



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
Facultad de Ciencias Químicas
Departamento Ciencias de la Tierra



RECONSTRUCCIÓN DEL EVENTO ERUPTIVO DEL VOLCÁN “LOS HORNITOS ESTE” A PARTIR DE LA ESTRATIGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE SUS PRODUCTOS ERUPTIVOS

Memoria para optar al Título de Geólogo

Rocío Paz Calfín Araya

Profesor Guía: Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo
Profesor Co- Guía: Dr. Pablo Antonio Salas Reyes
Profesor Comisión: Dr. Oscar Enrique Figueroa Arriagada

Concepción, 2024

ÍNDICE DE CONTENIDO

Resumen	0
1 Introducción.....	1
1.1 Planteamiento del problema.....	1
1.2 Objetivos.....	5
1.2.1 Objetivo general	5
1.2.2 Objetivos específicos.....	5
1.3 Ubicación y Accesos.....	5
1.4 Agradecimientos	6
2 Marco Geológico	9
2.1 Generalidades.....	9
2.2 Contexto Geológico	9
2.2.1 Complejo volcánico Descabezado Grande- Quizapu- Cerro Azul.....	9
2.2.2 Los Hornitos.....	11
2.3 Geología Estructural Conos Los Hornitos	11
3 Marco Teórico.....	12
3.1 Estilo Eruptivos.....	12
3.1.1 Erupciones Hawaianas	12
3.1.2 Erupciones Estrombolianas	13
3.2 Texturas Minerales.....	13
3.2.1 Texturas minerales en plagioclasas	13
3.2.2 Texturas de reabsorción.....	14
3.2.3 Texturas minerales en olivinos.....	15
3.2.4 Textura dendrítica en olivinos	15
3.2.5 Textural esquelético en olivinos.....	16
3.2.6 Texturas de reabsorción.....	16
3.3 Inclusiones en olivinos.....	18
3.3.1 Minerales huéspedes	19
4 Metodología y Materiales.....	21
4.1 Etapa de pre-terreno.....	21
4.1.1 Recopilación bibliográfica	21
4.1.2 Estudio geomorfológico con imágenes satelitales	21
4.2 Etapa de terreno	21
4.3 Etapa de gabinete	22

4.3.1 Preparación de muestras.....	22
4.3.2 Caracterización macroscópica de muestras.....	22
4.3.3 Caracterización petrográfica	22
4.3.4 Geoquímica roca total	23
4.3.1 Análisis microsonda electrónica.....	23
5 Resultados.....	24
5.1 Estratigrafía.....	24
5.1.1 Unidad I: Lavas Tempranas.....	25
5.1.2 Unidad II: Lavas Intermedias.....	26
5.1.3 Unidad III: Lavas Tardías.....	27
5.2 Petrografía.....	28
5.2.1 Unidad I: Lavas Tempranas.....	29
5.2.2 Unidad II: Lavas Intermedias.....	32
5.2.3 Unidad III: Lavas Tardías.....	34
5.3 Geoquímica.....	37
5.3.1 Elementos mayores	37
5.3.2 Clasificación de las rocas	37
5.3.3 Diagramas de variación.....	40
5.4 Elementos trazas	42
5.4.1 Tierras raras	43
5.4.2 Diagramas de elementos incompatibles	44
5.5 Química mineral	45
5.5.1 Olivino.....	46
5.5.2 Plagioclasa.....	48
5.5.3 Piroxenos.....	48
5.6 Termobarometría.....	48
6 Discusión	52
6.1 Petrografía.....	52
6.2 Geoquímica de elementos mayores y trazas	53
6.3 Elementos incompatibles	56
6.4 Química mineral	57
6.4.1 Olivino.....	57
6.4.2 Plagioclasa.....	61
6.4.3 Piroxenos.....	62

6.5 Termobarometría.....	62
6.5.1 Olivino.....	62
6.6 Plagioclasa	64
6.7 Piroxenos	64
6.8 Modelo eruptivo.....	65
6.9 Historia eruptiva del cono este Los Hornitos.....	66
7 Conclusiones.....	68
8 Referencias	70
9 Anexos	73

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de distribución espacial de los conos piroclásticos del volcán monogenético Los Hornitos	3
Figura 1.2. Mapa de ubicación del área de estudio	6
Figura 2.1. Mapa geológico de los alrededores de Los Hornitos (LHC) y La Resolana (LRC)...	12
Figura 3.1. Crecimiento cristalino	14
Figura 3.2. Proceso de embahiamiento en crecimiento de olivino.....	17
Figura 3.3. Esquemas de los mecanismos comunes de formación de inclusiones fundida.....	20
Figura 5.1. Unidades temporales de lava Los Hornitos Este.....	25
Figura 5.2. Vistas en terreno de la Unidad I	26
Figura 5.3. Morfología lavas Unidad II.....	27
Figura 5.4 Unidad III observada en terreno.....	28
Figura 5.5. Secciones transparentes de minerales formadores de rocas principales presentes en las muestras estudiadas	29
Figura 5.6. Secciones transparentes de minerales formadores de rocas principales presentes en las muestras estudiadas	30
Figura 5.7. Secciones transparentes de minerales formadores de rocas principales presentes en las muestras estudiadas	31
Figura 5.8. Secciones transparentes de minerales formadores de rocas principales presentes en las muestras estudiadas	31
Figura 5.9. Secciones transparentes de minerales formadores de rocas principales presentes en las muestras estudiadas	32

Figura 5.10. Secciones transparentes de minerales formadores de rocas principales presentes en las muestras estudiadas.....	33
Figura 5.11. Secciones transparentes de minerales formadores de rocas principales presentes en las muestras estudiadas.....	33
Figura 5.12. Secciones transparentes de minerales formadores de rocas principales presentes en las muestras estudiadas.....	35
Figura 5.13. Secciones transparentes de minerales formadores de rocas principales presentes en las muestras estudiadas.....	35
Figura 5.14. Secciones transparentes de minerales formadores de rocas principales presentes en las muestras estudiadas.....	36
Figura 5.15. Corte transparente correspondiente a cada una de las unidades descritas	37
Figura 5.16. Diagrama TAS.....	38
Figura 5.17. Diagrama AFM para las muestras del volcán monogenético Los Hornitos.....	39
Figura 5.18. Diagrama de contenido de SiO ₂ versus contenido de K ₂ O de las muestras del volcán monogenético los hornitos como este y de estudios previos	40
Figura 5.19. Diagrama de Harker de elementos mayores	41
Figura 5.20. Diagrama de variación de elementos trazas seleccionados (Harker).....	42
Figura 5.21 Diagrama Harker para Sr/Y y Rb versus SiO ₂	43
Figura 5.22. Diagramas de tierras raras normalizado al condrito.....	44
Figura 5.23. Diagrama de elementos incompatibles de (Pearce, 1983)	45
Figura 5.24. Diagramas de Ni vs Forsterita y Ca vs Forsterita	47
Figura 6.1. Muestras del cono este de diferentes estudios	55
Figura 6.2. Diagrama de la razón de LREE y HREE	57
Figura 6.3. Mediciones puntuales en mineral de olivino realizados de núcleo a borde.....	58
Figura 6.4. Modelo esquemático de las variaciones de Fo y Ni extraído de Salas et al., 2021....	59
Figura 6.5. Mediciones puntuales en mineral de olivino realizados de núcleo a borde.....	59
Figura 6.6. Diagrama de Fo versus Ca en olivinos y diagrama de Ni versus Fo	61
Figura 6.7 Diagrama de temperatura en °C versus contenido de Fo (mol %).....	64
Figura 6.8. Esquema de la historia eruptiva del volcán monogenético los Hornitos	67
Figura 9.1. Mapa de puntos de terreno	73

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Información de química mineral en olivinos	46
Tabla 2. Resultados obtenidos a partir de la química mineral	50
Tabla 3. Resultados del cálculo de temperatura a partir de química mineral de piroxenos.....	51
Tabla 4. Contenido de Anortita (An), Albita (Ab) y Ortoclasa (Or) calculado a partir de química mineral en fenocristales de plagioclasa.	62
Tabla 5. Contenido de Wollastonita (Wo), Enstatita (En) y Ortoferrosilita (Fs) y calculado a partir de química mineral en fenocristales de piroxenos.....	62
Tabla 6. Muestras con su temperatura calculada y K_D respectivo para cada análisis.....	62
Tabla 7. Muestras obtenidas en terreno con sus coordenadas.....	74
Tabla 8 Elementos Mayores analizados.....	75
Tabla 9. Elementos trazas analizados	76
Tabla 10. Química mineral de olivinos de la muestra RC-HE-009	77
Tabla 11. Química mineral de olivinos de la muestra RC-HE-017	77
Tabla 12. Química mineral de plagioclasas de la muestra RC-HE-009.....	78
Tabla 13. Química mineral de piroxenos de la muestra RC-HE-009	78

RESUMEN

La Zona Volcánica Sur Andina (SVZ) al norte de los 36°S muestra una escasez de composiciones máficas, la cual se vincula con los prolongados tiempos de residencia de los magmas ascendentes en la corteza. No obstante, se observa una presencia significativa de centros monogenéticos máficos en la zona cordillerana de la región del Maule, destacando centros eruptivos como La Resolana y Los Hornitos. En este estudio, nos enfocaremos en Los Hornitos, identificando que los magmas responsables de sus productos eruptivos experimentaron un ascenso rápido desde su origen hasta la superficie, con un lapso de 3,5 a 40 días.

Previamente, no se ha establecido una correlación temporal y composicional entre los depósitos piroclásticos ya estudiados y la etapa efusiva. Por esta razón, planteamos llevar a cabo una reconstrucción estratigráfica y geoquímica de la etapa efusiva del cono este del volcán monogenético Los Hornitos, con el objetivo de comprender su relación temporal y química con la fase piroclástica.

Se propone un análisis detallado de la petrografía, geoquímica de roca total y química mineral de las muestras examinadas. Además, se presentan nuevos datos de geoquímica de roca total y la química mineral en olivinos, plagioclasa y piroxenos en los depósitos efusivos. Este enfoque integral permite obtener una visión más completa y precisa de la evolución eruptiva del volcán Los Hornitos.

Se realiza una clasificación temporal de la etapa efusiva a partir de la estratigrafía del campo de lavas del cono este del volcán Los Hornitos, estas unidades corresponden a: Unidad I (lavas tempranas), Unidad II (lavas intermedias) y Unidad III (lavas tardías), donde la Unidad I se habría emplazado primero y la Unidad III al final. Los resultados de la química mineral de estas unidades y de los depósitos de tefra previamente estudiados revelan un intervalo composicional significativo entre ambas etapas eruptivas, donde los depósitos piroclásticos exhiben valores de $88 < Fo < 93$, mientras que los depósitos efusivos muestran valores más bajos, con $78 < Fo < 83$.

Adicionalmente, se realiza una estimación de temperatura de cristalización de olivinos; y presión y temperatura a partir de piroxenos y plagioclasas mediante el análisis de química mineral utilizando microsonda electrónica. Finalmente, a partir de la estratigrafía, petrografía y química mineral se propone una interpretación detallada de la historia eruptiva del volcán monogenético.

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del problema

El volcanismo monogenético se caracteriza por la formación de volcanes individuales con eventos eruptivos de corta duración y volúmenes eruptivos relativamente pequeños, generalmente inferiores a 1 km^3 . Los volcanes de este tipo pueden manifestarse en diferentes formas, tales como conos de salpicadura (del inglés *spatter cones*), conos de escoria, anillos de toba y maares. Los materiales expulsados más frecuentes en estas erupciones suelen ser de composiciones basálticas (Nemeth, 2010).

En particular, los conos de escoria, que suelen surgir a través de erupciones monogenéticas, alcanzan alturas de 150-300 m. Estos conos se forman principalmente debido a erupciones de estilo estromboliano, que se caracterizan por sus explosiones intermitentes que arrojan piroclastos a distancias que oscilan entre decenas y cientos de metros desde el centro de emisión. Además, estas erupciones también pueden dar lugar a flujos de lava que tienen la capacidad de cubrir extensas áreas, llegando a abarcar decenas de kilómetros cuadrados (Pioli *et al.*, 2008).

Una distinción significativa entre el volcanismo monogenético y los estratovolcanes en zonas de convergencia de placas reside en la capacidad de los primeros para presentar productos eruptivos en su estado primitivo. Esto implica que los volcanes monogenéticos pueden reflejar composiciones de magmas que se originan en zonas profundas del manto superior. Los magmas asociados a los volcanes monogenéticos tienen la capacidad de ascender a través de la corteza en lapsos de tiempo muy cortos, lo que resulta en un enfriamiento rápido (Salas *et al.*, 2016).

El volcanismo de arco que ocurre en territorio chileno es una consecuencia de la subducción oblicua de las Placas de Nazca y Sudamericana, que se desplazan a una velocidad de 7 a 9 cm por año. Debido a esta oblicuidad en la convergencia, el régimen de esfuerzos en la Placa Sudamericana es propicio para el ascenso de magmas (Cembrano y Lara, 2009).

La actividad volcánica en Sudamérica está distribuida en cuatro segmentos principales, definidos en función de las zonas volcánicas que se emplazan en áreas donde el ángulo de subducción es relativamente alto ($> 25^\circ$) debido a cambios en la profundidad de la Placa de Nazca ($> 90 \text{ km}$). Los segmentos están separados a partir de zonas donde el ángulo de subducción es relativamente plano $< 10^\circ$ y no genera volcanismo activo actual. Los segmentos de la zona volcánica en Sudamérica

corresponden a los siguientes: 1) Zona Volcánica Norte (ZVN), comprendida entre los 2°N y 5°S. 2) Zona Volcánica Central (ZVC), ubicada entre los 14°S y 28°S. 3) Zona Volcánica Sur (ZVS), abarcando desde los 33°S hasta los 46°S. 4) Zona Volcánica Austral (ZVA), extendiéndose desde los 49°S hasta los 55°S (Stern *et al.*, 2007).

El frente volcánico actual en territorio nacional está compuesto por aproximadamente 100 volcanes que se formaron durante el Pleistoceno y el Holoceno. Además, se registra una cantidad considerable de campos volcánicos y complejos de caldera, de los cuales al menos 60 de ellos han mostrado actividad eruptiva durante el Holoceno. Estos centros eruptivos están distribuidos en tres zonas volcánicas principales: la Zona Volcánica Central (ZVC) en el norte, la Zona Volcánica del Sur (ZVS) en el centro-sur y la Zona Volcánica Austral (ZVA) en el extremo sur de Chile (Stern *et al.*, 2007).

La Zona Volcánica Sur (ZVS) constituye un segmento de arco volcánico continuo que se extiende por aproximadamente 1400 km, abarcando desde los 33,3°S a 46°S. Es la región de Chile con la mayor actividad volcánica histórica en comparación con los otros dos segmentos, esto debido a que presenta un promedio de al menos una erupción por año (Stern, 2007).

A partir de cambios tectónicos, petrológicos y geoquímicos que afectan la distribución del volcanismo en la Zona Volcánica Sur, esta se subdivide en cuatro: los segmentos de ZVS Norte, ZVS Transicional, ZVS Central y ZVS Sur (Stern, 2007).

Nos centraremos en la Zona Volcánica Sur Transicional (ZVST), ya que es donde se encuentra el área de estudio. Comprende los 34,5° y 37°S y se caracteriza por presentar un espesor significativamente superior en comparación con la porción sur de la zona volcánica del Sur (ZVS). En esta región, el espesor cortical oscila entre los 45 km a un máximo de 48 km (Tassara y Echaurren, 2012). En general, los volcanes presentes en esta zona tienen volúmenes eruptivos relativamente pequeños de 3 a 60km³ (Hildreth y Moorbath 1988).

Anteriormente, se había restringido la presencia de volcanes monogenéticos al sur de la región de la Araucanía (López-Escobar *et al.*, 1995), donde el espesor promedio de la corteza continental se sitúa en alrededor de 35 km (Tassara y Echaurren, 2012). No obstante, investigaciones recientes han revelado la existencia de un campo volcánico monogenético entre los 35,5°S y 36,5°S. Estos

volcanes representan la manifestación más septentrional de este tipo de actividad volcánica (Salas *et al.*, 2016).

En este contexto, el volcán monogenético Los Hornitos se sitúa a unos 11 kilómetros al suroeste del cráter Quizapu y consta de dos conos piroclásticos, conocidos como Cono Este y Oeste, esto de acuerdo con su disposición espacial (Fig. 2.1). A través de investigaciones que han analizado las relaciones estratigráficas y el estado de conservación de los conos, se ha determinado que el cono Este es el más reciente. Debido a la ausencia de evidencia de erosión glacial en estos conos, se le atribuye una edad post- glacial < 25 mil años (Salas *et al.*, 2016). Además, se han llevado a cabo dataciones de radiocarbono que indican una edad de *ca.* 1148 A.D. con un margen de error de 31 años para el Cono Oeste (Contreras, 2019).

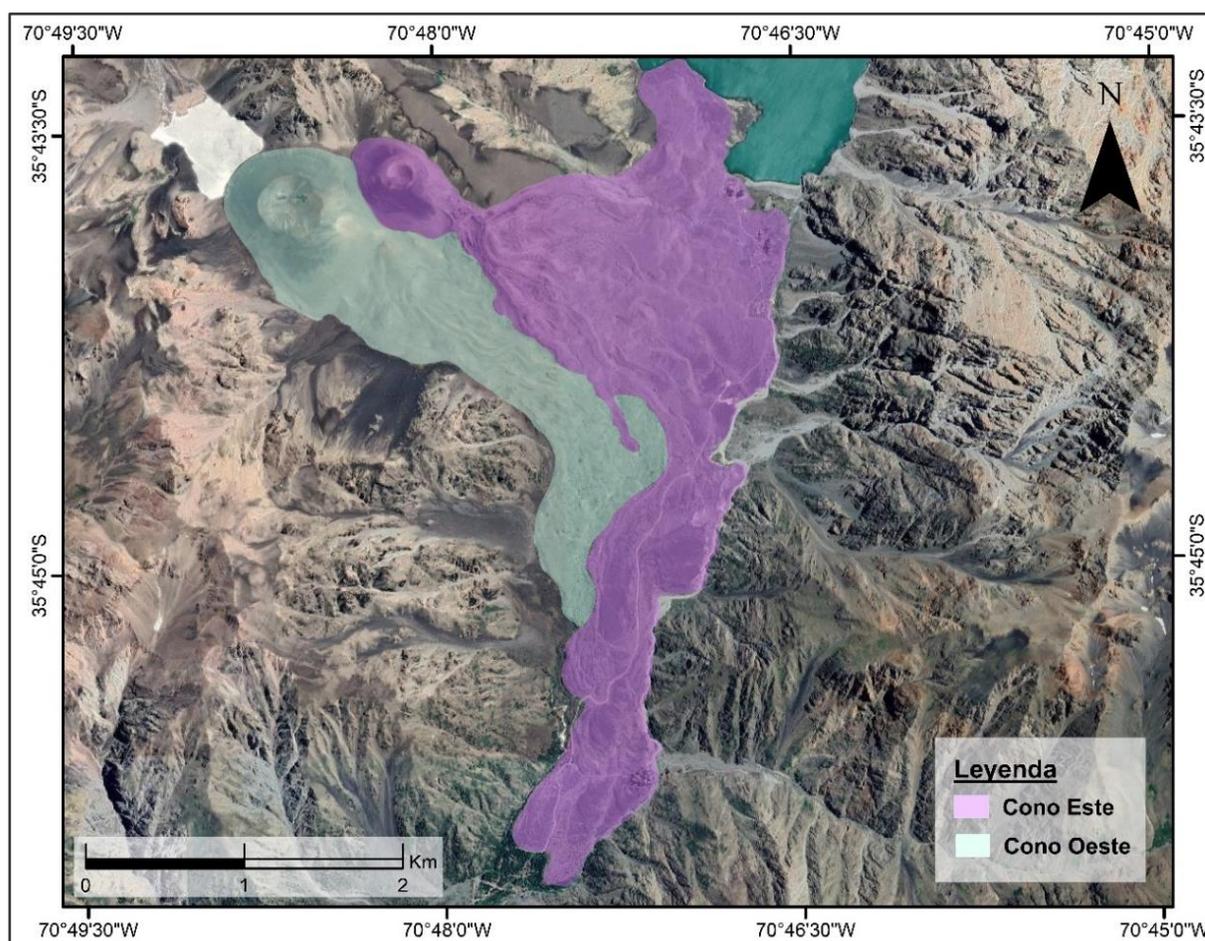


Figura 1.1. Mapa de distribución espacial de los conos piroclásticos del volcán monogenético Los Hornitos. El cono oeste se ilustra en celeste y el cono este en morado.

Los productos eruptivos del volcán Los Hornitos comprenden tanto depósitos piroclásticos como efusivos, los cuales, en el caso del Cono Este presentan un excelente estado de conservación lo que permite un detallado estudio para comprender las condiciones de su emplazamiento. Las características principales de cada uno de estos productos son las siguientes:

1. **Depósitos de tefra:** se distribuyen en un radio de hasta 1,5 km alrededor del cono volcánico. Están compuestos mayoritariamente por lapilli y ceniza, siendo el olivino la fase mineral más abundante en estos depósitos.
2. **Flujos de lavas:** muestran una variabilidad en la proporción de fenocristales de olivino, predominantemente, y en menor medida piroxenos y plagioclasa (Salas *et al.*, 2016).

Hasta el momento, las investigaciones detalladas se han centrado principalmente en los depósitos piroclásticos del Cono Este. Estas investigaciones han revelado la presencia de olivinos primitivos con valores de Ni que oscilan entre 1800- 3500 ppm y contenido de Fo entre 90- 92,5. Los análisis de difusión han permitido modelar que el tiempo transcurrido desde la formación de los cristales, en la corteza profunda, hasta su salida a la superficie, ocurrió en un lapso de 3,5 a 40 días (Salas *et al.*, 2021).

Con relación a la etapa efusiva, la composición de olivino muestra un contenido de Ni <1095 ppm y Fo entre 64 y 85 (Salas *et al.*, 2016). Sin embargo, es importante destacar que estas muestras representan una zona muy localizada del campo de lavas, y aún no se conocen en detalle las características composicionales, texturales y geoquímicas de las diferentes coladas de lava en su conjunto.

Basándose en los datos obtenidos de roca total y la química mineral de investigaciones previas, se puede establecer que existe una diferencia composicional entre ambas fases (explosiva y efusiva). Sin embargo, existe un desconocimiento respecto a la temporalidad del emplazamiento de los diferentes flujos de lava, así como de la mineralogía y madurez textural de las diferentes fases minerales presentes. En este contexto, se plantea la hipótesis de que podría existir un flujo de lava temprano en el evento eruptivo del Cono Este que se asemeje composicionalmente a los depósitos de tefra.

Este estudio representa un aporte a la reconstrucción del evento eruptivo del volcán monogenético Los Hornitos Este, permitiendo engranar temporal y químicamente los productos eruptivos

efusivos y piroclásticos; lo cual posibilita la comprensión más acabada de la actividad estromboliana característica del volcanismo monogenético máfico.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Reconstrucción estratigráfica y geoquímica de la etapa efusiva del Cono Este del volcán monogenético Los Hornitos y su relación temporal con la etapa piroclástica.

1.2.2 Objetivos específicos

- Determinar unidades de temporalidad a partir de las relaciones estratigráficas de las diferentes coladas que componen el campo de lavas emitidas por el Cono Este.
- Determinar variaciones composicionales y texturales de la mineralogía de las lavas, y su correlación con la historia eruptiva del volcán.

1.3 Ubicación y Accesos

El volcán monogenético Los Hornitos se encuentra ubicado en la región del Maule, a aproximadamente 80 km al sureste de la ciudad de Talca, en la comuna de San Clemente (Fig. 2.2.). Se sitúa en las coordenadas geográficas son 35°43'39,51"S de latitud y 70°48'8,35"O de longitud, al suroeste de la Laguna La Invernada.

Para acceder al área de estudio desde la ciudad de Concepción, se debe tomar la autopista del Itata (Ruta 152) y recorrer 74,3 km hasta llegar a la Ruta 5 Sur. Desde allí, se continúa por 205 km hasta llegar a Talca. Una vez en Talca, se toma la avenida San Miguel para acceder a la ruta CH-115, que conduce al paso fronterizo Pehuenche. A partir de este punto, se prosigue aproximadamente 100 km hasta llegar al sector privado de la central hidroeléctrica Cipreses, la cual pertenece a ENEL (Empresa Nacional de Electricidad S.A.). Posteriormente, se debe transitar 9 km adicionales por un camino de ripio en buen estado para alcanzar el volcán objeto de estudio.

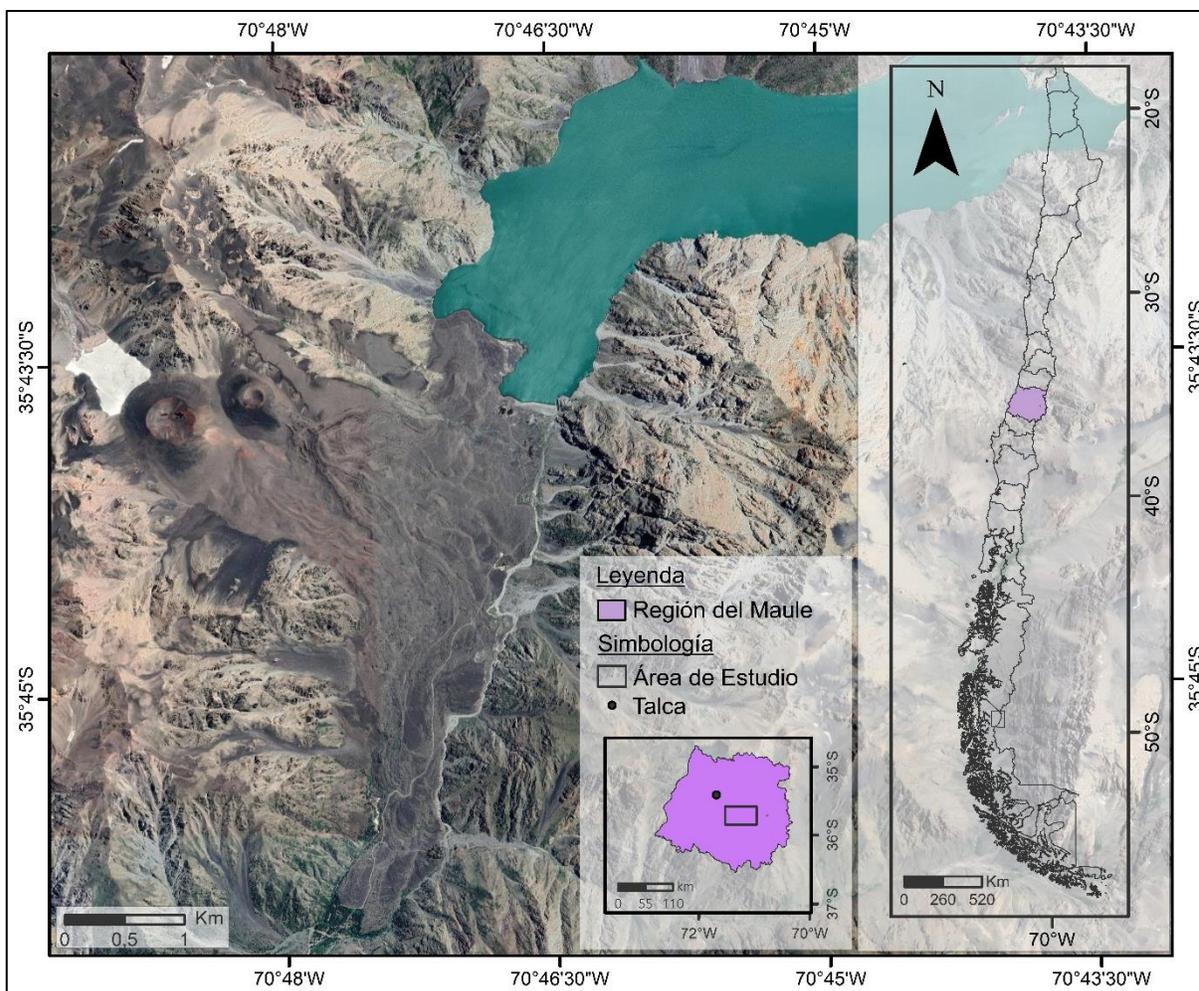


Figura 1.2. Mapa de ubicación del área de estudio. En el rectángulo negro se ubica el área de estudio dentro de la región del Maule.

1.4 Agradecimientos

El presente trabajo ha sido realizado gracias al patrocinio del Instituto Milenio de Investigación en Riesgo Volcánico – Ckelar Volcanes, con el respaldo financiero de la Agencia Nacional de Investigación y Desarrollo (ANID), a través de la iniciativa Científica Milenio, bajo el código de proyecto ICN2021_038. La realización del trabajo de terreno también fue posible gracias a la autorización de ENEL-Central Hidroeléctrica Cipreses para acceder al área de estudio. Además, agradezco al Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) por proporcionar los instrumentos necesarios para la preparación de muestras.

