

# **Petrogénesis y estimación de variables intensivas de los magmas holocenos del volcán Lanín, Andes del Sur, 39°38'S 71°30'O**

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

SEBASTIÁN RAÚL OLIVARES CORTÁZAR

Profesor guía:

Dr. JAVIER REYES VIZCARRA

Miembros de la comisión:

Dr. LUIS LARA PULGAR

GABRIELA JARA ABURTO

Santiago, Chile

Enero, 2022

## Índice de contenido:

<b>CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>1</b>
1.1. EXPOSICIÓN DEL PROBLEMA: .....	1
1.2. HIPÓTESIS DE TRABAJO:.....	2
1.3. OBJETIVOS GENERALES: .....	2
1.4. OBJETIVOS ESPECÍFICOS: .....	3
1.5. UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO: .....	3
1.6. METODOLOGÍA DE TRABAJO:.....	4
1.6.1. <i>Recopilación de antecedentes:</i> .....	5
1.6.2. <i>Terreno:</i> .....	5
1.6.3. <i>Petrografía:</i> .....	5
1.6.4. <i>Geoquímica de roca total:</i> .....	5
1.6.5. <i>Química mineral:</i> .....	6
1.6.6. <i>Geotermobarometría:</i> .....	6
1.6.7. MODELO EN MELTS: .....	7
<b>CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO</b> .....	<b>7</b>
2.1. MAGMATISMO EN ZONAS DE SUBDUCCIÓN:.....	7
2.2. RELACIÓN ENTRE VOLCANISMO Y TECTÓNICA EN ZONAS DE SUBDUCCIÓN:.....	9
2.3. GEOTERMOBAROMETRÍA:.....	10
<b>CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO</b> .....	<b>12</b>
3.1. ZONA VOLCÁNICA SUR DE LOS ANDES (ZVS):.....	12
3.2. GEOLOGÍA DE LA ZONA:.....	14
3.2.1. <i>Generalidades:</i> .....	14
3.3. CENTROS ERUPTIVOS DE LA ZONA:.....	14
3.5. MARCO TECTÓNICO:.....	16
3.6. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS EN LA REGIÓN:.....	19
<b>CAPÍTULO 4: RESULTADOS</b> .....	<b>22</b>
4.1. GENERALIDADES: .....	22
4.2. MATERIALES VOLCÁNICOS Y PETROGRAFÍA DEL VOLCÁN LANÍN: .....	25
4.3. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL: .....	32
4.3.1. <i>Elementos mayores:</i> .....	36
4.3.2. <i>Elementos traza:</i> .....	41
4.3.3. <i>Tierras raras:</i> .....	44
4.3.4. <i>Multielementos:</i> .....	45
4.4. QUÍMICA MINERAL:.....	46
4.4.1. <i>Olivinos:</i> .....	46
4.4.2. <i>Piroxenos:</i> .....	48
4.4.3. <i>Plagioclasas:</i> .....	50
4.5. GEOTERMOBAROMETRÍA:.....	53

4.5.1. Geotermometría: .....	54
4.5.2. Geobarometría: .....	55
<b>5. DISCUSIÓN: .....</b>	<b>56</b>
5.1. FUENTE DEL MAGMA: .....	56
5.2. DIFERENCIACIÓN MAGMÁTICA Y MODELOS DE CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA: .....	64
5.3. RESERVORIOS MAGMÁTICOS DE BAJA PROFUNDIDAD: .....	68
5.4. RELACIÓN MAGMÁTICA CON LA CADENA VILLARRICA-QUETRUPILLÁN-LANÍN Y CONOS EL ARENAL: .....	70
5.6. MODELO PETROGENÉTICO: .....	73
<b>6. CONCLUSIONES: .....</b>	<b>77</b>

SOLO USO ACADÉMICO

## Índice de Figuras:

<b>Figura 1:</b> Imagen satelital de la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín. Vías de acceso al volcán Lanín desde la región de la Araucanía. ....	<b>4</b>
<b>Figura 2:</b> Perfil esquemático de un margen continental activo, exhibiendo procesos de formación y diferenciación del magma. Extraído y modificado de Winter (2001). ....	<b>9</b>
<b>Figura 3:</b> Mapa esquemático de (a) Las provincias volcánicas en el margen continental de Los Andes, y (b) Segmentación de la ZVS. Modificado de Stern, 2004. ....	<b>13</b>
<b>Figura 4:</b> Imagen satelital de la cadena volcánica V-Q-L que muestra la ubicación de los CEM de la región. ....	<b>16</b>
<b>Figura 5:</b> Mapa esquemático de las estructuras a gran escala de la región. El recuadro negro representa el área de estudio. Modificado de Hackney et al., 2006. ....	<b>17</b>
<b>Figura 6:</b> Relación volcano-tectónica en la ZVS (33°-44°). A) Asociación cinemática acoplada. B) asociación cinemática desacoplada. Extraído de Cembrano y Lara, 2009. ....	<b>18</b>
<b>Figura 7:</b> Sección esquemática del área de estudio. Se identifican las estructuras mayores con su respectiva cinemática. Modificado de Lara et al., (2001). ....	<b>19</b>
<b>Figura 8:</b> Fotografía de vista de la ladera norte de volcán Lanín. ....	<b>23</b>
<b>Figura 9:</b> Mapa geológico para las unidades Holocenas del volcán Lanín y puntos de muestreo durante la campaña de terreno. ....	<b>24</b>
<b>Figura 10:</b> Fotografía de coladas de lavas basálticas asociadas a la unidad Basaltos Quillelhue. ....	<b>27</b>
<b>Figura 11:</b> Fotografía de la sección transparente a nicoles paralelos y cruzados para la muestra SO191120-4 asignada a la unidad Basaltos Quillelhue. ....	<b>27</b>
<b>Figura 12:</b> Fotografía a mesoescala de lava-domo perteneciente a la unidad Dacitas Mamuil Malal. ....	<b>28</b>
<b>Figura 13:</b> Fotografía de la sección transparente a nicoles paralelos y cruzados para la muestra SO201120-2 asignada a la unidad Dacitas Mamuil Malal. ....	<b>29</b>
<b>Figura 14:</b> Fotografía de colada de lava de composición andesítico-basáltica perteneciente a la unidad Andesitas-basálticas Momolluco. ....	<b>30</b>
<b>Figura 15:</b> Fotografía de la sección transparente a nicoles paralelos y cruzados para la muestra SO211120-1 asignada a la unidad Momolluco. ....	<b>30</b>
<b>Figura 16:</b> Coladas de lavas aa' de composición andesítica basáltica emitidos desde el centro fisural Huinfiuca. ....	<b>31</b>
<b>Figura 17:</b> Fotografía de la sección transparente a nicoles paralelos y cruzados para la muestra SO211120-2 asignada a la unidad fisural Huiunfiuca. ....	<b>32</b>
<b>Figura 18:</b> Diagrama de clasificación TAS (Le Bas et al., 1986) para las muestras del volcán Lanín y los conos El Arenal. La línea azul representa la división entre las series subalcalina y alcalina (Irvine y Baragar, 1971). ....	<b>37</b>
<b>Figura 19:</b> Diagrama de clasificación AFM (Irvine y Baragar, 1971) para las muestras del volcán Lanín y los conos El Arenal. La línea negra muestra la separación entre las series toleítica y calcoalcalina. ....	<b>38</b>
<b>Figura 20:</b> Diagrama de clasificación K <sub>2</sub> O vs SiO <sub>2</sub> (Le Maitre et al., 1989), para las muestras del volcán Lanín y conos El Arenal. ....	<b>38</b>

<b>Figura 21:</b> Diagramas Harker de variación de elementos mayores respecto a SiO <sub>2</sub> para las muestras del volcán Lanín y los conos El Arenal. ....	<b>40</b>
<b>Figura 22:</b> Diagrama de variación de HSFE (ppm) respecto a SiO <sub>2</sub> , para las muestras del volcán Lanín y los conos El Arenal.....	<b>41</b>
<b>Figura 23:</b> Diagrama de variación de elementos de transición (ppm) respecto a SiO <sub>2</sub> , para las muestras del volcán Lanín y cono El Arenal.....	<b>42</b>
<b>Figura 24:</b> Diagrama de variación de LILE (ppm) respecto a SiO <sub>2</sub> , para las muestras del volcán Lanín y cono El Arenal. ....	<b>43</b>
<b>Figura 25:</b> Diagrama de REE normalizado a Condrito (Sun y McDonough, 1989), para las muestras del volcán Lanín y conos El Arenal. En la figura se comparan las diferentes unidades holocenas asociadas a la unidad Lanín 4.....	<b>45</b>
<b>Figura 26:</b> Diagrama de multielementos normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), para las muestras del volcán Lanín y los conos El Arenal. ....	<b>46</b>
<b>Figura 27:</b> Diagrama de clasificación de Olivinos para datos de microsonda. ....	<b>47</b>
<b>Figura 28:</b> Microfotografía SEM de cristales de olivino con sus respectivos contenidos de Fosterita. Figuras A), B) y C) corresponden a la unidad de Basaltos Lanín (LA-03); D) Corresponde a la unidad Andesita (LA-02). ....	<b>48</b>
<b>Figura 29:</b> Diagrama de clasificación de piroxenos para datos de microsonda.....	<b>49</b>
<b>Figura 30:</b> Microfotografía SEM de los cristales de piroxeno para la muestra LA-02, perteneciente a la unidad Andesita Lanín. Figura A') representa un zoom de A donde se aprecia un borde de reacción de pigeonita rodeando un núcleo de augita.....	<b>50</b>
<b>Figura 31:</b> Diagrama de clasificación de Plagioclasas para datos de microsonda. ....	<b>51</b>
<b>Figura 32:</b> Microfotografía SEM de los cristales de plagioclasa analizados con su respectivo contenido de Anortita. Figura A) corresponde a la unidad Andesita, mientras que B) y C) pertenecen a la unidad de Basaltos. ....	<b>52</b>
<b>Figura 33:</b> A) Fotografía de la sección transparente de la muestra SO191120-2. B) Diagrama de Rhodes utilizado como test de equilibrio entre piroxenos y química de roca total para las andesitas del volcán Lanín.....	<b>54</b>
<b>Figura 34:</b> Diagrama de presión vs temperatura obtenidas con geotermobarometría (Putirka, 2008; Neave y Putirka, 2017).....	<b>56</b>
<b>Figura 35:</b> Diagrama de Pearce, 2008 utilizado para discriminar la fuente. Datos extraídos de Hickey-Vargas et al., (1989) y el presente estudio. ....	<b>57</b>
<b>Figura 36:</b> Diagrama de variación Gd/Yb vs La/Sm normalizado a Condrito (Sun y McDonough, 1989) utilizado para identificar la fase Al residual asociada a la fuente. ....	<b>57</b>
<b>Figura 37:</b> Datos de razones isotópicas de Sr y Nd para los volcanes Villarrica, Quetrupillán y Lanín a partir de literatura (Hickey Vargas et al., 1989; Brahm et al., 2018).....	<b>60</b>
<b>Figura 38:</b> Modelos de fusión parcial para los basaltos típicos del volcán Lanín (Lara et al., 2004). Modificado de Hickey-Vargas et al., (2016).....	<b>61</b>
<b>Figura 39:</b> Diagrama multielementos para los productos más básicos de la cadena volcánica V-Q-L. La figura incluye resultados del presente estudio y datos obtenidos a partir de literatura (Hickey-Vargas et al., 1989; Lara et al., 2004; Morgado et al., 2015; Brahm et al., 2018). ....	<b>62</b>

<b>Figura 40:</b> Diagramas de variación de elementos traza para la cadena volcánica V-Q-L. A) Nb/ vs Zr; B) Ba/La vs La/Yb, y C) La/Yb vs La, en el modelo propuesto por Hickey-Vargas et al., 2016.....	<b>63</b>
<b>Figura 41:</b> Diagrama de variación de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs MgO utilizado para identificar las posibles fases que fraccionan.....	<b>64</b>
<b>Figura 42:</b> Diagramas de variaciones de Sc, V y Sr vs Ca para las rocas del volcán Lanín. Se incluyen además datos pertenecientes a los conos El Arenal.....	<b>65</b>
<b>Figura 43:</b> Diagramas de elementos mayores representativos de los modelos de cristalización fraccionada para las rocas del volcán Lanín realizados en MELTS.....	<b>68</b>
<b>Figura 44:</b> Esquema para diversos volcanes de la ZVS entre las latitudes (39,15°S – 41,20°S) que evidencian la presencia de reservorios corticales que coinciden con una discontinuidad interna a una profundidad de 2 kbar (Tassarra et al., 2006; Tassarra y Echaurren, 2012). Modificado de Bechon et al., (2020) a partir de datos de Morgado et al., 2015; 2017; 2019; Brahm et al., 2018; Castro et al., 2013; Díaz et al., 2020.....	<b>70</b>
<b>Figura 45:</b> Diagrama de variación de elementos traza para los CEM ubicados dentro del área de la cadena V-Q-L. A) K/La vs Ba/Th, B) Sr/Th vs Th/Ce; C) Nb/Zr vs La/Yb. Datos obtenidos a partir de literatura (Lara et al., 2004; Morgado et al, 2015; Hickey-Vargas et al., 2016; McGee et al., 2017).....	<b>73</b>
<b>Figura 46:</b> Representación esquemática del modelo para la evolución del volcán Lanín y los estratovolcanes Villarrica y Quetrupillán.....	<b>76</b>

### Índice de Tablas:

<b>Tabla 1:</b> Tabla resumen de muestras, el tipo de material y la unidad asignada en Lara et al., (2004). .....	<b>25</b>
<b>Tabla 2:</b> Datos geoquímicos analizados en el presente estudio, clasificados según a la unidad que pertenecen y en lo posible, el tipo de material analizado. Los elementos mayores se encuentran expresados en porcentaje de peso (%wt) y los elementos traza en parte por millón (ppm). .....	<b>34</b>
<b>Tabla 3:</b> Temperaturas obtenidas con termometría de cpx-liq (Putirka, 2008) para cada combinación de piroxeno y roca total que cumple con las condiciones de equilibrio establecidas. ....	<b>55</b>
<b>Tabla 4:</b> Presiones obtenidas con barometría de cpx-liq (Neave y Putirka, 2017) para cada combinación de piroxeno y roca total que cumple las condiciones de equilibrio definidas... ..	<b>55</b>

## RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE:

Geólogo

Por: Sebastián Olivares Cortázar

Fecha: 24 de enero de 2022

PROFESOR GUÍA: Javier Reyes Vizcarra

### **Petrogénesis y estimación de variables intensivas de los magmas holocenos del volcán Lanín, Andes del Sur, 39°38'S 71°30'O**

El volcán Lanín, región de La Araucanía, es un estratovolcán de edad Pleistoceno-Holoceno ubicado en el límite entre Chile y Argentina. Corresponde al miembro oriental de la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín, en la Zona Volcánica Sur de los Andes (ZVS). Los productos generados se componen por basaltos y andesitas-basálticas (50,39 – 54,74 %wt. SiO<sub>2</sub>) de forma predominante, y en menor medida traquiandesitas y traquitas (60,66 – 64,50 %wt SiO<sub>2</sub>). Desde el comienzo de su actividad, el volcán ha mostrado un estilo eruptivo predominantemente efusivo, sin embargo, existen registros de pulsos explosivos representados por lavas ácidas y depósitos piroclásticos distribuidos principalmente al NE del área de estudio.

