperatura y una profundidad de 16 km aproximadamente (Figura 40).

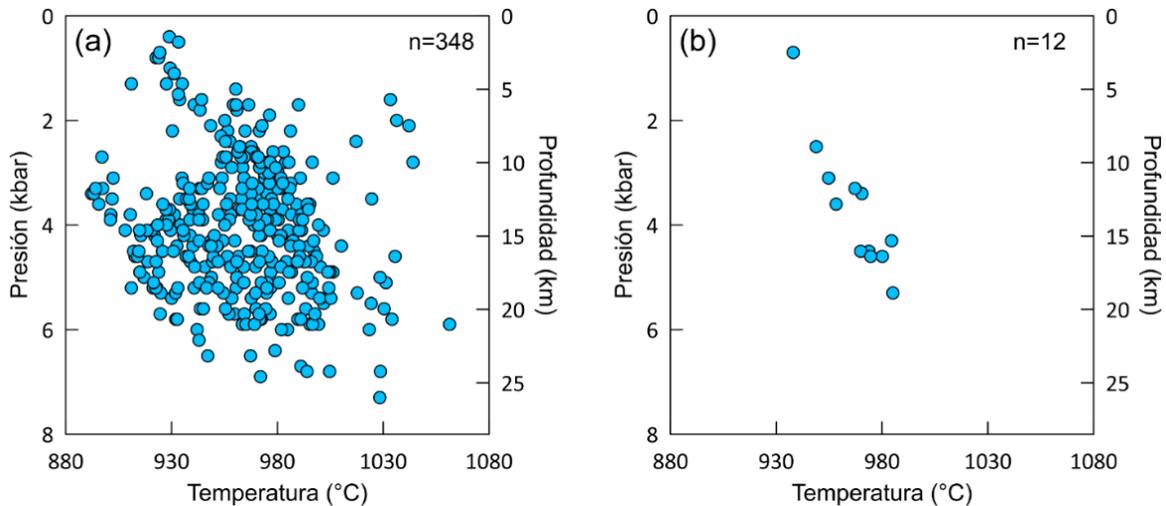
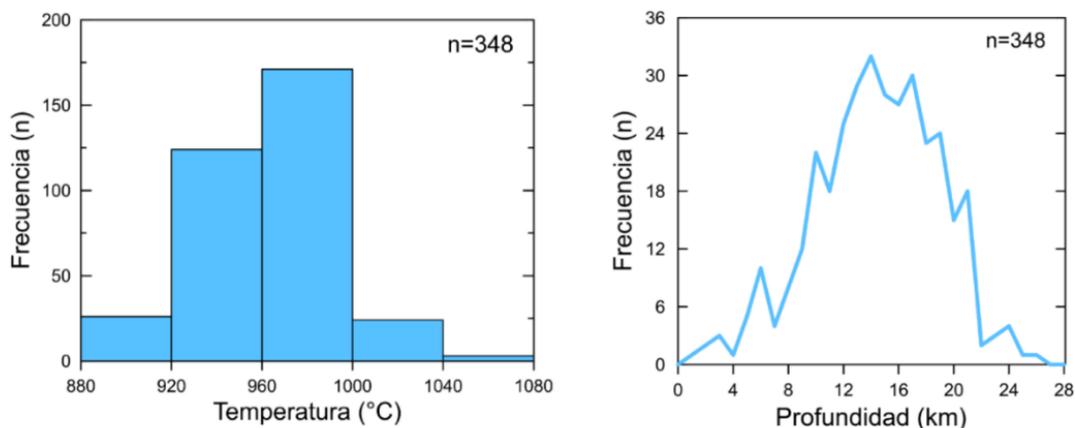


Figura 39: Condiciones pre-eruptivas obtenidas para los núcleos de piroxenos en la muestra TOC-12-10 (Turi) a partir de termobarometría de dos piroxenos (a) y clinopiroxeno-líquido (b).

a) Termobarómetro de dos piroxenos



b) Termobarómetro clinopiroxeno-líquido

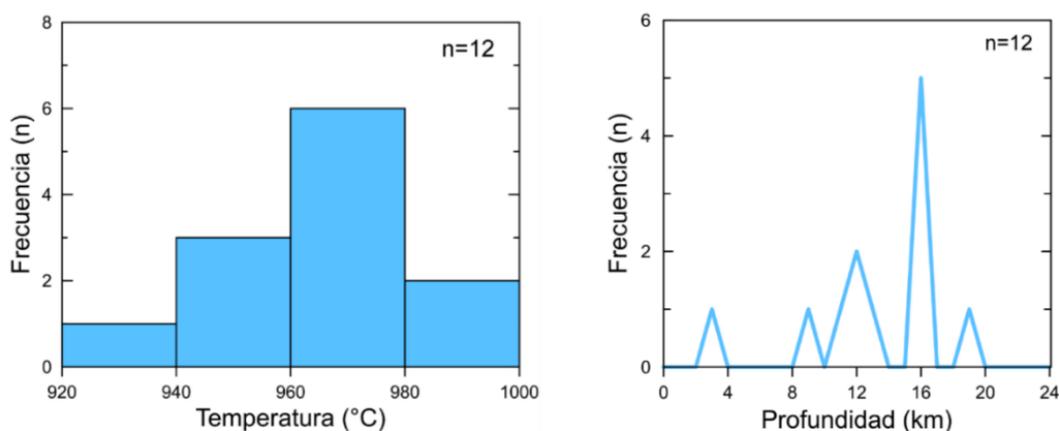


Figura 40: Gráficos de frecuencias para temperatura y profundidad, obtenidos a partir de los núcleos de piroxenos en la muestra TOC-12-10 (Turi).

Bordes

Se obtuvieron 25 datos con el termobarómetro de dos piroxenos y 7 datos con el termobarómetro clinopiroxeno-líquido, lo que en ambos casos implica el mínimo de puntos disponibles de entre todas las muestras que se analizaron. El líquido en equilibrio escogido para este último método corresponde a la composición de roca total de la muestra M31 (dacita del Volcán Paniri).

Al observar los gráficos de frecuencias (Figura 42), es posible distinguir una notoria diferencia entre temperatura y presión en términos del comportamiento que presentan. Por una parte, la temperatura exhibe *peaks* que destacan por lo acentuados que son respecto a la escasa cantidad de puntos involucrados en cada método, interceptándose en el rango entre 1020 y 1030 °C. En contraposición, las profundidades muestran una fuerte dispersión para ambos termobarómetros, siendo difícil acotar un intervalo de valores más allá del límite superior impuesto por la profundidad definida para los núcleos (16 km). Si se consideran sólo aquellos datos con T° entre 1020 y 1030 °C, existe una concentración de datos entre 6-10 km que se repite en ambos termobarómetros (Figura 41) por lo que se escoge este rango de valores para los bordes.

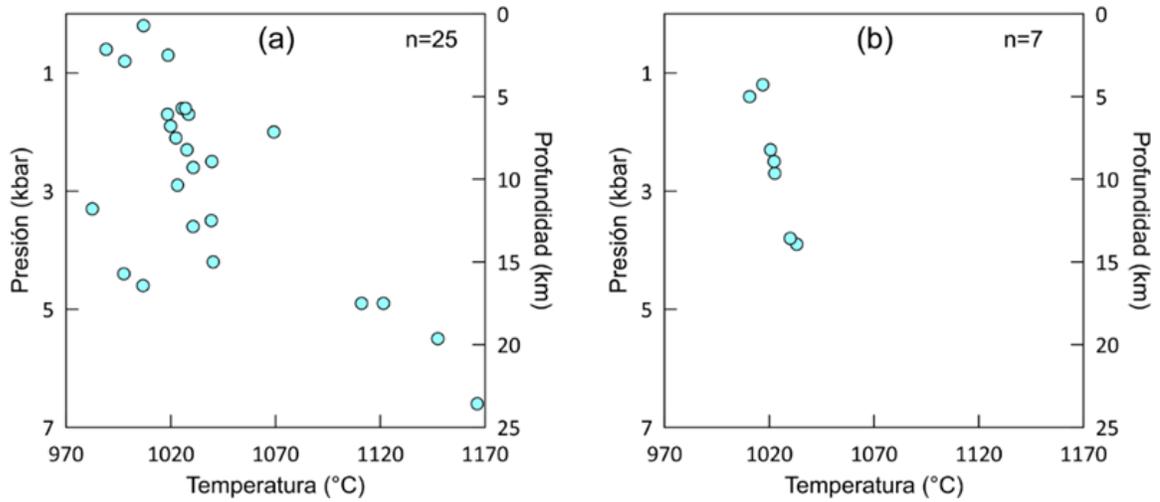
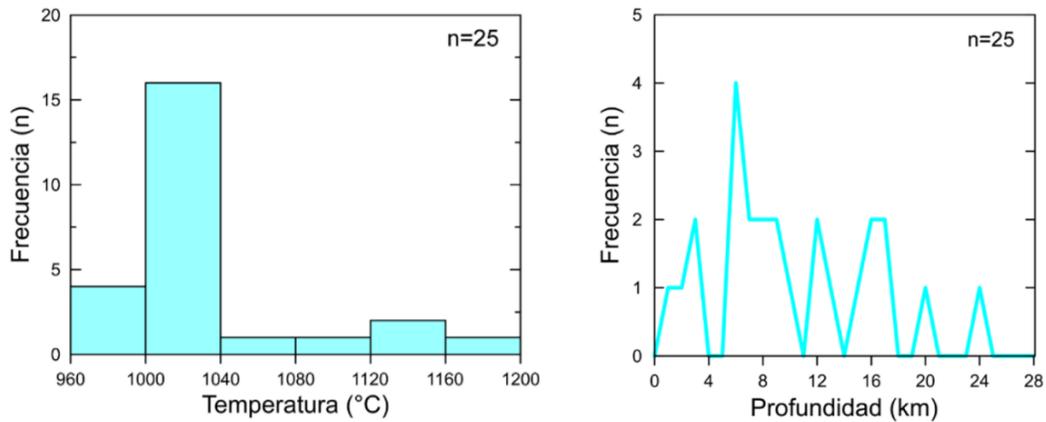


Figura 41: Condiciones pre-eruptivas obtenidas para los bordes de piroxenos en la muestra TOC-12-10 (Turi) a partir de termobarometría de dos piroxenos (a) y clinopiroxeno-líquido (b).

a) Termobarómetro de dos piroxenos



b) Termobarómetro clinopiroxeno-líquido

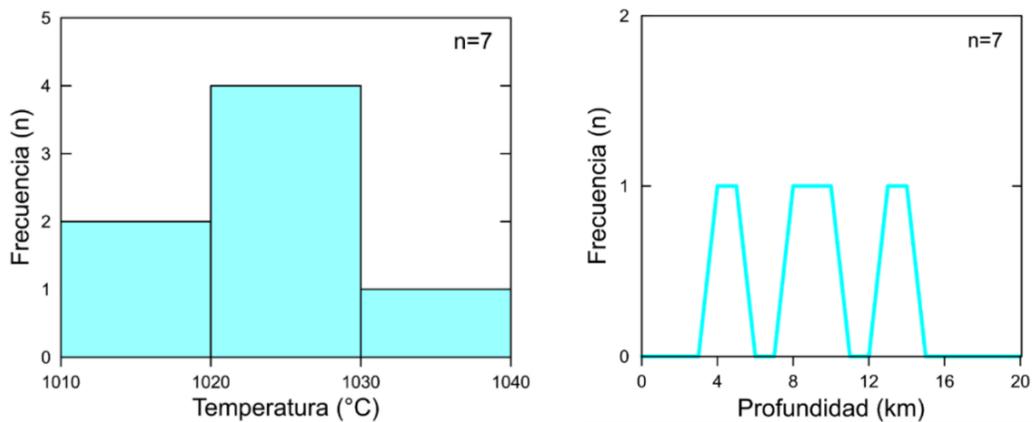


Figura 42: Gráficos de frecuencias para temperatura y profundidad, obtenidos a partir de los bordes de piroxenos en la muestra TOC-12-10 (Turi).

4.4.3. Unidad Puna Seguel

Núcleos

Se obtuvieron 357 datos con el termobarómetro de dos piroxenos y 29 datos con el termobarómetro clinopiroxeno-líquido, siendo en ambos casos el máximo de puntos disponibles entre todas las muestras. El fundido en equilibrio escogido para el método clinopiroxeno líquido corresponde a la composición de roca total de la muestra PANI-10-14 (dacita del Volcán Paniri).

El importante número de datos disponibles para el termobarómetro clinopiroxeno-líquido deja en evidencia que la temperatura a escoger es de ~1040 °C (Figura 43.b), valor que además aparece dentro de los *peaks* de cada método por separado. Por su parte, los *peaks* para las profundidades son demasiado anchos como para definir un intervalo en concreto (Figura 44), por lo que se decide aplicar un razonamiento similar al utilizado con los bordes de TOC-12-10. Así, en la Figura 43 se observa que para temperaturas en torno a los 1040 °C los termobarómetros presentan una concentración de puntos que coinciden en un rango de profundidades entre los 10 y 11 km.

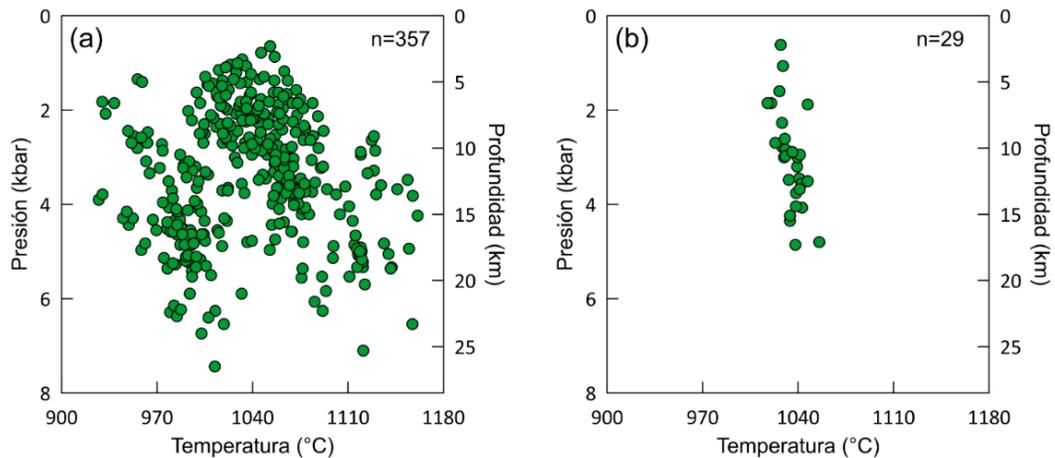
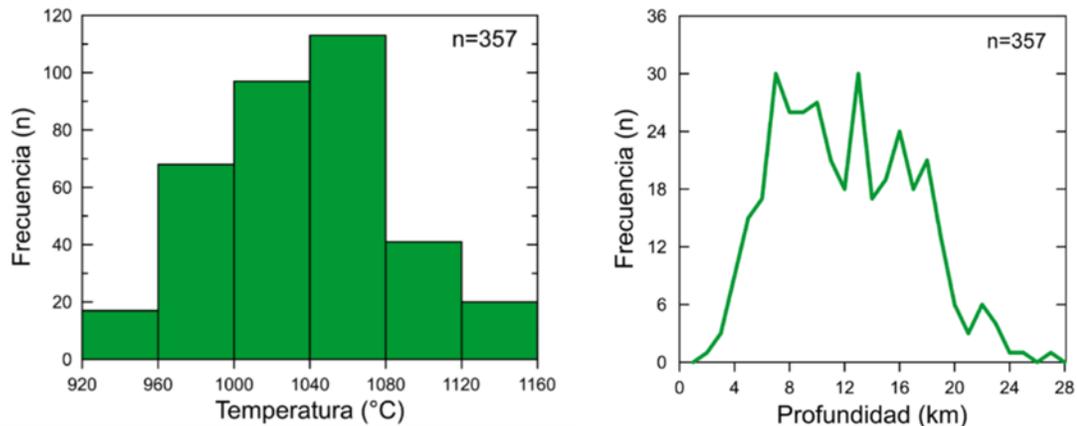


Figura 43: Condiciones pre-eruptivas obtenidas para los núcleos de piroxenos en la muestra TOC-10-02 (Puna Seguel) a partir de termobarometría de dos piroxenos (a) y clinopiroxeno-líquido (b).

a) Termobarómetro de dos piroxenos



b) Termobarómetro clinopiroxeno-líquido

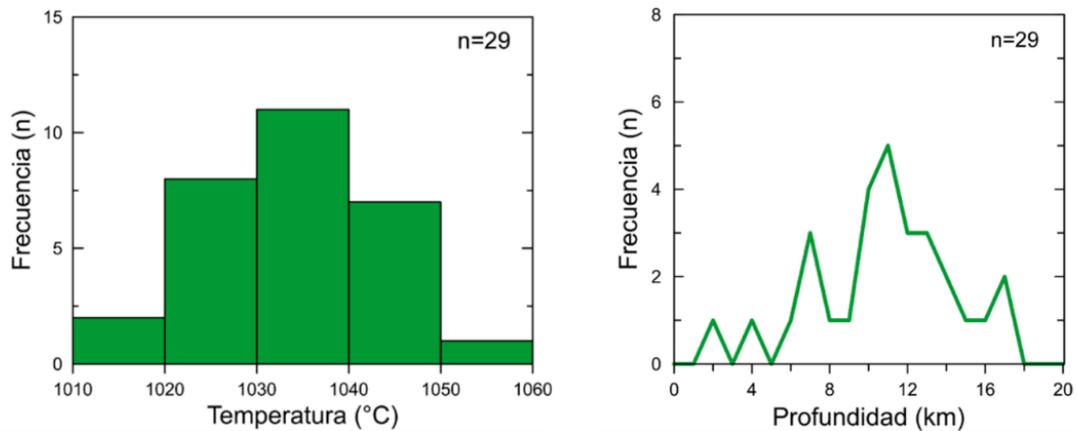


Figura 44: Gráficos de frecuencias para temperatura y profundidad, obtenidos a partir de los núcleos de piroxenos en la muestra TOC-10-02 (Puna Seguel). a) Dos piroxenos (página anterior) b) Cpx-líquido.

Bordes

Se obtuvieron 80 datos con el termobarómetro de dos piroxenos y 16 datos con el termobarómetro clinopiroxeno-líquido (Figura 45). El fundido en equilibrio escogido para el método clinopiroxeno líquido corresponde a la composición de roca total de la muestra M31 (dacita del Volcán Paniri), el mismo que para los bordes de TOC-12-10.

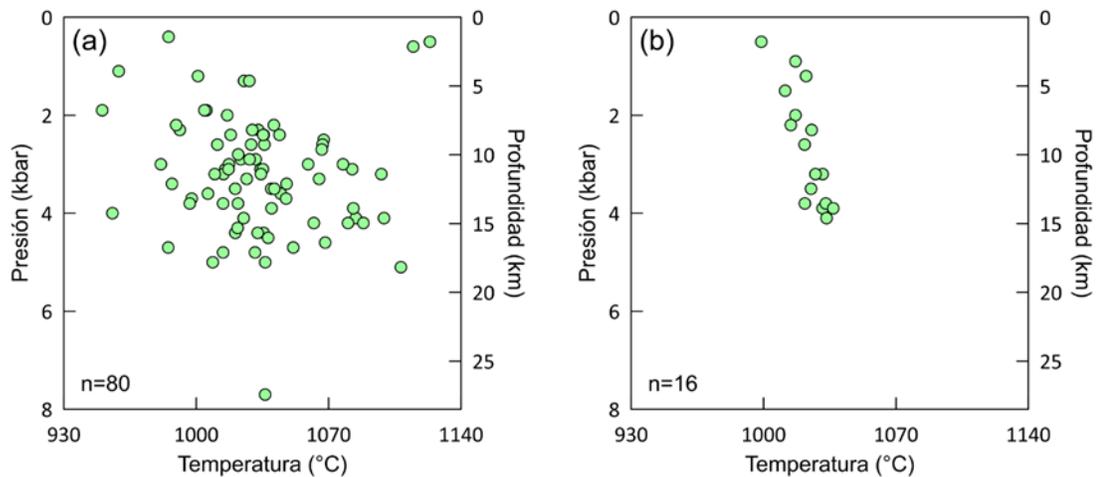
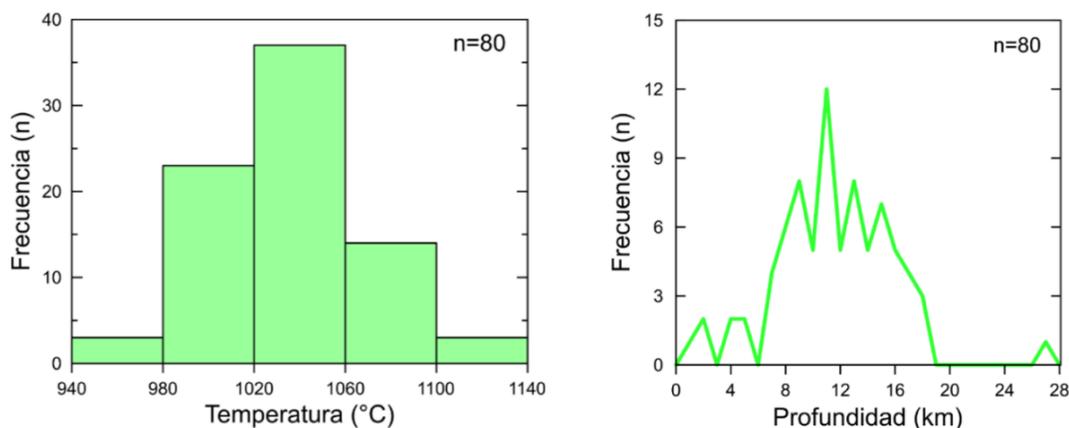


Figura 45: Condiciones pre-eruptivas obtenidas para los bordes de piroxenos en la muestra TOC-10-02 (Puna Seguel) a partir de termobarometría de dos piroxenos (a) y clinopiroxeno-líquido (b).

Las temperaturas de ambos métodos coinciden, permitiendo obtener un valor aproximado de ~1030 °C. En cuanto a la profundidad, el método clinopiroxeno-líquido no presenta una tendencia clara, estando el *peak* principal centrado en torno a los 14 km (Figura 46.b). No obstante, el hecho de que los núcleos hayan entregado profundidades de entre 10 y 11 km permite acotar el rango de valores, pues no tiene sentido físico que el magma descienda a un reservorio más profundo durante la cristalización de los *rims*. Con lo anterior, y sumado al *peak* obtenido con el termobarómetro de dos piroxenos, la profundidad asociada a los bordes también sería de entre 10 y 11 km.

a) Termobarómetro de dos piroxenos



b) Termobarómetro clinopiroxeno-líquido

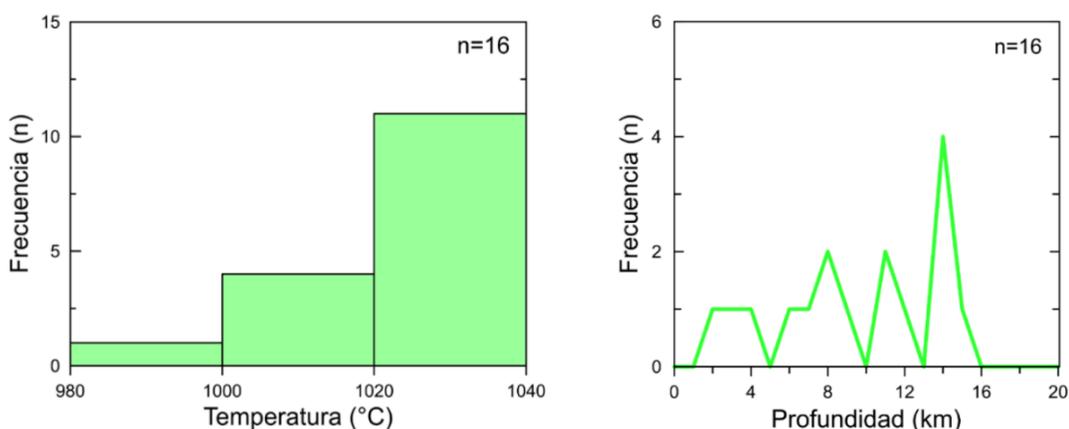


Figura 46: Gráficos de frecuencias para temperatura y profundidad, obtenidos a partir de los bordes de piroxenos en la muestra TOC-10-02 (Puna Seguel).

4.4.4. Unidad Toconce

Se obtuvieron 93 datos con el termobarómetro de dos piroxenos y 10 datos con el termobarómetro clinopiroxeno-líquido, el fundido en equilibrio escogido para este último método corresponde a la composición de roca total de la muestra TOC-10-03 (dacita del Volcán Toconce). Este caso es particular puesto que es el único en que la muestra representativa de la unidad es también aquella cuya composición de roca total es escogida como líquido en equilibrio con los clinopiroxenos que contiene. Además, tal composición también corresponde al fundido escogida para núcleos y bordes de la muestra TOC-10-08.

El gráfico de la Figura 47.b permite estimar una temperatura en torno a los 985°C, lo que conversa también con los diagramas de frecuencias de temperaturas para ambos métodos (Figura 48). La profundidad por su parte se encuentra mucho menos acotada, aunque parece haber una leve concentración de puntos en el rango entre 12 y 17 km para el termobarómetro clinopiroxeno-líquido (Figura 48.b), que es concordante con el ancho *peak* que muestran el termobarómetro de dos piroxenos, por lo que se decide escoger ese intervalo como las profundidades asociadas a los núcleos de TOC-10-03.