En primer lugar, agradezco a la profesora Dra. Verónica Oliveros por permitirme realizar esta investigación y por ser una fuente de inspiración constante durante toda mi estadía en el pregrado. Como alguna vez lo mencioné, gracias por impulsarme a querer seguir aprendiendo, investigando

y aportar un granito de arena al mundo desde las geociencias. Gracias por permitirme asistir a todos los terrenos que quise, a pesar de que el tiempo corría veloz, gracias infinitas por cada instancia de aprendizaje que sin duda las atesorare con el corazón porque han sido vitales para mi desarrollo profesional. Agradezco también al Dr. Pablo Salas, por también permitirme llevar a cabo esta investigación.

Agradezco, a los profesores Oscar Figueroa por aceptar ser parte de mi comisión y tener la disposición para revisarme el escrito. También agradecer al profesor Osvaldo González por su buena disposición para ser parte de mi comisión durante la presentación.

También agradecer a Alexander Scheinost por realizar el análisis de microsonda electrónica y tener tan buena voluntad durante el proceso, agradezco a Bruno Scaillet por permitir la realización del análisis de microsonda. Gracias a Gabriel Ureta por gestionar los análisis de roca total y a Gary por llevar a cabo estos análisis.

En tercer lugar, extiendo mi agradecimiento al Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción y a todas las personas que lo integran. Gracias a la Sra. Angélica, Don Mauri, José, Don Iván, Don Pedro y la Sra. Carolina por su buena voluntad y apoyo constante. Agradezco a todos los docentes que contribuyeron a mi formación a lo largo de la carrera, en especial al profesor José Luis Palma por todas sus enseñanzas en el área de la volcanología. A la profesora Fernanda Álvarez por escucharme, ayudarme y motivarme a jugar básquetbol que fue fundamental para no perder la cabeza durante el semestre. Gracias a los profesores Andrés Tassara, Sylvia Palma, Javiera Gonzales, Mauricio Espinoza y Alfonso Encinas por permitirme participar de las ayudantías.

Agradezco a mis amigos de la vida, Vane, Caminantito y Annete, por hacer mi vida más hermosa, a pesar de mi dedicación casi exclusiva a la universidad en el último tiempo, sin embargo, estuvieron siempre para mí cuando lo necesité. A mis amigos de la U, especialmente a Ignacio, por estar presente desde el principio, por colaborar en cada trabajo y brindarme apoyo en todo momento. También a Camila e Isabela, quienes se han convertido en personas importantes en mi vida durante el último tiempo, gracias por escucharme, por las risas y por hacer que este proceso fuese mucho más llevadero. A todas las personas con las que compartimos la sala 104, en especial a Diego que me ayudó cada vez que fue necesario. Agradezco a todas las personas que contribuyen

a que no falten las risas y también a todos mis amigos/compañeros de terreno, en especial a Nicolás por su paciencia infinita en terreno, por su amistad y por todas las enseñanzas.

También le agradezco a cada miembro de mi familia: mis tíos, primos y sobrinos, quienes son el pilar fundamental de mi vida. Gracias a mi abuelita Lucía por sus rezos, palabras de ánimo y creer incondicionalmente en mí.

Finalmente, agradezco a mis padres y hermanos: Agustina y Diego. Gracias por ayudarme, guiarme y motivarme a querer ser mejor cada día. Por alegrarse con cada roca que traía de terreno. Agradezco especialmente a mi madre, por creer en mis capacidades, impulsándome a ser mejor cada día con amor, bondad y trabajo constante. Sin ti este camino no hubiese sido posible.

2 MARCO GEOLÓGICO

2.1 Generalidades

El volcán monogenético Los Hornitos se encuentran en el límite de dos dominios geológicos que corresponden al límite meso-cenozoico. Estos dominios están representados por las formaciones mesozoicas Río Damas, Baños del Flaco y Colimapu, así como por la Formación Cenozoica Abanico. Este límite ha sido interpretado como el límite oriental de la cuenca extensional de Abanico (Charrier *et al.*, 2002). Además, estas secuencias están siendo intruidas por el Plutón La Invernada, ubicado al norte de Laguna Invernada y al sur de los volcanes activos Quizapu-Cerro Azul y Descabezado Grande. Este plutón abarca un área de 100 km² e incorpora una variedad de composiciones que van desde granodiorita de hornblenda hasta granito de biotita (Drake *et al.*, 1976).

2.2 Contexto Geológico

2.2.1 Complejo volcánico Descabezado Grande- Quizapu- Cerro Azul

Los registros volcánicos del Cuaternario en la zona de estudio se componen de los materiales resultantes de erupciones volcánicas recientes. Estos materiales provienen tanto del Complejo Volcánico Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul (CVDQC) como del Complejo Volcánico Tatara-San Pedro. Incluyen una variedad de elementos, como depósitos piroclásticos, coladas de lava, cenizas y escorias. Estos elementos volcánicos se superponen, de manera discordante, a las formaciones geológicas más antiguas que datan al menos del Plioceno (Astaburuaga, 2014).

En la zona desde los 33° a 36°S, prevalecen los grandes estratovolcanes poligenéticos, que generalmente poseen composiciones andesíticas a dacíticas, así como la formación de numerosas calderas de explosión. Es en esta zona donde se ubica el Complejo Volcánico Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul (González-Ferran, 1995).

Este complejo volcánico se emplaza en la zona cordillerana andina de la Región del Maule, Chile. Está compuesto por una serie de centros eruptivos incluyendo estratovolcanes, calderas volcánicas y volcanes monogenéticos que han tenido actividad a lo largo de la historia geológica de la región (González-Ferran, 1995). En total, consta de 15 centros eruptivos que se pueden clasificar de la siguiente manera: 1) Cinco volcanes monogenéticos máficos, de edad Holocena a lo largo del SW de la región. 2) Siete flujos de lava riodacíticas al norte de la base del Descabezado Grande, de

edad Pleistocena a Holocena. 3) Un grupo de volcanes de escoria conocidos como el clúster del Descabezado Chico, de edad Pleistocena. 4) Los principales centros eruptivos de la zona correspondiente al Descabezado Grande, Quizapu y Cerro azul (Hildreth y Drake, 1992).

A continuación, se proporciona información detallada sobre estos tres centros eruptivos principales:

2.2.1.1 Descabezado Grande

Estratovolcán compuesto ubicado a los $35^{\circ} 25'S$ $70^{\circ} 45'W$ y presenta una altura de 3953 m s.n.m., tiene una edad Pleistocena al Reciente. Su diámetro basal es de unos 10 a 12 km, y presenta un cráter central que mide alrededor de 1,5 km de diámetro. En la parte noreste de este cráter se encuentra un cráter reciente activo con presencia de fumarolas. Su estructura está compuesta principalmente por un enjambre de flujos de lavas andesíticas a riodacíticas que presentan un volumen aproximado de 30 km^3 . Entre sus erupciones registradas históricamente destacan: la erupción de 1932 y 1979. El peligro y riesgo volcánico, es el carácter explosivo del volcán con la generación de flujos piroclásticos, lluvia de tefra y lahares (González-Ferran, 1995).

2.2.1.2 Quizapu

Centro eruptivo ubicado a los $35^{\circ} 39'S$ $70^{\circ} 30'W$ con una altura de 3050 m s.n.m. Corresponde a un cono adventicio situado en la vertiente norte del volcán Cerro Azul. Su cráter tiene aproximadamente 700 metros de diámetro en el borde superior y unos 300 m en su conducto interior. Se trata de una profunda chimenea de eyección pliniana. En la zona circundante, sobre la cota de 2900 metros, se ha formado un pequeño cono con alturas que oscilan entre 150 y 300 metros. Este cono refleja características de su historia eruptiva violenta, incluyendo lavas dacíticas, aglomerados, flujos de piroclastos y depósitos de tefra. Entre sus erupciones recientes históricamente registradas, se destacan las ocurridas en 1846 y 1932. El mayor riesgo y peligro volcánico asociado a Quizapu proviene de la explosividad de sus erupciones, que pueden generar productos eruptivos como caída de tefra, con impacto principalmente en el sector este-noreste (González-Ferran, 1995).

2.2.1.3 Cerro Azul

Estratovolcán ubicado a los $35^{\circ} 40'S$ $70^{\circ} 46'W$ y presenta una altura de 3788 m s.n.m. Está compuesto principalmente por flujos de lava andesíticos a basálticos, con algunas proporciones de flujos dacíticos y riodacíticos. Estos materiales volcánicos han sido ligeramente afectados por la

erosión glaciaria. En el sector suroeste de Cerro Azul, específicamente en la quebrada Las Casitas, se han registrado erupciones basálticas tardías. El cráter central de Cerro Azul tiene alrededor de 0,5 km de diámetro y se encuentra abierto hacia el norte-noreste. Este cráter se ha llenado con los piroclastos riódacíticos provenientes de la erupción del 10 de abril de 1932 del volcán Quizapu (González-Ferran, 1995).

2.2.2 Los Hornitos

El volcán monogenético Los Hornitos se ubica aproximadamente a 10 kilómetros al suroeste del volcán Quizapu-Cerro Azul. Está compuesto por dos conos los cuales presentan una disposición en dirección este-oeste. Cada cono recibe su nombre de acuerdo con su disposición espacial, siendo nombrados Cono Este y Cono Oeste respectivamente.

En cuanto a los productos eruptivos destacan los depósitos piroclásticos de caída y flujos de lava. La actividad eruptiva de estos volcanes parece haber iniciado con una fase explosiva que dio lugar a la formación del cono y a los depósitos piroclásticos asociados. Posteriormente, se habría desarrollado una fase predominantemente efusiva (Salas *et al.*, 2016).

Geográficamente, Los Hornitos están limitados al oeste por la Formación Abanico y al este por unidades estratificadas de edad mesozoica. Estas unidades geológicas marcan el límite estratigráfico relevante a nivel regional, estableciendo una distinción entre las unidades de edad mesozoica y cenozoica. Cabe destacar que estas rocas están intruidas por el Plutón La Invernada (Astaburuaga, 2014), en el período entre 8 a 5 Ma según Piquer *et al.*, 2023.

2.3 Geología Estructural Conos Los Hornitos

Con relación a la configuración estructural de Los Hornitos, es plausible que esté influenciada por fallas heredadas pre andinas que muestran una orientación NNW-SSE y NE-SW (Fig. 2.1.) (Salas *et al.*, 2016). Estas estructuras se disponen oblicuamente al eje de tendencia NNE del arco magmático, y están asociadas con fallas inversas de mayor envergadura (Piquer *et al.*, 2023). Se sugiere que estas estructuras profundas podrían haber facilitado el rápido ascenso de magmas máfico a través de la corteza (Salas *et al.*, 2016).

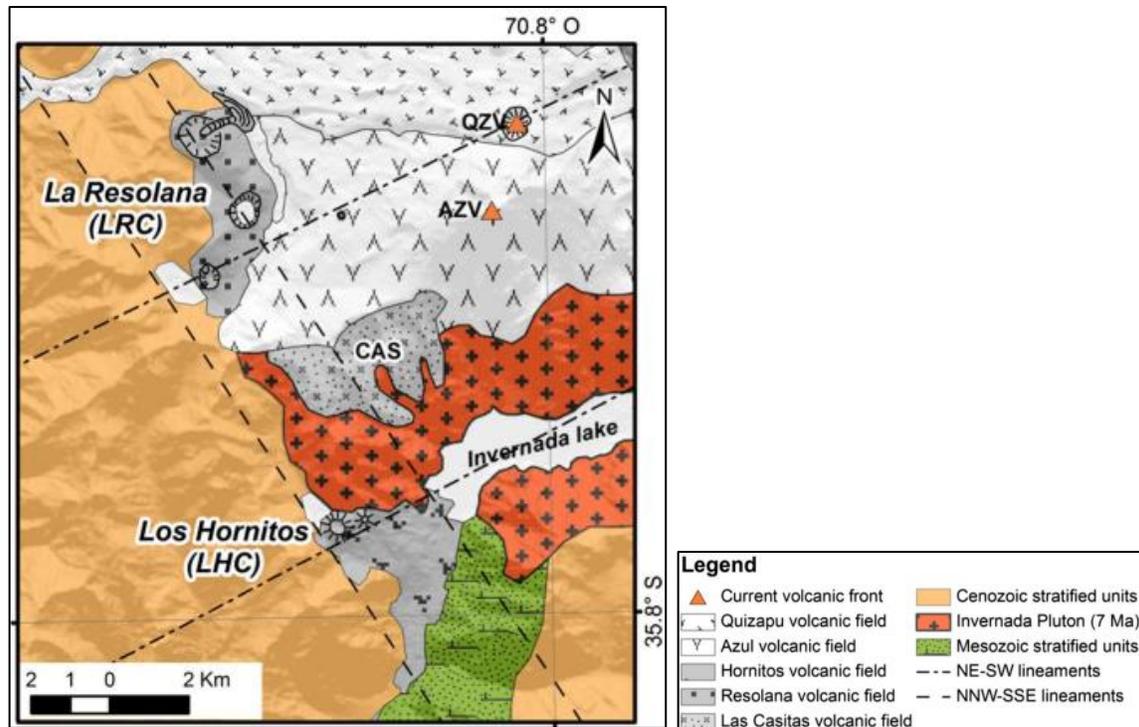


Figura 2.1. Mapa geológico de los alrededores de Los Hornitos (LHC) y La Resolana (LRC). Regional NNW–SSE y NE–SE muestran los lineamientos SW. Extraído de Salas *et al.*, 2016.

De acuerdo con Piquer *et al* 2023, las fallas que se extienden en dirección ENE desempeñaron un rol significativo en la colocación de enjambres de diques formados después del Plioceno. Además, estas fallas habrían influido en la configuración y distribución de estratovolcanes, como es el caso de Cerro Azul, así como en la formación de volcanes monogénicos, como Los Hornitos.

3 MARCO TEÓRICO

3.1 Estilo Eruptivos

El ascenso del magma hacia la superficie da lugar a las erupciones volcánicas, que generalmente comienzan con la liberación de los gases que se han separado de la columna magmática y se han acumulado en la parte superior, debido a que presentan una menor densidad y mayor movilidad. A continuación, se describen los estilos eruptivos más comúnmente desarrollados durante el emplazamiento de volcanes monogénicos máficos:

3.1.1 Erupciones Hawaianas

Son las erupciones menos violentas de volcanismo que existen. Presentan baja intensidad, baja magnitud y bajo poder de dispersión durante las erupciones volcánicas. Esto se debe a la baja

viscosidad del magma erupcionado, que comúnmente presentan composiciones basálticas a andesitas basálticas lo que permite que el gas se separe y escape con relativa facilidad.

Durante las erupciones hawaianas los gases son liberados en ráfagas rítmicas discretas, y cada impulso en el flujo de gas da origen a una fuente continua de lava (González-Ferran, 1995).

3.1.2 Erupciones Estrombolianas

Su nombre proviene del volcán Estrómboli, en Italia, esto porque durante varios siglos la actividad eruptiva de este volcán ha sido caracterizada con pequeñas explosiones que suceden cada uno pocos minutos las cuales esporádicamente son acompañadas por efusión breve de lava.

Las explosiones son producidas por burbujas de gas que ascienden desde el magma en zonas profundas, coalesciendo en el conducto y escapando hacia la superficie. Esto produce que el magma aumente su volumen al llegar a niveles superficiales. Este tipo de erupciones se caracteriza por productos eruptivos de composiciones intermedias como andesitas- basálticas a basaltos (González-Ferran, 1995).

3.2 Texturas Minerales

Las texturas y composiciones minerales ofrecen información crucial para inferir las condiciones fisicoquímicas que prevalecen en los sistemas magmáticos. A continuación, se describirán las principales texturas minerales presentes en olivinos, plagioclasas y piroxenos.

3.2.1 Texturas minerales en plagioclasas

Dado que la plagioclasa es un mineral ampliamente presente en diversos sistemas magmáticos, es esencial para los investigadores comprender la relación entre su textura y los procesos asociados. Este mineral es de gran relevancia en la investigación de procesos magmáticos, ya que se encuentra comúnmente en lavas de entornos geotectónicos, como arcos continentales, islas oceánicas y dorsales medio oceánicas, entre otros (Bennett *et al.*, 2019).

Las diversas morfologías observadas en las plagioclasas, como las texturas de reabsorción y el crecimiento esquelético, son indicativas de desequilibrios en el sistema magmático. La comprensión de los mecanismos de crecimiento y las texturas de las plagioclasas es fundamental para la interpretación de las inclusiones fundidas. Esto se debe a que los procesos de desequilibrio que dan origen a las inclusiones fundidas pueden modificar sus composiciones (Fig. 3.1.). Además,

la correlación entre la morfología de las inclusiones fundidas y las texturas de los cristales huéspedes indica que diferentes procesos dan lugar a morfologías diversas (Bennett *et al.*, 2019).

La composición y morfología de la plagioclasa están influenciadas por variaciones en temperatura, presión, composición de la masa fundida y cinética de crecimiento, disolución y nucleación. El impacto de estos factores en las composiciones y morfologías de las plagioclasas se puede observar a través de diagramas de fases (Bennett *et al.*, 2019).

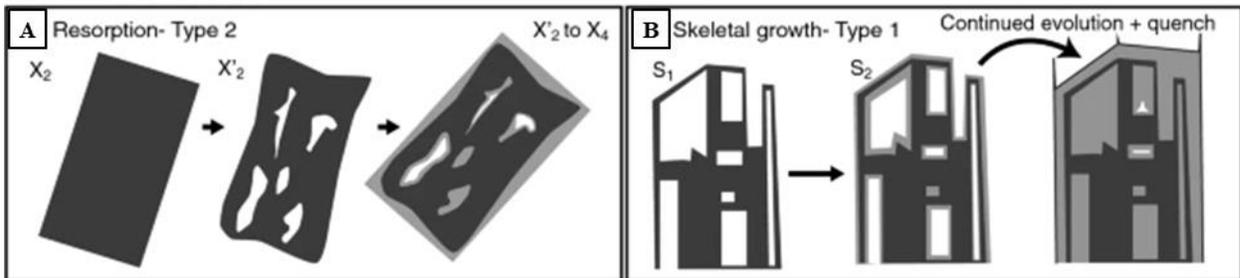


Figura 3.1. A) La plagioclasa crece a partir de la mezcla de magmas y se divide en zonas inversas. B) La zonación irregular se debe al subenfriamiento inicial, que lleva a la formación de cristales esqueléticos cuya composición se encuentra entre la fase líquida y sólida (Bennet *et al.*, 2019).

El aumento del grado de *undercooling* tiene efectos en las texturas que presentan las plagioclasas. Provoca un cambio gradual en las morfologías del cristal, pasando de tabulares (en equilibrio) a esqueléticas, dendríticas y, finalmente, esferulíticas (Bennett *et al.*, 2019).

3.2.2 Texturas de reabsorción

La reabsorción de cristales puede manifestarse a través de diversos procesos. El calentamiento por sí solo puede desencadenar la reabsorción, y en ocasiones, está relacionado con cambios en la composición. Esta observación sugiere que los procesos que provocan la reabsorción deben involucrar un cambio en la composición del sistema. Además, para dar cuenta de la presencia de múltiples interfaces de reabsorción dentro de las plagioclasas, se infiere que este proceso debe ocurrir de manera repetitiva (Bennett *et al.*, 2019).

La mezcla de magmas representa un mecanismo capaz de inducir cambios en la temperatura y composición del sistema. No obstante, es importante señalar que la reducción de la presión ocasiona que la composición de la plagioclasa en equilibrio se vuelva más anortítica, lo que, a su vez, resulta en la inestabilidad de la plagioclasa preexistente. En casos en los que la plagioclasa no se disuelve por completo, la cristalización subsiguiente se caracteriza por un mayor contenido de anortita, dando lugar a la formación de una zonación inversa (Bennett *et al.*, 2019).

3.2.3 Texturas minerales en olivinos

El olivino se forma durante la cristalización de magmas ricos en magnesio. Es por esto que se utiliza como trazador geoquímico y petrológico para comprender los procesos fisicoquímicos que ocurren durante la génesis o ascenso de los magmas. Las variaciones en la composición del olivino son el resultado del re equilibrio químico, esto permite a los investigadores estudiar sus texturas de crecimiento, ya que es altamente sensible a las condiciones termodinámicas y cinéticas de cristalización. Esto permite reconstruir la historia de los cristales y el magma en el que se forman (Welsch, 2013).

En el volcán monogénico Los Hornitos, se han observado olivinos primitivos con una variedad de texturas de crecimiento, que incluyen dendríticas, esqueletales y poliédricas. Estas texturas sugieren etapas secuenciales de desarrollo textural a lo largo de gradientes de composición. Específicamente, se ha observado que los núcleos de los olivinos poliédricos muestran concentraciones altas concentraciones de Fo-Ni (Fo_{92,5} ; Ni ~ 3500 ppm), mientras que los olivinos dendríticos tienen composiciones más bajas (Fo <91,5 ; Ni <3000 ppm), lo que indica un proceso de nucleación secuencial (Salas *et al.*, 2021).

Basado en esas observaciones, se ha propuesto un nuevo modelo en el que el olivino experimenta un crecimiento rápido mediante la adición de marcos cristalinos concéntricos con una estructura abierta. Estos marcos cristalinos forman capas límite compuestas por olivino empobrecido en Fo-Ni, que posteriormente se rellenan con material de composición diferente dando lugar a inversiones composicionales (Salas *et al.*, 2021).

Este enfoque sugiere que la presencia de zonificaciones inversas en los olivinos no siempre se debe a procesos de recarga y mezcla de magma, sino más bien a procesos de sistema cerrado, como el enfriamiento y el fraccionamiento durante el ascenso, combinados con un crecimiento que no sigue una secuencia y efectos relacionados con las capas límite (Salas *et al.*, 2021).

3.2.4 Textura dendrítica en olivinos

Una dendrita corresponde a una estructura ramificada con una red uniforme y propiedades ópticas que resultan de la extensión de un solo cristal en direcciones de crecimiento preferidas. Una dendrita de olivino está formada por varias unidades de cristal esquelético con orientaciones idénticas. La cristalización de un olivino dendrítico ocurre bajo condiciones termodinámicas muy

específicas, mediante un crecimiento rápido con un fuerte grado de subenfriamiento ($-\Delta T > 60^{\circ}\text{C}$) y para cualquier velocidad de enfriamiento ($\geq 47^{\circ}\text{C h}^{-1}$ dentro del magma) (Welsch, 2013).

3.2.5 Textural esqueletal en olivinos

Se refiere a un sobrecrecimiento de cristales fibrosos, esqueletales o dendríticos en forma de tablillas que se desarrollan a partir de las esquinas y/o bordes de los fenocristales tabulares. Este fenómeno se observa en rocas volcánicas ricas en vidrio y vítreas, las cuales han experimentado dos historias térmicas diferentes. Los fenocristales actúan como soporte o anclaje que facilita el crecimiento de cristales esqueletales o dendríticos. Drever y Johnston (1957) sugirieron que los cristales esqueléticos se forman a través de un rápido crecimiento de olivino durante el emplazamiento de las lavas (Welsch, 2013).

3.2.6 Texturas de reabsorción

Petrográficamente se han observado cristales que presentan contornos redondeados, los cuales han sido interpretados como evidencia de reabsorción o corrosión debido al desequilibrio térmico y/o químico con el fluido con el que están en contacto (Helz, 1987; Albarède y Tamagnan, 1988). Sin embargo, no es necesario que el fluido esté genéticamente desconectado de los macrocristales para producir texturas corroídas. Por ejemplo, Drever y Johnston (1957) sugirieron que el olivino reacciona con el líquido residual después de la diferenciación por cristalización de clinopiroxeno, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti (Welsch, 2013). Por lo tanto, la textura redondeada de los macrocristales puede deberse al enfriamiento cristalino y no necesariamente refleja un origen xenocrístico. De manera similar, los embahamientos en olivino, previamente interpretadas como disolución local (Roedder, 1979), no indican un origen xenocrístico, sino que se deben a una falta de crecimiento local (Fig. 3.2.). Esta falta de crecimiento puede ser el resultado de la formación de una inclusión fundida mediante el anclaje de dislocaciones durante el crecimiento polihedral (Faure y Schiano, 2005) o de la presencia de microcristales de Cr-espinela en contacto con el olivino. En

el último caso, la visibilidad de los microcristales de Cr-espínela en una sección delgada puede variar según su orientación.

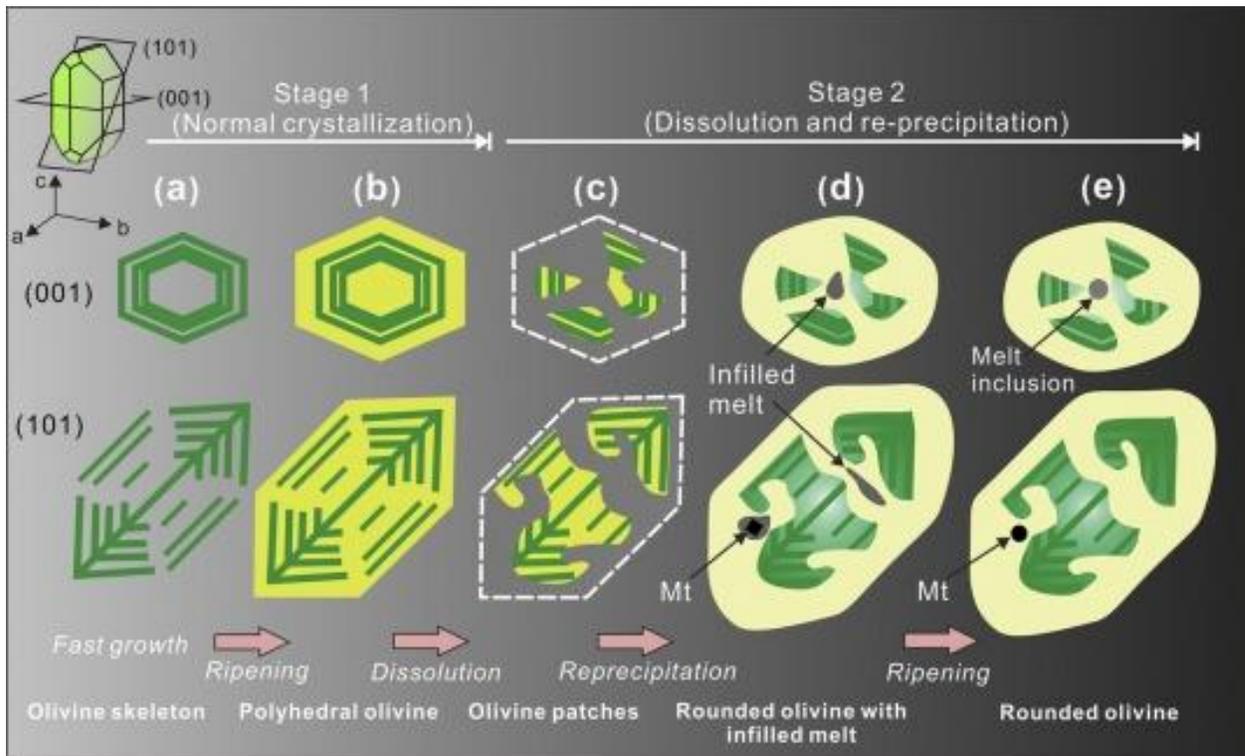


Figura 3.2. Proceso de embahiamiento en crecimiento de olivino en dos etapas a partir de un mineral de óxido de Fe-Ti con bordes netos. Presenta cambios en la zonación y composición mineral a lo largo del proceso (Xing *et al.*, 2017).

En la Figura 3.2., se puede observar una secuencia de eventos. La primera etapa implica el crecimiento rápido de olivino esquelético o dendrítico a partir de un magma parental. Luego, el olivino esquelético experimenta un desarrollo gradual hasta convertirse en olivino polihedral, exhibiendo una zonación regular de elementos como el fósforo (P) (Xing *et al.*, 2017).

El olivino polihedral se somete a una disolución parcial debido a que la masa fundida se encuentra enriquecida en hierro (Fe) y agua (H₂O), lo que ocasiona un desequilibrio químico. Esto da como resultado la ruptura de la zonación regular de P, preservando solamente algunos fragmentos de cristales primarios. En una etapa posterior, se observa la precipitación de la masa fundida alrededor de los restos de los cristales primarios, lo que da origen a dominios de olivino con bajo contenido de P que heredan la orientación cristalográfica de los cristales de olivino primarios (Xing *et al.*, 2017).

3.3 Inclusiones en olivinos

Las inclusiones fundidas, también conocidas como *melt inclusion* son pequeñas gotas de fundido atrapadas dentro de cristales magmáticos, con diámetros típicamente de unas pocas micras a 100 micrómetros como máximo. Se forman durante el crecimiento del cristal, cuando irregularidades en su superficie atrapan gotas del fundido circundante en desarrollo. La distinción clave con las inclusiones fluidas, es que las inclusiones fundidas son sólidas a temperatura ambiente, lo que facilita su estudio y análisis (Hauri *et al.*, 2002).

Una vez encapsuladas en un mineral huésped, las inclusiones fundidas mantienen gran parte de su composición original, lo que permite registrar las concentraciones originales de volátiles y metales. Esto es significativo ya que estos componentes suelen perderse durante los procesos de desgasificación y fraccionamiento que ocurren durante la solidificación del magma. Además, las inclusiones fundidas ofrecen una visión detallada y secuencial de los procesos magmáticos en comparación con el estudio de rocas enteras, ya que representan instantáneas en el tiempo (Audétat y Lowenstern, 2014).

