



**ESCUELA DE
GEOLOGÍA**

**CONDICIONES INTENSIVAS PRE-ERUPTIVAS DE LOS PRODUCTOS
HOLOCENOS ASOCIADOS A LA UNIDAD “VOLCÁN HORNOPIRÉN II”
DEL VOLCÁN HORNOPIRÉN, ZONA VOLCÁNICA SUR, CHILE.**

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

SEBASTIÁN EMILIO CASTILLO ARAOS

Profesor guía:

EDUARDO ESTEBAN MORGADO BRAVO

Miembros de la Comisión Evaluadora de Examen:

MAURICIO ALEJANDRO MELLA BARRA

FRANCISCA CONSTANZA MALLEA LILLO

SANTIAGO, CHILE

MAYO, 2023

**CONDICIONES INTENSIVAS PRE-ERUPTIVAS DE LOS PRODUCTOS HOLOCENOS
ASOCIADOS A LA UNIDAD “VOLCÁN HORNOPIRÉN II” DEL VOLCÁN
HORNOPIRÉN, ZONA VOLCÁNICA SUR, CHILE.**

RESUMEN

El volcán Hornopirén es parte del Complejo Volcánico Yate, sus productos del Pleistoceno y Holoceno presentan composiciones basálticas a andesítico-basálticas y un registro eruptivo histórico poco certero. El volcán pertenece a la Zona Volcánica Sur, zona con la mayor actividad volcánica histórica en el territorio chileno, y está ubicado en un ambiente tectónico activo donde el rasgo estructural regional más relevante es la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, sobre la cual, el edificio volcánico del Hornopirén está construido.

Los productos volcánicos estudiados corresponden a coladas de lava pertenecientes a la unidad “Volcán Hornopirén II”, donde se realizaron análisis petrográficos y de química mineral semicuantitativa mediante SEM y su posterior modelización termodinámica. El objetivo principal es generar un modelo de las condiciones pre-eruptivas mediante el *freeware* Rhyolite-MELTS y determinar las condiciones físicas intensivas del reservorio magmático bajo el volcán Hornopirén.

La petrografía observada se caracteriza por fenocristales de olivino y plagioclasa, ambos con zonación de tipo normal, y una masa fundamental holocristalina. Las condiciones intensivas pre-eruptivas son determinadas mediante modelización termodinámica donde las temperaturas varían entre los 1181°C y 998°C, con un buffer de fO_2 QFM y $\Delta QFM \pm 1$ y un contenido de agua disuelto entre 1% y 5% wt%, mientras que las presiones varían entre 1 – 7 kbar indicando un reservorio entre 3,6 y 25 km de profundidad en corteza intermedia a superior. La máxima probabilidad de cristalización de los fenocristales corresponde a temperaturas entre 1135°C y 1030°C y presiones entre 1 – 3 kbar indicando un magma emplazado entre 3,6 y 11 km de profundidad en corteza superior para buffers de fO_2 QFM y $\Delta QFM \pm 1$ y un contenido de agua disuelto entre 1% y 5% wt%.

Las condiciones intensivas calculadas y las características petrográficas sugieren procesos evolutivos y un comportamiento pre-eruptivo similar a los productos volcánicos de centros eruptivos menores sobre la traza de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui.

SOLO USO ACADÉMICO

... sonriendo con el alma prendida en el amor ...

(Julio Cordero Vallejos)

AGRADECIMIENTOS

A mis padres Alicia Araos Belmar y Germán Castillo Collao y mi hermana Solange Castillo Araos, por su entrega, paciencia, incondicionalidad y no rendirse durante este largo camino, han influido en gran parte de mi persona. A mi familia materna y paterna que han estado presentes y dando palabras de apoyo. A los que ya no están y siempre los llevo conmigo. Mención aparte para Daisy Castillo Collao y su familia, gracias por hacerme sentir parte de ustedes y ser mi segunda familia.

A mi profesor guía Dr. Eduardo Morgado Bravo por la entrega de conocimientos, motivación, cercanía y darme su confianza durante este proceso. Que nunca te falte la ciencia y el fútbol. A los miembros de la comisión Mauricio Mella Barra y Francisca Mallea Lillo, por su interés y motivación en este estudio y los comentarios realizados para ayudarme aún más en este proceso.

A los hermanos que elegí y me dio la villa (Byront, Israel, Yerko) estando presentes en el camino y a los que formamos parte del Deportivo Cóndor Andino, por hacerme el aguante durante estos años. A Caroline Rojas Ampuero y su familia, por motivarme y abrirme las puertas cada vez que lo necesité. A Catalina y Daniela, que la vida nos siga juntando y soportando.

A Conguillío Sur (Cony, Javi, Pipe y Cata) por regalarme su tiempo y amistad, por todas las salidas, viajes, trabajos y compartir que hemos tenido, estos últimos años fue más fácil llevar la universidad. A las amistades de la universidad, profesoras/es, compañeras/os, CEGUM y las ayudantías, gracias por todas las conversaciones y momentos que tuvimos. Y a quienes pasaron por la Escuela de Geología, que aportaron en mi formación académica y enseñaron esta hermosa profesión.

A quienes compartimos cancha (y no) siguiendo a la U (piños y camaradas), sus penas y alegrías lograron desestresarme cuando lo necesitaba, que *San Bulla* los cuide y sigan más allá del horizonte. A quienes compartimos en *ruta* (mochilas, caminantes y más), sepan que renovaron mis energías. Y a quienes compartimos alguna cumbia que la disfruten tanto como la llevo yo.

Y a todas las amistades, compañeros y conocidos que pasaron durante este camino y por diversos motivos no estamos presentes, gracias.

TABLA DE CONTENIDOS

1. CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN	11
1.1. Formulación del estudio propuesto	11
1.2. Hipótesis del estudio	15
1.3. Objetivos	16
1.3.1. Objetivo general	16
1.3.2. Objetivos específicos	16
1.4. Ubicación y accesos	16
2. CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO	18
2.1. Definiciones básicas	18
2.2. Magmatismo en la Zona Volcánica Sur	19
2.3. Microscopía electrónica	21
2.4. Espectrometría de dispersión de electrones	22
2.5. <i>Freeware</i> MELTS y <i>Freeware</i> Rhyolite-MELTS.....	23
3. CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO	24
3.1. Antecedentes generales	24
3.2. Generalidades	25
3.3. Geología Regional.....	26
3.3.1. Basamento metamórfico (Paleozoico Superior - Mesozoico):.....	26
3.3.2. Sucesiones volcano-sedimentarias y cuerpos granitoides intrusivo (Mesozoico):	26
3.3.3. Sucesiones volcánicas, sedimentarias y cuerpos graníticos intrusivos (Cenozoico):.....	27
3.3.4. Arco Volcánico (Pleistoceno-Holoceno):.....	27
3.4. Geología local	29
3.5. Actividad eruptiva del volcán Hornopirén	32
3.5.1. Actividad eruptiva prehistórica.....	32
3.5.2. Actividad eruptiva histórica	33
3.6. Marco geotectónico	34
3.6.1. Zona de falla Liquiñe – Ofqui	34
3.6.2. Relación entre tectónica y volcanismo	36
4. CAPÍTULO 4: METODOLOGÍAS Y TÉCNICAS ANALÍTICAS.....	38
4.1. Revisión bibliográfica y preparación de terreno	38
4.2. Trabajo de terreno	38

4.3.	Trabajo de preparación de muestras y análisis SEM	40
4.4.	Modelización termodinámica y análisis de resultados	42
5.	CAPÍTULO 5: RESULTADOS	43
5.1.	Petrografía de los productos volcánicos unidad “Volcán Hornopirén II”	43
5.2.	Composiciones químicas de roca total	46
5.3.	Composiciones químicas minerales semicuantitativas	49
6.	CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN.....	52
6.1.	Modelización termodinámica (Rhyolite-MELTS).....	52
6.2.	Relaciones petrográficas, composicionales y texturales.....	55
6.3.	Relaciones entre el magma asociado a la unidad “Volcán Hornopirén II” y otros magmas emplazados en corteza intermedia – superior.	58
7.	CAPÍTULO 7: CONCLUSIÓN	63
	REFERENCIAS.....	64
	ANEXOS.....	68

SOLO USO ACADÉMICO

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: A) Localización del Complejo Volcánico Yate con respecto a Chile. Elaborado en software ArcGis v.10.3 con mapas vectoriales BCN. B) Centros volcánicos entre los 40°S y los 43°S representados por los triángulos y la traza de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. El recuadro rojo representa la zona del Complejo Volcánico Yate (Modificado de Cembrano y Lara, 2009).....	12
Figura 2: Complejo Volcánico Yate (área aproximada en recuadro negro) y poblados cercanos. (Modificado de Mella, 2008).....	14
Figura 3: Mapa de ubicación y vías de acceso desde Puerto Montt y Cochamó a la zona de estudio. Extraído de Mella et al. 2021. Base topográfica elaborada con modelo de elevación digital (DEM) Alos Prism y cartas IGM digital.	17
Figura 4: Procesos de magmagénesis en zonas de subducción (Extraído de Griem, 2018).....	20
Figura 5: A) Electrones incidentes en una muestra sólida y como respuesta generan electrones secundarios. B) Mismo haz de electrones incide en la muestra, pero es deflectado en un ángulo mayor a 90° generando electrones secundarios y electrones retrodispersados. Modificado de Reed (2005).	22
Figura 6: Detalle de la Zona Volcánica Sur (ZVS) entre 33° y 46°S. Se destaca la subdivisión entre los segmentos norte, de transición, central y sur (según Stern, 2004). El rectángulo indica el CVY. (Modificada de Mella, 2008, a partir del trabajo de Stern, 2004).	25
Figura 7: Mapa geológico regional de la zona de estudio, asociado al Complejo Volcánico Yate. Las líneas segmentadas corresponden a la traza de la ZFLO y los lineamientos transversales. La leyenda de las unidades corresponde al trabajo recopilatorio de Mella (2008). (Modificado de Mella, 2008).	28
Figura 8: Mapa geológico del volcán Hornopirén. (Extraído de Mella et al., 2021).	31
Figura 9: Actividad eruptiva holocena del volcán Hornopirén. (Extraído de Mella et al., 2021).	34
Figura 10: Contexto tectónico y volcánico de la ZVSS. Las líneas segmentadas representan los lineamientos N-NW paleo-mesozoicos. El cuadro representa la zona de estudio y en rojo el volcán Hornopirén (Modificado de Mella, 2008, a partir del trabajo de Stern, 2004).....	35

Figura 11: Esquema que resume los factores de primer y segundo orden que controlan las asociaciones volcano – tectónicas de la ZVS. (Extraído de Cembrano & Lara, 2009).....	37
Figura 12: Mapa del volcán Hornopirén. Los círculos representan los puntos de muestreo de la campaña de terreno y los facilitados por Mella (2008) para la unidad “Volcán Hornopirén II”. .	39
Figura 13: Escaneo del corte HP-16 y sus respectivas zonas de interés a trabajar en SEM.....	41
Figura 14: Fotografías de terreno de la unidad “Volcán Hornopirén II”. a) Coladas de tipo pahoehoe con tonalidades negras y morfología lobular. b) Cara expuesta de una colada de lava con una zona rugosa y vesicular y una lisa con menor cantidad de vesículas. c y d) Fragmentos de lava vesicular.	44
Figura 15: Promedio del contenido modal de fenocristales de la unidad “Volcán Hornopirén II” mediante conteos de puntos usando el freeware JMicroVision y normalizado sin vesículas ni masa fundamental.	45
Figura 16: Petrografía de lava (HP-016) a nicoles cruzados. A) Textura coronítica entre fenocristal de olivino y microlitos de clinopiroxeno y masa fundamental con microlitos de plagioclasa. B) Cúmulo de fenocristales de olivino y plagioclasa y masa fundamental con microlitos de plagioclasa. C) Fenocristal de olivino con inclusión de espinela y masa fundamental con microlitos de plagioclasa. D) Fenocristal de olivino con inclusión de espinela y masa fundamental con microlitos de plagioclasa.	46
Figura 17: a) Diagrama alkalis total vs silice (TAS) según Le Bas et al. (1986) para datos obtenidos de la literatura (Mella, 2008). b) a i) Diagramas Harker representativos para datos publicados disponibles (Mella, 2008).....	47
Figura 18: Diagrama REE normalizado a condrito (Sun & McDonough, 1989) y diagrama spider normalizado a manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) obtenidos de Mella, 2008.....	48
Figura 19: a) - c) Diagramas Harker representativos de la muestra más primitiva a partir de datos publicados disponibles (Mella, 2008).....	49
Figura 20: Imágenes de electrones retrodispersados (BSE) de fenocristales representativos de la muestra HP-016. A) Textura coronítica entre fenocristal de olivino y microlitos de clinopiroxeno y masa fundamental con microlitos de plagioclasa; zonación normal en olivino. B) Cúmulo de fenocristales de olivino y plagioclasa y masa fundamental con microlitos de plagioclasa; zonación normal en olivino y plagioclasa. C) Fenocristal de olivino con inclusión de espinela y masa	

fundamental con microlitos de plagioclasa; zonación normal en olivino y plagioclasa. D) Fenocristal de olivino con inclusión de espinela y masa fundamental con microlitos de plagioclasa; zonación normal en olivino y plagioclasa.	50
Figura 21: Composición de los fenocristales de olivino y sus respectivas zonas.....	50
Figura 22: Composición de los fenocristales de plagioclasa y sus respectivas zonas.....	51
Figura 23: Campos de estabilidad P-T de las composiciones de olivino y plagioclasa obtenidos por Rhyolite-MELTS en diferentes condiciones de fugacidad de oxígeno para muestras de la unidad “Volcán Hornopirén II”. El contenido de agua utilizado para las simulaciones es de 1 a 5% wt%.	54
Figura 24: Esquema de crecimiento de plagioclasa y olivino para la unidad “Volcán Hornopirén II”.....	57
Figura 25: Comparativa de imágenes de electrones retrodispersados (BSE) entre este trabajo y CEM. a y b) Zonaciones en olivino y plagioclasa unidad “Volcán Hornopirén II”. c) Zonación en olivino CEM Carrán-Los Venados (Extraído de Bucchi et al., 2015). d) Zonación en olivino CEM Caburgua-Huelemolle (Extraído de Morgado et al., 2015). e) Zonación en olivino CEM Fui Norte (Extraído de Mallea-Lillo et al., 2022). f) Zonación en olivino CEM Fui Sur (Extraído de Mallea-Lillo et al., 2022)	60
Figura 26: Comparativa de imágenes de electrones retrodispersados (BSE) entre este trabajo y estratovolcanes. a y b) Zonaciones en olivino y plagioclasa unidad “Volcán Hornopirén II”. c y d) Zonación en cristales de olivino volcán Villarrica (Extraído de Morgado et al., 2015). e) Zonación en olivino volcán Calbuco (Extraído de Morgado et al., 2019). f) Zonación en plagioclasa volcán Osorno (Extraído de Morgado et al., 2022).....	61

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Tabla resumen del contenido modal de cada una de las fases (fenocristales, vesículas y masa fundamental) presentes en tres cortes transparentes pertenecientes a la unidad “Volcán Hornopirén II”.	45
Tabla 2: Resumen de rangos composicionales agrupados a partir de su composición química mineral semicuantitativa.....	51
Tabla 3: Resumen de rangos composicionales agrupados a partir de su composición química mineral semicuantitativa y zonas que se modelizaron en Rhyolite-MELTS.....	53
Tabla 4: Resumen de las condiciones intensivas para la unidad “Volcán Hornopirén II”.	55
Tabla 5: Resumen de las condiciones intensivas pre-eruptivas para la unidad “Volcán Hornopirén II”, CEM y estratovolcanes en algunos centros eruptivos de la ZVS.....	59

LISTA DE ABREVIATURAS

AP = antes del presente
BSE = Electrones retrodispersados (Backscattering Electron)
ca. = circa (alrededor de una fecha)
CEM = Centros eruptivos menores
CVY = Complejo Volcánico Yate
EDS = Espectroscopia de Rayos X por Dispersión en Energía (Electron Dispersive Spectroscopy)
 fO_2 = Fugacidad de oxígeno
LILE = Large Ion Lithophile Element
HFSE = High Field Strength Element
OVDAS = Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur
RAV = Reportes de Actividad Volcánica
SEM = Microscopio Electrónico de Barrido (Scanning Electron Microscope)
SERNAGEOMIN = Servicio Nacional de Geología y Minería
ZFLO = Zona de falla Liquiñe-Ofqui
ZVC = Zona Volcánica Central
ZVS = Zona Volcánica Sur
ZVSN = Zona Volcánica Sur Norte
ZVST = Zona Volcánica Sur Transicional
ZVSC = Zona Volcánica Sur Central
ZVSS = Zona Volcánica Sur Sur
ZVA = Zona Volcánica Austral

1. CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1. Formulación del estudio propuesto

El reservorio magmático es el lugar físico donde se almacena el magma bajo la superficie terrestre, por lo que no se puede observar directamente (Bachmann & Bergantz, 2008). La energía y el tamaño de las erupciones volcánicas dependen de los procesos que suceden en los reservorios magmáticos en la corteza terrestre y en el manto terrestre, bajo la corteza, por lo tanto, determinar las condiciones intensivas involucradas en la cristalización de un magma en el reservorio nos acerca a los escenarios pre-eruptivos permitiendo entender su comportamiento.

En el margen occidental de Sudamérica desde los 33°S hasta los 46°S, se tiene una cadena montañosa de 1.900 km de largo, contexto ideal para el desarrollo de sistemas geotermales de tipo volcánico (Aravena et al., 2016). Estos volcanes constituyen un rasgo geomorfológico fundamental del territorio chileno, reconociendo geográficamente tres importantes cinturones volcánicos en Chile: la Zona Volcánica Central (ZVC, 16°-28°S), la Zona Volcánica Sur (ZVS, 33°-46°S) y la Zona Volcánica Austral (ZVA, 49°-56°S) (Hildreth & Moorbath, 1988; Tormey et al., 1991; Mpodozis et al., 1995; López-Escobar et al., 1995b), donde la ZVS presenta la mayor cantidad de volcanes activos (51, de acuerdo con SERNAGEOMIN, 2019) y se extiende desde el volcán Tupungatito (33.4°S) hasta el volcán Hudson (45.9°S) (Stern, 2004; Watt et al., 2011). La mayoría de los volcanes de la ZVS son de difícil acceso y están poco estudiados, pero representan una amenaza continua para la infraestructura local y regional (e.g. Watt et al., 2011a, 2011b), debido a las poblaciones cercanas expuestas a sus peligros.

A su vez, la ZVS se subdivide en cuatro subzonas que se diferencian según criterios petrográficos, geoquímicos y tectónicos (López-Escobar et al., 1995b) y corresponden a la Zona Volcánica Sur Norte (ZVSN; 33°-34.5°S), Zona Volcánica Sur Transicional (ZVST; 34.5°-37°S), Zona Volcánica Sur Central (ZVSC; 37°-41,4°S) y Zona Volcánica Sur Sur (ZVSS; 41,5°-46°S), en esta última es donde se encuentra ubicado el volcán Hornopirén.

La ZVS está ubicada en un ambiente tectónico convergente activo, generado por la subducción de la Placa de Nazca (oceánica) bajo la Placa Sudamericana (continental) desde el Jurásico Inferior (Angermann et al., 1999; Charrier et al., 2007), dando como resultado el Arco Volcánico Andino. La estructura tectónica más relevante en la ZVS es la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), una importante estructura NS que acomoda el componente paralelo de la subducción oblicua debido al fracturamiento frágil de la corteza continental y subsecuente desplazamiento a lo largo de esta (Cembrano & Hervé 1993; Lavenu & Cembrano 1994; Lavenu & Cembrano 1999; Sepúlveda et al., 2011). La coincidencia de cinturones plutónicos y volcanes recientes a lo largo de la falla Liquiñe-Ofqui sugiere que la estructura ha ejercido un control sobre el ascenso y emplazamiento del magma (Cembrano & Hervé 1993; Sepúlveda et al., 2011) (Figura 1).

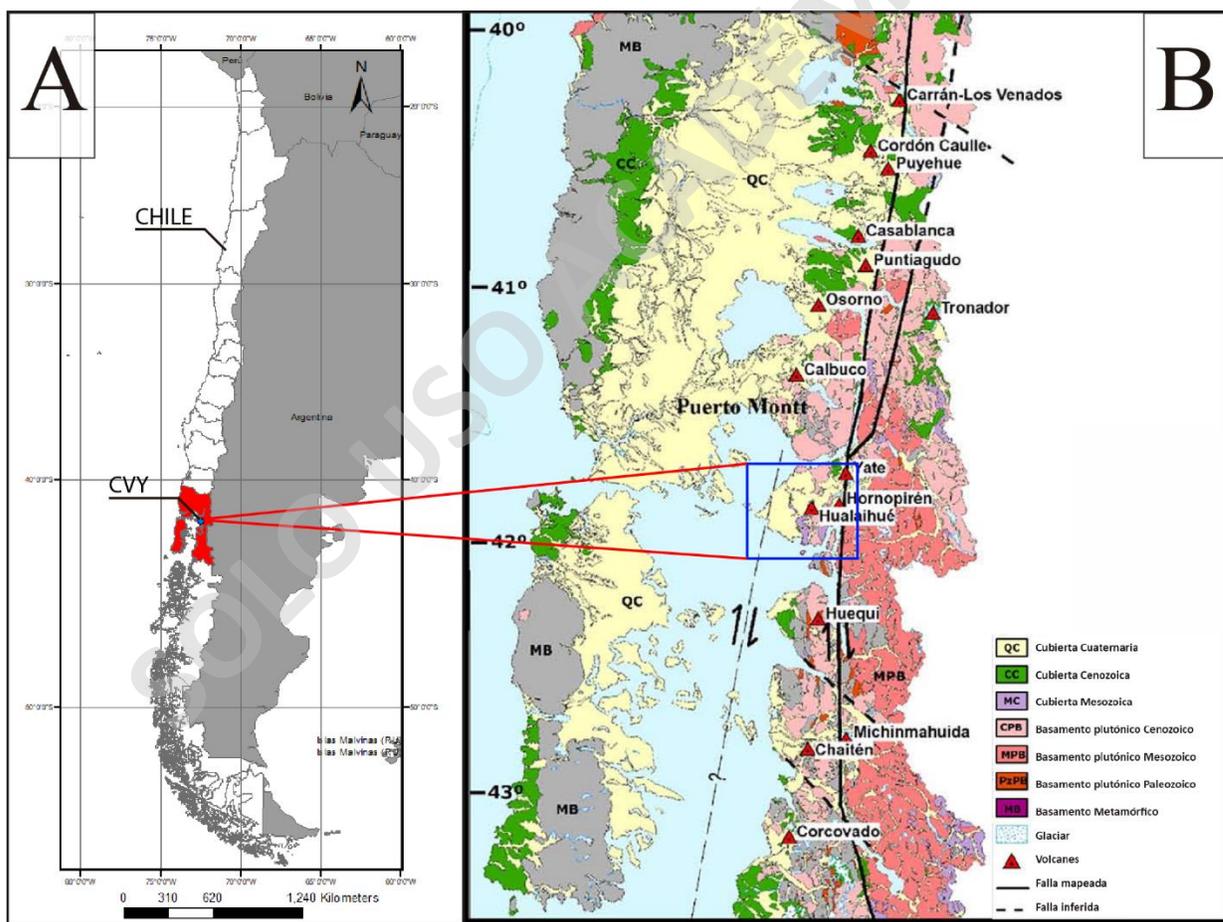


Figura 1: A) Localización del Complejo Volcánico Yate con respecto a Chile. Elaborado en software ArcGIS v.10.3 con mapas vectoriales BCN. B) Centros volcánicos entre los 40°S y los 43°S representados por los triángulos y la traza de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. El recuadro rojo representa la zona del Complejo Volcánico Yate (Modificado de Cembrano y Lara, 2009).

El volcán Hornopirén está ubicado en la comuna de Hualaihué, región de Los Lagos y representa uno de los numerosos ejemplos de magmatismo reciente (Pleistoceno – Holoceno) de la Cordillera de los Andes en la ZVS. El volcán Hornopirén pertenece al Complejo Volcánico Yate (CVY, Figura 1) ($41^{\circ}40' - 42^{\circ}58'S$; $72^{\circ}42' - 73^{\circ}12'W$) que corresponde a un conjunto de centros de emisión formados por diferentes estructuras y productos volcánicos yuxtapuestos (SERNAGEOMIN, 2017). El CVY abarca un área de aproximadamente 420 km^2 (Mella, 2008) y está constituido por los volcanes Yate, Hornopirén y Hualaihué (o volcán Apagado), además de un conjunto de centros eruptivos menores conocidos como Centros Eruptivos Cordón Cabrera (Mella, 2008). La actividad eruptiva del Complejo Volcánico Yate ha estado dominada por erupciones efusivas en los volcanes Yate y Hornopirén, y erupciones explosivas de escoria basáltica en los volcanes Hornopirén y Hualaihué (Watt et al., 2011). El edificio juvenil en Hornopirén (insinuado por su morfología de cono simétrico) sugiere un rápido crecimiento reciente (e.g. Watt et al., 2011), y la evidencia de niveles relativamente bajos de actividad volcánica durante el Holoceno en el volcán Yate (e.g. Watt et al., 2011b), puede indicar que el foco principal de la actividad del Holoceno se ha desplazado desde el volcán Yate en dirección al sur, hacia el volcán Hornopirén (Watt et al., 2011). Este es un motivo de preocupación para la cercana (aproximadamente 12 km al sur) localidad homónima, con una población de 3629 habitantes (INE, 2019) y clave para la conectividad con la “Carretera Austral” (Ruta 7) (Figura 2).

En 2019, el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) en conjunto con el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS) situó al volcán Hornopirén en el lugar número 24 (de un total de 92 sistemas volcánicos) en su “*Ranking de Riesgo Específico de Volcanes Activos en Chile 2019*” y lo categorizó como “*Sistemas volcánicos tipo IP*” indiciando un nivel alto de riesgo específico y actividad anómala reciente (SERNAGEOMIN, 2019) principalmente por la alta exposición que presenta con respecto a poblados cercanos. Adicionalmente, según la reciente publicación del mapa de peligros del volcán Hornopirén (Mella et al., 2021), las áreas más expuestas y de mayor peligro volcánico son las cercanas a los flancos del volcán, en particular, se observan dos zonas con alto peligro de lahares que son parte del centro del pueblo de Hornopirén y parte del sector de Chaqueigua y también pueden ser afectados por caída de ceniza (e.g. Hornopirén) o por acumulación de caída de piroclastos (e.g. acceso al Parque Nacional Hornopirén) (Mella et al., 2021).

Adicionalmente, este volcán compuesto se encuentra sobre la traza de la ZFLO, siendo un caso particular puesto que comúnmente son los centros eruptivos menores (CEM) los que se ubican sobre sistemas estructurales corticales (López-Escobar et al., 1995a; Lara et al., 2006; Cembrano y Lara, 2009) que en ocasiones originan una cierta alineación u orientación preferencial, como es el caso de los CEM Carrán-Los Venados (Bucchi et al., 2015), CEM Caburgua-Huelemolle (Morgado et al., 2015; McGee et al., 2017), CEM Grupo Fui (Mallea-Lillo et al., 2022), CEM Cayutué-La Viguería (Mena, 2015) o CEM Cordón Cabrera (Moreno y Lara, 2007). Debido a su posición espacial, también podría ser afectado por terremotos superficiales esporádicos en la corteza terrestre a lo largo de la ZFLO, donde en los últimos años se ha detectado una sismicidad moderada somera (profundidad menor a 10 km y magnitudes hasta 5.4; Náquira et al., 2009) asociada a la ZFLO en el área de Hornopirén (~42°S) (Sepúlveda et al., 2011).