Este estudio está enfocado en determinar los procesos petrogenéticos involucrados en la evolución magmática del volcán Lanín mediante análisis geoquímico de roca total y química mineral. Los resultados indican que los magmas del volcán Lanín presentan una signatura calcoalcalina y se encuentran fuertemente enriquecidos en elementos incompatibles y LREE/HREE. La mineralogía de sus productos se compone por fenocristales de olivino, piroxenos y plagioclasas, inmersos en una masa fundamental con variables proporciones de vidrio y microlitos de las fases antes mencionadas. Mediante geotermobarometría, se estimaron las condiciones intensivas de temperaturas y presiones de cristalización para clinopiroxenos, obteniendo valores entre 1026–1017±45°C y 1,24–2,04±1,40 kbar respectivamente. Estos resultados pueden interpretarse como profundidades de cristalización, aunque deben tratarse con discreción, debido al alcance limitado por insuficiencia de datos para las diferentes composiciones del volcán. Por otro lado, los modelos de cristalización realizados en el software MELTS para elementos mayores y química mineral indican que las traquitas del volcán Lanín se generaron por un ~65 % de cristalización fraccionada desde basaltos en profundidades corticales someras (< 2kbar), reflejando que éste es el principal mecanismo responsable de la diferenciación. Los magmas basálticos típicos del volcán Lanín son generados por ~5% de fusión parcial de una lherzolita de espinela, y su distintiva firma geoquímica, sería consecuencia de su posición con respecto a la fosa y el restringido aporte de fluidos lo que implica bajos grados de fusión parcial.

En cuanto a los conos El Arenal, al comparar la geoquímica con el volcán Lanín, se propone que estos centros no guardan una relación genética entre sí. El emplazamiento sobre la Falla Reigolil-Pirihueico y las diferencias composicionales permiten inferir patrones de ascenso y almacenamiento diferentes. Por último, estos conos muestran una leve signatura de asimilación cortical en elementos traza, cuyo comportamiento discrepa en parte con los patrones observados otros centros eruptivos menores de la región.

SOLO USO ACADÉMICO

*“Preocupándote de una sola hoja no verás al árbol. Preocupándote de un solo árbol, no veras el bosque entero. Ve todo en su totalidad, esforzadamente, ése es el verdadero significado de ver.”*

*Takuan Soho, Vagabond (Takehiko Inoue)*



## **Agradecimientos:**

En primer lugar, quisiera agradecer a mi familia, en particular a mis padres Gerardo y Soraya y mis hermanos Gerardo y Benjamín, por brindarme su apoyo incondicional durante todos estos años a pesar de la distancia.

A mi profesor Guía, Javier Reyes por la simpatía, cercanía y por haber compartido su conocimiento conmigo. Por siempre mostrar preocupación y buena disposición durante todo este proyecto.

A los miembros de la comisión evaluadora, por su aporte y observaciones que hicieron que este trabajo se realizara de la mejor forma posible. En especial a Luis Lara, quien facilitó gran parte de los análisis requeridos en este estudio y nos recibió amablemente en su hogar durante la campaña de terreno.

A la escuela de Geología y el cuerpo docente, por todo el apoyo y dedicación que mostraron durante mi desarrollo profesional. Por preocuparse de otorgar una educación íntegra y entregar conocimientos de la mejor forma posible.

Finalmente, quisiera agradecer a los/as amigas y amigos que me acompañaron durante esta etapa de mi vida, por la buena onda y el apañe. Por formar parte de mi familia, cuando la mía estaba lejos.

SOLO USO ACADÉMICO

## CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

### 1.1. Exposición del problema:

La Zona Volcánica Sur de Los Andes (ZVS = 33°- 46°S) (Lopez-Escobar *et al.* 1995a) es un claro ejemplo de magmatismo de arco continental activo, asociado a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (Hickey-Vargas *et al.* 1989). Los productos volcánicos de los estratovolcanes (EV) y centros eruptivos menores (CEM) presentes en la ZVS muestran una heterogeneidad geoquímica que refleja la interacción de complejos procesos petrogenéticos que modifican las condiciones de generación de sus magmas y posterior evolución dentro de la corteza (eg. Stern, 2004). La naturaleza del magmatismo en un ambiente de arco continental en conjunto con la tectónica regional, considerando el Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO) (Hervé *et al.* 1979) como el sistema estructural característico en este segmento del arco, generan un amplio espectro composicional en los productos volcánicos cuaternarios. A lo largo de la historia, el volcanismo de la ZVS se ha caracterizado por una predominancia de composiciones basálticas y andesítico-basálticas (López-Escobar *et al.*, 1995a; Stern, 2004), controlado por estructuras con orientación NNE que reflejan el régimen transpresivo dextral a lo largo de la provincia (Cembrano y Lara, 2009). Sin embargo, existen casos que evidencian un magmatismo más evolucionado, involucrando la participación de diversos mecanismos de diferenciación, en donde dominan los procesos de cristalización fraccionada (Hickey *et al.*, 1984; 1989). Estos procesos se ven favorecidos por un mayor tiempo de residencia subcortical que en ocasiones se ven potenciados por estructuras de orientación ONO interpretadas como zonas de debilidad cortical asociadas a fallas pre-andinas reactivadas. (Lopez-Escobar *et al.*, 1995b; Cembrano y Lara, 2009).

Dentro de los lineamientos oblicuos (N60°O) al arco magmático se encuentra la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín (V-Q-L). Está compuesta por tres EV mayores que han emitido productos con un amplio rango composicional desde el Pleistoceno. Adicionalmente, existen cinco volcanes erosionados de edad pleistocena, y numerosos volcanes monogenéticos holocenos (Lara y Moreno, 2004). Dentro de los EV se ha observado un comportamiento que describe una tendencia de enriquecimiento en elementos incompatibles hacia el E. Los mecanismos geológicos que expliquen estos aún son tema de debate (Hickey-Vargas *et al.*, 1989; 2016; Lara y Moreno, 2004; Jacques *et al.*, 2014), por lo que nuevos estudios en estos centros pueden aportar información que ayude a comprender mejor el origen y la evolución de magmas maduros en un contexto tectónico de subducción.

Un centro eruptivo poco estudiado que exhibe productos diferenciados en la ZVS, y que ha sido opacado frente a la gran actividad eruptiva reciente que registra el volcán Villarrica, es el volcán Lanín (39°38'S; 71°30'O). Este es un centro eruptivo de edad pleistocena-holocena, correspondiente a la sección oriental de la cadena volcánica V-Q-L. Se destaca por su actividad principalmente de carácter efusiva evidenciando una temprana interacción glacial asociado al periodo de Último Máximo Glacial (UMG) ocurrido hace 33,5-14,0 ka (Clapperton, 1994; Clayton et al., 1997). Se compone de diversos flujos de lava de composición basáltica, andesítico-basáltica y dacítica (rangos de SiO<sub>2</sub> de 52% - 63% wt) con manifestaciones menores de flujos piroclásticos y depósitos laháricos. Si bien su volcanismo contemporáneo registra actividad predominantemente de composición basáltica, sus miembros holocenos más diferenciados representan el mayor objeto de interés para entender los mecanismos de diferenciación, ascenso y almacenamiento del magma dentro de la corteza. Su evolución magmática ha sido asociada a procesos de diferenciación por cristalización fraccionada dentro de un sistema cerrado (Lara, 2004), el cual ha sido propuesto a partir de firmas geoquímicas características, diferenciables a los otros EV de la cadena volcánica V-Q-L (Lara y Moreno, 1994, 2004). Actualmente existen pocos registros que describan detalladamente la generación de los magmas silíceos del volcán, por lo que estudiarlos significa una necesidad de primer orden al momento de establecer una evolución magmática robusta, permitiendo comprender procesos que controlan la diferenciación en los magmas holocenos de los Andes del Sur.

### 1.2. Hipótesis de trabajo:

La evolución magmática del volcán Lanín estaría controlada por procesos de cristalización fraccionada dentro de un reservorio cortical de baja profundidad. La signatura enriquecida en elementos incompatibles de sus productos serían rasgos heredados desde la fuente, asociado a un limitado aporte de fluidos derivados del slab, en función a su posición respecto a la fosa y/o por una interacción con un manto litosférico enriquecido.

### 1.3. Objetivos generales:

Comprender los procesos petrogenéticos involucrados en la evolución magmática del volcán Lanín y establecer los mecanismos geológicos que controlan la formación y desarrollo de sus productos más diferenciados.

#### 1.4. Objetivos específicos:

- Caracterizar la petrografía e identificar los rasgos geoquímicos singulares de las rocas volcánicas del volcán Lanín.
- Obtener condiciones intensivas de temperatura y presión de cristalización en asociaciones minerales para esclarecer los patrones de ascenso y almacenamiento del volcán Lanín.
- Determinar los procesos que originan el magmatismo y precisar las condiciones de fusión de los magmas del volcán Lanín.
- Proponer un modelo de diferenciación magmática que explique las firmas geoquímicas, los procesos petrogenéticos involucrados y las variaciones composicionales y texturales en el desarrollo del volcán Lanín.
- Contrastar el modelo propuesto con resultados de otros centros eruptivos de la zona y relacionar los procesos petrogenéticos dentro de un contexto geotectónico.

#### 1.5. Ubicación y vías de acceso:

El volcán Lanín ( $39^{\circ}38'S;71^{\circ}30'O$ ) (Figura 1) es un centro eruptivo binacional, ubicado en el límite del margen político entre Chile y Argentina. En Argentina es incluido en el Parque Nacional Lanín y representa el emblema de la provincia de Neuquén. Se encuentra rodeado por los lagos Paimún y Huechulafquen en el sur y el lago Tromen por el norte. En Chile, por otro lado, se ubica al sur del lago Quillehue, correspondiente a la Región de la Araucanía, en donde forma parte del parte del Parque Nacional Villarrica.

La ruta de acceso desde Santiago comienza a través de la ruta 5 Sur hasta llegar a Freire. Desde ahí se continúa por la ruta internacional CH-199, en dirección sureste por alrededor de 2 hrs hasta llegar a Curarrehue, en donde hay que seguir la misma ruta en dirección sur por aproximadamente 30 min hasta llegar al paso internacional Mamuil Malal (Figura 1). Los senderos de ascenso al volcán en territorio chileno se encuentran en el flanco norte, mientras que en la vertiente argentina existen accesos tanto en el norte como en el sur.

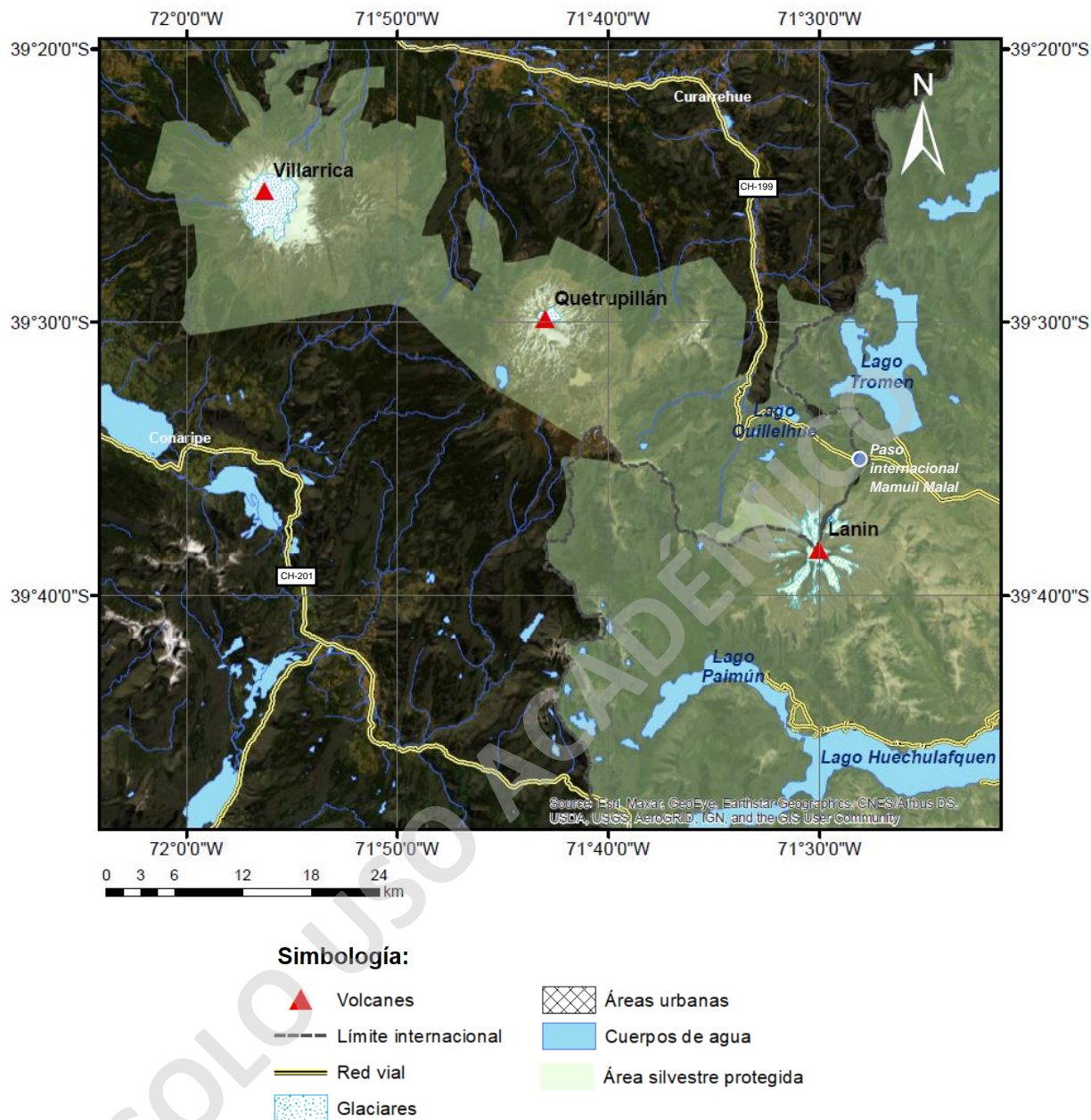


Figura 1: Imagen satelital de la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín. Vías de acceso al volcán Lanín desde la región de la Araucanía.