El olivino es el único mineral que atrapa microcristales de espinela, es decir, no se encuentra espinela en clinopiroxenos y plagioclasa. Estos microcristales de espinela tienen una forma cúbica u octaédrica y se presentan como inclusiones cristalinas, a menudo asociadas con inclusiones fundidas (Welsch, 2013). Estas inclusiones se forman generalmente durante las primeras etapas de la cristalización de magmas basálticos primitivos (Kent, 2008).

Por su parte, la presencia frecuente de Cr-espinela dentro de inclusiones fundidas alojadas en olivino sugiere que la Cr-espinela es un mineral que cristaliza en estas bolsas de líquido después de quedar atrapado en olivino. Sin embargo, esto es poco probable debido al alto contenido de Cr_2O_3 en la espinela, lo que implicaría una concentración poco realista de Cr en el líquido atrapado. En cambio, la cristalización de Cr-espinela puede resultar de la acumulación de Cr en la capa límite del olivino en crecimiento dendrítico, ya que Cr_2O_3 es una traza en el olivino (<0,10% en peso) pero un componente principal en la espinela. En este caso, la aparición sistemática de grupos de Cr-espinela con olivino puede indicar que la Cr-espinela cristalizó *in situ*, reflejando una sobresaturación local (Welsch, 2013).

El análisis de inclusiones fundidas en espinela rica en cromo ha demostrado proporcionar información valiosa, ya que la espinela tiene resistencia a la erosión y la alteración hidrotermal,

permitiendo la conservación de las composiciones de los magmas atrapados en rocas donde otras fases y la composición general han sido alteradas significativamente por la meteorización o la alteración (Kent, 2008).

3.3.1 Minerales huéspedes

En el estudio de inclusiones fundidas en rocas basálticas, los minerales huéspedes más comunes son, en orden de importancia, el olivino, la plagioclasa, la espinela, el clinopiroxeno y el ortopiroxeno. El olivino es especialmente relevante debido a su formación temprana en la evolución magmática, permitiendo la preservación de las primeras etapas de esta evolución y la captura de inclusiones fundidas en muchas rocas volcánicas. Además, el olivino es translúcido y relativamente inalterable en comparación con otros minerales comunes en basaltos. La plagioclasa también se utiliza ampliamente en el estudio de inclusiones fundidas debido a su capacidad para albergar numerosas inclusiones. Aunque las inclusiones fundidas en piroxeno son menos comunes, a menudo se investigan junto con las inclusiones en olivino que coexisten.

Los mecanismos más comunes de formación de inclusiones fundidas en rocas basálticas (Fig. 3.3.) incluyen el crecimiento cristalino después de la rápida disolución mineral, la formación de inclusiones donde otros minerales limitan la interfaz entre el fundido huésped, defectos en la interfaz cristalina que restringen las tasas de crecimiento, equilibrio textural y sobrecrecimiento posterior al crecimiento dendrítico rápido, sobrecrecimiento de cristales en forma de esqueleto o tolva, y la cicatrización de fracturas rellenas de fundido (Kent. 2008).

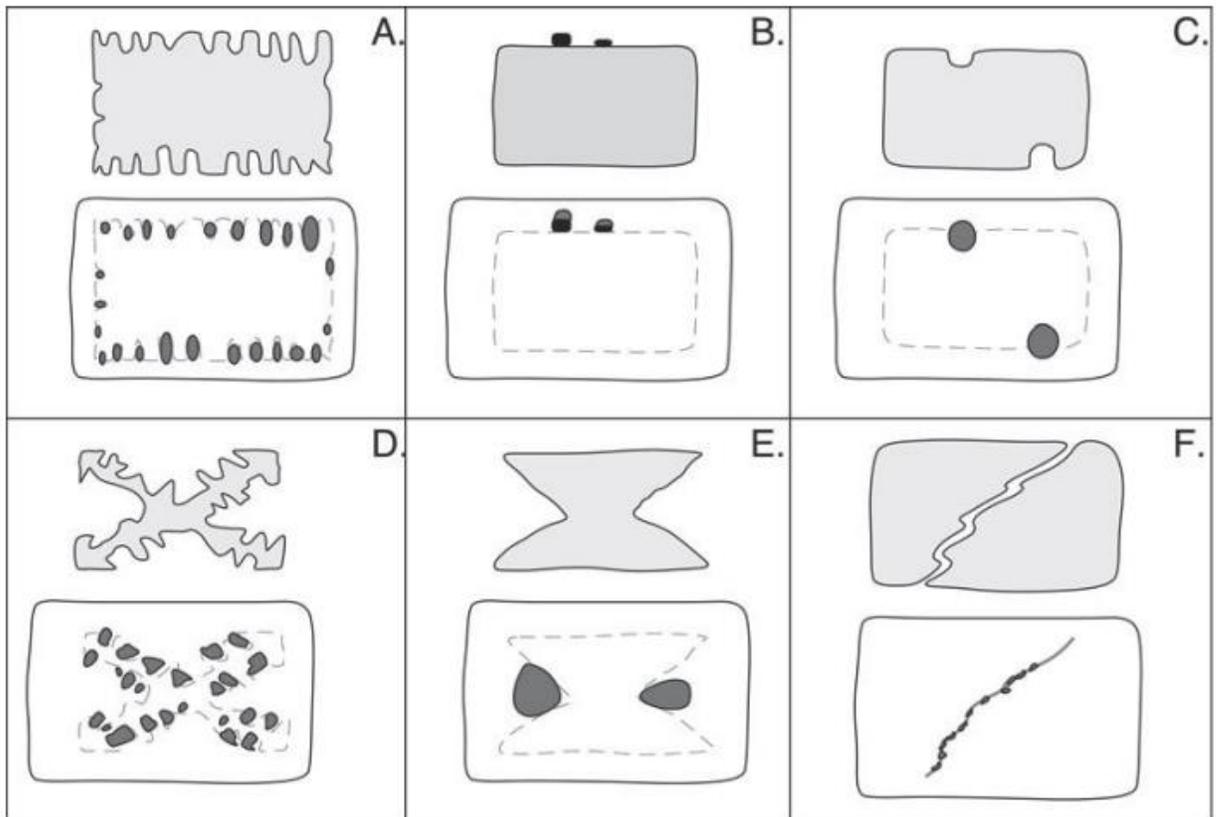


Figura 3.3. Esquemas que ilustran los mecanismos comunes de formación de inclusiones fundidas en rocas basálticas. A) Crecimiento cristalino a partir de rápida disolución mineral B) La formación de inclusiones en interfaz C) Defectos en la interfaz cristalina D) Equilibrio textural y crecimiento dendrítico rápido E) sobrecrecimiento de cristales esqueletales F) Cicatrización de fracturas rellenas de fundido (Kent, 2008).

4 METODOLOGÍA Y MATERIALES

La base de este trabajo se compone de una combinación de datos obtenidos en tres etapas: la Etapa de pre- terreno, trabajo de campo y análisis de muestras en el trabajo de gabinete. Cada una de las etapas será descrita en los siguientes sub- capítulos.

4.1 Etapa de pre-terreno

4.1.1 Recopilación bibliográfica

Se realizó una revisión bibliográfica de los antecedentes que abarcó tanto los registros de volcanismo monogenético como los aspectos volcánicos específicos de la zona de estudio. Esta revisión se basó en recopilación a partir de publicaciones científicas y memorias de título.

4.1.2 Estudio geomorfológico con imágenes satelitales

Se llevó a cabo un análisis detallado de las características texturales de las diferentes coladas de lava para identificar la secuencia temporal del emplazamiento de estas en el área de estudio.

Se utilizaron imágenes de *Google Earth* de diferentes fechas, siendo la del 5/2007 la que presenta el mayor detalle de las coladas de lava. Esto permitió realizar un análisis comparativo entre las diferentes coladas y construir una estratigrafía tentativa de la secuencia de emplazamiento de los flujos de lava.

Adicionalmente, basándose en la delimitación tentativa de unidades temporales de lavas realizadas con *Google Earth* y teniendo en cuenta las vías de acceso disponibles, se procedió a la definición de puntos de interés en terreno, los cuales resultaron fundamentales para la adquisición de las muestras necesarias para este trabajo.

Posterior al procesamiento de imágenes se realizaron mapas utilizando el software ArcGis 10.1- Además las imágenes satelitales obtenidas para la realización de mapas en GIS fueron obtenidas en SasPlanet 17m/pixel.

4.2 Etapa de terreno

Durante el mes de marzo de 2023 se llevó a cabo la campaña de terreno, la cual tuvo una duración de 4 días. Durante esta etapa, se recopilaron datos y se recolectaron un total de 28 muestras procedentes del campo de lavas del volcán monogenético Los Hornitos. De estas muestras, 27 corresponden a la estratigrafía del cono este, mientras que 1 muestra fue extraída de las coladas de

lavas presentes en el cono Oeste. Las muestras fueron obtenidas con el propósito de someterlas a un posterior análisis en la etapa de laboratorio.

Es fundamental resaltar que la selección de las muestras de lavas se realizó de manera que abarcara las diferentes unidades temporales definidas previamente en el estudio geomorfológico, las cuales se describen en detalle en el capítulo de resultados. Esto garantiza la representatividad de las muestras para el posterior análisis.

4.3 Etapa de gabinete

4.3.1 Preparación de muestras

En primer lugar, las muestras fueron agrupadas y organizadas en función de su temporalidad. Luego, se realizó una descripción detallada de las muestras de mano, incluyendo una clasificación en términos de sus componentes mineralógicos y texturas presentes. Esto se realizó con el propósito de verificar las características observadas en terreno. Posteriormente, se seleccionaron 11 muestras que corresponden a las más representativas para realizar cortes transparentes y análisis de roca total.

La elaboración de las secciones delgadas y la pulverización de muestras de roca se realizaron en las dependencias del Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) en la universidad de Concepción. Para la pulverización de las muestras se empleó un molino planetario marca Fritsch modelo *Pulverisette 6*.

4.3.2 Caracterización macroscópica de muestras

Descripción y caracterización de las muestras de mano tanto con lupa convencional como con lupa binocular Stemi 2000-C, zeiss.

4.3.3 Caracterización petrográfica

La caracterización petrográfica de las muestras se llevó a cabo utilizando los equipos de microscopía disponibles en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción. Se empleó un microscopio binocular de luz reflejada y transmitida marca Optika. El análisis se centró en examinar secciones delgadas con el objetivo principal de identificar la mineralogía y las características texturales predominantes.

Para la identificación de minerales se empleó tanto la observación con luz polarizada plana como con polarizadores cruzados.

4.3.4 Geoquímica roca total

Las 11 muestras seleccionadas para el análisis geoquímico de roca total fueron pulverizadas en las instalaciones del GEA mediante un molino planetario de bolas de carburo de tungsteno FRITSCH Pulverisette 6 Classic Line. Posteriormente, se remitieron a la Universidad de Iowa para la medición de los contenidos de elementos mayoritarios a través de un espectrómetro por fluorescencia de rayos X (FRX) modelo Rigaku Primus IV.

En cuanto a los elementos traza, incluyendo los elementos de tierras raras (REE), se analizaron utilizando un espectrómetro de masas con fuente de plasma de inducción acoplada (ICP-MS) de cuadrupolo Agilent 7900, llevado a cabo en la Universidad de Missouri.

Los detalles de la digestión y los procedimientos analíticos son similares a los descritos en Liu *et al.* (2008) y la incertidumbre para todos los elementos fue inferior al 5% (2σ), excepto para Th, Nb y U, que fueron inferiores al 10% (2σ).

4.3.1 Análisis microsonda electrónica

La técnica empleada constituye un método de análisis elemental no destructivo altamente sensible y preciso, permitiendo la realización de análisis químicos cualitativos y cuantitativos en sustancias sólidas a una escala micrométrica. En este contexto, se llevaron a cabo análisis de minerales específicos, tales como olivino, plagioclasa y piroxenos.

Se seleccionaron dos muestras de secciones delgadas correspondientes a las muestras RC-HE-009 y RC-HE-017 para ser analizadas en el *Institut des Sciences de la Terre d'Orléans*- ISTO, Francia. La metodología empleada incluyó una microsonda electrónica modelo CAMECA SX-50, utilizando un análisis puntual desenfocado de 1 μm .

En total, se realizaron 31 tomas de datos puntuales en olivinos, piroxenos y plagioclasas. Estos datos fueron utilizados para calcular porcentajes de forsterita, anortita, medir elementos traza en fenocristales y, finalmente, calcular termobarómetros. Este análisis se llevó a cabo tanto de forma manual como mediante el uso de planillas Excel, siguiendo el procedimiento detallado en <https://sites.google.com/mail.fresnostate.edu/keithputirka/home>.

5 RESULTADOS

En este capítulo, se presentan los resultados del análisis estratigráfico, petrográfico, geoquímico y de química mineral con el objetivo de clasificar y caracterizar las 11 de las 28 muestras de rocas obtenidas de la colada de lava del cono este del volcán monogenético Los Hornitos.

5.1 Estratigrafía

El análisis estratigráfico del volcán monogenético Los Hornitos se facilita considerablemente debido a la excelente preservación de los productos eruptivos del Cono Este con respecto a los del Cono Oeste, lo cual se refleja en sus características morfológicas y las relaciones de contacto entre ambos los campos de lava de ambos conos.

Dada la ausencia de dataciones radiométricas en el cono este, se ha utilizado la interpretación de imágenes satelitales, la cartografía de campo y la recolección de muestras para identificar tres etapas volcanoestratigráficas en el cono Este (Fig. 5.1). También se consideró las relaciones de contacto y rasgos morfológicos observados en terreno para realizar esta clasificación.

Las etapas propuestas para los depósitos efusivos del Cono Este se han denominado de acuerdo con su emplazamiento temporal: lavas tempranas (Unidad I), lavas intermedias (Unidad II) y lavas tardías (Unidad III). Esto quiere decir que la Unidad I se emplazó primero, seguida de la Unidad II y finalmente la Unidad III.

En cuanto a las relaciones de contacto, estas se han observado principalmente a través de imágenes satelitales. En terreno, se ha podido distinguir el límite entre las coladas provenientes del cono Oeste y las del cono Este. Estas coladas muestran variaciones tanto en su coloración (las coladas del cono Oeste presentan un tono más rojizo debido a la oxidación) como en su grado de erosión. Las coladas que pertenecen al cono Este se encuentran en un estado de preservación mucho mejor en comparación con las coladas vecinas.

La dificultad de establecer la estratigrafía del volcán monogenético Los Hornitos Este radica principalmente en la configuración particular de este centro eruptivo, el cual está compuesto por dos conos monogenéticos con productos eruptivos individuales.

De forma general las coladas de lava se extienden hasta 4 km al sureste del cono emisor, son muy similares y parecen tener una contemporaneidad. Se observa que desde el cono las 3 unidades se emiten desde la parte central del volcán, esto se debe a que al corresponder a un cono de piroclastos

no consolidado al momento de salir las lavas éstas rompen el cono y se emplazan, indicando que la salida de la lava no ocurre directamente desde el cráter.

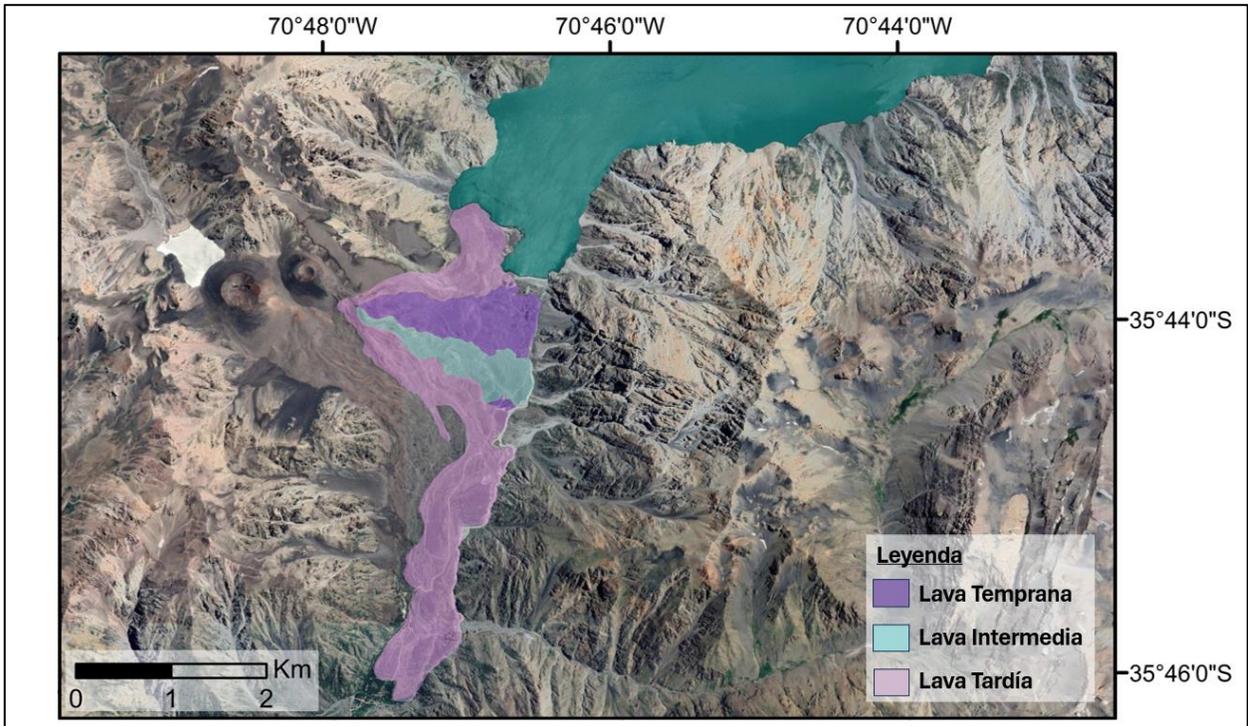


Figura 5.1. Unidades temporales de lava Los Hornitos Este. Se observan las 3 unidades temporales propuestas: lavas tempranas (morado oscuro), lavas intermedias (celeste) y lavas tardías (rosado).

5.1.1 Unidad I: Lavas Tempranas

La Etapa I del Cono Este del volcán monogenético Los Hornitos está caracterizada principalmente por la presencia de coladas de lava de tipo "aa" y en las zonas más distales se observa lava en bloque (Fig. 5.2.A). La colada se emplaza al este del centro emisor por unos 1,8 kilómetros aproximadamente y tiene un ancho máximo de 1,14 km. A modo general, pareciera corresponde a la colada de lava que tiene la mayor expansión lateral.

Uno de los rasgos superficiales más distintivos de esta etapa es que estas coladas están cubiertas por las Unidades II y III, que se depositaron en una etapa posterior.

En algunas zonas es posible observar los *ridge* de las coladas de lavas, con 4 metros de espesor aproximadamente. Esta colada está caracterizada por la presencia de planicies en la zona media de la colada, que generan grandes escalones, que a diferencia de las otras coladas estas son más caóticas.

Adicionalmente, esta área se destaca como la de acceso más sencillo para observar la porción más alejada de la colada de lava (Fig. 5.2.B). En este punto, la colada se presenta de manera completa, permitiendo medir un espesor real y completo de aproximadamente 4 metros. Es importante destacar que esta es la única colada a la que se le ha podido medir con precisión el espesor en su totalidad.

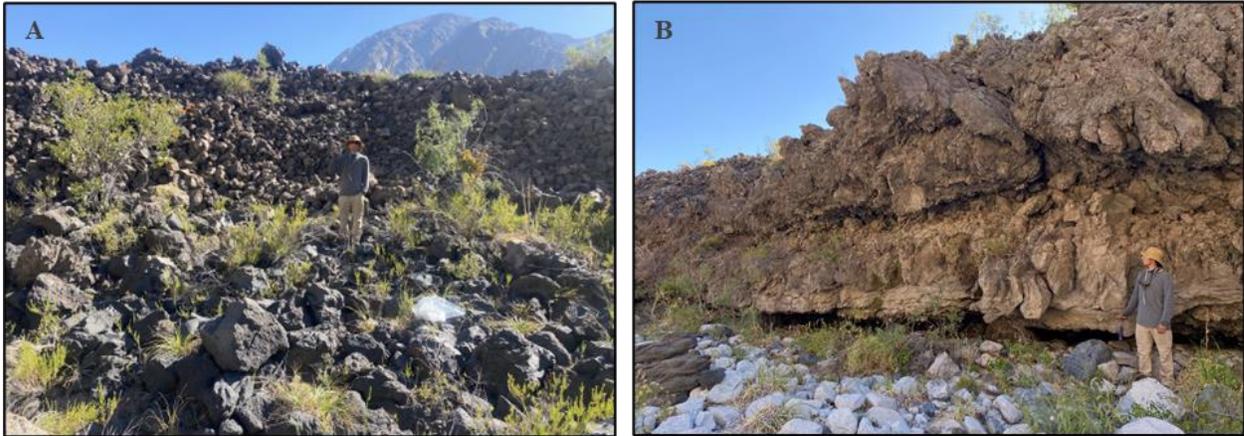


Figura 5.2. Vistas en terreno de la Unidad I. A) Lavas *aa* y en bloques. B) Zona más distal de la colada de lava. Se observa la brecha basal de esta Unidad.

5.1.2 Unidad II: Lavas Intermedias

La Etapa II del volcán monogenético Los Hornitos se caracteriza principalmente por la presencia de coladas de lava de tipo "*aa*" y en bloque (Fig. 5.3.). Se distribuye al sur de la Unidad I. En términos generales, muestra una morfología similar a la Unidad I, con lavas en bloque presentes en las zonas más distantes. Desde una perspectiva estratigráfica, esta etapa se ubica por debajo de la Unidad III.

De forma general, corresponden a la unidad con menor alcance, siendo más cortas y acotadas que las otras dos unidades. Tiene una longitud máxima de 2,03 km y un ancho máximo de 587 m.



Figura 5.3. Morfología lavas Unidad II A) lavas en bloque correspondientes a Unidad II. B) lavas en bloque y *aa* correspondientes a la Unidad II.

5.1.3 Unidad III: Lavas Tardías

La Etapa III del volcán monogenético Los Hornitos Este es la unidad que se encuentra en contacto con las coladas de lava del cono Oeste (Fig. 5.4.B) y se destaca por la presencia de coladas de lava de tipo "*aa*" (Fig. 5.4.A) y en bloque. Esta unidad se extiende a lo largo de una distancia considerable en comparación con otras emanaciones desde el centro eruptivo, abarcando aproximadamente 3-4 kilómetros en su parte más alejada por lo tanto corresponde a la unidad con mayor alcance. El flujo de lava envuelve en la parte superior a las otras dos unidades, expandiéndose un flujo hacia el Noreste y otro flujo hacia el sureste.

En las proximidades de la fuente emisora, se observa un "tapón" (Fig. 5.4.C) que representa la fase final de la colada de lava.

En términos generales, todas estas unidades se encuentran cubiertas por depósitos piroclásticos de caída que varían en tamaño, desde cenizas hasta lapilli.

Además, en las zonas intermedias y distales de cada una de estas unidades, es común observar el crecimiento de vegetación, en particular árboles.



Figura 5.4 Unidad III observada en terreno. A) Coladas de lavas aa. B) Límite entre lavas del cono oeste (hacia la izquierda) y Unidad III correspondiente al cono este (hacia la derecha). Línea segmentada roja corresponde al límite entre ambas unidades. C) Tapón que representa la fase final de la colada.

5.2 Petrografía

La petrografía de rocas volcánicas se utiliza para comprender la dinámica de los procesos a los que han sido expuestos los magmas que originan los productos volcánicos. En primer lugar, permite identificar las fases minerales que conforman las rocas y reconocer texturas que indiquen ciertos patrones de formación.

Las descripciones petrográficas de las secciones transparentes de las muestras de estudio han sido agrupadas en las distintas unidades temporales definidas en el subcapítulo 5.1. Estratigrafía.

A modo general, las muestras extraídas de las coladas de lava del cono Este exhiben una textura vesicular a microvesicular, con una variación en el contenido de vesículas que oscila entre el 10% y el 30% con relación al volumen total de la roca. La textura predominante es porfídica, observándose abundantemente texturas glomeroporfídicas. La asociación mineral común para estas rocas corresponde a olivino, plagioclasa y piroxenos (corresponden a clinopiroxenos en su totalidad, en el capítulo de Química Mineral se menciona esto con más detalle). En la masa fundamental se observan las mismas fases minerales, pero con la aparente ausencia de olivino. Se

aprecia una estructura hipocristalina con una textura traquítica en plagioclasas. Además, se encuentran en abundancia microlitos de piroxenos.

Estas rocas presentan una textura que va desde porfídica hasta microporfídica, con aproximadamente un 15% a un 25% de fenocristales en volumen. Los fenocristales de olivino los que predominan, generalmente constituyendo un 15-30% del volumen total. También se identifican fenocristales y microfenocristales de plagioclasa con variaciones en su textura (comprendiendo entre un 5% y un 20% del volumen total). Además, se observan microfenocristales de piroxenos, los cuales suelen presentar una textura glomeroporfídica, representando aproximadamente un 5-15% del volumen total.

En lo que respecta a las texturas de las fases minerales, destacan los olivinos y plagioclasas, que presentan formas esqueléticas y euhedrales. Los piroxenos, por otro lado, se encuentran mayormente en forma de cristales euhedrales (Fig. 5.5).

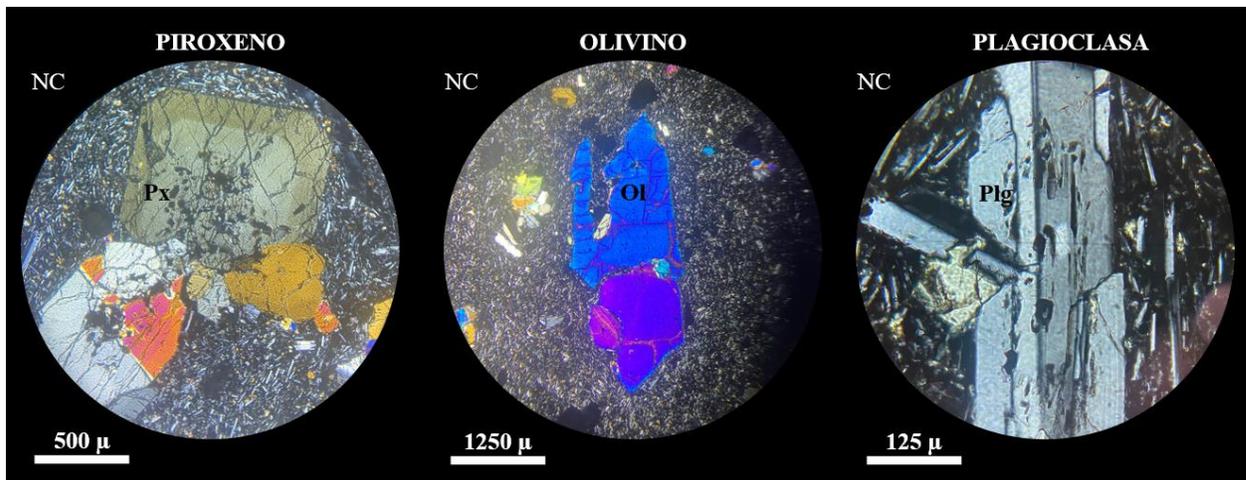


Figura 5.5. Secciones transparentes de minerales formadores de rocas principales presentes en las muestras estudiadas. NC: Nícoles Cruzados. Ol: Olivino. Px: Piroxeno. Plg: Plagioclasa.

Por otro lado, en minerales translúcidos como piroxenos, olivino y plagioclasas se observan pequeñas inclusiones fluidas y fundidas. En algunos casos evidencian rasgos lineales concordantes a la zonación.

5.2.1 Unidad I: Lavas Tempranas

Para la caracterización petrográfica de la Unidad I, se analizaron microscópicamente 4 cortes. A partir de esto, las rocas pertenecientes a la Unidad I se caracterizan por ser microvesiculares y porfídicas. En estas rocas, se encuentran fenocristales de olivino y microfenocristales de olivino,

piroxenos y plagioclasas. La masa fundamental muestra predominantemente una textura traquítica, con la presencia de microlitos de plagioclasa y piroxenos inmersos en un vidrio de color pardo oscuro.

Los fenocristales de olivino exhiben una variabilidad en su proporción, oscilando entre el 15% y el 25%. Por otro lado, se observa una presencia de fenocristales de plagioclasa en el rango del 5% al 15%, seguido por fenocristales de piroxenos que comprenden aproximadamente un 2% al 10%. Respecto a la masa fundamental, esta constituye un máximo del 40- 45% del espacio total, mientras que el resto se distribuye entre la vesicularidad y un máximo del 5% de minerales opacos (los cuales en su mayoría corresponden a óxidos de Fe-Ti).

El olivino destaca como la fase mineral más abundante entre los fenocristales de esta unidad, presentándose en forma de fenocristales anhedral (Fig. 5.6). En algunos casos, se pueden observar texturas esqueléticas en estos fenocristales de olivino.