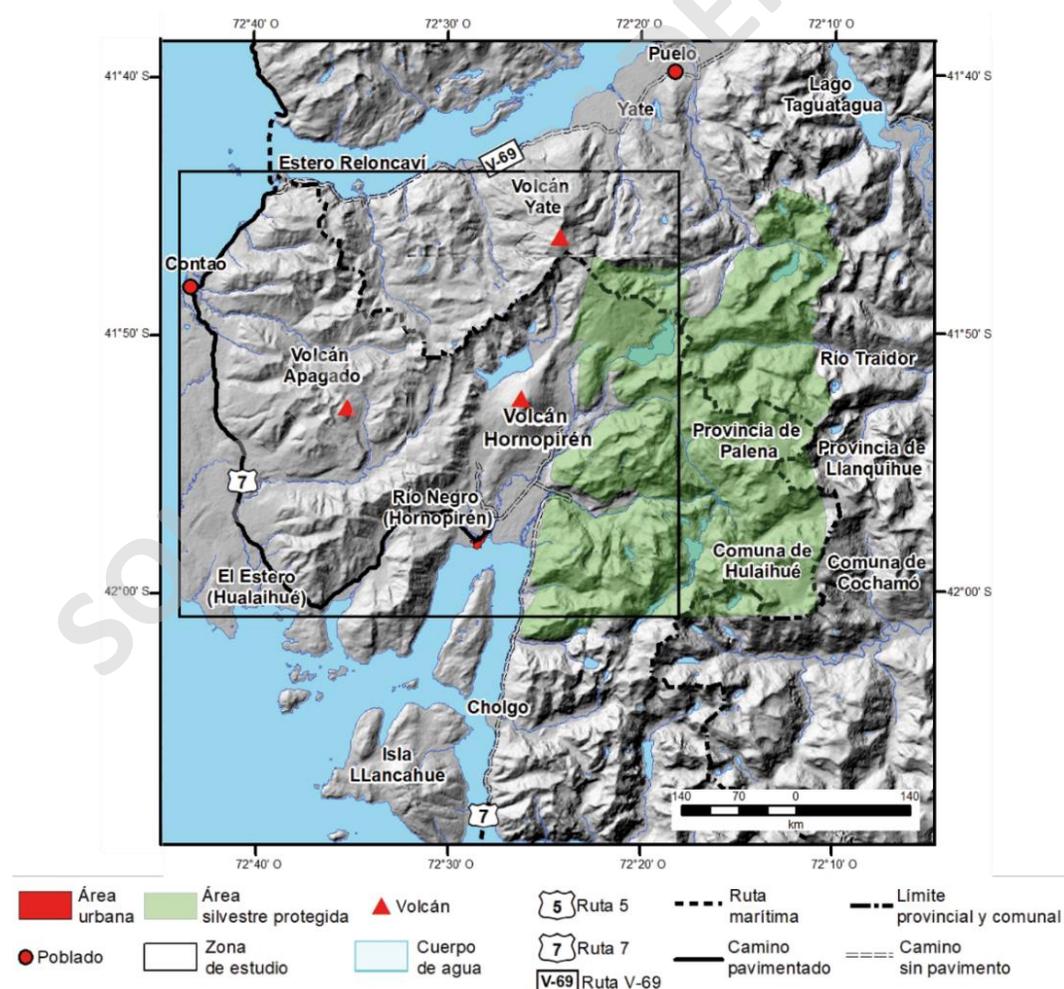


Figura 2: Complejo Volcánico Yate (área aproximada en recuadro negro) y poblados cercanos. (Modificado de Mella, 2008).

Además de estar construido sobre la traza de la ZFLO, los productos eruptivos del volcán Hornopirén presentan composiciones desde basálticas hasta andesitas basálticas (Mella, 2008), las cuales son distintas respecto de los productos de volcanes cercanos como los volcanes Yate y Hualaihué, de composiciones andesítica a dacítica y basálticas a andesitas basálticas, respectivamente (Mella, 2008). La reducción significativa en el espesor cortical de la placa sudamericana (<30 km) en la ZVS en comparación con los segmentos más septentrionales de la cordillera (Lowrie & Hey, 1981; Hildreth & Moorbath, 1988; Robertson et al., 2003), podría minimizar los efectos de los procesos corticales (López-Escobar et al., 1995b; Mella, 2008) en la composición del material volcánico, lo que podría permitir obtener algunas características químicas primitivas de magmas y representar de mejor manera la composición inicial del sistema.

El presente estudio se centra en la unidad “Volcán Hornopirén II” (descrita por Mella, 2021) del volcán Hornopirén, donde las fases minerales presentes en las muestras recolectadas de la zona de estudio (olivino, plagioclasa y minerales opacos -titanomagnetita y espinela- Mella, 2008) permiten medir las condiciones pre-eruptivas del reservorio magmático a través de la adquisición semicuantitativa de química de las fases sólidas mediante microscopía electrónica de barrido (SEM) y los datos de microsonda electrónica, reportados por Mella (2008). La obtención de química mineral permitirá la modelización termodinámica para determinar las diferentes condiciones de equilibrio en el sistema y reproducir la evolución del sistema magmático al momento de la erupción que dio origen a los productos de la unidad “Volcán Hornopirén II” permitiendo entender sus características.

1.2. Hipótesis del estudio

Los productos holocenos del volcán Hornopirén correspondientes a la unidad “Volcán Hornopirén II” están asociados a un reservorio ubicado en la corteza superior con temperaturas hasta los 1100°C, presiones de hasta 6 kbar, fO_2 entre $\Delta QFM \pm 1$ y un contenido de agua disuelta (H_2O) de 2 – 4%.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo general

- Generar un modelo de las condiciones pre-eruptivas mediante el *freeware* Rhyolite-MELTS con los datos recolectados para la unidad “Volcán Hornopirén II” permitiendo determinar las condiciones físicas intensivas del reservorio magmático bajo el volcán Hornopirén.

1.3.2. Objetivos específicos

- Estudio petrográfico de cortes transparente-pulidos de rocas volcánicas, identificando mineralogía (asociaciones minerales de interés) y texturas en productos volcánicos de la unidad “Volcán Hornopirén II” del volcán Hornopirén.
- Analizar la mineralogía en los cortes transparente-pulidos y medir semicuantitativamente las composiciones de las fases sólidas.
- Modelización termodinámica en *freeware* Rhyolite-MELTS de la química (mineral y de roca total) de los productos.
- Describir los procesos pre-eruptivos del sistema magmático.

1.4. Ubicación y accesos

El volcán compuesto Hornopirén (41°52'53”S; 72°26'02”W), se encuentra en la comuna de Hualaihué, provincia de Palena, región de Los Lagos, Chile (Figura 3), a 61 km al SE de la capital regional Puerto Montt (INE, 2019) y ~10 km al SSW del volcán Yate. Presenta una altura máxima de 1572 m.s.n.m. y un área basal aproximada de 5,2 km² (SERNAGEOMIN, 1995). El volcán es mayormente cubierto por bosques y un glaciar en su cima y su nombre significa “*horno de nieve*” (SERNAGEOMIN, 1995).

El camino principal para acceder a la localidad de Hornopirén desde Puerto Montt (ciudad con aeropuerto más cercano) es por la “Carretera Austral” (Ruta 7) hasta llegar a “Caleta La Arena” donde se debe embarcar en el ferry en dirección a “Caleta Puelche”. Una segunda opción es desde la ciudad de Puerto Varas, utilizando la “Ruta 225”, desviar al sur en la “Ruta V-69” y continuar hasta “Caleta Puelche”. Para ambas opciones desde “Caleta Puelche” se continua al sur por la “Ruta 7” hasta la localidad de Hornopirén. Se puede acceder a la base del volcán Hornopirén por el camino al lago Cabrera y el acceso al Parque Nacional Hornopirén.

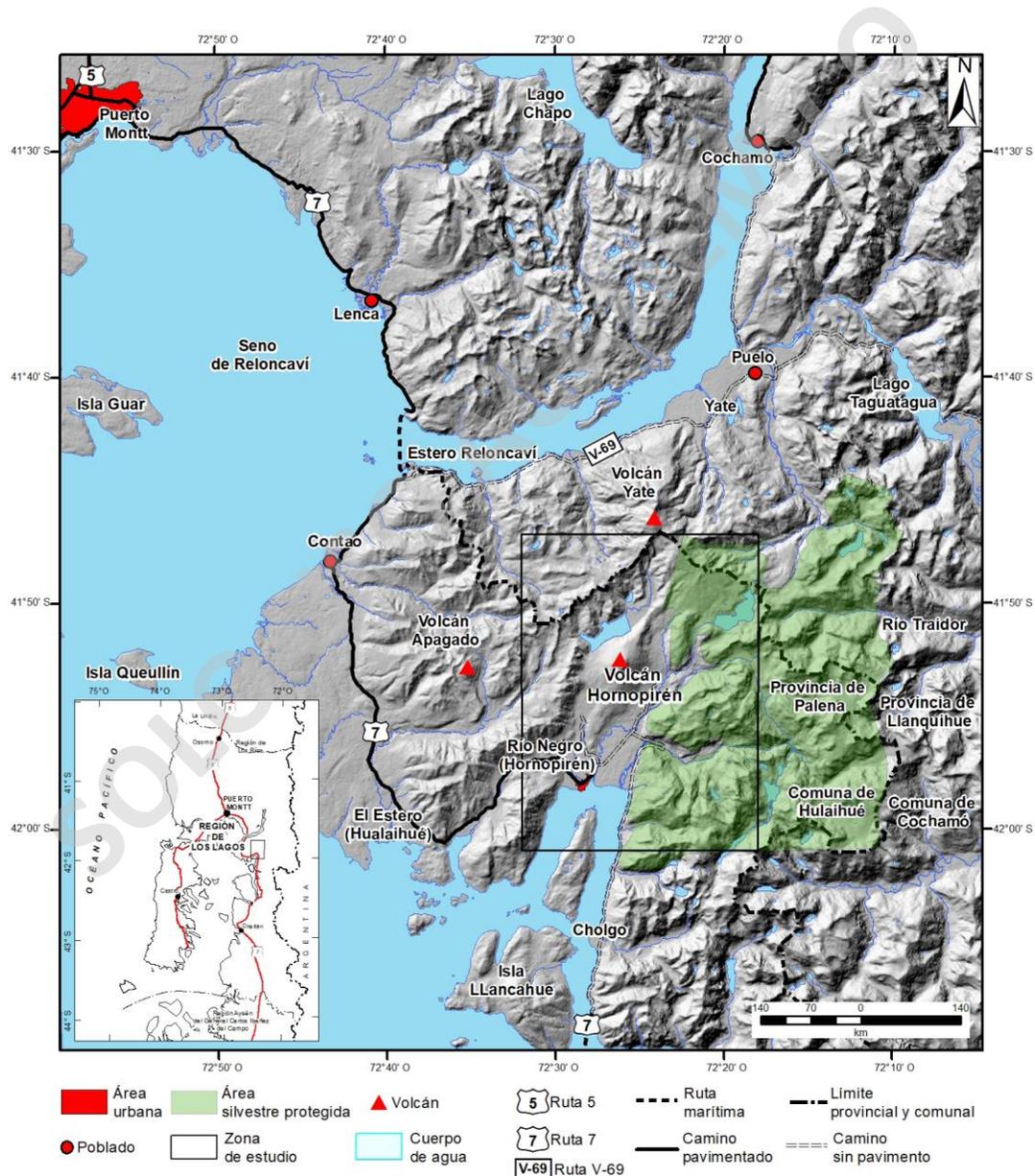


Figura 3: Mapa de ubicación y vías de acceso desde Puerto Montt y Cochamó a la zona de estudio. Extraído de Mella et al. 2021. Base topográfica elaborada con modelo de elevación digital (DEM) Alos Prism y cartas IGM digital.

2. CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO

2.1. Definiciones básicas

Cámara magmática: Una región continua en la que se almacena magma eruptable (fracción de cristal <50%), dicho magma tiene la capacidad de fluir (Bachmann & Bergantz, 2008).

Crystal Mush: Se considera como una zona de almacenamiento de magma ricas en cristales (fracción de cristal >50%) (Bachmann & Bergantz, 2008).

Magma rígido o semirrígido: Magma compuesto por una estructura de cristales en contacto y líquido intersticial, como “*crystal mush*”, puede ser algo móvil cuando está cerca de su punto de bloqueo mecánico, pero actúa principalmente como una “*esponja rígida*” (Hildreth, 2004; Bachmann & Bergantz, 2008).

Reservorio magmático: Las cámaras magmáticas y “*crystal mushes*” en conjunto forman lo que denominamos reservorio magmático. El comportamiento del magma en los reservorios se ve fuertemente afectado por el porcentaje de cristales presentes y puede variar según las condiciones de temperatura, presión, composición química y eventos de recarga (Bachmann & Bergantz, 2008).

Centro eruptivo menor (CEM): Expresiones más comunes de volcanes continentales caracterizados por manifestar un breve historial de erupción (≤ 100 años) y un pequeño volumen de magma emitido ($\leq 1 \text{ km}^3$) (Németh y Kereszturi, 2015). Los CEM se manifiestan de forma aislada o asociados a centros eruptivos mayores en diversos ambientes tectónicos (Valentine y Gregg, 2008) y su sistema de ascenso es relativamente simple y es alimentado por uno o diversos *inputs* de magma (Németh y Kereszturi, 2015).

Equilibrio químico: Es el estado en el que las actividades químicas o las concentraciones de los reactivos y los productos no tienen ningún cambio neto. Un sistema real en equilibrio volverá a ese estado al cambiar algún parámetro temporalmente y las propiedades del sistema no cambiarán en el tiempo (Lasaga & Kirkpatrick, 1981). El criterio para el equilibrio de intercambio es que las

diferencias de potencial químico de cada componente sean las mismas en ambas fases (Bohlen & Lindsley, 1987).

Cristalización en equilibrio: Proceso de diferenciación magmática, en el que la evolución se realiza a partir del propio magma en un sistema cerrado (Wilson, 1989; Capítulo 4). La composición del sistema es la misma al inicio y al final de su evolución.

Cristalización fraccionada: Proceso de diferenciación magmática, en el que la evolución se realiza a partir del propio magma (Wilson, 1989; Capítulo 4). Durante la cristalización fraccionada no hay intercambio de elementos entre el fundido y los minerales antes formados, los cristales que se forman son inmediatamente aislados del fundido, de tal forma que ninguna reacción ocurre entre los minerales y el magma después de la formación del mineral (Wilson, 1989; Capítulo 4). La composición del sistema es diferente al inicio y al final de su evolución.

2.2. Magmatismo en la Zona Volcánica Sur

El magmatismo en la ZVS corresponde a un ambiente convergente de tipo oceánico – continental (e.g. Arco continental Andino: Placa de Nazca – Placa Sudamericana) y está generado principalmente por la fusión parcial de la cuña astenosférica (Figura 4). Su génesis está influenciada por la presencia de fluidos (fundamentalmente H₂O) derivados de la placa subductante (slab) (e.g. Sun, 2001) y/o deshidratación de minerales metamórficos durante el proceso de subducción (e.g. Jackson et al., 2003) entre los 90 y 110 km de profundidad aproximadamente (Forneris & Holloway, 2003). Estos fluidos provocan la despolimerización de cadenas silíceas en la cuña astenosférica, causando una baja en su punto de fusión que da paso a la generación magmática (Wilson, 1989).

El principal mecanismo de ascenso del magma es la flotabilidad que presenta un magma con el medio que lo rodea, por el hecho de tener, usualmente, menor densidad. Al tener una densidad menor respecto de lo que lo rodea, éste ascenderá e incrementará su velocidad si existe la presencia de fracturas o fallas corticales que actúen como canales magmáticos (Cembrano y Lara, 2009).

Durante su ascenso, el magma puede estancarse y, como consecuencia, generar procesos de diferenciación magmática provocando que se generen magmas evolucionados a partir de uno primitivo mediante mezcla de magmas (e.g. Suzaño et al., 2015), cristalización fraccionada (e.g. Bucchi et al., 2015), asimilación cortical y fusión parcial (e.g. López-Escobar et al., 1995b).

En ambientes de subducción, el magma se caracteriza por ser comúnmente calcoalcalino y en menor medida toleítico, rico en elementos incompatibles provenientes de la fuente magmática (cuña astenosférica), del slab o incorporados durante el ascenso, presentando un enriquecimiento relativo en Large Ion Lithophile Element (LILE) respecto a los High Field Strength Element (HFSE) (e.g. Sun, 2001). Al tener una signatura isotópica enriquecida, implica altas razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y bajo $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, sugiriendo un origen mantélico para estos magmas (e.g. Sun, 2001).

La profundidad de la superficie del slab bajo el volcán Hualaihué es de 105 km (Lange et al., 2008), aumentando a aproximadamente 115 km bajo el volcán Hornopirén y hasta 140 km bajo Palena (Watt et al., 2013) y los modelos térmicos indican (dependiendo del modelo considerado) aumentos de temperatura en la parte inferior del slab de 20 a 80 °C entre los volcanes Hualaihué, Hornopirén y Palena (Syracuse et al., 2010; Watt et al., 2013).

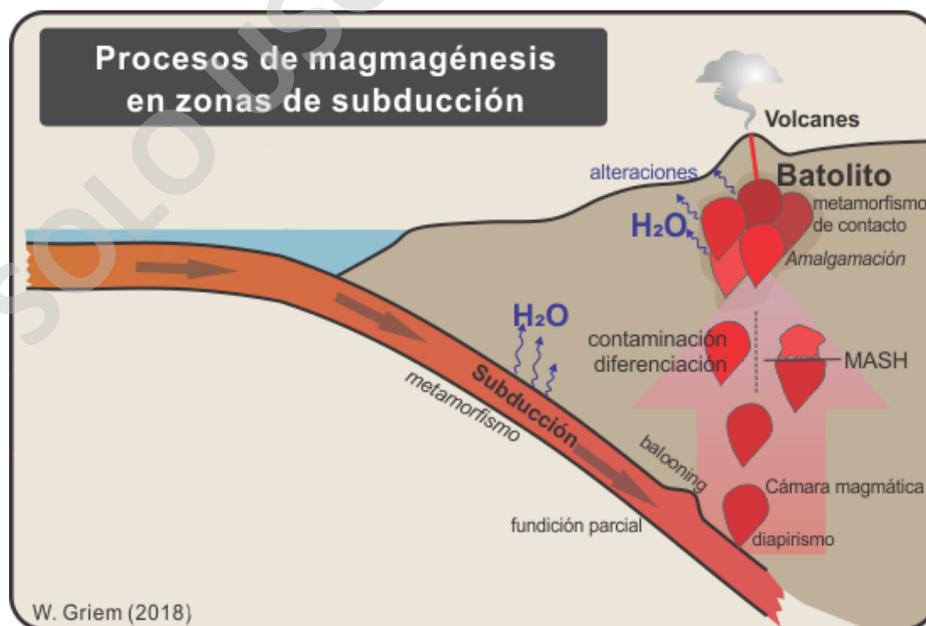


Figura 4: Procesos de magmagénesis en zonas de subducción (Extraído de Griem, 2018).

2.3. Microscopía electrónica

El microscopio electrónico de barrido o SEM (Scanning Electron Microscope) es un instrumento analítico que permite observar muestras íntegras y en sus tres dimensiones (Renau-Piqueras & Faura, 1994). Es utilizado principalmente para reconocer fases sólidas (vidrio y minerales) a partir de sus características químicas (Reed, 2005) o para hacer análisis semicuantitativos de los componentes de la muestra, lo que se realiza mediante el análisis de los rayos X y electrones emitidos por la muestra tras su irradiación con el haz electrónico (Renau-Piqueras & Faura, 1994).

Al colisionar el haz electrónico con el material sólido analizado, los electrones son desacelerados principalmente por interacciones con electrones atómicos presentes en el sólido en análisis, generando electrones secundarios y electrones retrodispersados (Figura 5) (Reed, 2005). Como consecuencia se produce la emisión de rayos X (espectro característico) y de electrones los cuales son recibidos por un detector y como resultado de estos últimos se obtiene una imagen en escala de grises como respuesta al bombardeo electrónico (Reed, 2005).

Los electrones secundarios (SE) son de baja energía y solo penetran unos pocos nanómetros al espécimen y el número de estos electrones eyectados se conoce como el coeficiente de electrones secundarios el cual permite obtener imágenes que representan la topografía superficial (Reed, 2005). Los electrones retrodispersados o BSE (Backscattering Electron) se generan cuando los electrones incidentes penetran en la muestra y es desviado en un ángulo mayor a 90° , emergiendo de la superficie del objetivo (Reed, 2005). Los electrones retrodispersados permiten obtener imágenes que representan diferencias de densidad en una muestra pulida, si la muestra no está bien pulida, se obtendrán alteraciones y artefactos en las imágenes obtenidas (Zhou et al., 2006). El bombardeo de electrones genera patrones característicos que entregan información semicuantitativa respecto a la química de la fase sólida que se está midiendo (Reed, 2005).

Electrones incidentes

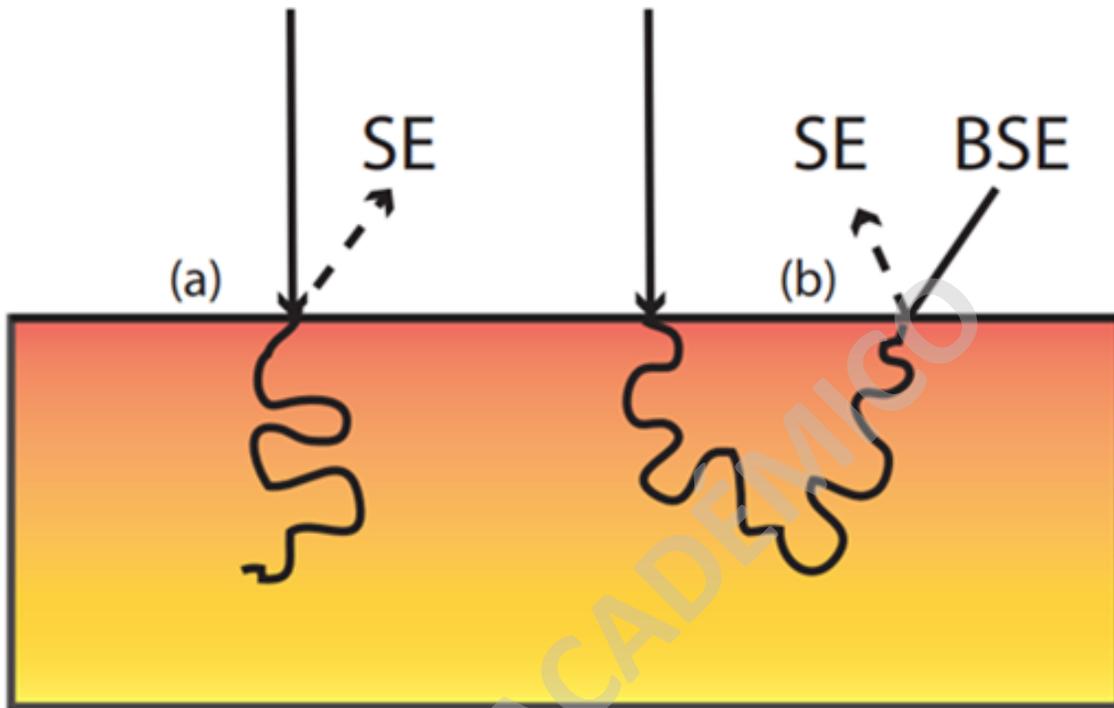


Figura 5: A) Electrones incidentes en una muestra sólida y como respuesta generan electrones secundarios. B) Mismo haz de electrones incide en la muestra, pero es deflectado en un ángulo mayor a 90° generando electrones secundarios y electrones retrodispersados. Modificado de Reed (2005).

2.4. Espectrometría de dispersión de electrones

La espectrometría de dispersión de electrones o EDS (Electron Dispersive Spectroscopy) recopila todo el espectro de rayos X a la vez, lo cual genera espectros continuos que corresponden principalmente a ruido (los cuales son suprimidos directamente por el SEM) y espectros característicos que entregan patrones que permiten determinar la química de los elementos mayores disponibles y estimar la cantidad en la que están presentes, pudiendo interpretar semicuantitativamente que fases están presentes en el sólido estudiado (Reed, 2005), permitiendo definir "regiones de interés" o bandas de energía que contienen los *peaks* de los elementos de interés (Reed, 2005).

2.5. *Freeware* MELTS y *Freeware* Rhyolite-MELTS

MELTS es un *freeware* basado en los trabajos de Ghiorso & Sack (1995) y Asimow & Ghiorso (1998) para facilitar el modelado termodinámico de equilibrios de fase en sistemas magmáticos, mientras que Rhyolite-MELTS está basado en el trabajo de Gualda et al. (2012) y modificado en el trabajo de Ghiorso & Gualda (2015) y corresponde a una actualización en el cual incorporan un nuevo modelo de saturación de fluidos H₂O-CO₂.

El uso de MELTS permite reproducir las fases que cristalizan y su composición a partir de la composición de un líquido magmático hipotético, mientras que Rhyolite-MELTS es utilizado para estudiar la evolución de los sistemas magmáticos en un amplio espectro de composiciones y condiciones (Gualda et al., 2012) o estudiar la evolución de fases fluidas (e.g. volátiles) o exseltas (por ejemplo, H₂O y CO₂ exseltos).

La calibración actual de MELTS no logra predecir correctamente la posición de la superficie de saturación de cuarzo + feldespato en el espacio de temperatura, presión y composición, lo que la hace inadecuada para estudiar sistemas silíceos (Gualda et al., 2012). Para remediar esto es necesario utilizar el *freeware* Rhyolite-MELTS.

3. CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO

3.1. Antecedentes generales

El primer estudio detallado del volcán Hornopirén se atribuye a Mauricio Mella (2008), enfocado en el Complejo Volcánico Yate, y consiste en la propuesta de un modelo petrogenético para fundamentar la discusión final sobre la génesis del Complejo Volcánico de Yate. Para esto se realizó un levantamiento geológico dando como resultado un mapa geológico a escala 1:50.000, estudios petrográficos, análisis composicionales mediante SEM y el estudio de la firma litoquímica e isotópica Sr-Nd-Pb de las unidades y del basamento regional.

Solano (1978), SERNAGEOMIN (1995), González-Ferrán (1994) y Petit-Breuilh (1995), describen el volcán Hornopirén como un volcán compuesto de forma cónica perfecta, compuesto de lavas basálticas y piroclastos (~53% SiO₂ wt%; Mella, 2008) con un pequeño cono de escoria en la parte superior (Mella, 2008).

Notsu et al. (1987), Kilian y López-Escobar (1991) y López-Escobar et al. (1993), publicaron datos petrográficos y geoquímicos que indican composición basáltica para lavas (53,05% SiO₂ wt%; Mella, 2008), con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y minerales opacos, además razones isotópicas de ⁸⁶Sr/⁸⁷Sr entre 0,7340 y 0,7044 para este volcán (Mella, 2008).

Posteriormente, Mella et al. (2021) publican la Carta Geológica de Peligros del Volcán Hornopirén, que entrega información zonificada de peligros volcánicos para la planificación territorial, divulgación y para preparar a la población para períodos de crisis volcánicas (Mella et al., 2021). Adicionalmente, se incluye el mapa geológico esquemático del volcán Hornopirén en el cual se redefinen las unidades descritas por Mella (2008) del volcán Hornopirén, identificando 5 unidades, entre ellas la unidad “Volcán Hornopirén II”, que evidencian la evolución del volcán Hornopirén desde el Pleistoceno Superior.

3.2. Generalidades

La ZVS es considerada el segmento volcánico más activo de los Andes teniendo 51 estratovolcanes y numerosos centros eruptivos menores (Stern, 2004) (Figura 6). Se encuentra limitada al norte por la subducción de la dorsal de Juan Fernández (Mpodozis et al., 1995) y al sur por la Dorsal de Chile (Cande y Leslie, 1986). La edad de la placa oceánica en subducción para este segmento ronda entre los 20-10 millones de años, la dirección es ortogonal a la fosa (22° a 30° noreste) y su velocidad ronda los 6,5 a 9 cm/año (Norambuena et al., 1998; Angermann et al., 1999).