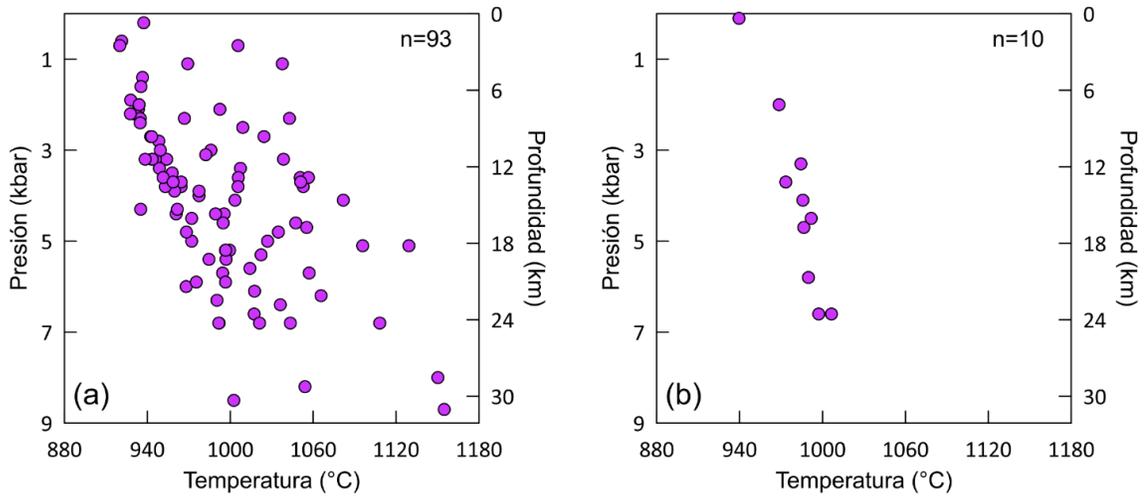
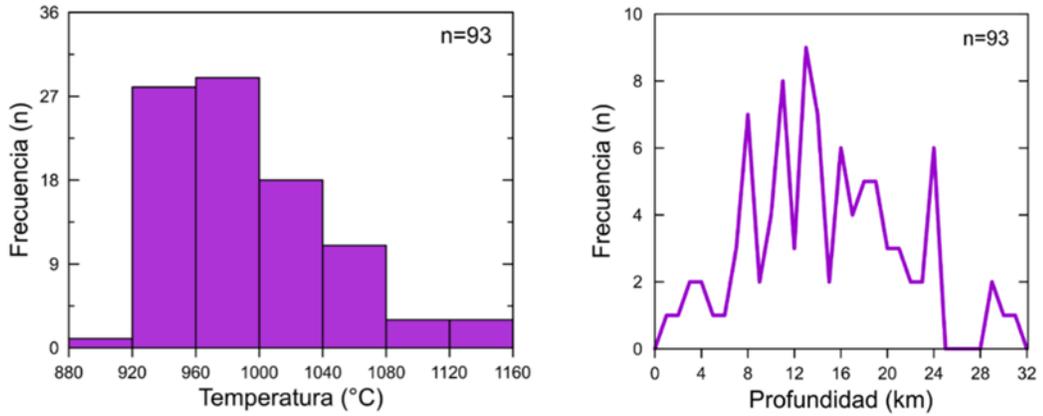


Figura 47: Condiciones pre-eruptivas obtenidas para los núcleos de piroxenos en la muestra TOC-10-03 (Toconce) a partir de termobarometría de dos piroxenos (a) y clinopiroxeno-líquido (b).

a) Termobarómetro de dos piroxenos



b) Termobarómetro clinopiroxeno-líquido

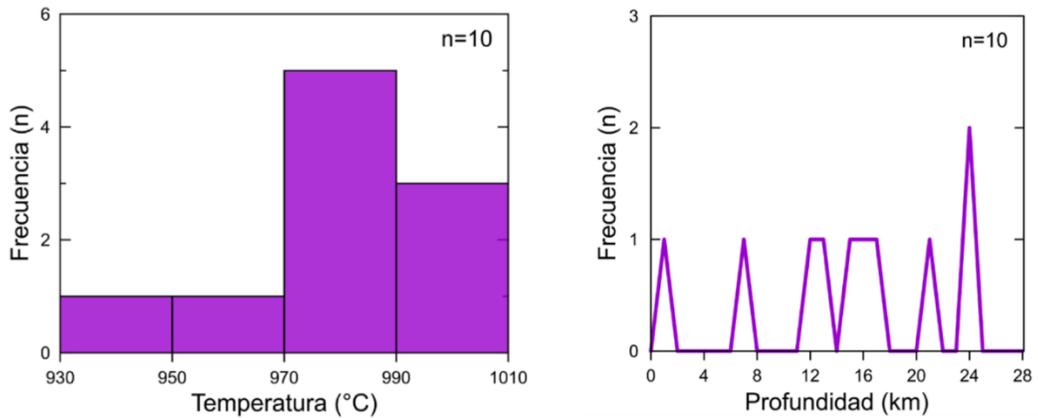


Figura 48: Gráficos de frecuencias para temperatura y profundidad, obtenidos a partir de los núcleos de piroxenos en la muestra TOC-10-03 (Toconce).

A modo de resumen, en la Tabla 8 se muestran los valores de temperatura, presión y profundidad obtenidos para cada uno de los casos estudiados. Si bien los termobarómetros entregan los datos de presión en kilobares (kbar), se ha optado por utilizar los valores en megapascales (MPa) para las discusiones, siendo la conversión tal que 1 kbar equivale a 100 MPa.

Tabla 8: Condiciones pre-eruptivas obtenidas para núcleos y bordes de las distintas unidades del Volcán Toconce, combinando resultados del termobarómetro de dos piroxenos y el termobarómetro cpx-líquido.

Análisis	Temperatura (°C)	Presión (MPa)	Profundidad (km)
Río Linzor (Núcleos)	985	500	18
Río Linzor (Bordes)	990	430	15.5
Turi (Núcleos)	975	450	16
Turi (Bordes)	1020	170-280	6-10
Puna Seguel (Núcleos)	1040	310	11
Puna Seguel (Bordes)	1030	310	11
Toconce (Núcleos)	985	340-480	12-17

5. Discusiones

5.1. Evaluación del termobarómetro cpx-líquido

5.1.1. Influencia del contenido de FeO en el líquido

De acuerdo a lo establecido por Putirka (2008), el equilibrio entre los clinopiroxenos y el líquido es variable según el #Mg de ambas fases, los cuales deben cumplir la relación impuesta por el filtro de equilibrio químico asociado al método. Sin embargo, al graficar las condiciones P-T de los distintos líquidos candidatos en función de su número de magnesio, no fue posible identificar una tendencia clara para rangos acotados a un único intervalo de valores, lo que se ejemplifica en la Figura 49.a.

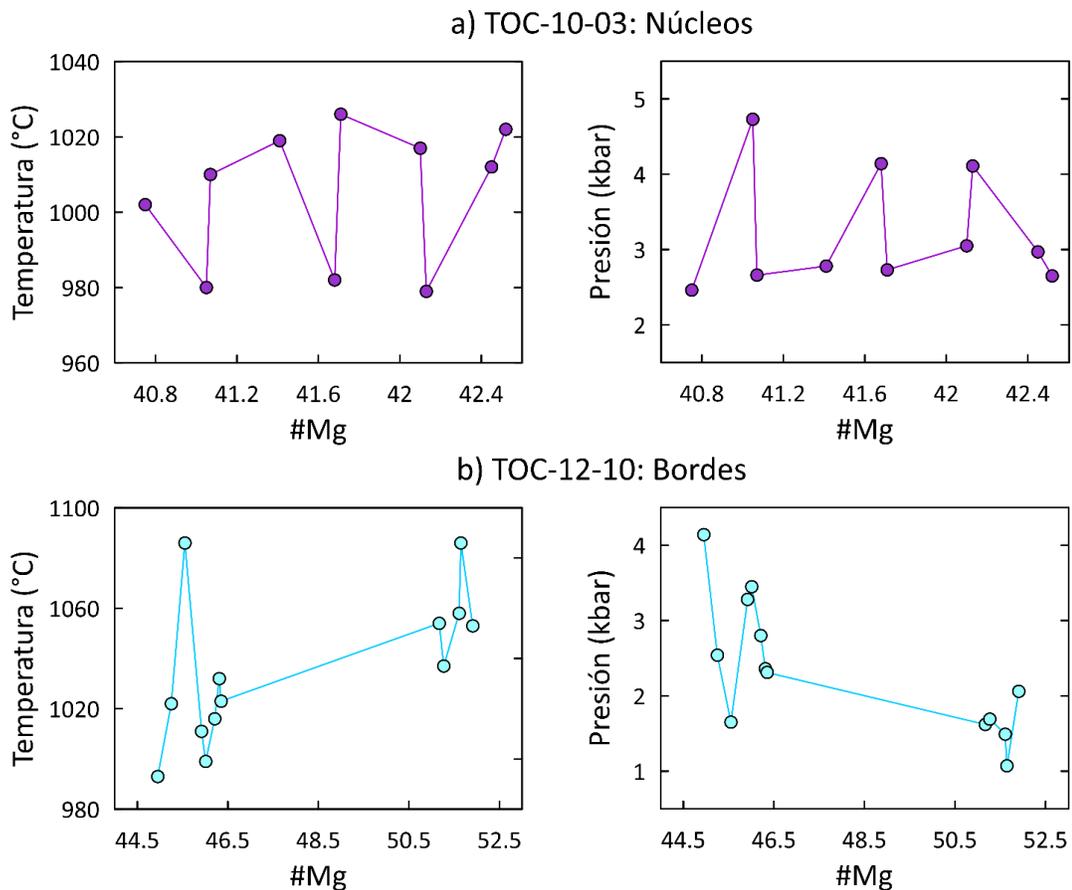


Figura 49: Gráficos de temperatura/presión promedio en función del #Mg de distintas composiciones de líquido, calculadas según el termobarómetro clinopiroxeno-líquido.

Cuando los clinopiroxenos son escasos y sus #Mg varían de manera considerable, puede ocurrir una situación como la que se observa en la Figura 49.b, en la que se tiene un rango de números de magnesio de dos intervalos de valores para los líquidos. En estos casos parecería existir una tendencia de la temperatura a aumentar y de la presión a disminuir a medida que el #Mg se incrementa. Aun así, la considerable oscilación de las condiciones P-T a ambos extremos no permite destacar la opción de que se tratase simplemente de un efecto puntual.

Posteriormente, se generaron gráficos similares de temperatura y presión, pero con el porcentaje en peso de FeO como variable independiente (Figura 50). En este caso es posible identificar tendencias bastante claras para ambos parámetros, la temperatura promedio incrementa a medida que aumenta la cantidad de FeO, mientras que para la presión la situación es inversa, decreciendo a mayores porcentajes en peso de FeO. El comportamiento lineal parece ser más claro para la temperatura, aunque para ambas variables existen puntos que se alejan del patrón esperado, esto podría estar relacionado con diferencias en la abundancia de otros óxidos mayores relevantes para los piroxenos, como el CaO.

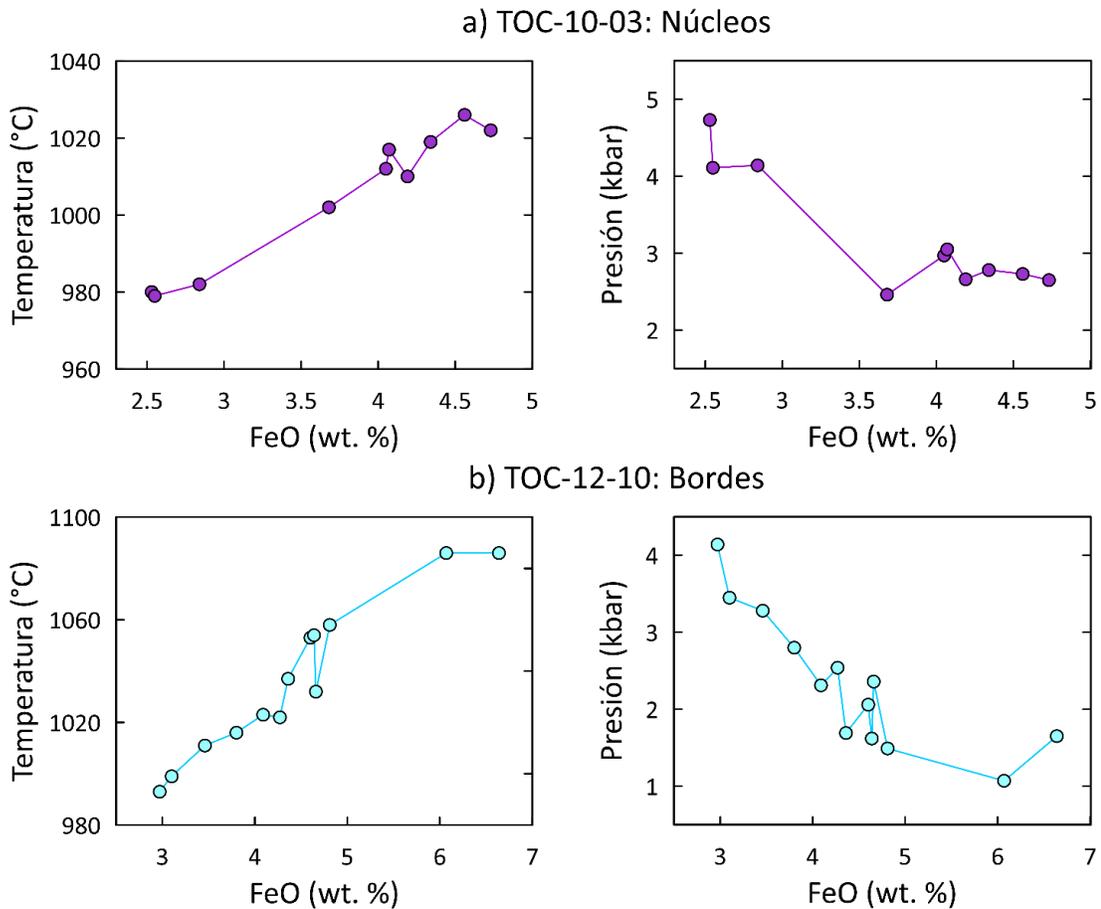


Figura 50: Gráficos de temperatura/presión promedio en función del porcentaje en peso de FeO de distintas composiciones de líquido, calculadas según el termobarómetro clinopiroxeno-líquido.

Haciendo una retrospectiva al método en sí mismo, los filtros de equilibrio definidos para el termobarómetro clinopiroxeno-líquido dependen fuertemente del #Mg de las composiciones candidatas a fundido en equilibrio (Putirka, 2008). El filtro químico se basa de manera directa en las razones de las fracciones catiónicas de Fe y Mg del líquido y su diferencia con las correspondientes fracciones de los clinopiroxenos; tal como se señaló en el capítulo 3. Metodológicamente, esto se puede replantear como una relación entre los #Mg de ambas fases. Por su parte, el filtro composicional calcula la variación entre la composición obtenida de los clinopiroxenos versus la esperada dado el líquido candidato, dicha variación se basa en la razón entre los componentes Diópsido (MgSiO_3) y Hedenbergita (FeSiO_3), lo que en términos simples también depende en gran medida del #Mg.

5.1.2. Complejidades en la elección del líquido

El hecho de que los filtros de equilibrio se basen principalmente en el #Mg de los líquidos, pero las condiciones pre-eruptivas obtenidas al aplicar el termobarómetro dependan en mayor medida de la abundancia de FeO de las composiciones candidatas, permite plantear la siguiente pregunta: ¿qué ocurriría si para una muestra se tienen dos posibles líquidos en equilibrio, ambos con #Mg muy similares, pero con porcentajes en peso de FeO muy distintas? Para tratar de dar respuesta a esta interrogante, se analizaron los siguientes dos casos:

Caso 1: Se escogieron dos composiciones de roca total, PANI-12-07 (Volcán Paniri) y SPSP-16-04 (Volcán San Pedro), como posibles líquidos en equilibrio con los 14 clinopiroxenos correspondientes a los núcleos cristalinos de la muestra TOC-10-08 (Río Linzor). Sus #Mg son idénticos a efectos prácticos, por lo que al aplicar los filtros respondieron de la misma manera, estando en equilibrio con la totalidad de los clinopiroxenos. No obstante, las condiciones P-T y profundidades promedio que entregó el termobarómetro variaron considerablemente para cada líquido (Tabla 9). Si bien es cierto que los valores se encuentran dentro de los errores del método para cada parámetro, los diagramas de frecuencias de profundidad y temperatura (Figura 51) permiten descartar la idea de que se trate de una diferencia sólo asociada al error.

Tabla 9: Comparativa entre dos composiciones de líquido y las respectivas condiciones pre-eruptivas que entregan, asumiendo equilibrio con los núcleos de la muestra TOC-10-08 (Río Linzor).

Líquido	PANI-12-07	SPSP-16-04
#Mg	41	41.1
FeO (wt. %)	2.53	4.19
Temperatura (°C)	978 ± 33	1011 ± 33
Profundidad (km)	17.3 ± 6	10.8 ± 6

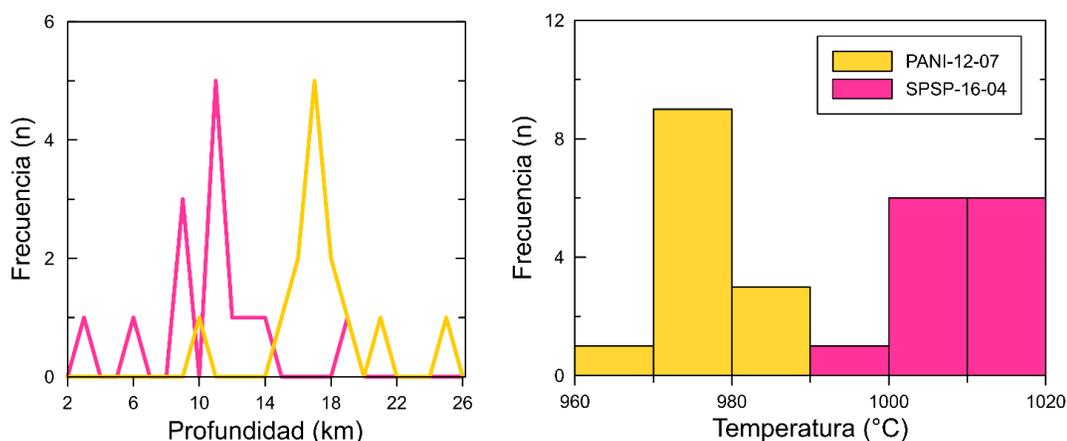


Figura 51: Profundidades y temperaturas obtenidas para dos composiciones de líquido distintas, ambas en equilibrio con los núcleos de la muestra TOC-10-08 (Río Linzor).

Caso 2: Para los núcleos de la muestra TOC-12-10 (Turi) se escogieron dos composiciones de roca total: PANI-12-06b (Volcán Paniri), que es de hecho el líquido con el que se obtuvieron las condiciones P-T, y LEO-12-04 (Volcán Cerro del León). La dispersión en los #Mg de los 20 clinopiroxenos involucrados hizo imposible para cualquier composición estar en equilibrio con la totalidad de estos, PANI-12-06b y LEO-12-04 se encuentran entre los líquidos que maximizan el número de núcleos en equilibrio, con 12 y 11 respectivamente. Es importante mencionar además que, salvo el punto adicional, el resto de cpx son los mismos para ambos candidatos.

De igual forma que en el caso anterior, al aplicar el termobarómetro fue posible observar que la temperatura, presión y profundidad obtenidas para cada líquido variaron de manera significativa (Tabla 10), siendo nuevamente improbable que esto se debiese a una similitud dentro del error, por cuanto los *peaks* de frecuencias observados en los gráficos de la Figura 52 difieren para cada composición.

Tabla 10: Comparativa entre dos composiciones de líquido y las respectivas condiciones pre-eruptivas que entregan, asumiendo equilibrio con los núcleos de la muestra TOC-12-10 (Turi).

Líquido	PANI-12-06b	LEO-12-04
#Mg	39.7	39.9
FeO (wt. %)	2.82	5.02
Temperatura (°C)	967 ± 33	1028 ± 33
Profundidad (km)	13.2 ± 6	8 ± 6

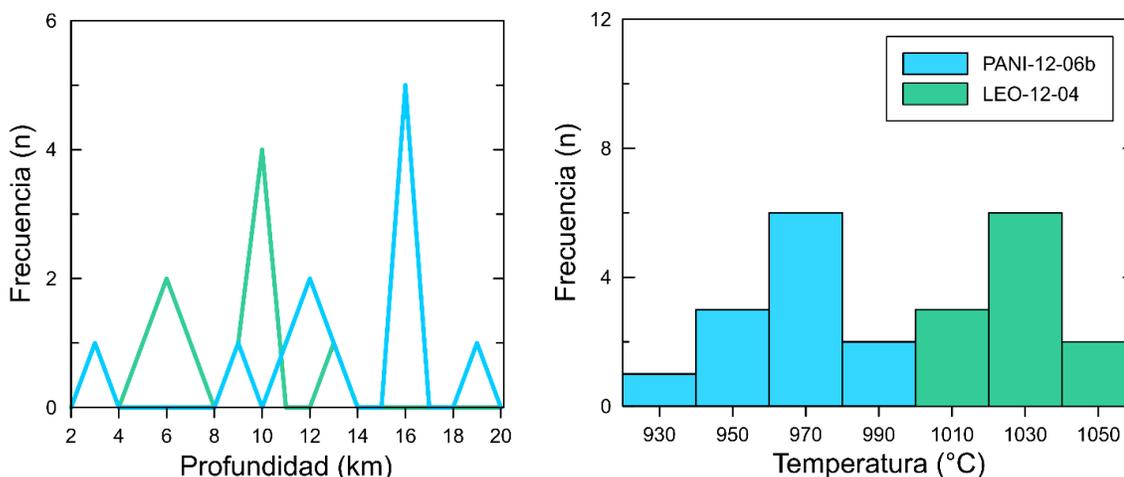


Figura 52: Profundidades y temperaturas obtenidas para dos composiciones de líquido distintas, ambas en equilibrio con los núcleos de la muestra TOC-12-10 (Turi).

De acuerdo a lo expuesto en ambos casos, es posible que para una misma unidad o centro eruptivo en estudio se escojan dos líquidos con #Mg similar, por lo que serían igualmente válidos a efectos del filtro de equilibrio propuesto por Putirka (2008). No obstante, si su composición es tal que estos presentan abundancias de FeO distintas, al aplicar el termobarómetro este entregaría condiciones de presión y temperaturas diferentes para cada caso. En otras palabras, el termobarómetro clinopiroxeno-líquido es una metodología que por sí sola no es capaz de determinar condiciones pre-eruptivas de manera confiable.

Aun con lo anterior, el termobarómetro en cuestión posee errores asociados que son menores respecto a otros métodos (Putirka, 2008), lo que justifica su aplicación en la medida que sea utilizado a la par con otras metodologías que permitan delimitar previamente un rango para las condiciones pre-eruptivas. A efectos del trabajo realizado, el termobarómetro de dos piroxenos fue el método que permitió acotar el rango de condiciones P-T, en parte gracias a la gran cantidad de datos de pares cpx-opx que fue posible obtener. Esto entregó un criterio adicional para descartar muchos líquidos que de otro modo hubieran entregado condiciones pre-eruptivas totalmente distintas, eliminando en parte la problemática anteriormente expuesta.

Esta idea de aplicar dos metodologías de manera conjunta puede ser expandida a cualquier termobarómetro, ejemplo de esto son los trabajos de Brahm et al. (2018), quienes generan una modelación petrológica para estimar la presión al interior del reservorio magmático del Volcán Quetrupillán, aplicando luego el método de dos piroxenos sólo para estimar la temperatura; y Morgado et al. (2019), quienes realizan una comparación de profundidades para el reservorio asociado a la erupción del Volcán Calbuco del año 2015, entre la calculada por ellos en base a termobarometría de anfíboles y la obtenida por Delgado et al. (2017) a partir de la deformación ocurrida.

5.2. Petrografía, zonaciones, y química mineral

5.2.1. Interpretaciones en base a la petrografía

Al ser comparadas con lo observado en trabajos anteriores (López, 2014; Martínez, 2014), las descripciones petrográficas concuerdan en lo referente a la presencia de plagioclasa como fase mineral predominante y a los piroxenos como mineralogía máfica principal. Las texturas identificadas también son concordantes, por ejemplo, en todos los casos se destacó la tendencia de los fenocristales a disponerse en cúmulos cristalinos poliminerales. No obstante, se reconocen también importantes diferencias entre las descripciones realizadas, siendo quizás la más relevante la presencia de fases minerales hidratadas (anfíbol y biotita) observada por Martínez (2014) y López (2014) en algunas muestras, en contraposición a la mineralogía anhidra que se identificó en el presente trabajo.

Es importante mencionar que los cortes descritos por Martínez (2014) están asociados al frente del flujo de lava (unidad Puna Seguel), mientras que la muestra representativa escogida en este trabajo (TOC-10-02) proviene de la parte superior del mismo flujo. Por su parte, la definición de unidades eruptivas realizada por López (2014) se basa sobre todo en su disposición en terreno, por lo que existen importantes variaciones en la mineralogía presente dentro de una misma unidad. Siendo así, las diferencias en la mineralogía descrita en el presente estudio respecto a trabajos anteriores podrían ser atribuidas a la ubicación espacial de las muestras estudiadas y al hecho de que se estarían comparando cortes de una misma unidad, pero de flujos distintos.