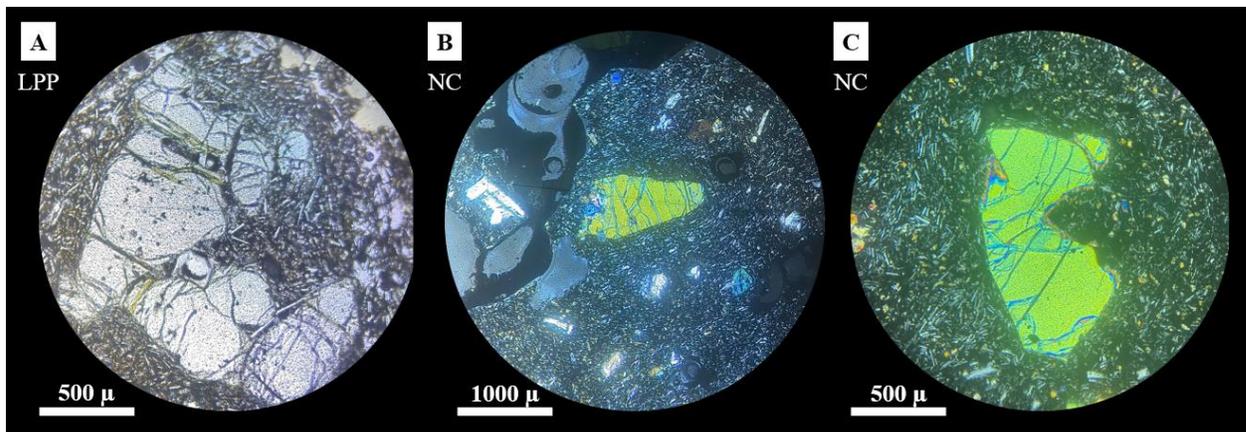


Figura 5.6. Secciones transparentes de minerales formadores de rocas principales presentes en las muestras estudiadas. NC: Nícoles Cruzados. LPP: Luz polarizada plana. Olivino en diferentes muestras y con diferentes texturas. A) Olivinos esqueléticos presentan alteración de iddingsita (anaranjada) con inclusiones de espinela (Puntos negros que se distribuyen en todo el cristal). B) Cristal de olivino esquelético con bordes de reacción, además se encuentra altamente fracturado. C) Olivino anhedral con embahiamiento.

El piroxeno (Fig. 5.7) constituye la segunda fase mineral más abundante dentro de los fenocristales. En algunos casos, coexiste en una textura glomeroporfídica con fenocristales de olivino y plagioclasa. Se encuentra casi en su totalidad en forma de agregados llamados glómérulos. Además, está presente en la masa fundamental en forma de microlitos. El piroxeno se caracteriza por su color verde cuando se observa en luz polarizada plana.

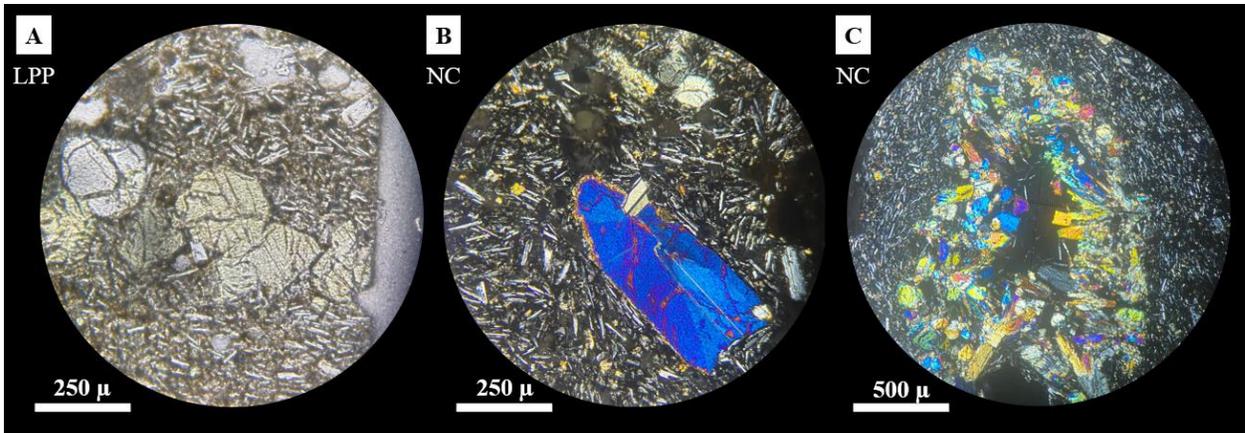


Figura 5.7. Secciones transparentes de minerales formadores de rocas principales presentes en las muestras estudiadas. NC: Nícoles Cruzados. LPP: Luz polarizada plana. Piroxenos observados en diferentes muestras, los cuales presentan diferentes texturas. A) Piroxenos visto en LPP con su coloración verdosa típica. Se observan cristales anhedrales con textura glomeroporfídica. B) Piroxenos con bordes de reacción. C) Piroxenos con textura glomeroporfídica.

En cuanto a la plagioclasa es abundante en la masa fundamental, mientras que en fenocristales se encuentra en menor proporción. Presenta cristales euhedrales y con textural esquelética. En algunos casos los cristales tabulares, presentan zonación.

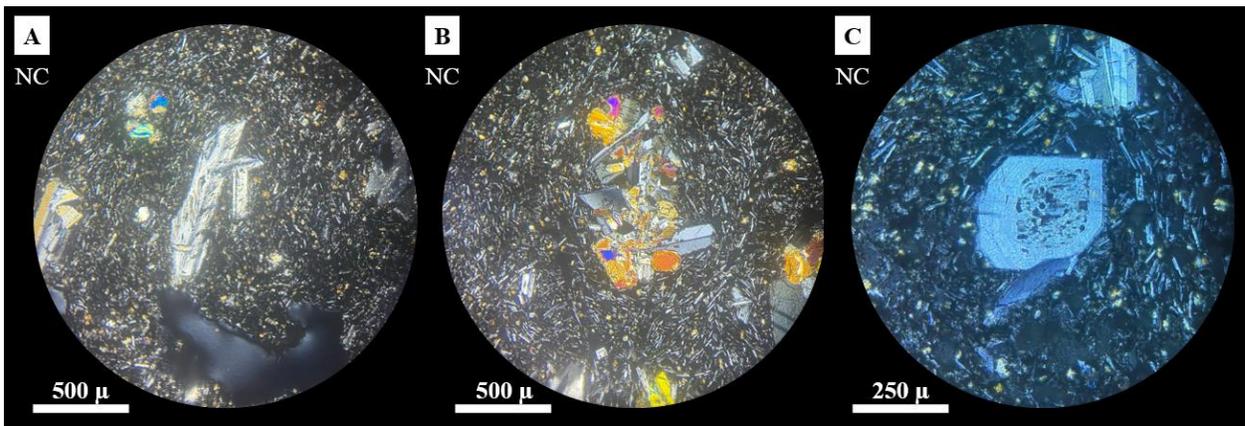


Figura 5.8. Secciones transparentes de minerales formadores de rocas principales presentes en las muestras estudiadas. NC: Nícoles Cruzados. LPP: Luz polarizada plana. Plagioclasa en diferentes muestras y con diferentes texturas. A) Plagioclasa con textura esquelética. B) Plagioclasa en textura glomeroporfídica en compañía de piroxenos. C) plagioclasa con textura tipo *Honeycomb*.

También se observan inclusiones fundidas, fluidas y minerales tanto en olivinos como piroxenos y plagioclasas. En el caso de las inclusiones minerales corresponden a espinelas insertas en olivinos, de coloración negra y que en la mayoría de los casos se observan con su característico hábito cúbico.

5.2.2 Unidad II: Lavas Intermedias

La caracterización petrográfica de la Unidad II se realizó a partir de la descripción microscópica de 4 cortes. Las rocas pertenecientes a la Unidad II comparten características similares a las de la Unidad I, siendo microvesiculares y porfídicas. En estas rocas, se encuentran fenocristales de olivino, plagioclasa, así como microfenocristales de olivino, piroxenos y plagioclasas. La masa fundamental presenta predominantemente una textura traquítica, con la presencia de microlitos de plagioclasa y piroxenos inmersos en un vidrio de color pardo oscuro.

Los fenocristales de plagioclasa exhiben una variabilidad en su proporción, oscilando entre el 15% y el 25%. A continuación, se observa una presencia de fenocristales de olivino en el rango del 10% al 20%, seguido por fenocristales de piroxenos que comprenden aproximadamente un 5% al 10%. Respecto a la masa fundamental, esta constituye un máximo del 30-42% del espacio total, mientras que el resto se distribuye entre la vesicularidad y un máximo del 3% de minerales opacos.

A diferencia de la unidad anterior, en esta unidad destaca la plagioclasa como la fase mineral más abundante entre los fenocristales. Se presenta en forma de fenocristales anhedral, euhedral, y, en algunos casos, se pueden observar texturas esqueléticas en ellos. El olivino (Fig. 5.9), por otro lado, es la segunda fase mineral más abundante en esta unidad y se presenta en forma de cristales anhedral y esqueléticos.

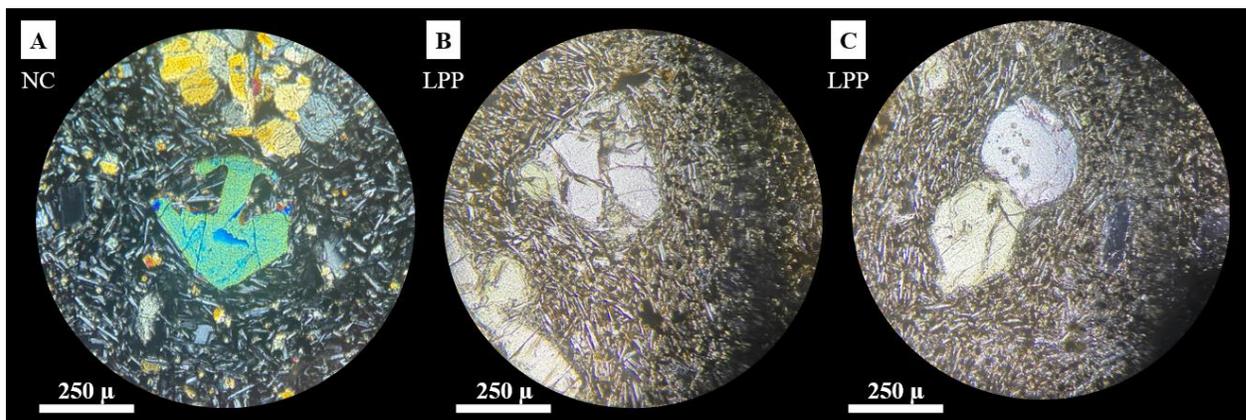


Figura 5.9. Secciones transparentes de minerales formadores de rocas principales presentes en las muestras estudiadas. NC: Nícoles Cruzados. LPP: Luz polarizada plana. Olivino en diferentes muestras y con diferentes texturas. A) Olivino esquelético. B) Olivino esquelético con alteración a iddingsita (color anaranjado). C) Olivino anhedral y piroxeno (verde en LPP).

Por último, el piroxeno (Fig. 5.10) coexiste en textura glomeroporfídica con fenocristales de olivino y plagioclasa, además de encontrarse en su totalidad formado por cristales de piroxeno en algunos

casos. También está presente en la masa fundamental en forma de microlitos y se caracteriza por su color verde cuando se observa en luz polarizada plana.

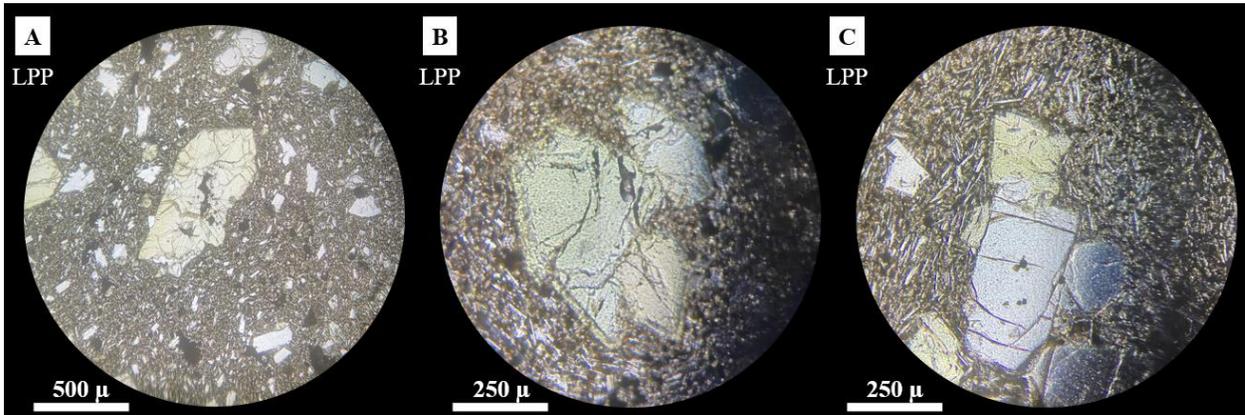


Figura 5.10. Secciones transparentes de minerales formadores de rocas principales presentes en las muestras estudiadas. NC: Nícoles Cruzados. LPP: Luz polarizada plana. Piroxenos en diferentes muestras y con diferentes texturas. A) Piroxeno anhedral. B) piroxeno euhedral con bordes de reacción. C) piroxeno en compañía de olivino. Además, el olivino presenta inclusiones de espinelas (cubos negros que se observan al centro del cristal).

En lo que respecta a la plagioclasa (Fig. 5.11), esta es abundante en la masa fundamental de las rocas, mientras que en los fenocristales se encuentra en menor proporción. Los fenocristales de plagioclasa presentan una forma euhedral, y en algunos casos, se observa una textura esqueletal. También es común observar zonación en los cristales tabulares de plagioclasa presentes en los fenocristales.

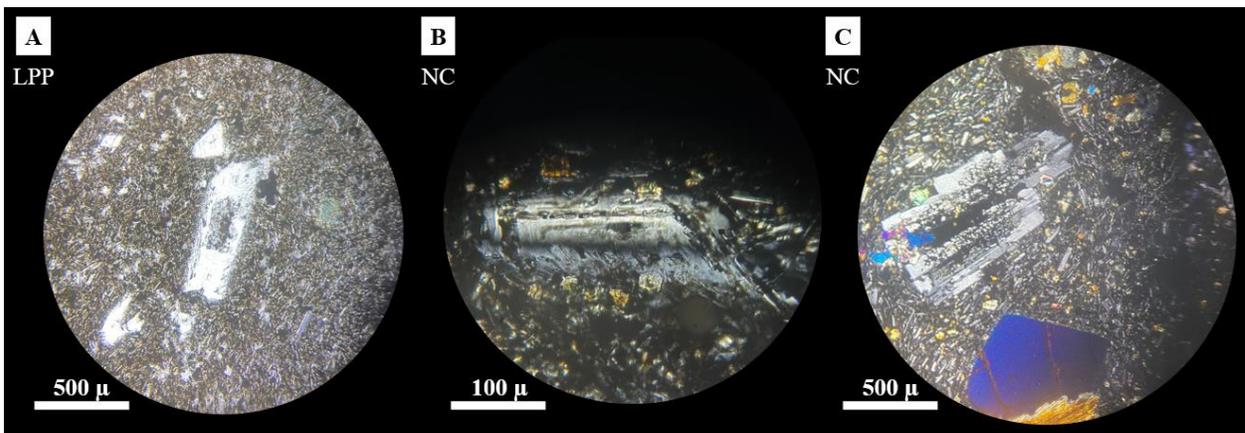


Figura 5.11. Secciones transparentes de minerales formadores de rocas principales presentes en las muestras estudiadas. NC: Nícoles Cruzados. LPP: Luz polarizada plana. Plagioclasa en diferentes muestras y con diferentes texturas. A) Fenocristal de plagioclasa, se observa textura traquítica en masa fundamental. B) Plagioclasa que presenta inclusiones fluidas, las inclusiones se disponen paralelos a los bordes del cristal. C) plagioclasa con textura esqueletal hacia el centro del cristal.

Además, se pueden identificar inclusiones fundidas, inclusiones fluidas e inclusiones minerales en los olivinos, piroxenos y plagioclasas. En particular, en el caso de las inclusiones minerales, estas consisten en espinelas incrustadas en los olivinos, las cuales presentan colores negros y hábito cúbico.

5.2.3 Unidad III: Lavas Tardías

La caracterización petrográfica de esta unidad se realizó a partir de la descripción microscópica de 3 cortes. Las rocas de la Unidad III se caracterizan por su naturaleza microvesicular y porfídica. En estas rocas, se encuentran fenocristales de olivino, así como microfenocristales de olivino, piroxenos y plagioclasas. La masa fundamental exhibe principalmente una textura traquítica, con la presencia de microlitos de plagioclasa y piroxenos inmersos en un vidrio de color pardo oscuro. La distinción más significativa con respecto a las unidades previamente descritas radica en el tamaño de los fenocristales, los cuales muestran un desarrollo mucho mayor que en las muestras mencionadas en los apartados anteriores. En estas muestras llegan a tener tamaños mayores a 4mm.

Los fenocristales de olivino exhiben una variabilidad en su proporción, oscilando entre el 25% y el 30%. A continuación, se observa una presencia de fenocristales de plagioclasa en el rango del 10% al 15%, seguido por fenocristales de piroxenos que comprenden aproximadamente un 5% al 10%. Respecto a la masa fundamental, esta constituye un máximo del 30-40% del espacio total, mientras que el resto se distribuye entre la vesicularidad y un máximo del 3% de minerales opacos.

El olivino (Fig.5.12) destaca como la fase mineral más abundante entre los fenocristales de esta unidad y se presenta en forma de fenocristales anhedrales. En algunos casos, es posible observar texturas esqueletales en estos fenocristales de olivino. Además, el tamaño de los fenocristales de olivino es considerablemente mayor en comparación con los otros fenocristales presentes, que se definen como microfenocristales.

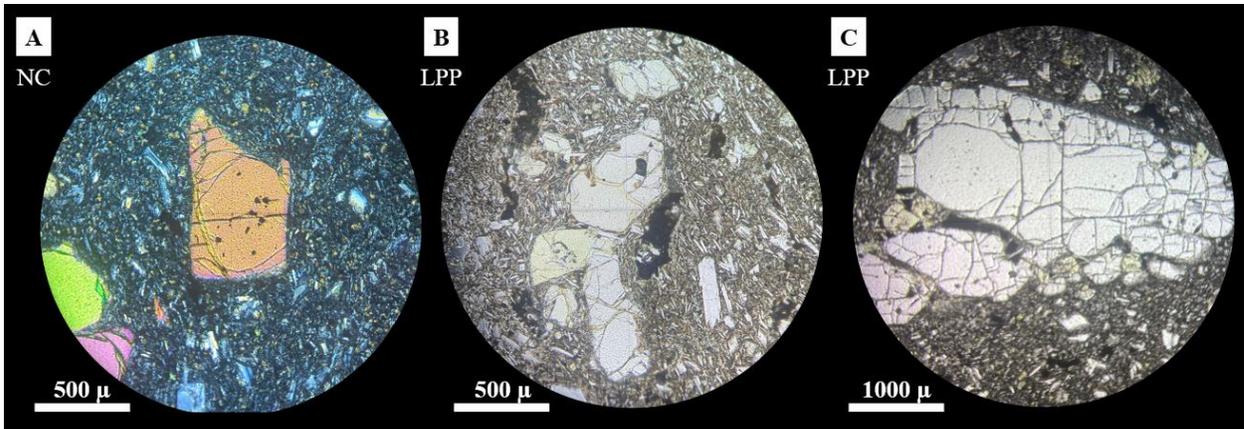


Figura 5.12. Secciones transparentes de minerales formadores de rocas principales presentes en las muestras estudiadas. NC: Nícoles Cruzados. LPP: Luz polarizada plana. Olivino en diferentes muestras y con diferentes texturas. A) Olivino esqueletal con inclusiones de espinela. B) Olivino con alteración de iddingsita en compañía de piroxenos y plagioclasas. En color negro se observan microvesículas presentes en las muestras. C) Olivino fracturado con algunos cristales de piroxenos (verdes en LPP). Este cristal destaca por el gran tamaño que presenta. En las 3 fotografías se observan cubos negros correspondientes a inclusiones minerales de espinelas en olivinos.

El piroxeno (Fig.5.13) constituye la segunda fase mineral más abundante entre los fenocristales. En algunos casos, coexiste en una textura glomeroporfídica con fenocristales de olivino y plagioclasa. Se encuentra prácticamente en su totalidad formando glomérulos. Además, está presente en la masa fundamental en forma de microlitos. Este mineral se caracteriza por mostrar un color verde cuando se observa en luz polarizada plana.

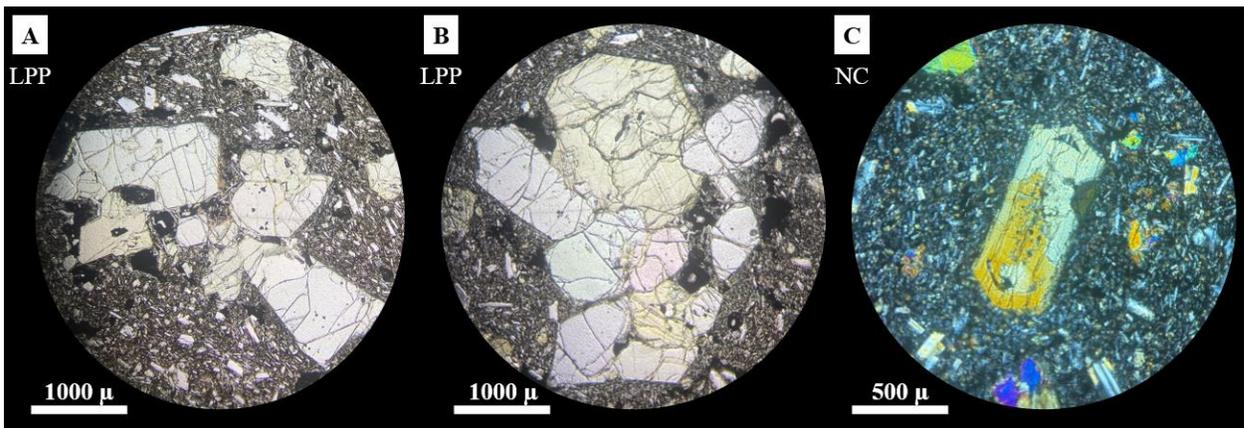


Figura 5.13. Secciones transparentes de minerales formadores de rocas principales presentes en las muestras estudiadas. NC: Nícoles Cruzados. LPP: Luz polarizada plana. Piroxeno en diferentes muestras y con diferentes texturas. A) Piroxenos anhedrales junto con olivinos esqueletales. B) Piroxenos euhedral con macla. Presenta textura glomeroporfídica en con junto con olivinos. C) Cristal esqueletal de piroxeno.

En cuanto a la plagioclasa (Fig.5.14) es abundante en la masa fundamental, mientras que en fenocristales se encuentra en menor proporción. Presenta plagioclasas euhedrales y con textural

esqueletal. En algunos casos los cristales tabulares, presentan zonación en fenocristales de plagioclasa.

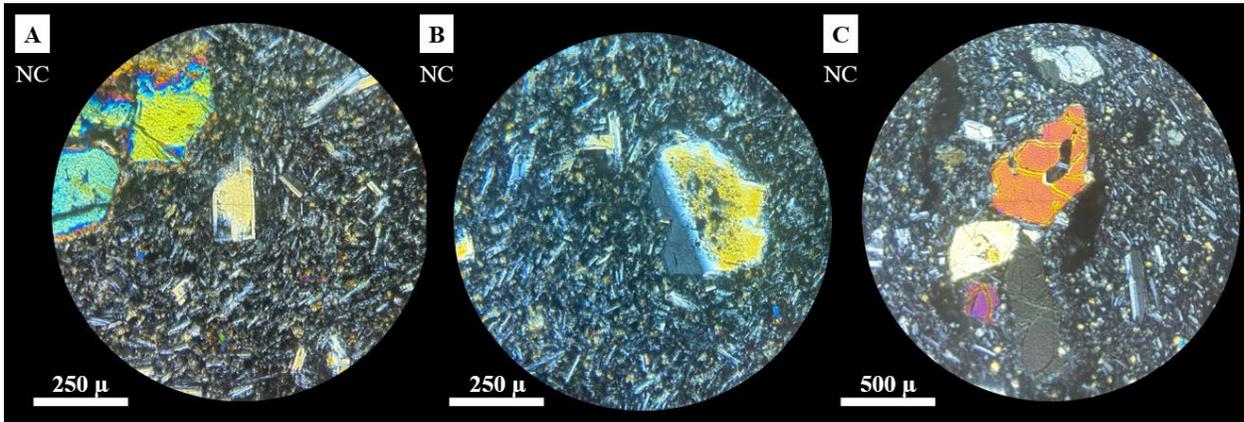


Figura 5.14. Secciones transparentes de minerales formadores de rocas principales presentes en las muestras estudiadas. NC: Nícoles Cruzados. LPP: Luz polarizada plana. Plagioclasa en diferentes muestras y con diferentes texturas. A) Plagioclasa. B) Plagioclasa. C) Microfenocristal de plagioclasa con su macla característica, también se observa olivino esqueletal y piroxenos.

También se observan inclusiones fundidas y fluidas tanto en olivinos como piroxenos y plagioclasas. Los olivinos presentan inclusiones minerales de espinelas, las cuales son de color negro y cúbicas.

Las muestras correspondientes a las diferentes unidades temporales presentan diferencias texturales y morfológicas en los cristales. Se observa un aumento en el desarrollo y tamaño de los cristales, aumentando desde la Unidad I hasta la Unidad III. En el caso de la Unidad I, los fenocristales presentan un tamaño significativamente menor en comparación con los de las Unidades II y III (Fig. 5.15). Las muestras correspondientes a la Unidad III presentan los fenocristales más grandes, correspondientes a olivinos de hasta 7 mm aproximadamente.

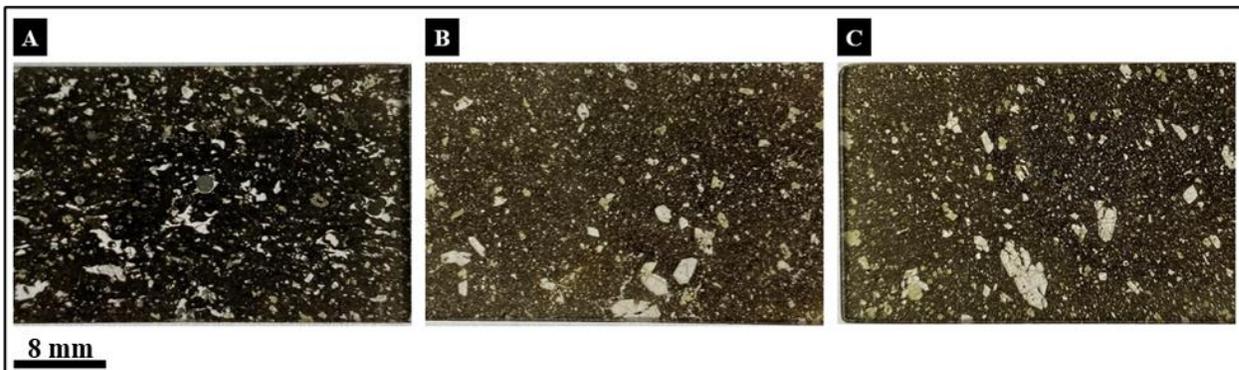


Figura 5.15. Corte transparente correspondiente a cada una de las unidades descritas. A) Corresponde a muestra de Unidad I. B) Corresponde a muestra de Unidad II. C) corresponde a muestra de Unidad III.

5.3 Geoquímica

Los datos geoquímicos fueron obtenidos por medio del análisis de 11 muestras seleccionadas, que fuesen representativas de todas las unidades descritas en el capítulo de estratigrafía. Además, estas muestras son las mismas que se utilizaron para la petrografía.

5.3.1 Elementos mayores

Los elementos mayoritarios analizados corresponden a SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O y P_2O_5 (Ver anexos).

A partir de los datos obtenidos de la geoquímica de elementos mayores, se puede realizar la clasificación de rocas volcánicas a partir del diagrama de álcalis totales contra sílice, comúnmente conocido como diagrama TAS de Le Maitre *et al.*, 1989.

5.3.2 Clasificación de las rocas

Las muestras de lava del volcán monogenético "Los Hornitos" obtenidas para esta investigación se clasifican como andesitas basálticas, con un contenido de aproximadamente 52-53% en peso de SiO_2 (Fig. 5.16).

En el diagrama TAS (Fig. 5.16), se pueden identificar claramente las muestras analizadas para este estudio (representadas en color naranja), que contrastan con muestras de investigaciones previas y de otros volcanes de la zona. En este caso, muestran los valores más bajos de SiO_2 , con la excepción de una muestra proveniente del estudio realizado por Salas *et al.*, 2016, que de acuerdo con su clasificación corresponde a basalto. Sin embargo, a excepción de la mencionada anteriormente, las muestras del cono este del volcán Los Hornitos, en su totalidad corresponden a andesitas basálticas. Sin embargo, las muestras de tefra analizadas por Salas *et al.*, 2016, presentan valores de SiO_2 ligeramente más altos que oscilan entre 53-54% en peso de SiO_2 (Esto sin considerar la muestra correspondiente a basalto).