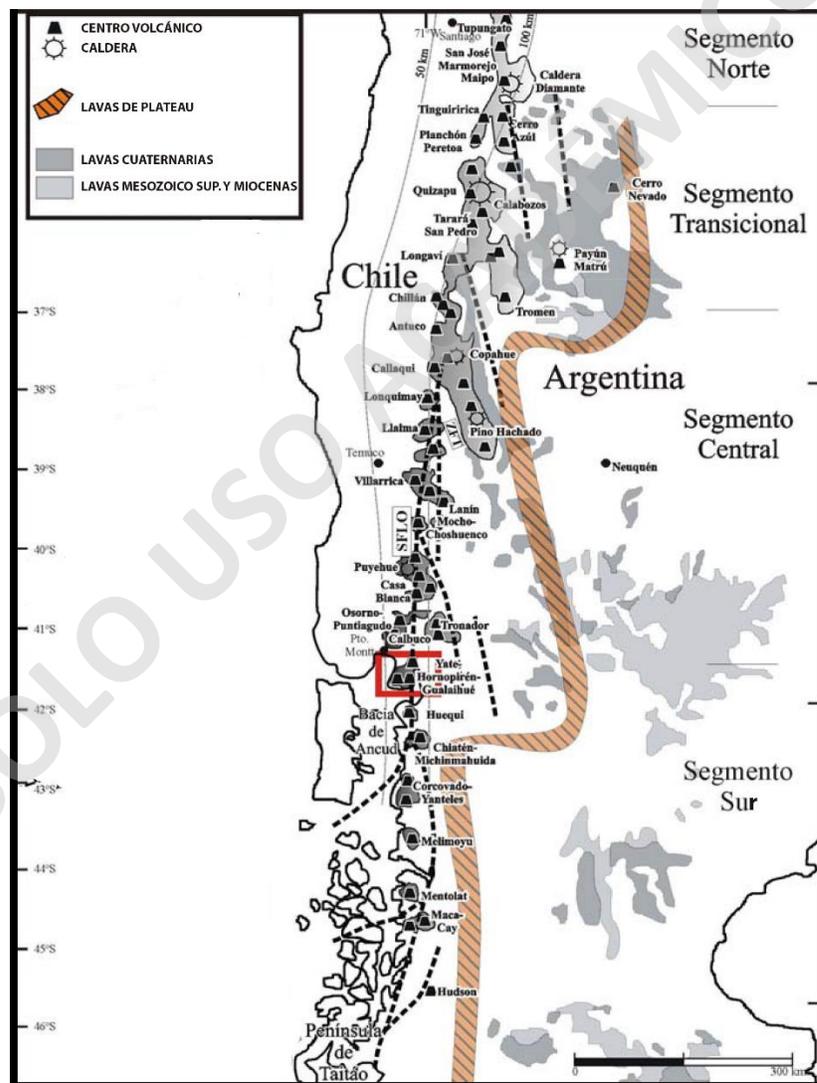


Figura 6: Detalle de la Zona Volcánica Sur (ZVS) entre 33° y 46° S. Se destaca la subdivisión entre los segmentos norte, de transición, central y sur (según Stern, 2004). El rectángulo indica el CVY. (Modificada de Mella, 2008, a partir del trabajo de Stern, 2004).

La ZVSS se caracteriza por un arco más estrecho relacionado a la ZFLO y un frente volcánico más cercano a la fosa (~200 km) (López-Escobar et al., 1995b), una corteza continental con espesor entre los ~32 y ~36 km y un espesor litosférico entre ~50 y ~60 km (Hildreth & Moorbath, 1988; Robertson et al., 2003) y un predominio de basaltos y andesitas basálticas, con pocas riolitas (López-Escobar et al., 1995). Además, razones isotópicas similares a los basaltos tipo OIB en el segmento ZVSS apuntan a un modelo petrogenético de fusión parcial del manto fértil, producto de la interacción con fluidos provenientes de placa oceánica (manto litosférico + MORB alterado + sedimentos) (López – Escobar et al., 1977; Hickey et al., 1984; Hickey-Vargas et al 2002; Mella, 2008).

3.3. Geología Regional

El marco litoestratigráfico está compuesto principalmente por cuatro unidades principales, emplazadas entre Chile y parte de Argentina (Figura 7) (Mella, 2008). Estas unidades de más antigua a más reciente corresponden a:

3.3.1. Basamento metamórfico (Paleozoico Superior - Mesozoico):

Esta unidad incluye rocas metamórficas de grado medio a bajo, productos del metamorfismo Neopaleozoico y Triásico-Jurásico del basamento antiguo (Hervé, 1988; Pankhurst et al., 1992; Mella, 2008). Las unidades que incluye el Basamento metamórfico corresponden al Complejo Bahía Mansa, Chonos y Complejo Metamórfico de Alto Grado Sotomó Chaiquenes (Hervé, 1988; SERNAGEOMIN, 1995; Mella, 2008).

3.3.2. Sucesiones volcano-sedimentarias y cuerpos granitoides intrusivo (Mesozoico):

Las sucesiones volcano-sedimentarias afloran principalmente en Argentina y en el borde occidental de la frontera entre Chile y Argentina, mientras que las rocas plutónicas se encuentran en los bordes este y oeste de la frontera entre Chile y Argentina (Mella, 2008). Las unidades presentes en el

Complejo Volcánico Yate (Mella, 2008) corresponden a la Formación Ibáñez (Jurásico), Formación Pichicolo (Jurásico) y el Batolito Norpatagónico Oriental (Cretácico).

3.3.3. Sucesiones volcánicas, sedimentarias y cuerpos graníticos intrusivos (Cenozoico):

Las sucesiones de rocas sedimentarias y volcánicas terciarias están vinculadas a cinturones volcánicos ubicados en cuencas extensionales *pull-apart* (Mella, 2008) asociadas a distintas configuraciones de la placa de Nazca-Farallón, debido a una mayor convergencia en el Oligoceno Superior - Mioceno Temprano y al posible retroceso de la placa de Nazca (Muñoz et al., 2000; Mella, 2008). Las sucesiones que afloran en el Complejo Volcánico corresponden a la Formación Ayacara (Eoceno Superior – Oligoceno) (Solano, 1978; Mella, 2008). Los granitoides están representados por el extremo occidental del Batolito Norpatagónico del Mioceno (SERNAGEOMIN, 1995; Mella, 2008), ubicado al oeste de la traza principal ZFLO.

3.3.4. Arco Volcánico (Pleistoceno-Holoceno):

El segmento sur de la ZVS se caracteriza por dos etapas magmáticas principales y asincrónicas. La primera se atribuye al Pleistoceno, caracterizándose por varias estructuras volcánicas y sucesiones volcano-sedimentarias con fuerte erosión glacial y edades predominantemente entre el Pleistoceno Inferior y Medio (Moreno et al., 1985; SERNAGEOMIN, 1995; Lara et al., 2001; Mella et al., 2005; Mella, 2008). La segunda etapa del volcanismo se desarrolló desde el Pleistoceno Superior hasta el Holoceno, abarcando desde la base de los volcanes activos de la región (por ejemplo, Osorno, Calbuco, Yate, Hualaihué, Hornopirén, entre otros, Moreno et al., 1985) a las erupciones históricas (Mella, 2008). Las unidades reconocidas como parte del basamento del Complejo Volcánico de Yate corresponden a Volcán Sierra Negra y los Estratos de Contao (Mella, 2008).

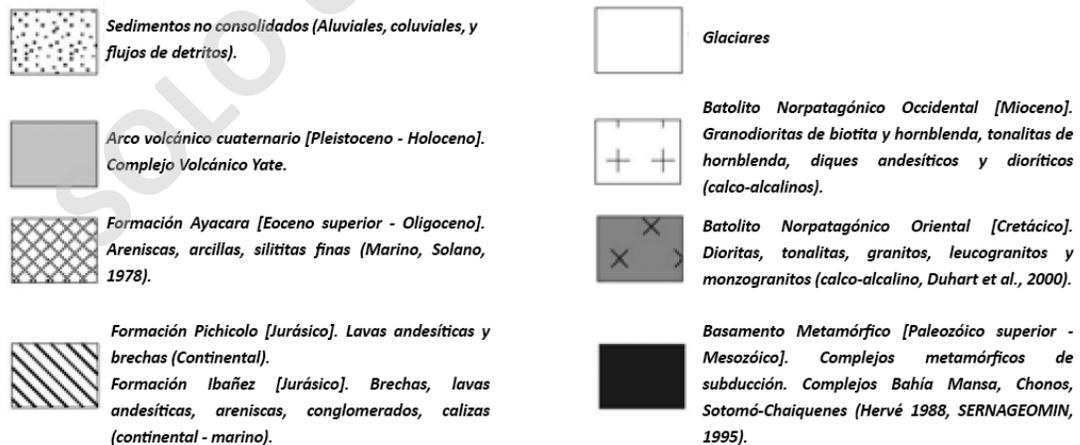
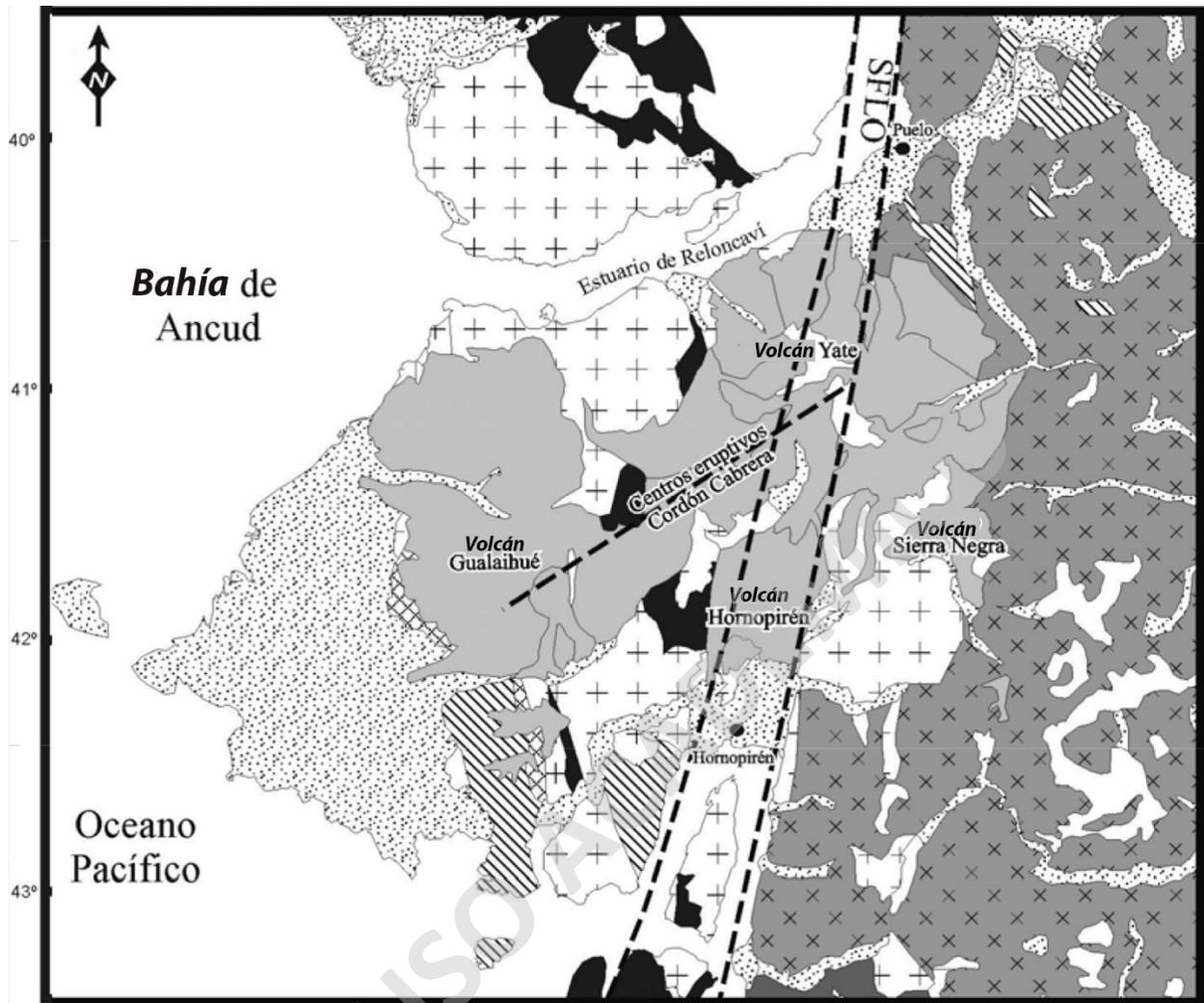


Figura 7: Mapa geológico regional de la zona de estudio, asociado al Complejo Volcánico Yate. Las líneas segmentadas corresponden a la traza de la ZFO y los lineamientos transversales. La leyenda de las unidades corresponde al trabajo recopilatorio de Mella (2008). (Modificado de Mella, 2008).

3.4. Geología local

El volcán Hornopirén está caracterizado por cinco unidades principales (Figura 8), las cuales fueron redefinidas por Mella et al. (2021) y corresponden a:

- “Volcán Hornopirén I” (Pleistoceno Superior): Esta unidad está compuesta por flujos de lavas basálticas y andesítica-basáltica (Mella, 2008; Mella et al., 2021). Las lavas están representadas por tener textura afanítica a porfídica y hialofítica, con fenocristales de plagioclasa y olivino y masa fundamental de plagioclasa, clinopiroxeno, minerales opacos (magnetita) y vidrio palagonitizado (Mella, 2008). La unidad presenta intensa erosión glaciaria que cubren, en inconformidad, a granitoides del Mioceno (SERNAGEOMIN, 1995; Mella, 2008; Mella et al., 2021).
- “Volcán Hornopirén II” (Holoceno): Esta unidad está compuesta por lavas de tipo pahoehoe de composiciones basálticas y andesitas basálticas (SiO_2 52-54 wt%) y flujos piroclásticos de escoria que se distribuye radialmente desde la cima del volcán de manera discontinua (Mella, 2008; Mella et al., 2021). Las lavas están representadas por tener textura afanítica a porfídica, hialofítica y algunos casos glomeroporfídica, poiquilítica e intersertal (Mella, 2008). Las muestras de lavas poseen fenocristales de plagioclasa y olivino (andesitas basálticas) y olivino (basaltos) y masa fundamental con microlitos de plagioclasa (en ocasiones, zonadas), clinopiroxeno, ortopiroxeno, olivino, magnetita y vidrio (Mella, 2008). Los depósitos de tefra comprenden capas de 30 cm a 2 m de espesor de lapilli y bombas, escoriácea, que incluyen bombas de escoria fusiformes densas y *spatters*, constituyentes de flujos piroclásticos de escoria (Mella, 2008; Mella et al., 2021). La unidad se dispone en paraconformidad sobre la unidad Volcán Hornopirén I y granitoides del Mioceno (Mella, 2008) y está cubierta por depósitos de corrientes de densidad piroclásticas de la unidad Ignimbritas Lago Cabrera. La ausencia de erosión glaciaria y la obtención en la base de la unidad que la cubre de edades radiométricas ^{14}C de 4530 ± 30 años AP y 4977 ± 46 años AP (Watt et al., 2011) sugieren un rango de edad máxima de 11700 años AP y mínima de ca. 5164 años AP calibrada (4530 años AP) para esta unidad (Mella et al., 2021).

- “Ignimbritas Lago Cabrera” (Holoceno): Esta sucesión está compuesta casi exclusivamente por corrientes de densidad piroclástica caracterizadas por tefras de ceniza y lapilli, de 1 a 6 m de espesor, interestratificadas con tefras de lapilli y ceniza, ambas con estructuras internas, que representan oleadas piroclásticas; en menor proporción está compuesta por depósitos de tefras de lapilli y bombas, de 30 cm a 4 m de espesor, que representan flujos de piroclásticos (Mella et al., 2021). Las Ignimbritas Lago Cabrera cubren en discordancia de erosión, tipo corte y relleno, a la unidad Volcán Hornopirén II y a depósitos glaciares; y subyace, en paraconcordancia, a la unidad Volcán Hornopirén III (Mella et al., 2021).

- “Volcán Hornopirén III” (Holoceno): Esta unidad está compuesta por un conjunto de conos de escoria coalescentes y anidados en la cima con sus respectivos lóbulos de lavas de bloques, que se distribuyen radialmente en la cima del volcán (Mella et al., 2021). Las lavas de tipo bloques y los conos de escoria son de composición andesítico-basálticas. Las lavas están representadas por tener textura porfídica y hialofítica con zonas pilotaxítica, con fenocristales de plagioclasa y olivino y masa fundamental de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, magnetita y vidrio (Mella, 2008). Su posición estratigráfica sobre la unidad Ignimbritas Lago Cabrera indica una edad máxima de ca. 1880 años AP para la unidad Volcán Hornopirén 3 (Mella et al., 2021) y se sugiere una edad mínima de ca. 200 años AP vinculado a los últimos eventos eruptivos del volcán (Mella et al., 2021).

- “Depósitos fluviales y laháricos” (Holoceno): Corresponde a una unidad de origen fluvial y lahárico reciente que rellena los cauces y planicies de inundación de los ríos Cuchildeo, Negro y Blanco (Mella et al., 2021). Los depósitos fluviales corresponden a gravas clasto soportadas con lentes de arena gruesa; los depósitos de lahares se caracterizan por gravas de guijarro y de guijón, matriz-soportadas (Mella et al., 2021).

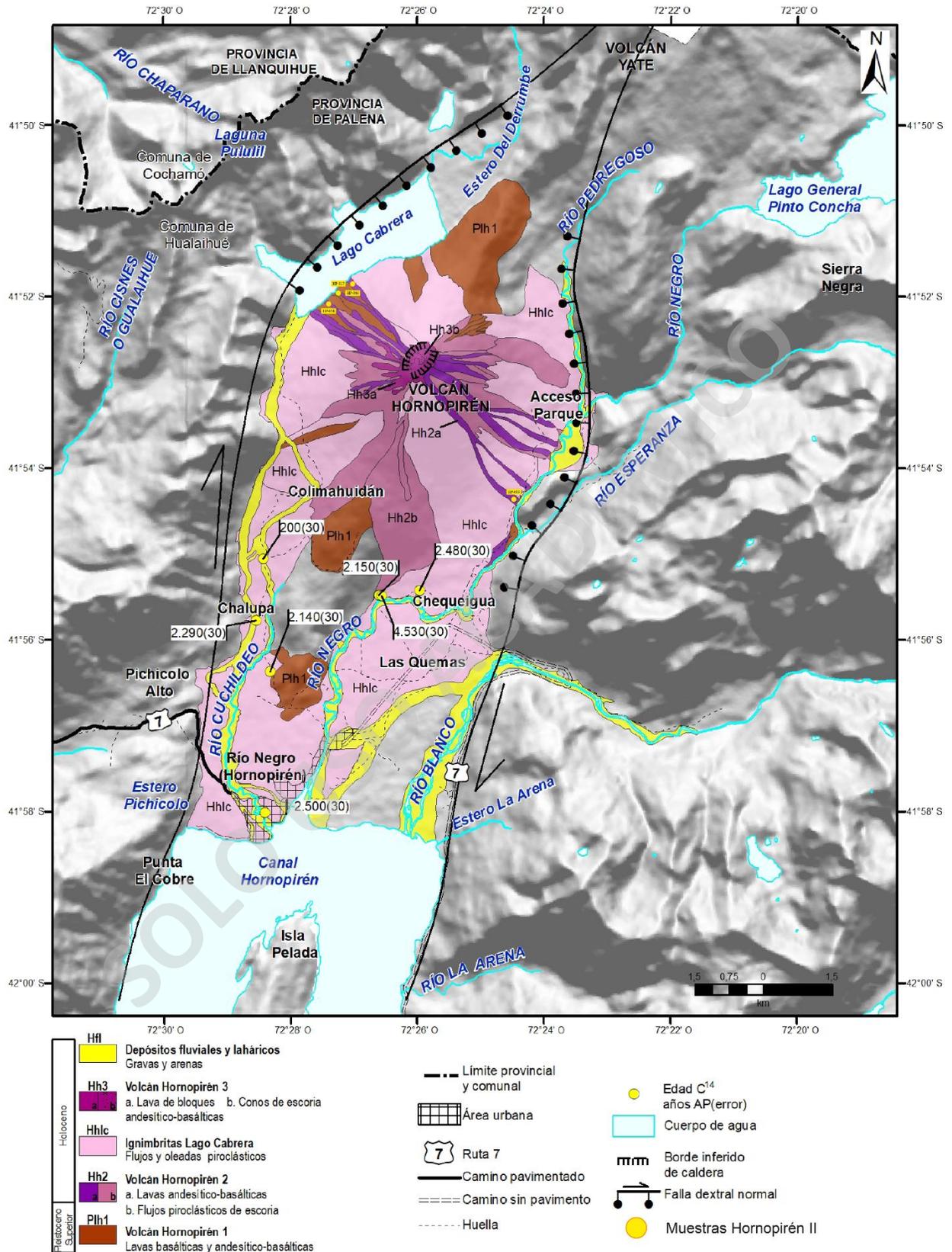


Figura 8: Mapa geológico del volcán Hornopirén. (Extraído de Mella et al., 2021).

3.5. Actividad eruptiva del volcán Hornopirén

El análisis de la actividad eruptiva del volcán Hornopirén de los últimos 11.700 años se separó en dos períodos, prehistórico (entre los 11700 años hasta ca. 1750) e histórico (desde el año 1759 a la fecha) (Figura 9) (Mella et al., 2021).

3.5.1. Actividad eruptiva prehistórica

Desde los 11700 años hasta el año 1742 la actividad eruptiva del volcán Hornopirén se caracterizó por la emisión de productos de composición andesítico-basáltica y basáltica (Mella et al., 2021). Estas emisiones corresponden a erupciones de carácter efusivo asociado a erupciones estrombolianas a hawaianas, así como por la actividad explosiva vulcaniana (Mella et al., 2021). La actividad eruptiva prehistórica del volcán Hornopirén se encuentra dividida en tres etapas según el trabajo de Mella et al. (2021), las cuales se resumen a continuación:

- La primera etapa de actividad eruptiva (asociada a la unidad Volcán Hornopirén 2), contiene lavas y corrientes de densidad piroclásticas de tipo flujos piroclásticos de escoria, distribuidas de forma radial alrededor de la cima del volcán (Mella et al., 2021). Estos eventos representarían, como mínimo 34 eventos eruptivos de tipo estromboliano a hawaiano entre los 11700 y 5665 años calibrados AP (4977 años AP ¹⁴C) (Mella et al., 2021).
- La segunda etapa de actividad eruptiva está evidenciada en la unidad Ignimbritas Lago Cabrera, generada a partir del colapso de columnas eruptivas bajas (tipo *boil over*), posiblemente por generación de una pequeña caldera en la cumbre (Mella et al., 2021). Estas erupciones generaron diversas corrientes de densidad piroclásticas de tipo oleada piroclástica, principalmente, y de flujo piroclástico, subordinadamente, entre ca. 4977 y ca. 1880 años AP (Mella et al., 2021).
- La tercera etapa de actividad prehistórica está evidenciada en la cima del volcán (unidad Volcán Hornopirén 3), por erupciones que generaron como mínimo 3 conos anidados y

diversas lavas de bloques de composición andesítico-basáltica entre ca. 1880 y 200 años AP (Mella et al., 2021). La asociación de lavas y conos de piroclastos indica que las erupciones causantes habrían sido estrombolianas a hawaianas ($IEV \leq 2$) (Mella et al., 2021).

3.5.2. Actividad eruptiva histórica

Según Mella et al. (2021) los antecedentes de la actividad histórica del volcán Hornopirén son poco certeros, careciendo de detalles tales como la altura de la columna eruptiva, tipo de erupción o productos asociados. Existen presuntas erupciones asociadas a los años 1742(?), 1835(?) y 1872(?) (Petit-Breuilh, 2004), pero la erupción de 1835(?) se interpreta que estaría asociada al volcán Yate (Mella et al., 2021) y no debiese considerarse como propia del volcán Hornopirén. Respecto a las otras erupciones se resumen a continuación:

- Erupción 1742(?): se reportó posible actividad con explosiones sin mayores detalles (Petit-Breuilh, 2004). Si bien no hay certeza, eventualmente el depósito lahárico datado en ca. 200 años AP podría estar vinculado a esta actividad eruptiva (Mella et al., 2021).
- Erupción 1872(?): se reportó posible actividad sin mayores detalles (Petit-Breuilh, 1995 en SERNAGEOMIN, 1995).

Desde mayo del año 2012, el volcán Hornopirén es monitoreado por SERNAGEOMIN por medio del Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS), con una estación sismológica localizada 6,7 km al noreste y una estación con cámara de monitoreo visual ubicada 3,3 km al sur de la cima del volcán (Mella et al., 2021). La actividad sísmica de carácter volcánico del volcán Hornopirén es poco frecuente, y está caracterizada por sismos de tipo volcanotectónicos (VT) causados por rompimiento de roca y sismos de Largo Período (LP) relacionados con movimiento de fluidos (Mella et al., 2021).

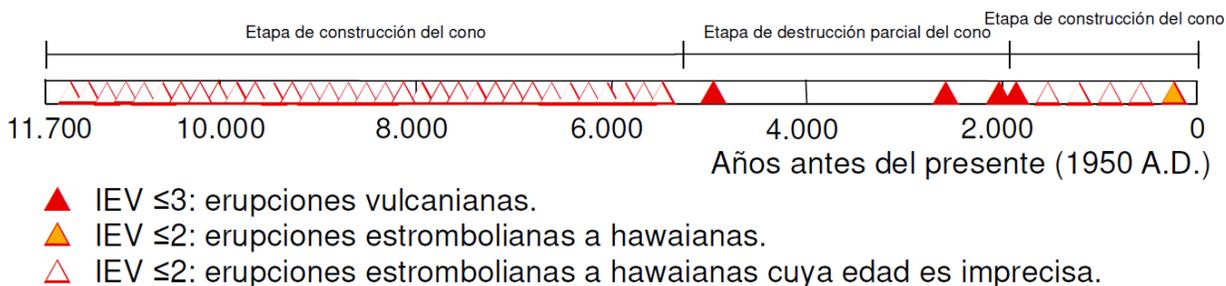


Figura 9: Actividad eruptiva holocena del volcán Hornopirén. (Extraído de Mella et al., 2021).

3.6. Marco geotectónico

3.6.1. Zona de falla Liquiñe – Ofqui

Existe un especial interés en la ZVS, debido a su relación espacial con la ZFLO y otras fallas regionales, debido a la presencia de lineamientos volcánicos entre los distintos centros eruptivos, así como también con el estilo eruptivo (López-Escobar et al., 1995; Cembrano et al., 1996) (Figura 10). Las tasas de cizalle de la ZFLO, en base a modelos cinemáticos realizados por Rosenau et al. (2006), aumentan de norte a sur, desde 13 a 32 mm/año. Su profundidad mínima sería de aproximadamente 8 km, en base a su evento sísmico más profundo registrado en las cercanías de la localidad de Hornopirén (42° - 42,05°S) (Lange et al., 2008).

Nelson et al. (1994) proponen que la convergencia de la dorsal chilena, entre aproximadamente 14 - 10 Ma (Cande y Leslie, 1986), sería la causante de la actual configuración y cinemática de la ZFLO, mientras que Cembrano et al. (1996, 2002) y Lavenu y Cembrano (1999) proponen que la principal causa de la configuración de esta estructura sería la constante vergencia N-NE de la Placa de Nazca desde el Mioceno.

Rosenau et al. (2006), proponen clasificaciones de estructuras de primer, segundo y tercer orden para esta zona y varían según la escala en que se exhiben. Las estructuras de primer orden son de carácter regional y tienen rumbos NNE - SSW y NW – SE, presentan las mayores implicancias con respecto al magmatismo y el volcanismo y se distribuyen de manera paralela y oblicua respectivamente, con relación al arco volcánico actual. En la zona de estudio, la estructura N-S

(N10°E) representa la ZFLO y el hecho de que el volcán Hornopirén presenta un alineamiento NE, es consistente con la deformación de deslizamiento dextral del dominio del arco volcánico del Pleistoceno al presente (e.g. Dewey & Lamb 1992) (Cembrano et al., 2007).