### 1.6. Metodología de trabajo:

El desarrollo de este estudio se puede dividir en tres etapas. Preliminarmente consistió en un periodo Pre-terreno, en el cual se recopilaban los antecedentes bibliográficos de la zona de estudio y centros eruptivos cercanos. Una segunda etapa de terreno llevada a cabo con el objetivo de reconocer unidades y recolección de muestras en lugares específicos con tal de

lograr una buena representatividad de las rocas del área de estudio. Finalmente, una etapa Post-terreno ligada a la preparación y descripción detallada de las muestras, junto con análisis de datos químicos de roca total y de química mineral a partir de una base de datos inédita obtenida y facilitada por el Dr. Luis Lara.

#### 1.6.1. Recopilación de antecedentes:

Recopilación de antecedentes bibliográficos sobre magmatismo de arco continental, procesos de diferenciación, geotermobarometría y los principales aspectos geoquímicos y petrográficos del área y del ambiente geotectónico en estudio.

#### 1.6.2. Terreno:

La campaña de terreno fue llevada a cabo entre los días 18 al 22 de noviembre de 2020. El equipo de trabajo fue conformado por el Dr. Javier Reyes y el estudiante memorista Sebastián Olivares. La campaña contempló el reconocimiento de unidades volcánicas basada en rasgos geomorfológicos y litológicos, con especial énfasis en las unidades Holocenas. Se recolectaron un total de 9 muestras de lavas pertenecientes a las unidades *Basaltos Momolluco*, *Basaltos Quillelhue*, *Basaltos y Andesitas Lanín*, *Basaltos del centro fisural Huinfiuca* y *Dacitas Mamuil Malal* (Lara et al., 2004), para una posterior descripción petrográfica en microscopía óptica.

#### 1.6.3. Petrografía:

En un principio, la preparación de muestras consistió en la limpieza y selección de fragmentos limpios, evitando regiones con alteración y alta vesicularidad para la elaboración de cortes transparentes. Esta fue realizada por el autor del trabajo en el Laboratorio de Rocas de la Universidad Mayor. Posteriormente, se elaboraron cortes transparentes a partir de las muestras más representativas obtenidas en la campaña de terreno. Estas fueron analizadas en el Laboratorio de Microscopios de la Universidad Mayor con un microscopio petrográfico Nikon, modelo Eclipse E200 (Anexo 1).

#### 1.6.4. Geoquímica de roca total:

Se realizó un análisis geoquímico de roca total (elementos mayores y traza) a una base de datos que contempla tres muestras de lava Holocenas recolectadas en terreno, y siete datos no publicados por Dr. Luis Lara de depósitos piroclásticos holocenos pertenecientes al volcán Lanín y lavas de los conos El Arenal. El análisis fue realizado en el Laboratorio AcmeLabs de

Bureau Veritas, Vancouver, Canadá, mediante espectrometría óptica (ICP-OES) para elementos mayores y espectrometría de masa (ICP-MS) para elementos traza. Esta fue llevada a cabo a partir de chips de roca previamente chancados y pulverizados a través de una malla 200 (<0,074 mm). La pérdida por carburación (LOI) fue calculado posterior a la ignición de la muestra en polvo a 1.000 °C. La exactitud y precisión de los análisis se asegura en base a mediciones en duplicados y estandars internos dentro del laboratorio. Por último, a las muestras analizadas se anexaron, a modo de complemento, datos de literatura que corresponden los resultados de Lara (2004) (Anexo 2).

#### 1.6.5. Química mineral:

Se consideraron datos de microsonda electronica (Electron micro-probe analysis, EMPA) para minerales y vidrio del volcán Lanín y el cono El Arenal (Anexo 3). Las bases de datos fueron facilitadas por el Dr. Luis Lara Pulgar e incluyen datos de unidades de Basaltos y Andesitas, cuyos análisis fueron realizados en el Laboratoire Magmas et Volcans (Clermont-Ferrand, Francia) siguiendo los protocolos analíticos descritos por Sigmarsson et al., (2011). Las condiciones de estos análisis abordan un voltaje de aceleración de 15 keV y una corriente del haz de 10 nA para los elementos Si, Al, Ti, Cr, Na, Mg, Fe, Mn, Ca, K y P. Además, fueron incorporados análisis para las unidades Momolluco y el cono El Arenal realizados en la Universidad de Chile, con un voltaje de aceleración de 15 keV y una intensidad de 10 nA para los elementos Si, Al, Ti, Na, Mg, Fe, Mn, Ca y K. De esta forma se podrá caracterizar la formula estructural de las fases minerales, identificar de mejor manera las texturas y zonaciones existentes y estimar las condiciones termodinámicas (P y T) de cristalización de piroxenos mediante métodos geotermobarométricos.

#### 1.6.6. Geotermobarometría:

Con el fin de determinar las condiciones físicas de los magmas en profundidad se usaron métodos termobarométricos. Para ello, se consideraron datos de química mineral analizados bajo microsonda electrónica, los cuales fueron emparejados y sometidos a pruebas de equilibrio con muestras de química de roca total como representativas de la composición del líquido. La representatividad de este supuesto está determinada por el grado de cristalinidad de la muestra, siendo un bajo contenido de cristales lo óptimo para el presente estudio.

Para obtener las temperaturas de equilibrio de las fases minerales presentes se utilizó el termómetro mineral-líquido de Putirka (2008), aplicado a los datos de química mineral presentados en el *Capítulo 4.4*. Considerando que el clinopiroxeno es una fase recurrente para las rocas de variable composición, se utilizó el termómetro de Jd-in-cpx de Putirka (2008) (Eqn. 33) el cual muestra un buen rango de precisión, con un error SEE =  $\pm 45^{\circ}\text{C}$ .

Por otro lado, con el fin de inferir la profundidad de un eventual reservorio magmático en el cual podrían tener lugar diferentes procesos de diferenciación, y siguiendo el mismo supuesto con respecto a la mineralogía presente, se utilizó el barómetro de Neave y Putirka (2017). Al igual que la ecuación de Putirka (2008), este barómetro está basado en la incorporación de jadeita ( $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ ; Jd) dentro del clinopiroxeno, siendo éste una recalibración para composiciones ultramáficas a intermedias y bajos contenidos de  $\text{H}_2\text{O}$  (SEE =  $\pm 1,4$  kbar). La estimación de presión se calcula a partir de los resultados de temperatura de la Eqn. 33 de Putirka (2008) ya mencionada.

#### 1.6.7. Modelo en MELTS:

Se realizaron modelos de cristalización fraccionada en el software MELTS (Ghiorso et al., 1995; Asimov y Ghiorso, 1998; Ghiorso *et al.*, 2002), el cual es utilizado para modelar escenarios de evolución para procesos magmáticos, calcular el equilibrio de fases minerales a lo largo de un camino termodinámico y al mismo tiempo calcular la distribución de elementos traza. Este algoritmo se calibra a partir de un conjunto expandido de restricciones de equilibrio mineral-líquido, y está optimizado para composiciones mantélicas casi sólidas (fusión 0-30%) bajo condiciones en un rango de 1000-2500  $^{\circ}\text{C}$  y 1-3 GPa.

## **CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO**

### 2.1. Magmatismo en zonas de subducción:

La generación de magma ocurre principalmente en los límites de las placas tectónicas, tanto en un régimen convergente como divergente, y en menor medida en puntos internos, desarrollando magmatismo intra-placa (Gill, 2010 y referencias en él). En un contexto tectónico de subducción, el magmatismo se genera por la deshidratación de la placa subductada (Grove *et al.*, 2012). La inyección de volátiles (principalmente  $\text{H}_2\text{O}$ ) en la cuña astenosférica, que



proviene de los sedimentos que subductan y de minerales metamórficos y/o metasomáticos hidratados presentes en la corteza oceánica, afectan directamente a la composición del manto, disminuyendo la temperatura del *solidus* y facilitando los procesos de fusión parcial (Figura 2) (Zellmer *et al.*, 2015). La condición para que este fenómeno ocurra es que los minerales hidratados provenientes del slab se mantengan estables hasta que alcancen las condiciones de presión y temperatura necesarias en la cuña astenosférica. La fusión parcial genera magmas que poseen un gradiente de densidad con la roca de caja circundante, permitiendo un ascenso magmático por buoyancia. La definición del carácter geoquímico como sistema magmático ocurre principalmente en las zonas de MASH (fusión, asimilación, almacenamiento, homogenización), ubicada en la transición manto-corteza o en las zonas más profundas de ésta última. Es en estas zonas donde el magma basáltico adquiere un estado de buoyancia neutral, y gracias a eventuales procesos de fusión parcial local, asimilación, mezcla de componentes subcorticales y cristalización se reestablece una buoyancia ascendente (Hildreth y Moorbath, 1988). A medida que el fundido asciende, los procesos AFC (asimilación, fraccionamiento, cristalización) pueden subsecuentemente modificar la composición del magma. Sin embargo, cuando el magma se almacena en reservorios corticales más superficiales, es en donde usualmente convergen los procesos mencionados, además de mezcla de magmas (e.g. Sparks y Marshall, 1986) y contaminación cortical (e.g. Lopez-Escobar *et al.*, 1995b), permitiendo desarrollar magmas más evolucionados ricos en volátiles (Grove *et al.*, 2012).

La evolución y variaciones composicionales en los magmas típicos de un ambiente de arco continental, como es el caso de Los Andes, es compleja y obedece a diferentes factores (Figura 2). Inicialmente, la corteza oceánica subductada puede variar en su edad, temperatura, composición o el grado de alteración, lo que puede significar condiciones heterogéneas en la fuente mantélica, asociado al contenido de fluidos derivados del slab (Jacques *et al.*, 2014). Los volátiles incorporados desde el slab o durante el ascenso ejercen un fuerte control en la petrogénesis, transporte y erupción de los arcos magmáticos, afectando a las asociaciones minerales que cristalizan, favoreciendo el fraccionamiento de gases e influenciando a la reología del magma (Grove *et al.*, 2012; Zellmer *et al.*, 2015). Por otro lado, ya que el régimen tectónico no es uniforme a lo largo del margen, éste puede ejercer un control en la evolución de los magmas, en donde las estructuras pueden actuar como canales de migración, favoreciendo ascensos rápidos o dando lugar a tiempos de residencia cortical más prolongados (Cembrano y Lara, 2009). Durante el ascenso, una corteza continental de un mayor espesor puede potenciar la asimilación cortical dentro del fundido y afectar a la dinámica de los procesos de cristalización

fraccionada (Hildreth y Moorbath, 1988; Michelfelder *et al.*, 2013). A pesar de los múltiples controles existentes en estos ambientes tectónicos, la química magmática se caracteriza por una afinidad comúnmente calcoalcalina y en menor parte toleítica, además tienden a tener un alto contenido de elementos con afinidad a los volátiles, lo que se traduce en un enriquecimiento de elementos incompatibles y LILE (Large Ion Lithophile Element), los cuales provienen directamente de la cuña astenósfrica o son incorporados posteriormente durante el ascenso (Wilson, 1989).

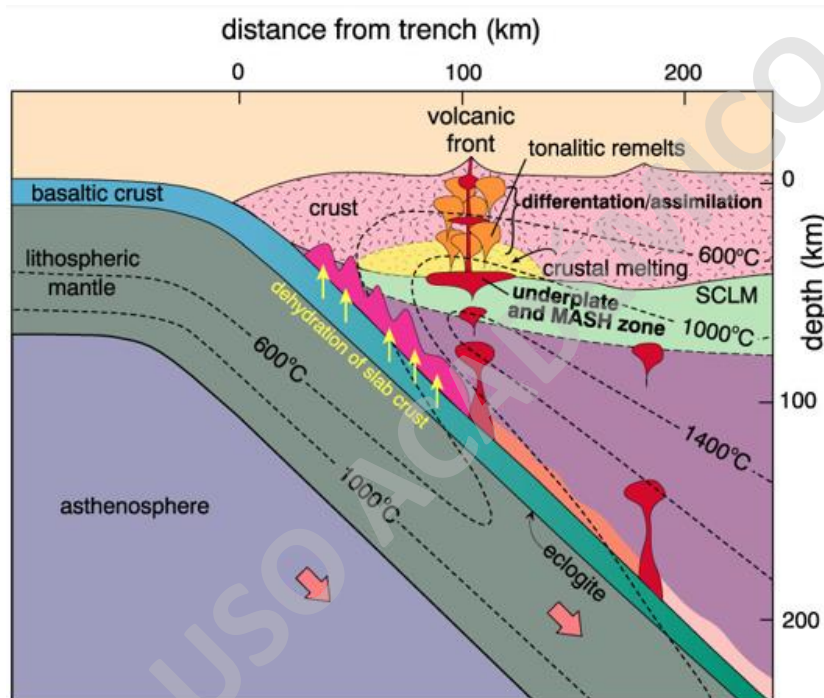


Figura 2: Perfil esquemático de un margen continental activo, exhibiendo procesos de formación y diferenciación del magma. Extraído y modificado de Winter (2001).