Las muestras analizadas en este estudio presentan un estrecho rango composicional de SiO_2 . Donde la muestra con el menor contenido de SiO_2 corresponde a la RC-HE-001, que pertenece a la Unidad I (Lavas tempranas), con un 52,3% de SiO_2 . En contraste, la muestra con el mayor porcentaje de SiO_2 es la RC-HE-024, con un 52,90% de SiO_2 , correspondiente a la Unidad II (lavas intermedias). En cuanto a la Unidad III presentan un promedio de 52,46% de SiO_2 . A partir de estos datos, no se

observa una correlación clara entre el aumento del contenido de SiO_2 y el tipo de unidad, es decir, las muestras de la Unidad III (lavas tardías) no necesariamente presentan los mayores porcentajes de SiO_2 .

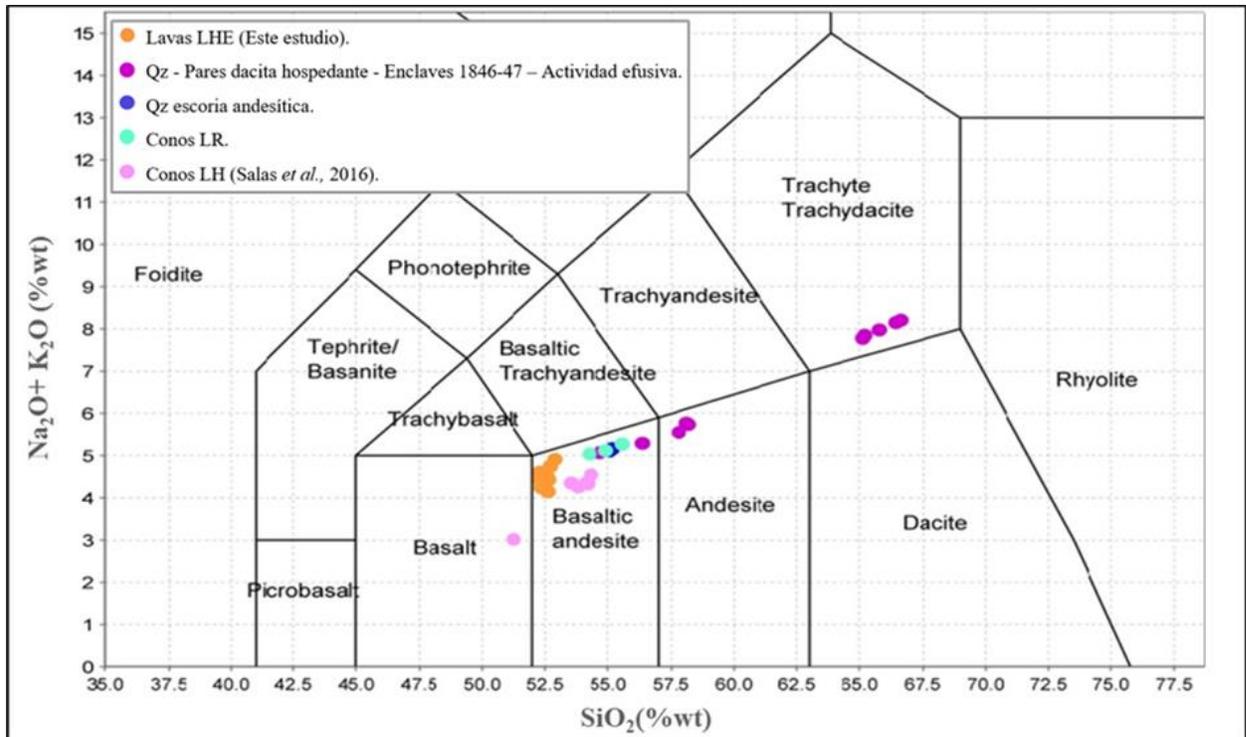


Figura 5.16. Diagrama TAS. Se representan las muestras de lava provenientes del volcán monogenético Los Hornitos, como este (mostradas en color naranja), en comparación con muestras de investigaciones anteriores y centros eruptivos cercanos. LHE: Los Hornitos Este. Qz: Quizapu. LR: La Resolana. LH: Los Hornitos.

Como se puede apreciar en el diagrama AFM (Fig. 5.17) (Irvine y Baragar, 1971) las muestras analizadas pertenecen a la serie Calcoalcalina. Lo que diferencia los análisis realizados en este estudio de otros centros eruptivos y de investigaciones anteriores es la presencia de una tendencia más enriquecida en MgO. En comparación con las muestras analizadas por Salas *et al.* en 2016, las muestras de lavas de este estudio presentan valores muy similares de MgO. Sin embargo, es importante destacar que las muestras de este estudio exhiben valores ligeramente más altos de FeO total.

Como se mencionó anteriormente las rocas volcánicas estudiadas se caracterizan por presentar moderados a altos valores de MgO (5,02-7,10 % en peso), los cuales son más altos en comparación a muestras obtenidas del volcán Quizapu (1,34- 4,84 % en peso) y La Resolana (4,77- 5,24 % en peso de MgO), sin embargo, las muestras de tefra del cono este presentan valores de MgO

significativamente más altos los que varían de 5,35- 13,59% en peso. A su vez el contenido de K_2O es relativamente más bajo (1- 1,21% en peso) que, en las muestras anteriormente mencionadas, donde La Resolana presenta valores de 1,22- 1,38% en peso y Quizapu 1,20- 3,10% en peso. Los análisis de los depósitos piroclásticos presentan el menos contenido de K_2O correspondiente a 0,65 a 1,08% en peso.

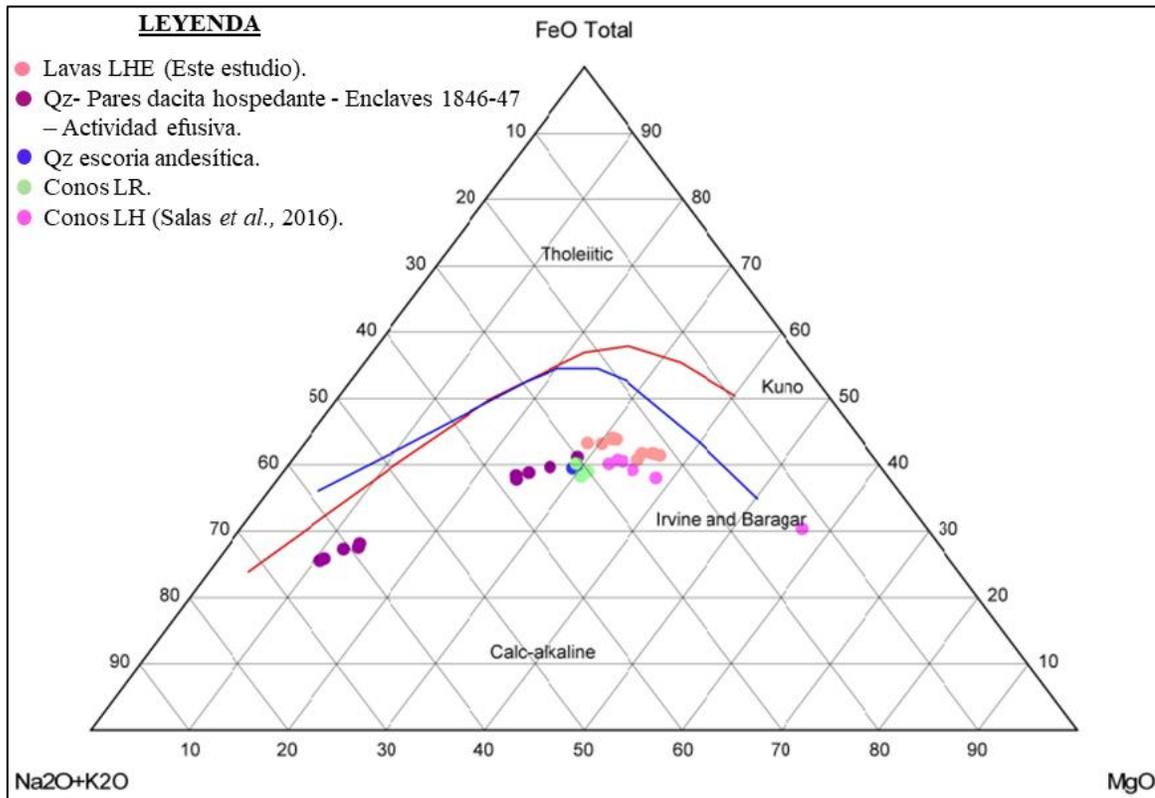


Figura 5.17. Diagrama AFM para las muestras procedentes del volcán monogenético Los Hornitos. Se incorporan los datos de otros centros eruptivos. LHE: Los Hornitos Este. Qz: Quizapu. LR: La Resolana. LH: Los Hornitos.

De acuerdo con el contenido de K_2O permite clasificar a las muestras como una serie Calcoalcalina de contenido medio de potasio (Fig. 5.18).

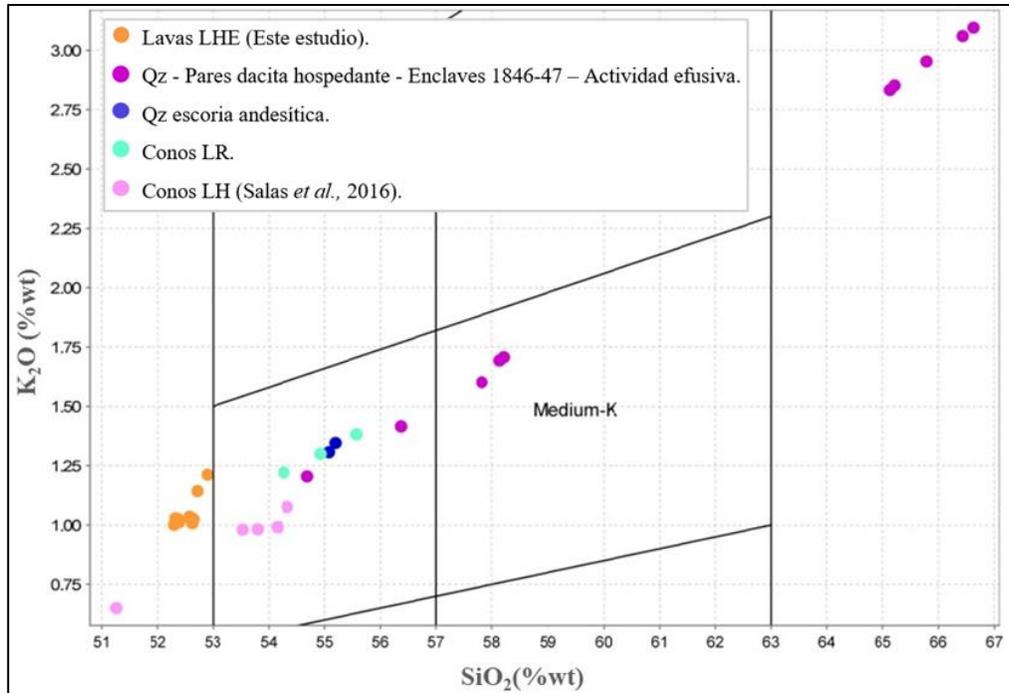


Figura 5.18. Diagrama de contenido de SiO_2 versus contenido de K_2O de las muestras del volcán monogenético los hornitos como este y de estudios previos. LHE: Los Hornitos Este. Qz: Quizapu. LR: La Resolana. LH: Los Hornitos.

5.3.3 Diagramas de variación

Para el análisis de los diagramas de Harker se consideran las muestras correspondientes a las analizadas en este estudio (“Lavas LHE” de color naranja). A partir de esto, los contenidos de K_2O y Na_2O aumentan a medida que aumenta el contenido de SiO_2 (Fig. 5.19), mientras que el contenido de CaO y FeO se mantiene relativamente constante a medida que aumenta el contenido de SiO_2 , sin embargo, se ve una ligera disminución de estos elementos. En cuanto al contenido de P_2O_5 , Al_2O_3 y TiO_2 , muestran una tendencia positiva a medida que el SiO_2 aumenta en el diagrama. Sin embargo, algunas muestras muestran dispersión, lo que indica que esta tendencia no es tan clara en todas las muestras. El aumento de Al_2O_3 , TiO_2 y P_2O_5 se puede correlacionar con el fraccionamiento de minerales ferromagnesianos como el olivino y el piroxeno, así como con la plagioclasa.

Se puede deducir que no existe una correlación significativa entre los valores de cada uno de los elementos y la unidad temporal de emplazamiento de las lavas. Además, se observa que las diferencias en los valores son relativamente estrechas en la mayoría de los casos. Para analizar las rocas se utiliza el contenido de sílice como índice de diferenciación para los diagramas Harker.

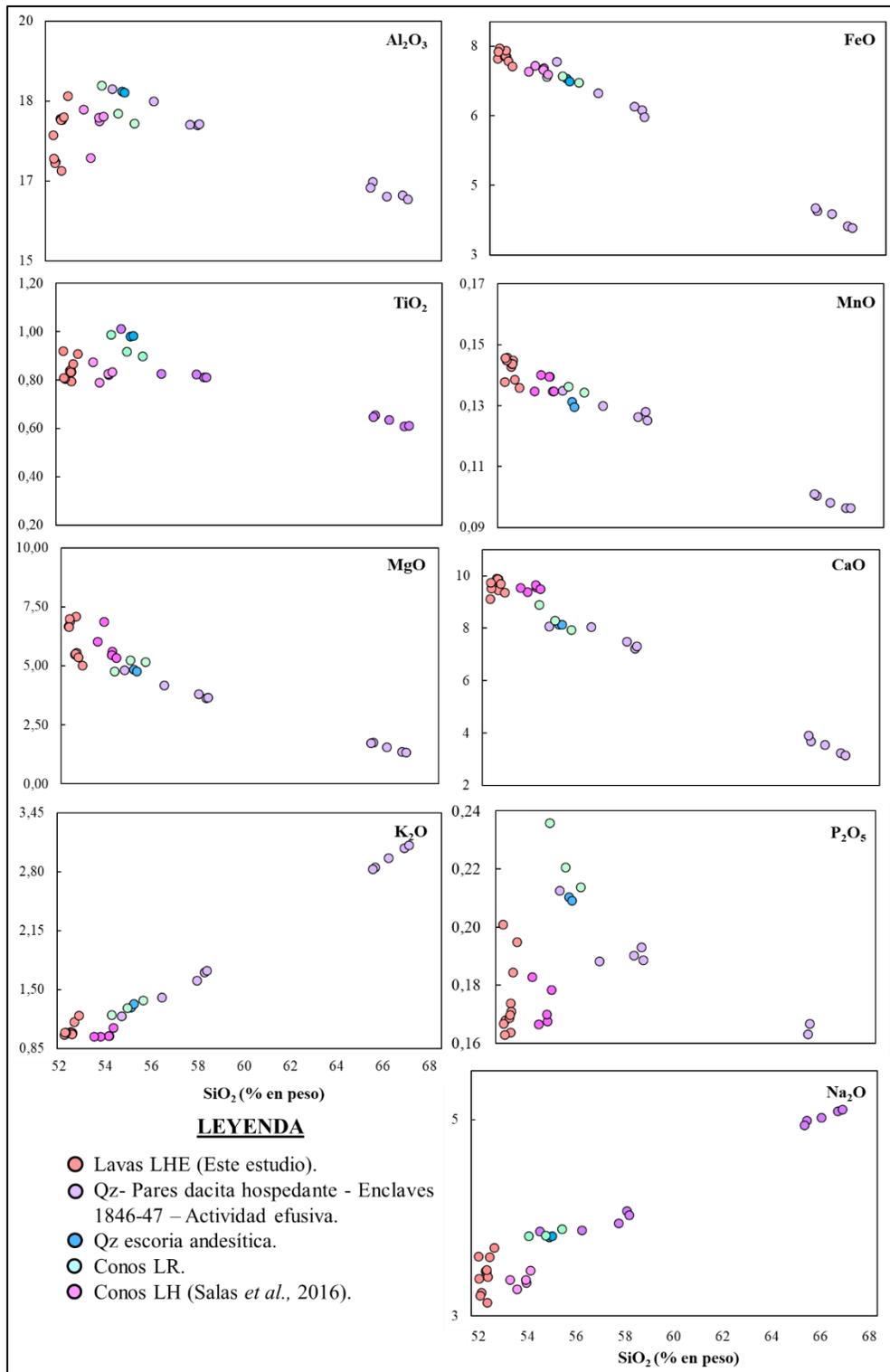


Figura 5.19. Diagrama de Harker de elementos mayores. LHE: Los Hornitos Este. Qz: Quizapu. LR: La Resolana. LH: Los Hornitos.

5.4 Elementos trazas

Los elementos trazas desempeñan un papel crucial en el entendimiento de procesos de cristalización fraccionada, mezcla de magmas y contaminación cortical. Se dividen en elementos traza incompatibles, que tienen una preferencia por la fase líquida, y elementos traza compatibles, que tienden a concentrarse en la fase mineral. Los elementos incompatibles del grupo LILE (*Large Ion Lithophile Elements*) incluyen Cs, Sr, K, Rb y Ba, mientras que los elementos HFSE (*High Field Strength Elements*) comprenden a las Tierras Raras (REE), Sc, Y, Th, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta y P. Además, Mn, Zn, Cu, Co, Ni, V y Cr son elementos inmóviles bajo ciertas condiciones. Los datos utilizados para el análisis de elementos trazas se encuentran en los anexos.

En el diagrama Harker de elementos traza (Fig. 5.20), se observa una dispersión relativamente menor en comparación con lo observado en el diagrama de elementos mayoritarios. Sin embargo, se pueden identificar algunas tendencias significativas. En primer lugar, se observa una relación positiva entre los valores de Ni y Cr y el contenido de SiO₂ en porcentaje en peso. Los valores de Ni y Cr se puede correlacionar con la cristalización de olivino y piroxenos. En el caso del olivino el cromo se incorpora en las inclusiones minerales de cromo espinelas y el níquel se incorpora en las redes cristalinas del olivino. El contenido de Sr aumenta a medida que aumenta el SiO₂. La disminución de Sc está relacionada con la cristalización de piroxenos.

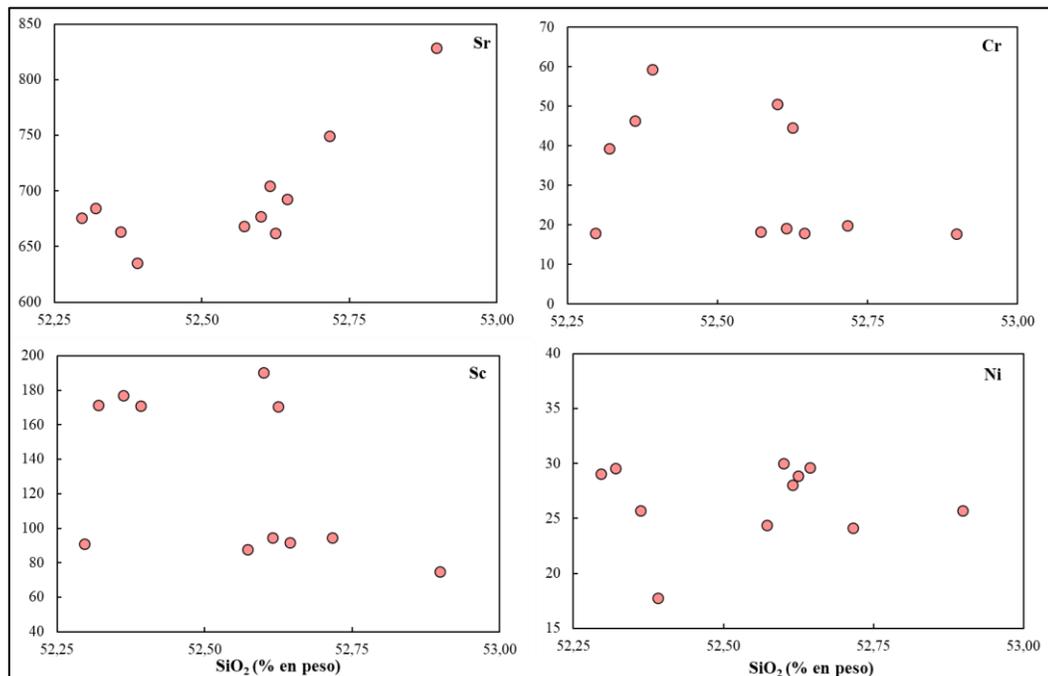


Figura 5.20. Diagrama de variación de elementos trazas seleccionados (Harker) de las muestras del cono este del volcán monogénico los hornitos.

El Rb aumenta a medida que aumenta el SiO₂ al igual que la razón Sr/Y, lo que significa que hay fraccionamiento de piroxenos (Fig. 5.21).

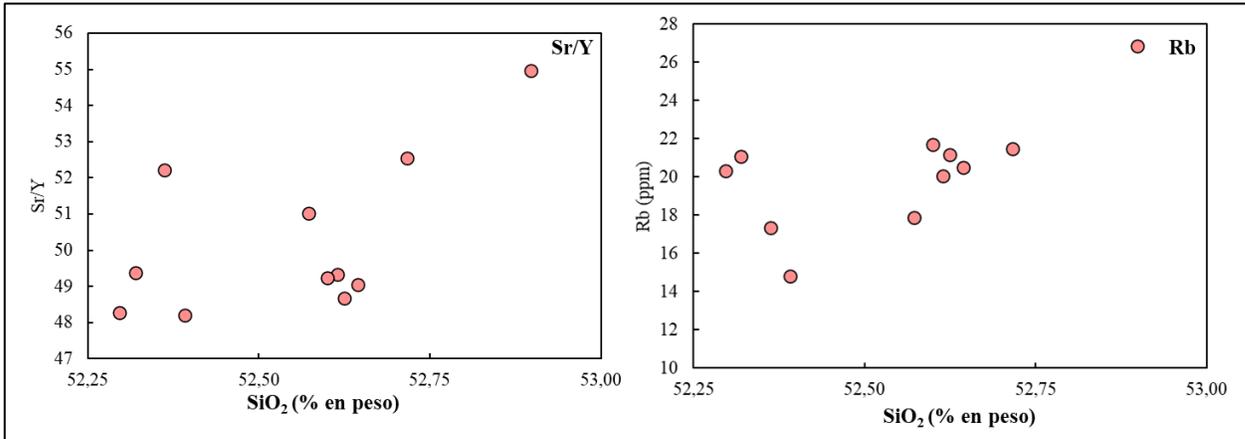


Figura 5.21 Diagrama Harker para Sr/Y y Rb versus SiO₂.

5.4.1 Tierras raras

Las tierras raras, abreviadas como LREE (tierras raras ligeras) para los elementos La, Ce, Pr, Nd y Sm, MREE (tierras raras medianas) para los elementos Eu, Gd, Tb y Dy, y HREE (tierras raras pesadas) para Er, Tm, Yb y Lu, son elementos esenciales en la caracterización de muestras geológicas. Los datos numéricos de los resultados del análisis de tierras raras, utilizados en los gráficos analizados a continuación, se encuentran en los anexos.

Las LREE se presentan en concentraciones relativamente altas en la corteza terrestre, a diferencia de las HREE, que tienden a estar enriquecidas en el manto. Además, las LREE tienden a concentrarse en minerales como el feldespato, la biotita y la apatita, mientras que las HREE se encuentran principalmente en minerales como piroxenos y anfíboles.

Los patrones observados en el diagrama de Tierras Raras (REE) (Fig. 5.22) normalizado al condrito de las muestras del cono este del volcán monogénico Los Hornitos se caracterizan por presentar altos valores de tierras raras ligeras (LREE), que incluyen elementos desde el Lantano (La) hasta el Neodimio (Nd), en comparación con las tierras raras pesadas (HREE), que van desde el Europio (Eu) hasta el Lutecio (Lu). Sin embargo, en general, se observa un empobrecimiento de todas las tierras raras en las muestras.

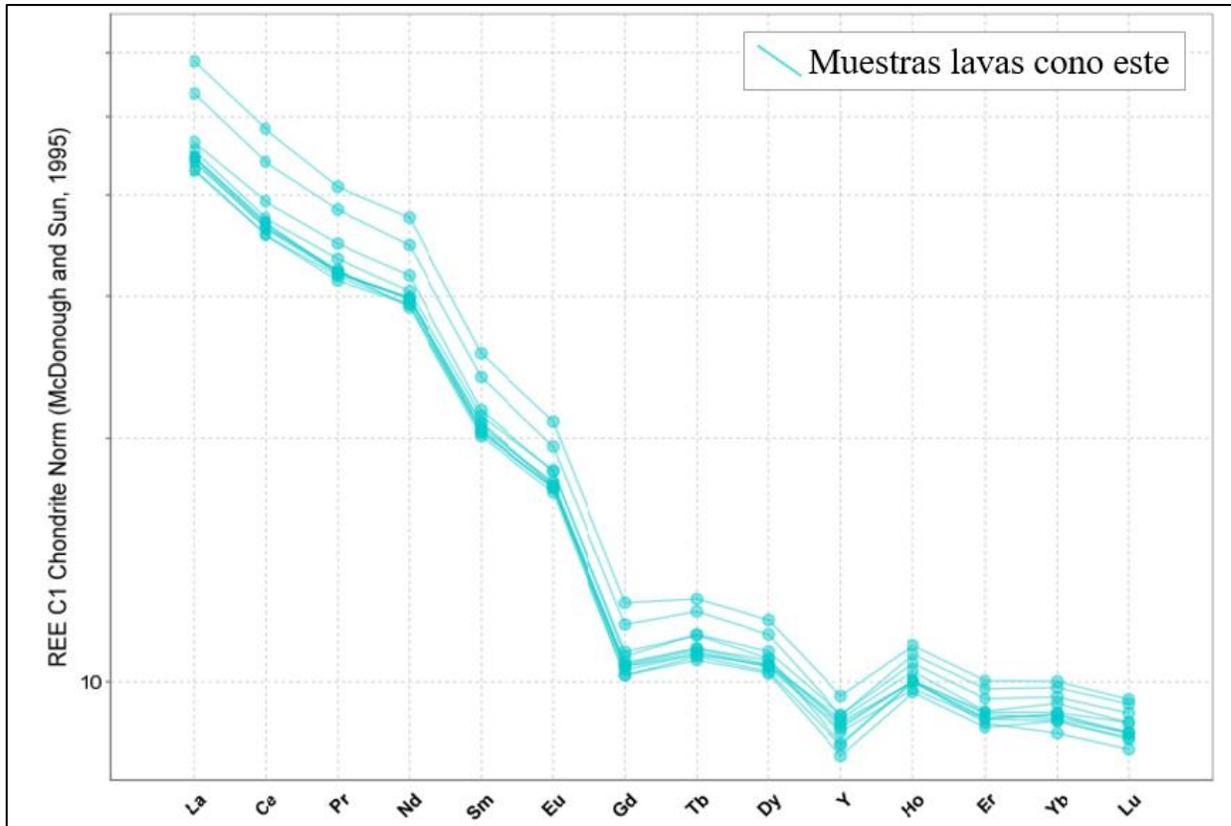


Figura 5.22. Diagramas de tierras raras normalizado al condrito. Los valores utilizados corresponden a los entregados por McDonough, & Sun, 1995.

5.4.2 Diagramas de elementos incompatibles

El diagrama de Pearce (1983), comúnmente conocido como el "diagrama spider," se utiliza para identificar el origen de los magmas que dan lugar a la formación de basaltos evolucionados, andesitas y rocas de la corteza terrestre. En este análisis, los datos se normalizan utilizando la composición de las rocas de basalto de las dorsales oceánicas (MORB, por sus siglas en inglés) como referencia.

En el diagrama de elementos traza, también se muestra un patrón similar entre las muestras, donde elementos como Cesio (Cs), Rubidio (Rb), Bario (Ba) y Estroncio (Sr), que corresponden a elementos litófilos de gran tamaño (LILE), se encuentran en cantidades significativas.

Los elementos que se emplean en este diagrama son el Estroncio (Sr), Potasio (K), Rubidio (Rb) y Bario (Ba), los cuales son elementos de alto potencial de transferencia geoquímica (LFSE) y presentan movilidad. Estos elementos se disponen en orden creciente de incompatibilidad, hacia la izquierda del diagrama. Por otro lado, hacia la derecha del diagrama se encuentran los elementos litófilos o de alto potencial de transferencia geoquímica (LILE o HFSE), los cuales son inmóviles

y se disponen en orden decreciente de incompatibilidad. Estos elementos incluyen Torio (Th), Tantalio (Ta), Niobio (Nb), Cerio (Ce), Fósforo (P), Circonio (Zr), Hafnio (Hf), Samario (Sm), Titanio (Ti), Itrio (Y) e Iterbio (Yb).