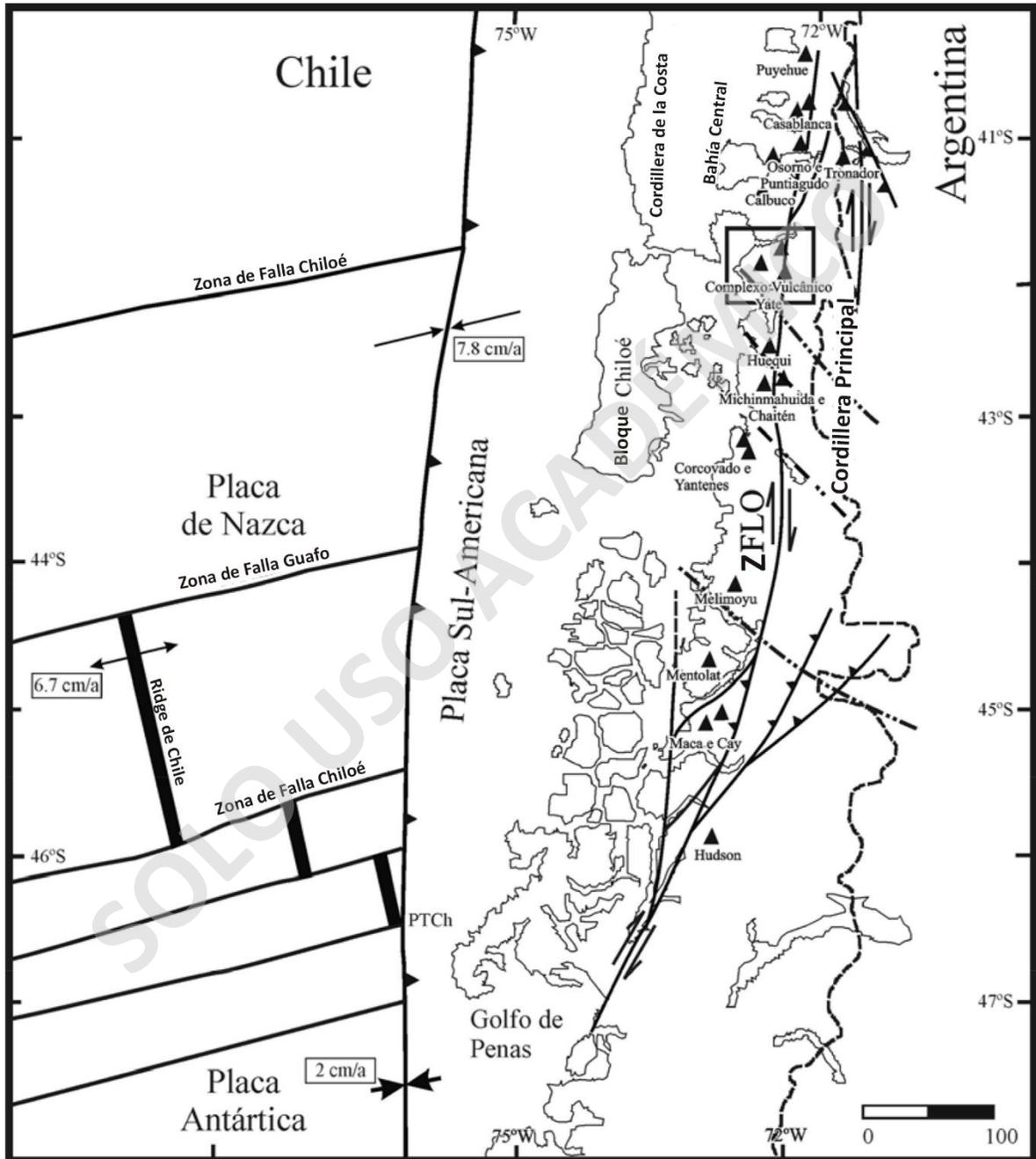


Figura 10: Contexto tectónico y volcánico de la ZVSS. Las líneas segmentadas representan los lineamientos N-NW paleo-mesozoicos. El cuadro representa la zona de estudio y en rojo el volcán Hornopirén (Modificado de Mella, 2008, a partir del trabajo de Stern, 2004).

3.6.2. Relación entre tectónica y volcanismo

Según Cembrano y Lara (2009), la compleja interacción entre los procesos tectónicos y magmáticos se evidencia tanto en la arquitectura como en la signatura geoquímica de los sistemas volcánicos, donde el volcanismo en la ZVS depende de factores de primer y segundo orden (e.g. Muller and Pollard, 1977; Nakamura, 1977). Los principales factores de primer orden que explicarían las variaciones a lo largo del rumbo en la naturaleza y composición del volcanismo son el espesor cortical y la existencia de un importante sistema de fallas intra-arco, como la ZFLO, mientras que los factores de segundo orden incluyen la naturaleza local del basamento del sistema volcánico (Figura 11).

Además, se identifican dos asociaciones volcano–tectónicas, de acuerdo con la distribución espacial que presenta el volcanismo en la ZVS, con respecto tanto al rumbo general del arco volcánico como a las fallas de basamento activas/inactivas de primer y segundo orden y corresponde a la asociación cinemática acoplada y a la asociación cinemática desacoplada (Cembrano y Lara, 2009):

- Asociación cinemática acoplada: corresponde a una asociación espacial y temporal con las estructuras de segundo orden, derivadas del régimen transpresional dextral actual del arco volcánico. Se representa con casos de tendencias NE de estratovolcanes y conos monogenéticos, donde la mayoría de los magmas primitivos se encontraría en esta categoría, donde su ascenso es facilitado por fallas de rumbo subverticales.
- Asociación cinemática desacoplada: corresponde a una asociación donde no se requiere el acoplamiento del régimen tectónico actual. Incluye volcanes compuestos construidos en estructuras antiguas y conos monogenéticos que se encuentran sobre el ZFLO. Su mecánica estaría dada por fallas inversas o grietas subhorizontales que ocasionan un mayor tiempo de emplazamiento magmático y que pueden proporcionar vías directas para el ascenso de magmas.

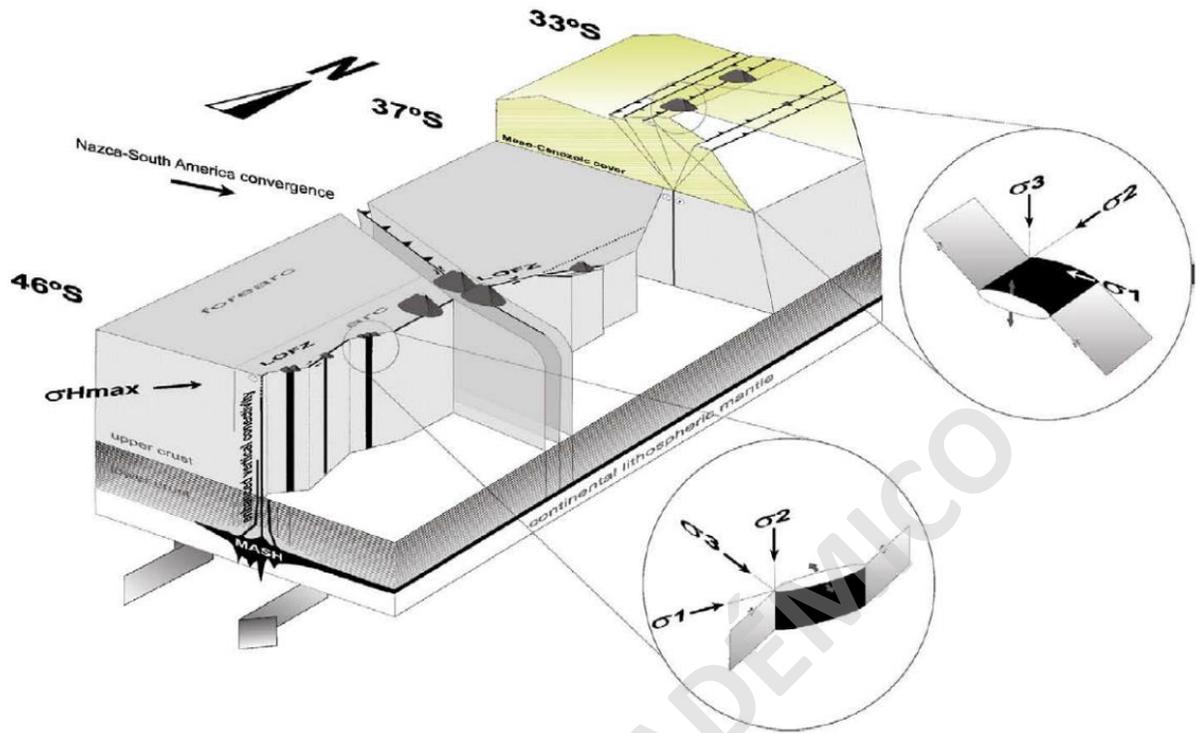


Figura 11: Esquema que resume los factores de primer y segundo orden que controlan las asociaciones volcano – tectónicas de la ZVS. (Extraído de Cembrano & Lara, 2009).

4. CAPÍTULO 4: METODOLOGÍAS Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

Con la finalidad de cumplir los objetivos mencionados, las actividades a realizar fueron divididas en cuatro etapas:

4.1. Revisión bibliográfica y preparación de terreno

Se realiza una revisión de información bibliográfica relacionada a los reservorios magmáticos, el volcanismo y la tectónica regional en la ZVS, así como los mecanismos, composiciones y gradientes termales que controlan el ascenso del magma en esta, en conjunto con información asociada a la geología de la zona de estudio y sus alrededores. Además, se recopilan estudios de geotermobarometría, oxibarometría, SEM y la asistencia a clases referentes a estos guiadas por el profesor Eduardo Morgado Bravo. Esta revisión se realizó con la finalidad de comprender y planificar el tema de estudio, así como integrar conocimientos que serán utilizados en etapas posteriores. Adicionalmente, Mauricio Mella Barra proporcionó material inédito referente a la zona de estudio, permitiendo planificar el posterior trabajo de terreno.

4.2. Trabajo de terreno

La campaña de terreno fue desarrollada por el Dr. Eduardo Morgado Bravo y por Fernanda Paredes Dietz entre los días 17 y 27 de enero de 2022, quienes realizaron el reconocimiento general del área de estudio, la toma de muestras de acuerdo con las unidades mapeadas por Mella (2021) y la confección de una base datos. El objetivo del terreno consistió en el reconocimiento de las unidades descritas por Mella (2021) y de la zona de estudio y la recolección de muestras para su posterior análisis.

Durante el terreno se recolectaron nueve muestras de lavas (HP-096, HP-098, HP-474, HP-475, HP-476, HP-477, HP-478, HP-481, HP-508, HP-509) y una muestra de depósitos de caída (HP-484) del volcán Hornopirén, de diversos puntos de muestreo previamente definidos, siendo etiquetadas, guardadas en bolsas plásticas y su posterior sellado. Adicionalmente, las muestras

fueron asociadas a su unidad correspondiente de acuerdo con el mapa geológico teniendo las muestras HP-475, HP-477, HP-478 para la unidad “Volcán Hornopirén I” y HP-474, HP-476, HP-481, HP-508, HP-509 para la unidad “Volcán Hornopirén II” (Figura 12), estas últimas son representativas de la unidad geológica del presente estudio (Anexo 1). Las muestras fueron recolectadas con el fin de caracterizar la mineralogía y su posterior análisis mediante SEM. Además, Mauricio Mella Barra facilitó muestras de roca, cortes transparentes, dataciones de isótopos, estudios geoquímicos y estudios previos realizados en la zona de estudio, los cuales en conjunto con las muestras recolectadas complementaron lo realizado durante el terreno.

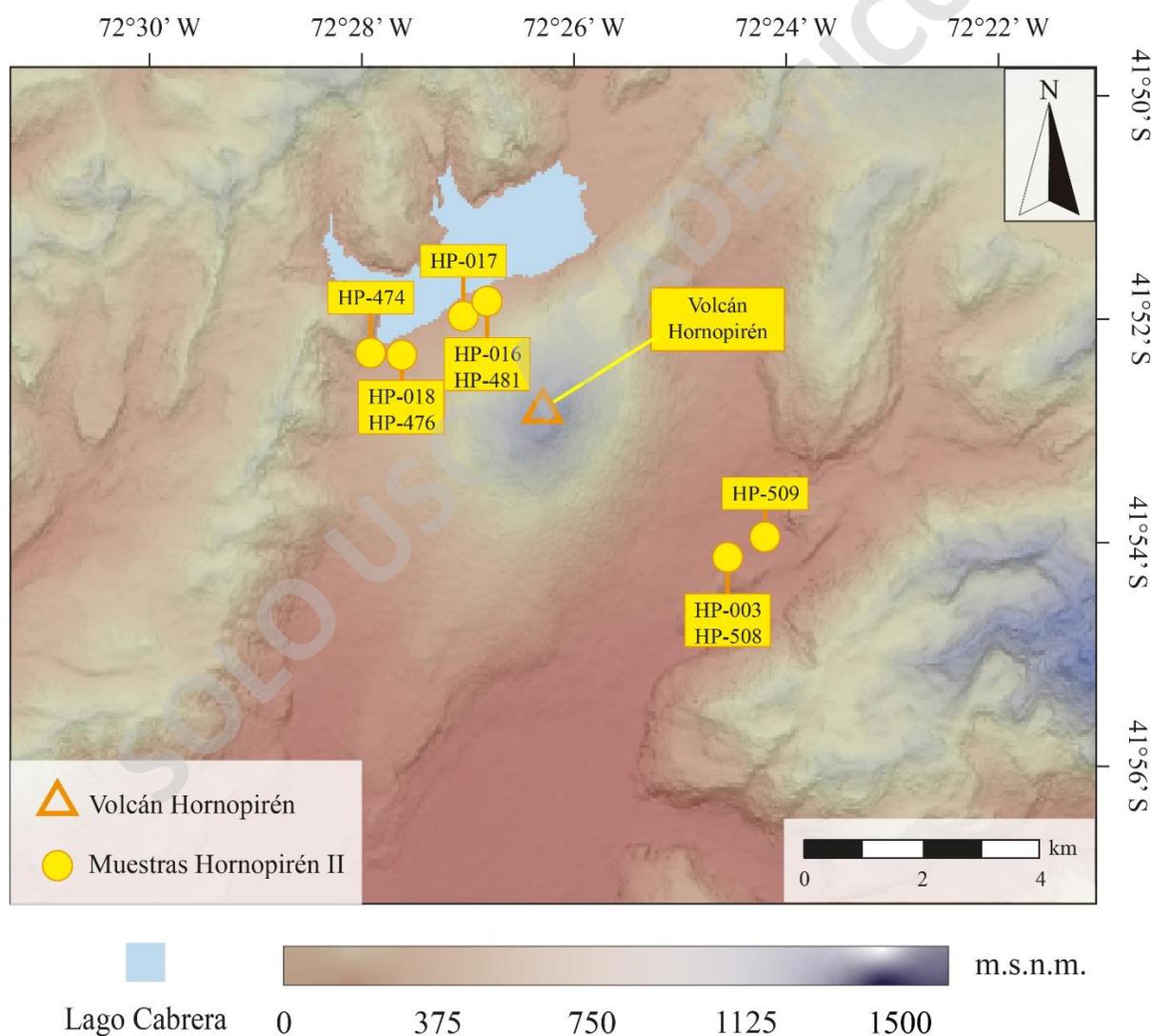


Figura 12: Mapa del volcán Hornopirén. Los círculos representan los puntos de muestreo de la campaña de terreno y los facilitados por Mella (2008) para la unidad “Volcán Hornopirén II”.

4.3. Trabajo de preparación de muestras y análisis SEM

Las muestras recolectadas fueron seleccionadas, estudiadas y preparadas para la confección de cortes transparentes para realizar análisis SEM y corresponden a las muestras HP-508 y HP-509, sumados a los cortes transparentes de las muestras HP-16, HP-17 y HP-18 proporcionadas por Mauricio Mella. Las muestras HP-16 y HP-18 (Mella, 2008) son equivalentes a las muestras HP-481 y HP-476, respectivamente (Figura 12). La descripción petrográfica de dichos cortes transparentes se realizó con un microscopio óptico marca Nikon modelo Eclipse E200 en el laboratorio de microscopia de la Universidad Mayor (Objetivos 1 y 2), definiendo zonas minerales de interés, texturas y asociaciones de fases minerales desconocidas en los cortes. Posteriormente, los cortes fueron escaneados con un escáner EPSON Perfection V600 Photo, permitiendo demarcar aproximadamente 100 zonas de interés. Adicionalmente, se realizó un conteo modal aleatorio que permita cuantificar el contenido de cristales, vesículas y masa fundamental utilizando el *freeware* JMicroVision (Roduit, 2007), con el fin de determinar la cristalinidad de la roca (al normalizar sin microfenocristales, vesículas ni masa fundamental) y cuan bien representa el líquido que la formó, estudiando la composición inicial del sistema.

El análisis SEM se realizó en la Universidad Tecnológica Metropolitana con un Microscopio Electrónico de Barrido y Sistema de Microanálisis Elemental por Dispersión de Rayos X (SEM-EDX) modelo GeminiSEM 360 con NanoVP con un potencial de aceleración de 15 keV y una corriente de haz de electrones de 10 nA con el objetivo de obtener la química mineral semicuantitativa de las muestras estudiadas y poder medir las condiciones pre-eruptivas del reservorio magmático para determinar parámetros cuantitativos de procesos geológicos y su posterior modelización termodinámica. Para el análisis de química mineral semicuantitativa se eligieron dos cortes transparente-pulidos representativos con alta cantidad de fenocristales, ya sea como cristales aislados o en cúmulos cristalinos, para luego demarcar zonas de interés en cada corte (Figura 13) que serán analizadas por el haz de electrones y agilizar el proceso de búsqueda en el laboratorio. Además, se obtienen imágenes en escala de grises obtenidas a través de electrones retrodispersados (BSE).

Adicionalmente, se recopilan los datos de química de roca total calculados por Mella (2008) mediante Fluorescencia de Rayos X para elementos mayores y mediante espectrómetro de masas con plasma inducidamente acoplado para elementos menores y trazas.



Figura 13: Escaneo del corte HP-16 y sus respectivas zonas de interés a trabajar en SEM.

4.4. Modelización termodinámica y análisis de resultados

Con las concentraciones semicuantitativas de elementos mayores de química mineral (Anexo 3), se trabajó mediante Excel y se utilizó el método de Droop (1987) para determinar las concentraciones de Fe^{2+} y Fe^{3+} en olivino, espinela y piroxeno. Posteriormente, se determinó el contenido de forsterita (Fo%) y fayalita (Fa%) en el caso de los cristales de olivino, el contenido de anortita (An%), albita (Ab%) y ortoclasa (Or%) en el caso de los cristales de plagioclasa, el contenido de wollastonita (Wo%), enstatita (Ens%) y ferrosilita (Fs%) en el caso de los cristales de piroxeno y el contenido de espinela (#Mg y #Cr). Estos contenidos se determinaron mediante la fórmula química de cada fase con los elementos mayores expresados en óxidos y son utilizados para conocer los rangos de estabilidad (P, T, fO_2 y contenido de H_2O) a partir de la modelización termodinámica.

Para generar la modelización termodinámica del reservorio magmático bajo el volcán Hornopirén presente en este trabajo se utilizó el *freeware* Rhyolite-MELTS (Gualda et al., 2012) a partir de la química mineral y la química de roca total para generar un modelo de las condiciones pre-eruptivas permitiendo determinar las condiciones físicas intensivas del reservorio magmático, determinando las diferentes fases de equilibrio en el sistema y reproducir la evolución magmática al momento de la erupción, permitiendo entender las características del reservorio.

Mediante la interfaz de Rhyolite-MELTS se deben entregar como *input*, aquellos valores que representan la composición del fundido magmático. Es posible seleccionar las condiciones de buffer de fO_2 a partir de buffers conocidos de sistemas magmáticos de la ZVS, cuyos productos tienen similitud composicional con los productos estudiados (e.g. volcán Villarrica, Morgado et al., 2015; volcán Calbuco, Morgado et al., 2019) y modelizar con respecto a los buffers QFM y $\Delta\text{QFM}\pm 1$.

5. CAPÍTULO 5: RESULTADOS

En el siguiente capítulo, se presentan los resultados de las principales características petrográficas y los análisis a partir de la geoquímica de roca total y la química mineral de las muestras obtenidas. Las cuatro muestras representan un espectro (50 – 52,9 wt% SiO₂) que permite realizar la modelización termodinámica, generar diagramas de estabilidad mineral y determinar las condiciones pre-eruptivas de la unidad “Volcán Hornopirén II”.

5.1. Petrografía de los productos volcánicos unidad “Volcán Hornopirén II”

Los productos eruptivos estudiados en este trabajo fueron extraídos de la unidad “Volcán Hornopirén II” y corresponden a flujos de lavas basálticas y andesitas basálticas de tipo pahoehoe con tonalidades negras y se encuentran intercaladas por tobas de lapilli no consolidadas. Estas lavas presentan morfología lobular y maciza en menor proporción, con texturas afanítica a porfídica, hipocristalina, de grano fino a grueso (cristales de tamaño <1mm y >5mm), inequigranular y vesicular (Figura 14).

De las muestras fueron estudiados tres cortes transparentes (HP-16, HP-17 y HP-18), los cuales fueron escaneados para realizar un conteo modal mediante el *freeware* JMicroVision (Roduit, 2007) con el objetivo de cuantificar el porcentaje de los fenocristales y masa fundamental (Tabla 1; Figura 15). En el presente estudio, se consideró para las descripciones a nivel microscópico como fenocristales aquellos cuyo tamaño sea > 0,5 mm, microfenocristales entre 0,5 y 0,1 mm y masa fundamental < 0,1 mm. Los fenocristales y microfenocristales presentes en todas las muestras corresponden a plagioclasa, olivino y clinopiroxeno, mientras que en la masa fundamental se reconocen microlitos de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno.

En el microscopio (Figura 16) se observa que las lavas tienen textura porfídica. Los fenocristales de plagioclasa (6 - 9% vol.) tienen hábitos subhedrales a euhedrales, presentan texturas zonadas de tipo normal, intersertal y glomeroporfídica entre plagioclasa, olivino, y clinopiroxeno. Los fenocristales de olivino (2 - 5% vol.) tienen hábitos subhedrales a anhedrales, en algunos casos fracturados, con textura poiquilítica de minerales opacos y zonados de tipo normal. La masa

fundamental (70 - 80% vol.) presenta microlitos de plagioclasa subhedrales (en ocasiones, zonadas), clinopiroxeno, ortopiroxeno (aislados y en bordes de cristales de olivino), olivino, espinela y titanomagnetita (en bordes y núcleos de olivino) y vidrio. Las vesículas (13 – 18% vol.) tienen bordes irregulares y sin una forma característica.

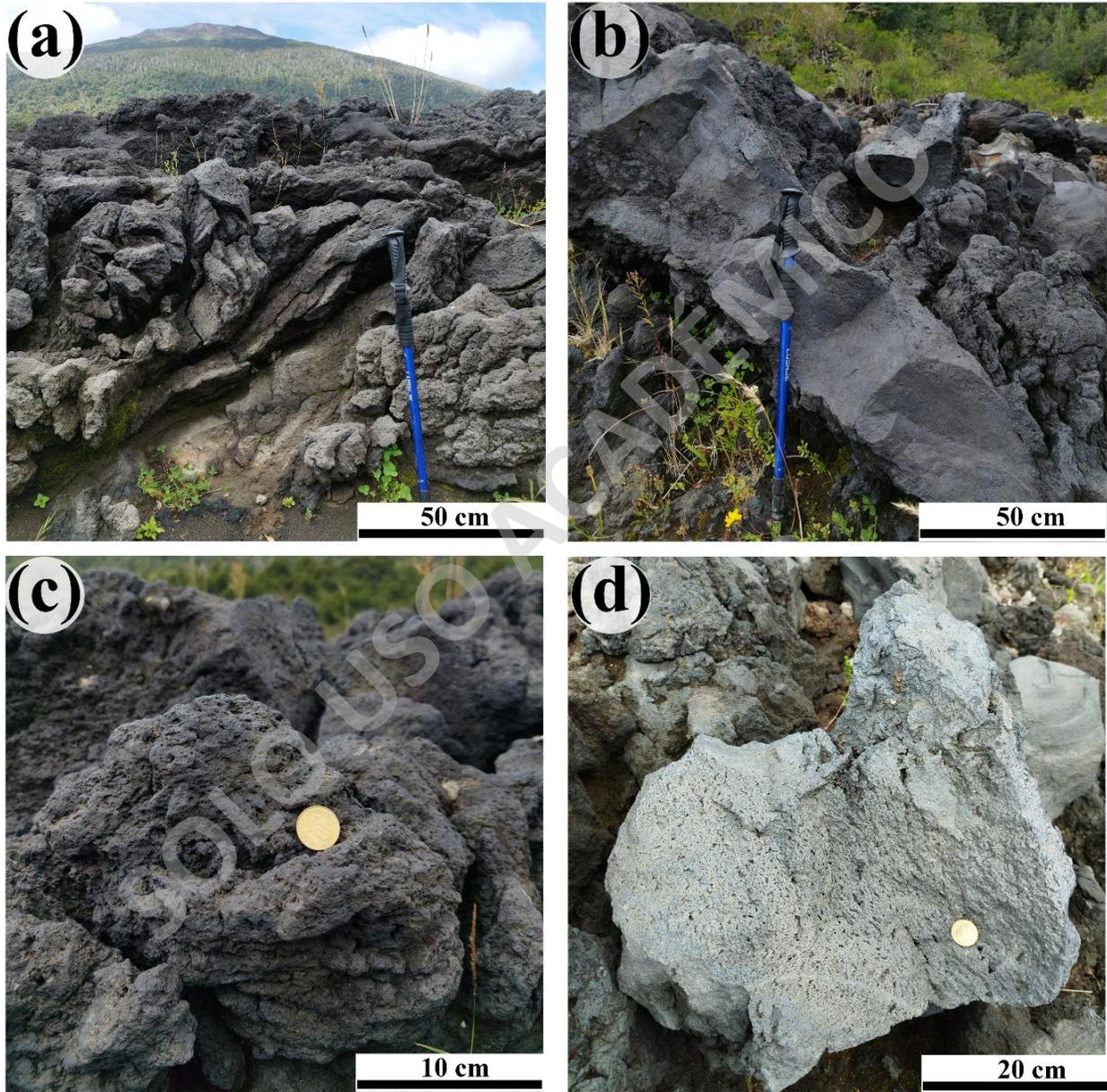


Figura 14: Fotografías de terreno de la unidad “Volcán Hornopirén II”. a) Coladas de tipo pahoehoe con tonalidades negras y morfología lobular. b) Cara expuesta de una colada de lava con una zona rugosa y vesicular y una lisa con menor cantidad de vesículas. c y d) Fragmentos de lava vesicular.

Tabla 1: Tabla resumen del contenido modal de cada una de las fases (fenocristales, vesículas y masa fundamental) presentes en tres cortes transparentes pertenecientes a la unidad "Volcán Hornopirén II".