## 2.2. Relación entre volcanismo y tectónica en zonas de subducción:

Históricamente se ha estudiado el rol de la tectónica y los procesos de deformación, y cómo éstos influyen en la ocurrencia de volcanismo y transporte de magmas a través de la litósfera (e.g. Petford *et al.*, 2000). Nakamura (1977) propuso que los lineamientos sistemáticos de diversos CEM y conos adyacentes en EV mayores pueden ser una herramienta útil para determinar las direcciones de máximo stress ( $\sigma_{max}$ ), tanto en escala regional como local. De esta forma, la distribución espacial de cuerpos plutónicos y centros eruptivos, que serían la expresión superficial de diques alimentadores, estarían dadas por el estado de stress diferencial

en condiciones frágiles (e.g. Nakamura, 1977; Hutton, 1988). Por otro lado, la deformación cortical no sólo influye en la distribución espacial y transporte de magma. Aún más importante, ésta puede ejercer un control fundamental en los procesos de diferenciación magmática, pudiendo determinar la naturaleza y composición del volcanismo asociado a márgenes continentales (Cembrano y Moreno, 1994).

El hecho de que los arcos volcánicos se ubiquen espacialmente a lo largo de márgenes convergentes activos permite inferir que los esfuerzos tectónicos dentro de los arcos volcánicos deberían ser transcurrentes ( $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  horizontal;  $\sigma_2$  vertical), en vez de netamente compresivos ( $\sigma_1$  y  $\sigma_2$  horizontales;  $\sigma_3$  vertical), permitiendo que el ascenso del magma a través de diques verticales sea en una dirección paralela al  $\sigma_{\max}$  (Nakamura, 1977). En el contexto andino de la ZVS, múltiples arreglos y lineamientos espaciales de centros eruptivos permiten suponer que el SFLO ejerce un control en los mecanismos de ascenso de los magmas (Cembrano y Lara, 2009).

Por otro lado, Takada (1994) correlacionó la ocurrencia de volcanes monogenéticos y poligenéticos con el volumen asociado al input magmático desde la fuente mantélica y el campo de stress. Volcanes poligenéticos se relacionan a grandes inputs de magma y un bajo stress diferencial; los volcanes monogenéticos, por su parte, se construyen con bajos inputs magmáticos y condiciones de stress diferencial más alto.

### 2.3. Geotermobarometría:

La geotermobarometría es una herramienta útil a la hora de determinar las condiciones de presión y temperatura a la cual cristalizan determinadas fases minerales, lo que nos puede entregar información importante sobre las condiciones físicas del magma y esclarecer sus patrones de ascenso y almacenamiento. Históricamente se han usado técnicas geotermobarométricas para determinar el camino P-T-t de rocas metamórficas (eg. Plyusnina, 1982; Essene, 1989). Sin embargo, hoy en día los termobarómetros ígneos pueden entregar pistas incluso sobre el transporte de los magmas en profundidad y las condiciones iniciales de fusión parcial (Putirka *et al.*, 2003; Putirka, 2008).

Los principios termodinámicos básicos de este método consisten en asumir que las condiciones de presión y temperatura dependen directamente de la constante de equilibrio del mineral (Spear, 1989) y se debe cumplir que todas las fases involucradas se encuentran en equilibrio, lo

que implica una energía libre de Gibbs  $\Delta G=0$  (Prakash, 2007). La evaluación del equilibrio entre fases se logra conociendo el coeficiente de distribución ( $K_D$ ) de un componente en específico, donde muchos geotermobarómetros incluyen además la fase líquida (Putirka, 2008).

Los *geotermómetros* son aquellos en donde el equilibrio depende principalmente de la temperatura y se comportan de manera prácticamente insensible frente a las variaciones de presión. Los *geobarómetros* en cambio, responden sensiblemente a las variaciones de presión e involucran significativos cambios de volumen ( $\Delta V$ ). Al mismo tiempo su equilibrio depende muy poco de la temperatura.

Un gran número de geotermómetros y geobarómetros han sido desarrollados para sistemas volcánicos, los que pueden ser agrupados en tres categorías: (1) modelos basados en las variaciones en la composición química del vidrio y/o de roca total, los cuales son saturados con una o más fases minerales sometidos a variaciones de presión y temperatura (i.e. Lee *et al.*, 2009); (2) modelos basados en la respuesta de la composición de los cristales frente a cambios de presión y temperatura (i.e. Nimis, 1995); (3) modelos que usan una combinación de mineral-líquido en equilibrio, los cuales son sensibles a dichos cambios físicos (i.e. Putirka *et al.*, 1996; Putirka 2003, 2008). Para el desarrollo del presente trabajo se utilizaron los geotermobarómetros de la última categoría.

Muchas formulaciones termobarométricas son susceptibles a un limitado espectro de presiones y temperaturas. Frente a esto, existen numerosas calibraciones a partir de datos experimentales y naturales que restringen las condiciones composicionales de acuerdo al contexto geológico (Perchuk, 2004; Reverdatto *et al.*, 2019; Putirka, 2008).

La inherente presencia de una fase líquida dentro de un sistema magmático involucra ciertas consideraciones para asumir un equilibrio entre fases al momento de la estimación de las condiciones P-T. Para empezar, en ocasiones es difícil de determinar cuantitativamente la presencia de una fase líquida, que al mismo tiempo restringe el número de fases cristalinas presentes (en comparación con rocas metamórficas). Además, las composiciones silicatadas son consideradas como fases de “alta variabilidad” en términos de compresibilidad y restricciones estequiométricas en la composición. De esta manera el líquido puede absorber cambios en la P, T y composición, sin involucrar la precipitación de una nueva fase cristalina. El modelamiento de estos componentes líquidos en un sistema magmático puede calcularse usando fracciones catiónicas o fracciones molares (Putirka, 2008).

## CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO

### 3.1. Zona volcánica Sur de Los Andes (ZVS):

El margen continental Andino se extiende por más de 7500 km, desde Colombia al sur de Chile (Figura 3.A). El arco volcánico ha sido dividido en cuatro segmentos separados por zonas de gap volcánico, asociados a lugares donde el slab manteea con un ángulo menor a  $25^\circ$  (Stern, 2004). Las denominadas zonas volcánicas se dividen en la Norte (ZVN:  $5^\circ\text{N}$ - $2^\circ\text{S}$ ), Central (ZVC:  $16$ - $28^\circ\text{S}$ ), Sur (ZVS:  $33$ - $46^\circ\text{S}$ ) y Austral (ZVA:  $49$ - $54^\circ\text{S}$ ). Estas regiones son segmentadas de acuerdo a la edad distintiva del basamento Pre-andino, evolución Mesozoica y Cenozoica, espesor cortical, tendencias estructurales y el tipo de tectónica y/o volcanismo (López-Escobar *et al.*, 1995b).

La ZVS es el arco volcánico desarrollado durante el Cuaternario ( $<1.1$  Ma) en el margen occidental de la placa Sudamericana y se extiende entre las latitudes  $33^\circ$ -  $46^\circ\text{S}$  (López-Escobar *et al.*, 1995b). Su origen es posterior al cambio de fisionomía del arco ocurrido durante el Plioceno Superior- Pleistoceno Medio, donde existía un arco extremadamente ancho, el cual se redujo significativamente hasta la actualidad, concentrándose en la vertiente occidental de la Cordillera Principal. Este fenómeno de acortamiento puede vincularse con la disminución significativa en la tasa de convergencia entre las placas de Nazca y la Sudamericana desde el Plioceno ( $9$  cm/año) al Cuaternario ( $7,9$  cm/año) (Lara *et al.*, 2001).

Este segmento de Los Andes incluye al menos 60 volcanes histórica y/o potencialmente activos en Chile y Argentina, además de tres sistemas de caldera y numerosos centros eruptivos menores (Figura 3.B) (Stern, 2004). A lo largo de esta región, la placa de Nazca ( $0$ - $45$  Ma) subducta la placa Sudamericana de manera oblicua, con una orientación de  $22$ - $30^\circ$  NE respecto a la fosa. El ángulo de subducción aumenta de  $\sim 20^\circ$  en el norte a  $>25^\circ$  al sur de la ZVS. Como consecuencia, la distancia desde la fosa al frente volcánico disminuye de  $>290$  km en el norte a  $<270$  km en el sur (Stern, 2004). De igual forma, dentro de estas latitudes el espesor de la corteza continental varía entre  $\sim 55$ - $65$  km en el norte a  $\sim 30$ - $35$  km en el sur (Hildredth y Moorbath, 1988). El rango de edades del basamento Pre-Andino va desde el Paleozoico al Mesozoico temprano (Munizaga *et al.*, 1988). Esta región está separada de las zonas volcánicas Central y Austral por gaps volcánicos que coinciden con la subducción del Ridge de Juan Fernández y la dorsal de Chile (Chile Rise) respectivamente (Stern, 1989; Herron *et al.*, 1981) y se pueden diferenciar cuatro provincias petrográficas: Norte (ZVSN= $33^\circ$ - $34.5^\circ\text{S}$ ) (e.g. Hildredth y Moorbath, 1988), Transicional (ZVST= $34.5^\circ$ -  $37^\circ\text{S}$ ) (e.g. Tormey *et al.*, 1991) Central

(ZVSC=37°- 41.5°S) (e.g. Hickey-Vargas *et al.*, 1984; 1989) y Sur (ZVSS=41.5°- 46°S) (Naranjo y Stern, 2004).

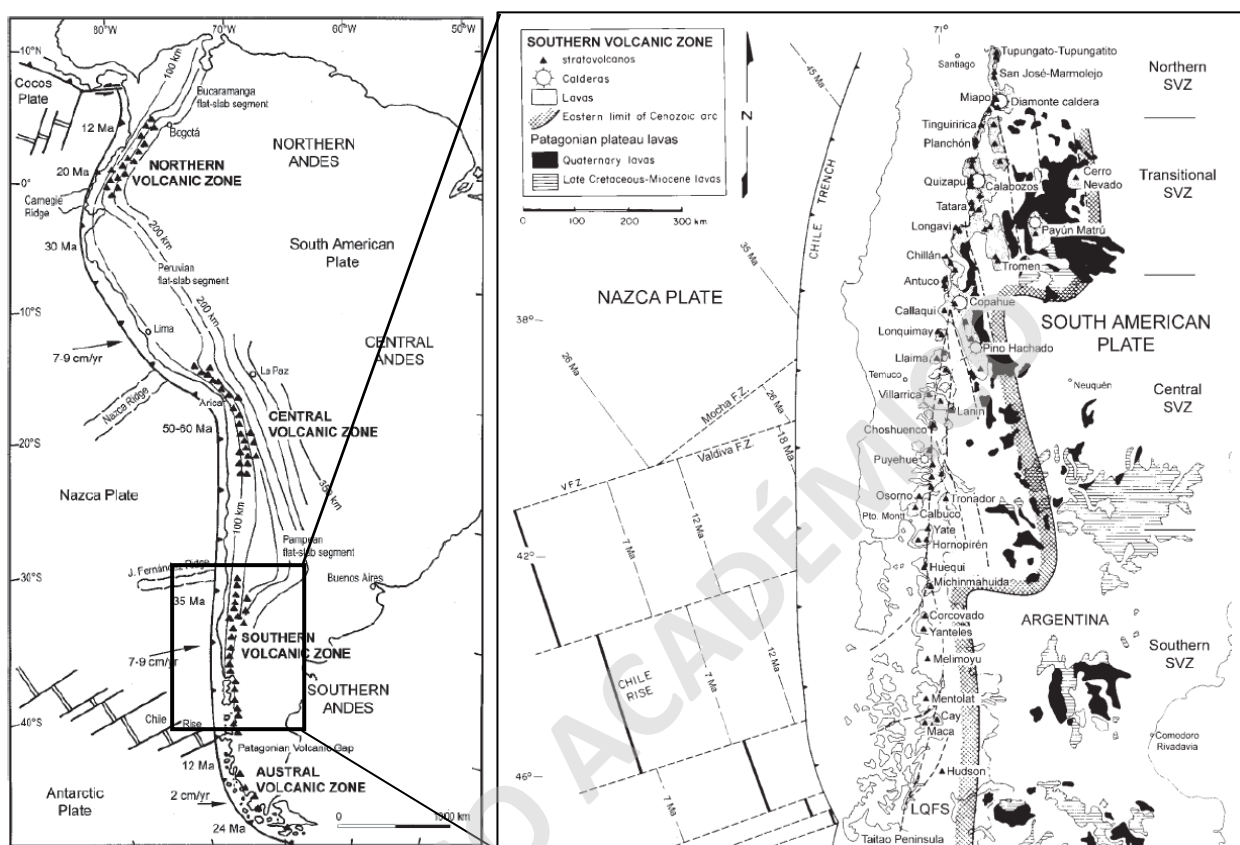


Figura 3: Mapa esquemático de (a) Las provincias volcánicas en el margen continental de Los Andes, y (b) Segmentación de la ZVS. Modificado de Stern, 2004.

El rasgo morfoestructural característico en este segmento del margen continental corresponde al SFLO (e.g. Stern, 2004; Lara *et al.*, 2006). La segmentación de la ZVS se relaciona con diferentes lineamientos derivados de este sistema estructural. El sector septentrional de la ZVSN exhibe una tendencia general N-S en sus centros eruptivos, con productos dominantes de composición andesíticos y dacíticos (e.g. San José y Maipo, Hickey-Vargas *et al.*, 2016). Las altas razones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y bajas razones de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  en esta región indican una incorporación de corteza continental en los magmas de esta zona (López-Escobar *et al.*, 1985; Hildreth y Moorbath, 1988). Los estratovolcanes de la ZVST presentan una orientación preferencial NW por sobre las estructuras N-S y NE. Aquí se encuentran rocas con una alta variabilidad composicional, desde basaltos a riolitas, con un dominio de andesitas y dacitas (e.g. Nevados de Longaví: Rodríguez *et al.*, 2007). Hacia el sur, la ZVSC se caracteriza por lineamientos oblicuos al eje del arco volcánico, con tendencias NE y NO. En este segmento

predominan las lavas de composición basáltica y andesítico-basáltica (eg. Villarrica; Clavero y Moreno, 1994). No obstante, se pueden encontrar escasos productos diferenciados, como es el caso del volcán Lanín. Por último, en la ZVSS se presentan lineamientos preferenciales en dirección NE (López-Escobar *et al.*, 1995b), con centros eruptivos de variable composición (e.g. Maca y Cay, D'Orazio *et al.*, 2003).