Respecto a las zonaciones, los análisis de química mineral mostraron que estas son comunes en los piroxenos, existiendo no sólo variaciones en la razón Fe/Mg, sino también cristales en los que coexisten clino y ortopiroxeno. Esto explica algunas de las observaciones hechas en el microscópico óptico en las que se tenía, por ejemplo, un núcleo de alto color de interferencia (violeta-celeste de segundo orden) con bordes de bajo color de interferencia (amarillo de primer orden). Aunque en un comienzo se teorizó que casos como ese podrían tratarse de algún tipo de alteración, el relieve y color exhibido a núcleos paralelos, sumado a lo anteriormente mencionado respecto a las zonaciones, permite concluir que se trataría más bien de un cristal de núcleo clinopiroxeno y borde ortopiroxeno (Figura 53).

Lo anterior contrasta con lo descrito previamente por López (2014), quién si bien identifica la presencia de zonaciones mediante microscopía óptica, no lo atribuye a cristales de composición mixta (cpx-opx). Martínez (2014) no observa zonación en piroxenos del Volcán Toconce, ni siquiera con el uso de microsonda electrónica, más sí en otros centros eruptivos de la CVSPL como el Volcán Paniri. El hecho de que la muestra analizada en dicho estudio difiera en su mineralogía con respecto a las descritas en el presente trabajo, podría explicar en parte porque no se reconocieron tales zonaciones.

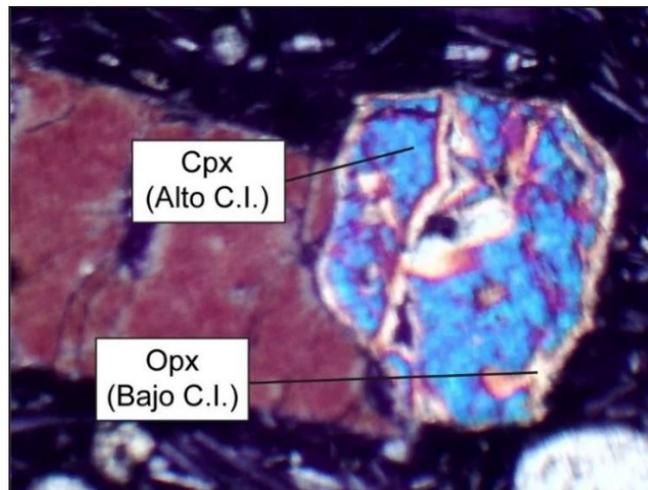


Figura 53: Microfotografía de una muestra del Volcán Toconce, se observa un cristal en el que coexisten clinopiroxeno (alto color de interferencia) y ortopiroxeno (bajo color de interferencia).

Las descripciones petrográficas permiten además hacer una comparación interna a nivel del Volcán Toconce, pues si bien existe una gran similitud en cuanto a la mineralogía presente, también es posible observar ciertas diferencias texturales entre los cortes, así como variaciones en la abundancia relativa de sus fases minerales. Dichas diferencias podrían estar relacionadas a las condiciones eruptivas (y los cambios de estas) obtenidas para cada unidad.

Río Linzor presenta fenocristales de tamaño promedio grande (0.8 mm) y relativamente bien conservados, lo que daría cuenta de las condiciones estables en las que se desarrollaron los cristales, en particular los clinopiroxenos, pues tanto los asociados a núcleos como bordes están en equilibrio con la misma composición de líquido. Los fenocristales de Turi muestran un tamaño similar a los de Río Linzor, lo que implicaría que tuvieron un tiempo similar para su desarrollo cristalino. No obstante, la textura anómala de la masa fundamental (presenta microvesículas), sumado a la abundante presencia de minerales opacos como microlitos, difieren de lo observado en el corte de la unidad anterior y podrían ser consecuencias del proceso detrás del cambio de las condiciones P-T entre núcleos y bordes (Tabla 8).

Por otra parte, los fenocristales de Puna Seguel son de tamaño promedio pequeño (0.4 mm), siendo además la unidad con mayor porcentaje de piroxeno (33%) y menor porcentaje de plagioclasa (65%). Estos cambios, importantes respecto a lo que se observó en las unidades previas, podrían estar correlacionados tanto al bajo contenido de sílice de la muestra asociada (Figura 9), como al hecho de que es la única unidad que habría cristalizado exclusivamente a condiciones diferentes (baja presión y alta temperatura), según lo expuesto en la Tabla 8.

Finalmente, la unidad Toconce exhibe fenocristales de tamaño promedio pequeño (0.4 mm) y que se caracterizan por estar asociados en cúmulos poliminerales de abundante número de cristales individuales. Al igual que para Puna Seguel, el tamaño reducido sería indicio de que la cristalización ocurrió rápidamente, con la diferencia de que en este caso las distintas fases minerales habrían nucleado y crecido de manera simultánea. Esto

último podría explicar porque la unidad Toconce es la única cuyos clinopiroxenos se encuentran en equilibrio con su composición de roca total.

5.2.2. Zonaciones versus diagramas de clasificación

En el capítulo 4. Resultados se destacó que algunas muestras presentaban piroxenos con zonaciones más evidentes que otras, por cuanto los cristales exhibían una mayor gama de tonos grises en las imágenes BSE. Paralelamente, los diagramas de clasificación mostraban que el grado de variación composicional era distinto para cada muestra. Ambas observaciones no son independientes, sino que están controladas por la razón Fe/Mg: muestran con zonaciones tenues como Río Linzor (Figura 54.a) poseen una menor dispersión horizontal en la composición de sus piroxenos, mientras que para muestras con zonaciones claras como Turi (Figura 54.b) el rango de la razón Fe/Mg es mucho más amplio.

Aunque esperable, lo anterior permite revalidar de cierta forma que los análisis de química mineral efectuados con microsonda electrónica fueron realizados de manera correcta, pues los resultados se condicen con lo visto en las imágenes BSE. Además, esto podría ser útil para trabajos en los que no se cuente con EMPA, pues permitiría tener una noción de primer orden respecto a cambios en la razón Fe/Mg sólo a partir de las imágenes BSE, en especial teniendo en cuenta que la variación de otros elementos no sería suficiente por sí sola para generar las zonaciones visibles en la escala de grises (Figura 34.b).

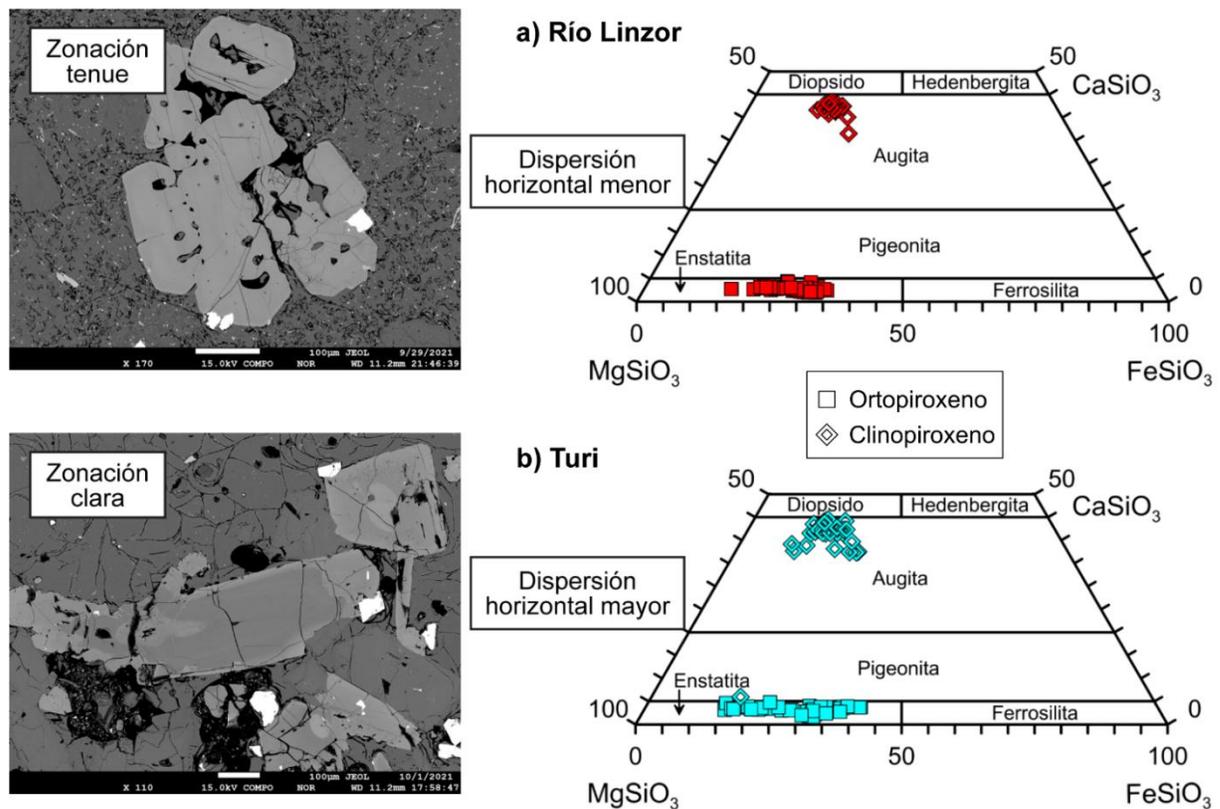


Figura 54: Relación entre la zonación visible de piroxenos en imágenes BSE y la variación composicional observada en los diagramas de clasificación (Morimoto et al., 1988).

5.2.3. Relación clinopiroxeno-ortopiroxeno

Una interrogante que suele ser común en estudios petrológicos tiene relación con conocer qué fases cristalizaron primero, o en su defecto, cuáles están asociadas a composiciones más básicas. Las muestras del Volcán Toconce presentan piroxeno como única mineralogía máfica y no fue posible distinguir alguna diferencia concerniente a evidencias texturales (por ejemplo, texturas de desequilibrio) que dieran indicios de un orden en la cristalización de clino y ortopiroxenos.

La química mineral permite identificar las primeras diferencias, siendo la más evidente la variación en el #Mg entre ambas fases. Aunque existe una ventana de #Mg que comparten clino y ortopiroxenos, razón por la cual fue posible aplicar el termobarómetro de dos piroxenos, cada mineral posee una tendencia propia: los opx exhiben un *peak* importante para valores de #Mg entre 64 y 68, mientras que la mayoría de los cpx presentan #Mg entre 72 y 78 (Figura 55). Esto indicaría que los clinopiroxenos están asociados a estadios más primitivos del magma, en los que el fundido se encontraba enriquecido en magnesio.

Adicionalmente, es posible observar tendencias disimiles para las distintas unidades. Río Linzor presenta en generales valores medios de #Mg tanto para ortopiroxenos (64-76) como para clinopiroxenos (69-78), mientras que Turi y Toconce concentran un importante número de opx con #Mg entre 64 y 68, lo que contrasta con sus cpx, de #Mg bastante más dispersos. Puna Seguel no sólo posee el mayor número de clinopiroxenos, sino que tanto estos como los ortopiroxenos corresponden a los de mayor #Mg de entre todas las unidades, con una concentración de valores por sobre 72 en ambos casos.

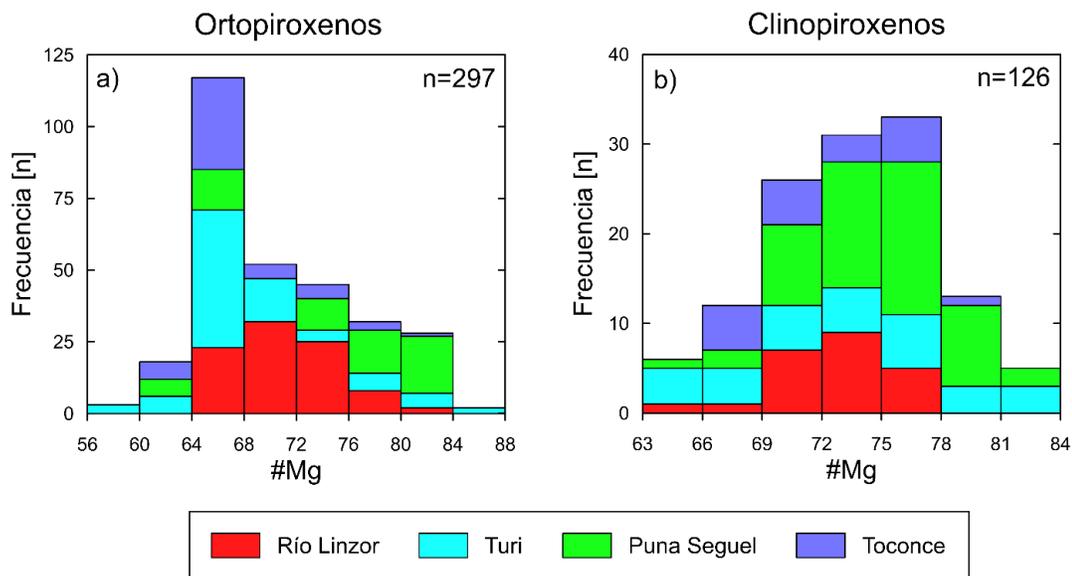


Figura 55: Distribución del #Mg para ortopiroxenos y clinopiroxenos de las muestras del Volcán Toconce.

Los puntos analizados con microsonda electrónica muestran que el número de ortopiroxenos es mayor que el de clinopiroxenos para todas las unidades, sin embargo, la razón entre ambas fases no es constante. En la Figura 56 se observa como para muestras con contenidos de sílice por sobre el 66% (Río Linzor, Turi, Toconce) la razón cpx/opx se encuentra en torno a 0.3, mientras que, para la muestra asociada a Puna

Seguel de porcentaje en peso de SiO₂ menor (63.5 %), dicha razón es de 0.82. A priori, esto permite inferir que los clinopiroxenos serían más comunes en lavas menos diferenciadas.

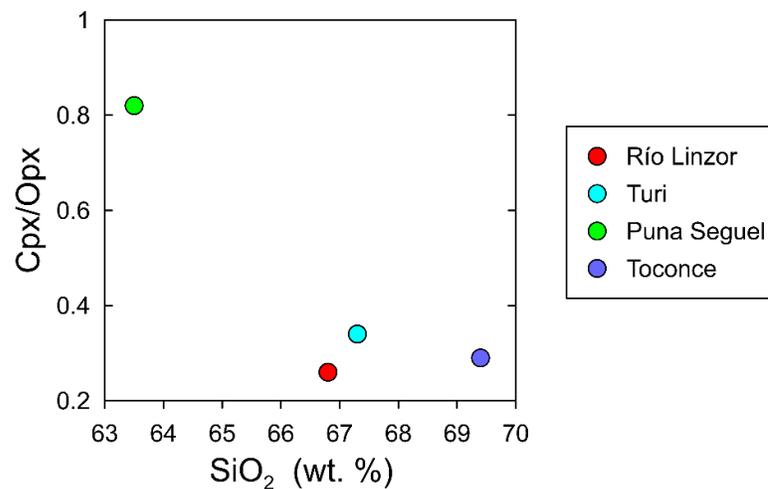


Figura 56: Razón cpx/opx de las unidades versus el contenido de SiO₂ (wt. %) en las composiciones de roca total de las muestras representativas del Volcán Toconce.

Una crítica válida que se podría hacer al análisis anterior tiene que ver con el uso del contenido de SiO₂ de las composiciones de roca total de las muestras, las cuales a excepción de TOC-10-03 no se encuentran en equilibrio con los clinopiroxenos que contienen. Para solventar esto se plantea un análisis similar, esta vez haciendo la distinción entre núcleos y bordes, y ocupando el porcentaje en peso de sílice de las composiciones de los líquidos en equilibrio (según el termobarómetro) para cada caso. Como se observa en la Figura 57, el resultado vuelve a tender a un aumento de la razón cpx/opx para contenidos de sílice menor, con razones en torno a 0.3 para Río Linzor y los núcleos de Turi y Toconce (SiO₂ > 66%), y razones por sobre 0.6 para Puna Seguel y los bordes de Turi (SiO₂ < 66%).

La idea de que los clinopiroxenos se encuentran asociados a composiciones menos evolucionadas no sería algo exclusivo del Volcán Toconce, sino más bien una tendencia que es posible identificar también en otros centros eruptivos de la CVSPL. Martínez (2014) y Mueña (2022) señalan que en volcanes de composiciones más básicas como Cerro del León y Paniri (63.3-65% de SiO₂) los clinopiroxenos son la fase mineral máfica más abundante, mientras que, y en concordancia con lo observado en el presente trabajo, para el Volcán Toconce (67.4-67.7% de SiO₂) los ortopiroxenos son los minerales máficos más comunes.

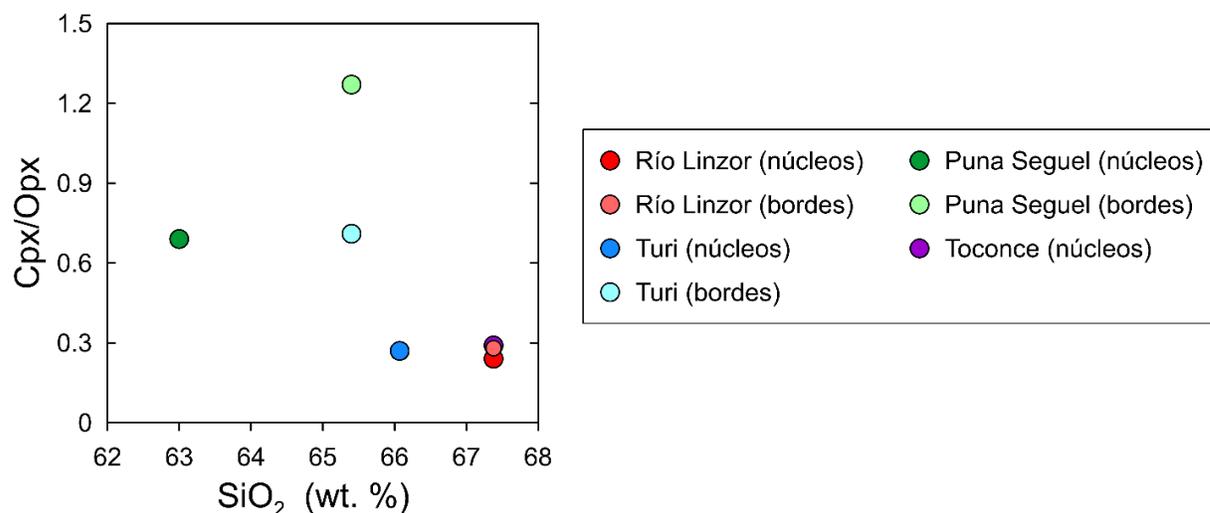


Figura 57: Razón cpx/opx de cada unidad (núcleos y bordes) versus el contenido de SiO₂ (wt. %) de los líquidos en equilibrio, de acuerdo al termobarómetro cpx-líquido.

5.3. Condiciones pre-eruptivas

5.3.1. Comparación con resultados anteriores

Si bien el uso de la termobarometría para estudiar el Volcán Toconce como sistema particular es uno de los aspectos novedosos del presente estudio, Godoy et al. (2012) y Martínez (2014) aplican esta metodología a la Cadena Volcánica San Pedro-Linzor como conjunto, incluyendo entre sus resultados la obtención de condiciones P-T para algunas muestras del Volcán Toconce.

Para el caso de Martínez (2014) la muestra en cuestión corresponde a M19 y, aunque debido a que el trabajo en que se definieron las unidades del volcán fue desarrollado durante ese mismo año (López, 2014), la ubicación reportada permite asociarla a la unidad Puna Seguel. Las condiciones pre-eruptivas fueron estimadas aplicando el termobarómetro de dos piroxenos, obteniéndose los siguientes resultados:

Tabla 11: Datos de termobarometría obtenidos por Martínez (2014) para el Volcán Toconce.

#Mg cpx	K _D	Temperatura (°C)	Presión (MPa)	Profundidad (km)
0.75	0.79	832 ± 38	640 ± 280	21.6

Los datos presentados en la Tabla 11 no corresponden a promedios, sino que se tratan de valores puntuales debido a que se analizó un único par cpx-opx en equilibrio. Esto de por sí afecta a la confiabilidad de los resultados obtenidos, por cuanto se ha visto a lo largo del presente trabajo que los errores asociados al termobarómetro de dos piroxenos son bastante grandes y que la dispersión de la temperatura/presión puede seguir siendo un factor a considerar para números de pares uno o incluso dos órdenes de magnitud mayores.

Por otro lado, el uso de la ecuación 37 (Putirka, 2008) destinada para sistemas máficos con $\#Mg_{cpx} > 0.75$ es cuestionable ya que, en estricto rigor, el clinopiroxeno del par analizado no cumple con tal condición. No obstante, el mayor problema en la aplicación del método tiene que ver con el filtro de equilibrio definido para el mismo y según el cual el parámetro K_D debería estar dentro del intervalo 1.09 ± 0.14 , el valor obtenido por Martínez (2014) se encuentra fuera de dicho rango. El argumento que se entrega para justificar lo anterior es que Putirka (2008) emplea para sus calibraciones pares con un margen tres veces superior (± 0.42), pero el autor nunca señala que se pueda aplicar dicho margen al filtro. En otras palabras, los parámetros fueron obtenidos a partir de un par cpx-opx que no satisfacía las condiciones del termobarómetro que se aplicó.

Lo anterior explicaría las notables diferencias entre los valores de temperatura, presión y profundidad entregados por Martínez (2014) y los obtenidos en el presente trabajo, los que no sólo fueron estimados combinando dos termobarómetros, sino que conversan además de mejor manera con las condiciones pre-eruptivas del resto de unidades. Por esta razón, se prefiere tener en cuenta sólo estos últimos como condiciones P-T válidas a la hora de analizar la evolución del sistema en profundidad.

Por su parte, Godoy et al. (2012) estiman condiciones pre-eruptivas del Volcán Toconce mediante dos métodos distintos, utilizando el termobarómetro clinopiroxeno-líquido obtienen temperaturas bajo los 920 °C y profundidades sobre los 20 km, lo que no se condice con lo realizado en el presente trabajo. El segundo método aplicado es el termobarómetro ortopiroxeno-líquido (Putirka, 2008), con el que se estima una temperatura de 1050 °C y una profundidad de 10 km para una muestra de la unidad Puna Seguel (TOC-10-04). Si bien estos valores son similares a los obtenidos tanto para núcleos como bordes de la unidad Puna Seguel (Tabla 8), Godoy et al. (2012) hacen la estimación a partir de un único par opx-líquido, por lo que sus resultados no son concluyentes y se deben considerar sólo como una referencia.

5.3.2. Evolución temporal de las variables

Las condiciones pre-eruptivas obtenidas para las distintas unidades y zonaciones (Tabla 8) dan cuenta de que ocurrieron cambios en el sistema magmático del Volcán Toconce durante su historia eruptiva, los que además habrían ocurrido de manera paralela para temperatura y profundidad. La primera unidad, Río Linzor, estaría asociada a profundidades de entre 15.5 y 18 km, y a temperaturas entre 985 y 990 °C. Aunque estos valores se mantendrían para los núcleos de la unidad Turi, los bordes de esta presentan un importante cambio en las condiciones pre-eruptivas, pues la profundidad descendería hasta el rango de los 6-10 km y la temperatura ascendería hasta los 1025 °C aproximadamente (Figura 58).

Las condiciones se mantendrían en un rango de relativas bajas profundidades (~10.5 km) y altas temperaturas (1030-1040 °C) durante la cristalización de Puna Seguel, para finalmente volver a los valores similares a los obtenidos para las unidades más antiguas, esta vez asociados a los núcleos de la unidad Toconce (12-17km; 985 °C). Es importante mencionar que, si bien la Figura 58 parecería dejar abierta la posibilidad de que las condiciones sean las mismas dentro del error, el hecho de que estas hayan sido obtenidas en base a la frecuencia de los datos de dos métodos distintos, sumado a la variación simultánea de ambos parámetros, permite descartar dicha posibilidad.

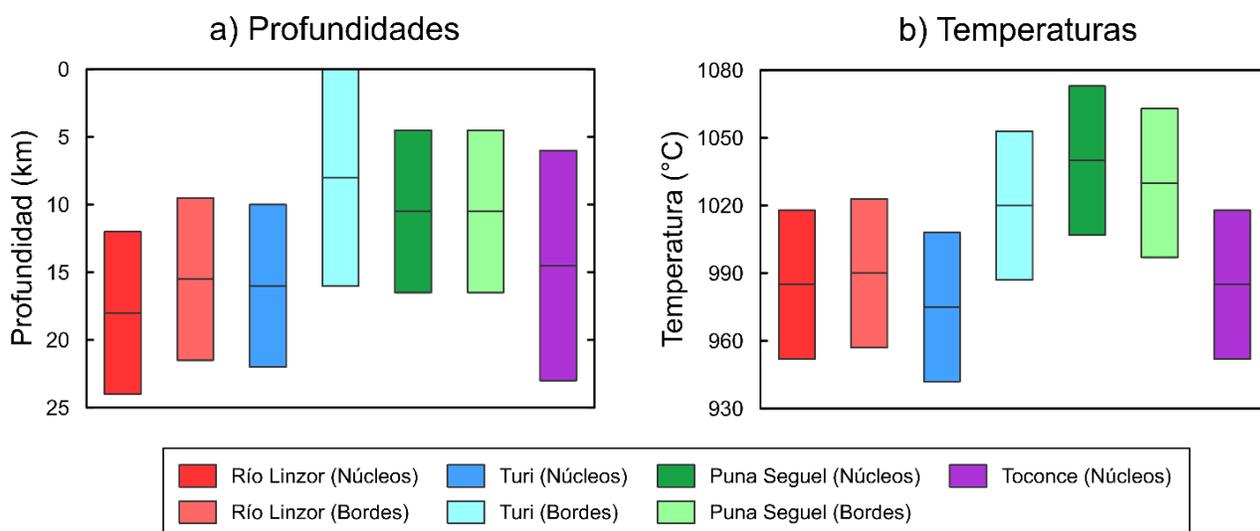


Figura 58: Variación temporal de la profundidad y la temperatura a lo largo de la historia eruptiva del Volcán Toconce. Los valores corresponden a los entregados en la Tabla 8 y los errores son los asociados al método cpx-líquido (Putirka, 2008).