Centro emisor	Volcán Hornopirén		
Unidad	Volcán Hornopirén II		
Muestras	HP - 016	HP - 017	HP - 018
Vesículas (vol. %)	16,8	13,3	17,9
Masa Fundamental (vol. %)	70,4	77,8	72,9
Plagioclasa (vol. %)	8,6	6,8	7,3
Olivino (vol. %)	4,2	2,1	1,9
Cristalinidad (%)	15,4	10,3	11,2

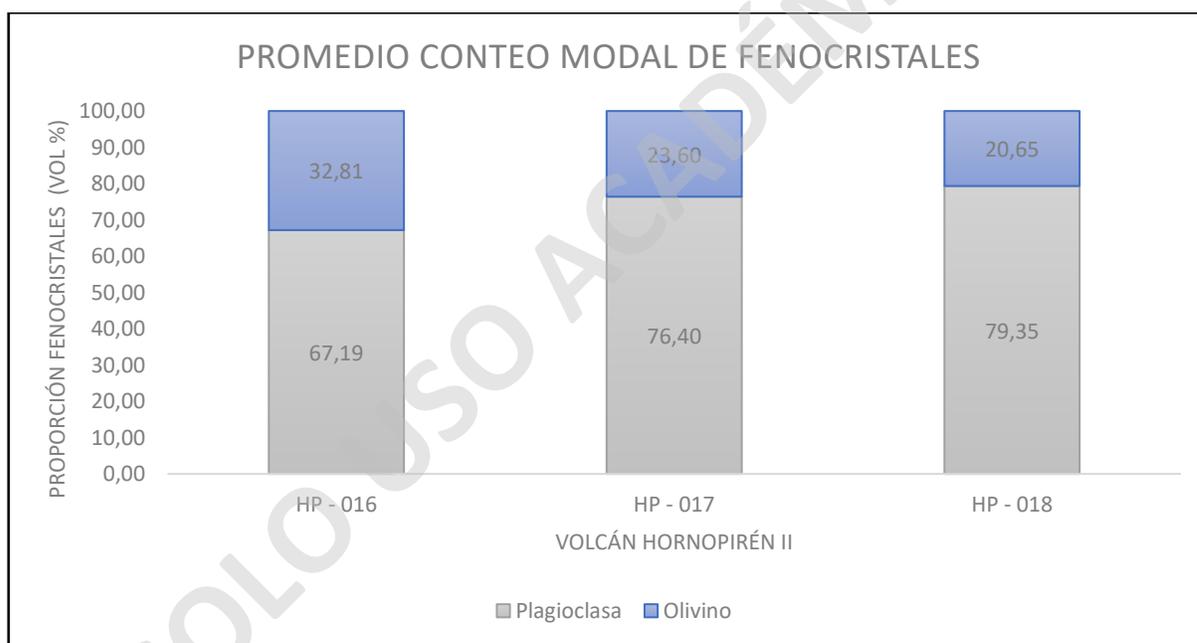


Figura 15: Promedio del contenido modal de fenocristales de la unidad "Volcán Hornopirén II" mediante conteos de puntos usando el freeware JMicroVision y normalizado sin vesículas ni masa fundamental.

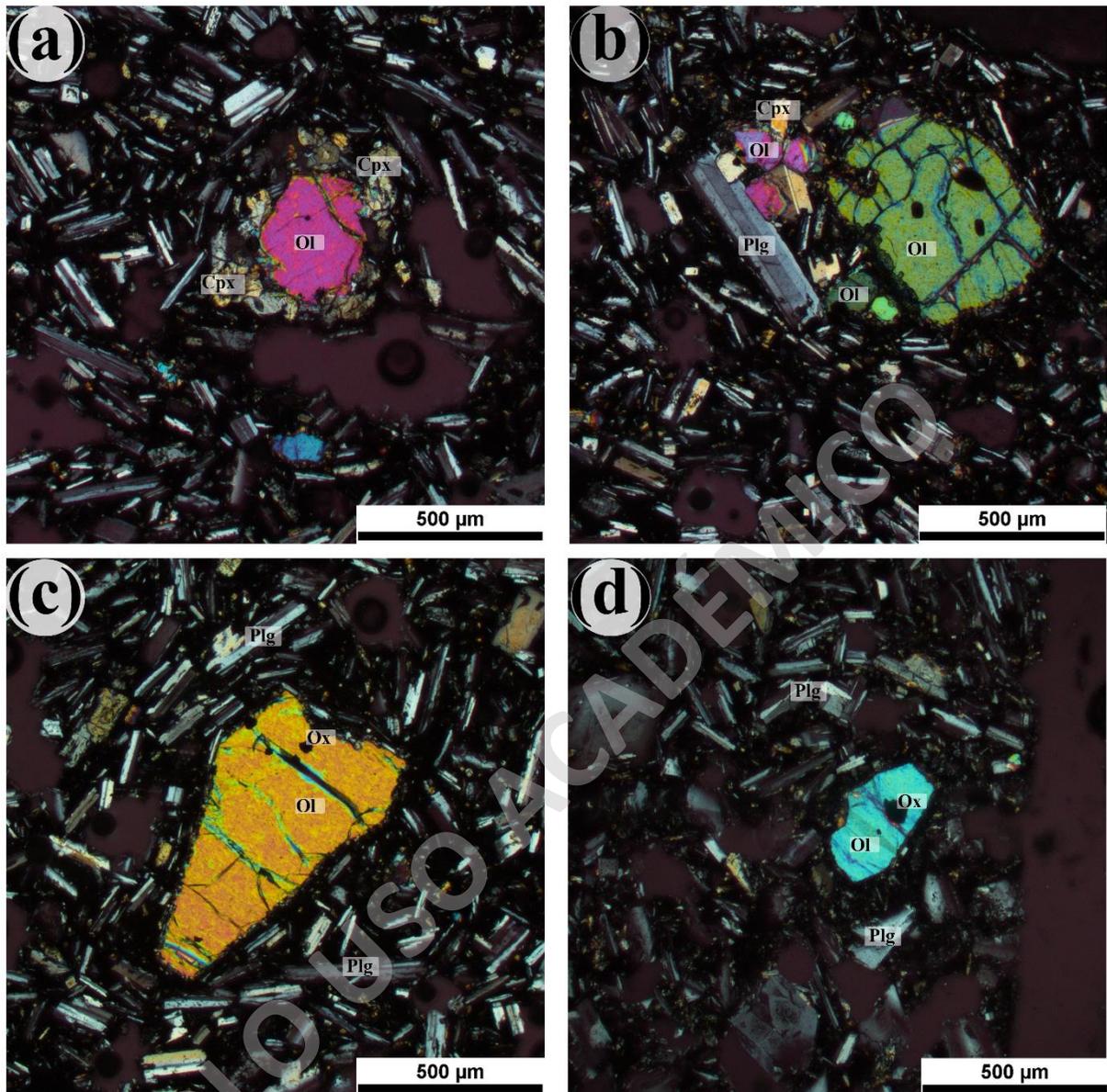


Figura 16: Petrografía de lava (HP-016) a nicoles cruzados. A) Textura coronítica entre fenocristal de olivino y microlitos de clinopiroxeno y masa fundamental con microlitos de plagioclasa. B) Cúmulo de fenocristales de olivino y plagioclasa y masa fundamental con microlitos de plagioclasa. C) Fenocristal de olivino con inclusión de espinela y masa fundamental con microlitos de plagioclasa. D) Fenocristal de olivino con inclusión de espinela y masa fundamental con microlitos de plagioclasa.

5.2. Composiciones químicas de roca total

Se realizó un análisis geoquímico a diez muestras de las unidades “Volcán Hornopirén I”, “Volcán Hornopirén II”, “Volcán Hornopirén III” e “Ignimbritas Lago Cabrera” con el fin de obtener el

contenido de sus elementos mayores, trazas y tierras raras. Los bajos contenidos de LOI presentes en estas, permite considerarlas apropiadas para el análisis geoquímico y petrogenético (Anexo 2).

De acuerdo con el diagrama TAS de Le Bas et al. (1986), las composiciones de las diez muestras analizadas corresponden a andesitas basálticas en el caso de las unidades “Volcán Hornopirén II”, “Volcán Hornopirén III” e “Ignimbritas Lago Cabrera” (53 – 54 wt% SiO₂; Figura 17 a) y basaltos en el caso de la unidad “Volcán Hornopirén I” (50 – 52,9 wt% SiO₂; Figura 17 a).

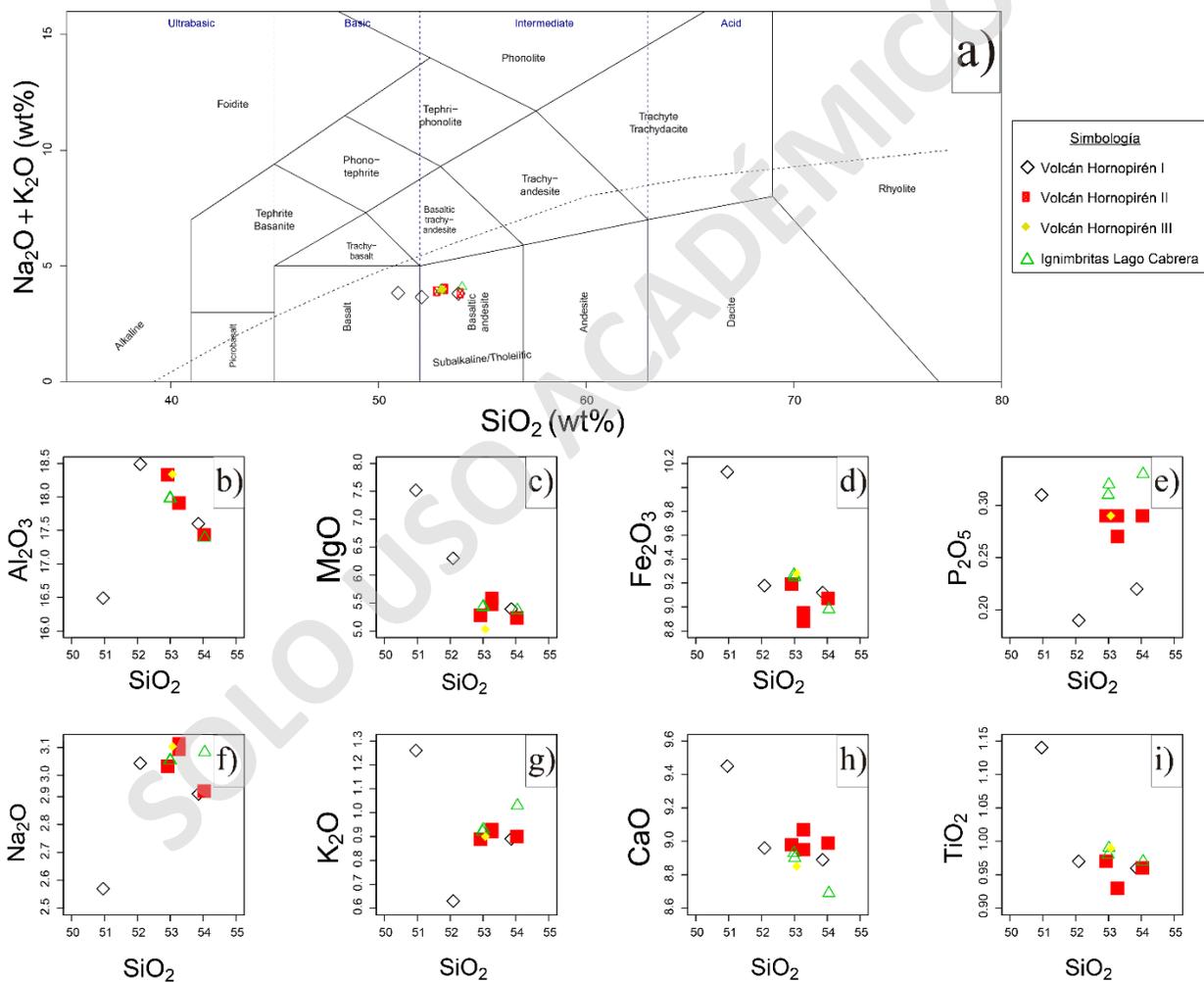


Figura 17: a) Diagrama alquilis total vs silice (TAS) según Le Bas et al. (1986) para datos obtenidos de la literatura (Mella, 2008). b) a i) Diagramas Harker representativos para datos publicados disponibles (Mella, 2008)

Las tendencias de composición de los elementos principales y traza de las unidades “Volcán Hornopirén II” se superponen en su mayoría a excepción de la muestra HP-15 (“Volcán Hornopirén

l’). Para el caso de la unidad “Volcán Hornopirén II”, entre los elementos principales se identifican tendencias negativas para Al_2O_3 , MgO y Fe_2O_3^* (Fe_2O_3^* correspondiente al Fe total medido como Fe_2O_3 en las muestras) con respecto al SiO_2 (Figura 17 d, e y g). Mientras que el Na_2O y K_2O se correlacionan de manera positiva con respecto al SiO_2 (Figura 17 b y c). En el caso de CaO , P_2O_5 y TiO_2 no presentan una tendencia (Figura 17 f, h e i).

Todas las muestras presentan anomalías negativas de Nb-Ta, Ti y Zr y positiva de Sr en el diagrama *spider* (datos obtenidos a partir de Mella, 2008), propias de magmas calco-alcalinos en zonas de subducción (Figura 18). En el diagrama REE, el patrón rectilíneo observado (con ausencia de anomalía negativa de Eu y una baja razón de La/Lu) sugiere una fase aluminosa presente en el manto enriquecida en espinela (datos obtenidos a partir de Mella, 2008).

Además, para el presente estudio es necesario reconocer la muestra que represente de la mejor manera la composición inicial del sistema, es decir la muestra más primitiva, para la unidad “Volcán Hornopirén II”, siendo representada por la muestra HP-003 teniendo altos valores para elementos altamente compatibles (Ni y Co) y bajos para elementos incompatibles (Ba) con respecto al SiO_2 (Figura 19).

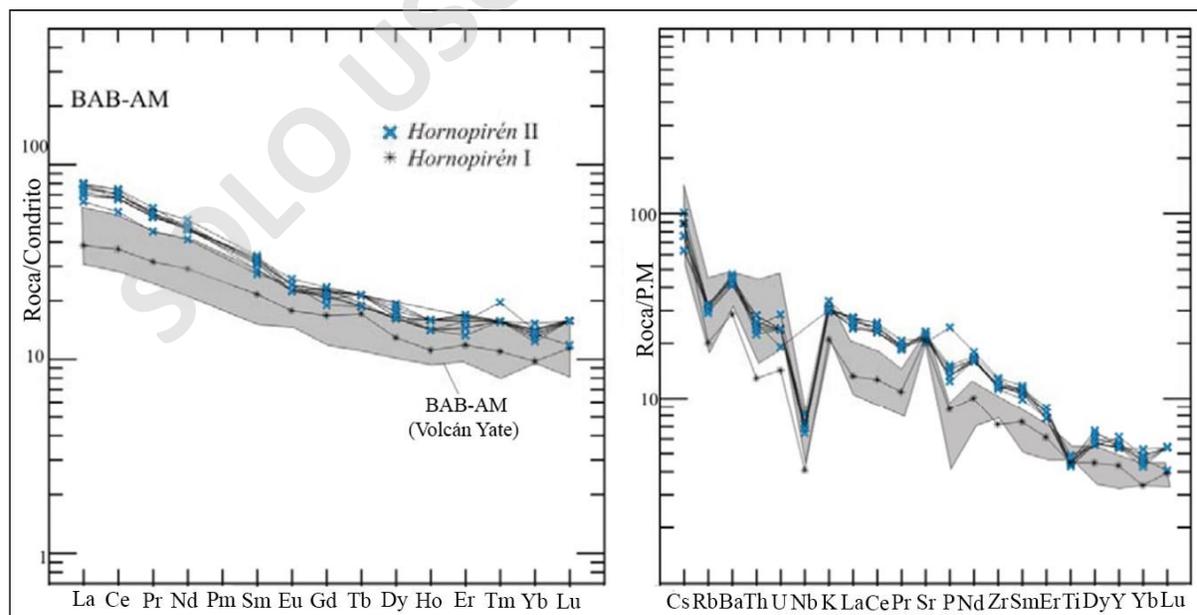


Figura 18: Diagrama REE normalizado a condrito (Sun & McDonough, 1989) y diagrama *spider* normalizado a manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) obtenidos de Mella, 2008.

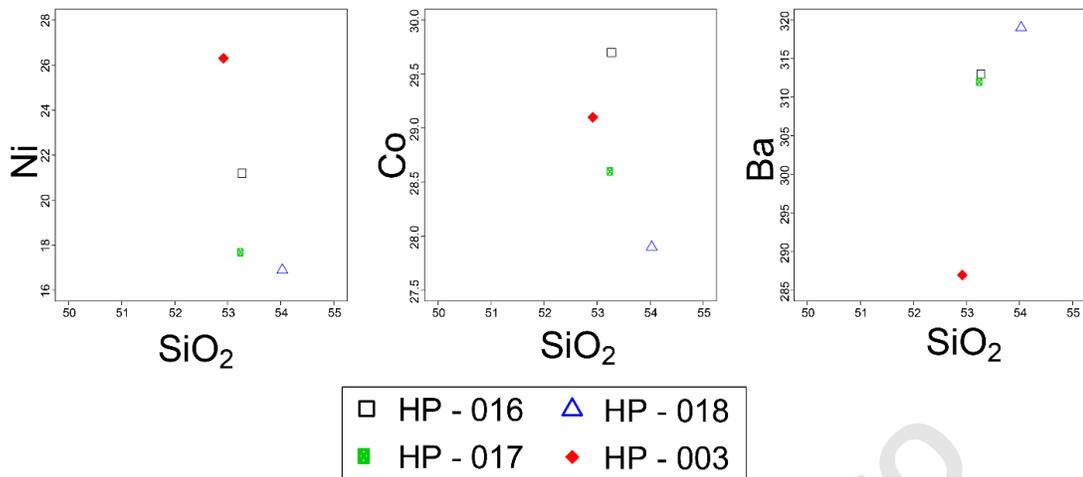


Figura 19: a) - c) Diagramas Harker representativos de la muestra más primitiva a partir de datos publicados disponibles (Mella, 2008).

5.3. Composiciones químicas minerales semicuantitativas

A partir de los resultados obtenidos en SEM para los fenocristales de olivino, plagioclasa e inclusiones de espinela presentes en fenocristales de olivino, se evidenciaron grupos distintivos a partir de sus composiciones químicas y texturas de zonación (Figura 20). Para este análisis se midieron 174 espectros correspondientes a fenocristales (Anexo 3).

Las imágenes SEM de electrones retrodispersados permiten corroborar que los fenocristales de plagioclasa se presentan de manera heterogénea en el corte y no siguen un patrón de orientación. Por otro lado, los cristales de olivino se encuentran en cúmulos y de forma aislada y en ocasiones con textura coronítica, cubierta por clinopiroxeno (Figura 20a).

En el caso de los fenocristales de olivino, se midieron un total de 78 espectros y se identificaron dos rangos composicionales para dos tipos de olivino debido a la composición química y la presencia de zonación de tipo normal en ciertos fenocristales (Figura 20). Los núcleos de los fenocristales zonados están asociados al rango Fo₈₄₋₇₂. Por otro lado, los bordes de los fenocristales zonados y los núcleos sin zonación están asociados al rango Fo₈₁₋₇₁ (Tabla 2; Figura 21). Las inclusiones de espinela es común encontrarlas en fenocristales de olivino. Se midieron un total de 14 espectros los cuales presentan rangos composicionales #Mg₍₃₇₋₁₉₎ y #Cr₍₅₁₋₃₇₎.

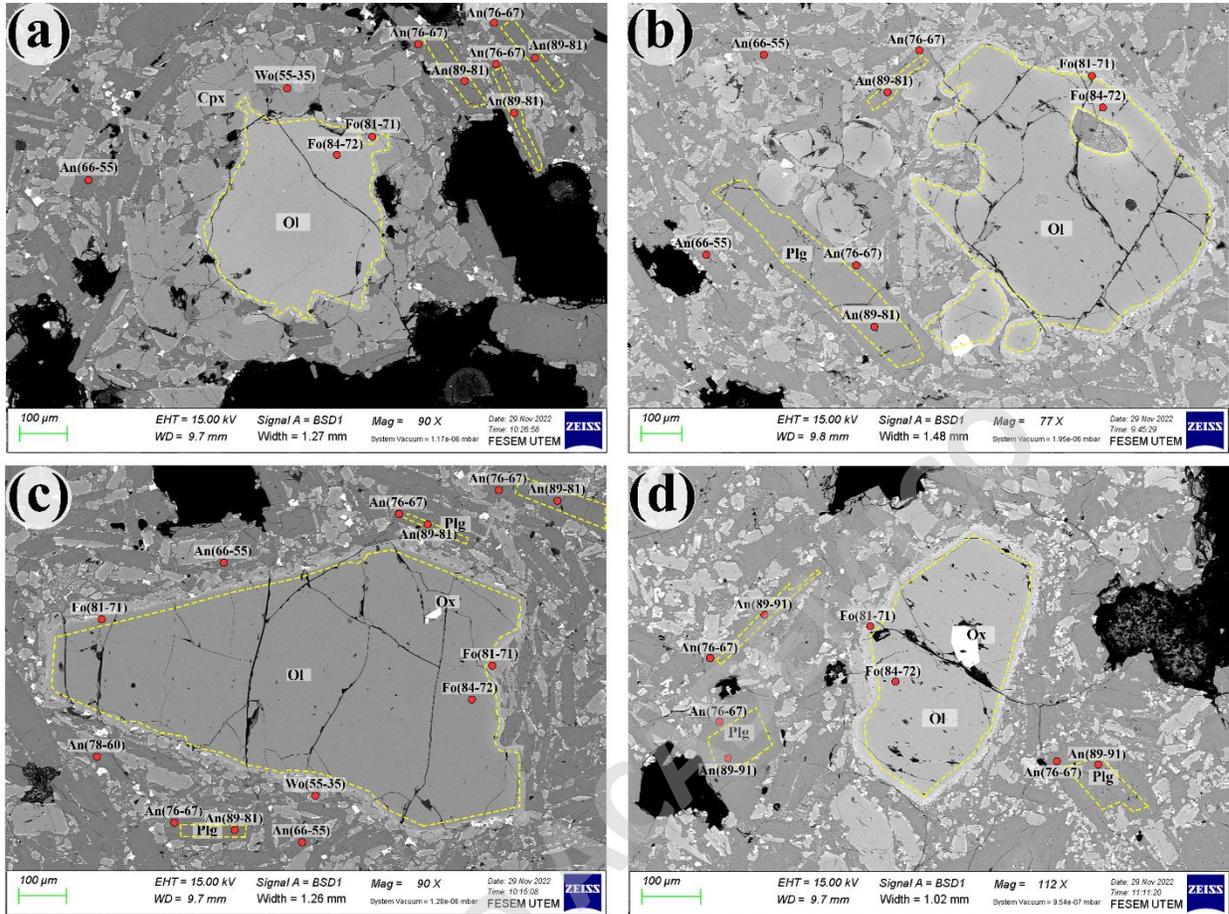


Figura 20: Imágenes de electrones retrodispersados (BSE) de fenocristales representativos de la muestra HP-016. A) Textura coronítica entre fenocristal de olivino y microlitos de clinopiroxeno y masa fundamental con microlitos de plagioclasa; zonación normal en olivino. B) Cúmulo de fenocristales de olivino y plagioclasa y masa fundamental con microlitos de plagioclasa; zonación normal en olivino y plagioclasa. C) Fenocristal de olivino con inclusión de espinela y masa fundamental con microlitos de plagioclasa; zonación normal en olivino y plagioclasa. D) Fenocristal de olivino con inclusión de espinela y masa fundamental con microlitos de plagioclasa; zonación normal en olivino y plagioclasa.

HORNOPIRÉN II - DIAGRAMA OLIVINO

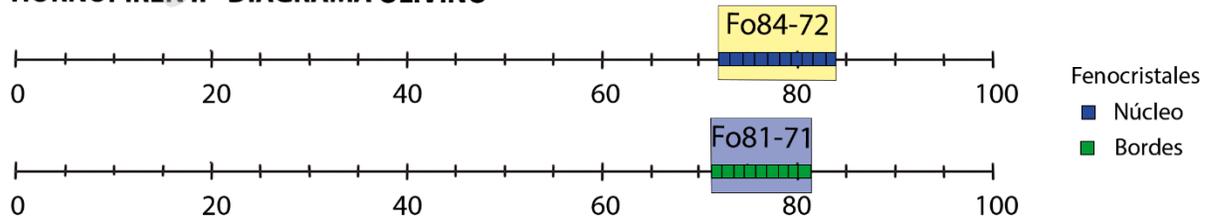


Figura 21: Composición de los fenocristales de olivino y sus respectivas zonas.

Para los fenocristales de plagioclasa se midieron un total de 82 espectros y se identificó cuatro rangos para tres tipos de plagioclasa (fenocristales zonados, fenocristales sin zonación y microlitos) debido a la composición química y la presencia de zonación de tipo normal en fenocristales (Figura 20). Los núcleos de los fenocristales zonados están asociados al rango An₈₉₋₈₀ y los bordes de los fenocristales zonados están asociados al rango An₇₆₋₆₇, generando zonación de tipo normal. Por otro lado, los núcleos de fenocristales sin zonación están asociados al rango An₇₈₋₆₀ y los microlitos están asociados al rango An₆₆₋₅₅ y no presentan algún tipo de zonación (Tabla 2; Figura 22).

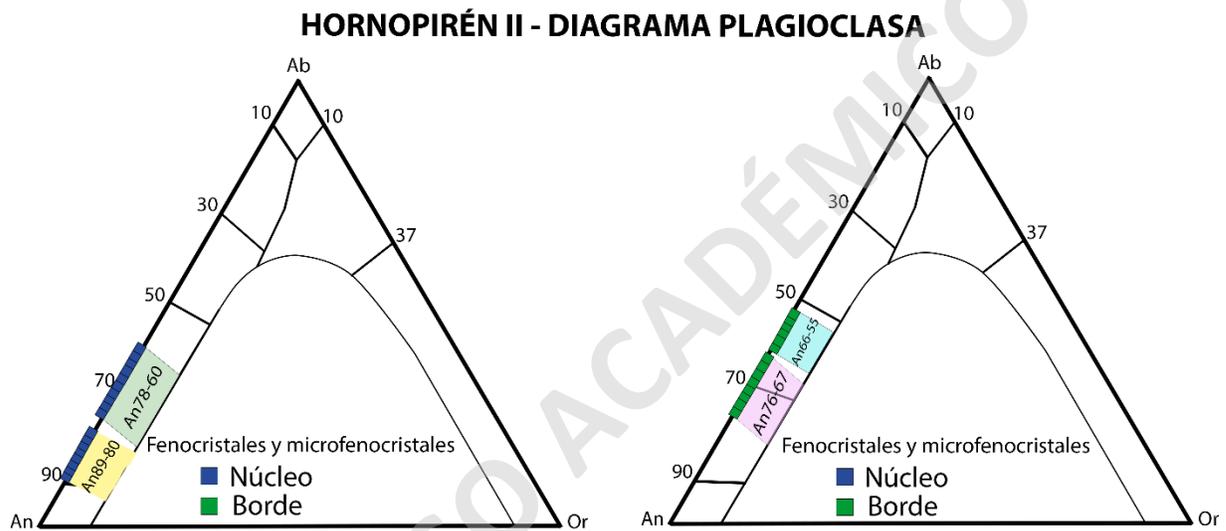


Figura 22: Composición de los fenocristales de plagioclasa y sus respectivas zonas.

Tabla 2: Resumen de rangos composicionales agrupados a partir de su composición química mineral semicuantitativa.

Unidad Volcán Hornopirén II		
Mineral	Composición	Ubicación en cristal
Olivino	FO ₈₄₋₇₂	Núcleo
	FO ₈₁₋₇₁	Borde
Plagioclasa	An ₈₉₋₈₁	Núcleo
	An ₇₈₋₆₀	Núcleo
	An ₇₆₋₆₇	Borde
	An ₆₆₋₅₅	Borde

6. CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN

6.1. Modelización termodinámica (Rhyolite-MELTS)

Se realizaron simulaciones mediante el *freeware* Rhyolite-MELTS para identificar las variables termodinámicas de cristalización de los fenocristales (olivino y plagioclasa) suponiendo una cristalización en equilibrio para la unidad “Volcán Hornopirén II” y descartando para este estudio una cristalización fraccionada, ya que las diferencias composicionales de las muestras obtenidas para las unidades asociadas al volcán Hornopirén no son significativas (e.g. de una composición basáltica a una andesítica o dacítica) y no permiten observar una evolución del sistema. En este caso se utilizó como *input* la geoquímica de roca total de la muestra más primitiva (HP – 003; Figura 19; Anexo 2) como representación de la etapa pre-eruptiva del fundido magmático.

Los parámetros utilizados para realizar las simulaciones de cristalización en equilibrio corresponden a una presión isobárica variando entre 1 y 10 kbar con un incremento de 1 kbar, mientras que la temperatura de cristalización varió de 1200°C a 800°C con una disminución de 0,5°C. Además, para cada simulación fue utilizado un contenido de H₂O disuelta de 1% a 5% wt% con un incremento de 1% de wt% y para la fO_2 fueron utilizados tres condiciones de buffers siendo QFM y $\Delta QFM \pm 1$. Adicionalmente, se consideró una tolerancia de un máximo de 20% de fases sólidas considerando la cristalinidad de la roca (Tabla 1), comprobando las composiciones que fueron cristalizando en las diferentes simulaciones.