### 3.2. Geología de la zona:

#### 3.2.1. Generalidades:

La zona de estudio se ubica al este del arco volcánico actual, dentro de la Cordillera Principal. Presenta una serie de unidades volcánicas representadas por secuencias de lavas basálticas y traquiandesíticas a traquíticas de edad pleistocena-holocena, intercaladas con depósitos laháricos, morreicos y restringidos depósitos piroclásticos visibles en el flanco NNE del volcán. Las unidades se encuentran cubiertas por depósitos volcano-clásticos Holocenos relacionados directa o indirectamente con el volcán Lanín y sus productos. Además, los miembros volcánicos más antiguos evidencian una fuerte erosión glacial. El volcán sobreyace a un basamento cristalino correspondiente a esquistos, cuarcitas y reducidas rocas graníticas del Paleozoico (*Complejo Colhuincul*; Turner, 1973), tobas, brechas y lavas andesíticas Cretácicas (*Formación Curarrehue*; Lara y Moreno, 2004) y lavas andesíticas intercaladas con tobas líticas del Mioceno *Estratos de Priteño*; Lara y Moreno, 2004). También afloran cuerpos graníticos y tonalíticos de anfibola y biotita con edad cretácica y miocena (Aguirre y Levi, 1964; Turner, 1973; Lara y Moreno, 2004).

### 3.3. Centros eruptivos de la zona:

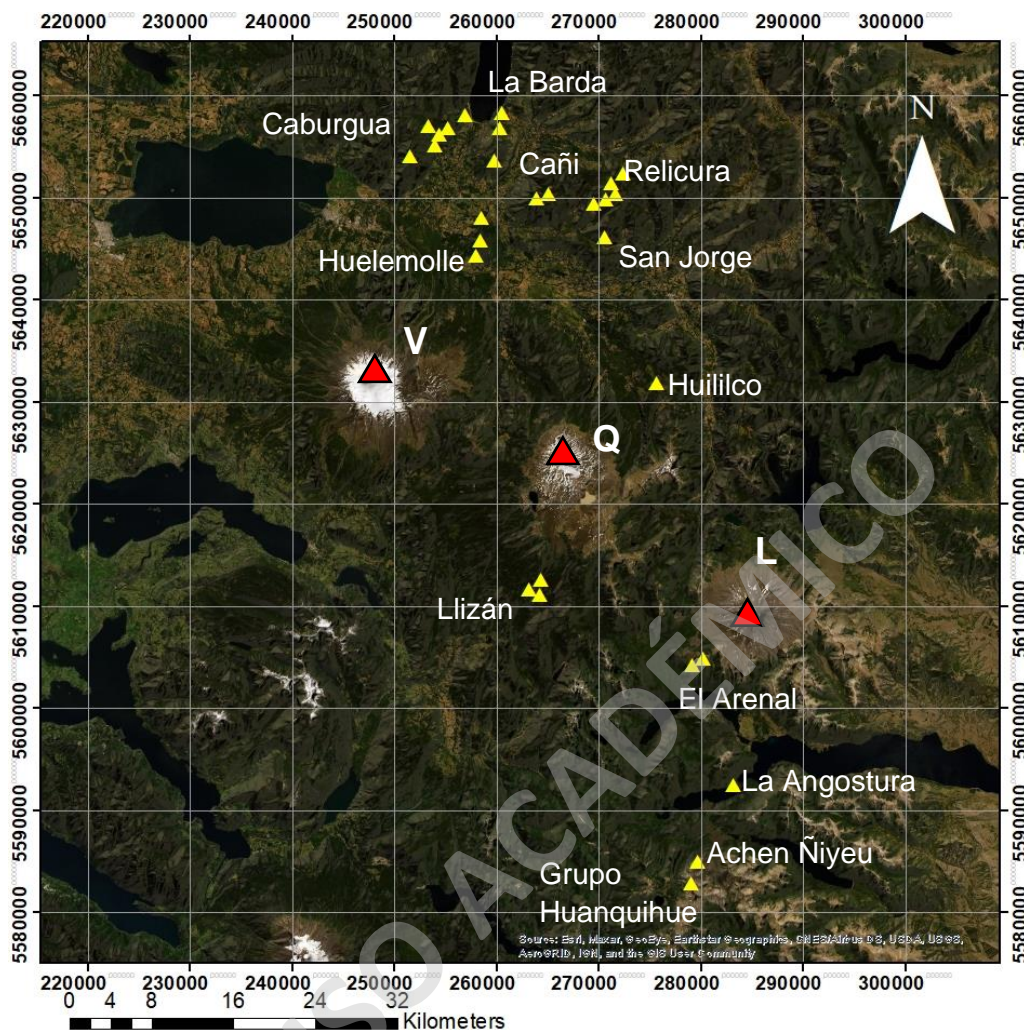
El área que comprende la cadena volcánica V-Q-L representa un gran laboratorio natural al contener un gran número centros eruptivos (Figura 4). Estos centros muestran similitudes y diferencias composicionales producto de diversos procesos petrogenéticos que afectan la generación y evolución de sus magmas (eg. Hickey-Vargas *et al.*, 1989). En la sección occidental del lineamiento volcánico se encuentra el volcán Villarrica (39°25'S; 71°57'O), un EV edad pleistocena media a holocena que se caracteriza por ser uno de los más activos de Sudamérica (Clavero y Moreno, 1994), registrando más de 50 eventos eruptivos desde el siglo XVI (Moreno y Clavero, 2006). Su edificio volcánico es construido a partir de múltiples flujos de lava y material piroclástico de composición basáltica a andesítico-basáltica, que según criterios estratigráficos, geocronológicos y estructurales es posible dividir la evolución geológica del

volcán en tres etapas (Moreno y Clavero, 2006). Al norte del volcán, se reconoce el Complejo de Centros Eruptivos Menores Caburga-Huemolle (CEMCH) (Morgado *et al.*, 2015), un grupo de conos de composición basáltica que se caracteriza por mostrar heterogeneidades geoquímicas a escala local que evidencian distintos mecanismos de ascenso y grado de aporte de fluidos desde la fuente (Morgado *et al.*, 2015; McGee *et al.*, 2017).

Hacia el E, se ubica el Complejo volcánico Quetrupillán ( $39^{\circ}30'S$ ;  $71^{\circ}45'O$ ), un estratovolcán activo que se distingue por manifestar productos de composiciones dacíticas de forma dominante, y en menor parte basálticas y andesítico-basálticas (Brahm *et al.*, 2018), mostrando una tendencia bimodal en las cuatro unidades geológicas definidas previamente (Pavez, 1997). Cerca de este estratovolcán se encuentran dos grupos de CEM con productos de composiciones basálticas a andesítico-basáltica. Estos son el Centro eruptivo menor Huillico (CEMH) al norte y los Centros eruptivos menores de Llizán (CEMLL) al sur. Ellos comparten la característica particular de poseer una evolución magmática controlada por procesos de cristalización fraccionada y asimilación cortical, a diferencia de lo observado para otros centros menores de la zona (Valdivia, 2016; Durán, 2019).

Finalmente, el miembro más SE de la cadena volcánica V-Q-L es el volcán Lanín ( $39^{\circ}38'S$   $71^{\circ}30'O$ ), un estratovolcán considerado activo de edad pleistocena-holocena. Su edificio fue construido a partir de múltiples coladas de lava emitidas desde el cráter central y diversos centros adventicios con composiciones principalmente basálticas a andesítico-basálticas, y manifestaciones menores de andesitas silíceas y dacitas. Adicionalmente, se reconocen escasos depósitos de flujo y caída piroclástica en los flancos del volcán. De acuerdo a criterios litológicos y geomorfológicos, Lara y Moreno (2004) dividieron su evolución en cuatro unidades sucesivas. Similar a los demás EV, en las cercanías del volcán Lanín también se identifican CEM. Los más cercanos corresponden a los conos El Arenal, los cuales a pesar de posicionarse en el flanco SO del volcán, no guardan relación genética con el EV (Lara y Moreno, 2004). Más al sur, rodeando al lago Epulafquén en Argentina, se emplazan los conos monogenéticos de composición basáltica que constituyen el grupo Huanquihue (Inbar *et al.*, 1995; Lara *et al.*, 2001; Collet, 2020), y el cono La Angostura, clasificado como un anillo de toba producto de la interacción magma-agua. Sus depósitos se componen de vitroclastos de grano fino y lapilli escoriáceo de composición basáltica con líticos graníticos (Corbella y Alonso, 1989).





**Leyenda:**

▲ CEM

▲ Estratovolcanes

Figura 4: Imagen satelital de la cadena volcánica V-Q-L que muestra la ubicación de los CEM de la región.

### 3.5. Marco tectónico:

La configuración tectónica de la ZVS durante el Cuaternario se ha caracterizado por un régimen transpresivo-dextral, consecuencia de la convergencia oblicua de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana a una tasa de 7-9 cm/año (Hernández-Moreno *et al.*, 2014; Cembrano *et al.*, 2009). El rasgo morfotectónico más destacable es el SFLO (Figura 5), el cual es un sistema estructural de larga vida paralelo al arco magmático y de aproximadamente 1.200 km de extensión. Su larga evolución ha estado estrechamente vinculada al desarrollo del arco magmático y crecimiento orogénico en esta provincia de los Andes del Sur. Cembrano *et al.*,

(1996) reconocen antiguas etapas de deformación dúctil durante el Cretácico y definen un sistema estructural de intra-arco que se establece durante el Mioceno. Lavenu y Cembrano (1999) identifican dos episodios de deformación frágil en el arco hacia el límite del Cuaternario: (1) Asociado a un evento compresional ocurrido en el Plioceno, caracterizado por una dirección de máximo esfuerzo ( $\sigma_{max}$ ) E-W; (2) Durante el Cuaternario, donde se evidencian dos estados de estrés de direcciones N-S y NE-SO. Desde el Pleistoceno Inferior, el SFLO concentraría la deformación frágil controlando el ascenso de magmas que originan el arco volcánico actual a través de canales asociados a la falla maestra de orientación NNE y fallas transtensivas dextrales de orientación ENE, además de estructuras aisladas de orientación ONO. Estas últimas fallas se encuentran significativamente desorientadas con respecto al campo de estrés actual y se interpretan como zonas de debilidad cortical asociadas a fallas tensionales pre-andinas reactivadas, resultantes de la oblicuidad respecto a la dirección de máximo estrés (Cembrano y Lara, 2009). Una de estas estructuras desorientadas corresponde a la Zona de Falla Mocha-Villarrica (ZFMV) (Figura 5) (Hackney *et al.*, 2006), sobre la cual se emplaza la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín.

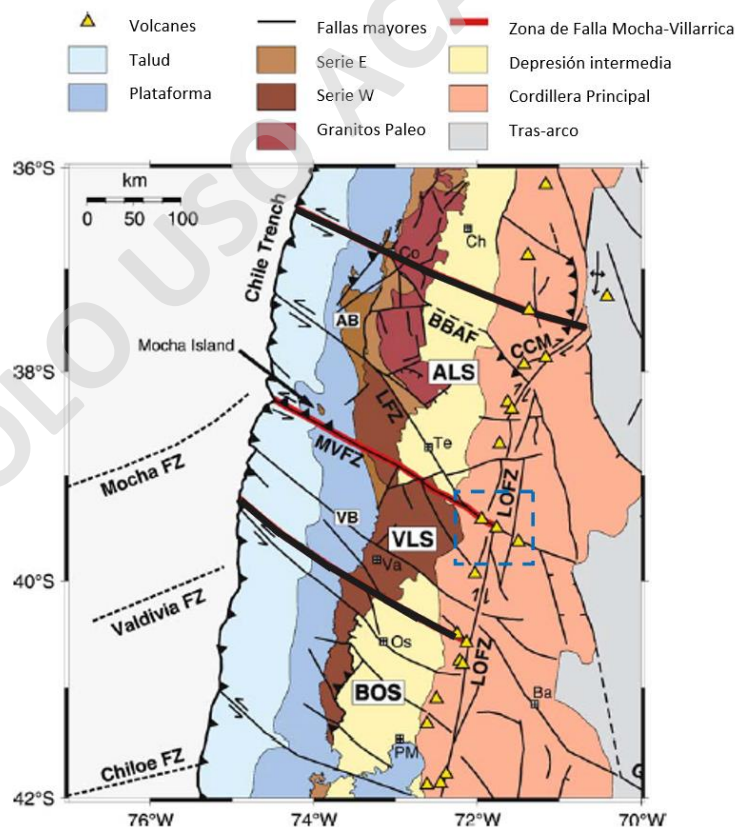


Figura 5: Mapa esquemático de las estructuras a gran escala de la región. El recuadro negro representa el área de estudio. Modificado de Hackney *et al.*, 2006.

Cembrano y Lara (2009) (Figura 6) establecen un modelo que agrupa centros eruptivos de la ZVS en dos asociaciones en función de la tectónica regional, según criterios de primer orden como el espesor cortical y la presencia/ausencia del SFLO y criterios de segundo orden, como la naturaleza del basamento volcánico:

- (1) Asociación cinemática acoplada: Representada por estratovolcanes y centros eruptivos menores alineados con tendencia NE y ENE que presentan una evidente relación temporal y espacial con estructuras de segundo orden, derivadas del régimen transpresivo dextral del arco volcánico. Las estructuras subverticales favorecen un rápido ascenso del magma, limitando los procesos de diferenciación.
- (2) Asociación cinemática desacoplada: Corresponde a volcanes individuales o grupos de volcanes que se asocian espacial y temporalmente con estructuras antiguas, los cuales no guardan relación con el régimen tectónico actual. Las estructuras actúan como canales de transporte pasivos, permitiendo tiempos de residencia más largos.