Es interesante notar que aquellas unidades y zonaciones en las que ocurre la disminución de la profundidad y el aumento de las temperatura concuerdan con aquellas que presentan una mayor razón cpx/opx (Figura 57). En busca de ver si esta relación se podía extrapolar a otras variables, se tomaron los datos de composición de los líquidos (Tabla 12) con los que, efectivamente, se identificó una correlación entre la variación del contenido en peso del FeO de los líquidos y los cambios en las condiciones pre-eruptivas. En concreto, aquellos líquidos con mayor porcentaje de FeO (menos evolucionados, de acuerdo también al #Mg) se encuentran asociados a las unidades y zonaciones en las que la cristalización habría ocurrido a mayor temperatura (y menor profundidad), tal como se observa en la Figura 59.

Tabla 12: Abundancia de FeO y #Mg de la composición de las muestras representativas y los líquidos en equilibrio para cada unidad del Volcán Toconce.

Unidad	FeO (wt. %)	#Mg	Líquido en equilibrio	FeO (wt. %)	#Mg
Río Linzor (Núcleos)	3.64	47.3	TOC-10-03	2.84	41.7
Río Linzor (Bordes)			TOC-10-03	2.84	41.7
Turi (Núcleos)	2.81	49.7	PANI-12-06b	2.82	39.7
Turi (Bordes)			M31	4.27	45.2
Puna Seguel (Núcleos)	4.77	52	PANI-10-14	4.09	47.6
Puna Seguel (Bordes)			M31	4.27	45.2
Toconce (Núcleos)	2.84	41.7	TOC-10-03	2.84	41.7

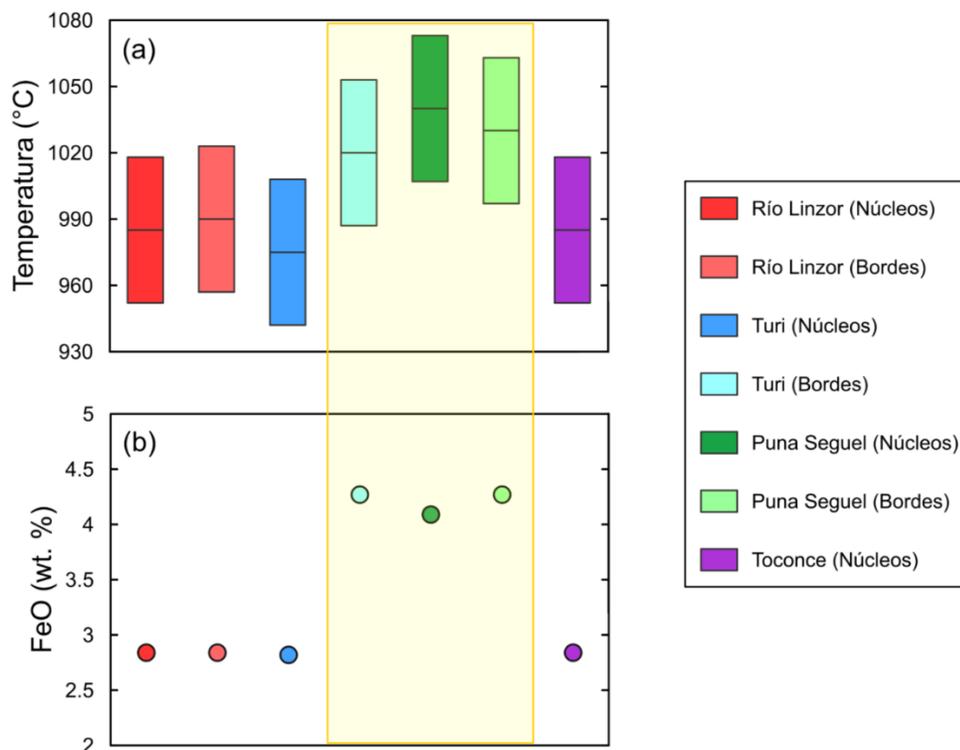


Figura 59: Relación entre la temperatura obtenida y el porcentaje en peso de FeO de los líquidos en equilibrio (según método cpx-líquido). En amarillo se destaca las unidades en las que se observó un aumento en la temperatura.

La elección de FeO para identificar alguna relación entre la composición del líquido y las condiciones pre-eruptivas no es arbitraria, pues como se discutió previamente la abundancia de este óxido mayor domina en gran medida los valores de presión y temperatura obtenidas con el método clinopiroxeno-líquido. En la búsqueda de usar el FeO como un eventual parámetro para acotar la elección del fundido (más allá del filtro de equilibrio ya definido), se decidió contrastar los porcentajes en peso de las composiciones de las muestras representativas con las de los líquidos seleccionados.

Según lo presentado en la Tabla 12, la tendencia general es que el FeO de la muestra representativa es igual o mayor al FeO del fundido en equilibrio con los clinopiroxenos. Esto tiene sentido pues, de no existir ningún intercambio de masa en el sistema, la cantidad total de óxido de hierro no puede aumentar, y al ser los piroxenos de las primeras fases en cristalizar sería improbable que ocurriese un enriquecimiento relativo como producto de la aparición de otras fases minerales.

No obstante, los bordes de la unidad Turi suponen un caso particular, en tanto que el óxido de hierro del líquido en equilibrio supera ampliamente al de la muestra (valores destacados en la Tabla 12). Esto no sólo descarta la posibilidad de utilizar el FeO como parámetro para acotar la elección del líquido, sino que también supone una evidencia adicional del proceso que estaría asociado al cambio en las condiciones pre-eruptivas durante la cristalización de la unidad Turi.

5.3.4. Cambio en la profundidad/temperatura

Lo expuesto previamente permite generar una hipótesis respecto al proceso que estaría detrás del cambio en las condiciones pre-eruptivas, ya que debido a la mineralogía observada en la unidad Turi (plagioclasa, piroxenos y opacos) es posible descartar que la cristalización de fases previas haya generado un aumento relativo del FeO en el fundido en equilibrio con los clinopiroxenos. Así, lo más probable es que haya ocurrido un intercambio de masa que incrementó el óxido de hierro disponible, al ser un sistema magmático tal intercambio de masa vendría dado por la inyección de un nuevo magma que se habría mezclado con el previamente emplazado en la cámara magmática.

La presencia del Cuerpo Magmático Altiplano-Puna (CMAP) entrega un primer candidato para el origen de este *batch* de magma, pues la profundidad máxima obtenida por la termobarometría (18 km) para unidades del Volcán Toconce se correlaciona con la porción superior del CMAP, el cual alcanza profundidades de hasta 30 km bajo la superficie (Ward et al., 2014), siendo así factible que magma proveniente de su sección más profunda ascendiese e interactuase con el sistema de reservorios del volcán. No obstante, el hecho de que el porcentaje de FeO y #Mg de los líquidos en equilibrio aumente con el cambio en las condiciones pre-eruptivas (Tabla 12; Figura 59), hace difícil pensar que los magmas evolucionados y de fuerte impronta cortical del CMAP hayan sido los responsables de la variación en la profundidad y temperatura.

La hipótesis principal que se propone entonces es la inyección de un pulso de magma poco evolucionado que habría interactuado con el reservorio asociado a las primeras unidades del volcán, provocando el recalentamiento y ascenso del magma allí emplazado. Este tipo de procesos no son ajenos al contexto volcánico de la región, siendo de hecho la acumulación de constantes pulsos máficos bajo el CMAP lo que ha alimentado y sostenido a este sistema en el tiempo (Godoy et al., 2019). La expresión en superficie de los pulsos se observa sólo hacia el extremo NO de la CVSPL, zona que se encuentra bajo el límite oeste del CMAP y donde las inyecciones de magma poco evolucionado logran ascender sin interactuar con el batolito regional, generando el volcanismo máfico que caracteriza, por ejemplo, al cono de escoria La Poruña (González-Maurel, 2019a).

Para el caso del Volcán Toconce, su ubicación hacia el SE de la CVSPL implica una mayor influencia del CMAP, lo que se ve reflejado en el carácter más evolucionado de sus productos volcánicos respecto a otros centros eruptivos de la cadena (Godoy et al., 2017). No obstante, es posible que un pulso de magma máfico haya sido capaz de ascender rápidamente, aprovechando estructuras paralelas al lineamiento volcánico similares a la Falla Toconce (Giambiagi et al., 2016) que se extendiesen hacia la corteza inferior, evitando así una asimilación cortical importante previa a su interacción con el sistema magmático del volcán.

5.4. Evolución del sistema magmático del Volcán Toconce

Con los antecedentes vistos hasta el momento es posible definir que el sistema magmático del Volcán Toconce estaría conformado por (al menos) dos reservorios: una cámara magmática de menor temperatura y mayor presión, que por su profundidad estaría asociada a la porción superior del CMAP, y una cámara magmática de mayor

temperatura y menor presión, que correspondería a un reservorio independiente localizado en la zona de la corteza por sobre el batolito regional (Figura 60). La unidad más antigua del volcán, Río Linzor (1.29 Ma), tendría su origen en la cámara magmática inferior, en donde habría cristalizado bajo condiciones muy estables. Prueba de esto son el gran tamaño de sus fenocristales y el hecho de que los clinopiroxenos tanto de núcleos como de bordes se encuentran en equilibrio con un mismo líquido.

Los piroxenos de la siguiente unidad, Turi, habrían cristalizado inicialmente en la misma cámara magmática profunda asociada a Río Linzor. No obstante, en algún punto de su cristalización ocurrió un cambio en las condiciones del reservorio, que provocó que el magma aumentara su temperatura y se emplazara a una menor profundidad, en la cámara más próxima a la superficie. El proceso responsable de dicho cambio sería una inyección de magma menos evolucionado que habría alcanzado la porción superior del CMAP sin haber sufrido una importante diferenciación previa, debido a la presencia de estructuras que habrían facilitado su ascenso.

Puna Seguel es la tercera unidad del Volcán Toconce (0.96 Ma) y la única que habría cristalizado exclusivamente en el reservorio superior. La impronta del *batch* de magma máfico que habría originado el cambio en las condiciones pre-eruptivas se ve reflejado en el bajo porcentaje de sílice que presenta la muestra representativa y en la importante cantidad de clinopiroxenos que posee, los cuales se asocian a una composición más primitiva que los ortopiroxenos. La siguiente unidad es Peineta y, aunque no fue posible aplicar termobarometría, el hecho de contener las muestras menos diferenciadas (Figura 9) de las erupcionadas por el volcán permite teorizar con qué mantendría la tendencia de Puna Seguel, cristalizando en la cámara magmática menos profunda.

La unidad Toconce es la más reciente de las lavas del Volcán Toconce (0.89 Ma) y supone un regreso hacia las condiciones de profundidad y temperatura que definen a la cámara magmática inferior (Figura 60). Es interesante notar que las similitudes con Río Linzor van más allá de simplemente compartir un reservorio en común, pues esta unidad también marca un cambio morfológico respecto a las lavas anteriores. Mientras Turi, Puna Seguel y Peineta corresponden a flujos con una orientación preferente, Río Linzor y Toconce se caracterizan por ser unidades de una extensión más radial, correspondiendo a la base en forma de *plateau* y al cono del edificio volcánico respectivamente.

Finalmente, y concerniente a su evolución en el contexto del CVAP, el Volcán Toconce se comporta de manera similar a centros eruptivos cercanos, como lo son el Volcán Aucanquilcha (Walker et al., 2013) y el Volcán Azufre (Godoy et al., 2022), pues para estos también se ha propuesto la presencia de diferentes cámaras magmáticas durante su evolución. Respecto a la CVSPL, la influencia que el CMAP tiene en la ubicación de las cámaras magmáticas de los volcanes se ha visto también en otros centros eruptivos como el Volcán San Pedro (O'Callaghan y Francis, 1986) y el Volcán Paniri (Mueña, 2022), debido a que las profundidades de dicho cuerpo magmático coinciden con los reservorios más profundos, similar a lo que se observa en el Volcán Toconce (Figura 60). Mueña (2022) realizó un estudio unidad por unidad del Volcán Paniri y, al igual que en el presente trabajo, propone que la inyección de magma menos evolucionado sería el proceso detrás de los cambios en la profundidad del reservorio.

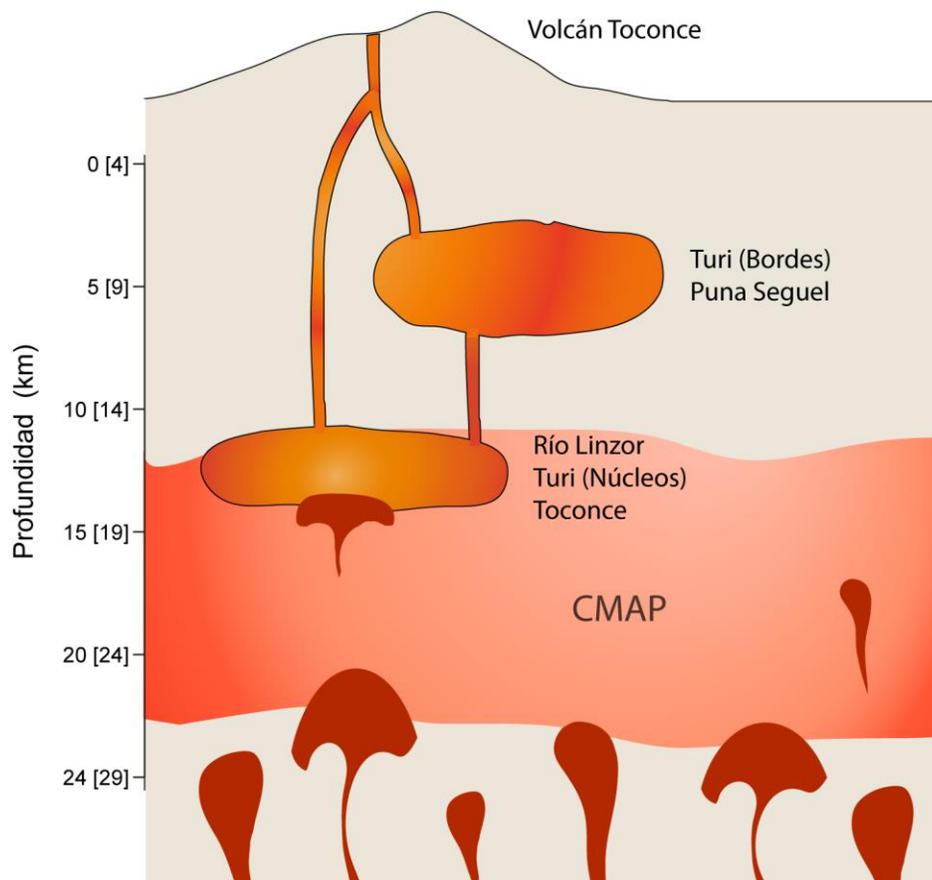


Figura 60: Esquema del sistema magmático del Volcán Toconce y su relación con el CMAP, indicando también en que reservorio cristalizó cada una de las distintas unidades (núcleos y bordes) del volcán.

6. Conclusiones

Las lavas del Volcán Toconce se caracterizan por compartir una mineralogía similar, con plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno como fases minerales principales, además de presentar texturas al microscopio que son comunes para la mayoría de los cortes observados, destacando la presencia de cúmulos cristalino poliminerale. Los análisis en microsonda electrónica permitieron ver que los piroxenos de las distintas unidades poseen una composición fuertemente magnésica, siendo en su mayoría enstatitas y augitas ricas en calcio, además de que gran parte de los cristales presentan zonaciones composicionales entre núcleos y bordes.

La obtención de las condiciones pre-eruptivas se llevó a cabo mediante dos métodos: el termobarómetro de dos piroxenos y el termobarómetro clinopiroxeno-líquido. Aunque este último tiene asociado errores significativamente menores, se demostró que es posible que dos líquidos diferentes con #Mg similares, y que por tanto se comportan igual a efectos del filtro de equilibrio, entreguen valores de presión y temperatura muy distintos. Debido a lo anterior, se hizo evidente que la aplicación del termobarómetro cpx-líquido debe realizarse en paralelo con una metodología adicional que logre acotar previamente las condiciones pre-eruptivas. Para este trabajo, el termobarómetro de dos piroxenos cumplió dicho rol, pues a pesar de tener mayores errores asociados, la cantidad de datos permitió en general trabajar de manera satisfactoria con la distribución de frecuencias para los distintos valores de profundidad y temperatura.

A diferencia de lo que la similitud mineralógica y composicional hacía suponer, la termobarometría de piroxenos indicó la existencia no de una sino de dos cámaras magmáticas asociadas al Volcán Toconce: una cámara profunda (15.5-18 km de profundidad) con presiones entre los 430-500 MPa y temperaturas que varían entre 975 y 990 °C; y un reservorio somero (6-11 km de profundidad) con presiones entre los 170-310 MPa y temperaturas que varían entre 1020 y 1040 °C. La historia eruptiva habría iniciado en el reservorio más profundo (Río Linzor y núcleos de unidad Turi), para luego migrar de manera abrupta hacia la cámara superior, con la cristalización de los bordes de unidad Turi y los piroxenos de Puna Seguel. Por último, la actividad magmática del sistema habría vuelto a concentrarse en el reservorio profundo, asociada esta vez a los núcleos de la unidad más joven (Toconce).

Mientras que el reservorio inicial presenta profundidades que permiten asociarlo directamente a la porción superior del CMAP, el segundo reservorio se trataría de una cámara independiente ubicada por sobre el batolito regional, en el que habrían cristalizado los productos menos diferenciados del Volcán Toconce. Se propone que su origen está vinculado a la inyección de un magma poco diferenciado en forma de pulso, el que habría ascendido por la corteza hasta interactuar con la cámara inferior, generando un recalentamiento que aumentó la flotación del fundido y propició el emplazamiento del magma a una profundidad menor.

Como trabajo a futuro, se sugiere completar la obtención de las condiciones pre-eruptivas para el Volcán Toconce, aplicando la termobarometría de piroxenos a la unidad restante, lava Peineta. Dicha unidad corresponde a la más básica del volcán, lo que sumado a su edad relativa (es posterior a Puna Seguel y previa a Toconce) la convierten en candidata

a mantener la tendencia de las unidades caracterizadas por morfologías de flujo, es decir, haber cristalizado parcial o completamente en el reservorio superior. Sumado a lo anterior, sería interesante aplicar termobarometría en otras fases minerales y ver si los resultados conversan con lo obtenido mediante la termobarometría de piroxenos.

Obtener datos geocronológicos de las distintas unidades del Volcán Toconce también debería ser una de las tareas a realizar en el corto plazo, pues entregaría información adicional para confirmar la sucesión de las unidades erupcionadas (Río Linzor, Turi, Puna Seguel, Peineta y Toconce). Además del orden cronológico, esto abriría la posibilidad de tener una noción de la escala temporal en la que ocurren algunos de los procesos en profundidad propuestos en este trabajo. Por ejemplo, la diferencia en las edades de las unidades Turi y Puna Seguel permitiría saber si el pulso de magma básico que interactuó con el reservorio inferior se trató de un evento más bien puntual o si en realidad correspondió a una etapa extensa en la historia eruptiva, con pulsos de magma menos diferenciado alimentando continuamente al sistema volcánico.

Más allá de estas sugerencias, se cree que el presente trabajo ha cumplido satisfactoriamente con lo que se proponía en términos de comprender la disposición en profundidad de las cámaras magmáticas asociadas al Volcán Toconce y su relación con el CMAP. Lo anterior no sólo será importante para reconstruir la historia eruptiva de este centro eruptivo en detalle, sino que también es un aporte para, en conjunción con otros estudios en paralelo, comenzar a dilucidar cómo fue evolucionando el sistema magmático que dio origen a la Cadena Volcánica San Pedro-Linzor.

Bibliografía

Ammann, C., Jenny, B., Kammer, K., Messerli, B. 2001. Late Quaternary Glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18-29°S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.172, pp 313-326.

Baker, M.C.W., Francis, P.W. 1978. Upper Cenozoic volcanism in the Central Andes; ages and volumes. *Earth Planetary Science Letters*, v. 41 (2), pp 175-187.

Beck, S.L., Zandt, G., Myers, S.C., Wallace, T.C., Silver, P.G., Drake, L. 1996. Crustal thickness variations in the Central Andes. *Geology*, v. 24 (5), pp 407-410.

Brahm, R., Parada, M.A., Morgado, E., Contreras, C., McGee, L.E. 2018. Origin of Holocene trachyte lavas of the Quetrupillán volcanic complex, Chile: Examples of residual melts in a rejuvenated crystalline mush reservoir. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 357, pp 163-176.

Brey, G.P., Köhler, T. 1990. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, v. 31, pp 1353-1378.

Brüggen, J. 1942. Geología de la Puna de San Pedro de Atacama y sus formaciones de areniscas y arcillas rojas. In *Congreso Panamericano Ingeniería Minas y Geología*, Santiago, Chile, v. 2, pp 342-367.

Burns, D., de Silva, S.L., Tepley, F., Schmitt, A. 2020. Chasing the mantle: Deciphering cryptic mantle signals through Earth's thickest continental magmatic arc. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 531, 115985.

Chmielowski, J., Zandt, G. 1999. The Central Andean Altiplano-Puna Magma Body. *Geophysical Research Letters*, v. 26 (6), pp 783-786.

Davidson, J. P., Harmon, R.S., Wörner, G. 1991. The source of central Andean magmas: some considerations. In Harmon, R.S., Rapela, C.W. (Eds.), *Andean Magmatism and its tectonic Setting*. Geological Society of America, Special Publication, v. 265, pp 233-243.

de Silva, S.L. 1989a. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology*, v. 17, p. 1102-1106.

de Silva, S.L. 1989b. Geochronology and stratigraphy of the ignimbrites from the 21°30'S to 23°30'S portion of the Central Andes of northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 37, pp 93-131.

de Silva, S.L., Self, S., Francis, P.W., Drake, R.E., Ramírez, C. 1994. Effusive silicic volcanism in the Central Andes: The Chao dacite and other young lavas of the Altiplano-Puna Volcanic Complex. *Journal of Geophysical research*, v. 99, pp 17,805-17,825.

Davis, B.T.C., Boyd, D.R. 1966. The join $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$ at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. *Journal of Geophysical Research*, v. 71, pp 3567-3576.

Delgado, F., Pritchard, M., Ebmeier, S., González, P., Lara, L. 2017. Recent unrest (2002-2015) imaged by space geodesy at the highest risk Chilean volcanoes: Villarrica, Llaima, and Calbuco (Southern Andes). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 344, pp 270-288.

Dingman, R.J. 1963. Carta geológica de Chile N°11 (Cuadrángulo Tulo). Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile.

Francis, P.W., Roobol, M.J., Walker, G.P.L., Cobbold, P.R., Coward, M. 1974. The San Pedro and San Pablo volcanoes of northern Chile and their hot avalanche deposits. *Geologische Rundschau*, v. 63 (1), pp 357-388.

Giambiagi, L., Alvarez, P., Spagnotto, S. 2016. Temporal variation of the stress field during the construction of the central Andes: constraints from the volcanic arc region (22-26°S), Western Cordillera, Chile, during the last 20 Ma. *Tectonics*, v. 35 (9), 2014–2033.

Godoy, B. 2014. Evolución petrológica de la Cadena Volcánica San Pedro-Linzor (21°30'S- 22°10'S), norte de Chile, y su relación con la geodinámica andina. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, mención Geología. Universidad Católica del Norte.

Godoy, B., Wörner, G., Kojima, S. 2012. Análisis de Inclusiones Fundidas de la Cadena Volcánica San Pedro – Linzor, Andes Centrales. In XIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile, T4, pp 548-550.

Godoy, B., Wörner, G., Kojima, S., Aguilera, F., Simon, K., Hartmann, G. 2014. Low-pressure evolution of arc magmas in thickened crust: The San Pedro-Linzor volcanic chain, Central Andes, Northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 52, pp 24-42.

Godoy, B., Wörner, G., le Roux, P.J., de Silva, S.L., Parada, M.A., Kojima, S., González-Maurel, O., Morata, D., Polanco, E., Martínez, P. 2017. Sr- and Nd- isotope variations along the Pleistocene San Pedro-Linzor volcanic chain, N. Chile: Tracking the influence of the upper crustal Altiplano-Puna Magma Body. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 341, pp 172-186.