Las muestras analizadas exhiben concentraciones elevadas de elementos móviles, que experimentan una disminución abrupta a medida que avanzamos en el diagrama hacia los elementos inmóviles. Además, se identifican anomalías negativas en los elementos Nb, Zr y Cr. Es importante destacar que la anomalía negativa en el Nb es característica de la corteza continental en procesos magmáticos de zonas de subducción. El zircón puede estar controlado por la cristalización de circón (Fig. 5.23)

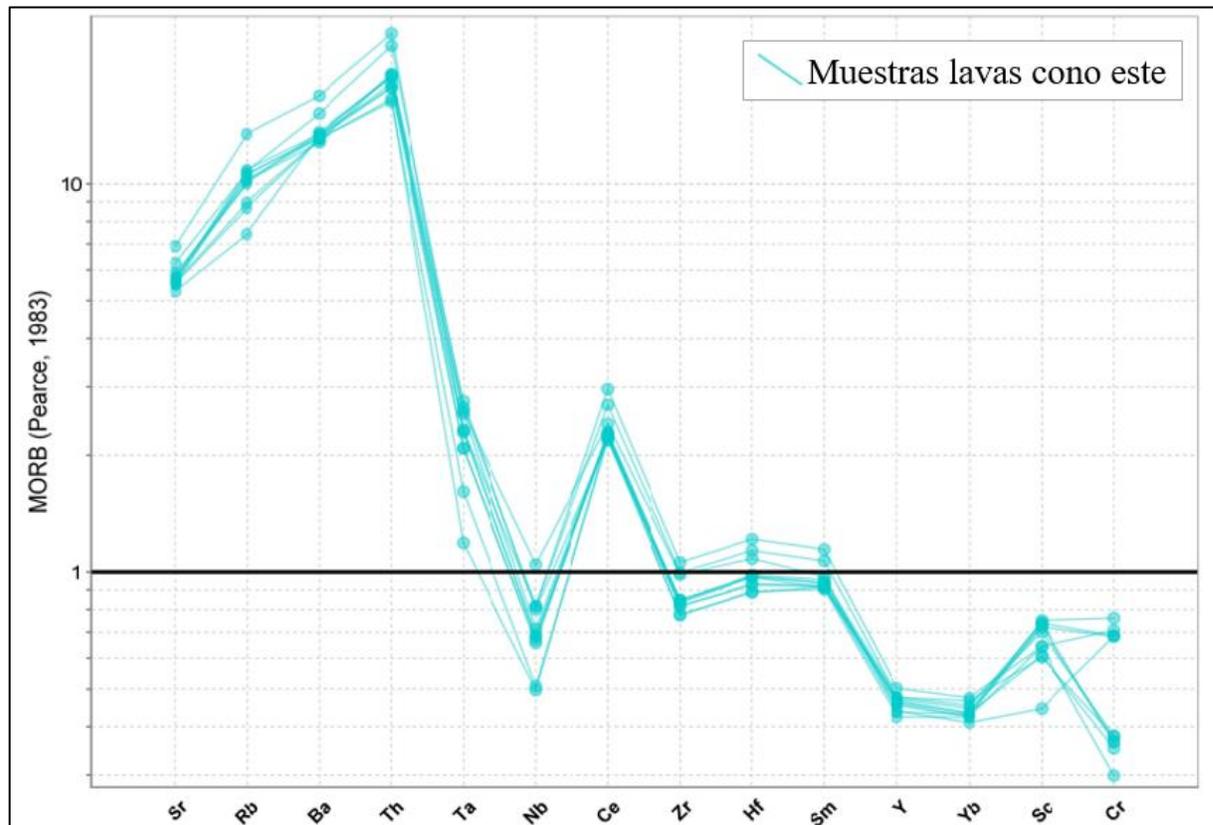


Figura 5.23. Diagrama de elementos incompatibles de (Pearce, 1983). Datos normalizados al MORB.

5.5 Química mineral

Se analizaron dos muestras para el volcán monogenético Los Hornos, procedentes de las unidades tempranas (RC-HE-009) e intermedias (RC-HE-017).

5.5.1 Olivino

Se llevaron a cabo un total de 20 análisis detallados en 7 fenocristales de olivino, los cuales se encuentran presentes en las muestras RC-HE-009 (Unidad I) y RC-HE-017 (Unidad II), ambas clasificadas como andesitas basálticas.

Se analizaron óxidos como SiO₂, Al₂O₃, CaO, P₂O₅, Cl, K₂O, TiO₂, CrO₃, FeO, MnO y NiO así como también elementos como el F y Cl. A partir de estos datos se calculó la molécula de Fo (#MgO), Ni (ppm) y Ca (ppm). En la mayoría de los fenocristales de olivino analizados se realizaron 3 mediciones puntuales que van desde núcleo a borde, a excepción de un cristal en el que se realizaron 4 mediciones y otro en el que se realizó una sola medición en el núcleo.

Las composiciones químicas de los fenocristales de olivino exhiben variaciones en los contenidos de SiO₂, MgO, MnO y FeO. El contenido de SiO₂ tiende a variar entre un 38,69% y un 40,08%, por su parte el MnO presenta valores entre un 0,19% y 0,40%. Para el caso del MgO los valores oscilan entre un 40,95% y 44,74%.

Los análisis efectuados en los cristales de olivino, desde el núcleo hasta el borde, revelan una ligera disminución en el contenido de forsterita hacia las áreas externas del fenocristal, lo que denota una zonación normal. Los valores de Forsterita varían de 78 a 84. Los niveles más altos de forsterita se observan en los núcleos de los cristales.

La tabla.1 muestra los resultados de Fo, Ni (ppm) y Ca (ppm). Los valores van de núcleo a borde.

Tabla 1. Información de química mineral en olivinos. Se especifica el tipo de muestra y código de fenocristal analizado. Se considera el contenido de Fo (% mol), Ni (ppm) y Ca (ppm).

Muestra	Código Fenocristal	Fo (% mol)	Ni (ppm)	Ca (ppm)
RC-HE-009	03,1	83	177	899
	03,2	82	953	783
	03,3	80	0,1	1214
RC-HE-009	07,1	82	297	1085
RC-HE-009	09,1	83	119	1034
	09,2	82	299	1101
	09,3	81	470	905
RC-HE-017	01,1	83	1603	958
	01,2	83	948	1002
	01,3	83	650	904
	01,4	80	118	1067
RC-HE-017	02,1	83	1242	1044
	02,2	83	953	823
	02,3	82	592	1164

RC-HE-017	03,1	82	945	880
	03,2	82	0	1101
	03,3	79	816	1002
RC-HE-017	04,1	84	417	1137
	04,2	83	592	1012
	04,3	78	1002	855

En síntesis, la muestra RC-HE-009 exhibe una concentración de forsterita (Fo) en el rango de 80 a 83, con un promedio de 82. En cuanto al níquel (Ni), los valores oscilan entre 119 ppm y 470 ppm, con una media de 273 ppm. Respecto al calcio (Ca), se observan concentraciones entre 783 ppm y 1214 ppm, con un promedio de 1003 ppm.

En relación con la muestra RC-HE-017, se registra una composición de Fo entre 78 y 84, con una media de 82. Los niveles de níquel varían de 118 ppm a 823 ppm, mientras que los de calcio oscilan entre 823 ppm y 1164 ppm, con una media de 996 ppm. Ambas muestras presentan similitudes en sus valores, a excepción del rango más amplio de níquel en la muestra RC-HE-017 en comparación con la primera muestra mencionada.

Las muestras presentan un patrón similar en la química mineral de sus fenocristales. No presentan gran dispersión los datos (Fig. 5.24). Por ejemplo, en cuanto a los valores de Ni observados en los fenocristales de olivino este tiende a disminuir sus valores desde núcleo a borde, es decir los valores más altos se encuentran en el núcleo y los más bajos hacia el borde, en este caso tendrían un patrón de zonación normal. Sin embargo, esto no se cumple para todos los cristales, ya que en algunos se observa un aumento en el contenido de Ni desde el núcleo hacia el borde.

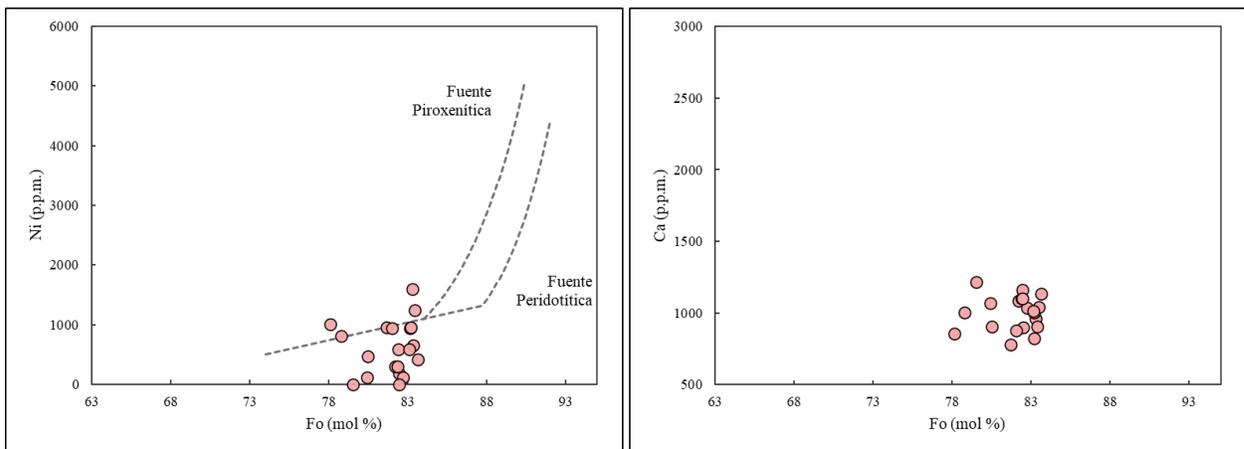


Figura 5.24. Diagramas de Ni vs Forsterita y Ca vs Forsterita. En rosado oscuro se observan las muestras correspondientes a este estudio.

5.5.2 Plagioclasa

Se realizaron 11 análisis puntuales de la composición química en 8 fenocristales de plagioclasas. En la mayoría de los fenocristales analizados se realizó solo una medición, salvo un cristal en el que se realizaron 2 puntos (uno en el núcleo y otro en el borde). Estas se clasificaron en base al contenido de óxidos como SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, CaO, Na₂O y K₂O. Destacan valores de SiO₂ con un mínimo de 45,61% en peso y un máximo de 48,13% en peso, así como también un promedio de 46,79% en peso para el total de las plagioclasas analizadas. El porcentaje en peso del CaO muestra valores similares en todas las muestras los cuales varían de 15,8% a 17,93% en peso. El Na₂O tiene un valor mínimo de 1,41% en peso y un máximo de 2,27% en peso y para el K₂O presenta valores entre 0,01% y 0,10% en peso. De acuerdo con estos valores el calcio presenta los más altos valores. A partir de estos resultados se calcula la molécula de Anortita (An), Albita (Ab) y Ortoclasa (Or), en donde se tienen los siguientes rangos para cada molécula An₇₉₋₈₆, Ab₁₂₋₂₀ y Or_{0,07-0,56}. Se observa que las plagioclasas son cálcicas.

5.5.3 Piroxenos

Se analizaron 2 fenocristales de piroxenos en las muestras RC-HE-009 y RC-HE-017, un cristal en cada muestra. Se realizaron 2 mediciones puntuales en un fenocristal de olivino en la muestra RC-HE-009 y un punto en un fenocristal de la muestra RC-HE-017. Para su análisis y clasificación se consideraron los óxidos de SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O y K₂O, siendo los más importantes para su clasificación el CaO, Mg y FeO. Las muestras analizadas presentan valores similares de cada elemento. Por ejemplo, para el caso FeO los valores varían de 4,95% a 7,08% en peso. El MgO tiene valores que van de 15,13% y 16,71% en peso y finalmente el CaO sus valores oscilan de 21,39% a 22,02% en peso.

A partir de estos valores es posible clasificar los piroxenos de acuerdo con el diagrama ternario (Wo, En, Fs), donde se observa que la totalidad de los cristales analizados pertenecen al campo composicional. De acuerdo, a esta clasificación los piroxenos corresponden a Augita correspondiente a un tipo de clinopiroxeno.

5.6 Termobarometría

Para cuantificar la temperatura y presión a la que se sometió el magma que dio origen a las muestras analizadas se utilizaron 3 modelos: *Olivine-Liquid Thermometry*, *Clinopyroxene Thermobarometry* y *Feldspar-Liquid Thermometry*.

A partir de los resultados obtenidos de química mineral se realiza el cálculo de temperatura a partir de los datos de presión obtenidos por salas *et al.*, 2016. Existen varios métodos para estimar las condiciones de T en rocas volcánicas. Para el caso de este trabajo, el método más adecuado corresponde al método de termometría de equilibrio Olivino- líquido que se basa en principios termodinámicos combinados con resultados experimentales propuestos por Putirka en diferentes publicaciones (Putirka *et al.*, 1997; 2008).

Para esta metodología se utilizaron los análisis de composición de fenocristales de olivino de las muestras RC-HE-009 y RC-HE-017 obtenidas mediante microsonda electrónica y los análisis de roca total.

La temperatura se estimó utilizando la planilla de Excel *Olivine-Liquid Thermometry* disponible en la página <https://sites.google.com/mail.fresnostate.edu/keithputirka/home>.

El coeficiente de partición (K_D), es la razón entre la concentración del mineral (en este caso olivino) y la del líquido. Se utiliza para distinguir elementos trazas compatibles que están presentes en la fase mineral ($K_D > 1$) o en la fase líquida ($K_D < 1$) (Liu *et al.*, 2022). El líquido puede corresponder a los valores obtenidos directamente del vidrio o se pueden utilizar los valores obtenidos a partir de la geoquímica de roca total, para este estudio se utilizaron los resultados obtenidos de roca total para los valores del líquido (Putirka, 1997).

Este coeficiente es importante ya que dependiendo del resultado de K_D los valores de termobarometría serán aceptados. Para esto, se debe cumplir la condición de equilibrio $K_D^{ol/melt}(Fe-Mg) = 0.28$ a 0.32 (Liu *et al.*, 2022) o típicamente se utiliza $K_D(Fe-Mg)_{ol-liq} = 0,30 \pm 0,03$ (Putirka, 1997; 2008), donde K_D es la constante de equilibrio. Todas las mediciones cumplen con la condición de equilibrio.

Los resultados dan un intervalo de 1144-1182 °C de temperatura, esto considerando una presión de 0,5 GPa y un 0,5% porcentaje en peso de H₂O. Estos datos fueron obtenidos a partir de la investigación realizada por Salas *et al.*, 2021.

En la siguiente tabla se observan los resultados de los puntos que cumplen el valor de K_D esperado.

Tabla 2. Resultados obtenidos a partir de la química mineral. Se obtienen 2 temperaturas: a 0,5 GPa y 0,15 GPa. También se observa el contenido de Fo (% mol).

Muestra	Unidad	Tipo	Temperatura °C a 0,5 GPa	Fo (Núcleo a borde)
RC-HE-009	Unidad I	Núcleo-Borde	1147-1148	82
				82
				80
RC-HE-009	Unidad I	Núcleo	1147	82
RC-HE-009	Unidad I	Núcleo-Borde	1144-1153	83
				82
				81
RC-HE-017	Unidad II	Núcleo-Borde	1173	83
				83
				83
RC-HE-017	Unidad II	Núcleo-Borde	1172-1176	83
				83
				82
RC-HE-017	Unidad II	Núcleo-Borde	1177-1179	82
				82
RC-HE-017	Unidad II	Núcleo-Borde	1182	84
				83

Para el uso de la termobarometría de equilibrio clinopiroxeno- líquido se utilizaron los análisis de la composición de fenocristales de clinopiroxeno de las muestras RC-HE-009 y RC-HE-017. Estos datos fueron obtenidos mediante microsonda electrónica y los análisis de roca total, los cuales fueron usados como el “líquido”. Para obtener las condiciones de presión y temperatura usando este modelo es necesario que se cumpla la condición de equilibrio entre el clinopiroxeno y líquido silicatado (en este caso se utilizaron los valores de roca total). Esta condición de equilibrio está dada por la constante de equilibrio (K_D) que debe dar un valor de $K_D(\text{Fe-Mg})_{\text{cpx-liq}} = 0,27 \pm 0,03$ (Putirka *et al.*, 1996).

La temperatura y presión se estimó utilizando la planilla de Excel *Clinopyroxene Thermobarometry* disponible en la página <https://sites.google.com/mail.fresnostate.edu/keithputirka/home>.

Todas las muestras cumplen con la condición de equilibrio (ver anexos). Por lo tanto, a partir de los datos de termobarometría en clinopiroxenos se tiene una presión de 7,3- 3,9 y 3,5 Kbar y una temperatura de 1100 a 1141 °C. Esto de acuerdo con las ecuaciones 31 y 33 de Putirka *et al.*, 2008.

En el caso de los piroxenos se obtiene los siguientes datos:

Tabla 3. Resultados del cálculo de temperatura a partir de química mineral de piroxenos. Además, se añade el K_D : constante de equilibrio.

Muestra	Unidad	Temperatura °C	Presión (kbar)	K_D
RC-HE-009	Lavas tempranas	1141	7,3	0,278
RC-HE-009	Lavas tempranas	1111	3,9	0,271
RC-HE-017	Lavas intermedias	1100	3,5	0,267

6 DISCUSIÓN

6.1 Petrografía

La mineralogía observada bajo microscopio presenta similitudes con las descripciones previas llevadas a cabo en la investigación de Salas *et al.*, 2016, quienes detallaron las características de las tefras durante la etapa explosiva. En ambos casos, se ha identificado predominantemente olivino, piroxenos y plagioclasa, además de inclusiones de espinelas, las cuales han sido previamente catalogadas como cromo espinelas (Salas *et al.*, 2016).

A partir de investigaciones previas sobre el volcán monogenético Los Hornitos, se ha descrito la presencia de texturas dendríticas y esqueletales en los fenocristales de olivino de sus depósitos. No obstante, hasta la fecha, solo se han observado texturas dendríticas en olivinos en los depósitos piroclásticos del volcán. En este estudio, mediante un análisis petrográfico, se ha identificado de manera exclusiva la presencia de texturas esqueletales en olivinos provenientes de los depósitos efusivos, así como también cristales euhedrales. En el caso específico de los olivinos esqueletales, se puede inferir que han experimentado historias térmicas diversas, lo cual sugiere que los fenocristales se formaron mediante un rápido crecimiento de olivino debido a un proceso de *undercooling* (Welsch, 2013).

Algunas texturas de desequilibrio presentes en las muestras estudiadas corresponden a zonación en plagioclasas, texturas esqueletales en olivino y la coexistencia de plagioclasas euhedrales con otras del tipo esquelético (Welsch, 2013), estas son importantes para entender la evolución que tienen los magmas durante su ascenso.

La presencia de plagioclasas con zonación normal en algunos casos es indicativa de la presencia de una reacción no homogénea durante la cristalización, lo que muestra variaciones composicionales y de estructura cristalina (Hibbard, 1995) Sin embargo, en este estudio, las diferencias composicionales no pudieron ser observadas con detalle debido a la limitada cantidad de datos de microsonda recopilados en plagioclasa. Estas variaciones pueden estar vinculadas a cambios en la temperatura, presión o composición química del magma. La presencia de zonación normal o inversa en las variaciones composicionales sugiere, por ende, una transición de alta a baja temperatura o viceversa. En particular, la zonación normal observada en los olivinos (analizada en el apartado de química mineral y termobarometría) indica un cambio de temperatura desde valores elevados en el núcleo hasta niveles más bajos en el borde del cristal (MacKenzie *et al.*, 1996).

De acuerdo con la descripción petrográfica realizada, se observan mayores porcentajes de fenocristales de olivinos en las lavas de la Unidad III en comparación con las Unidades I y II. Esta unidad presenta entre un 25-30% de fenocristales de olivino, mientras que las Unidades I y II tienen un 15-20% y 20-25%, respectivamente. Además, es importante destacar que las rocas de la unidad más tardía presentan gran tamaño de fenocristales de olivino con respecto a las otras unidades, con valores máximos de hasta 8 mm aproximadamente. Este indicio sugiere que las rocas más recientes experimentaron tasas de enfriamiento más bajas, lo cual se atribuye a su mayor desarrollo cristalino. Esta característica se debe al hecho de que, al contar con tasas de enfriamiento más lentas, estas rocas tienen más tiempo de crecimiento para el desarrollo de sus cristales.

6.2 Geoquímica de elementos mayores y trazas

La clasificación de las rocas del volcán monogenético Los Hornitos se realiza a partir del análisis en el diagrama TAS. A partir del gráfico se observa que corresponden a andesitas basálticas. Estos resultados concuerdan con las conclusiones de Salas *et al.* en 2016.

Cuando se examina el contenido de SiO₂ en relación con la Unidad temporal, se observa que la Unidad I presenta un rango de 52,30% a 52,72% en peso de SiO₂. La Unidad II exhibe un intervalo de 52,32% a 52,90% en peso de SiO₂, mientras que la Unidad III abarca del 52,36% al 52,62% en peso de SiO₂. Estos datos indican que las Unidades II y III muestran una leve variación con respecto a la Unidad I, que presenta los valores más bajos. Sin embargo, es importante destacar que la diferencia composicional es mínima y no se aprecia una disparidad significativa entre ellas.

En relación con el contenido de MgO, se observa una variación general que oscila entre el 5,02% y el 7,10% en peso. La Unidad I presenta valores que fluctúan entre el 5,37% y el 6,68%, mientras que la Unidad II registra una variación de 5,02% a 6,65% en peso. La Unidad III, por su parte, muestra una variación de 6,90% a 7,10% en peso. En consecuencia, la Unidad II presenta los valores más bajos, seguida por la Unidad I, y finalmente, la Unidad III la cual exhibe los valores más altos. A partir de estos resultados, se observa que la Unidad III presenta los valores más elevados de MgO, lo cual puede correlacionarse con la mayor presencia de fenocristales de olivino que, a su vez, exhiben un tamaño considerablemente mayor en comparación con las otras unidades.

Al comparar estos datos con otros centros eruptivos monogenéticos, como La Resolana, donde se registran valores de 4,77% a 5,24% en peso de MgO, y centros eruptivos poligenéticos, como Quizapu, con valores de 1,34% a 4,84% en peso de MgO, se destaca los altos valores del cono este

del volcán monogenético Los Hornitos. En este último, se han documentado previamente niveles más elevados de MgO, oscilando entre el 5,47% y el 13,59% en peso, específicamente en el estudio de tefras de la fase explosiva (Salas *et al.*, 2016).

En cuanto al contenido de Ni en la roca total, se registra una variación que va desde 18 ppm hasta 59 ppm. La Unidad III exhibe los valores más altos, con una variabilidad menor (45 a 51 ppm) en comparación con la Unidad II (18 a 39 ppm). En cambio, la Unidad I muestra una notable variación, con valores que oscilan entre 18 ppm y 59 ppm. Como se mencionó anteriormente, la razón por la cual la Unidad III presenta mayores valores de Ni podría asociarse con la presencia más significativa de fenocristales de olivino.

En relación con el contenido de cromo (Cr) en la roca total de las muestras analizadas, se observa una variación en el rango de 75 ppm a 190 ppm. Se destaca que la Unidad III exhibe valores más elevados, específicamente entre 170 ppm y 190 ppm. El cromo suele asociarse a inclusiones de espinelas ricas en cromo. De manera similar a lo observado con el MgO, la presencia más significativa de fenocristales de olivino en estas lavas podría influir en el contenido de Cr, ya que estos cristales suelen contener más inclusiones. Sin embargo, a pesar de esto, no se evidencia una correlación temporal clara en los niveles de Cr entre las lavas tempranas (91 ppm a 170 ppm) e intermedias (74 ppm a 171 ppm).

Aunque las muestras de tefra y lava comparten una composición andesítica basáltica común en el volcán monogenético Los Hornitos, si eliminamos la muestra correspondiente a basalto (extraída por Salas *et al.*, 2016) las rocas de la etapa efusiva presentan valores de SiO₂ más bajos en comparación con los depósitos piroclásticos de la etapa explosiva para contenido de MgO similares (Fig.6.1).

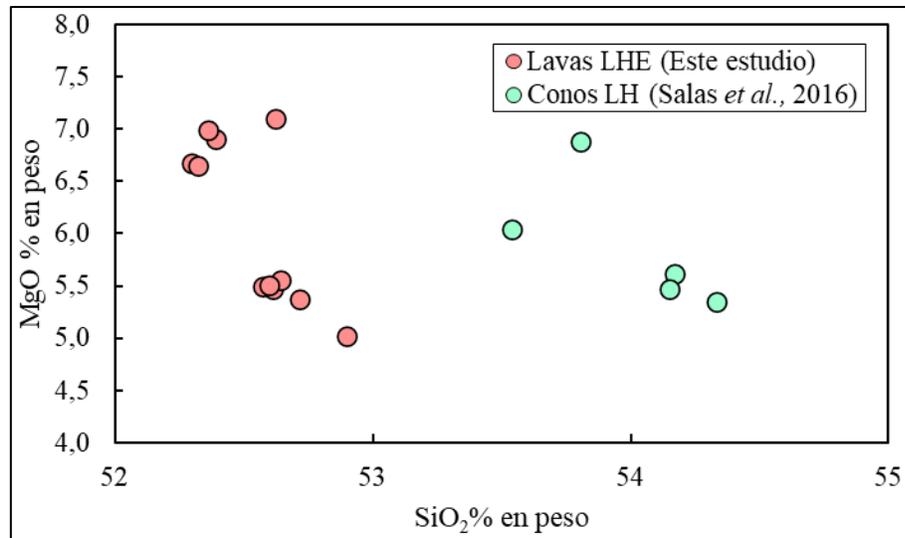


Figura 6.1. Muestras del cono este de diferentes estudios. Se considera la relación MgO vs SiO₂% en peso para ambos. LHE: Los Hornitos Este. LH: Los Hornitos.

Para el caso de los diagramas bivariantes (ver figura 5.19) se utilizó el SiO₂ como índice de diferenciación debido a la presencia de rocas con mayor contenido de SiO₂ para las muestras del volcán Quizapu. Las tendencias de los óxidos mayoritarios varían significativamente si lo comparamos con otros centros eruptivos como Quizapu y La Resolana. Así como también tiene diferencias sutiles con los depósitos piroclásticos estudiados previamente. A partir de este análisis, se observa que las muestras en este trabajo presentan una variabilidad composicional limitada en la mayoría de los casos, lo cual sugiere que son cogenéticas.

Para el caso de las analizadas en este estudio, se observa que los contenidos de K₂O y Na₂O experimentan un aumento a medida que se incrementa el contenido de SiO₂. Por otro lado, los contenidos de MgO, MnO, FeO y CaO muestran una disminución, aunque no tan pronunciada, al aumentar el SiO₂, esto muestra que son los primeros elementos en incorporarse a las redes cristalinas de minerales como los olivinos y piroxenos. El contenido de P₂O₅ parece aumentar abruptamente a medida que se incrementa el SiO₂, mientras que el TiO₂ también parece experimentar un aumento con el aumento del contenido de sílice.

En cuanto al Al₂O₃, su comportamiento no es tan evidente, pero en algunas secciones del gráfico sugiere una disminución en relación con el contenido de SiO₂. Este fenómeno podría indicar el fraccionamiento de plagioclasa, en conjunto con el comportamiento negativo de MgO y CaO en

relación con la sílice, lo cual podría correlacionarse con la cristalización de minerales ferromagnesianos como el olivino y piroxeno.

A partir de los datos obtenidos de la geoquímica de roca total y elementos trazas, se observa un comportamiento de cristalización fraccionada en donde cristaliza en las primeras etapas los minerales ferromagnesianos como olivino, seguido de piroxenos y finalmente plagioclasas.

6.3 Elementos incompatibles

Las muestras analizadas exhiben concentraciones elevadas de elementos móviles (ver figura 5.23), desde el Sr al Th muestran un aumento significativo, sin embargo, desde el Th al Nb experimentan una disminución abrupta a medida que avanzamos en el diagrama hacia los elementos inmóviles. Los elementos móviles corresponden a (LFSE: Sr, K, Rb, Ba) y los inmóviles LILE (HFSE: Th a Yb). Las rocas del cono este de los hornitos presenta un diagrama de elementos incompatibles que se caracteriza por tener altos valores de elementos inmóviles en comparación con la progresiva disminución que muestran los elementos inmóviles. Presenta anomalías negativas de Nb, Zr, Y, Yb y Cr. La anomalía negativa de Nb es típica de zonas de subducción y puede ser un indicador de la participación de la corteza continental en procesos magmáticos. Para el caso del Zr puede estar dada por la cristalización del mineral de circón el cual no se ha reportado en las muestras analizadas en este estudio. La concentración de Sr puede estar controlada por la plagioclasa y finalmente el Ti por óxidos de Fe- Ti (Rollinson, 1993). La figura 5.23 se puede interpretar como uno típico de márgenes convergentes en donde los magmas se originan a partir de los fluidos producidos por la deshidratación durante el proceso de subducción, en donde hay un enriquecimiento en elementos incompatibles móviles y un empobrecimiento en elementos incompatibles inmóviles producto de la fusión de la cuña astenosférica (Pearce, 1983).