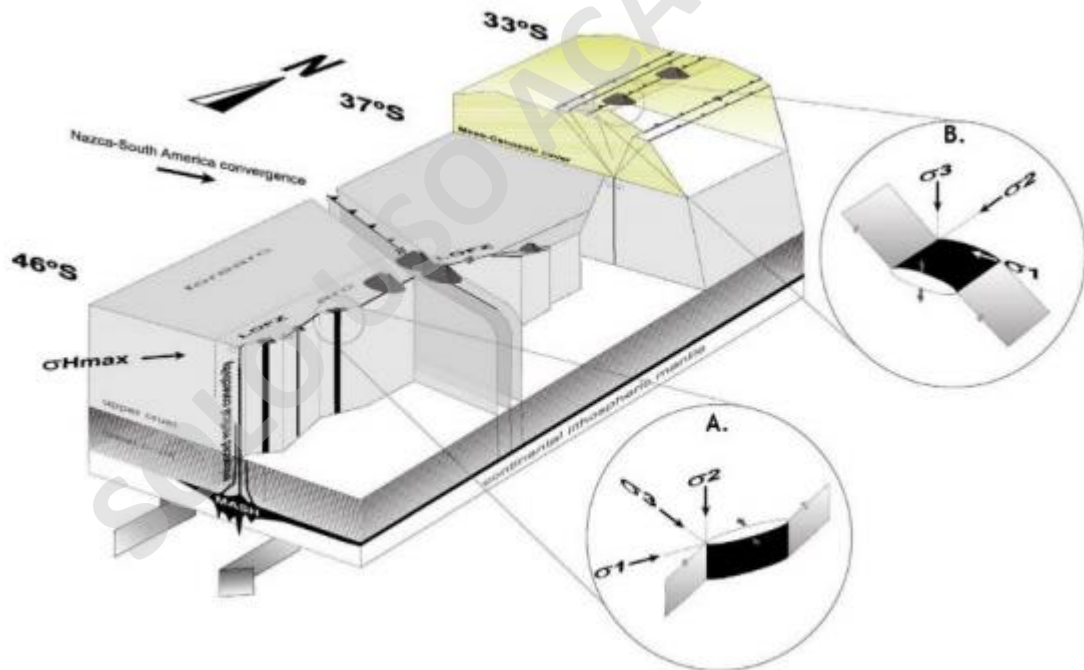


Figura 6: Relación volcánico-tectónica en la ZVS (33°-44°). A) Asociación cinemática acoplada. B) asociación cinemática desacoplada. Extraído de Cembrano y Lara, 2009.

Bajo este contexto, la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín corresponde a una asociación cinemática desacoplada, en donde las estructuras antiguas de carácter inverso o subhorizontal, generan un mayor espectro composicional en sus magmas. A escala local, el basamento del volcán Lanín forma un bloque estructural ca. 900 m alzado sobre la base de los centros eruptivos Villarrica y Quetrupillán. Hacia el sector occidental, este bloque limita con la Falla Reigolil-Pirihueico (Lara y Moreno, 2004), que corresponde a un lineamiento de fallas con cinemática inversa y sinistral, que en conjunto con el SFLO representan un sistema mayor de intraarco (Figura 7). Los ejes de acortamiento describen un rumbo NE-SO, siendo compatible con el régimen transpresivo dextral (Lavenu y Cembrano 1999).

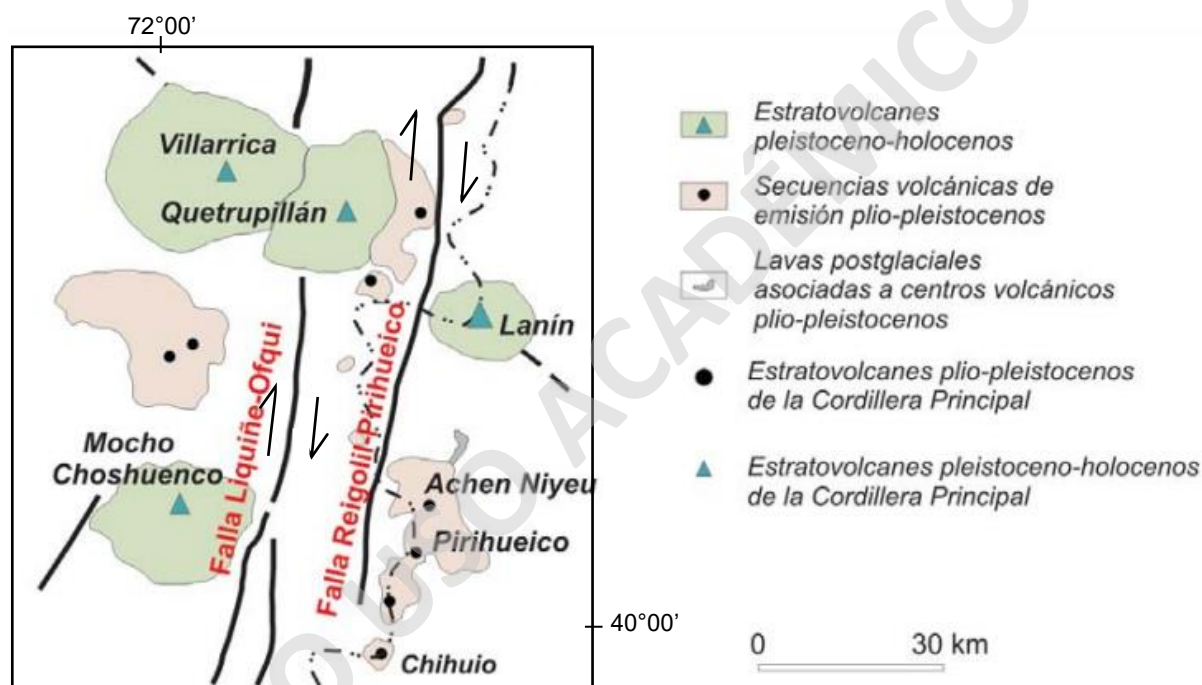


Figura 7: Sección esquemática del área de estudio. Se identifican las estructuras mayores con su respectiva cinemática. Modificado de Lara et al., (2001).

### 3.6. Antecedentes bibliográficos en la región:

Hickey-Vargas *et al.*, (1986; 1989) estudiaron los estratovolcanes y CEM de la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín. Sus resultados evidencian variaciones geoquímicas en los magmas con una tendencia E-W. El volcán Lanín posee mayores concentraciones de elementos incompatibles y La/Sm con respecto al volcán Villarrica, pero menores razones de Ba/La, Zr/Nb y Ba/Nb. Estas diferencias son consistentes con modelos previos que involucran

a) Disminución del aporte de fluidos derivados del slab ricos en Ba/Nb en función a la distancia de la fosa, generando menores grados de fusión parcial en la astenósfera en el mismo sentido, o b) Mayor grado de asimilación de un manto litosférico enriquecido. En su trabajo concluyen que para cada volcán, la generación de los productos más diferenciados puede ser modelado a partir de cristalización fraccionada en un sistema cerrado, considerando que la firma geoquímica de los basaltos también se refleja en los productos más evolucionados. Por otro lado, los basaltos de los CEM muestran diferencias geoquímicas con los basaltos del volcán Villarrica. Poseen mayores razones de K/Rb y LREE/HREE, similar al volcán Lanín, aunque éstos erupcionen más cerca del Villarrica. Estas diferencias entre basaltos de estratovolcán y CEM son mejor explicadas por heterogeneidades en la fuente, específicamente por distintos grados de participación de fluidos y/o fusión parcial de manto.

Brahm *et al.*, (2018) realizaron análisis geoquímicos e isotópicos en el Complejo Volcánico Quetrupillán y volcán Huililco. En su estudio proponen que los magmas traquíticos del CVQ fueron generados a partir de cristalización fraccionada de basaltos con una composición muy similar a los del volcán Huililco, por lo que estos compartirían una fuente común y estarían genéticamente relacionados. En general, el comportamiento geoquímico del volcán Quetrupillán se asemeja al volcán Lanín, mostrando similitudes en patrones de REE, altas razones de La/Yb y bajas firmas isotópicas de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  con respecto al volcán Villarrica. Su diferencia más notable es el contenido de alcalis total, en donde el volcán Lanín se encuentra fuertemente enriquecido.

Si bien existían trabajos previos en la región, la caracterización del volcán Lanín no fue objeto de estudio hasta 1994. Lara y Moreno (1994) describieron la petrografía y geoquímica de las rocas, pudiendo diferenciar cuatro unidades temporales que evidencian una continua evolución morfoestructural, controlada por un carácter bimodal en sus productos principalmente de carácter efusivo desde el Pleistoceno Superior. De igual manera, proponen que el marcado enriquecimiento de  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$ , respecto a otros estratovolcanes, acompañado de una elevada razón La/Yb, se correlaciona con un aumento de la distancia a la fosa. Los mismos autores realizaron el primer mapeo preliminar a escala 1:50.000 basado en información de campo y fotogeología. Posteriormente, Lara y Moreno (2004) establecieron una evolución geológica y magmática a partir de datos de elementos mayores y patrones de REE. En su trabajo presentan un modelo de evolución magmática de baja presión, en donde en niveles corticales someros, procesos de cristalización fraccionada en un sistema cerrado explicarían la transición de basaltos a dacitas, sin involucrar necesariamente mezcla de magmas. La fuente de los magmas

se asocia a bajos grados de fusión parcial (<4%) de una peridotita parental con una incipiente cristalización de olivino y plagioclasa cálcica. La signatura geoquímica y un bajo grado de fusión parcial sería compatible con otros centros eruptivos ubicados lejos de la fosa (Hickey-Vargas *et al.*, 1989). Los ciclos volcánicos efusivos en general serían controlados por un reducido tiempo de residencia en un reservorio magmático superficial con evacuación rápida. Lara y Moreno (2004) presentaron una descripción detallada de las unidades geológicas reconocidas en el volcán Lanín en un mapa geológico de escala 1:50.000. También se incorporan datos geocronológicos correspondientes a dataciones de  $C^{14}$  y K-Ar.

Dentro del dominio argentino, Fennell *et al.*, (2014) proponen una evolución geológica sobre la base de análisis de depósitos sin y post-glaciales en la vertiente oriental del volcán Lanín. Las secciones descritas muestran depósitos de avalancha volcánicas, lahares, coladas de lavas y flujos piroclásticos que no habían sido previamente identificados. En su trabajo establecen una evolución que involucra la formación de una depresión dentro del basamento asociada a una hipotética formación de una caldera en el Pleistoceno medio, que es intensamente afectado por la actividad glacial. Para el Pleistoceno superior, la Última Máxima Glaciación cubre completamente el volcán moderno, generando coladas de pillow lavas y la distintiva morfología glacial en la zona. Posteriormente, un evento de colapso de la sección superior del volcán desarrollaría una caldera apical a principios del Holoceno, la cual originó los depósitos de avalancha y oleada piroclásticas, además de los grandes escarpes observados en la vertiente argentina. La última fase efusiva comprende el desarrollo de conos adventicios en los flancos del volcán. Concluyen que la reciente actividad del volcán describe una mecánica más catastrófica de lo que se pensaba previamente.

En cuanto a la tectónica de la zona, Balbis y Petrinovic (2017) estudiaron la relación entre el volcanismo y la deformación Holocena del volcán Lanín, mediante análisis cinemáticos sobre rocas plutónicas y volcánicas Mesozoicas, en conjunto con rocas metamórficas de edad Precambrica-Paleozoica. Paralelamente, analizaron la disposición y orientación preferencial de los conductos volcánicos observados en terreno. Sus resultados indican un dominio transcurrente (strike-slip) con un eje de acortamiento con direcciones ONO-ESE y OSO-ESE, además de fallas normales O-E y fallas inversas N-S. Por otro lado, los conductos volcánicos del volcán poseen una orientación NNO-SSE, que coinciden con los lineamientos de escala regional de la traza del SFLO. De esta manera, proponen de manera preliminar que la reciente cinemática del SFLO y la actividad Holocena del volcán Lanín podrían guardar una relación espacial y temporal. Estos resultados concuerdan con los estudios realizados por Kunstmann

(2018), quien, a partir información cinemática en lineamientos representados por diques y estructuras, muestra que la deformación ligada al SFLO es relativamente homogénea para toda la zona. De igual forma, nota patrones en los conos adyacentes a los estratovolcanes de la cadena V-Q-L, en donde tanto el volcán Villarrica como el Lanín muestran conos alineados en dirección NE con una composición basáltica, mientras que en el volcán Quetrupillán están orientados NO y se encuentran más diferenciados. Esto podría explicarse por estructuras de alimentación que coincidan con el emplazamiento de los conos en los volcanes Villarrica y Lanín.

Recientemente, Jara *et al.*, (2020) realizaron una evaluación de peligros volcánicos sintetizados en mapas proximales de escala 1:50.000 y mapas distales de 1:3.000.000, con el fin de mostrar el efecto local y regional de los eventos eruptivos del volcán Lanín. Su trabajo incluye una recopilación de antecedentes geológicos, levantamiento de información en terreno en el que se define en detalle los depósitos piroclásticos asociados al volcán y modelación numérica para los diferentes procesos eruptivos, integrando variables como magnitudes y recurrencias asociadas a diferentes escenarios. Bajo este contexto, los mayores peligros asociados al volcán Lanín corresponden a emisiones de coladas de lavas y formación de lahares que puedan afectar negativamente la circulación en el paso internacional Mamuil Malal, además de residencias en zonas aledañas a los Lagos Paimún y Huechulafquen en Argentina, y en el sector de Puesco, por el valle del río Trancura en Chile. Además, el área estudiada puede ser afectada por eventos eruptivos de otros centros (e.g. Villarrica, Quetrupillán, Mocho-Choshuenco) asociado a caída de piroclastos,

## **Capítulo 4: Resultados**

### **4.1. Generalidades:**

El volcán Lanín posee una morfología cónica de alta pendiente (Figura 8), construida a partir de múltiples pulsos de lava basáltica a traquítica que cubren una superficie aproximada de 220 km<sup>2</sup> y un volumen cercano a los 180 km<sup>3</sup>. Su cumbre alcanza los 3.747 m. s. n. m., y su cráter está parcialmente cubierto por un glaciar colgante. El edificio volcánico se encuentra en un desnivel de 2.500 m sobre el terreno circundante, el cual se destaca por una cubierta de suelo y abundante vegetación. En sus flancos se exhiben centros adventicios con una tendencia general NE, en donde volumétricamente se destaca en Centro fisural Huinfiuca y los conos de El Arenal.