Godoy, B., Lazcano, J., Rodríguez, I., Martínez, P., Parada, M.A., le Roux, P.J., Wilke, H.A., Polanco, E. 2018. Geological evolution of Paniri volcano, Central Andes, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 84, pp 184-200.

Godoy, B., Taussi, M., González-Maurel, O., Renzulli, A., Hernández-Prat, L., le Roux, P.J., Morata, D., Menzies, A. 2019. Linking the mafic volcanism with the magmatic stages during the last 1 Ma in the main volcanic arc of the Altiplano-Puna Volcanic Complex (Central Andes). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 95, 102295.

Godoy, B., Taussi, M., González-Maurel, O., Hübner, D., Lister, J., Sellés, D., le Roux, P.J., Renzulli, A., Rivera, G., Morata, D. 2022. Evolution of the Azufre volcano (northern

Chile): Implications for the Cerro Pabellón Geothermal Field as inferred from long lasting eruptive activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 423, 107472.

González-Maurel, O. 2020. Origin and evolution of parental magmas associated with Pliocene-Quaternary low-silica volcanism within the Altiplano-Puna Volcanic Complex of northern Chile. Thesis presented for the degree of Doctor of Philosophy. In cotutelle between University of Cape Town (South Africa) and Universidad Católica del Norte (Chile).

González-Maurel, O., le Roux, P.J., Godoy, B., Troll, V.R., Deegan, F.M., Menzies, A. 2019a. The great escape: Petrogenesis of low-silica volcanism of Pliocene to Quaternary age associated with the Altiplano-Puna Volcanic Complex of northern Chile (21°10'-22°50'S). *Lithos*, v. 346-347, 105162.

González-Maurel, O., Godoy, B., le Roux, P.J., Rodríguez, I., Marín, C., Menzies, A., Bertín, D., Morata, D., Vargas, M. 2019b. Magmatic differentiation at La Poruña scoria cone, Central Andes, northern Chile: Evidence for assimilation during turbulent ascent processes, and genetic links with mafic eruptions at adjacent San Pedro volcano. *Lithos*, v. 338-339, pp 128-140.

González-Maurel, O., Deegan, F.M., le Roux, P.J., Harris, C., Troll, V.R., Godoy, B. 2020. Constraining the sub-arc, parental magma composition for the giant Altiplano-Puna Volcanic Complex, northern Chile. *Scientific Reports*, v. 10, 6864.

Gorini, A., Ridolfi, F., Piscaglia, F., Taussi, M., Renzulli, A. 2018. Application and reliability of calcic amphibole thermobarometry as inferred from calc-alkaline products of active geothermal areas in the Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 358, pp 58–76.

Guest, J.E. 1969. Upper Tertiary Ignimbrites in the Andean Cordillera of Part of the Antofagasta Province, Northern Chile. *Geological Society of America Bulletin*, v. 80, pp 337-362.

Guest, J.E., Sánchez, J. 1969. A large dacitic lava flow in northern Chile. *Bulletin Volcanologique*, v. 33 (3), pp 778-790.

Hoffstetter, B., Fuenzalida, H., Cecioni, G. 1957. Chile. In *Lexique Stratigraphique International*. Centre de Rech. Sci., v. 5 (7), 444 pp.

Lahsen, A. 1969. Geología del área comprendida entre El Tatio y los Cerros de Ayquina. Com. Geoterm. CORFO, Santiago. Inédito.

Lazcano, J. 2016. Evolución volcanológica del Volcán Paniri (Región de Antofagasta, Chile). Memoria para optar al título de geólogo. Universidad Católica del Norte.

Le Maitre, R.W. 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, Segunda Edición, Cambridge, Reino Unido.

- Llovet, X., Moy, A., Pinard, P.T., Fournelle, J.H. 2021. Electron probe microanalysis: A review of recent developments and applications in materials science and engineering. *Progress in Materials Science*, v. 116, 100673.
- López, C. 2014. Evolución Geológica del Volcán Toconce, Región de Antofagasta, Chile. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Atacama.
- Marín, C., Rodríguez, I., Godoy, B., González-Maurel, O., le Roux, P.J., Medina, E., Bertín, D. 2020. Eruptive history of La Poruña scoria cone, Central Andes, Northern Chile. *Bulletin of Volcanology*, v. 82: 74, 19 pp.
- Marinovic, N., Lahsen, A. 1984. Carta geológica de Chile N°58 (Hoja Calama). Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.
- Martínez, P. 2014. Petrología y geoquímica de lavas recientes, al noroeste del campo geotermal del Tatio. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile.
- May, G., Hartley, A.J., Chong, G., Stuart, F., Turner, P., Kape, S.J. 2005. Eocene to Pleistocene lithostratigraphy, chronostratigraphy and tectonosedimentary evolution of the Calama Basin, northern Chile. *Revista Geológica de Chile*, v. 32, pp 33-58.
- Morgado, E., Morgan, D.J., Harvey, J., Parada, M.A., Castruccio, A., Brahm, R., Gutiérrez, F., Georgiev, B., Hammond, S.J. 2019. Localised heating and intensive magmatic conditions prior to the 22–23 April 2015 Calbuco volcano eruption (Southern Chile). *Bulletin of Volcanology*, v. 81: 24, 21 pp.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., Gottardi, G. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, v. 73, pp 1123-1133.
- Muena, 2022. Estimación de las condiciones de presión y temperatura de las cámaras magmáticas asociadas al Volcán Paniri: Distribución del magmatismo en profundidad. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile.
- O'Callaghan, L.J., Francis, P.W. 1986. Volcanological and petrological evolution of San Pedro volcano, Provincia El Loa, North Chile. *Journal of the Geological Society, London*, v. 143, pp 275-286.
- Pedemonte, F.S. 2015. Evolución geológica del volcán Cerro del León, Región de Antofagasta, Chile. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Atacama.
- Polanco, E., Clavero, J., Giaveli, A. 2012. Geología de la cadena volcánica Paniri-Toconce, Zona Volcánica Central, Altiplano de la Región de Antofagasta, Chile. In XIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile, T4, pp 462-464.
- Putirka, K.D. 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, v. 69, pp 61-120.
- Raczynnski, A. 1963. Geología del distrito minero de Tuina. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile.

Ramírez, C., Huete, C. 1981. Carta geológica de Chile N°40 (Hoja Ollagüe). Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile.

Reed, S.J.B. 2005. Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology. Cambridge University Press, Segunda Edición, Cambridge, Reino Unido.

Salfity, J.A. 1985. Lineamientos transversales al rumbo andino en el noroeste Argentino. In IV Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile, v. 2, pp 119-137.

Salisbury, M.J., Jicha, B.R., de Silva, S.L., Singer, B.S., Jiménez, N.C., Ort, M.H. 2011. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronostratigraphy of Altiplano-Puna volcanic complex ignimbrites reveals the development of a major magmatic province. Geological Society American Bulletin, v.123 (5-6), pp 821-840.

Seelenfreund, A., Fonseca, E., Llona, F., Lera, L., Sinclair, C., Rees, C. 2009. Geochemical analysis of vitreous rocks exploited during the formative period in the Atacama region, northern Chile. Archaeometry, v. 51 (1), pp 1-25.

Şengör, A.M.C. 1991. Our Home, the Planet Earth. Diogenes, v. 155, 27 pp.

Silva, F., Aguilera, F., Godoy, B., Wörner, G., Kojima, S. 2012. Evolución del sistema volcánico Cerro del León (Región de Antofagasta, Chile) mediante interpretación fotogeológica, petrográfica y geoquímica. In XIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile, T4, pp 597-599.

Spang, A., Baumann, T.S., Kaus, B.J.P. 2021. A Multiphysics Approach to Constrain the Dynamics of the Altiplano-Puna Magmatic System. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 126, 18 pp.

Stern, C. 1991. Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas. Geology, v.19, pp 78-81.

Stern, C. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. Revista Geológica de Chile, v. 31 (2), pp 161-206.

Thorpe, R.S., Francis, P.W. 1979. Variation in Andean andesite compositions and their petrogenetic significance. Tectonophysics, v. 57, pp 53-70.

Walker, B., Klemetti, E., Grunder, A., Dilles, J., Tepley, F., Giles, D. 2013. Crystal rearing during the assembly, maturation, and waning of an eleven-million-year crustal magma cycle: thermobarometry of the Aucanquilcha Volcanic Cluster. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 165, pp 663-682.

Ward, K.M., Zandt, G., Beck, S.L., Christensen, D.H., McFarlin, H. 2014. Seismic imaging of the magmatic underpinnings beneath the Altiplano-Puna volcanic complex from the joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions. Earth and Planetary Science Letters, v. 404, pp 43-53.

Yuan, X., Sobolev, S.V., Kind, R. 2002. Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications. Earth and Planetary Science Letters, v. 199, pp 389-402.

Zandt, G., Leidig, M., Chmielowski, J., Baumont, D., Yuan, X. 2003. Seismic detection and characterization of the Altiplano-Puna Magma Body, Central Andes. *Pure and applied geophysics*, v. 160, pp 789-807.

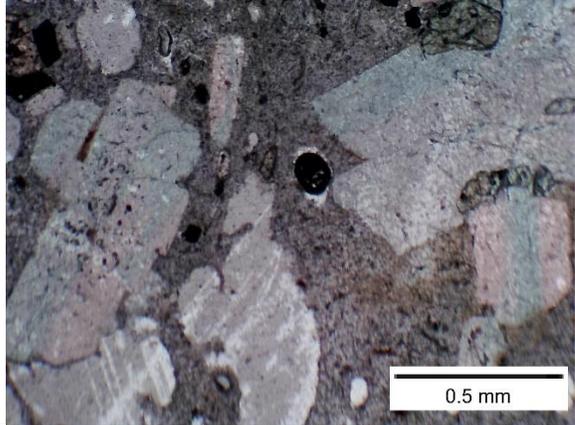
Anexos

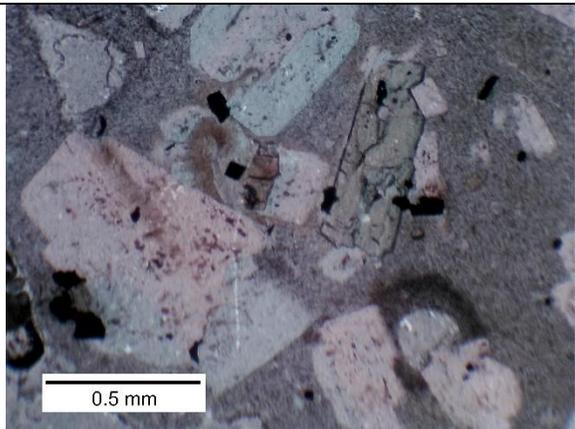
Anexo A: Datos generales de muestras

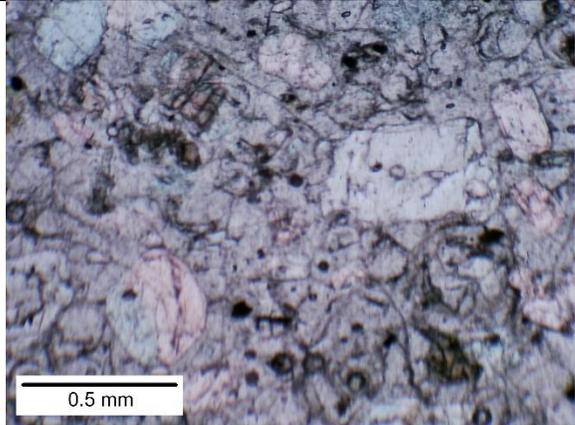
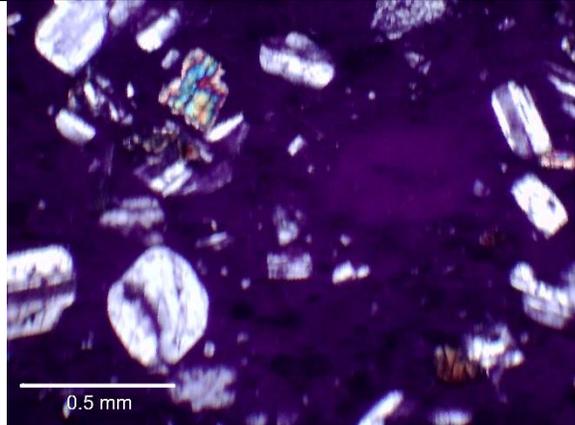
Tabla A1: Ubicación, unidad y análisis efectuados para las muestras estudiadas al microscopio óptico.

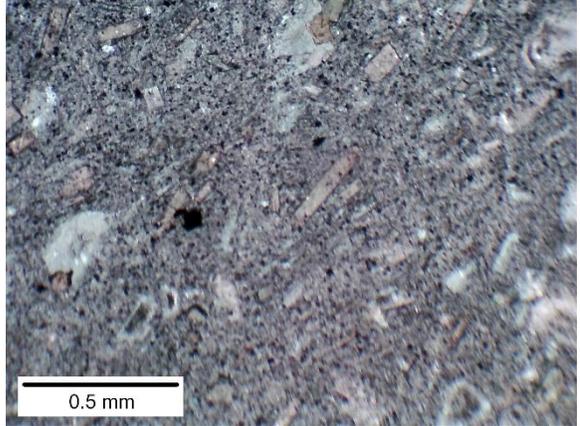
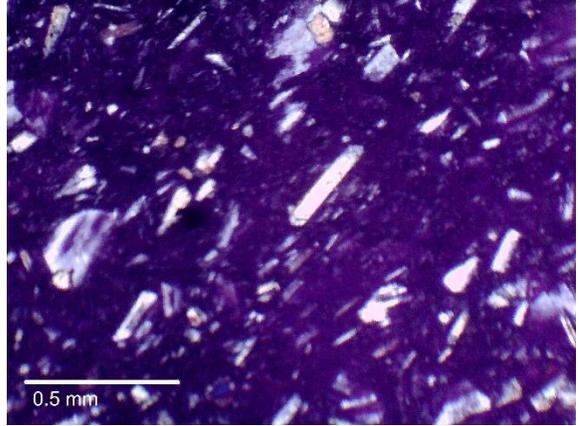
Muestra	Latitud	Longitud	Este	Norte	Unidad	EMPA
BG-SPL-032	22°15'9"	68°6'9"	592483	7538938	Río Linzor	No
TOC-10-08	22°14'15"	68°5'24"	593771	7540591	Río Linzor	Sí
TOC-12-10	22°15'8"	68°12'54"	580894	7539053	Turi	Sí
TOC-10-02	22°13'17"	68°5'42"	593285	7542414	Puna Seguel	Si
BG-SPL-048	22°10'1"	68°3'20"	597365	7548393	Peineta	No
MCL-6-3	22°9'8"	68°3'57"	596315	7550041	Peineta	No
TOC-10-03	22°12'49"	68°5'14"	594082	7543234	Toconce	Sí
TOC-12-04	22°10'42"	68°4'2"	596176	7547132	Toconce	No

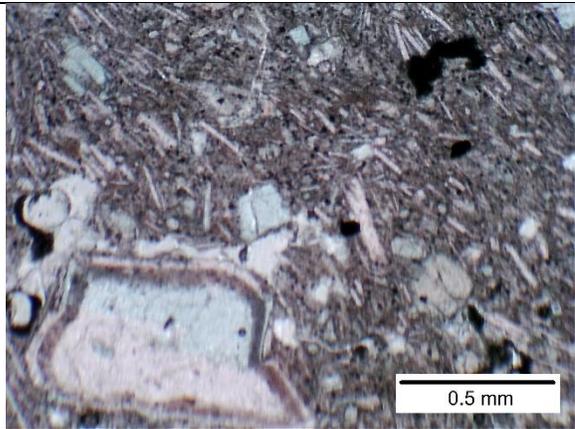
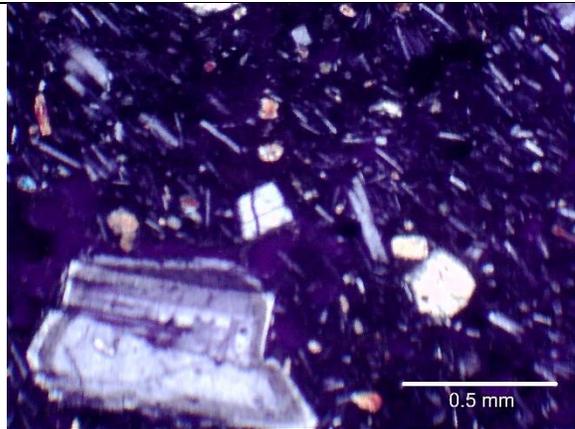
Anexo B: Descripción de cortes petrográficos

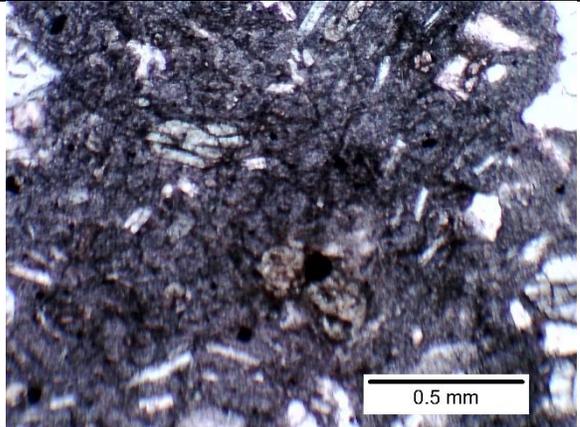
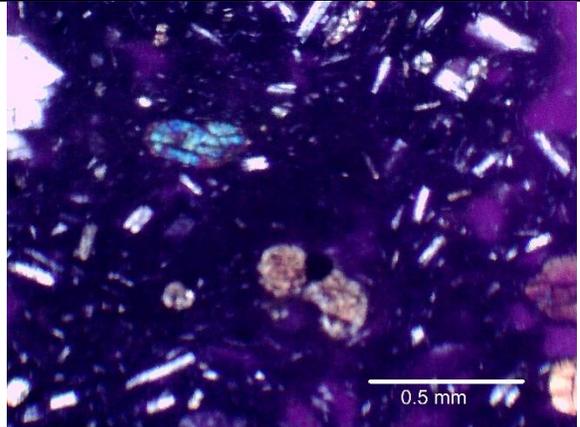
Muestra	BG-SPL-032 (Río Linzor)	592483 E - 7538938 N / 3787 m s.n.m..
Textura	Glomeroporfídica. Vitrofídica. Poikilítica. Vesicular.	
Mineralogía	Fenocristales 30% (>0.2 mm, 0.8 mm tamaño promedio)	Plagioclasa 78%: Cristales subhedrales a euhedrales de entre 0.2 y 1.8 mm de tamaño, la mayoría con maclas tipo albita y de Carlsbad.
		Ortopiroxeno 10%: Cristales subhedrales a anhedrales, de entre 0.2 y 1.5 mm de tamaño. Alta integridad y estructuralidad media, algunos presentan textura sieve.
		Clinopiroxeno 10%: Cristales subhedrales de tamaños similares a los ortopiroxenos (0.2-1.4 mm). Estructuralidad alta e integridad media.
		Opacos 2%: Cristales de pequeño tamaño (<0.4 mm).
	Masa fundamental 55%	Compuesta esencialmente por vidrio. Sin alteración.
Vesículas 15%	Tamaños variables, las más grandes alcanzan los 4 mm de diámetro. Sin relleno.	
Observaciones: Presenta pares clinopiroxeno-ortopiroxeno en contacto. Se caracteriza por la presencia de numerosos cúmulos cristalinos.		
Nombre: Dacita de piroxeno		
		
NP		NX

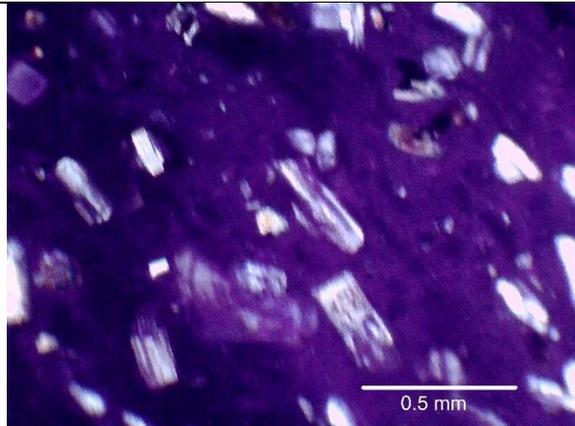
Muestra	TOC-10-08 (Río Linzor)	593771 E - 7540591 N / 4090 m s.n.m.
Textura	Glomeroporfídica. Vitrofídica. Poikilítica. Vesicular.	
Mineralogía	Fenocristales 40% (>0.1 mm, 0.8 mm tamaño promedio)	Plagioclasa 78%: Cristales anhedrales a euhedrales de entre 0.1 y 1.8 mm de tamaño, la mayoría con maclas tipo albita y de Carlsbad. Algunos cristales presentan zonación.
		Ortopiroxeno 8%: Cristales subhedrales de entre 0.1 y 1.6 mm de tamaño. Alta estructuralidad e integridad.
		Clinopiroxeno 8%: Cristales subhedrales, en general de menor tamaño que los ortopiroxenos (0.1-1.1 mm). Alta estructuralidad e integridad.
		Cuarzo 2%: Cristales anhedrales de tamaño muy menor respecto al resto de fenocristales (0.1-0.2 mm).
		Opacos 4%: Cristales de hasta 0.8 mm de tamaño.
	Masa fundamental 50%	Compuesta de vidrio en su totalidad, sin alteración.
	Vesículas 10%	Tamaños variables, las más grandes alcanzan los 2 mm de diámetro. Sin relleno.
Observaciones: Por su pequeño tamaño, los cristales definidos como cuarzos podrían ser plagioclasas anhedrales, redondeadas y sin maclas observables.		
Nombre: Dacita de piroxeno		
		
NP		NX

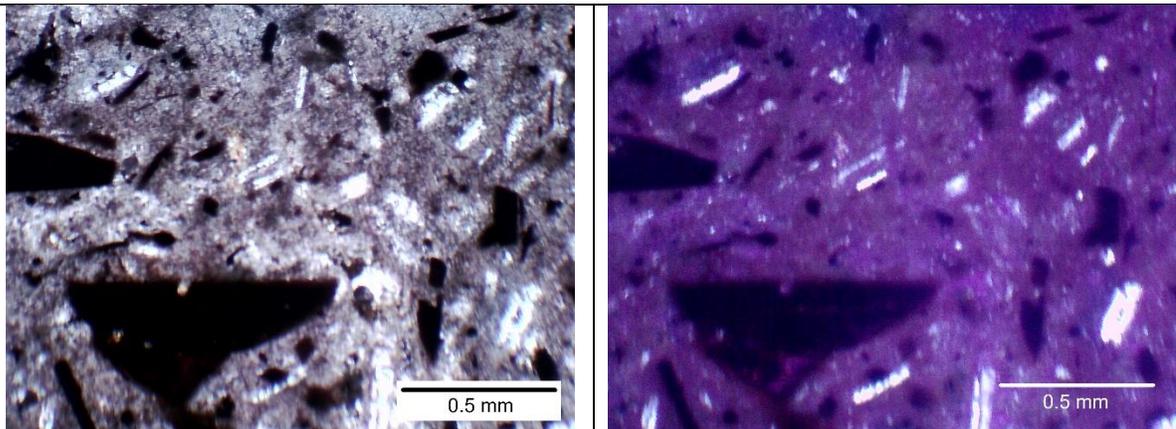
Muestra	TOC-12-10 (Turi)	580894 E - 7539053 N / 3224 m s.n.m.
Textura	Glomeroporfídica. Vitrofídica. Vesicular.	
Mineralogía	Fenocristales 35% (>0.1 mm, 0.8 mm tamaño promedio)	Plagioclasa 75%: Cristales anhedrales a euhedrales de entre 0.2 y 1.6 mm de tamaño, la mayoría con maclas tipo albita y de Carlsbad.
		Ortopiroxeno 11%: Cristales anhedrales a subhedrales. Alta estructuralidad e integridad, pero menor tamaño que los clinopiroxenos (0.2-0.8 mm).
		Clinopiroxeno 11%: Cristales anhedrales a euhedrales de entre 0.2 y 1.6 mm de tamaño. De alta integridad y estructuralidad media.
		Olivino 1%: Se reconoció un único cristal (1.2 mm de diámetro), caracterizado por su alto relieve, sus fuertes colores de interferencia y por no presentar clivaje, sí numerosas fracturas.
		Opacos 2%: Cristales de pequeño tamaño (<0.4 mm).
	Masa fundamental 60%	Compuesta en mayor parte por microlitos de plagioclasa, piroxenos y opacos, con escaso vidrio. Sin alteración.
Vesículas 5%	Sin relleno, de hasta 0.7 mm de diámetro.	
Observaciones: Presenta pares clinopiroxeno-ortopiroxeno en contacto, aunque son escasos.		
Nombre: Dacita de piroxeno		
		