Si analizamos los patrones de tierras raras (Fig.5.22), tenemos que hay una disminución abrupta de las LREE y una disminución progresiva de HREE, esto es un patrón en el cual se producen procesos de cristalización fraccionada. Las tierras raras livianas son incompatibles con minerales que cristalizan en las primeras etapas como el olivino y las tierras raras pesadas estarían ligadas a la cristalización de piroxenos y plagioclasa. Es importante notar que no se observa una anomalía negativa de Eu, lo cual concuerda con rocas de bajo contenido evolutivo (52-53 % en peso de SiO₂). Esto indica que no hay un fraccionamiento considerable de plagioclasa.

Las tierras raras ligeras (LREE: La a Sm) muestran un empobrecimiento abrupto de estas y las tierras raras pesadas (HREE: Er a Lu) tienen un decrecimiento plano y paulatino con algunas anomalías negativas como Gd e Y. Las LREE estarían mostrando la cristalización de plagioclasa y HREE la cristalización de piroxenos. Estos patrones carecen de anomalía negativa de Eu, la cual en algunos casos es trazadora de que la plagioclasa corresponde a un mineral fraccionado o a que es un mineral residual de la fuente magmática (Rollinson, 1993).

Analizar la razón de la concentración de LREE y HREE, como La, Ce o Yb (Fig.6.2) permite identificar si la cristalización fraccionada corresponde a un proceso magmático dominante en las muestras analizadas. Se utiliza la razón La/Yb vs SiO₂ o Ce. Las muestras estudiadas no muestran una tendencia tan clara, sin embargo, tiende a ser lineal con breves saltos composicionales, a partir de esto se puede deducir que existe una cristalización fraccionada durante el ascenso de los magmas que dan origen a los productos efusivos.

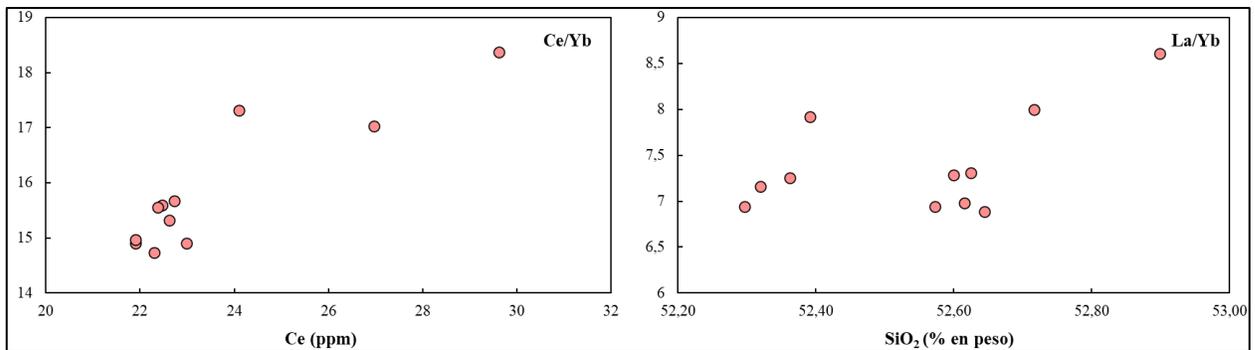


Figura 6.2. Diagrama de la razón de LREE y HREE. Muestras de este estudio de los hornitos este en color rosado oscuro.

6.4 Química mineral

6.4.1 Olivino

Los olivinos analizados presentan contenidos de forsterita entre 78 y 84. Corresponden a valores más bajos que los reportados anteriormente en las tefras Fo₈₈₋₉₂ (Salas *et al.*, 2016). Estos olivinos presentan una no muy clara zonación normal en donde el contenido de Fo va disminuyendo de núcleo a borde. Para el caso del Ni de todas las muestras analizadas este presenta una variación de 0 a 1603 ppm. Investigaciones previas indican que el valor de Ni puede diferir significativamente, reportándose hasta 3650 ppm (Salas *et al.*, 2016), sugiriendo que la etapa efusiva correspondiente a las lavas es más evolucionada que las tefras de la etapa explosiva.

En la Fig. 6.3, se presenta el análisis de la muestra RC-HE-009, enfocándonos en dos fenocristales de olivino. De forma general ambos gráficos muestran una zonación normal en el contenido de forsterita. En la muestra RC-HE-009.09, se evidencia una relación inversamente proporcional entre el contenido de forsterita y el contenido de Ni. Es decir, se observa que, al disminuir el contenido de forsterita, se registra un aumento en el contenido de Ni, estableciendo así una correlación inversa entre ambos elementos.

En contraste, al examinar la muestra RC-HE-009.03, se identifica un patrón similar en el contenido de forsterita, revelando una disminución gradual de núcleo a borde. Este fenómeno sugiere una zonación normal en el mineral. Sin embargo, es importante destacar que el comportamiento del níquel en esta muestra no presenta un patrón claro. En particular, el último dato exhibe un valor muy cercano a 0, añadiendo complejidad a la interpretación de los resultados.

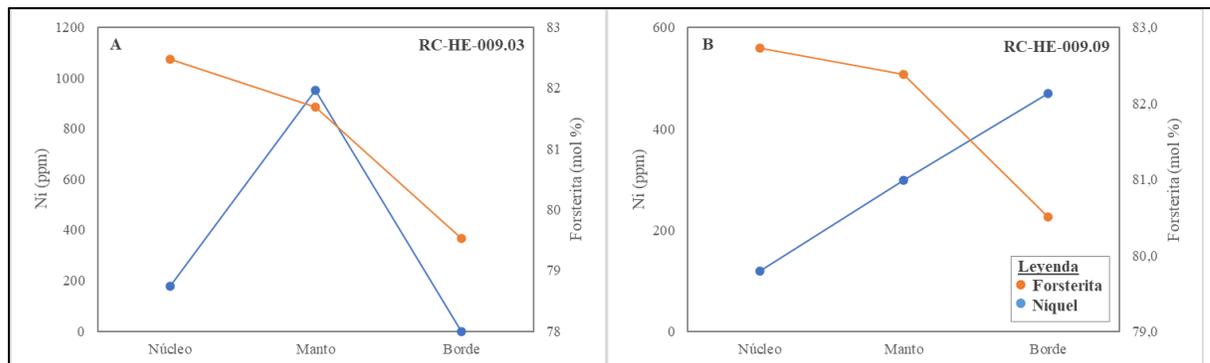


Figura 6.3. Mediciones puntuales en mineral de olivino realizados de núcleo a borde.

La muestra RC-HE-017 (Fig. 6.5), al igual la descrita anteriormente, exhibe una zonación normal según el contenido de forsterita, evidenciando una disminución desde el núcleo hasta el borde. Al considerar el contenido de Ni, se destaca que solo las muestras RC-HE-017.01 y RC-HE-017.02 muestran una reducción en dicho contenido a medida que disminuye la forsterita, revelando una tendencia que se asemeja a la observada en las muestras de tefra (Fig.6.4), en donde la forsterita y el níquel son proporcionales en su contenido, es decir a medida que disminuye la forsterita también lo hace el níquel (Salas *et al.*, 2021). Sin embargo, en las muestras de lava no se observa la misma zonación oscilatoria observada en las tefras, pero es importante destacar que el número de análisis puntuales realizados en cristales de olivino es considerablemente menor en las lavas que en las tefras estudiadas por Salas *et al.*, 2021.

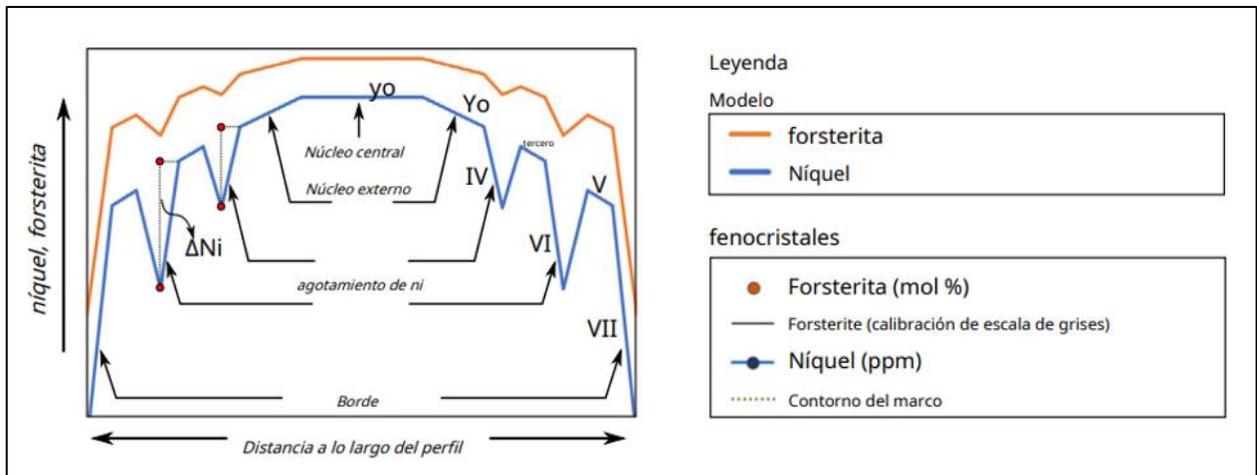


Figura 6.4. Modelo esquemático de las variaciones de Fo y Ni extraído de Salas *et al.*, 2021.

Contrastando con estos hallazgos, la muestra RC-HE-017.04 presenta un patrón inversamente proporcional entre el contenido de forsterita y níquel. Por último, la interpretación de la muestra RC-HE-017.03 resulta más desafiante, ya que uno de los puntos analizados arroja un valor de Ni cercano a cero, dificultando la identificación de un patrón claro.

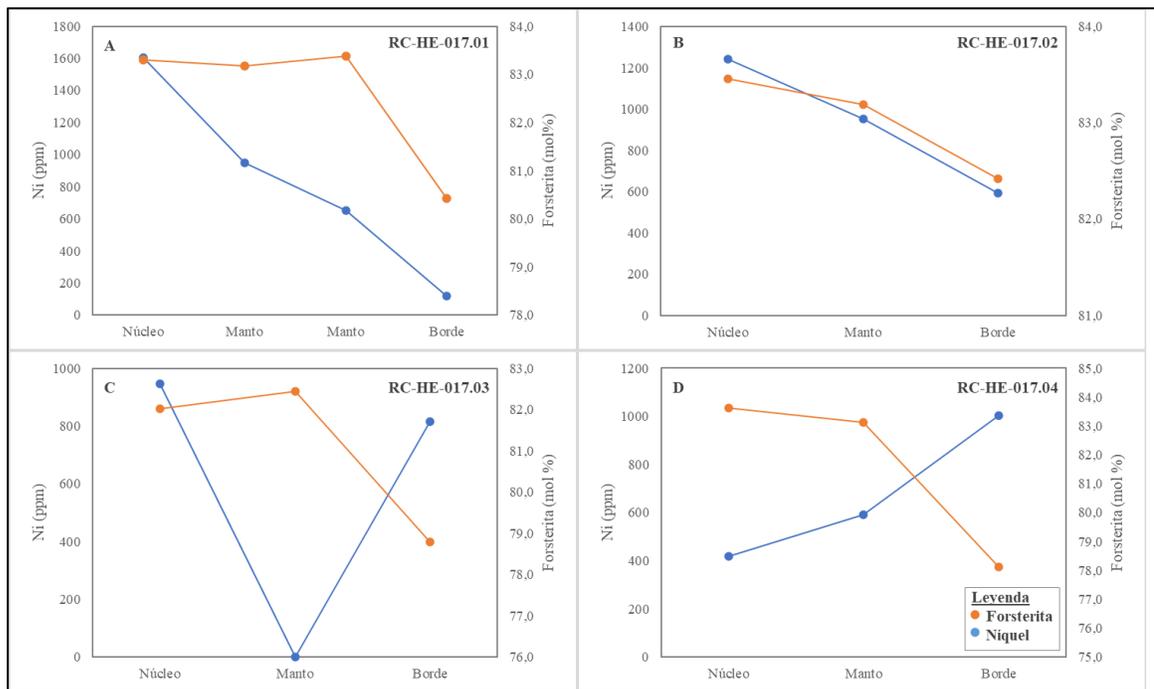


Figura 6.5. Mediciones puntuales en mineral de olivino realizados de núcleo a borde.

Estos datos plantean interrogantes adicionales sobre la variabilidad en la distribución del níquel en relación con la forsterita en las muestras de olivino analizadas. Por lo que para futuros trabajos se

sugiere realizar una mayor cantidad de puntos en los perfiles realizados en olivinos. En este estudio solo se realizó un máximo de 4 puntos de núcleo a borde.

De acuerdo con lo observado en el diagrama Ni (ppm) vs Forsterita (mol %) (Fig. 6.6.B) se observa que los fenocristales de olivino de la etapa explosiva presentan valores más altos de forsterita (con valores de $Fo < 84$) y los fenocristales de olivino de la etapa efusiva presentan valores de forsterita más bajos que 84. En cuanto al níquel, este aumenta al aumentar el contenido de forsterita, sin embargo, en la zona de “tendencia de cristalización somera” aumenta de forma paulatina el contenido Ni variando de 0 a 1000 ppm aproximadamente. Sin embargo, es importante notar que cuando los valores de Fo son > 84 se observa un aumento abrupto en la incorporación de Ni, con valores que van desde 300 a 3600 ppm aproximadamente, esto para un rango estrecho de contenido de forsterita que varía de 84 a 92, esto estaría dando por la cristalización fraccionada dominada por el olivino en las etapas más tempranas de la serie de Bowen en donde este es el único mineral que está cristalizando. Se observa una línea abrupta ya que el olivino presenta un alto coeficiente de partición de Ni y como es la única fase que está cristalizando durante las etapas más tempranas de cristalización de magma el Ni se incorpora en sus redes cristalinas.

En la zona de cristalización somera también están cristalizando en conjunto a olivinos, la plagioclasa y piroxenos. Es en este intervalo donde comienzan a cristalizar los magmas que dan origen a la etapa efusiva del volcán monogenético Los Hornitos, que tiene valores de Fo 63-83. A partir de esto, es importante hacer notar que existen dos grupos: uno para $Fo > 83$ (depósitos piroclásticos) y otro para $Fo < 88$ (depósitos efusivos), entre los cuales hay un gap composicional $83 < Fo < 88$.

En el diagrama de Ca vs Fo (Fig. 6.6.A) se observa que a medida que a medida que el olivino se hace menos forsterítico aumenta el calcio que se incorpora a las redes cristalinas. Este contenido de Ca varía entre 700 y 1900 ppm. En el diagrama se observan 2 tendencias de variación diferentes, donde los olivinos correspondientes a la fase explosiva exhiben un enriquecimiento de Ca más abrupto.

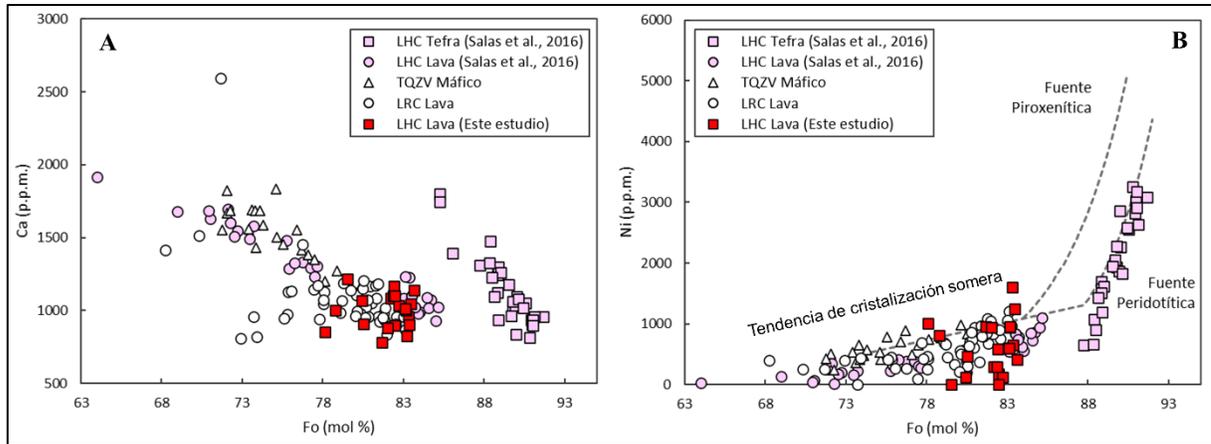


Figura 6.6. A) Diagrama de Fo versus Ca en olivinos. B) Diagrama de Ni (ppm) versus Fo (mol%). LHE: Los Hornitos Este. Qz: Quizapu. LR: La Resolana. LH: Los Hornitos.

Los olivinos de la etapa explosiva inicial muestran los contenidos más altos de Fo y Ni, a partir de que se consideran olivinos de magnesio primitivos con valores de $Fo < 88$ están en equilibrio con el manto y, por lo tanto, se espera que este asociado con fusiones primitivas derivadas de una fuente de manto peridotítico (Salas *et al.*, 2016). En cuanto a los olivinos de la etapa efusiva que presentan valores de $Fo > 84$, de acuerdo con las variaciones composicionales de Ca y Ni es consistente con una cristalización a menor presión y temperatura donde la plagioclasa y el piroxeno co cristalizan con olivino.

6.4.2 Plagioclasa

Los datos obtenidos a partir de la química mineral de las muestras analizadas aportan nueva evidencia a la química mineral de las plagioclasas, en las cuales no se había realizado este tipo de análisis. Los fenocristales de plagioclasa presentes en las muestras estudiadas, de acuerdo con el diagrama ternario composicional corresponden a bitownitas. En la muestra RC-HE-009 en uno de los cristales analizados se tomaron dos puntos: uno en el núcleo y otro en el borde, y este cristal exhibe una zonación inversa, es decir presenta menor valor de anortita en el núcleo y mayor hacia el borde (80 y 85 de contenido de anortita respectivamente). Esto ocurre por el aumento de la temperatura del fundido silicatado (Hibbard, 1995). Además, las muestras en general no presentan una diferenciación composicional importante, todas tienen valores similares de An (79 a 86). Las plagioclasas analizadas se encuentran enriquecidas en Ca y empobrecidas en Na.

Tabla 4. Contenido de Anortita (An), Albita (Ab) y Ortoclasa (Or) calculado a partir de química mineral en fenocristales de plagioclasa.

Muestra	An	Ab	Or
RC-HE-009-04.1	84,30	15,62	0,07
RC-HE-009-04.2	85,94	13,81	0,25
RC-HE-009-5.1	79,27	20,29	0,45
RC-HE-009-5.2	85,81	13,84	0,35
RC-HE-009-06	86,49	13,26	0,26
RC-HE-009-07.1	84,35	12,44	0,21
RC-HE-009-08.1	85,11	14,60	0,28
RC-HE-009-08.2	80,16	19,38	0,46
RC-HE-009-02	80,47	19,29	0,24
RC-HE-009-02-02	85,10	14,71	0,19
RC-HE-009-01	81,80	17,55	0,56

6.4.3 Piroxenos

Se realizó análisis en fenocristales de piroxenos, los cuales, de acuerdo con la química mineral, todas las muestras analizadas se clasifican como clinopiroxenos cálcicos de tipo augita. Los datos se tomaron como medidas puntuales en fenocristales de piroxenos por lo que no se puede observar la zonación que puedan presentar.

Tabla 5. Contenido de Wollastonita (Wo), Enstatita (En) y Ortoferrosilita (Fs) y calculado a partir de química mineral en fenocristales de piroxenos.

Muestra	Wo	En	Fs
HE-009-06.1	45,24	43,31	11,45
HE-009-06.2	43,65	46,09	10,26
HE-017-02-04	44,13	47,63	8,24

El #Mg correspondiente a las muestras analizadas varía de 79 <#Mg <85.

6.5 Termobarometría

6.5.1 Olivino

Para que este modelo pueda ser utilizado se debe cumplir la condición de equilibrio entre los fenocristales y el líquido silicatado (roca total para este caso). Para esto se utiliza la constante de equilibrio $K_D(\text{Fe-Mg})_{\text{Ol-Liq}} = 0,30 \pm 0,03$ (Putirka, 1997). De esta manera 4 mediciones no cumplen con esta condición por lo que 16 mediciones sí cumplen con esta condición.

Tabla 6. Muestras con su temperatura calculada y K_D respectivo para cada análisis.

Muestra	Unidad	Temperatura °C	$K_D(\text{Fe-Mg})_{\text{Ol-Liq}}$
RC-HE-009	Unidad I	1147	0,27
		1148	0,28
		1155	0,33

RC-HE-009	Unidad I	1147	0,27
RC-HE-009	Unidad I	1144 1146 1153	0,26 0,27 0,31
RC-HE-017	Unidad II	1182 1182 1183 1190	0,30 0,30 0,30 0,36
RC-HE-017	Unidad II	1183 1182 1185	0,30 0,30 0,32
RC-HE-017	Unidad II	1188 1186 1196	0,33 0,32 0,40
RC-HE-017	Unidad II	1182 1182 1199	0,29 0,30 0,42

A partir de los datos de química mineral, se calcula la temperatura, donde se observan dos intervalos muy marcados: 1182-1188 °C y 1146-1155 °C con $\log(fO_2)$ -6,67 a -7,31, esto se determinó a 0,5 GPa, 0,5 wt% H₂O para roca total (Salas et., 2016) y se considera al olivino como un mineral anhidro.

En la Figura 6.7, se identifican claramente dos intervalos de temperatura de cristalización de olivinos. Sin embargo, se nota la ausencia de una relación directa entre el contenido de Fo (Forsterita) y la temperatura actual. En el rango de temperatura más elevado (1160-1180 °C), se observa un amplio espectro de valores de Fo, que varían de 78 a 84. Contrariamente, en el rango de temperatura más bajo (1120-1140 °C), se presenta un intervalo más estrecho de valores de Fo, limitándose entre 79 y 83.

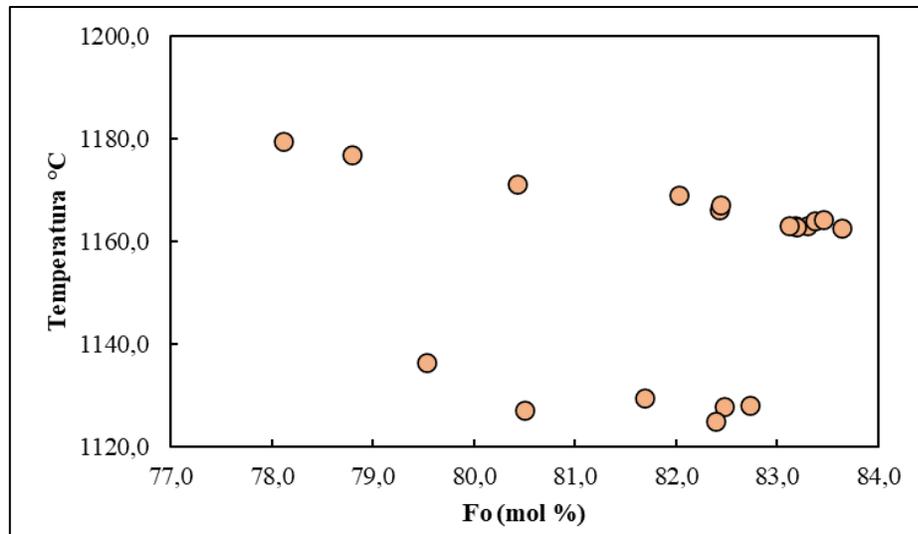


Figura 6.7 Diagrama de temperatura en °C versus contenido de Fo (mol %) obtenidas a partir de la termometría en olivinos.

6.6 Plagioclasa

No se puede utilizar el modelo *Feldspar-Liquid Thermometry* ya que ninguna de las muestras analizadas cumple con la condición de equilibrio. Se debe cumplir la condición de equilibrio $K_D = 0,28 \pm 0,11$ (Putirka, 2008).

6.7 Piroxenos

Los piroxenos analizados de acuerdo con la química mineral corresponden a clinopiroxenos por lo que se puede utilizar el termobarómetro clinopiroxeno-líquido. Para poder utilizar este modelo se debe cumplir con la condición de tener $K_D(\text{Fe-Mg})_{\text{cpx-liq}} = 0,27 \pm 0,03$, para que los termobarómetros utilizados sean aplicables. Es relevante destacar que las tres muestras analizadas cumplen con esta condición. En consecuencia, se puede afirmar que las temperaturas y presiones derivadas del método de Putirka son confiables. En este contexto, para este estudio se estima una presión de 3,5 a 7,3 kbar y una temperatura que varía de 1100 a 1141 °C, con una media de 1118 °C.

Las temperaturas obtenidas concuerdan con las derivadas del análisis de olivino. A pesar de que el olivino presenta una temperatura ligeramente superior a la de los piroxenos, al considerar una presión de 0,5 GPa (Salas *et al.*, 2021). Los resultados obtenidos utilizando las ecuaciones 31 y 33 de Putirka concuerdan con los obtenidos para las tefras con datos de 4 a 7 kbar (14 a 24 km) y de 3 a 5 kbar (12 a 18 km), así mismo las temperaturas van de 1140°-1167°C (Salas *et al.*, 2021).

Los datos obtenidos en este estudio indican que las temperaturas y presiones dadas del método Cpx-liq están dadas para olivinos con Fo \sim 83 y Ni \sim 1600 ppm.

Si nos basamos en la presión obtenida a partir de los clinopiroxenos, se puede estimar que no existe una única profundidad de cristalización. No obstante, se sugiere realizar más análisis en piroxenos para investigar con mayor detalle las presiones asociadas a estos procesos de cristalización.

6.8 Modelo eruptivo

Los fenocristales en las muestras estudiadas destacan por su abundancia, representando aproximadamente el 30% del total. Esta abundancia apunta hacia un proceso de cristalización fraccionada, donde los fenocristales de minerales como olivino, plagioclasa y piroxenos se separan del líquido silicatado, según indica Hibbard (1995). En este contexto, la textura porfídica de estos cristales encuentra su explicación en el fraccionamiento mineral de la serie de Bowen, donde los olivinos son los primeros en cristalizar, seguidos por los piroxenos y, finalmente, las plagioclasas cálcicas. Asimismo, la presencia de una textura glomeroporfídica respalda la evidencia de cristalización fraccionada, conforme a la interpretación de Hibbard (1995).

A partir de los datos obtenidos en la geoquímica de roca total, se ha calculado un valor promedio de #Mg de 0,58 para las muestras analizadas. Se establece que, para que un fundido esté en equilibrio con litologías mantélicas, debe cumplir con un #Mg en el rango de 0,87 a 0,91, además deben presentar concentración de Ni de 2000-4000 ppm (Schmidt y Jagoutz, 2017). Este resultado sugiere que las muestras no presentan una componente mantélica evidente; en cambio, se observa una evolución composicional en ellas.

Al examinar los datos de geoquímica de roca total y química mineral, se evidencia una evolución en los productos. En la etapa inicial, los depósitos piroclásticos muestran una componente primitiva que progresa hacia los depósitos efusivos, los cuales presentan un mayor grado de diferenciación. En resumen, las muestras de tefra exhiben valores de SiO₂ en el rango de 51,25% a 53,54% en roca total, con olivinos en el de Fo₈₈₋₉₂ y Ni \sim 1800-3650 ppm (Salas *et al.*, 2016). En contraposición, las muestras de lava presentan valores de SiO₂ en el intervalo de 52,30% a 52,90% en roca total y fenocristales de olivino en el rango de Fo₇₈₋₈₄ y Ni \sim 110-1600 ppm.

En conclusión, las muestras de la etapa efusiva no cristalizaron directamente a partir de un fundido en equilibrio con una fuente peridotítica tal como lo hicieron las muestras de tefra de la etapa explosiva, si no que corresponde a la fracción más evolucionada del magma.

6.9 Historia eruptiva del cono este Los Hornitos

La erupción del volcán Los Hornitos, predominantemente estromboliana, exhibe tiempos de difusión calculados entre 3,4 y 40 días para el ascenso del magma desde el manto hasta la superficie (Salas *et al.*, 2021)

La información petrográfica y de geotermobarometría revela un desequilibrio en el sistema, evidenciado por los cambios abruptos de presión, manifestados en las morfologías esqueléticas de los cristales de olivino y plagioclasa, que coexisten con otros cristales euhedrales en las muestras. Además, el análisis de la química mineral destaca un diferencial composicional entre las muestras de tefra de la etapa explosiva (F_{O88-92}) y las muestras de lava de la etapa efusiva (F_{O78-83}), sugiriendo una erupción que transcurrió en dos fases marcadas.

Basándonos en estos hallazgos, se infiere que la erupción de Los Hornitos inició con un comportamiento estromboliano explosivo, seguido por una disminución gradual de la actividad explosiva hasta alcanzar una etapa estromboliana efusiva. En esta etapa, se depositaron primero las lavas de la Unidad I, seguidas por la etapa II y, finalmente, las lavas más tardías de la etapa III (Fig. 6.8).