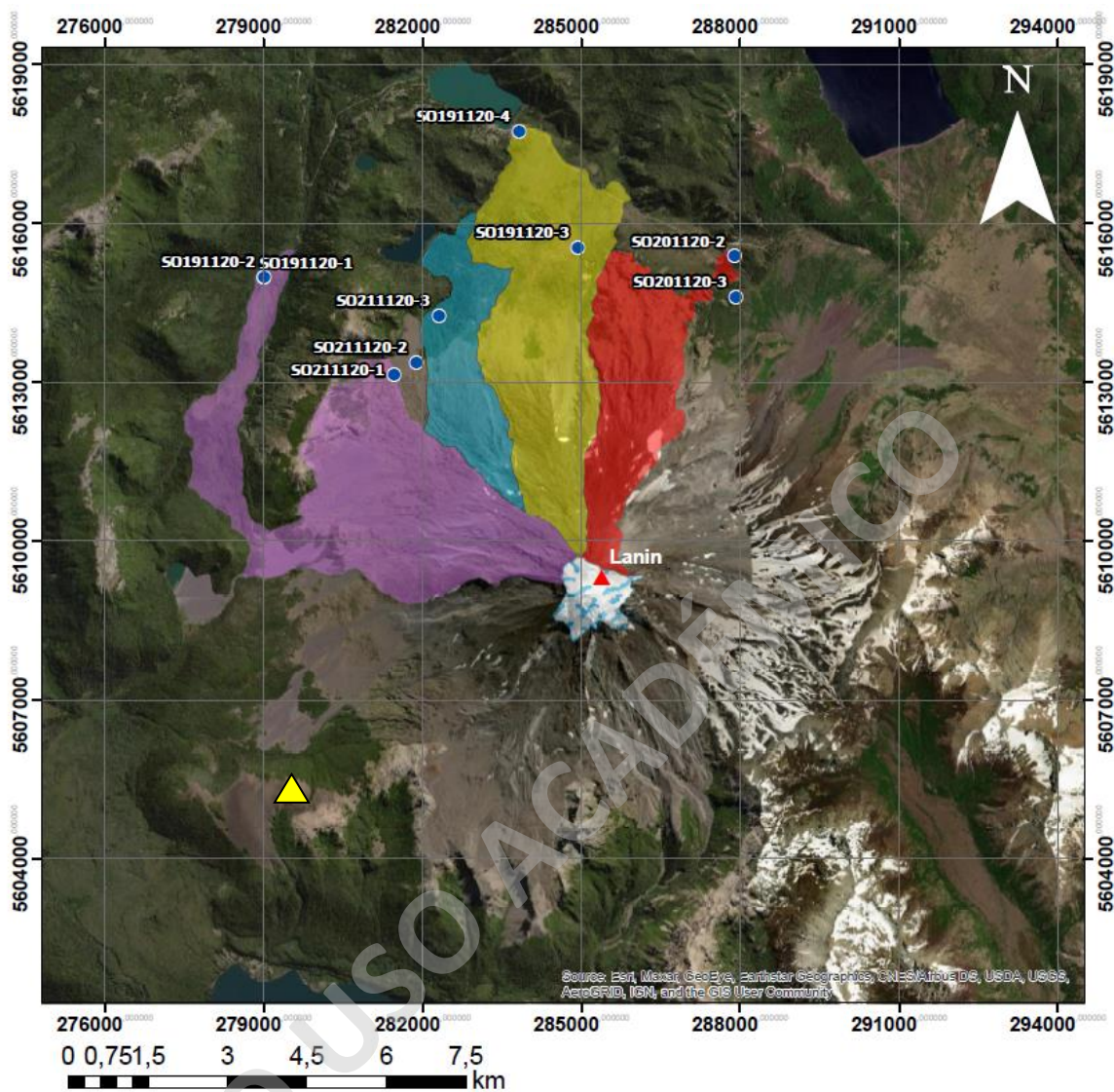
Geomorfológicamente, las coladas más antiguas (Unidades 1 y 2; Lara y Moreno 2004) presentan una intensa erosión glacial, mientras rocas que conforman el edificio volcánico moderno (Unidades 3 y 4) se encuentran mejor preservadas y sólo son seccionadas por ocasionales cursos fluviales o escarpes generados por colapso gravitacional.



Figura 8: Fotografía de vista de la ladera norte de volcán Lanín.

Las subunidades Holocenas son agrupadas dentro de la Unidad Lanín 4 (Lara y Moreno, 2004). Estas conforman la parte superior del volcán y afloran principalmente en el sector norte y noroeste del volcán. Todas fueron emitidas desde el cráter central a excepción de los basaltos Huinfiuca, asociados a una emisión lateral. También se destaca la presencia de los conos El Arenal representado por dos conos piroclásticos postglaciares situados en el flanco suroccidental del volcán. Su distribución es representada en el mapa geológico de la Figura 9, realizado a partir de imágenes satelitales e información recolectada en terreno, usando un criterio geomorfológico y litológico. Además de los productos ya mencionados, esta unidad también comprende discretos depósitos piroclásticos, que son usualmente interdigitados con secuencias laháricas, depósitos de flujo y tefras de caída piroclástica asociados a los volcanes Quetrupillán y Huillico (Jara *et al.*, 2020). Dichas secuencias son visibles tanto en el área norte como en el sur, sin embargo, la tendencia de dispersión dominante es en dirección NNE.





**Leyenda:**

- |   |                          |   |                 |
|---|--------------------------|---|-----------------|
|  | Centro fisural Huinifuca |  | Muestras        |
|  | Basaltos Quillehue       |  | Glaciar         |
|  | Basaltos Momolluco       |  | Conos El Arenal |
|  | Dacitas Mamuil Malal     |   |                 |

Figura 9: Mapa geológico para las unidades Holocenas del volcán Lanín y puntos de muestreo durante la campaña de terreno.

#### 4.2. Materiales volcánicos y petrografía del volcán Lanín:

Los materiales volcánicos asociados al volcán Lanín corresponden principalmente a diversos flujos de lava de composición basáltica a traquiandesítico-basáltica de forma dominante, y subordinadamente traquítica. Como se mencionó anteriormente, si bien su actividad es predominantemente de carácter efusiva, se han identificado diferentes depósitos piroclásticos distribuidos tanto en los flancos como en áreas cercanas. En el sector norte del volcán existen depósitos piroclásticos asociados de corrientes de densidad tipo “block and ash”, conformado por fragmentos monomícticos tamaño bloque y lapilli grueso dentro de una matriz de ceniza fina, visible en el sector norte del volcán. De igual forma, se documentan depósitos de caída piroclástica, compuestos por material tamaño ceniza-lapilli, los cuales se extienden hasta 50 km desde el cráter del volcán, en las cercanías de la localidad de Añihuarraqui. Este depósito es asignado a una erupción subpliniana ocurrida hace ca. 3000 años (Jara *et al.*, 2020). Por otro lado, en el sector sur se reconocen discretas secciones que exponen depósitos pumíceos interpretados como flujos piroclásticos datados en  $8.420 \pm 30$  años AP (Jara *et al.*, 2020).

Para el análisis petrográfico bajo microscopio óptico se realizaron un total de seis secciones transparentes con el objetivo de describir componentes mineralógicos y texturas de manera precisa (Tabla 1). Complementariamente, las proporciones minerales en volumen fueron estimadas mediante conteo modal con el software JmicroVision. Las secciones fueron elaboradas a partir de muestras previamente seleccionadas, obtenidas durante la campaña de terreno. Cinco de estas muestras corresponden a lavas pleistocenas tardías y holocenas asociadas a las Unidades Lanín 3 y 4 (Lara y Moreno, 2004). El detalle de la descripción y ubicación geográfica se incluye en el Anexo 1.

<b>Muestra</b>	<b>Tipo de material</b>	<b>Unidad</b>
<b>SO191120-4</b>	Lava	Basaltos Quillelhue
<b>SO201120-2</b>	Lava	Dacitas Mamuil Malal
<b>SO211120-1</b>	Lava	Momolluco
<b>SO191120-2</b>	Lava	Momolluco
<b>SO211120-2</b>	Lava	Basaltos y andesitas Lanín
<b>SO211120-2</b>	Lava	Centro fisural Huinfiuca

Tabla 1: Tabla resumen de muestras, el tipo de material y la unidad asignada en Lara y Moreno, (2004).

Los productos más contemporáneos asociados a la Unidad Lanín 4 consisten en múltiples pulsos de lavas basálticas, andesítico-basálticas y traquíticas, los cuales cubren especialmente los flancos norte y occidental del volcán. Las edades de las subunidades holocenas fueron determinadas mediante correlación estratigráfica y dataciones radiométricas en depósitos piroclásticos y suelos aledaños (Lara, 2004), sin embargo, todas ellas suprayacen de manera discordante con la Unidad Lanín 3. De acuerdo a los rasgos morfológicos y composicionales en conjunto con la fuente de emisión, se pueden distinguir las sub-unidades:

*Basaltos Quillehue:*

Corresponde a un campo de coladas de lavas basálticas de olivino y piroxeno, emitidas desde el área central del estratocono, las cuales poseen morfología cordada (Figura 10) y ocupan un volumen aproximado de 0,1 km<sup>3</sup>. Estas afloran en la ladera norte del volcán Lanín, extendiéndose hasta la ribera sur del lago Quillehue (Figura 9) y suprayacen de forma concordante a la unidad *Dacitas Mamuil Malal*. Poseen una edad mínima restringida de 1.650±70 años AP (Lara y Moreno, 2004).



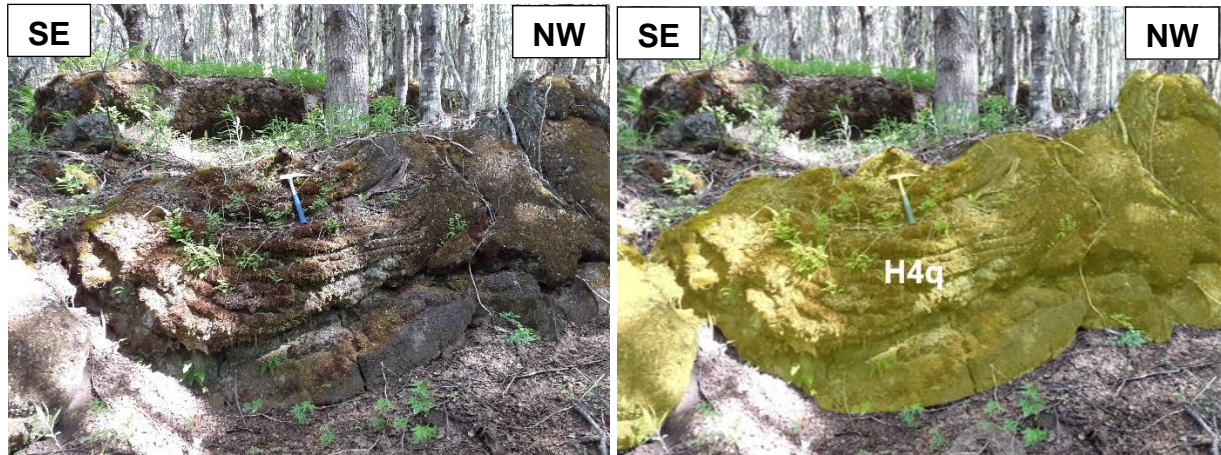


Figura 10: Fotografía de coladas de lavas basálticas asociadas a la unidad Basaltos Quillelhue.

Petrográficamente, las lavas basálticas de esta unidad poseen fenocristales de plagioclasa (~34% vol%) con tamaños hasta 2,5 mm, olivino (~9% vol%) y clinopiroxeno (~4% vol%), con un tamaño máximo de 1,2 mm. Dichos minerales se encuentran inmersos en una masa fundamental intergranular (~53% vol%) que se compone por microlitos de las mismas fases en conjunto con óxidos de Fe-Ti. Se reconoce la presencia de zonación en algunas plagioclasas, y evidencias de desequilibrio como bordes de reabsorción también observable en cristales de olivino. Por último, en sectores muestra textura poikilítica en ciertas plagioclasas las cuales contienen cristales anhedrales de olivino (Figura 11).

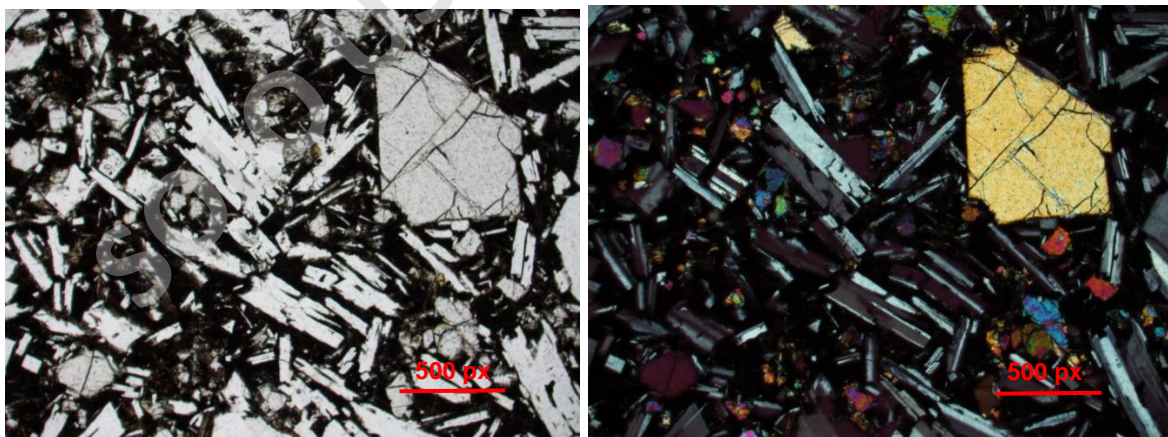


Figura 11: Fotografía de la sección transparente a nicolos paralelos y cruzados para la muestra SO191120-4 asignada a la unidad Basaltos Quillelhue.

Dacitas Mamuil Malal:

Corresponde a una serie de lavas-domo de composición traquítica de piroxeno y olivino de manera subordinada, las cuales fueron emitidas desde el cráter central, cubriendo parte de la unidad *Basaltos Quillelhue* de forma concordante. Posee dos lóbulos frontales con morfología de bloques (Figura 12) y estructuras de levées laterales, que se extienden en dirección norte y noreste ocupando un volumen aproximado de 0,45 km<sup>3</sup> (Figura 9). Lara y Moreno, (2004) postulan que el crecimiento y eventual colapso parcial de esta unidad sería el causante del emplazamiento de un prominente depósito de tipo “*block-and-ash*” visible en el frente del coulée, cercano al paso internacional Mamuil Malal. Este flujo posee una edad de 2.170±70 años AP obtenida indirectamente mediante <sup>14</sup>C en fragmentos carbonosos en la matriz del depósito piroclástico (Lara y Moreno, 2004).