En el caso de los fenocristales de olivino, el rango Fo₈₄₋₇₂ y el rango Fo₈₁₋₇₁ pueden ser reproducidos en un mismo campo de cristalización debido a su similitud en la composición química agrupándolo en la “Zona 1” (Fo₈₄₋₇₀); (Tabla 3), mientras que para los fenocristales de plagioclasa fue posible reproducir solo el rango An₈₉₋₈₀ denominado “Zona 1” (An₈₉₋₈₀) y el rango An₇₈₋₆₀ y rango An₇₆₋₆₇ agrupándolos debido a su composición química y denominándolo “Zona 2” (An₇₈₋₆₈); (Tabla 3).

Los cristales de clinopiroxeno presentes en las muestras al ser considerados como microfenocristales y microlitos no fueron utilizados para la modelización, pero sí fue medida su

composición química mineral semicuantitativa agrupándolos en dos posibles zonas denominadas, “Zona 1” (Wo₅₅₋₃₅; Ens₄₄₋₂₉; Fs₂₁₋₁₆) y “Zona 2” (Wo₇₋₄; Ens₇₅₋₆₉; Fs₂₇₋₂₁).

Por otra parte, al reproducir exitosamente todos los rangos composicionales asociados a los núcleos (en cúmulos y fenocristales de olivino y plagioclasa) es posible sugerir la ausencia de antecristales.

Tabla 3: Resumen de rangos composicionales agrupados a partir de su composición química mineral semicuantitativa y zonas que se modelizaron en Rhyolite-MELTS.

Unidad Volcán Hornopirén II				
Mineral	Composición	Ubicación en cristal	N° de Zona	Zonas reproducidas en Rhyolite-MELTS
Olivino	Fo ₈₄₋₇₂	Núcleo	Zona 1	Fo ₈₄₋₇₀
	Fo ₈₁₋₇₁	Borde		
Plagioclasa	An ₈₉₋₈₁	Núcleo	Zona 1	An ₈₉₋₈₀
	An ₇₈₋₆₀	Núcleo	Zona 2	An ₇₈₋₆₈
	An ₇₆₋₆₇	Borde		
	An ₆₆₋₅₅	Borde	Zona 3	Sin reproducir

Las condiciones intensivas para cristalizar plagioclasa u olivino de manera independiente se encuentran en un rango de temperatura de 1181°C a 998°C, presiones de 1 a 7 kbar, contenido de H₂O disuelta en el fundido de 1% a 5% wt% y bajo condiciones de buffers de fugacidad de oxígeno de QFM y ΔQFM±1 (Figura 23; Tabla 4). Las fases que se encuentran en equilibrio con la composición equivalente a la química de roca total o parecida a la composición inicial del sistema (Anexo 2) corresponden a fenocristales de olivino y plagioclasa y la máxima probabilidad en que ambas fases pudieron cristalizar en equilibrio con el mismo líquido es entre **1135°C a 1030°C**, presiones de **1 a 3 kbar**, contenido de H₂O disuelta en el fundido de **1% a 5% wt%** y condiciones de buffer de fugacidad de oxígeno equivalente a **QFM y ΔQFM±1**, esto último indicando que independiente del buffer utilizado (entre ΔQFM-1 y ΔQFM+1) es posible cristalizar las fases encontradas en las muestras a partir del equilibrio con un líquido de composición equivalente a la química de roca total de la muestra HP-003 (Figura 23; Tabla 4).

UNIDAD VOLCÁN HORNOPIRÉN II

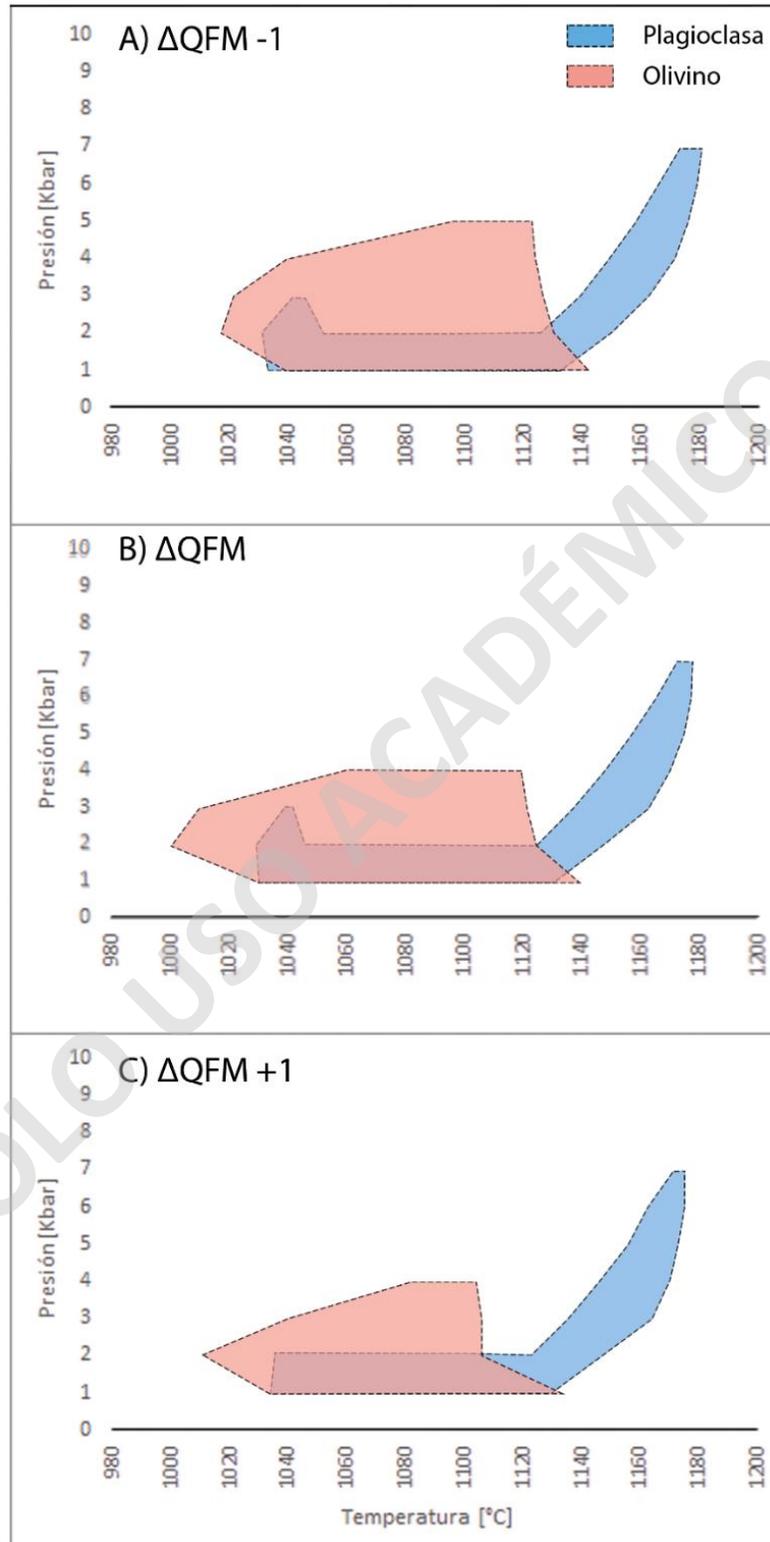


Figura 23: Campos de estabilidad P-T de las composiciones de olivino y plagioclasa obtenidos por Rhyolite-MELTS en diferentes condiciones de fugacidad de oxígeno para muestras de la unidad “Volcán Hornopirén II”. El contenido de agua utilizado para las simulaciones es de 1 a 5% wt%.

Adicionalmente, a partir del rango de presión se estima que el reservorio se encuentra a una profundidad mínima de 3,6 km y máxima de 25 km, pero con una máxima probabilidad de cristalización en equilibrio (donde ambos fenocristales pueden cristalizar coetáneamente) **de 11 km** (conversión de kbar a km mediante Ecuación 1), para una densidad de corteza de 2800 kg/m³ como valor típico utilizado para la corteza superior en la ZVS (e.g. Tašárová, 2007), por lo que se estima que se encuentra emplazado en corteza intermedia – superior, considerando el límite de la corteza superior en 20 km (e.g. Tašárová, 2007). Los datos de profundidad son consistentes con los reportados por OVDAS-SERNAGEOMIN (abril 2019 y febrero y marzo 2020) en los “Reportes de Actividad Volcánica (RAV)” donde, a partir de los sismos volcanotectónicos (VT), se asocia una profundidad entre los 8,6 y 11,5 km.

Tabla 4: Resumen de las condiciones intensivas para la unidad “Volcán Hornopirén II”.

	Volcán Hornopirén II	
	Variables Intensivas	Máxima Probabilidad de Cristalización
Presión Rhyolite-MELTS [Kbar]	1 – 7	1 – 3
Profundidad [km]	3,6 – 25	3,6 – 11
Temperatura Rhyolite-MELTS [°C]	1181 – 998	1135 – 1030
H₂O disuelta Rhyolite-MELTS [wt%]	1 – 5	1 – 5
Buffer <i>f</i>O₂ Rhyolite-MELTS	ΔQFM-1, QFM, ΔQFM+1	ΔQFM-1, QFM, ΔQFM+1

6.2. Relaciones petrográficas, composicionales y texturales

Debido a la ausencia de evidencias que indiquen una segregación en la cámara magmática, se sugieren dos eventos de cristalización a partir de un magma parental: uno pre-eruptivo y uno syn-eruptivo. El evento pre-eruptivo está relacionado con la formación de los fenocristales y microfenocristales en el sistema, mientras que el segundo evento está asociado a la erupción en el sistema, cuando se formaron los microlitos.

Para la evolución del **evento pre-eruptivo** de los productos de la unidad “Volcán Hornopirén II” se sugiere un primer estadio de cristalización, a partir de un magma primitivo de composición andesítico – basáltico (Figura 17) con bajo sobreenfriamiento y una alta disponibilidad de elementos químicos que permitieron la nucleación y crecimiento de cristales de olivino ricos en forsterita (Zona 1; Fo₈₄₋₇₀) y núcleos de plagioclasa ricos en anortita (Zona 1; An₈₉₋₈₁), ambos con hábitos subhedrales y euhedrales (Figura 24). Posteriormente, ocurrieron procesos asociados a texturas de desequilibrio en el sistema magmático producto de una perturbación del estado preexistente al reaccionar un cristal previamente formado con magma a nuevas condiciones intensivas y/o composicionales (e.g. Perugini et al., 2003). Dichas texturas de desequilibrio corresponden a la presencia de bordes de reabsorción, observables en los cristales de olivino (Figura 20).

Adicionalmente, no es posible asociar a un evento específico la formación de texturas glomeroporfídica entre cristales de olivino y plagioclasa que sugieren que se requiere de una menor cantidad de energía para formar los cristales sobre caras preexistentes (Ikeda et al., 2002; Gill, 2010) y la textura coronítica con el crecimiento de microfenocristales de piroxeno (Zona 1; Wo₅₅₋₃₅; En₄₄₋₂₉; Fs₂₁₋₁₆) alrededor de los núcleos de olivino, sugiriendo que las texturas pueden pertenecer a la etapa final del evento pre-eruptivo mediante la formación de cúmulos por gravitación en el fondo del reservorio magmático o al evento syn-eruptivo.

Posteriormente, se sugiere un tercer estadio asociado a una disminución en las condiciones termodinámicas, donde el magma cristaliza cristales de olivino (Zona 2; Fo₈₁₋₇₁) y plagioclasa (Zona 2; An₇₈₋₆₈) en los bordes de los núcleos de olivino y plagioclasa preexistentes respectivamente (formados en el primer evento), dando origen a texturas de zonación de tipo normal y sugiriendo cambios en la composición química y un desequilibrio en el sistema. En el caso de los cristales de olivino la cristalización del borde sigue la morfología previa del borde de reabsorción indicando que el evento es posterior. Adicionalmente, cristalizaron nuevos núcleos de olivino (Zona 2; Fo₈₁₋₇₁) y plagioclasa (Zona 2; An₇₈₋₆₈) en el sistema (Figura 24).

Evento	Descripción	Olivino	Plagioclasa	Piroxeno
Evento 1	Nucleación			
	Reabsorción			
	Zonación y crecimiento de microfenocristales			
Evento 2	Microlitos (Syn-eruptivo)			
		Zona 1 Zona 2 Zona 3	Zona 1 Zona 2 Zona 3	Zona 1 Zona 2

Figura 24: Esquema de crecimiento de plagioclasa y olivino para la unidad "Volcán Hornopirén II".

Finalmente, se sugiere el **evento syn-eruptivo** (o justo antes de la erupción), corresponde al crecimiento de microlitos de plagioclasa pobres en anortita (Zona 3; An_{66-55}), piroxeno (Zona 2; Wo_{7-4} ; En_{575-69} ; Fs_{27-21}) y olivino (los que no fueron medidos) en la masa fundamental, dando origen a su textura holocristalina. Este evento no se pudo reproducir en las modelizaciones a partir del magma primitivo, sugiriendo que el fundido silicatado residual, que dio origen a gran parte de los microlitos, era diferenciado y la alta cantidad de microlitos hace imposible seguir su evolución.

6.3. Relaciones entre el magma asociado a la unidad “Volcán Hornopirén II” y otros magmas emplazados en corteza intermedia – superior.

Las condiciones intensivas obtenidas por Mella (2008) mediante geotermómetros para la unidad “Volcán Hornopirén II” corresponden a $1089 \pm 29^\circ\text{C}$ para plagioclasa y $1155 \pm 33^\circ\text{C}$ para olivino y con presiones de plagioclasa de $3,1 \pm 2,7$ kbar. Estos resultados son consistentes con los obtenidos en este estudio mediante modelización termodinámica en el *freeware* Rhyolite-MELTS (Tabla 4) y, adicionalmente, el rango composicional para plagioclasa medidos mediante análisis químico corresponde a An_{87-55} permitiendo validar los datos obtenidos mediante SEM.

Los valores de condiciones intensivas pre-eruptivas reportados para los CEM Cordón Cabrera (Mella, 2008), Caburgua-Huelemolle (Morgado et al., 2015), Grupo Fui (Mallea-Lillo et al., 2022) y para los estratovolcanes Yate (Mella, 2008), Gualaihué (Mella, 2008), Villarrica (Lohmar et al., 2012; Morgado et al., 2015), Calbuco (Morgado et al., 2019) y Osorno (Morgado et al., 2022) se muestran en la Tabla 5, permitiendo una comparativa respecto a lo presentado en este trabajo. En comparación con otros sistemas magmáticos asociados a la ZVS y con magmas emplazados en corteza intermedia – superior los resultados son similares para las condiciones intensivas (Tabla 5) donde el contenido de H_2O disuelto y la fO_2 son de un orden de magnitud igual o cercano a ΔQFM y las presiones fluctúan en un rango de 0,5 kbar y 11,4 kbar respectivamente. En el caso de las temperaturas varían de $\sim 1200^\circ\text{C}$ y $\sim 970^\circ\text{C}$, con excepción de los estratovolcanes Yate y Calbuco alcanzando temperaturas mínimas de $\sim 842^\circ\text{C}$ y $\sim 882^\circ\text{C}$ respectivamente.

Además, al comparar las texturas de zonación en los fenocristales de plagioclasa y olivino presentadas en este trabajo con las texturas en los CEM y estratovolcanes mencionados anteriormente, se observan características similares a la de los CEM, incluyendo zonaciones del tipo normal muy delgadas afectando solo a los bordes -tanto en olivino y plagioclasa- (e.g. Caburgua-Huelemolle, Morgado et al., 2015; Carrán-Los Venados, Bucchi et al., 2015 y Grupo Fui, Mallea-Lillo et al., 2022) (Figura 25) y siendo el caso contrario en los estratovolcanes (e.g. volcán Villarrica, Morgado et al., 2015; volcán Calbuco, Morgado et al., 2019 y Osorno, Morgado et al., 2022) que muestran texturas de zonación complejas u oscilatorias que afectan de manera diferente pudiendo tener zonación normal e inversa en un mismo cristal, y además, estando presente

no solo en los bordes de este (Figura 26) contrastando con las zonaciones observadas en CEM. Esto sugiriendo que los productos del volcán Hornopirén tendrían similitudes en los patrones de ascenso, de acuerdo con la similitud textural de los productos de CEM más que de un estratovolcán.

Tabla 5: Resumen de las condiciones intensivas pre-eruptivas para la unidad "Volcán Hornopirén II", CEM y estratovolcanes en algunos centros eruptivos de la ZVS.

	Unidad Volcán Hornopirén II	CEM Cordón Cabrera	CEM Caburgua-Huelemolle	CEM Fui Norte	CEM Fui Sur	Volcán Yate	Volcán Gualaihué	Volcán Villarrica	Volcán Calbuco	Volcán Osorno
Autor	Este trabajo	Mella, 2008	Morgado et al., 2015	Mallea-Lillo et al., 2022	Mallea-Lillo et al., 2022	Mella, 2008	Mella, 2008	Lohmar et al., 2012; Morgado et al., 2015	Morgado et al., 2019	Morgado et al., 2022
Método	Rhyolite-MELTS	Geotermobarometría	Geotermobarometría	Rhyolite-MELTS	Rhyolite-MELTS	Geotermobarometría	Geotermobarometría	Geotermobarometría	Geotermobarometría	Geotermobarometría
Presión [Kbar]	1 - 7	3,1 ± 1	10,8 - 11,4	0,5 - 2	1,5 - 5	2 - 7,8 ± 3,5	0,2 ± 2 - 4,2 ± 2	0 - ~3	1,5 - 4,7	2 - 2,6
Profundidad [km]	~4 - 25	~11	32 - 44	~2 - ~8	~6 - ~19	~7 - ~28	~1 - 15	0 - 9,8; 19 - 35	~6 - ~10	~7
Temperatura máx. y mín. [°C]	998 - 1181	966 - 1117	1162 - 1165	1036 - 1119	980 - 1082	842 - 1189	1113 ± 23 - 1208 ± 31	1164 - 1175; 1208	882 - 1019	1060 - 1140
H2O [wt%]	1 - 5	Sin reportar	Sin reportar	1 - 2,5	2 - 3,8	Sin reportar	Sin reportar	0,3 - 3	Sin reportar	2,1 - 4,2
Buffer <i>f</i> O ₂	QFM; ΔQFM±1	Mgt - Ilm	Sin reportar	QFM-1; QFM; NNO	QFM-1; QFM; NNO	Mgt - Ilm	Mgt - Ilm	QFM; NNO	Il - Ti-mgt; NNO	QFM +1,1

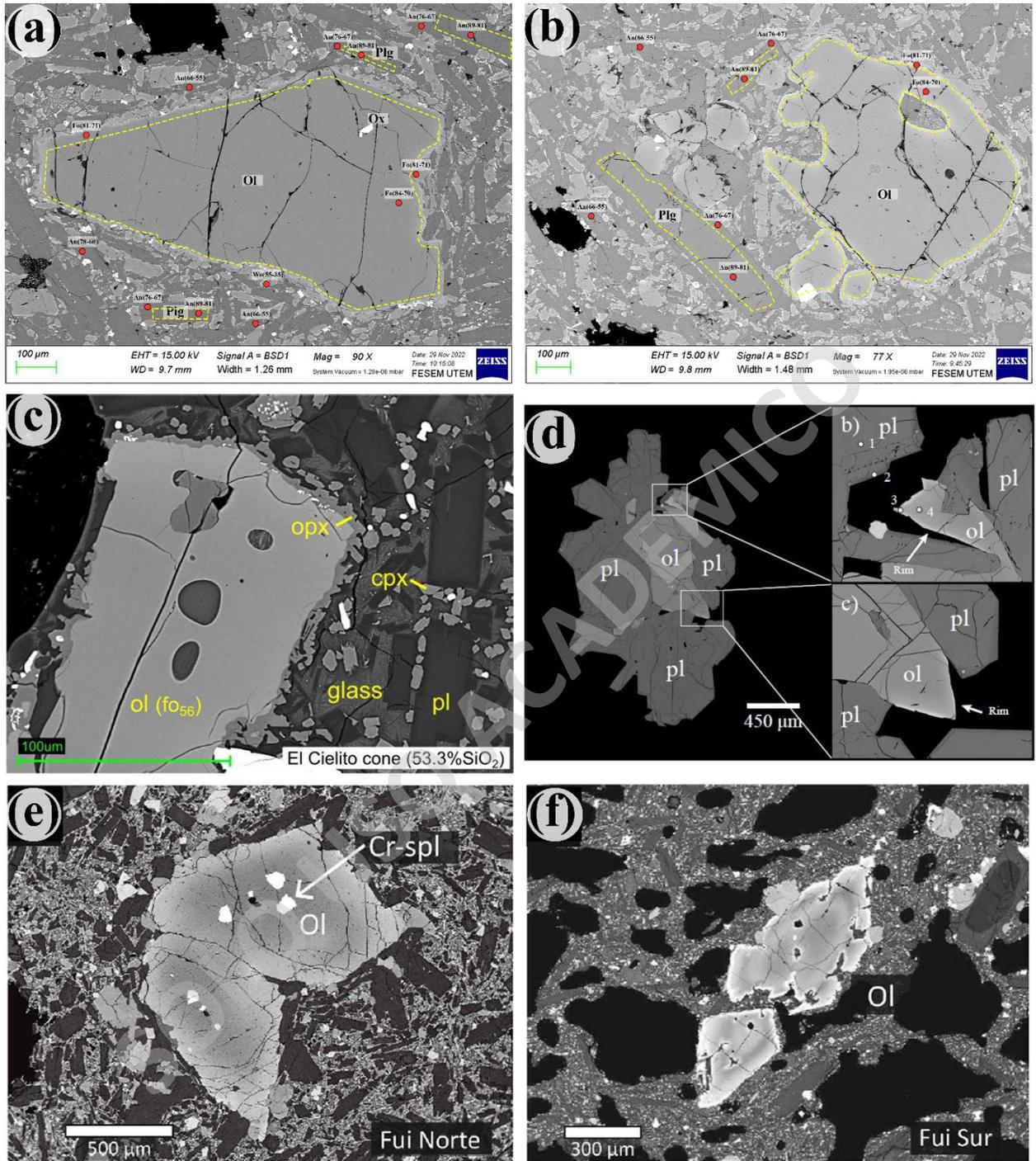


Figura 25: Comparativa de imágenes de electrones retrodispersados (BSE) entre este trabajo y CEM. a y b) Zonaciones en olivino y plagioclasa unidad “Volcán Hornopirén II”. c) Zonación en olivino CEM Carrán-Los Venados (Extraído de Bucchi et al., 2015). d) Zonación en olivino CEM Caburgua-Huelemolle (Extraído de Morgado et al., 2015). e) Zonación en olivino CEM Fui Norte (Extraído de Mallea-Lillo et al., 2022). f) Zonación en olivino CEM Fui Sur (Extraído de Mallea-Lillo et al., 2022)

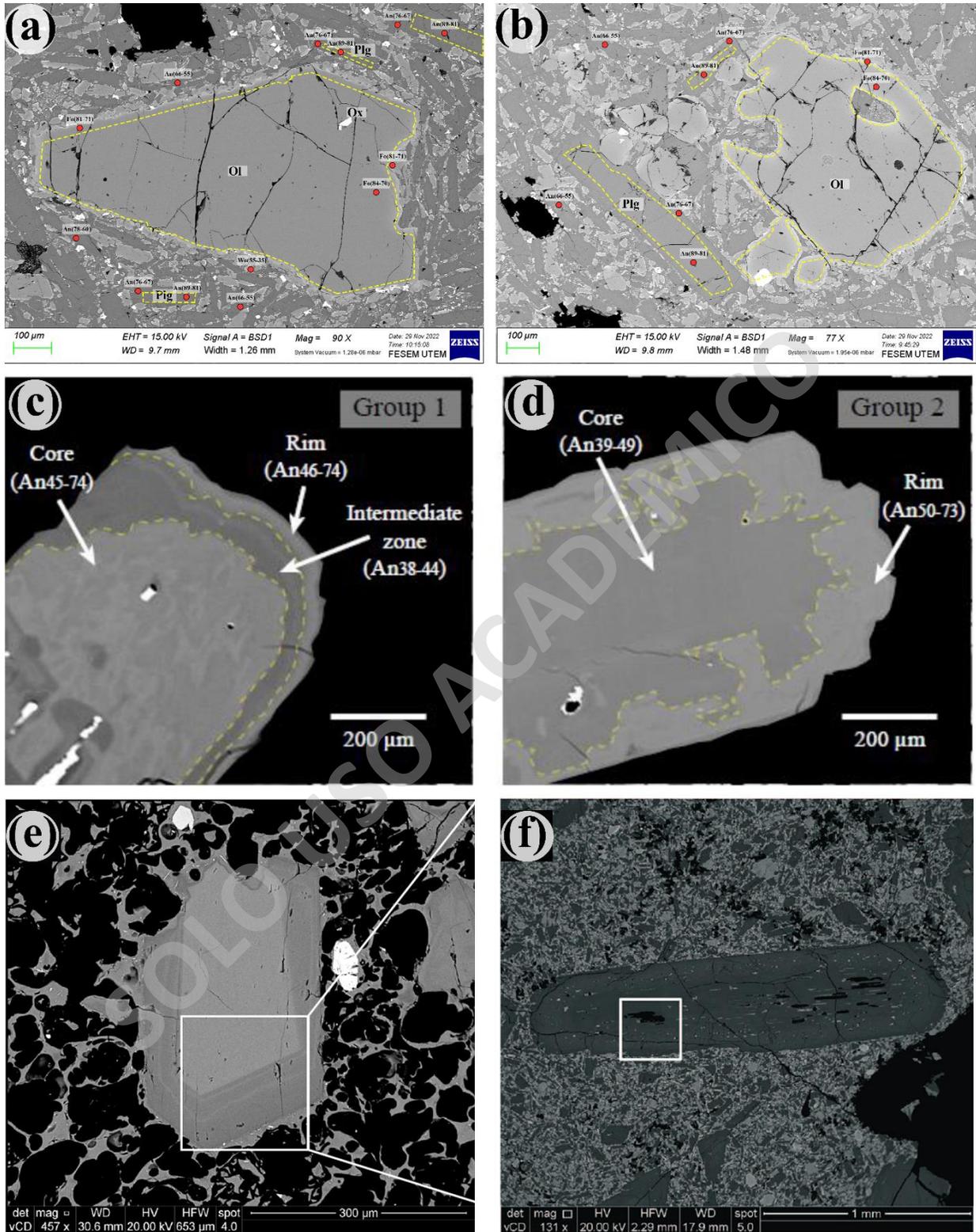


Figura 26: Comparativa de imágenes de electrones retrodispersados (BSE) entre este trabajo y estratovolcanes. a y b) Zonaciones en olivino y plagioclasa unidad “Volcán Hornopirén II”. c y d) Zonación en cristales de olivino volcán Villarrica (Extraído de Morgado et al., 2015). e) Zonación en olivino volcán Calbuco (Extraído de Morgado et al., 2019). f) Zonación en plagioclasa volcán Osorno (Extraído de Morgado et al., 2022).

La historia evolutiva del volcán Hornopirén sugiere procesos pre-eruptivos relativamente simples para el magma que dio origen al volcán Hornopirén, interpretándose para este trabajo como un evento de cristalización desconocido pero que no sufre una mayor evolución en el sistema hasta su fase syn-eruptiva (o justo antes de la erupción), reflejados en los mínimos cambios químicos composicionales entre las unidades “Volcán Hornopirén I” (basáltica) y “Volcán Hornopirén II” (basáltica a andesita basáltica), la composición de los fenocristales presentes (primitiva y en un rango acotado) y la presencia de texturas de desequilibrio (coronítica, bordes de reabsorción y zonación normal similar a la de los CEM). Estos procesos podrían estar influenciados por la presencia de la ZFLO (e.g. McGee et al., 2017), la cual corresponde a un vínculo entre los CEM de la ZVS y el volcán Hornopirén debido a que se encuentran sobre la traza de esta.