Este patrón eruptivo guarda similitudes con la historia de volcanes monogenéticos como Parícutín y el cráter Navidad. En contraste, el cono Navidad, formado en 1988, revela una actividad eruptiva estromboliana extendida por trece meses, alcanzando dimensiones notables. Por otro lado, el volcán Parícutín, con una actividad eruptiva de 9 años, destaca por su longevidad y el volumen significativo de magma emitido. Estos casos permiten una comprensión más completa de la variabilidad en los comportamientos eruptivos de los conos volcánicos monogenéticos (Gómez-Vasconcelos, 2018).

Para el caso del volcán monogenético Los Hornitos, tendría un comportamiento similar a la actividad eruptiva del cráter Navidad, con un cono de escoria poco consolidado y con fases eruptivas acotadas.

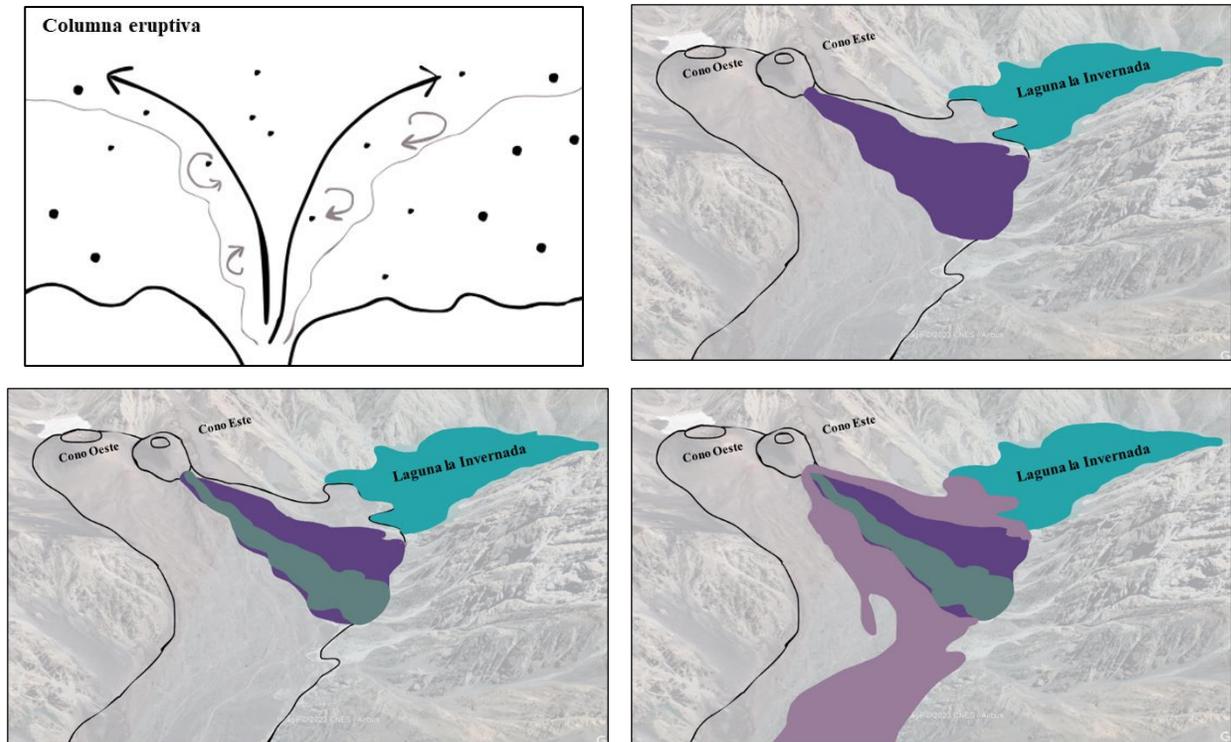


Figura 6.8. Esquema de la historia eruptiva del volcán monogenético los Hornos. A) Fase explosiva: Formación del cono de piroclastos con emisión de tefra. B) Fase efusiva: emplazamiento de la Unidad de lava I C) Fase efusiva: emplazamiento de la Unidad II D) Fase efusiva: emplazamiento de la Unidad III correspondiente a la más tardía.

7 CONCLUSIONES

El volcán monogénico Los Hornitos presenta un estilo eruptivo estromboliano que se divide principalmente en dos etapas distintas: I) la etapa explosiva o temprana y II) la etapa efusiva o tardía. Durante la etapa explosiva, la actividad se centra en la emisión de depósitos piroclásticos, mientras que, en la etapa efusiva, la emisión se relaciona con flujos de lava. Es en la etapa temprana (explosiva) donde se observan valores geoquímicos más primitivos, los cuales experimentan una evolución hacia los depósitos efusivos a medida que progresa el proceso eruptivo. Este fenómeno revela una actividad estromboliana explosiva que da paso a una etapa más efusiva.

El análisis petrográfico de las lavas revela la presencia exclusiva de olivinos esqueléticos y euhedrales, en donde la mayoría corresponden a cristales euhedrales, mientras que no se observa la presencia de olivinos dendríticos los cuales si se observan en los depósitos de tefra. Además, se destaca la coexistencia de plagioclasas euhedrales con plagioclasas esqueléticas, siendo este último un hallazgo no reportado previamente en este volcán.

A partir de la química mineral no se logra determinar una clara zonación de los cristales de olivino, sin embargo, a grandes rasgos se observa zonación normal con valores de forsterita que varían en un rango de 78 a 84 y níquel de 0 a 1603 ppm. Para el caso de las plagioclasas se observa que presentan zonación inversa, sin embargo, este dato corresponde a un solo fenocristal con anortita que varía de 80 a 85, además corresponden a cristales enriquecidos en Ca. Finalmente, no se puede determinar zonación en piroxenos por lo que se sugiere realizar más estudios de química mineral en ellos.

Los resultados de la química mineral revelan un intervalo composicional significativo entre ambas etapas eruptivas (explosiva vs efusiva). Se observa que en los depósitos piroclásticos los fenocristales de olivino exhiben un rango de valores de $88 < Fo < 93$, mientras que los depósitos efusivos muestran valores más bajos, con $78 < Fo < 83$.

A partir del análisis de la química mineral, se han obtenido datos de temperatura utilizando olivinos en dos intervalos 1182-1188 °C y 1146-1155 °C (a 0,5 GPa, 0,5 wt% H₂O para roca total (Salas *et al.*, 2016)). Por otro lado, mediante el análisis de piroxenos, se han determinado temperaturas en el intervalo de 1100 a 1141 °C y presiones de 3,5 a 7,3 kbar.

Finalmente, a partir de los datos geoquímicos, se ha confirmado la ausencia de un flujo de lava temprana que presente características composicionales y texturales similares a los depósitos de tefra estudiados. Esto proporciona nuevos argumentos que respaldan la idea de que la erupción ocurrió en dos etapas distintas, durante las cuales el magma experimentó cambios composicionales que resultaron en su evolución. Es relevante señalar que existe un gap composicional en la forsterita de los olivinos estudiados, que varía de 83 a 88. Esto podría atribuirse a un cambio abrupto en la composición o a una falta de muestreo completo de las lavas, algunas de las cuales podrían ser inaccesibles debido al material que las recubre.

Además, se concluye que los depósitos efusivos corresponden a una etapa más evolucionada con respecto a los depósitos explosivos. Finalmente, no se observan diferencias composicionales, texturales y de química mineral significativas entre los diferentes flujos de lava propuestos. Este conjunto de observaciones fortalece nuestra comprensión de la complejidad eruptiva de Los Hornitos, aportando información valiosa sobre la variabilidad temporal y composicional de los procesos magmáticos asociados a este volcán monogenético.

8 REFERENCIAS

- Astaburuaga, D. (2014). Evolución estructural del límite Mesozoico-Cenozoico de la Cordillera Principal entre 35°30' y 36°S, Región del Maule, Chile. [Memoria de título, Universidad de Chile], 11 – 117.
- Audétat, A., & Lowenstern, J. B. (2014). Melt inclusions.
- Cembrano, J. and L. 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.
- Bennett, E. N., Lissenberg, C. J., & Cashman, K. V. (2019). The significance of plagioclase textures in mid-ocean ridge basalt (Gakkel Ridge, Arctic Ocean). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 174, 1-22.
- Charrier, R. 1981. Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Central Argentinian-Chilean Andes (32°-35°S) and chronology of their tectonic evolution. *Zbl. Geol. Paläontol.* 1(3-4): 344-355.
- Charrier, R., L. Pinto y M. P. Rodríguez (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *Geological Society Special Publication: The Andes of Chile*. Londres: 21-114.
- Charrier R, Baeza O, Elgueta S, Flynn J, Gans P, Kay S, Zurita E (2002) Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33–36 SL). *J South Am Earth Sci* 15(1):117–139.
- Contreras, M. A. (2019). Estudio tefroestratigráfico de los depósitos proximales de los conos piroclásticos "Los Hornitos", Región del Maule, Chile. Tesis de pregrado. Valdivia: Universidad Austral de Chile.
- Costa, F., Scaillet, B., & Pichavant, M. (2004). Petrological and experimental constraints on the pre-eruption conditions of Holocene dacite from Volcán San Pedro (36 S, Chilean Andes) and the importance of sulphur in silicic subduction-related magmas. *Journal of Petrology*, 45(4), 855-881.
- Drake, R. E. 1976. Chronology of cenozoic igneous and tectonic events in the central Chilean Andes -- latitudes 35° 30' to 36°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 1(3): 265-284.
- Drever, H. I., & Johnston, R. (1957). Crystal growth of forsteritic olivine in magmas and melts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 58, 289-315.
- Ferrán, O. G. (1995). *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico Militar.
- Hasenaka, T., & Carmichael, I. S. 1985b. The cinder cones of Michoacán— Guanajuato, central México: Their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(1-2), 105-124.
- Hauri, E. H., Kent, A. J., & Arndt, N. (2002). Melt inclusions at the millennium: toward a deeper understanding of magmatic processes. *Chemical Geology*, 183(1-4), 1-3.

- Hibbard M.J. (1995) *Petrography to Petrogenesis*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 587 p.
- Hildreth, W. and R. E. Drake (1992). "Volcán Quizapu, Chilean Andes." *Bulletin of Volcanology* 54(2): 93-125.
- Hildreth, W., & Moorbath, S. (1988). Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 455–489.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. (1971) A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Gómez-Vasconcelos, M. G. (2018). El volcán Parícutín en el campo volcánico Michoacán-Guanajuato: una revisión. *Ciencia Nicolaita*.
- González, P. D. (2015). Texturas de los cuerpos ígneos.
- Kent, A. J. (2008). Melt inclusions in basaltic and related volcanic rocks. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 69(1), 273-331.
- Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central. Instituto de Investigaciones Geológicas Boletín nº8: 95.
- Liu, Y., Hu, Z., Gao, S., Günther, D., Xu, J., Gao, C., & Chen, H. (2008). In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. *Chemical Geology*, 257(1-2), 34-43.
- Liu, X. N., Hin, R. C., Coath, C. D., van Soest, M., Melekhova, E., & Elliott, T. (2022). Equilibrium olivine-melt Mg isotopic fractionation explains high $\delta^{26}\text{Mg}$ values in arc lavas. *Geochemical Perspectives Letters*, 22, 42-47.
- Lofgren G (1974) Un estudio experimental de la morfología de los cristales de plagioclasa: cristalización isotérmica. *Soy J Sci* 274:243–273
- MacKenzie W.S., Donaldson C.H., Guilford C. (1996) *Atlas of igneous rocks and their textures*. Halstead Press, 149 p.
- McDonough, W. F., & Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3-4), 223-253.
- Moreno, H., & Gardeweg, M. C. (1989). La erupción reciente en el complejo volcánico Lonquimay (Diciembre 1988), Andes del Sur. *Andean Geology*, 16(1), 93-117.
- Németh, K. (2010). Monogenetic volcanic fields: Origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism. In *What Is a Volcano?* GSA Special Paper (Vol. 470, p. 43).
- Pearce J.A. (1983) The role of subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C.J., Norry M.J. (Eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Nantwich, Shiva, 230-249.
- Pioli, L., Erlund, E., Johnson, E., Cashman, K., Wallace, P., Rosi, M., & Granados, H. D. (2008). Explosive dynamics of violent Strombolian eruptions: the eruption of Parícutin Volcano 1943–1952 (Mexico). *Earth and planetary science letters*, 271(1-4), 359-368.

- Piquer, J., Fischer, T., Torres, F., & Plissart, G. (2023). Spatiotemporal variability of magmatic products under a changing structural and tectonic context: a case study in the Andes of southern Central Chile. *Frontiers in Earth Science*, 11, 1064209.
- Putirka K.D., Johnson M., Kinzler R., Longhi J., Walker D. (1996) Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 92-108.
- Putirka K. (1997) Magma transport at Hawaii: Inferences based on igneous thermobarometry. *Geology*, 25, 69-72.
- Putirka K. (2008) Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. In: Putirka K., Tepley F. (Eds.), *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Mineralogical Society of America, 69, 61-120.
- Rebolledo Barriga, A. A. (2022). Dinámica de las erupciones de 1846 y 1932 del volcán Quizapu: parámetros eruptivos y ascenso del magma en el conducto.
- Roedder, E. (1984). Occurrence and significance of magmatic inclusions and silicate liquid immiscibility. *Acta Geológica Polonica*, 34(1-2), 139-178.
- Rollinson H. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Pearson Education Limited editors, 352 p.
- Ruprecht, P., & Plank, T. (2013). Feeding andesitic eruptions with a high-speed connection from the mantle. *Nature*, 500(7460), 68-72.
- Salas, P. A., Rabbia, O. M., Hernández, L. B., & Ruprecht, P. (2016). Mafic monogenetic vents at the Descabezado Grande volcanic field (35.5 S–70.8 W): the northernmost evidence of regional primitive volcanism in the Southern Volcanic Zone of Chile. *International Journal of Earth Sciences*, 06(3), 1107-1121.
- Salas, P., Ruprecht, P., Hernández, L., & Rabbia, O. (2021). Out-of-sequence skeletal growth causing oscillatory zoning in arc olivines. *Nature Communications*, 12(1), 4069.
- SCHMIDT, M. W., JAGOUTZ, O., 2017. The global systematics of primitive arc melts, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 18, no. 8, p.2817-2854.
- Stern, C. R., Moreno, H., López-Escobar, L., Clavero, J. E., Lara, L. E., Naranjo, J. A., Parada, M.A. & Skewes, M. A. (2007). *Chilean volcanoes*.
- Uyeda, S. and H. Kanamori (1979). "Back-Arc Opening and the Mode of Subduction." *J. Geophys. Res.* 84(B3): 1049-1061.
- Welsch, B., Faure, F., Famin, V., Baronnet, A., & Bachèlery, P. (2013). Dendritic crystallization: a single process for all the textures of olivine in basalts?. *Journal of Petrology*, 54(3), 539-574.
- Xing, C. M., Wang, C. Y., & Tan, W. (2017). Disequilibrium growth of olivine in mafic magmas revealed by phosphorus zoning patterns of olivine from mafic–ultramafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 479, 108-119.

9 ANEXOS

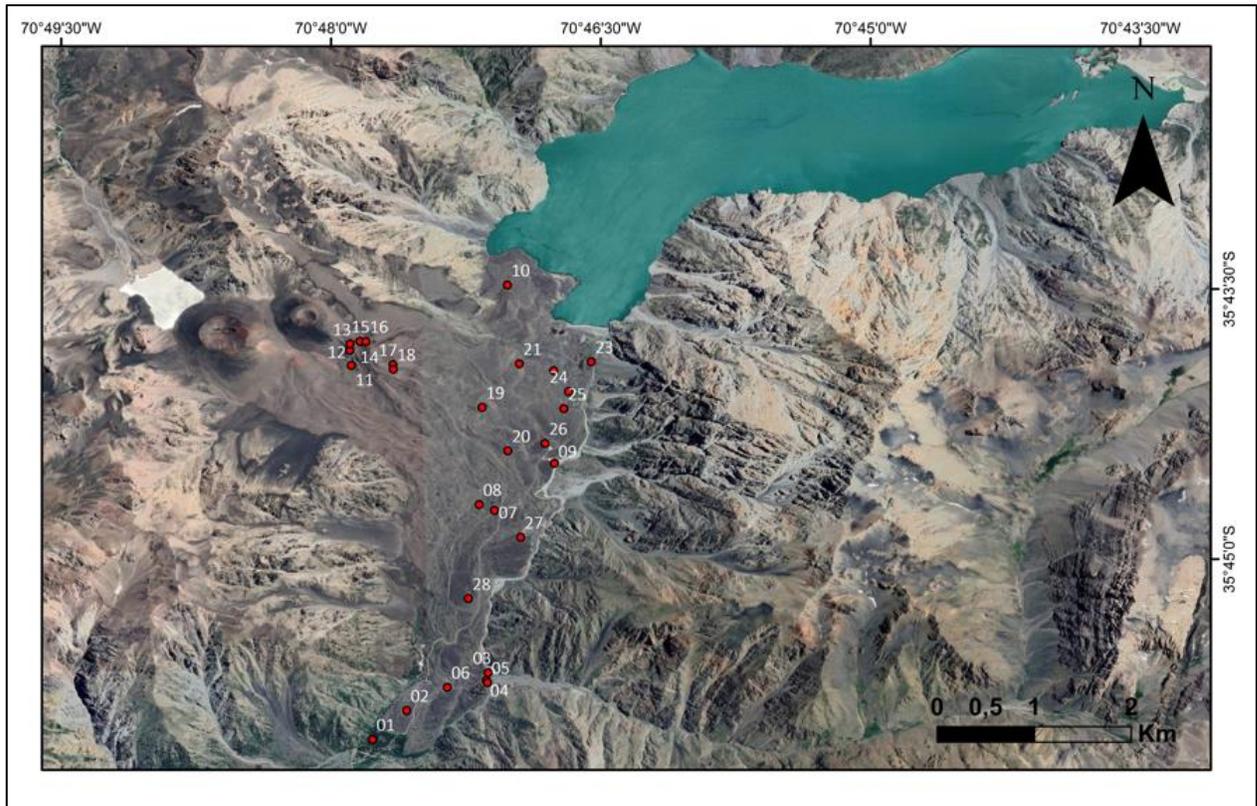


Figura 9.1. Mapa de puntos.

Tabla 7. Muestras obtenidas en terreno con sus coordenadas. Corresponden a las muestras analizadas en petrografía y química de roca total.

Código	Unidad Lavas	Coordenada	Cono
RC-HE-001	Unidad I	35°46'0.13"S	Este
		70°47'46.11"O	
RC-HE-002	Unidad I	35°45'50.48"S	Este
		70°47'34.73"O	
RC-HE-009	Unidad I	35°44'28.08"S	Este
		70°46'45.44"O	
RC-HE-023	Unidad I	35°43'54.26"S	Este
		70°46'33.15"O	
RC-HE-007	Unidad II	35°44'43.78"S	Este
		70°47'5.43"O	
RC-HE-010	Unidad II	35°43'28.69"S	Este
		70°47'1.15"O	
RC-HE-017	Unidad II	35°43'55.24"S	Este
		70°47'39.29"O	
RC-HE-024	Unidad II	35°44'4.19"S	Este
		70°46'40.76"O	
RC-HE-011	Unidad III	35°43'55.48"S	Este
		70°47'53.16"O	
RC-HE-012	Unidad III	35°43'50.40"S	Este
		70°47'53.71"O	
RC-HE-016	Unidad III	35°43'47.51"S	Este
		70°47'48.34"O	

Tabla 8 Elementos Mayores analizados. El encabezado es el número de muestra. Se le debe anteponer el código RC-HE-XXX.

	001	002	007	009	010	011	012	016	017	023	024
MgO	6,68	5,49	5,48	5,56	5,51	7,10	6,90	6,99	6,65	5,37	5,02
TiO₂	0,92	0,84	0,84	0,83	0,83	0,80	0,80	0,81	0,81	0,87	0,91
Al₂O₃	17,36	17,67	17,67	17,65	17,65	16,69	16,86	16,83	16,93	17,70	18,10
Fe₂O₃	8,67	8,72	8,74	8,70	8,74	8,87	8,91	8,94	8,84	8,58	8,46
MnO	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,15	0,14	0,15	0,14	0,14
SiO₂	52,30	52,57	52,61	52,64	52,60	52,62	52,39	52,36	52,32	52,72	52,90
CaO	9,13	9,90	9,86	9,87	9,87	9,46	9,57	9,52	9,73	9,69	9,37
K₂O	1,00	1,03	1,03	1,02	1,02	1,01	1,01	1,03	1,03	1,14	1,21
Na₂O	3,61	3,46	3,45	3,40	3,47	3,14	3,24	3,21	3,38	3,60	3,70
P₂O₅	0,20	0,17	0,17	0,17	0,17	0,16	0,17	0,16	0,17	0,18	0,19

Tabla 9. Elementos trazas analizados. El encabezado es el número de muestra. Se le debe anteponer el código RC-HE-XXX.

ppm	001	002	007	009	010	011	012	016	017	023	024
Sc	17,79	29,04	24,38	28,03	29,61	30,03	28,89	25,72	29,56	24,12	25,73
Cr	170,97	91,03	87,85	94,63	91,63	190,32	170,56	177,08	171,56	94,43	74,77
Ni	59,39	17,87	18,22	19,21	17,96	50,61	44,64	46,39	39,38	19,88	17,69
Zn	67,02	67,66	68,66	72,28	70,07	71,90	69,93	69,23	69,93	72,53	74,15
Rb	14,84	20,33	17,88	20,05	20,49	21,70	21,15	17,34	21,07	21,47	26,87
Sr	635,08	675,74	668,10	704,59	692,91	676,97	662,39	663,63	684,69	749,30	828,55
Y	13,17	14,00	13,09	14,28	14,13	13,75	13,61	12,71	13,87	14,26	15,07
Zr	88,62	74,98	70,08	76,14	73,38	76,38	73,54	69,60	75,61	89,76	95,34
Nb	3,66	2,80	1,78	2,30	2,34	2,50	2,40	1,74	2,39	2,86	2,86
Cs	0,69	1,34	1,21	1,30	1,37	1,46	1,44	1,42	1,49	1,39	2,06
Ba	267,13	255,77	260,68	271,42	262,32	268,45	263,19	259,66	265,14	303,17	337,26
La	11,02	10,20	10,17	10,76	10,43	10,56	10,53	10,44	10,57	12,66	13,88
Ce	24,09	21,90	21,91	22,98	22,31	22,73	22,47	22,38	22,62	26,97	29,62
Pr	3,23	2,91	2,95	3,10	2,97	2,98	2,97	3,00	2,99	3,56	3,80
Nd	14,54	13,39	13,40	13,90	13,59	13,65	13,64	13,28	13,60	15,86	17,15
Sm	3,21	3,00	3,03	3,16	3,05	3,08	3,02	2,98	3,10	3,53	3,77
Eu	1,03	0,98	0,98	1,03	1,00	0,98	0,98	0,97	0,99	1,10	1,18
Gd	2,17	2,08	2,03	2,14	2,09	2,06	2,08	2,03	2,10	2,34	2,49
Tb	0,41	0,39	0,39	0,41	0,40	0,39	0,39	0,38	0,40	0,44	0,46
Dy	2,63	2,58	2,53	2,68	2,59	2,58	2,57	2,52	2,62	2,82	2,93
Ho	0,55	0,55	0,55	0,58	0,56	0,55	0,54	0,53	0,55	0,59	0,61
Er	1,42	1,44	1,44	1,53	1,47	1,46	1,44	1,41	1,47	1,57	1,61
Tm	0,19	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,19	0,19	0,20	0,21	0,21
Yb	1,39	1,47	1,46	1,54	1,51	1,45	1,44	1,44	1,48	1,58	1,61
Lu	0,20	0,21	0,21	0,23	0,22	0,21	0,21	0,21	0,22	0,23	0,23
Hf	2,60	2,33	2,12	2,36	2,24	2,34	2,23	2,14	2,35	2,73	2,92
Ta	0,47	0,50	0,29	0,37	0,38	0,46	0,41	0,21	0,42	0,48	0,42
Pb	9,25	10,12	10,50	10,54	10,31	11,09	10,61	11,09	10,92	14,27	15,55
Th	3,54	3,84	3,26	3,78	3,53	3,77	3,63	3,31	3,82	4,53	4,88
U	0,78	0,88	0,90	0,94	0,90	0,95	0,96	0,96	0,96	1,24	1,37

Tabla 10. Química mineral de olivinos de la muestra RC-HE-009. El encabezado es el número de muestra. Se le debe anteponer el código RC-HE-009.

	03-01	03-02	03-03	07.2	09.1	09.2	09.3
Na₂O	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01
MgO	43,52	43,01	41,48	43,39	44,19	43,57	42,11
F	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,24	0,00
SiO₂	39,53	39,01	38,82	39,06	38,83	39,04	39,09
Al₂O₃	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00
CaO	0,13	0,11	0,17	0,15	0,14	0,15	0,13
P₂O₅	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K₂O	0,03	0,00	0,03	0,04	0,01	0,00	0,00
TiO₂	0,06	0,00	0,05	0,09	0,07	0,08	0,00
Cr₂O₃	0,00	0,05	0,00	0,05	0,02	0,00	0,03
FeO	16,49	17,19	19,04	16,76	16,45	16,60	18,18
MnO	0,20	0,38	0,35	0,38	0,24	0,26	0,39
NiO	0,02	0,12	0,00	0,04	0,02	0,04	0,06

Tabla 11. Química mineral de olivinos de la muestra RC-HE-017. El encabezado es el número de muestra. Se le debe anteponer el código RC-HE-017.

Muestra	01	01-02	01-03	01-04	02	02	02-03	03	03-02	03-03	04-01	04-02	04-03
Na₂O	0,01	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	44,30	44,30	43,99	42,38	44,09	44,37	43,52	43,12	43,37	40,99	44,45	44,18	40,64
F	0,00	0,00	0,40	0,24	0,00	0,00	0,24	0,00	0,00	0,46	0,00	0,32	0,00
SiO₂	39,12	38,99	39,38	38,46	39,67	39,12	39,03	39,51	39,39	38,15	39,48	38,87	38,41
Al₂O₃	0,05	0,04	0,02	0,03	0,04	0,07	0,03	0,02	0,07	0,02	0,03	0,02	0,05
CaO	0,13	0,14	0,13	0,15	0,15	0,12	0,16	0,12	0,15	0,14	0,16	0,14	0,12
P₂O₅	0,00	0,04	0,03	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,09	0,06	0,00	0,03	0,01
Cl	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
K₂O	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO₂	0,03	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr₂O₃	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00
FeO	15,84	15,97	15,64	18,38	15,58	15,98	16,55	16,85	16,46	19,67	15,51	16,00	20,30
MnO	0,29	0,33	0,25	0,32	0,28	0,19	0,30	0,25	0,32	0,39	0,28	0,36	0,35
NiO	0,20	0,12	0,08	0,02	0,16	0,12	0,08	0,12	0,00	0,10	0,05	0,08	0,13

Tabla 12. Química mineral de plagioclasas de la muestra RC-HE-009. El encabezado es el número de muestra. Se le debe anteponer el código RC-HE-009.

	04.1	04.2	5.1	5.2	06	07.1	08.1	08.2	02	02-02	01
Na₂O	1,74	1,56	2,27	1,53	1,50	1,40	1,64	2,13	2,18	1,65	1,98
MgO	0,11	0,10	0,13	0,11	0,12	0,05	0,11	0,14	0,16	0,05	0,11
F	0,52	0,21	0,00	0,21	0,63	0,53	0,00	0,10	0,53	0,00	0,00
SiO₂	46,48	45,99	47,83	46,19	45,42	45,33	45,88	47,98	47,59	46,28	47,42
Al₂O₃	33,26	33,72	32,89	34,09	33,88	34,14	34,19	32,79	32,26	33,99	33,02
CaO	16,96	17,61	16,04	17,14	17,67	17,82	17,31	15,93	16,45	17,25	16,69
P₂O₅	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
Cl	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
K₂O	0,01	0,04	0,08	0,06	0,04	0,04	0,05	0,08	0,04	0,03	0,10
TiO₂	0,09	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,64	0,71	0,67	0,58	0,66	0,65	0,62	0,74	0,64	0,67	0,64
MnO	0,08	0,04	0,00	0,08	0,06	0,02	0,15	0,05	0,09	0,00	0,00
NiO	0,07	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,05	0,01	0,02	0,09	0,03

Tabla 13. Química mineral de piroxenos de la muestra RC-HE-009. El encabezado es el número de muestra. Se le debe anteponer el código RC-HE-009.

	HE-009-06.1	HE-009-06.2	HE-017-02-04ExtraCx
Na	0,21	0,13	0,14
Mg	9,14	9,79	10,08
F	0,51	0,31	0,00
Si	23,34	24,29	24,23
Al	2,34	1,20	1,21
Ca	15,74	15,28	15,40
P	0,00	0,00	0,00
Cl	0,01	0,01	0,00
K	0,00	0,00	0,03
Ti	0,31	0,17	0,26
Cr	0,15	0,10	0,35
Fe	5,50	4,82	3,84
Mn	0,10	0,20	0,17
Ni	0,01	0,00	0,00
O	42,93	42,94	43,01

A continuación, se adjunta imágenes con las zonas donde fueron realizados los análisis de química mineral. Los análisis se realizaron de núcleo a bordes.