NP		NX

Muestra	TOC-10-02 (Puna Seguel)	593285 E - 7542414 N / 4333 m s.n.m.
Textura	Porfídica. Vitrofidica. Vesicular.	
Mineralogía	Fenocristales 25% (>0.1 mm, 0.4 mm tamaño promedio)	Plagioclasa 65%: Cristales anhedrales a euhedrales de entre 0.1 y 1.2 mm de tamaño, la mayoría con maclas tipo albita y de Carlsbad.
		Ortopiroxeno 18%: Cristales subhedrales a euhedrales de entre 0.1 y 1.1 mm de tamaño. Alta estructuralidad e integridad.
		Clinopiroxeno 15%: Cristales subhedrales, alta integridad y estructuralidad. En general, ligeramente más escasos y pequeños que los ortopiroxenos (0.1-0.8 mm).
		Opacos 2%: Cristales euhedrales a subhedrales (caras rectas bien definidas), que no superan los 2 mm de diámetro.
	Masa fundamental 70%	Compuesta de vidrio y microlitos, principalmente de plagioclasa, pero también se identifican fragmentos de piroxenos y opacos. Sin alteración.
Vesículas 5%	Sin relleno, de hasta 0.5 mm de diámetro.	
Observaciones: Respecto al resto de muestras, presenta un tamaño promedio de fenocristales menor y un alto porcentaje de piroxenos.		
Nombre: Andesita de piroxeno		
		
NP		NX

Muestra	BG-SPL-048 (Peineta)	597365 E - 7548393 N / 4506 m s.n.m.
Textura	Glomeroporfídica. Vitrofídica. Poikilítica. Vesicular. Traquítica.	
Mineralogía	Fenocristales 30% (>0.3 mm, 1 mm tamaño promedio)	Plagioclasa 75%: Cristales subhedrales a euhedrales de entre 0.3 y 3.6 mm de tamaño, maclas tipo albita y de Carlsbad. Cristales más grandes tienden a presentar zonaciones y un hábito tabular más definido.
		Ortopiroxeno 10%: Cristales anhedrales a subhedrales. Alta estructuralidad e integridad, pero menor tamaño que los clinopiroxenos (0.3-1.2 mm).
		Clinopiroxeno 12%: Cristales anhedrales a subhedrales de entre 0.3 y 2.0 mm de tamaño. De alta integridad y estructuralidad media.
		Opacos 3%: Cristales de hasta 0.5 mm de tamaño, generalmente asociados a la presencia de piroxenos.
	Masa fundamental 65%	Compuesta en mayor parte por microlitos de plagioclasa, piroxenos y opacos, con escaso vidrio. Los microlitos presentan orientación preferencial. Sin alteración.
Vesículas 5%	Tamaños menores a 0.4 mm de diámetro, sin relleno.	
Observaciones: Se observan fracturas sinuosas y sin relleno a lo largo y ancho del corte. Presenta pares clinopiroxeno-ortopiroxeno en contacto, aunque son escasos.		
Nombre: Andesita de piroxeno		
		
NP		NX

Muestra	MCL-6-3 (Peineta)	596315 E - 7550041 N / 4442 m s.n.m.
Textura	Glomeroporfídica. Vitrofídica. Poikilítica. Vesicular.	
Mineralogía	Fenocristales 40% (>0.2 mm, 1.2 mm tamaño promedio)	Plagioclasa 80%: Cristales anhedrales a euhedrales de entre 0.2 y 3.6 mm de tamaño, la mayoría con maclas tipo albita y de Carlsbad.
		Ortopiroxeno 8%: Cristales anhedrales a subhedrales. Estructuralidad e integridad media, tamaño inferior al de los clinopiroxenos (0.3-1.2 mm).
		Clinopiroxeno 9%: Cristales anhedrales a subhedrales de entre 0.3 y 1.8 mm de tamaño. Integridad y estructuralidad media.
		Olivino 1%: Se reconoció un único cristal (1.8 mm de diámetro), caracterizado por su alto relieve, sus fuertes colores de interferencia y por no presentar clivaje, sí numerosas fracturas.
		Opacos 2%: Cristales de pequeño tamaño (<0.4 mm), generalmente asociado a la presencia de piroxenos.
	Masa fundamental 55%	Compuesta en mayor parte por microlitos de plagioclasa, piroxenos y opacos, con escaso vidrio. Sin alteración.
Vesículas 5%	Sin relleno, de hasta 0.5 mm de diámetro.	
Observaciones: La gran mayoría de fenocristales se encuentran altamente fracturados. Destaca la presencia de minerales opacos en la masa fundamental como microlitos.		
Nombre: Andesita de piroxeno		
		
NP		NX

Muestra	TOC-10-03 (Toconce)	594082 E - 7543234 N / 4585 m s.n.m.
Textura	Glomeroporfídica. Vitrofídica. Hialopilitica.	
Mineralogía	Fenocristales 45% (>0.1 mm, 0.4 mm tamaño promedio)	Plagioclasa 78%: Cristales euhedrales a subhedrales de entre 0.1 y 2.0 mm de tamaño, la mayoría con maclas tipo albita y de Carlsbad.
		Ortopiroxeno 11%: Cristales subhedrales a euhedrales, de estructuralidad e integridad alta. Superan al clinopiroxeno tanto en abundancia como en tamaño (0.1-1.0 mm).
		Clinopiroxeno 8%: Cristales anhedrales a subhedrales de entre 0.1 y 0.6 mm de tamaño. Estructuralidad media e integridad alta.
		Opacos 3%: Cristales de hasta 0.6 mm de tamaño.
	Masa fundamental 55%	Compuesta esencialmente por vidrio, presenta evidencias de orientación por flujo. Algunas zonas exhiben alteración en tonos gris-marrón oscuro.
Vesículas	No presenta vesículas.	
Observaciones: Destaca por la presencia de grandes cúmulos cristalinos. Presenta cristales con características superpuestas de piroxenos y plagioclasas, quizás por un error en el pulido.		
Nombre: Dacita de piroxeno		
		
NP		NX

Muestra	TOC-12-04 (Toconce)	596176 E - 7547132 N / 4843 m s.n.m.
Textura	Glomeroporfídica. Vitrofídica. Vesicular.	
Mineralogía	Fenocristales 45% (>0.4 mm, 1.5 mm tamaño promedio)	Plagioclasa 50%: Cristales anhedrales a euhedrales de entre 0.4 y 4.0 mm de tamaño, la mayoría con maclas tipo albita y de Carlsbad.
		Clinopiroxeno 5%: Cristales anhedrales a euhedrales de entre 0.4 y 1.4 mm de tamaño. De estructuralidad e integridad media, aparecen tan solo en un par de cúmulos cristalinos aislados.
		Opacos 45%: Cristales anhedrales a euhedrales de hasta 2.5 mm de tamaño, los más grandes exhiben hábitos tabulares.
	Masa fundamental 30%	Compuesta principalmente por vidrio y escasos microlitos, presenta algunas zonas alteradas que exhiben tonos rojo-marrón oscuro.
	Vesículas 25%	Se aprecian extensas zonas sin relleno y de bordes redondeados, al estar limitadas por las dimensiones del corte es difícil estimar un tamaño máximo.
Observaciones: No presenta ortopiroxenos. La abundancia, tamaño y hábito de los minerales opacos hacen suponer que ocurrió una alteración de los fenocristales máficos originales. Debido al color del vidrio en la masa fundamental, es probable que se trate de un proceso de oxidación.		
Nombre: Dacita de piroxeno		
		
NP		NX

Anexo C: Composición de roca total de las muestras

Tabla A2: Abundancia de óxidos mayores (wt. %) de las muestras estudiadas al microscopio óptico. Resultados obtenidos mediante XRF.

Muestra	BG-SPL-032	TOC-10-08	TOC-12-10	TOC-10-02	BG-SPL-048	MCL-6-3	TOC-10-03	TOC-12-04
SiO ₂	63.76	64.92	64.29	62.49	57.31	61.77	67.38	64.85
TiO ₂	0.72	0.61	0.48	0.71	0.79	0.76	0.52	0.65
Al ₂ O ₃	15.56	15.45	15.28	15.84	17.56	15.86	14.60	15.61
FeO*	3.74	3.64	2.81	4.77	5.57	4.67	2.84	3.82
MnO	0.06	0.06	0.06	0.08	0.10	0.08	0.05	0.07
MgO	1.80	1.83	1.56	2.90	3.85	3.04	1.14	2.04
CaO	3.80	3.78	3.73	5.05	7.07	5.72	3.01	4.40
Na ₂ O	3.00	2.97	3.08	3.30	2.99	3.27	3.14	3.61
K ₂ O	3.64	3.72	4.07	3.05	2.06	2.93	4.29	3.18
P ₂ O ₅	0.17	0.16	0.12	0.17	0.20	0.16	0.13	0.15
SO ₃	-	-	0.02	-	-	0.02	-	0.01
Cr ₂ O ₃	-	-	0.01	-	-	0.02	-	0.01
NiO	-	-	0.01	-	-	0.01	-	0.01
H ₂ O	-	-	0.39	-	-	0.01	-	0.05
LOI	-	-	3.71	-	-	0.37	-	0.39
Total	96.25	97.13	99.61	98.36	97.50	98.69	97.10	98.86

Tabla A3: Abundancia de elementos menores y trazas (ppm) de las muestras estudiadas al microscopio óptico. Resultados obtenidos mediante ICP-MS, salvo aquellos valores destacados en negro (XRF).

Muestra	BG-SPL-032	TOC-10-08	TOC-12-10	TOC-10-02	BG-SPL-048	MCL-6-3	TOC-10-03	TOC-12-04
Li	-	-	53.80	-	-	21.00	-	19.10
Sc	-	-	6.33	-	-	10.00	-	7.70
V	-	-	75.00	-	-	124.00	-	64.60
Co	-	-	4.28	-	-	10.50	-	6.82
Cu	-	-	27.20	-	-	25.80	-	22.40
Zn	-	-	166.00	-	-	73.30	-	96.20
Rb	163.00	159.00	186.00	134.00	65.00	106.00	224.00	112.00
Sr	333.00	335.00	272.00	391.00	503.00	430.00	267.00	418.00
Y	17.34	17.61	16.50	16.15	20.76	15.50	15.48	14.30
Zr	251.00	206.00	125.00	188.00	165.00	165.00	209.00	97.50
Nb	15.16	15.04	13.30	12.77	10.04	10.20	15.38	10.20
Cs	11.44	13.19	-	9.44	3.48	-	19.99	-
Ba	788.00	705.00	719.00	682.00	593.00	618.00	690.00	697.00
La	43.48	41.48	33.70	35.73	30.12	28.90	40.34	29.20
Ce	72.92	67.49	71.60	59.16	51.99	58.80	65.93	59.50
Pr	8.49	7.93	7.44	7.04	5.95	6.69	7.50	6.73
Nd	32.05	29.74	27.00	27.42	23.60	25.60	28.05	25.70
Sm	5.79	5.48	4.75	5.18	4.55	4.71	5.04	4.62
Eu	0.99	0.99	0.86	1.06	1.05	0.96	0.80	0.93
Gd	4.63	4.95	3.79	4.87	4.40	3.80	4.14	3.72
Tb	0.60	0.60	0.53	0.59	0.61	0.52	0.50	0.50
Dy	3.48	3.53	3.23	3.49	3.90	3.08	3.01	2.94
Ho	0.62	0.64	0.59	0.63	0.78	0.55	0.54	0.52
Er	1.89	1.93	1.66	1.84	2.40	1.51	1.65	1.40
Tm	0.24	0.25	0.25	0.24	0.32	0.21	0.21	0.19
Yb	1.57	1.71	1.66	1.60	2.21	1.38	1.41	1.27
Lu	0.22	0.25	0.23	0.22	0.32	0.19	0.20	0.18
Hf	7.15	5.71	4.01	5.28	3.58	4.54	4.64	3.03
Ta	1.12	1.22	1.18	0.87	0.63	0.68	1.33	0.71
Pb	23.27	23.78	26.00	18.50	54.97	15.50	26.56	15.60
Th	22.42	22.70	24.30	15.40	9.09	14.80	26.23	14.20
U	6.22	7.10	7.51	4.68	2.49	3.98	8.64	3.24

Anexo D: Composición de los líquidos candidatos

Tabla A4: Abundancia de óxidos mayores y H₂O (wt. %) para distintas composiciones de roca total asociadas a la CVSPL, candidatas a ser líquidos en equilibrio de acuerdo al método cpx-líquido.

Volcán	San Pedro						
Muestra	BG-SPL-009	SPE-02	SPSP-10-02	SPSP-14-01	SPSP-14-02	SPSP-16-01	SPSP-16-02
SiO ₂	60.99	62.84	62.00	62.28	63.18	62.94	61.89
TiO ₂	0.67	0.80	0.69	0.70	0.80	0.68	0.68
Al ₂ O ₃	16.52	15.49	16.84	17.26	15.50	15.93	17.18
FeO*	4.18	4.66	4.34	4.56	4.75	4.36	4.73
MnO	0.08	0.08	0.09	0.09	0.08	0.08	0.08
MgO	1.62	2.25	1.72	1.83	2.37	2.57	1.96
CaO	4.27	4.34	4.47	4.81	4.40	4.46	4.73
Na ₂ O	4.26	4.03	4.36	4.37	3.99	4.08	4.21
K ₂ O	2.69	3.11	2.62	2.66	3.16	2.90	2.74
P ₂ O ₅	0.22	0.25	0.22	0.23	0.25	0.20	0.28
H ₂ O	-	0.11	-	-	-	-	0.32

Volcán	San Pedro		Paniri				
Muestra	SPSP-16-04	SPSP-16-05	BG-SPL-019a	M28	PANI-10-01	PANI-10-04	PANI-10-07
SiO ₂	62.71	63.46	67.31	63.71	63.84	64.87	63.58
TiO ₂	0.66	0.67	0.44	0.62	0.61	0.60	0.60
Al ₂ O ₃	17.10	17.04	15.70	15.32	15.57	15.50	16.14
FeO*	4.19	4.27	2.55	4.16	3.97	3.80	4.09
MnO	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.07	0.08
MgO	1.64	1.64	1.04	2.03	2.00	1.83	1.98
CaO	4.39	4.41	3.13	4.18	4.04	3.88	4.32
Na ₂ O	4.46	4.51	3.78	3.41	3.51	3.58	3.81
K ₂ O	2.69	2.72	3.76	3.29	3.46	3.55	3.08
P ₂ O ₅	0.23	0.22	0.13	0.19	0.15	0.15	0.16
H ₂ O	0.19	-	-	-	-	-	-

Volcán	Paniri						
Muestra	PANI-10-09	PANI-10-15	PANI-12-02	PANI-12-07	PANI-12-08	PANI-12-12	PANI-12-16
SiO ₂	56.93	60.61	63.62	68.14	64.66	63.52	56.64
TiO ₂	0.88	0.70	0.66	0.50	0.67	0.66	1.00
Al ₂ O ₃	17.11	16.44	15.77	14.80	15.53	15.87	17.26
FeO*	6.07	4.81	4.07	2.53	3.94	4.07	6.64
MnO	0.10	0.08	0.07	0.05	0.07	0.07	0.11
MgO	3.64	2.88	1.66	0.99	2.00	1.68	3.12
CaO	6.68	5.30	4.33	3.14	4.49	4.38	7.54
Na ₂ O	3.65	3.31	3.86	3.72	3.75	3.85	3.45
K ₂ O	1.98	2.93	3.13	3.70	2.98	3.10	1.95
P ₂ O ₅	0.21	0.19	0.16	0.13	0.16	0.16	0.22
H ₂ O	-	-	0.13	0.22	0.11	0.17	0.16

Tabla A4 (Continuación).

Volcán	Paniri			Cerro del León			
Muestra	PANI-14-03	PANI-16-03	PANI-03	BG-SPL-036b	LEO-10-01	LEO-12-02	LEO-12-04
SiO ₂	63.20	61.03	56.64	64.42	61.53	58.15	61.93
TiO ₂	0.60	0.94	0.82	0.67	0.74	0.89	0.94
Al ₂ O ₃	16.61	16.76	17.90	16.38	15.84	16.82	16.63
FeO*	3.92	5.13	6.12	3.68	4.76	6.22	5.02
MnO	0.07	0.06	0.11	0.06	0.08	0.10	0.08
MgO	1.58	1.86	3.03	1.42	2.82	3.09	1.87
CaO	4.23	5.19	6.60	4.07	5.01	6.45	5.32
Na ₂ O	3.89	3.75	3.97	3.57	3.30	3.54	3.72
K ₂ O	3.07	2.89	2.00	3.30	3.09	2.41	2.90
P ₂ O ₅	0.16	0.26	0.21	0.17	0.17	0.20	0.23
H ₂ O	0.17	-	0.11	-	-	0.09	-

Volcán	Cerro del León		Toconce				
Muestra	LEO-12-05	LEO-12-07	BG-SPL-046	BG-SPL-047	M19	TOC-10-01	TOC-10-06
SiO ₂	63.79	63.26	60.56	67.22	67.37	66.82	65.85
TiO ₂	0.68	0.78	0.71	0.49	0.49	0.42	0.60
Al ₂ O ₃	15.93	15.14	16.38	15.11	14.46	13.82	15.15
FeO*	4.05	4.41	4.64	3.10	2.97	2.29	3.46
MnO	0.08	0.06	0.08	0.06	0.05	0.04	0.06
MgO	1.68	2.08	2.73	1.48	1.36	0.93	1.65
CaO	4.29	5.02	5.11	3.38	2.96	2.49	3.65
Na ₂ O	3.46	2.71	3.08	3.25	2.97	2.83	3.29
K ₂ O	3.27	3.36	2.99	3.83	4.45	4.69	3.87
P ₂ O ₅	0.17	0.15	0.19	0.12	0.13	0.11	0.15
H ₂ O	0.42	0.13	-	-	-	-	-

Volcán	Toconce			
Muestra	TOC-10-08	TOC-12-01	TOC-12-06	TOC-15-01
SiO ₂	64.92	67.01	61.77	65.50
TiO ₂	0.61	0.50	0.75	0.61
Al ₂ O ₃	15.45	14.63	15.97	15.29
FeO*	3.64	3.02	4.60	3.78
MnO	0.06	0.06	0.07	0.07
MgO	1.83	1.52	2.78	1.75
CaO	3.78	3.53	5.02	3.70
Na ₂ O	2.97	3.16	3.16	3.47
K ₂ O	3.72	3.91	3.23	3.64
P ₂ O ₅	0.16	0.13	0.15	0.17
H ₂ O	-	0.17	-	-

Anexo E: Datos composicionales utilizados en el termobarómetro clinopiroxeno-líquido

Tabla A5: Química mineral de los clinopiroxenos (cpx) y abundancia de óxidos mayores (wt. %) de la composición del líquido en equilibrio, asociados a los núcleos de la muestra TOC-10-08 (unidad Río Linzor).

Líquido	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
TOC-10-03	67.38	0.52	14.60	2.84	0.05	1.14	3.01	3.14	4.29	0.13
Cpx	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
1008_im1.5	51.66	0.57	2.82	9.07	0.19	14.92	20.91	0.30	0.01	-0.01
1008_im1.6	51.94	0.51	2.48	9.49	0.34	14.35	20.99	0.33	0.11	0.01
1008_im3.6	51.40	0.63	1.86	12.10	0.27	14.00	19.36	0.39	0.03	0.12
1008_im5.4	51.86	0.47	2.13	10.39	0.28	14.64	20.05	0.32	0.05	0.02
1008_im10.3	51.01	0.68	3.67	8.18	0.19	15.74	20.19	0.31	0.04	0.06
1008_im10.4	52.07	0.47	2.07	9.32	0.25	15.27	20.69	0.36	0.04	-0.02
1008_im13.4	50.89	0.73	3.46	8.58	0.19	15.17	20.58	0.34	0.02	0.19
1008_im15.4	49.38	1.10	4.20	10.61	0.23	13.72	20.22	0.36	0.01	-0.02
1008_im16.1	52.48	0.31	1.56	9.24	0.29	14.64	21.14	0.37	0.00	0.01
1008_im16.6	50.86	0.85	3.41	10.05	0.18	14.50	20.03	0.37	0.03	0.01
1008_im16.8	51.44	0.44	2.96	9.72	0.20	14.91	20.68	0.32	0.00	0.00
1008_im16.9	51.91	0.54	2.29	9.12	0.22	15.43	20.39	0.32	0.02	0.06
1008_im16.10	51.09	0.62	2.97	9.09	0.18	14.76	20.85	0.31	0.02	0.03

Tabla A6: Química mineral de los cpx y abundancia de óxidos mayores (wt. %) de la composición del líquido en equilibrio, asociados a los bordes de la muestra TOC-10-08 (unidad Río Linzor).

Líquido	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
TOC-10-03	67.38	0.52	14.60	2.84	0.05	1.14	3.01	3.14	4.29	0.13
Cpx	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
1008_im3.5	50.25	0.89	3.94	10.09	0.23	14.05	20.52	0.38	0.03	-0.02
1008_im3.8	50.85	0.86	3.23	10.79	0.27	13.82	20.41	0.37	0.02	0.03
1008_im5.5	51.97	0.50	2.15	10.41	0.21	14.70	20.20	0.27	0.01	-0.01
1008_im5.7	51.53	0.60	2.59	10.50	0.19	14.57	20.44	0.27	0.03	-0.03
1008_im9.2	50.98	0.71	3.56	8.69	0.18	15.05	20.72	0.29	0.02	0.06
1008_im9.11	52.43	0.40	1.51	9.53	0.38	14.77	20.97	0.39	-0.01	0.03
1008_im13.1	50.23	0.87	3.63	9.78	0.20	14.58	20.09	0.35	0.03	0.03
1008_im13.3	51.01	0.68	3.23	8.65	0.18	15.42	20.63	0.33	0.02	0.19
1008_im16.4	51.58	0.56	2.69	9.78	0.22	15.21	19.88	0.35	0.02	0.01

Tabla A7: Química mineral de los cpx y abundancia de óxidos mayores (wt. %) de la composición del líquido en equilibrio, asociados a los núcleos de la muestra TOC-12-10 (unidad Turi).

Líquido	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
PANI-12-06b	66.08	0.50	15.53	2.82	0.05	1.04	3.27	3.50	3.75	0.15
Cpx	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
1210_im2.5	51.03	0.69	2.29	11.47	0.35	13.78	19.69	0.42	0.03	0.04
1210_im2.6	51.31	0.59	2.09	10.59	0.44	13.92	20.38	0.49	0.01	0.00
1210_im4.8	52.35	0.37	1.82	9.02	0.34	14.75	21.33	0.41	0.00	0.03
1210_im12.8	51.84	0.42	1.98	11.41	0.29	15.17	18.52	0.29	0.01	-0.01
1210_im13.1	52.92	0.25	1.35	8.69	0.18	14.79	21.82	0.37	0.02	0.05
1210_im13.2	52.79	0.18	1.24	8.76	0.26	14.73	21.71	0.34	0.04	0.04
1210_im13.3	52.65	0.19	1.19	8.74	0.37	14.60	21.75	0.36	0.01	0.04
1210_im14.9	48.72	1.24	5.19	10.86	0.27	13.44	19.90	0.30	0.05	0.01
1210_im14.10	50.48	0.71	3.86	9.72	0.20	14.72	20.00	0.25	0.00	0.02
1210_im14.13	49.92	0.85	4.00	10.07	0.28	14.01	20.43	0.25	0.02	-0.02
1210_im15.3	51.58	0.38	1.77	11.38	0.30	13.56	20.37	0.44	0.01	0.03
1210_im15.6	53.02	0.24	1.13	8.65	0.36	15.11	21.64	0.41	0.01	-0.01

Tabla A8: Química mineral de los cpx y abundancia de óxidos mayores (wt. %) de la composición del líquido en equilibrio, asociados a los bordes de la muestra TOC-12-10 (unidad Turi).

Líquido	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
M31	65.40	0.62	15.65	4.75	0.07	1.98	4.31	3.56	3.34	0.18
Cpx	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
1210_im4.1	50.97	0.66	4.07	7.90	0.21	16.93	18.90	0.20	0.01	0.21
1210_im4.2	50.18	0.74	4.07	9.25	0.26	15.05	19.96	0.27	0.02	0.02
1210_im4.5	48.02	1.37	7.03	9.62	0.18	13.74	20.11	0.31	0.01	-0.01
1210_im4.6	51.35	0.61	3.79	7.56	0.19	16.19	20.22	0.22	0.03	0.04
1210_im9.4	50.84	0.72	3.15	10.52	0.27	14.22	19.94	0.32	0.05	0.02
1210_im14.1	50.38	0.60	5.30	8.01	0.17	15.14	20.05	0.27	0.01	0.07
1210_im14.6	49.94	0.88	5.22	8.77	0.20	15.03	19.80	0.25	0.00	0.03

Tabla A9: Química mineral de los cpx y abundancia de óxidos mayores (wt. %) de la composición del líquido en equilibrio, asociados a los núcleos de la muestra TOC-10-02 (unidad Puna Seguel).