Takada (1994) propone que existe una relación entre la tasa de extrusión de magma y la tasa de deformación del sistema para explicar el volcanismo monogenético y poligenético, donde los CEM se formarían en zonas con altas tasas de deformación y bajo *input* magmático, mientras que los estratovolcanes se formarían donde exista un alto *input* de magma y una menor deformación. En el caso del volcán Hornopirén al encontrarse sobre la traza de la ZFLO podría tener asociada una alta deformación cortical regional en comparación con el *input* magmático. Además, debido a la gran variabilidad geoquímica y de estructuras volcánicas presentes en los diferentes CEM, autores como Németh y Kereszturi (2015) sugieren que esta fluctuación se debe a una transición entre el volcanismo monogenético y poligenético, de forma aislada o con relación espacial.

7. CAPÍTULO 7: CONCLUSIÓN

La modelización termodinámica de los rangos composicionales semicuantitativos medidos en SEM permitió reproducir exitosamente la composición de los fenocristales de la unidad “Volcán Hornopirén II”, a excepción de la Zona 3 (An₆₆₋₅₅) de la plagioclasa, la cual está asociada a microlitos en el sistema, además, se sugiere ausencia de antecristales debido a que fueron reproducidas exitosamente las composiciones asociadas a los núcleos de los fenocristales presentes.

Las condiciones pre-eruptivas para la unidad “Volcán Hornopirén II” mediante Rhyolite-MELTS dan como resultado temperaturas entre los 1181°C y 998°C, con un buffer de fO_2 QFM y $\Delta QFM \pm 1$ y un contenido de agua disuelto entre 1% y 5% wt %, variando la temperatura para la máxima probabilidad de coexistir las fases de olivino y plagioclasa de 1135°C y 1030°C, dichas condiciones de temperatura son consistentes con los cálculos realizados por Mella (2008).

De acuerdo con la modelación termodinámica, la máxima probabilidad de cristalización de las fases de olivino y plagioclasa con el fundido indican un magma emplazado entre 3,6 y 11 km de profundidad (1 – 3 kbar) en corteza superior. Este rango de profundidad es consistente con los RAV reportados por el SERNAGEOMIN y OVDAS donde se asocia el origen de los sismos VT bajo el volcán Hornopirén a una profundidad entre los 8,6 km y 11,5 km.

Las fases minerales presentes (olivino, plagioclasa y piroxeno), las composiciones químicas de roca total y mineral y las texturas de zonación son similares a las de los CEM Cayutué-La Viguería, Caburgua-Huelemolle, Carrán-Los Venados y Grupo Fui, sugiriendo una historia evolutiva simple y similar a la de los CEMs, por lo que su historia pre-eruptiva podría estar estrechamente asociada a la disposición espacial sobre la traza de la ZFLO del volcán Hornopirén.

REFERENCIAS

- **Angermann, D., Klotz, J., Reigber, C. (1999).** Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171, 329–334.
- **Aravena, D., Munoz, M., Morata, D., Lahsen, A., Parada, M. Á., & Dobson, P. (2016).** Assessment of high enthalpy geothermal resources and promising areas of Chile. *Geothermics*, 59, 1-13.
- **Asimow, P., & Ghiorso, M. (1998).** Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations. *American Mineralogist*, 83(9-10), 1127-1132.
- **Bachmann & Bergantz (2008).** The magma reservoirs that feed supereruptions. *Elements*, Vol 4, 17–21.
- **Bucchi, F., Lara, L., & Gutiérrez, F. (2015).** The Carrán–Los Venados volcanic field and its relationship with coeval and nearby polygenetic volcanism in an intra-arc setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 308, 70–81.
- **Cande, S. & Leslie R. (1986).** Late Cenozoic Tectonics of the Southern Chile Trench: *Journal of Geophysical Research*, v. 91, p. 471- 496.
- **Cembrano, J., & Hervé, F. (1993).** The Liquiñe Ofqui-Fault Zone: a major Cenozoic strike-slip duplex in the Southern Andes. Second ISAG. In *International Symposium Andean geodynamics: extended abstracts*. Paris, ORSTOM (pp. 175-178).
- **Cembrano, J., Hervé, F., & Lavenu, A. (1996).** The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259(1-3), 55-66.
- **Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G., & Sanhueza, A. (2002).** Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca–South America–Antarctica triple junction. *Tectonophysics*, 354(3-4), 289-314.
- **Cembrano, J., Lavenu, A., Yañez, G., Riquelme, R., García, M., González, G., & Hérail, G. (2007).** Neotectonics. *The geology of Chile*, 9, 231-262.
- **Cembrano & Lara (2009).** The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*, 471(1-2), 96–113.
- **Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. (2007).** Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile.
- **Forneris, J., Holloway, J. (2003).** Phase equilibria in subducting basaltic crust: implications for H₂O release from the slab. *Earth and Planetary Science Letters*, 214 (1-2), 187–201.
- **Ghiorso, M., & Sack, R. (1995).** Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(2-3), 197-212.
- **Gill, G. (2010).** *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. Capítulo 2. Department of Earth Sciences. University of London.
- **González-Ferrán, O. (1994).** *Volcanes de Chile*. Santiago: Instituto Geográfico Militar. 640p.
- **Gualda G., Ghiorso M., Lemons, R & Carley, T. (2012).** Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *Journal of Petrology*, 53, Issue 5, May 2012, 875-890.
- **Hervé, F. (1988).** Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. *Episodes Journal of International Geoscience*, 11(3), 183-188.
- **Hickey, R., Gerlach, D., & Frey, F. (1984).** Geochemical variations in volcanic rocks from central-south Chile (33–42° S). In *Andean Magmatism* (pp. 72-95). Birkhäuser Boston.
- **Hickey-Vargas, R., Sun, M., López-Escobar L., Moreno-Roa H., Reagan M., Morris J. (2002).** Multiple subduction components in the mantle wedge; evidence from eruptive centers in the central Southern volcanic zone, Chile. *Geology* 30, 199–202.
- **Hildreth, W., & Moorbath, S. (1988).** Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to mineralogy and petrology*, 98(4), 455-489.
- **Hildreth, W. (2004).** Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136(3-4), 169-198.
- **Ikeda, S., Toriumi, M., Yoshida, H., & Shimizu, I. (2002).** Experimental study of the textural development of igneous rocks in the late stage of crystallization: the importance of interfacial energies under non-equilibrium conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142(4), 397-415.

- **INE (2019).** Ciudades, pueblos, aldeas y caseríos 2019. Instituto Nacional de Estadística: 1-171. Santiago.
- **Jackson, M., Cheadle, M. & Atherton, M. (2003).** Quantitative modeling of granitic melt generation and segregation in the continental crust. *Journal of Geophysical Research* 108, no. 2332.
- **Kilian, R., & Lopez-Escobar, L. (1991).** Petrology of the Southern Southandean Volcanic Zone (41-46°S) with emphasis on the Michinmáhuída-Chaitén complex (43°S). *Zbl. Geol. und Paläontologie. Teil 1, Vol 6*, p. 1693-1708.
- **Lange, D., Cembrano, J., Rietbrock, A., Haberland, C., Dahm, T., Bataille, K. (2008).** First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the southern Andes. *Tectonophysics*. 455 (2008), 14-24.
- **Lara, L., Rodríguez, C., Moreno, H., & Pérez de Arce, C. (2001).** Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo plioceno superior-pleistoceno de los Andes del sur (39-42 S). *Revista geológica de Chile*, 28(1), 67-90.
- **Lara, L., Lavenu, A., Cembrano, J., & Rodríguez, C. (2006).** Structural controls of volcanism in transversal chains: resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle–Puyehue area (40.5 S), Southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158(1-2), 70-86.
- **Lara, L. (2009).** The 2008 eruption of the Chaitén volcano, Chile: a preliminary report. *Andean Geology* 36 (1): 125-129.
- **Lasaga, A. C., & Kirkpatrick, R. J. (1981).** Kinetics of geochemical processes.
- **Lavenu, A., & Cembrano, J. (1994).** Neotectónica de rumbo dextral en la zona de falla Liquiñe–Ofqui: geometría, cinemática y tensor de esfuerzo. In *Congreso Geológico Chileno* (No. 7, pp. 81-85).
- **Lavenu, A., & Cembrano, J. (1999).** Compressional-and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, 21(12), 1669-1691.
- **Lohmar, S., Parada, M., Gutiérrez, F., Robin, C., & Gerbe, M. C. (2012).** Mineralogical and numerical approaches to establish the pre-eruptive conditions of the mafic Lican Ignimbrite, Villarrica Volcano (Chilean Southern Andes). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 235, 55-69.
- **López-Escobar, L., Frey, F. A., & Vergara, M. (1977).** Andesites and high-alumina basalts from the central-south Chile High Andes: geochemical evidence bearing on their petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63(3), 199-228.
- **López-Escobar, L., Kilian, R., Kempton, P. D., & Tagiri, M. (1993).** Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 41 30'and 46 00'S, Chile. *Andean Geology*, 20(1), 33-55.
- **López-Escobar L., Cembrano J., Moreno H. (1995a).** Geochemistry and tectonics of the Southern Andes basaltic Quaternary volcanism associated with the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, (37–46S). *Rev. Geol. Chile* 22, 219–234.
- **López-Escobar, L., Parada, M. A., Hickey-Vargas, R., Frey, F., Kempton, P., Moreno, H. (1995b).** Calbuco Volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Chile (41° - 42°S): contrasting origin of andesitic and basaltic magma in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(4), 345–361.
- **Lowrie, A., & Hey, R. (1981).** Geological and geophysical variations along the western margin of Chile near lat 33 to 36 S and their relation to Nazca plate subduction.
- **Mallea-Lillo, F., Parada, M. A., Morgado, E., Contreras, C., & Hübner, D. (2022).** Contrasting sources and conditions of shallow magmatic reservoirs of the Fui Group small eruptive centres associated with the Liquiñe-Ofqui Fault Zone (Chilean Andes). *Journal of South American Earth Sciences*, 117, 103875.
- **McGee, L., Brahm, R., Rowe, M., Handley, H., Morgado, E., Lara, L., Turner, M., Vinet, N., Parada, M. & Valdivia, P. (2017).** A geochemical approach to distinguishing competing tectono-magmatic processes preserved in small eruptive centres. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 172(6), 1-26.
- **Mella, M., Munoz, J., Vergara, M., Klohn, E., Farmer, L., & Stern, C. R. (2005).** Petrogenesis of the Pleistocene Tronador Volcanic Group, Andean Southern Volcanic Zone. *Andean Geology*, 32(1), 131-154.
- **Mella, M. (2008).** Petrogeneses Do Complexo Vulcanico Yate (42,30°S), Andes Do Sul, Chile. Doctoral dissertation, Instituto de Geociencias.
- **Mella, M.; Toloza, V.; Bertin, L. (2021).** Peligros del volcán Hornopirén, Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental 37: 51 p., 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.
- **Mena Acevedo, R. A. (2015).** Geoquímica, desarrollo y cronología de los centros eruptivos menores de Cayutué situados sobre la traza de la falla Liquiñe-Ofqui, entre S41° 10'y S41° 20', X Región de los Lagos.

- **Moreno, H., Varela, J., López, L., Munizaga, F., & Lahsen, A. (1985).** Geología y riesgo volcánico del volcán Osorno y centros eruptivos menores. Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, Santiago.
- **Moreno, T. & Gibbons, W. (2007).** The Geology of Chile. The Geological Society, London. Charrier, R., Pinto, L. & Rodríguez, M. (2007). Tectonostigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: Moreno, T. & Gibbons, W. (eds) The Geology of Chile. The Geological Society, London, 21–114. Capítulo 5.
- **Moreno, H., & Lara, L. (2007).** Geología del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco: Carta Geológica de Chile. Serie Geología Básica, 107, 1-27.
- **Morgado, E., Parada, M. A., Contreras, C., Castruccio, A., Gutiérrez, F., & McGee, L. E. (2015).** Contrasting records from mantle to surface of Holocene lavas of two nearby arc volcanic complexes: Caburgua-Huelmolle Small Eruptive Centers and Villarrica Volcano, Southern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 306, 1-16.
- **Morgado, E., Parada, M. A., Morgan, D. J., Gutiérrez, F., Castruccio, A., & Contreras, C. (2017).** Transient shallow reservoirs beneath small eruptive centres: Constraints from Mg-Fe interdiffusion in olivine. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 347, 327-336.
- **Morgado, E., Morgan, D. J., Harvey, J., Parada, M., 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*, 81(4), 1-21.
- **Morgado, E., Morgan, D., Harvey, J., Castruccio, A., Brahm, R., McGee, L., Parada, M., Georgiev, B., & Hammond, S. J. (2022).** The Magmatic Evolution and the Regional Context of the 1835 AD Osorno Volcano Products (41° 06' S, Southern Chile). *Journal of Petrology*, 63(11).
- **Mpodozis, C., Cornejo, P., Kay, S. M., & Tittler, A. (1995).** La Franja de Maricunga: Síntesis de la evolución del Frente Volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Andean Geology*, 22(2), 273-313.
- **Muller, O. H., & Pollard, D. D. (1977).** The stress state near Spanish Peaks, Colorado determined from a dike pattern. *Pure and Applied Geophysics*, 115(1), 69-86.
- **Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L., & Stern, C. R. (2000).** The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista geológica de Chile*, 27(2), 177-203.
- **Nakamura, K. (1977).** Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2(1), 1-16.
- **Náquira, M. V., Sepúlveda, S. A., & Arenas, M. A. (2009).** Antecedentes geológicos y geomorfológicos para el análisis de susceptibilidad de remociones en masa en la zona de Hornopirén (41°50'-42°10'). Santiago, 22, S3_013.
- **Nelson, E., Forsythe, R., & Arit, I. (1994).** Ridge collision tectonics in terrane development. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(3-4), 271-278.
- **Németh, K., & Kereszturi, G. (2015).** Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *International Journal of Earth Sciences*, 104(8), 2131-2146.
- **Norabuena, E., Leffler-Griffin, L., Mao, A., Dixon, T., Stein, S., Sacks, I. S., Ocola, L., & Ellis, M. (1998).** Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the central Andes. *Science*, 279(5349), 358-362.
- **Notsu, K., Lopez-Escobar, L., & Onuma, N. (1987).** Along-arc variation of Sr-isotope composition in volcanic rocks from the Southern Andes (33 S-55 S). *Geochemical Journal*, 21(6), 307-313.
- **Pankhurst, R. J., Hervé, F., Rojas, L., & Cembrano, J. (1992).** Magmatism and tectonics in continental Chiloé, Chile (42–42 30' S). *Tectonophysics*, 205(1-3), 283-294.
- **Perugini, D., Busa, T., Poli, G., & Nazzareni, S. (2003).** The role of chaotic dynamics and flow fields in the development of disequilibrium textures in volcanic rocks. *Journal of Petrology*, 44(4), 733-756.
- **Petit-Breuilh, M. (1995).** Geografía histórica y cronología eruptiva de los volcanes: Tronador, Yate-Apagado-Hornopirén, Huequi, Minchinmávida-Chaitén, Corcovado, Sin Nombre y Yantenes-Nevedo. En: Proyecto X Región. Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería, (1995). (Informe final).
- **Petit-Breuilh, M. (2004).** La historia eruptiva de los volcanes hispanoamericanos (siglos XVI al XX). Cabildo Insular de Lanzarote-Casa de los Volcanes: 431 p. Huelva.
- **Reed, S. (2005).** Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology. Cambridge university press.
- **Renau-Piqueras, J., & Faura, M. (1994).** Principios básicos del microscopio electrónico de barrido.

- **Robertson M., Wiens, D., Koper, K., & Vera, E. (2003).** Crustal and upper mantle structure of southernmost South America inferred from regional waveform inversion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1).
- **Romero, J., Morgado, E., Pisello, A., Boschetty, F., Petrelli, M., Cáceres, F., Ayaz Alam, M., Polacci, M., Palma, J., Arzilli, F., Vera, F., Gutiérrez, R., & Morgavi, D. (2022).** Pre-eruptive Conditions of the 3 March 2015 Lava Fountain of Villarrica Volcano (Southern Andes). *Bulletin of Volcanology*, 85(1), 1-20.
- **Rosenau, M., Melnick, D., & Echtler, H. (2006).** Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38 S and 42 S latitude. *Tectonics*, 25(4).
- **Sepúlveda, S., Náquira, V., & Arenas, M. (2011).** Susceptibilidad de Remociones en Masa Costeras y Amenazas Asociadas en la Patagonia Chilena: El Caso del Área de Hornopirén (42°S). *Investigaciones Geográficas*, (43), Pág. 35-46.
- **Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) (1995).** Carta metalogénica de la X Región Sur. Santiago. 4 tomos, 10v. (Informe registrado: IR-95-05).
- **Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) (2019).** Nuevo Ranking de Riesgo Específico de Volcanes Activos de Chile. https://www.sernageomin.cl/wp-content/uploads/2020/07/2Ranking-2019_Tabla_Final.pdf
- **Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) & Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (2019).** Reporte de Actividad Volcánica (RAV) N° 4. Abril de 2019. Región de Los Lagos.
- **Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) & Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (2020).** Reporte de Actividad Volcánica (RAV) N° 2. Febrero de 2020. Región de Los Lagos.
- **Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) & Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (2020).** Reporte de Actividad Volcánica (RAV) N° 3. Marzo de 2020. Región de Los Lagos.
- **Solano, R. (1978).** Geología del sector costero de Chiloé continental entre los 41'50' y 42'10' de latitud sur. Tesis (geólogo). Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago de Chile.
- **Stern, C. (2004).** Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 161-206.
- **Stern, C., Moreno, H., López-Escobar, L., Clavero, J., Lara, P., Luis, E., Naranjo, J., Parada, M., Skewes, M. (2007).** Chilean Volcanoes. In: Moreno, T., Gibbons, W. (Eds.), *The Geology of Chile*, 147–178.
- **Syracuse, E., van Keken, P. & Abers, G. (2010).** The global range of subduction zone thermal models. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 183(1-2), 73-90.
- **Sun, M. (2001).** Geochemical variation among small eruptive centers in the central SVZ of the Andes: an evaluation of subduction, mantle and crustal influences. FIU Electronic Theses and Dissertations.
- **Suzaño, N., Becchio, R., Nieves, A., Sola, A., Ortiz, A. (2015).** Mezcla de magmas en el arco magmático Famatiniano del noroeste de Argentina: ejemplo en el complejo intrusivo Diablillos, Puna Austral. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 32, n° 3, p. 433-454.
- **Takada, A. (1994).** The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B7), 13563-13573.
- **Tašárová, Z. (2007).** Towards understanding the lithospheric structure of the southern Chilean subduction zone (36 S–42 S) and its role in the gravity field. *Geophysical Journal International*, 170(3), 995-1014.
- **Tormey, D., Hickey-Vargas, R., Frey, F., & López-Escobar, L. (1991).** Recent lavas from the Andean volcanic front (33 to 42 S); interpretations of along-arc compositional variations. *Geological Society of America special paper*, 265, 57-77.
- **Watt, S., Pyle, D., & Mather, T. (2011a).** Geology, petrology and geochemistry of the dome complex of Huequi volcano, southern Chile. *Andean Geology*, 38(2), 335-348. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago, Chile.
- **Watt, S., Pyle, D., Naranjo, J., Rosqvist, G., Mella, M., Mather, T., & Moreno, H. (2011b).** Holocene tephrochronology of the Hualaihue region (Andean southern volcanic zone, ~42°S), southern Chile. *Quaternary International*, 246(1-2), 324-343.
- **Watt, S., Pyle, D., Mather, T., & Naranjo, J. (2013).** Arc magma compositions controlled by linked thermal and chemical gradients above the subducting slab. *Geophysical Research Letters*, 40(11), 2550-2556.
- **Wilson, M. (1989).** Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. Chapman & Hall
- **Zhou, W., Apkarian, R., Wang, Z. L., & Joy, D. (2006).** Fundamentals of Scanning Electron Microscopy (SEM). *Scanning Microscopy for Nanotechnology*, 1–40.

ANEXOS

Anexo 1: Muestras recolectadas en terreno y sus respectivas coordenadas geográficas.

Código muestra	Muestra equivalente (Mella, 2008)	Evento	Altura (msnm)	Datum	Zona	Coordenada E (UTM)	Coordenada N (UTM)	Coordenada S (Geo)	Coordenada W (Geo)	Descripción
HP-003	03HP03	Hornopirén 2	178	WGS 84	18G	715067	5357453	41°54'20.18"	72°24'25.39"	Lava
HP-016	HLC-16	Hornopirén 2	545	WGS 84	18G	711624	5362276	41°51'47.28"	72°27'0.90"	Lava
HP-017	HLC-17	Hornopirén 2	530	WGS 84	18G	711244	5362011	41°51'56.23"	72°27'17.01"	Lava
HP-018	HLC-18	Hornopirén 2	539	WGS 84	18G	711266	5362095	41°52'1.91"	72°27'29.45"	Lava
HP-474	-	Hornopirén 2	524	WGS 84	18G	710524	5361685	41°52'7.49"	72°27'47.80"	Lava
HP-476	-	Hornopirén 2	525	WGS 84	18G	711007	5361831	41°52'2.31"	72°27'27.05"	Lava
HP-481	-	Hornopirén 2	526	WGS 84	18G	711592	5362224	41°51'48.99"	72°27'2.20"	Lava
HP-508	-	Hornopirén 2	58	WGS 84	18G	713998	5355831	41°55'13.75"	72°25'9.62"	Lava
HP-509	-	Hornopirén 2	175	WGS 84	18G	715242	5357685	41°54'12.48"	72°24'18.10"	Lava

Anexo 2: Análisis químicos del Volcán Hornopirén obtenidos de Mella (2008). Los elementos mayores son expresados en óxidos en porcentaje peso (wt%) y fueron obtenidos por Fluorescencia de Rayos X en el Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Geociencias de la Universidad de São Paulo, Brasil.

Centro emisor	Volcán Hornopirén											
Unidad	Volcán Hornopirén II				Volcán Hornopirén I			Ignimbritas Lago Cabrera			Hornopirén III	
Muestra	HLC-16	HLC-17	HLC-18	HP-003	HLC-13	HLC-14	HLC-15	HLC-19	03 HP 01	03 HP 02	03 HP 04	
SiO ₂	53,05	53,06	53,78	52,96	52,01	53,68	50,31	53,76	53,22	53,1	52,86	
TiO ₂	0,93	0,93	0,96	0,97	0,97	0,96	1,13	0,96	0,99	0,98	0,99	
Al ₂ O ₃	17,84	17,84	17,35	18,34	18,46	17,54	16,28	17,3	18,05	18,02	18,27	
Fe ₂ O ₃	8,91	8,85	9,03	9,2	9,17	9,09	10	8,93	9,29	9,29	9,24	
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
MgO	5,56	5,46	5,21	5,28	6,29	5,37	7,42	5,34	5,46	5,43	5,01	
MnO	0,14	0,14	0,15	0,15	0,15	0,15	0,17	0,15	0,16	0,16	0,16	
CaO	8,91	9,03	8,95	8,99	8,95	8,86	9,33	8,64	8,93	8,95	8,82	
Na ₂ O	3,06	3,08	2,91	3,01	3,02	2,9	2,54	3,04	3,04	3,04	3,07	
K ₂ O	0,92	0,93	0,9	0,89	0,63	0,89	1,24	1,02	0,93	0,92	0,9	
P ₂ O ₅	0,27	0,29	0,29	0,29	0,19	0,22	0,31	0,33	0,32	0,31	0,29	
LOI	0,3	0,3	< 0,1	< 0,1	0,1	< 0,1	0,4	0,3	< 0,1	< 0,1	0,18	
Total	99,89	99,91	99,53	100,08	99,94	99,66	99,13	99,77	100,38	100,2	99,78	

Continuación Anexo 2: Análisis químicos del Volcán Hornopirén obtenidos de Mella (2008). Los elementos mayores son expresados en ppm y fueron obtenidos por Fluorescencia de Rayos X en Laboratory ACME Ltda., Canadá.

Centro emisor	Volcán Hornopirén										
Unidad	Volcán Hornopirén II				Volcán Hornopirén I			Ignimbritas Lago Cabrera			Hornopirén III
Muestra	HLC-16	HLC-17	HLC-18	HP-003	HLC-13	HLC-14	HLC-15	HLC-19	03 HP 01	03 HP 02	03 HP 04
La	16,6	16,5	18,8	18	9,1	15,3	17,8	17,7	18,7	19	17,2
Ce	40,7	41	42,6	43,1	22,5	35	39,7	43,5	45,7	45,2	40,9
Pr	5,1	5,1	5,4	5,2	3	4,3	5,3	5,3	5,7	5,3	5,2
Nd	21,8	22,4	21,7	21,5	13,6	19,3	22,5	22,9	22	22,2	22
Sm	4,7	4,4	5	4,8	3,3	4,2	5	4,8	5,1	5	4,9
Eu	1,3	1,3	1,5	1,4	1	1,4	1,7	1,3	1,3	1,4	1,4
Gd	4,3	4,4	4,8	4,6	3,5	3,9	5,4	4,5	4,8	4,6	4,2
Tb	0,7	0,7	0,8	0,8	0,6	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
Dy	4,1	4,2	4,5	4,2	3,3	4,1	4,1	4,4	4,9	4,7	4,2
Ho	0,8	0,8	0,9	0,9	0,6	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9
Er	2,4	2,4	2,6	2,6	2	2,2	2,3	2,6	2,7	2,8	2,6
Tm	0,4	0,4	0,5	0,4	0,3	0,4	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4
Yb	2,3	2,1	2,4	2,3	1,7	2,3	2,2	2,4	2,6	2,2	2,2
Lu	0,3	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4
Y	25	24,4	25,4	24,7	19,6	23,2	23,5	25,5	24,4	26,2	24,6
Cr	41,1	41,1	0	0	68,4	0	-	47,9	-	-	-
Co	29,7	28,6	27,9	29,1	29,9	28,4	34,4	27,5	28,9	30,1	27,4
Ni	21,2	17,7	16,9	26,3	25,9	30,2	92,3	25,7	24,9	24,3	12,4
V	221	214	222	219	226	220	241	212	216	229	209
Sc	27	27	0	0	28	0	-	26	-	-	-
Sr	487,3	465,1	456	446	441,9	453,5	610	470,2	448,6	466,9	447,6
Rb	20,1	19,4	20,5	18,5	12,8	19,6	38,4	20	19,6	20,7	19,1
Cs	0,6	0,7	0,5	0,6	0,7	1	1,1	0,7	0,5	0,6	0,7
Ba	313	312	319	287	200	320	377	329	298	299	287
U	0,5	0,5	0,5	0,5	0,3	1	1	0,5	0,5	0,5	0,6
Th	1,9	2,4	2,2	2,4	1,1	2	2,8	2	2,2	2,1	2,1
Zr	132	127	130	130	81	129	112	142	132	134	128
Hf	3,4	3,5	3,4	3,1	2,3	4	2,9	3,8	3,2	3,1	3,4
Nb	5,1	5,2	4,9	4,6	2,9	5	3,9	5,8	4,9	5,2	4,9
Ta	0,6	0,5	0,3	0,3	0,2	0	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3
Cu	26,2	31,4	21,6	31	42,2	30	33,4	23,5	33,5	38,6	23,1
Zn	34	30	30	35	27	35	48	30	32	38	24
Ga	19,2	18,9	18,3	17,3	18,3	18	15,7	18,5	18,2	18,9	18

Continuación Anexo 2: Análisis químicos del Volcán Hornopirén obtenidos de Mella (2008). Norma CIPW fue obtenida mediante los procedimientos de Irwin y Baragar (1971) con la relación Fe+2/Fe+3 calculada según Middlemost (1989).

Centro emisor	Volcán Hornopirén										
Unidad	Volcán Hornopirén II				Volcán Hornopirén I			Ignimbritas Lago Cabrera		Hornopirén III	
Muestra	HLC-16	HLC-17	HLC-18	HP-003	HLC-13	HLC-14	HLC-15	HLC-19	03 HP 01	03 HP 02	03 HP 04
Q	3	2,9	0	3,1	1,3	5	0		3	3	3,3
Ne	0	0	0	0	0	0	0		0	0	0
Hy	19,4	18,9	0	19,5	22,3	19	18,5		19,7	19,7	19,1
Ol	0	0	0	0	0	0	4,9		0	0	0

Anexo 3: Base de datos de química mineral semicuantitativa de la unidad "Volcán Hornopirén II". Los valores están expresados en porcentaje peso (wt%) y el método utilizado fue con un Microscopio Electrónico de Barrido y Sistema de Microanálisis Elemental por Dispersión de Rayos X en la Universidad Tecnológica Metropolitana.

Punto	Espectro	Mineral	Tipo	Zona	O	Mg	C	Si	Fe	Cr	Al	Ti	Ca	Na	Ln	K	P	Cl	W
1	1	Olivino	Fenocristal	Borde	33,4	20,6	15,6	15,4	15,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1	2	Olivino	Fenocristal	Núcleo	34,7	20,8	14,6	15,7	14,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1	3	Olivino	Fenocristal	Borde	37,2	17,6	16,2	13,8	15,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1	4	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,5	17,6	15,9	13,9	14,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1	5	Espinela	Oxidos de Fe	Núcleo	28,8	3,6	11,3	-	30,3	15,8	9,3	0,8	-	-	-	-	-	-	-
1	6	Espinela	Oxidos de Fe	Núcleo	27,0	3,5	9,0	-	44,0	8,0	3,1	5,4	-	-	-	-	-	-	-
1	7	Espinela	Oxidos de Fe	Núcleo	26,8	3,7	13,7	-	34,8	13,8	6,1	1,0	-	-	-	-	-	-	-
1	8	Olivino	Fenocristal	Borde	34,0	20,0	14,4	15,4	16,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1	9	Olivino	Fenocristal	Núcleo	34,9	20,9	14,3	16,0	13,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1	10	Clinopiroxeno	MicroFx	Borde de Fx	38,9	7,7	12,7	21,0	7,2	-	1,0	-	11,6	-	-	-	-	-	-
1	11	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,3	25,5	-	18,7	17,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1	12	Espinela	Oxidos de Fe	Borde	27,2	2,6	12,2	-	41,2	10,9	4,2	1,7	-	-	-	-	-	-	-
1	13	Clinopiroxeno	MicroFx	Borde de Fx	44,0	2,6	14,3	16,9	3,3	-	9,4	-	8,0	1,5	-	-	-	-	-
1	14	Olivino	Fenocristal	Núcleo	33,4	18,6	15,9	14,4	17,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1	15	Espinela	Oxidos de Fe	Borde	28,2	4,8	10,3	-	29,7	16,6	9,2	1,2	-	-	-	-	-	-	-
1	16	Olivino	Fenocristal	Borde	34,7	20,7	14,3	15,4	14,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1	17	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	42,7	-	13,0	20,6	-	-	13,5	-	7,6	2,6	-	-	-	-	-
1	18	Plagioclasa	MicroFx	-	42,3	-	13,4	20,5	-	-	13,0	-	6,7	2,8	1,2	-	-	-	-
1	19	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	42,7	-	11,2	18,8	-	-	15,6	-	10,7	1,1	-	-	-	-	-
1	20	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	40,8	-	16,7	17,1	-	-	14,6	-	9,3	1,5	-	-	-	-	-
1	21	Plagioclasa	Fenocristal	Borde	42,0	-	15,0	21,3	-	-	13,1	-	6,1	2,5	-	-	-	-	-
1	22	Plagioclasa	MicroFx	-	42,6	-	14,6	19,9	-	-	12,8	-	7,3	2,8	-	-	-	-	-
1	23	Plagioclasa	MicroFx	-	42,1	-	12,7	21,3	-	-	13,3	-	7,4	3,2	-	-	-	-	-
1	24	Clinopiroxeno	MicroFx	Borde de Fx	38,7	3,0	17,5	19,3	3,9	-	9,5	-	6,6	1,5	-	-	-	-	-
1	25	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	42,0	-	12,0	19,0	-	-	14,9	-	11,0	1,1	-	-	-	-	-
1	26	Plagioclasa	Fenocristal	Borde	42,4	-	12,9	21,1	-	-	13,3	-	7,1	3,3	-	-	-	-	-
1	27	Clinopiroxeno	MicroFx	Núcleo microlito	40,6	12,6	13,7	20,0	11,4	-	0,5	-	1,1	-	-	-	-	-	-

1	28	Olivino	Fenocristal	Núcleo	33,4	18,9	13,6	16,0	18,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	29	Olivino	Fenocristal	Borde	37,2	17,1	17,3	13,9	14,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	30	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,3	19,8	16,9	13,8	11,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	31	Olivino	Fenocristal	Núcleo	37,9	20,1	16,8	14,2	11,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	32	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,1	20,8	16,2	13,8	11,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	33	Olivino	Fenocristal	Núcleo	39,2	20,3	16,4	14,5	9,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	34	Olivino	Fenocristal	Borde	35,4	17,2	16,7	16,5	14,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	35	Olivino	Fenocristal	Núcleo	39,1	20,2	16,3	14,4	10,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	36	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,2	20,9	16,5	14,4	9,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	37		MicroFx	Borde	37,5	5,7	18,8	17,9	10,9	-	3,8	-	3,3	1,0	-	1,1	-	-	-
2	38	Olivino	Fenocristal	Borde	38,4	19,5	17,0	13,9	11,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	39	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,5	19,2	18,4	13,4	10,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	40		MicroFx	Borde	42,2	0,6	18,5	19,1	-	-	9,5	1,6	5,5	2,4	-	0,5	-	-	-
2	41	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,4	20,1	16,2	13,9	11,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	42	Espinela	Oxidos de Fe	Borde	31,6	4,8	15,6	-	22,6	14,8	9,9	0,6	-	-	-	-	-	-	-
2	43	Espinela	Oxidos de Fe	Borde	30,7	3,6	12,6	-	29,4	15,0	7,2	1,4	-	-	-	-	-	-	-
2	44	Plagioclasa	Fenocristal	Borde	40,9	-	19,4	19,2	-	-	11,3	-	6,6	2,7	-	-	-	-	-
2	45	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	39,6	-	19,5	16,5	-	-	14,1	-	9,4	0,9	-	-	-	-	-
2	46	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	39,9	-	19,6	16,3	-	-	14,0	-	9,2	0,9	-	-	-	-	-
2	47	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	38,6	-	20,8	16,4	-	-	13,7	-	9,5	1,0	-	-	-	-	-
2	48	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	41,3	-	17,1	17,6	-	-	13,6	-	8,9	1,5	-	-	-	-	-
2	49	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	41,6	-	15,6	18,7	-	-	13,8	-	8,6	1,8	-	-	-	-	-
2	50	Plagioclasa	Fenocristal	Borde	41,2	-	15,8	19,2	-	-	13,5	-	8,0	2,2	-	-	-	-	-
2	51	Plagioclasa	Fenocristal	Borde	40,7	-	18,7	17,9	-	-	13,0	-	8,0	1,8	-	-	-	-	-
2	52	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	40,9	-	16,6	18,5	-	-	13,7	-	8,5	1,8	-	-	-	-	-
2	53	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,0	20,2	16,7	13,8	11,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	54	Plagioclasa	MicroFx	-	41,8	-	17,1	19,5	-	-	12,2	-	6,7	2,6	-	-	-	-	-
2	55	Plagioclasa	MicroFx	-	41,3	-	16,7	18,7	-	-	13,1	-	8,2	2,1	-	-	-	-	-
3	56	Plagioclasa	Fenocristal	Borde	42,4	-	14,5	19,4	-	-	13,6	-	8,0	2,1	-	-	-	-	-
3	57	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	42,1	-	13,2	17,8	-	-	15,7	-	10,1	1,1	-	-	-	-	-
3	58	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	41,4	-	15,0	17,5	-	-	15,0	-	10,0	1,1	-	-	-	-	-

3	59	Plagioclasa	Fenocristal	Borde	41,3	-	16,6	18,9	-	-	13,6	-	8,3	1,8	-	-	-	-	-
3	60	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	43,9	-	18,0	15,0	-	-	14,1	-	7,7	1,3	-	-	-	-	-
3	61	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	40,6	-	15,6	17,7	-	-	15,1	-	9,9	1,1	-	-	-	-	-
3	62	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	42,1	-	14,6	20,2	-	-	12,9	-	7,5	2,7	-	-	-	-	-
3	63	Plagioclasa	Fenocristal	Borde	39,4	-	17,2	19,0	-	-	13,7	-	8,7	2,0	-	-	-	-	-
3	64	Plagioclasa	Fenocristal	Borde	41,6	-	14,2	19,7	-	-	14,0	-	8,4	2,1	-	-	-	-	-
3	65	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	41,7	-	12,9	18,4	-	-	15,5	-	10,3	1,2	-	-	-	-	-
3	66	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	41,6	-	14,4	17,3	-	-	15,0	-	10,6	1,2	-	-	-	-	-
4	67	Olivino	Fenocristal	Borde	38,1	19,6	14,7	14,3	13,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4	68	Olivino	Fenocristal	Núcleo	37,9	18,1	21,5	12,8	9,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4	69	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,1	21,2	15,1	14,5	11,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4	70	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,8	20,9	15,1	14,7	10,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4	71	Clinopiroxeno	MicroFx	Borde de Fx	38,9	9,7	13,9	19,6	10,5	-	1,0	1,0	5,4	-	-	-	-	-	-
4	72	Olivino	Fenocristal	Borde de Fx	38,4	21,1	14,5	14,9	11,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4	73	Olivino	Fenocristal	Borde de Fx	39,0	21,5	14,6	14,4	10,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4	74	Olivino	Fenocristal	Borde de Fx	38,4	20,3	14,6	15,3	11,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4	75	Olivino	Fenocristal	Borde de Fx	38,4	21,4	14,4	14,8	11,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4	76	Olivino	Fenocristal	Borde de Fx	38,3	21,5	13,7	15,3	11,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4	77	Espinela	Oxidos de Fe	Borde de Fx	32,6	5,7	11,7	-	23,3	14,7	11,4	0,6	-	-	-	-	-	-	-
4	78		MicroFx	Borde de Fx	43,2	-	15,9	23,3	2,5	-	7,0	0,8	2,6	3,3	-	1,3	-	-	-
4	79	Plagioclasa	Fenocristal	Borde de Fx	43,2	-	13,6	21,0	-	-	12,5	-	6,8	2,9	-	-	-	-	-
4	80	Clinopiroxeno	MicroFx	Borde de Fx	33,8	5,2	12,0	13,6	24,0	-	1,5	3,9	6,0	-	-	-	-	-	-
4	81	Clinopiroxeno	MicroFx	Núcleo microlito	40,8	13,1	14,5	20,5	9,6	-	-	-	1,5	-	-	-	-	-	-
4	82		MicroFx	-	43,2	0,4	15,2	24,2	2,1	-	5,1	1,2	2,6	1,8	-	2,7	1,1	0,3	-
4	83	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,6	21,5	14,2	15,1	10,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4	84	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,8	21,9	13,6	14,9	10,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5	85	Olivino	Fenocristal	Núcleo	37,8	18,7	14,8	14,2	14,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5	86	Olivino	Fenocristal	Núcleo	37,6	18,3	15,2	14,2	14,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5	87	Olivino	Fenocristal	Núcleo	37,8	18,1	13,8	14,3	16,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5	88	Olivino	Fenocristal	Núcleo	36,9	17,7	14,7	14,0	16,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5	89	Olivino	Fenocristal	Núcleo	37,2	18,2	14,8	13,9	15,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

5	90	Olivino	Fenocristal	Borde	36,8	17,8	15,2	14,1	16,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5	91	Clinopiroxeno	MicroFx	Núcleo microlito	40,2	12,6	14,9	20,2	10,3	-	0,5	-	1,3	-	-	-	-	-	-
5	92	Clinopiroxeno	MicroFx	Núcleo microlito	39,6	13,2	14,9	20,5	9,9	-	-	-	1,3	0,5	-	-	-	-	-
5	93	Clinopiroxeno	MicroFx	Núcleo microlito	40,8	13,1	14,2	20,2	9,8	-	0,5	-	1,2	-	-	-	-	-	-
5	94	Clinopiroxeno	MicroFx	Núcleo microlito	40,1	13,5	14,4	20,7	9,3	-	0,6	-	1,3	-	-	-	-	-	-
5	95	Olivino	Fenocristal	Núcleo	36,9	18,1	14,7	14,0	16,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5	96	Clinopiroxeno	MicroFx	Núcleo microlito	40,3	12,6	16,8	20,0	8,8	-	0,5	-	1,1	-	-	-	-	-	-
5	97		MicroFx	-	42,4	-	16,1	21,0	-	-	11,1	-	5,4	3,7	-	0,3	-	-	-
5	98	Plagioclasa	Fenocristal	Borde	42,6	-	14,1	20,1	-	-	13,3	-	7,7	2,2	-	-	-	-	-
5	99	Plagioclasa	Fenocristal	Borde	42,1	-	14,6	20,1	-	-	13,1	-	7,0	3,0	-	-	-	-	-
5	100		MicroFx	-	44,3	-	15,5	26,6	2,9	-	5,2	0,5	1,1	1,9	-	2,0	-	-	-
5	101	Plagioclasa	Fenocristal	Borde	41,5	-	14,9	19,2	-	-	13,9	-	8,3	2,3	-	-	-	-	-
5	102	Plagioclasa	Fenocristal	Borde	42,3	-	14,4	20,7	-	-	12,3	-	7,3	3,1	-	-	-	-	-
5	103	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	42,0	-	13,7	19,9	-	-	13,8	-	8,5	2,1	-	-	-	-	-
6	104	Olivino	Fenocristal	Borde	39,0	19,1	13,5	14,8	13,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6	105	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,3	20,0	14,7	14,4	12,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6	106	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,2	21,2	14,1	14,7	11,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6	107	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,2	20,9	15,5	14,6	10,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6	108	Olivino	Fenocristal	Borde	38,3	19,5	15,2	14,4	12,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6	109	Olivino	Fenocristal	Núcleo	37,8	21,0	14,0	14,7	12,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6	110	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,8	21,0	14,6	14,6	11,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6	111	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,2	20,8	15,9	14,5	10,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6	112	Olivino	Fenocristal	Borde	37,4	18,9	14,6	14,5	14,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6	113	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,2	21,5	14,3	14,5	11,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6	114	Olivino	Fenocristal	Núcleo	32,3	5,6	13,0	0,7	23,9	14,7	9,8	-	-	-	-	-	-	-	-
6	115	Plagioclasa	Fenocristal	Borde	41,0	-	15,2	18,8	-	-	14,1	-	9,2	1,7	-	-	-	-	-
6	116	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	41,1	-	15,7	18,8	-	-	14,1	-	8,8	1,5	-	-	-	-	-
6	117	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	40,7	-	15,0	19,3	-	-	14,4	-	8,7	1,9	-	-	-	-	-
6	118	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	40,9	-	15,6	19,1	-	-	13,7	-	8,6	2,0	-	-	-	-	-
6	119	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	40,9	-	16,5	19,1	-	-	13,3	-	7,7	2,4	-	-	-	-	-
6	120	Clinopiroxeno	MicroFx	Núcleo microlito	40,3	12,7	14,6	20,6	10,3	-	-	-	1,4	-	-	-	-	-	-

6	121	Clinopiroxeno	MicroFx	Borde de Fx	38,3	7,7	14,4	19,6	8,6	-	1,3	-	10,1	-	-	-	-	-
6	122	Clinopiroxeno	MicroFx	Núcleo microlito	40,5	13,2	13,8	20,4	9,8	-	0,7	-	1,6	-	-	-	-	-
6	123	Clinopiroxeno	MicroFx	Borde de Fx	41,9	-	14,1	21,0	1,1	-	12,3	-	6,5	3,0	-	-	-	-
6	124	Plagioclasea	MicroFx	-	41,4	-	15,6	18,9	-	-	13,9	-	8,2	2,0	-	-	-	-
6	125	Clinopiroxeno	MicroFx	Borde de Fx	40,9	-	14,9	19,1	0,9	-	13,9	-	8,4	2,0	-	-	-	-
6	126	Clinopiroxeno	MicroFx	Núcleo microlito	40,3	13,0	15,5	20,2	9,9	-	-	-	1,1	-	-	-	-	-
6	127	Plagioclasea	Fenocristal	Núcleo	41,2	-	14,6	19,7	-	-	14,0	-	8,3	2,3	-	-	-	-
6	128	Espinela	Oxidos de Fe	Núcleo	32,0	5,4	12,8	-	24,2	15,4	9,4	0,8	-	-	-	-	-	-
7	129	Plagioclasea	Fenocristal	Borde	42,2	-	14,4	20,2	-	-	13,1	-	7,4	2,9	-	-	-	-
7	130	Plagioclasea	Fenocristal	Núcleo	40,9	-	14,7	17,9	-	-	15,0	-	10,6	1,0	-	-	-	-
7	131	Plagioclasea	Fenocristal	Borde	40,8	-	15,7	19,2	-	-	13,8	-	8,4	2,2	-	-	-	-
7	132	Plagioclasea	Fenocristal	Núcleo	40,8	-	14,0	17,9	-	-	15,6	-	10,6	1,1	-	-	-	-
7	133	Plagioclasea	Fenocristal	Borde	41,9	-	15,4	19,4	-	-	13,3	-	7,8	2,2	-	-	-	-
7	134	Plagioclasea	Fenocristal	Núcleo	41,6	-	13,5	18,1	-	-	15,4	-	10,6	0,8	-	-	-	-
7	135	Plagioclasea	Fenocristal	Borde	40,9	-	15,0	19,0	-	-	14,2	-	9,2	1,7	-	-	-	-
7	136	Plagioclasea	Fenocristal	Núcleo	40,7	-	14,7	18,1	-	-	15,2	-	10,5	1,0	-	-	-	-
7	137	Plagioclasea	Fenocristal	Núcleo	41,2	-	14,5	18,1	-	-	15,4	-	9,9	1,0	-	-	-	-
7	138	Plagioclasea	Fenocristal	Borde	41,1	-	15,1	19,3	-	-	14,0	-	8,5	2,0	-	-	-	-
7	139	Plagioclasea	MicroFx	-	42,5	-	15,5	20,7	-	-	11,8	-	6,4	3,1	-	-	-	-
7	140	Plagioclasea	Fenocristal	Núcleo	41,5	-	14,3	19,3	-	-	14,2	-	9,0	1,6	-	-	-	-
7	141	Olivino	MicroFx	Núcleo	38,2	19,7	15,0	14,6	12,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7	142	Clinopiroxeno	MicroFx	Núcleo microlito	40,0	12,2	15,2	20,2	9,5	-	-	-	2,9	-	-	-	-	-
7	143	Plagioclasea	Fenocristal	Borde	41,9	-	14,7	20,2	-	-	13,1	-	7,1	2,9	-	-	-	-
7	144	Plagioclasea	Fenocristal	Núcleo	42,1	-	13,8	19,1	-	-	14,1	-	8,9	1,9	-	-	-	-
7	145	Olivino	Fenocristal	Borde	37,7	18,7	14,4	14,4	14,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7	146	Olivino	Fenocristal	Núcleo	37,8	19,2	13,5	14,7	14,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7	147	Olivino	Fenocristal	Núcleo	37,2	18,4	15,6	14,3	14,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7	148	Clinopiroxeno	MicroFx	Núcleo microlito	41,7	13,5	14,3	20,8	8,6	-	-	-	1,1	-	-	-	-	-
8	149	Olivino	Fenocristal	Borde	37,2	18,2	15,8	14,0	14,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8	150	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,3	19,9	17,1	13,9	10,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8	151	Olivino	Fenocristal	Núcleo	39,1	20,6	16,5	14,4	9,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-

8	152	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,1	20,7	16,2	14,1	10,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8	153	Clinopiroxeno	MicroFx	-	33,1	8,4	13,3	11,1	29,2	-	1,0	2,7	1,2	-	-	-	-	-	-
8	154	Olivino	Fenocristal	Borde	38,9	20,1	15,8	14,6	10,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8	155	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,6	20,4	16,1	14,9	10,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8	156	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,9	20,9	15,7	14,1	10,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8	157	Espinela	Oxidos de Fe	Núcleo	32,3	5,7	12,2	-	22,0	16,2	10,9	0,6	-	-	-	-	-	-	-
8	158	Olivino	Fenocristal	Borde	37,2	17,1	16,7	13,4	15,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8	159	Olivino	Fenocristal	Borde	38,6	20,2	16,1	14,3	10,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8	160	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,4	21,2	14,9	14,4	11,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8	161	Plagioclasa	Fenocristal	Borde	41,7	-	16,1	19,7	-	-	12,6	-	7,1	2,9	-	-	-	-	-
8	162	Plagioclasa	Fenocristal	Borde	41,4	-	16,3	18,7	-	-	13,9	-	7,9	1,8	-	-	-	-	-
8	163		MicroFx	-	41,2	-	14,1	20,6	2,8	-	11,8	-	6,3	2,8	-	0,4	-	-	-
8	164	Plagioclasa	Fenocristal	Borde	41,6	-	16,9	19,5	-	-	12,4	-	6,8	2,7	-	-	-	-	-
8	165	Olivino	Fenocristal	Borde	37,8	17,8	16,2	13,5	14,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8	166	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,6	20,6	15,7	14,5	10,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8	167	Clinopiroxeno	MicroFx	Núcleo microlito	40,3	12,8	15,2	20,2	10,0	-	-	-	1,5	-	-	-	-	-	-
8	168	Clinopiroxeno	MicroFx	Núcleo microlito	40,0	11,9	15,8	20,7	9,5	-	-	-	2,1	-	-	-	-	-	-
8	169	Plagioclasa	MicroFx	-	42,8	-	15,9	19,2	-	-	12,6	-	6,9	2,6	-	-	-	-	-
8	170	Clinopiroxeno	MicroFx	-	41,7	0,4	16,7	18,7	-	-	12,9	-	7,7	2,0	-	-	-	-	-
9	171	Olivino	Fenocristal	Borde	36,4	18,4	14,6	14,7	15,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9	172	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,0	20,7	14,2	14,8	12,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9	173	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,0	21,4	14,9	14,4	11,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9	174	Olivino	Fenocristal	Borde	36,6	18,0	14,3	14,4	16,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9	175	Olivino	Fenocristal	Núcleo	37,7	20,8	14,5	15,2	11,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9	176	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,0	20,6	15,0	14,7	11,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9	177	Espinela	Oxidos de Fe	Núcleo	31,9	5,7	11,0	-	23,5	16,0	11,1	0,8	-	-	-	-	-	-	-
9	178	Olivino	Fenocristal	Borde	37,9	19,3	14,1	14,6	14,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9	179	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,4	19,7	15,1	14,4	12,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9	180	Olivino	Fenocristal	Núcleo	39,1	21,1	14,4	14,6	14,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9	181	Espinela	Oxidos de Fe	Borde	29,3	4,0	10,5	-	32,0	15,7	6,8	1,6	-	-	-	-	-	-	-
9	182	Plagioclasa	Fenocristal	Borde	41,8	-	14,6	19,2	-	-	14,1	-	8,5	1,9	-	-	-	-	-

9	183	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	41,4	-	14,0	18,1	-	-	15,4	-	10,2	0,9	-	-	-	-	-
9	184	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	41,9	-	13,1	18,3	-	-	15,2	-	10,4	1,2	-	-	-	-	-
9	185	Plagioclasa	Fenocristal	Borde	41,9	-	13,0	19,7	-	-	14,4	-	8,8	2,2	-	-	-	-	-
9	186	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	40,9	-	14,3	17,8	-	-	15,4	-	10,6	0,9	-	-	-	-	-
9	187	Plagioclasa	Fenocristal	Borde	42,0	-	14,8	20,0	-	-	13,0	-	7,7	2,5	-	-	-	-	-
9	188	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	40,9	-	13,5	18,5	-	-	15,5	-	10,5	1,1	-	-	-	-	-
10	189		MicroFx	-	41,2	-	16,7	19,6	-	-	12,6	-	6,8	2,8	-	0,4	-	-	-
10	190	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	40,9	-	15,2	17,6	-	-	15,4	-	9,7	1,2	-	-	-	-	-
10	191	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	40,4	-	15,8	17,3	-	-	15,3	-	10,3	0,9	-	-	-	-	-
10	192		MicroFx	-	29,4	-	12,3	7,9	44,2	-	2,2	5,3	0,4	0,9	-	0,5	-	-	-
10	193	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	41,0	-	15,6	17,1	-	-	15,1	-	10,1	1,2	-	-	-	-	-
10	194	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	40,5	-	15,4	18,2	-	-	14,8	-	9,9	1,1	-	-	-	-	-
10	195	Plagioclasa	Fenocristal	Borde	41,9	-	15,4	20,2	-	-	12,6	-	7,4	2,5	-	-	-	-	-
10	196	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	40,4	-	16,5	17,9	-	-	14,9	-	9,5	0,9	-	-	-	-	-
10	197	Espinela	Oxidos de Fe	Núcleo	30,7	4,1	12,6	-	27,2	15,4	9,0	0,9	-	-	-	-	-	-	-
10	198	Espinela	Oxidos de Fe	Núcleo	32,1	5,6	12,7	-	22,3	15,6	10,8	0,8	-	-	-	-	-	-	-
10	199	Plagioclasa	Fenocristal	Borde	42,1	-	15,5	19,8	-	-	13,1	-	7,4	2,2	-	-	-	-	-
10	200	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	41,3	-	15,4	17,2	-	-	14,9	-	10,1	1,0	-	-	-	-	-
10	201	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	41,3	-	14,8	17,5	-	-	14,7	-	10,4	1,2	-	-	-	-	-
10	202	Plagioclasa	Fenocristal	Borde	42,2	-	14,5	20,0	-	-	12,9	-	7,7	2,8	-	-	-	-	-
10	203	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	41,0	-	14,5	18,6	-	-	15,0	-	10,0	0,9	-	-	-	-	-
10	204	Plagioclasa	Fenocristal	Borde	40,5	-	17,2	18,8	-	-	13,5	-	8,1	2,0	-	-	-	-	-
10	205	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	41,1	-	14,9	17,3	-	-	15,5	-	10,3	0,8	-	-	-	-	-
10	206	Plagioclasa	Fenocristal	Borde	42,0	-	16,1	19,7	-	-	12,3	-	7,2	2,7	-	-	-	-	-
10	207	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	40,3	-	14,6	18,0	-	-	15,3	-	10,7	1,1	-	-	-	-	-
10	208	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	42,1	-	14,4	20,9	-	-	12,8	-	7,1	2,7	-	-	-	-	-
10	209	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	42,2	-	14,1	19,9	-	-	13,4	-	7,8	2,6	-	-	-	-	-
10	210	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	41,4	-	15,0	19,3	-	-	13,7	-	8,6	2,0	-	-	-	-	-
10	211	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	41,3	-	14,2	19,8	-	-	14,0	-	8,5	2,2	-	-	-	-	-
10	212	Plagioclasa	Fenocristal	Núcleo	41,3	-	14,9	19,4	-	-	13,8	-	8,6	2,0	-	-	-	-	-
10	213	Plagioclasa	Fenocristal	Borde	54,9	-	-	35,6	-	-	9,5	-	-	-	-	-	-	-	-

10	214	Plagioclasa	Fenocristal	Borde	38,3	-	12,7	15,5	-	-	14,1	-	9,5	1,9	-	-	-	-	8
10	215	Plagioclasa	Fenocristal	-	41,3	-	15,6	17,5	-	-	15,3	-	10,3	-	-	-	-	-	-
10	216	Plagioclasa	Fenocristal	-	46,5	-	-	22,7	-	-	18,5	-	12,3	-	-	-	-	-	-
11	217	Olivino	Fenocristal	Borde	37,1	17,9	17,1	13,9	14,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
11	218	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,5	19,4	16,6	14,1	11,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
11	219	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,0	19,8	16,9	14,2	11,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
11	220	Olivino	Fenocristal	Núcleo	38,3	19,6	18,3	14,1	9,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

ECUACIONES

Ecuación 1

$$P = \rho g h$$

P= Presión [N/m²]

ρ = Densidad del fluido [N/m³]

g = Gravedad [m/s²]

h = Altura [m]