Líquido	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
PANI-10-14	63.00	0.64	16.06	4.09	0.07	2.09	4.38	3.40	3.42	0.18
Cpx	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
1002_im4.1	50.65	0.70	4.10	8.36	0.21	15.12	20.63	0.28	0.05	0.04
1002_im4.3	51.24	0.60	4.35	8.07	0.22	16.20	19.61	0.29	0.02	0.12
1002_im4.5	51.15	0.57	4.29	7.59	0.15	15.70	20.68	0.27	0.01	0.06
1002_im5.5	52.28	0.24	1.62	9.06	0.44	14.78	20.92	0.44	0.03	0.17
1002_im5.13	50.82	0.70	4.14	7.84	0.16	16.18	19.24	0.28	0.03	0.34
1002_im6.5	50.10	0.87	5.00	8.48	0.17	15.73	19.45	0.29	0.01	0.13
1002_im6.8	51.81	0.45	1.88	10.07	0.27	17.17	17.56	0.20	0.05	-0.01
1002_im6.11	51.92	0.37	1.65	10.23	0.37	14.50	20.37	0.37	0.09	0.05
1002_im7.6	50.00	0.84	5.11	8.58	0.18	15.09	20.09	0.32	0.03	0.09
1002_im8.1	50.58	0.74	4.23	8.18	0.17	15.49	20.36	0.27	0.03	0.12
1002_im8.6	51.57	0.47	2.32	9.74	0.24	15.04	20.02	0.32	0.02	0.02
1002_im8.8	50.19	0.69	3.10	10.00	0.26	14.32	20.55	0.31	0.02	0.00
1002_im8.10	50.06	0.87	4.68	9.58	0.21	15.87	18.35	0.28	0.05	0.08
1002_im9.8	50.88	0.76	4.23	8.43	0.19	16.44	19.12	0.27	0.02	0.12
1002_im10.1	49.80	0.90	4.74	9.33	0.21	15.97	18.71	0.26	0.01	0.13
1002_im10.2	50.71	0.86	3.35	9.23	0.07	14.05	21.30	0.36	0.03	0.03
1002_im10.3	50.56	0.92	3.74	9.57	0.11	13.61	21.25	0.38	0.02	0.02
1002_im10.4	52.21	0.45	1.99	9.51	0.16	15.01	20.88	0.24	0.02	-0.01
1002_im10.5	51.69	0.66	3.34	8.44	0.17	16.60	19.31	0.22	0.04	0.06
1002_im11.2	50.12	0.94	6.42	8.79	0.21	14.66	18.18	0.33	0.22	0.08
1002_im11.3	50.16	0.81	4.33	9.32	0.20	14.71	20.55	0.28	0.03	0.04
1002_im11.4	51.09	0.53	3.30	9.23	0.23	14.84	20.59	0.33	0.02	0.06
1002_im11.5	49.91	0.76	4.39	8.48	0.23	15.27	19.98	0.26	0.04	0.06
1002_im13.1	50.47	0.62	2.81	9.75	0.24	13.94	21.15	0.35	0.04	0.06
1002_im13.3	50.39	0.73	5.49	7.77	0.18	15.66	19.81	0.30	0.02	0.07
1002_im13.5	52.48	0.52	3.23	9.51	0.24	19.68	14.53	0.20	0.03	0.15
1002_im13.6	53.47	0.31	1.86	7.86	0.20	19.04	17.07	0.18	0.03	0.22
1002_im13.7	50.12	0.55	3.87	7.35	0.14	16.29	20.04	0.25	0.02	0.33
1002_im13.8	50.89	0.79	4.19	8.43	0.18	16.08	19.69	0.27	0.02	0.11

Tabla A10: Química mineral de los cpx y abundancia de óxidos mayores (wt. %) de la composición del líquido en equilibrio, asociados a los bordes de la muestra TOC-10-02 (unidad Puna Seguel).

Líquido	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
M31	65.40	0.62	15.65	4.75	0.07	1.98	4.31	3.56	3.34	0.18
Cpx	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
1002_im1.5	49.52	0.88	4.88	8.93	0.22	14.65	20.20	0.32	0.04	0.02
1002_im2.2	50.39	0.73	3.39	10.10	0.17	13.44	21.10	0.33	0.01	0.02
1002_im3.2	50.70	0.76	3.23	9.09	0.20	15.24	20.17	0.23	0.06	0.05
1002_im6.3	51.35	0.67	3.51	9.88	0.22	17.06	17.53	0.20	0.05	0.00
1002_im6.4	50.72	0.65	3.81	8.39	0.22	15.77	20.17	0.27	0.01	0.05
1002_im6.10	50.69	0.72	4.00	8.70	0.23	16.27	18.79	0.24	0.07	0.16
1002_im7.1	50.66	0.87	3.24	10.89	0.28	14.95	19.08	0.28	0.08	0.05
1002_im7.5	52.66	0.50	2.19	7.18	0.22	16.45	20.79	0.20	0.02	0.08
1002_im8.2	51.09	0.66	2.59	10.58	0.31	14.65	19.49	0.32	0.06	-0.01
1002_im8.3	50.47	0.79	4.12	7.90	0.17	15.60	20.30	0.26	0.05	0.20
1002_im8.5	50.51	0.84	4.30	8.35	0.19	15.47	19.91	0.29	0.01	0.15
1002_im8.7	51.75	0.63	2.93	9.55	0.21	14.78	20.47	0.31	0.06	-0.01
1002_im8.9	51.64	0.65	3.36	8.16	0.16	15.61	20.82	0.26	0.01	0.04
1002_im12.2	48.37	1.09	5.38	9.96	0.20	13.76	20.11	0.33	0.01	-0.03
1002_im12.8	50.90	0.73	4.04	9.46	0.24	15.46	19.32	0.32	0.03	0.08
1002_im13.2	52.66	0.42	2.53	7.96	0.23	18.01	18.19	0.20	0.02	0.11

Tabla A11: Química mineral de los cpx y abundancia de óxidos mayores (wt. %) de la composición del líquido en equilibrio, asociados a los núcleos de la muestra TOC-10-03 (unidad Toconce).

Líquido	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
TOC-10-03	67.38	0.52	14.60	2.84	0.05	1.14	3.01	3.14	4.29	0.13
Cpx	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
1003_im9.2	49.93	0.78	4.40	9.98	0.26	14.14	20.10	0.29	0.02	0.00
1003_im9.3	51.97	0.46	2.90	9.18	0.22	15.80	19.47	0.19	0.03	0.08
1003_im9.6	50.37	0.84	3.51	11.86	0.24	13.76	19.30	0.26	0.02	0.04
1003_im11.2	51.57	0.58	2.02	12.52	0.35	14.43	18.53	0.45	0.02	0.06
1003_im13.2	52.05	0.43	1.90	9.78	0.39	14.68	20.90	0.37	0.00	0.07
1003_im2.3	52.90	0.28	1.08	8.96	0.41	14.89	21.51	0.39	0.03	0.04
1003_im2.4	51.65	0.44	2.07	10.33	0.36	13.95	20.39	0.47	0.03	0.15
1003_im2.5	51.96	0.48	2.74	8.76	0.24	14.55	21.16	0.42	0.00	0.11
1003_im2.6	51.39	0.57	2.51	11.72	0.27	14.30	19.17	0.48	0.02	0.26
1003_im18.1	50.86	0.59	3.53	10.95	0.27	15.37	18.50	0.23	0.04	-0.01

Anexo F: Datos composicionales utilizados en el termobarómetro de dos piroxenos

Tabla A12: Química mineral de óxidos mayores (wt. %) para clinopiroxenos (cpx) y ortopiroxenos (opx) en equilibrio, asociados a los núcleos de la muestra TOC-10-08 (unidad Río Linzor).

Cpx	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
1008_im1.5	51.66	0.57	2.82	9.07	0.19	14.92	20.91	0.30	0.01	-0.01
1008_im1.6	51.94	0.51	2.48	9.49	0.34	14.35	20.99	0.33	0.11	0.01
1008_im10.3	51.01	0.68	3.67	8.18	0.19	15.74	20.19	0.31	0.04	0.06
1008_im10.4	52.07	0.47	2.07	9.32	0.25	15.27	20.69	0.36	0.04	-0.02
1008_im13.4	50.89	0.73	3.46	8.58	0.19	15.17	20.58	0.34	0.02	0.19
1008_im15.4	49.38	1.10	4.20	10.61	0.23	13.72	20.22	0.36	0.01	-0.02
1008_im16.1	52.48	0.31	1.56	9.24	0.29	14.64	21.14	0.37	0.00	0.01
1008_im16.10	51.09	0.62	2.97	9.09	0.18	14.76	20.85	0.31	0.02	0.03
1008_im16.6	50.86	0.85	3.41	10.05	0.18	14.50	20.03	0.37	0.03	0.01
1008_im16.8	51.44	0.44	2.96	9.72	0.20	14.91	20.68	0.32	0.00	0.00
1008_im16.9	51.91	0.54	2.29	9.12	0.22	15.43	20.39	0.32	0.02	0.06
1008_im3.6	51.40	0.63	1.86	12.10	0.27	14.00	19.36	0.39	0.03	0.12
1008_im5.4	51.86	0.47	2.13	10.39	0.28	14.64	20.05	0.32	0.05	0.02
1008_im5.6	51.25	0.63	2.46	13.23	0.29	14.41	17.48	0.42	0.02	0.18
Opx	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
1008_im1.1	53.69	0.18	1.06	18.62	0.57	24.44	1.19	0.01	0.06	-0.03
1008_im1.2	53.10	0.30	2.23	17.21	0.40	25.60	1.54	0.02	0.01	0.00
1008_im1.3	53.13	0.25	2.27	17.42	0.35	25.45	1.45	0.02	0.02	0.02
1008_im1.7	54.32	0.20	1.94	14.12	0.31	27.72	1.85	0.03	0.06	0.11
1008_im10.2	54.07	0.19	1.20	16.18	0.29	26.65	1.55	0.02	0.04	0.02
1008_im10.5	53.30	0.22	1.35	18.24	0.47	24.90	1.40	0.01	0.01	0.00
1008_im10.6	53.41	0.28	0.80	19.07	0.58	24.95	1.27	0.03	0.00	-0.02
1008_im11.1	53.78	0.16	0.49	19.78	0.81	24.01	1.07	0.04	0.05	0.02
1008_im11.10	52.28	0.28	1.83	19.38	0.51	23.80	1.27	0.01	0.02	0.00
1008_im11.11	53.54	0.23	1.62	16.89	0.36	26.00	1.50	0.03	0.06	0.02
1008_im11.2	52.95	0.13	0.90	20.33	0.96	23.50	1.08	0.02	0.03	-0.01
1008_im13.2	53.18	0.32	2.60	15.47	0.30	26.86	1.58	0.01	0.03	0.04
1008_im14.1	52.41	0.26	1.67	19.43	0.48	23.81	1.52	0.03	0.05	0.03
1008_im14.2	53.18	0.12	0.73	20.26	0.83	23.56	1.06	0.01	0.03	-0.02
1008_im14.3	52.88	0.23	0.96	19.18	0.52	23.60	1.47	0.04	0.04	0.04
1008_im14.4	51.70	0.23	1.20	21.43	0.36	22.43	1.35	0.01	0.02	0.04
1008_im14.5	52.68	0.23	2.25	18.95	0.59	23.71	1.11	0.02	0.05	0.14
1008_im15.1	51.95	0.14	1.33	20.87	0.57	23.22	1.09	0.02	0.00	0.01
1008_im15.2	52.28	0.22	1.48	20.19	0.68	23.63	1.06	0.01	0.04	0.02
1008_im15.3	52.14	0.22	1.55	19.51	0.52	24.22	1.08	0.02	0.02	0.09
1008_im16.11	52.81	0.19	1.37	20.10	0.66	23.66	1.09	0.02	0.02	0.03
1008_im16.3	52.63	0.12	1.75	18.69	0.77	24.20	1.12	0.03	0.01	0.11

Tabla A12 (Continuación).

Opx	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
1008_im16.5	52.19	0.34	2.54	18.81	0.38	24.24	1.51	0.01	0.00	-0.01
1008_im16.7	53.29	0.27	1.73	18.62	0.34	24.93	1.35	0.04	0.02	0.02
1008_im2.3	54.40	0.21	1.25	15.11	0.38	27.20	1.83	0.02	0.04	0.00
1008_im2.4	54.29	0.15	1.10	15.82	0.31	27.07	1.56	0.01	0.03	0.02
1008_im2.6	53.36	0.27	2.34	16.54	0.31	26.08	1.57	0.03	0.02	0.03
1008_im2.8	53.98	0.15	0.53	19.99	0.76	23.74	1.08	0.01	0.03	0.04
1008_im3.1	53.07	0.16	0.68	20.80	0.84	23.55	1.05	0.02	0.01	0.00
1008_im3.2	52.50	0.27	0.73	20.65	0.89	22.97	1.63	0.04	0.04	-0.02
1008_im3.3	53.42	0.29	1.23	18.04	0.55	25.02	1.19	0.01	0.04	0.01
1008_im3.4	53.33	0.11	0.59	20.93	0.93	23.51	0.98	0.05	0.03	0.00
1008_im3.7	54.12	0.22	1.50	15.96	0.28	26.97	1.42	0.03	0.02	0.09
1008_im4.1	53.07	0.20	0.91	20.24	0.66	23.55	1.40	0.04	0.01	0.05
1008_im4.2	52.60	0.29	1.18	20.39	0.60	23.21	1.27	0.02	0.04	0.05
1008_im4.3	53.33	0.16	1.15	18.62	0.53	24.69	1.17	0.04	0.04	0.18
1008_im4.4	53.38	0.17	0.94	20.03	0.58	23.52	1.39	0.04	0.05	0.01
1008_im4.5	52.37	0.26	1.06	21.34	0.63	22.85	1.27	0.04	0.01	0.04
1008_im4.6	52.90	0.16	1.38	20.58	0.59	23.17	1.25	0.02	0.01	0.17
1008_im5.2	52.74	0.35	2.69	16.88	0.31	25.23	2.26	0.03	0.02	0.07
1008_im5.3	53.97	0.20	1.14	17.60	0.36	25.57	1.76	0.02	0.03	0.04
1008_im5.8	53.12	0.17	1.47	19.50	0.34	24.43	1.27	0.02	0.01	0.04
1008_im6.1	52.76	0.32	0.91	20.94	0.83	22.93	1.28	0.01	0.02	-0.01
1008_im6.10	52.68	0.32	2.08	19.63	0.43	23.73	1.37	0.04	0.05	-0.03
1008_im6.11	53.83	0.25	1.46	16.70	0.37	26.05	1.61	0.02	0.03	0.03
1008_im6.4	52.58	0.25	1.36	19.14	0.71	23.90	1.05	0.02	0.04	0.01
1008_im6.9	52.68	0.35	2.81	16.99	0.33	25.11	2.15	0.01	0.01	0.03
1008_im7.9	53.29	0.20	1.17	16.16	0.34	26.69	1.57	0.02	0.03	-0.01
1008_im9.1	53.64	0.26	2.26	14.51	0.26	27.62	1.56	0.04	0.02	0.08
1008_im9.10	53.31	0.22	1.20	18.20	0.44	25.02	1.36	0.02	0.02	0.06
1008_im9.12	53.82	0.27	2.48	14.28	0.25	27.72	1.61	0.02	0.02	0.08
1008_im9.13	53.94	0.23	1.10	16.21	0.30	26.63	1.55	0.02	0.00	-0.03
1008_im9.3	53.54	0.24	2.22	14.50	0.25	27.70	1.52	0.02	0.01	0.12
1008_im9.5	53.78	0.27	2.77	14.60	0.28	27.48	1.76	0.02	0.04	0.07
1008_im9.6	53.51	0.23	2.13	16.03	0.29	26.47	1.40	0.02	0.02	0.01
1008_im9.7	53.38	0.16	0.73	19.97	0.86	23.98	1.00	0.01	0.01	0.02

Tabla A13: Química mineral de óxidos mayores (wt. %) para clinopiroxenos (cpx) y ortopiroxenos (opx) en equilibrio, asociados a los bordes de la muestra TOC-10-08 (unidad Río Linzor).

Cpx	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
1008_im3.5	50.25	0.89	3.94	10.09	0.23	14.05	20.52	0.38	0.03	-0.02
1008_im3.8	50.85	0.86	3.23	10.79	0.27	13.82	20.41	0.37	0.02	0.03
1008_im5.5	51.97	0.50	2.15	10.41	0.21	14.70	20.20	0.27	0.01	-0.01
1008_im5.7	51.53	0.60	2.59	10.50	0.19	14.57	20.44	0.27	0.03	-0.03
1008_im9.2	50.98	0.71	3.56	8.69	0.18	15.05	20.72	0.29	0.02	0.06
1008_im9.11	52.43	0.40	1.51	9.53	0.38	14.77	20.97	0.39	-0.01	0.03
1008_im13.1	50.23	0.87	3.63	9.78	0.20	14.58	20.09	0.35	0.03	0.03
1008_im13.3	51.01	0.68	3.23	8.65	0.18	15.42	20.63	0.33	0.02	0.19
1008_im16.4	51.58	0.56	2.69	9.78	0.22	15.21	19.88	0.35	0.02	0.01
Opx	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
1008_im10.1	53.43	0.19	0.76	19.09	0.53	24.25	1.44	0.01	0.04	0.00
1008_im11.4	53.37	0.28	2.02	16.33	0.31	26.39	1.51	0.00	0.02	0.07
1008_im11.6	53.85	0.22	1.16	16.64	0.31	26.34	1.52	0.00	0.03	0.03
1008_im11.7	53.81	0.18	0.68	19.38	0.64	24.48	1.15	0.02	0.00	0.04
1008_im11.8	53.48	0.33	2.06	16.26	0.31	26.33	1.51	0.02	0.01	0.08
1008_im13.5	53.28	0.32	2.54	14.99	0.23	27.29	1.57	0.02	0.01	0.15
1008_im16.12	52.87	0.34	1.94	17.84	0.34	25.27	1.54	0.03	0.01	0.02
1008_im16.2	52.71	0.29	1.97	17.10	0.32	25.30	1.46	0.01	0.01	0.03
1008_im2.2	53.04	0.23	1.55	19.63	0.51	24.02	1.20	0.01	0.03	-0.01
1008_im2.7	53.94	0.21	1.03	19.21	0.57	24.70	1.11	0.02	0.01	0.00
1008_im6.2	54.59	0.18	1.03	16.02	0.27	26.75	1.60	0.01	0.02	0.01
1008_im6.3	53.39	0.23	0.93	19.30	0.56	24.03	1.38	0.01	0.02	-0.01
1008_im6.5	54.37	0.22	1.07	16.71	0.30	26.33	1.53	0.01	0.01	0.00
1008_im6.6	53.10	0.32	2.60	15.77	0.34	26.51	1.47	0.02	0.03	0.08
1008_im7.1	53.14	0.26	2.26	15.93	0.31	26.92	1.46	0.04	0.02	0.04
1008_im7.3	54.03	0.26	2.28	13.64	0.27	28.49	1.40	0.01	0.02	0.13
1008_im7.6	54.53	0.23	1.24	15.91	0.32	27.35	1.31	0.02	0.00	0.01
1008_im7.7	53.12	0.26	1.45	19.43	0.47	24.46	1.40	0.04	0.06	0.01
1008_im9.4	52.89	0.20	1.45	19.65	0.62	24.11	1.22	0.02	0.03	0.00
1008_im9.8	53.42	0.27	2.44	16.21	0.29	26.41	1.41	0.02	-0.01	0.05
1008_im9.9	52.14	0.40	2.41	19.54	0.48	23.80	1.20	0.02	0.04	-0.02

Tabla A14: Química mineral de óxidos mayores (wt. %) para cpx y opx en equilibrio, asociados a los núcleos de la muestra TOC-12-10 (unidad Turi).

Cpx	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
1210_im2.5	51.03	0.69	2.29	11.47	0.35	13.78	19.69	0.42	0.03	0.04
1210_im2.6	51.31	0.59	2.09	10.59	0.44	13.92	20.38	0.49	0.01	0.00
1210_im4.8	52.35	0.37	1.82	9.02	0.34	14.75	21.33	0.41	0.00	0.03
1210_im8.1	50.44	0.75	2.74	13.93	0.39	13.34	17.67	0.39	0.02	0.08
1210_im8.7	50.38	0.75	2.59	14.01	0.36	13.70	17.89	0.39	0.01	0.07
1210_im9.6	49.67	0.78	5.53	7.82	0.16	15.50	19.91	0.21	0.03	0.12
1210_im10.3	50.01	0.85	4.93	7.22	0.17	15.40	20.86	0.23	0.04	0.26
1210_im10.5	52.82	0.27	1.10	8.49	0.36	15.09	21.76	0.31	0.04	0.01
1210_im12.8	51.84	0.42	1.98	11.41	0.29	15.17	18.52	0.29	0.01	-0.01
1210_im13.1	52.92	0.25	1.35	8.69	0.18	14.79	21.82	0.37	0.02	0.05
1210_im13.2	52.79	0.18	1.24	8.76	0.26	14.73	21.71	0.34	0.04	0.04
1210_im13.3	52.65	0.19	1.19	8.74	0.37	14.60	21.75	0.36	0.01	0.04
1210_im14.8	49.98	0.54	3.56	10.54	0.33	13.12	20.96	0.51	0.00	0.02
1210_im14.9	48.72	1.24	5.19	10.86	0.27	13.44	19.90	0.30	0.05	0.01
1210_im14.10	50.48	0.71	3.86	9.72	0.20	14.72	20.00	0.25	0.00	0.02
1210_im14.13	49.92	0.85	4.00	10.07	0.28	14.01	20.43	0.25	0.02	-0.02
1210_im15.3	51.58	0.38	1.77	11.38	0.30	13.56	20.37	0.44	0.01	0.03
1210_im15.4	51.42	0.63	2.23	13.15	0.35	14.08	17.87	0.44	0.03	0.06
1210_im15.5	51.39	0.60	2.25	12.72	0.34	13.55	18.95	0.43	0.01	0.01
1210_im15.6	53.02	0.24	1.13	8.65	0.36	15.11	21.64	0.41	0.01	-0.01
Opx	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
1210_im1.3	53.09	0.23	0.73	20.28	0.76	23.44	1.70	0.03	0.01	0.04
1210_im1.5	52.57	0.41	0.83	19.86	0.71	22.87	1.87	0.03	0.03	0.00
1210_im1.6	53.15	0.17	1.05	19.59	0.60	23.93	1.25	0.03	0.02	0.07
1210_im1.7	52.76	0.26	1.33	19.66	0.35	23.96	1.13	0.01	0.00	0.05
1210_im1.10	53.24	0.19	0.73	20.18	0.77	23.88	1.20	0.02	0.05	0.01
1210_im2.1	52.84	0.13	0.87	20.32	0.84	23.24	1.06	0.02	0.05	-0.01
1210_im2.4	53.39	0.16	0.77	20.05	0.71	23.96	1.13	0.04	0.03	-0.01
1210_im3.1	53.35	0.19	0.94	20.47	0.75	23.46	1.22	0.02	0.06	0.02
1210_im3.4	53.07	0.26	0.79	19.45	0.75	23.75	1.15	0.01	0.03	0.00
1210_im3.6	53.27	0.20	0.67	19.72	0.80	24.04	1.16	0.03	0.02	0.00
1210_im3.7	53.45	0.17	0.51	19.85	0.82	24.09	1.19	0.02	0.01	-0.03
1210_im3.8	53.24	0.13	0.66	19.80	0.77	23.69	1.27	0.03	0.06	0.02
1210_im4.7	53.02	0.16	0.81	20.04	0.72	23.67	1.37	0.03	0.01	0.00
1210_im4.9	53.17	0.15	1.00	19.44	0.79	23.18	1.99	0.06	0.03	0.00
1210_im5.6	52.59	0.27	1.66	20.63	0.53	23.67	1.10	0.02	0.02	0.08
1210_im5.7	52.58	0.16	1.34	20.34	0.64	23.53	1.07	0.01	0.01	0.24
1210_im6.1	52.87	0.33	0.98	19.95	0.81	23.20	1.54	0.02	0.03	0.05
1210_im6.3	53.08	0.27	0.96	20.21	0.78	23.68	1.30	0.03	0.05	-0.02
1210_im6.5	53.67	0.14	0.60	20.32	0.78	23.86	1.01	0.01	0.04	-0.01
1210_im7.1	53.14	0.30	0.84	20.22	0.77	23.11	1.64	0.03	0.04	0.04

Tabla A14 (Continuación).

Opx	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
1210_im7.2	53.67	0.15	0.67	20.76	0.79	23.76	1.26	0.04	0.03	0.03
1210_im9.5	53.47	0.15	0.81	19.87	0.82	23.69	1.05	0.02	0.00	0.03
1210_im10.1	53.02	0.30	0.71	20.18	0.85	23.70	1.27	0.01	0.02	0.02
1210_im10.2	52.99	0.29	0.86	20.31	0.84	23.43	1.45	0.02	0.01	0.04
1210_im10.6	52.68	0.21	1.49	19.87	0.64	23.36	1.14	0.05	0.04	0.04
1210_im11.1	53.05	0.27	0.88	20.61	0.74	23.61	1.19	0.01	0.02	-0.01
1210_im11.3	53.46	0.17	0.61	20.12	0.81	23.81	1.05	0.02	0.04	-0.01
1210_im11.4	53.24	0.17	0.73	20.11	0.74	23.91	1.14	0.01	0.03	-0.01
1210_im11.5	53.56	0.13	0.75	19.79	0.72	23.78	1.24	0.05	0.02	0.05
1210_im11.6	52.44	0.30	2.43	19.72	0.41	23.58	1.44	0.02	0.04	0.02
1210_im11.7	53.41	0.16	0.57	19.92	0.78	23.90	1.01	0.02	0.03	0.00
1210_im12.7	52.71	0.22	1.81	20.22	0.62	23.32	1.22	0.03	0.02	0.11
1210_im13.4	53.83	0.12	0.74	20.25	0.69	23.91	0.94	0.00	0.02	0.02
1210_im13.6	53.18	0.32	0.85	20.35	0.76	23.30	1.46	0.03	0.03	0.04
1210_im13.8	54.03	0.16	0.60	19.38	0.73	24.41	1.01	0.03	0.03	0.03
1210_im14.3	52.65	0.33	3.34	16.07	0.30	25.71	1.90	0.02	0.03	0.06
1210_im9.1	52.98	0.34	3.52	13.71	0.24	26.96	1.63	0.02	0.04	0.08
1210_im14.12	52.35	0.37	4.11	14.68	0.27	26.06	2.42	0.03	0.02	0.10
1210_im1.1	52.78	0.31	0.88	20.28	0.75	23.09	1.70	0.03	0.02	0.00
1210_im1.2	51.96	0.28	2.09	20.73	0.70	22.66	1.62	0.04	0.02	0.09
1210_im1.4	52.92	0.32	0.95	20.52	0.82	23.32	1.35	0.02	0.03	0.04
1210_im1.8	52.61	0.35	1.13	20.28	0.74	23.02	1.56	0.03	0.05	0.04
1210_im1.9	52.77	0.29	1.13	20.43	0.60	23.19	1.35	0.04	0.01	0.03
1210_im2.2	52.81	0.26	0.87	20.58	0.70	22.77	1.72	0.04	0.04	-0.01
1210_im2.3	52.50	0.34	1.04	21.20	0.67	22.51	1.73	0.03	0.03	0.06
1210_im3.2	52.69	0.28	1.08	21.35	0.62	22.74	1.39	0.03	0.03	0.03
1210_im3.3	52.76	0.26	1.05	20.38	0.75	22.64	1.25	0.03	0.03	0.02
1210_im3.5	52.80	0.31	0.86	20.53	0.75	23.00	1.29	0.05	0.02	0.03
1210_im4.10	52.35	0.23	1.56	20.79	0.70	23.33	1.06	0.02	0.01	0.00
1210_im5.3	52.52	0.22	1.20	21.24	0.65	22.43	1.18	0.04	0.01	0.07
1210_im5.5	51.85	0.30	2.21	20.89	0.56	22.78	1.18	0.04	0.00	0.16
1210_im6.2	52.24	0.31	1.53	20.88	0.71	22.71	1.63	0.03	0.00	0.17
1210_im6.4	52.29	0.41	1.46	20.90	0.73	23.01	1.51	0.05	0.03	0.18
1210_im7.5	52.98	0.18	0.89	21.47	0.71	22.67	1.19	0.03	-0.01	0.02
1210_im7.6	52.66	0.19	1.12	21.33	0.66	22.63	1.45	0.04	0.02	0.17
1210_im8.3	51.65	0.40	1.77	23.10	0.43	21.04	1.82	0.04	0.02	0.04
1210_im9.2	53.41	0.14	0.62	21.41	0.71	22.92	1.22	0.02	0.02	0.00
1210_im10.7	52.18	0.36	0.98	22.43	0.57	21.56	1.74	0.02	0.02	0.02
1210_im10.8	52.67	0.41	1.03	21.89	0.60	22.30	1.88	0.04	0.02	0.02
1210_im11.2	52.85	0.26	1.03	20.80	0.73	23.06	1.40	0.07	0.03	0.05
1210_im12.3	51.72	0.42	1.84	21.44	0.51	22.09	1.88	0.07	0.01	0.11
1210_im12.4	52.07	0.45	1.79	20.83	0.39	22.48	1.88	0.03	0.02	0.09

Tabla A14 (Continuación).

Opx	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
1210_im13.5	53.12	0.13	1.04	20.70	0.58	23.52	0.85	0.02	0.03	0.02
1210_im15.2	52.25	0.33	0.98	23.51	0.60	21.42	1.37	0.03	0.05	0.00
1210_im13.7	54.12	0.19	2.42	13.11	0.29	28.09	1.69	0.02	0.04	0.15
1210_im10.4	54.37	0.26	2.82	11.67	0.27	29.15	1.89	0.05	0.01	0.35

Tabla A15: Química mineral de óxidos mayores (wt. %) para cpx y opx en equilibrio, asociados a los bordes de la muestra TOC-12-10 (unidad Turi).

Cpx	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
1210_im4.1	50.97	0.66	4.07	7.90	0.21	16.93	18.90	0.20	0.01	0.21
1210_im4.2	50.18	0.74	4.07	9.25	0.26	15.05	19.96	0.27	0.02	0.02
1210_im4.5	48.02	1.37	7.03	9.62	0.18	13.74	20.11	0.31	0.01	-0.01
1210_im4.6	51.35	0.61	3.79	7.56	0.19	16.19	20.22	0.22	0.03	0.04
1210_im9.3	54.44	0.22	2.49	11.14	0.24	28.84	3.11	0.05	0.04	0.31
1210_im9.4	50.84	0.72	3.15	10.52	0.27	14.22	19.94	0.32	0.05	0.02
1210_im14.1	50.38	0.60	5.30	8.01	0.17	15.14	20.05	0.27	0.01	0.07
1210_im14.5	52.42	0.40	2.94	6.91	0.21	18.19	18.57	0.24	0.04	0.55
1210_im14.6	49.94	0.88	5.22	8.77	0.20	15.03	19.80	0.25	0.00	0.03
Opx	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
1210_im12.2	55.03	0.20	1.59	12.73	0.31	28.69	2.02	-0.01	0.00	0.13
1210_im5.2	53.10	0.23	3.20	13.82	0.29	27.56	1.73	0.03	0.01	0.04
1210_im7.7	53.33	0.29	2.53	15.31	0.31	26.82	1.74	0.02	0.04	0.07
1210_im12.6	54.08	0.27	2.26	14.35	0.32	27.41	1.87	0.03	0.03	0.05
1210_im7.8	53.56	0.29	2.32	16.80	0.32	25.85	1.55	0.02	0.00	0.03
1210_im12.1	52.82	0.32	2.27	17.75	0.38	25.19	1.57	0.03	0.04	0.03
1210_im14.2	54.18	0.20	2.69	10.77	0.24	29.86	1.83	0.02	0.02	0.58
1210_im14.4	54.71	0.19	2.08	11.15	0.27	29.88	1.74	0.01	0.04	0.36
1210_im7.3	53.89	0.22	1.05	17.87	0.44	24.91	1.59	0.01	0.03	0.02
1210_im5.4	53.84	0.20	2.32	13.87	0.28	27.84	1.82	0.04	0.01	0.08
1210_im7.4	54.95	0.17	1.25	13.96	0.30	28.29	1.79	0.02	0.02	0.02

Tabla A16: Química mineral de óxidos mayores (wt. %) para cpx y opx en equilibrio, asociados a los núcleos de la muestra TOC-10-02 (unidad Puna Seguel).

Cpx	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
1002_im2.1	50.22	1.03	3.66	9.72	0.11	13.31	21.81	0.35	0.00	0.02
1002_im4.1	50.65	0.70	4.10	8.36	0.21	15.12	20.63	0.28	0.05	0.04
1002_im4.2	51.91	0.39	1.57	9.66	0.41	14.78	20.75	0.31	0.03	0.05
1002_im4.3	51.24	0.60	4.35	8.07	0.22	16.20	19.61	0.29	0.02	0.12
1002_im4.5	51.15	0.57	4.29	7.59	0.15	15.70	20.68	0.27	0.01	0.06
1002_im5.4	51.42	0.47	2.33	9.04	0.39	14.55	20.75	0.44	0.04	0.01
1002_im5.5	52.28	0.24	1.62	9.06	0.44	14.78	20.92	0.44	0.03	0.17
1002_im5.7	53.28	0.25	0.88	8.36	0.41	15.46	21.28	0.31	0.01	0.08
1002_im5.13	50.82	0.70	4.14	7.84	0.16	16.18	19.24	0.28	0.03	0.34
1002_im6.5	50.10	0.87	5.00	8.48	0.17	15.73	19.45	0.29	0.01	0.13
1002_im6.8	51.81	0.45	1.88	10.07	0.27	17.17	17.56	0.20	0.05	-0.01
1002_im6.11	51.92	0.37	1.65	10.23	0.37	14.50	20.37	0.37	0.09	0.05
1002_im7.4	50.38	0.79	2.92	14.02	0.29	13.62	17.15	0.41	0.02	0.07
1002_im7.6	50.00	0.84	5.11	8.58	0.18	15.09	20.09	0.32	0.03	0.09
1002_im8.1	50.58	0.74	4.23	8.18	0.17	15.49	20.36	0.27	0.03	0.12
1002_im8.6	51.57	0.47	2.32	9.74	0.24	15.04	20.02	0.32	0.02	0.02
1002_im8.8	50.19	0.69	3.10	10.00	0.26	14.32	20.55	0.31	0.02	0.00
1002_im8.10	50.06	0.87	4.68	9.58	0.21	15.87	18.35	0.28	0.05	0.08
1002_im9.8	50.88	0.76	4.23	8.43	0.19	16.44	19.12	0.27	0.02	0.12
1002_im10.1	49.80	0.90	4.74	9.33	0.21	15.97	18.71	0.26	0.01	0.13
1002_im10.2	50.71	0.86	3.35	9.23	0.07	14.05	21.30	0.36	0.03	0.03
1002_im10.3	50.56	0.92	3.74	9.57	0.11	13.61	21.25	0.38	0.02	0.02
1002_im10.4	52.21	0.45	1.99	9.51	0.16	15.01	20.88	0.24	0.02	-0.01
1002_im10.5	51.69	0.66	3.34	8.44	0.17	16.60	19.31	0.22	0.04	0.06
1002_im11.2	50.12	0.94	6.42	8.79	0.21	14.66	18.18	0.33	0.22	0.08
1002_im11.3	50.16	0.81	4.33	9.32	0.20	14.71	20.55	0.28	0.03	0.04
1002_im11.4	51.09	0.53	3.30	9.23	0.23	14.84	20.59	0.33	0.02	0.06
1002_im11.5	49.91	0.76	4.39	8.48	0.23	15.27	19.98	0.26	0.04	0.06
1002_im13.1	50.47	0.62	2.81	9.75	0.24	13.94	21.15	0.35	0.04	0.06
1002_im13.3	50.39	0.73	5.49	7.77	0.18	15.66	19.81	0.30	0.02	0.07
1002_im13.4	53.07	0.27	1.86	7.38	0.19	19.00	17.95	0.18	0.02	0.32
1002_im13.5	52.48	0.52	3.23	9.51	0.24	19.68	14.53	0.20	0.03	0.15
1002_im13.6	53.47	0.31	1.86	7.86	0.20	19.04	17.07	0.18	0.03	0.22
1002_im13.7	50.12	0.55	3.87	7.35	0.14	16.29	20.04	0.25	0.02	0.33
1002_im13.8	50.89	0.79	4.19	8.43	0.18	16.08	19.69	0.27	0.02	0.11
Opx	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
1002_im3.3	54.11	0.20	1.21	16.48	0.39	26.37	1.66	0.03	0.01	-0.01
1002_im3.6	53.22	0.21	1.93	17.54	0.38	25.91	1.29	0.02	0.03	0.04
1002_im5.2	54.38	0.15	1.09	16.16	0.35	26.76	1.61	0.01	0.02	0.06
1002_im7.13	52.76	0.26	2.11	16.73	0.33	25.65	1.84	0.03	0.04	0.03
1002_im12.4	52.69	0.31	2.38	17.18	0.39	25.66	1.25	0.05	0.03	0.02

Tabla A16 (Continuación).

Opx	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
1002_im1.3	54.93	0.20	1.22	13.70	0.32	28.58	1.91	0.03	0.02	0.07
1002_im1.4	54.40	0.19	1.13	14.53	0.30	27.32	1.82	0.01	0.03	0.00
1002_im4.6	54.51	0.20	1.46	14.49	0.31	27.53	1.73	0.03	0.03	-0.01
1002_im5.8	54.26	0.20	1.14	14.30	0.33	27.75	1.81	0.01	0.03	0.04
1002_im5.11	54.47	0.14	1.05	14.65	0.31	27.77	1.70	0.02	0.01	0.06
1002_im6.6	53.65	0.29	2.74	13.43	0.26	28.29	1.79	0.03	0.04	0.20
1002_im6.9	54.44	0.25	1.94	13.33	0.29	28.59	1.79	0.03	0.05	0.08
1002_im6.13	53.23	0.32	3.42	13.37	0.29	27.42	2.19	0.05	0.04	0.10
1002_im10.7	52.69	0.26	4.22	13.45	0.24	27.33	1.86	0.04	0.02	0.07
1002_im5.9	52.61	0.34	3.46	15.47	0.25	26.26	1.71	0.03	0.03	0.04
1002_im3.1	54.18	0.31	2.60	12.09	0.20	28.85	2.11	0.03	0.01	0.44
1002_im3.7	55.39	0.14	1.12	12.68	0.25	29.36	1.72	0.03	0.04	0.10
1002_im5.10	54.12	0.28	2.42	12.67	0.27	28.32	2.15	0.04	0.03	0.22
1002_im5.12	53.85	0.23	2.36	12.49	0.23	29.06	1.45	0.01	0.04	0.12
1002_im8.4	53.87	0.27	3.23	12.29	0.23	28.96	1.68	0.02	0.03	0.39
1002_im9.9	55.77	0.19	1.04	12.34	0.23	29.72	1.64	0.04	0.03	0.10
1002_im11.1	53.72	0.25	2.66	12.17	0.23	28.33	2.26	0.03	0.02	0.28
1002_im7.12	54.14	0.22	2.45	11.72	0.22	29.65	1.56	0.02	0.04	0.42
1002_im10.6	54.73	0.21	2.37	11.79	0.20	29.68	1.49	0.03	0.03	0.38
1002_im12.5	54.15	0.29	2.70	11.72	0.21	29.23	1.97	0.05	0.02	0.45
1002_im1.1	52.76	0.24	1.38	20.74	0.60	23.41	1.32	0.04	0.01	0.04
1002_im1.2	52.73	0.24	1.53	20.53	0.62	23.33	1.37	0.03	0.02	0.06
1002_im2.3	52.79	0.21	0.79	21.13	0.69	22.58	1.57	0.02	0.03	-0.02
1002_im2.5	53.64	0.14	0.46	21.02	0.80	23.01	0.98	0.02	0.00	0.02
1002_im5.3	51.65	0.23	2.44	20.59	0.62	22.79	1.23	0.02	0.01	0.13
1002_im5.6	52.36	0.28	1.99	20.62	0.67	23.05	1.39	0.02	0.01	0.03
1002_im6.1	53.46	0.12	0.49	21.52	0.69	22.96	0.99	0.04	0.02	0.01
1002_im7.2	51.45	0.37	1.43	22.48	0.64	21.15	1.86	0.04	0.03	0.03
1002_im7.11	53.07	0.23	0.60	21.37	0.79	23.04	0.94	0.05	0.02	0.03
1002_im7.14	53.27	0.10	0.56	20.87	0.79	23.08	1.06	0.02	0.02	0.02
1002_im9.7	53.32	0.16	0.69	20.85	0.72	23.28	1.10	0.02	0.02	-0.02
1002_im9.10	52.90	0.20	0.91	21.43	0.72	22.61	1.39	0.03	0.03	0.02
1002_im11.8	52.32	0.29	1.06	23.33	0.53	21.65	1.26	0.04	0.02	0.04
1002_im12.1	51.97	0.21	1.18	20.71	0.64	22.71	1.45	0.01	0.02	0.00
1002_im9.1	53.82	0.16	2.42	10.86	0.19	30.35	1.35	0.02	0.02	0.44
1002_im9.2	54.37	0.17	2.67	11.44	0.20	30.35	1.20	0.02	0.01	0.49
1002_im9.3	54.52	0.16	2.33	11.15	0.23	30.55	1.16	0.01	0.02	0.43
1002_im9.4	54.90	0.19	2.48	10.73	0.20	30.67	1.22	0.04	0.03	0.52
1002_im9.5	54.16	0.22	2.75	11.42	0.28	29.29	1.47	0.08	0.06	0.45
1002_im9.6	55.21	0.15	1.82	11.07	0.21	30.64	1.42	0.02	0.02	0.34
1002_im10.8	55.69	0.17	1.08	11.73	0.23	29.96	1.63	0.02	0.00	0.18
1002_im10.9	54.45	0.19	2.81	11.03	0.19	30.32	1.29	0.03	0.03	0.56

Tabla A17: Química mineral de óxidos mayores (wt. %) para cpx y opx en equilibrio, asociados a los bordes de la muestra TOC-10-02 (unidad Puna Seguel).

Cpx	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
1002_im1.5	49.52	0.88	4.88	8.93	0.22	14.65	20.20	0.32	0.04	0.02
1002_im2.2	50.39	0.73	3.39	10.10	0.17	13.44	21.10	0.33	0.01	0.02
1002_im3.2	50.70	0.76	3.23	9.09	0.20	15.24	20.17	0.23	0.06	0.05
1002_im3.4	51.28	0.26	1.41	19.73	0.61	22.82	2.71	0.03	0.05	0.05
1002_im3.8	53.39	0.22	5.02	17.12	0.38	20.17	3.06	0.80	0.07	0.01
1002_im6.3	51.35	0.67	3.51	9.88	0.22	17.06	17.53	0.20	0.05	0.00
1002_im6.4	50.72	0.65	3.81	8.39	0.22	15.77	20.17	0.27	0.01	0.05
1002_im6.10	50.69	0.72	4.00	8.70	0.23	16.27	18.79	0.24	0.07	0.16
1002_im7.1	50.66	0.87	3.24	10.89	0.28	14.95	19.08	0.28	0.08	0.05
1002_im7.5	52.66	0.50	2.19	7.18	0.22	16.45	20.79	0.20	0.02	0.08
1002_im7.10	52.20	0.62	3.83	11.71	0.22	23.98	8.16	0.12	0.04	0.19
1002_im8.2	51.09	0.66	2.59	10.58	0.31	14.65	19.49	0.32	0.06	-0.01
1002_im8.3	50.47	0.79	4.12	7.90	0.17	15.60	20.30	0.26	0.05	0.20
1002_im8.5	50.51	0.84	4.30	8.35	0.19	15.47	19.91	0.29	0.01	0.15
1002_im8.7	51.75	0.63	2.93	9.55	0.21	14.78	20.47	0.31	0.06	-0.01
1002_im8.9	51.64	0.65	3.36	8.16	0.16	15.61	20.82	0.26	0.01	0.04
1002_im12.2	48.37	1.09	5.38	9.96	0.20	13.76	20.11	0.33	0.01	-0.03
1002_im12.8	50.90	0.73	4.04	9.46	0.24	15.46	19.32	0.32	0.03	0.08
1002_im13.2	52.66	0.42	2.53	7.96	0.23	18.01	18.19	0.20	0.02	0.11
Opx	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
1002_im2.4	53.82	0.24	2.07	14.29	0.29	27.62	1.74	0.03	0.05	0.08
1002_im2.6	54.45	0.23	1.39	15.35	0.28	27.23	1.59	0.01	0.03	0.07
1002_im6.2	53.03	0.31	3.35	14.29	0.27	27.27	1.88	0.04	0.04	0.11
1002_im6.7	53.33	0.33	3.10	14.41	0.28	26.98	2.18	0.02	0.03	0.06
1002_im7.3	53.71	0.21	2.81	14.04	0.26	28.16	1.55	0.01	0.02	0.08
1002_im11.10	54.15	0.22	1.34	15.94	0.31	26.55	1.62	0.03	0.03	0.05
1002_im3.5	53.43	0.29	1.51	16.76	0.36	25.66	2.01	0.04	0.03	0.05
1002_im6.12	53.23	0.33	1.70	17.31	0.39	25.47	1.79	0.02	0.05	0.01
1002_im12.6	53.04	0.32	2.32	16.96	0.36	25.66	1.33	0.03	0.03	-0.01
1002_im5.1	53.14	0.20	1.09	19.92	0.60	23.50	1.47	0.04	0.02	0.00
1002_im4.7	53.15	0.22	0.63	19.90	0.78	23.42	1.33	0.02	0.02	0.02
1002_im11.6	54.93	0.17	1.28	12.98	0.28	29.15	1.73	0.02	0.03	0.19
1002_im7.9	55.77	0.13	1.04	11.57	0.27	30.30	1.56	0.02	0.01	0.17
1002_im12.7	54.18	0.21	2.75	11.67	0.21	29.73	1.63	0.05	0.02	0.42

Tabla A18: Química mineral de óxidos mayores (wt. %) para cpx y opx en equilibrio, asociados a los núcleos de la muestra TOC-10-03 (unidad Toconce).

Cpx	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
1003_im8.8	51.22	0.55	3.96	7.17	0.15	16.19	20.54	0.22	0.00	0.46
1003_im9.2	49.93	0.78	4.40	9.98	0.26	14.14	20.10	0.29	0.02	0.00
1003_im9.3	51.97	0.46	2.90	9.18	0.22	15.80	19.47	0.19	0.03	0.08
1003_im9.6	50.37	0.84	3.51	11.86	0.24	13.76	19.30	0.26	0.02	0.04
1003_im9.7	52.67	0.31	3.20	14.55	0.34	26.36	2.65	0.03	0.05	0.14
1003_im9.8	52.84	0.32	2.12	9.17	0.20	17.63	17.69	0.13	0.00	0.05
1003_im9.9	50.14	0.70	5.41	8.41	0.17	15.33	19.89	0.22	0.02	0.11
1003_im11.2	51.57	0.58	2.02	12.52	0.35	14.43	18.53	0.45	0.02	0.06
1003_im13.2	52.05	0.43	1.90	9.78	0.39	14.68	20.90	0.37	0.00	0.07
1003_im2.3	52.90	0.28	1.08	8.96	0.41	14.89	21.51	0.39	0.03	0.04
1003_im2.4	51.70	0.40	2.10	10.30	0.40	14.00	20.40	0.50	0.00	0.10
1003_im2.5	51.96	0.48	2.74	8.76	0.24	14.55	21.16	0.42	0.00	0.11
1003_im2.6	51.39	0.57	2.51	11.72	0.27	14.30	19.17	0.48	0.02	0.26
1003_im18.1	50.86	0.59	3.53	10.95	0.27	15.37	18.50	0.23	0.04	-0.01
Opx	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
1003_im8.5	54.24	0.21	2.58	12.59	0.29	29.01	1.67	-0.01	0.01	0.38
1003_im8.1	51.47	0.30	3.62	17.39	0.25	24.77	1.33	0.03	0.03	0.03
1003_im9.1	52.51	0.27	2.93	16.40	0.32	25.66	2.00	0.01	0.03	0.11
1003_im9.4	54.63	0.17	1.47	15.92	0.28	27.09	1.51	0.01	0.02	0.00
1003_im9.5	52.29	0.24	2.93	16.81	0.33	25.09	1.57	0.01	0.04	0.05
1003_im13.5	53.22	0.45	2.32	15.68	0.50	26.86	1.23	0.02	0.06	0.04
1003_im18.6	53.32	0.33	1.60	18.21	0.34	25.42	1.24	0.03	0.00	0.06
1003_im8.4	52.99	0.23	3.90	14.02	0.24	27.41	1.76	0.02	0.03	0.16
1003_im8.7	53.68	0.24	2.94	13.31	0.25	28.03	1.67	0.02	0.03	0.29
1003_im9.10	53.57	0.20	2.20	14.71	0.30	25.67	2.03	0.04	0.09	0.09
1003_im11.1	53.37	0.15	0.68	20.93	0.84	23.35	1.02	0.01	0.03	0.01
1003_im11.6	53.62	0.18	0.54	20.87	0.85	23.58	0.99	0.04	0.03	-0.01
1003_im11.8	52.72	0.21	1.58	20.58	0.73	23.93	0.95	0.04	0.01	0.07
1003_im14.2	51.72	0.25	0.61	20.23	0.80	22.88	2.36	0.03	0.04	-0.03
1003_im14.4	53.33	0.18	0.80	20.52	0.54	23.54	1.23	0.03	0.02	0.04
1003_im14.5	53.19	0.26	0.58	20.29	0.88	23.55	0.94	0.02	0.03	-0.03
1003_im14.6	52.49	0.31	0.81	20.81	0.83	23.29	1.17	0.04	0.04	-0.01
1003_im15.1	53.23	0.15	0.55	20.45	0.87	23.32	1.16	0.01	0.03	0.02
1003_im15.2	53.06	0.22	0.89	20.92	0.79	23.20	1.12	0.03	0.01	0.03
1003_im15.3	53.00	0.21	0.73	20.64	0.89	22.86	1.36	0.02	0.02	0.03
1003_im17.1	53.44	0.12	0.65	20.63	0.88	23.67	1.02	0.01	0.03	-0.02
1003_im17.2	53.65	0.21	0.49	20.27	0.91	23.46	0.99	0.02	0.05	0.01
1003_im17.3	53.67	0.16	0.65	20.43	0.72	24.03	1.17	0.02	0.03	0.04
1003_im17.4	53.54	0.13	0.71	20.83	0.89	23.67	0.93	0.04	0.02	-0.02

Tabla A18 (Continuación).

Opx	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
1003_im2.2	51.99	0.34	1.14	20.64	0.66	23.26	1.46	0.01	0.01	0.02
1003_im18.4	53.09	0.22	1.15	20.80	0.87	23.41	1.08	0.04	0.03	0.02
1003_im18.5	52.23	0.28	2.11	20.44	0.41	23.06	1.25	0.02	0.03	0.10
1003_im18.7	51.84	0.29	2.01	20.30	0.45	23.25	1.39	0.05	0.03	0.06
1003_im19.5	52.61	0.34	1.52	20.72	0.44	23.23	1.50	0.03	0.05	0.01
1003_im16.2	51.02	0.07	4.09	20.68	0.72	22.69	0.57	0.01	0.04	0.04
1003_im13.3	52.62	0.21	1.55	20.92	0.81	22.99	0.95	0.07	0.08	0.10