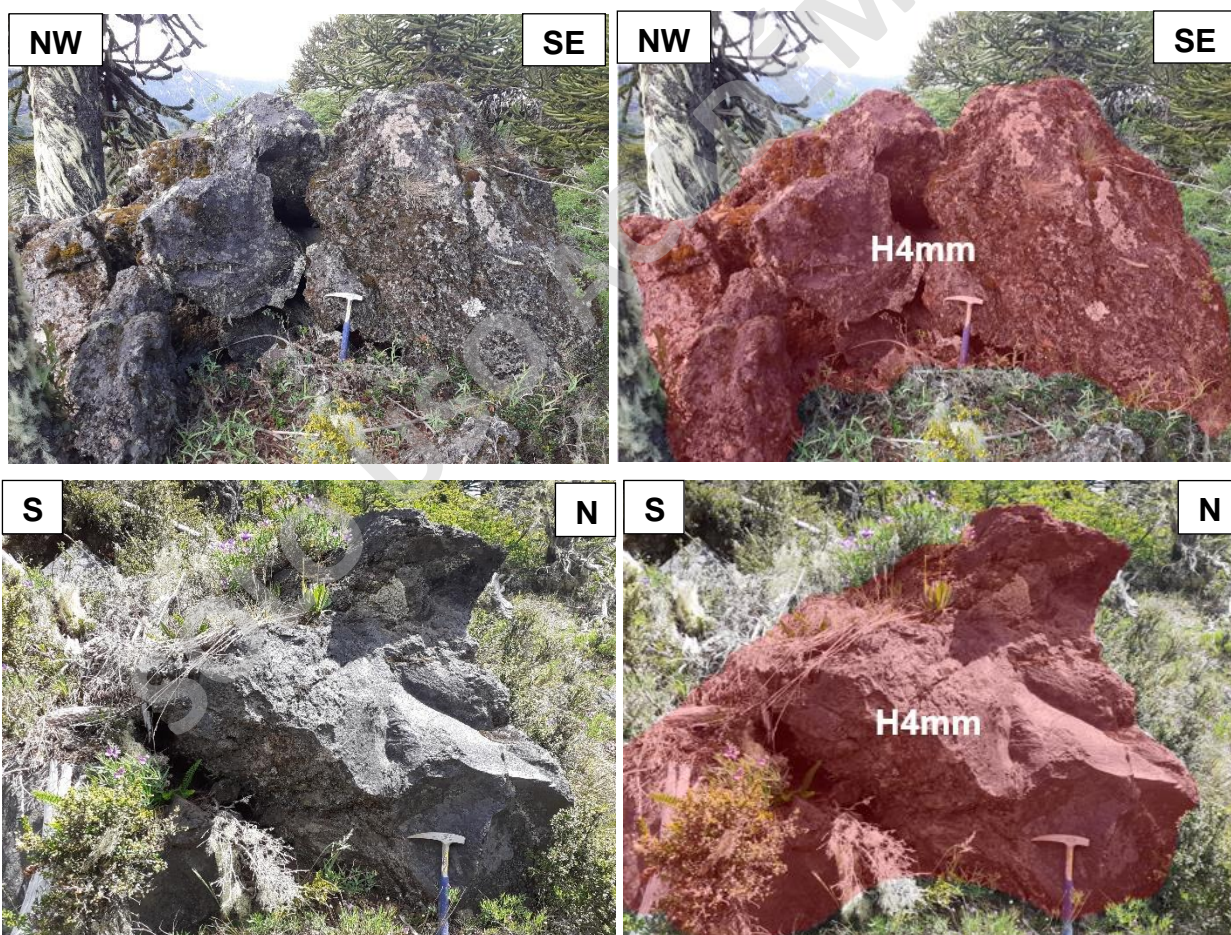


Figura 12: Fotografía a mesoescala de lava-domo perteneciente a la unidad Dacitas Mamuil Malal.

La muestra asociada a esta unidad posee una composición traquítica constituida por fenocristales de plagioclasa (~6% vol%) que alcanzan los 2,3 mm de longitud, y clinopiroxenos (~4% vol%) inferiores a 1,1 mm, los cuales están inmersos en una masa fundamental pilotaxítica (~87% vol%). La muestra exhibe textura vesicular (~3% vol%), presentadas de formas elongadas e irregulares. En sectores se pueden observar textura intrafasicular y glomeroporfírica en cristales de piroxeno y plagioclasa (Figura 13). De estos últimos, algunos ejemplares muestran zonación.

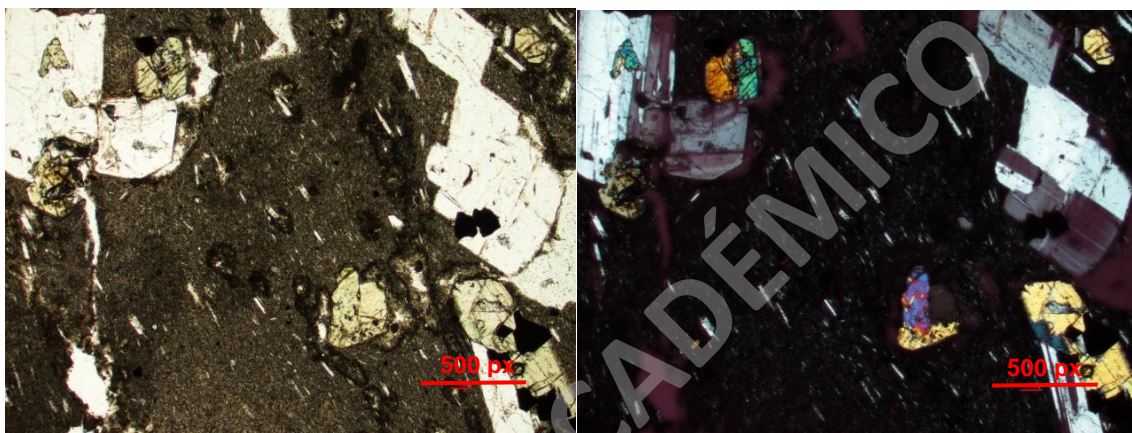


Figura 13: Fotografía de la sección transparente a niculos paralelos y cruzados para la muestra SO201120-2 asignada a la unidad Dacitas Mamuil Malal.

#### Andesitas basálticas Momolluco:

Coladas de lavas andesitas-basálticas de piroxeno y olivino, expuestas en la ladera occidental del volcán Lanín (Figura 14). Sus direcciones de flujo indican que fueron emitidas desde el cráter central, y cubren una inflexión en la pendiente en ese sector representado por una forma de “hombrera” que puede ser interpretado como un anillo de colapso de una paleo-caldera. Este conjunto de lavas se extiende hasta el valle que cruza el río Momolluco en dirección N-S. Posee una edad mínima de  $2.170 \pm 70$  años AP, de acuerdo a sus relaciones de contacto con los demás miembros holocenos (Lara y Moreno, 2004) (Figura 9).

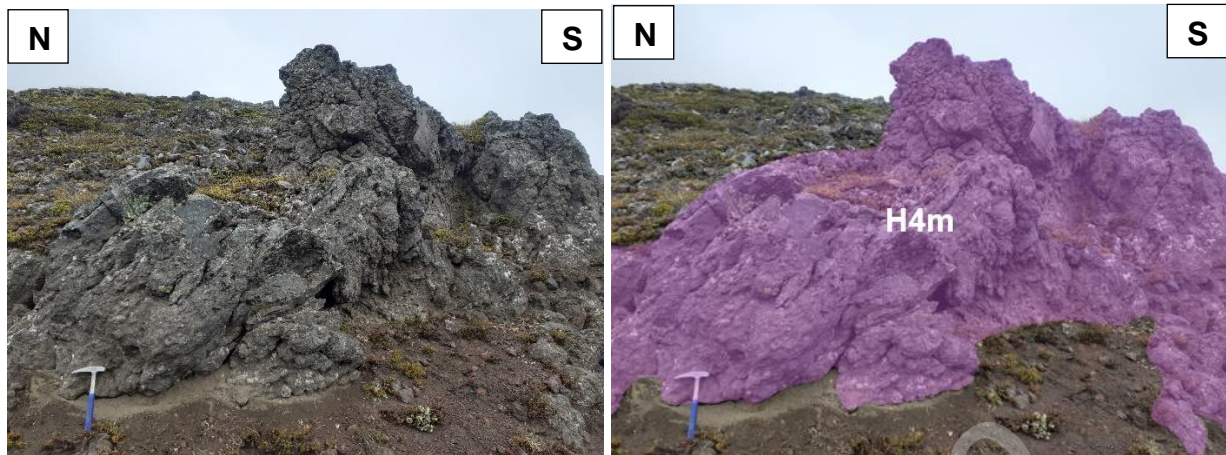


Figura 14: Fotografía de colada de lava de composición andesítico-basáltica perteneciente a la unidad Andesitas-basálticas Momolluco.

La muestra asignada a esta unidad corresponde a una traquiandesita-basáltica (54,39 wt%, SiO<sub>2</sub>) con fenocristales de plagioclasa (~19% vol%) inferiores a 2,7 mm de longitud, olivino (~2% vol%) y clinopiroxeno (~1% vol%) que van entre 0,3 a 0,6 mm de diámetro. Se encuentran rodeados por una masa fundamental pilotaxítica (~75% vol%), compuesta por microlitos de las fases mencionadas, además de óxidos de Fe-Ti. La roca posee vesículas (~3% vol%) de formas redondeadas, muestra cambios granulométricos en la masa fundamental asociados a una textura fluidal y en sectores presenta textura glomeroporfírica con cúmulos de olivino y plagioclasa (Figura 15). Finalmente, en ciertos fenocristales de plagioclasa se evidencian bordes de reabsorción y zonaciones que reflejan un desequilibrio químico.

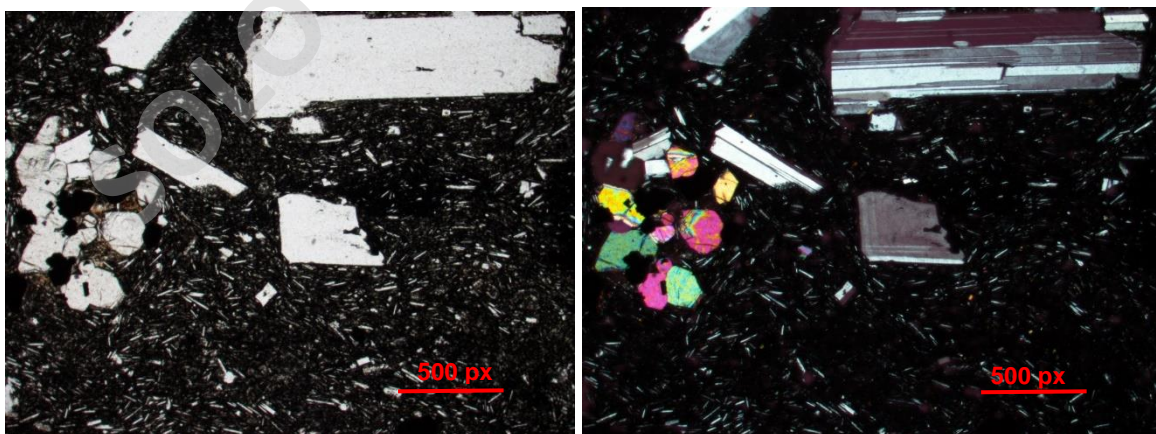


Figura 15: Fotografía de la sección transparente a nicols paralelos y cruzados para la muestra SO211120-1 asignada a la unidad Momolluco.

Centro fisural Huinfiuca:

Flujos de lavas aa' que afloran en el flanco noroeste del volcán formando dos lóbulos divergentes que se extienden hasta la ribera sureste del lago Huinfiuca (Figura 9). Las coladas poseen una composición basáltica (ca. 54,51 % wt. SiO<sub>2</sub>) conformadas por fenocristales de plagioclasa, piroxeno y olivino inmersos en una masa fundamental intergranular. Esta unidad se asocia a un centro de emisión fisural de aproximadamente 300 m de longitud en dirección noreste (Figura 16) y su edad puede acortarse por la relación de corte con la unidad de *Basaltos Quillehue* entre 2.170±70 y 1.650±70 años AP (Lara y Moreno, 2004).

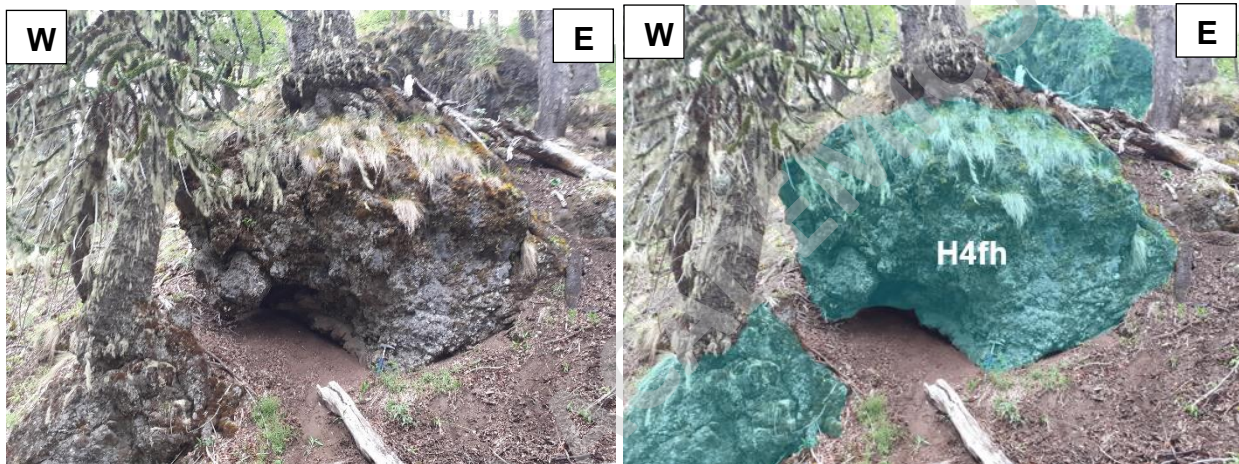


Figura 16: Coladas de lavas aa' de composición andesítica basáltica emitidos desde el centro fisural Huinfiuca.

Las lavas de esta unidad fisural poseen fenocristales de plagioclasa (~19% vol%) con tamaños hasta 3,7 mm, olivino (~1% vol%) y clinopiroxeno (~1% vol%), con un tamaño máximo de 1,4 mm y 0,6 mm respectivamente. Dichos minerales se encuentran inmersos en una masa fundamental Pilotaxítica (~79% vol%). Se reconoce la presencia de cúmulos de plagioclasa, y evidencias de desequilibrio como bordes de reabsorción también observable en cristales de olivino. Por último, en sectores muestra textura poikilítica en ciertas plagioclasas las cuales contienen cristales anhedrales de olivino (Figura 17).



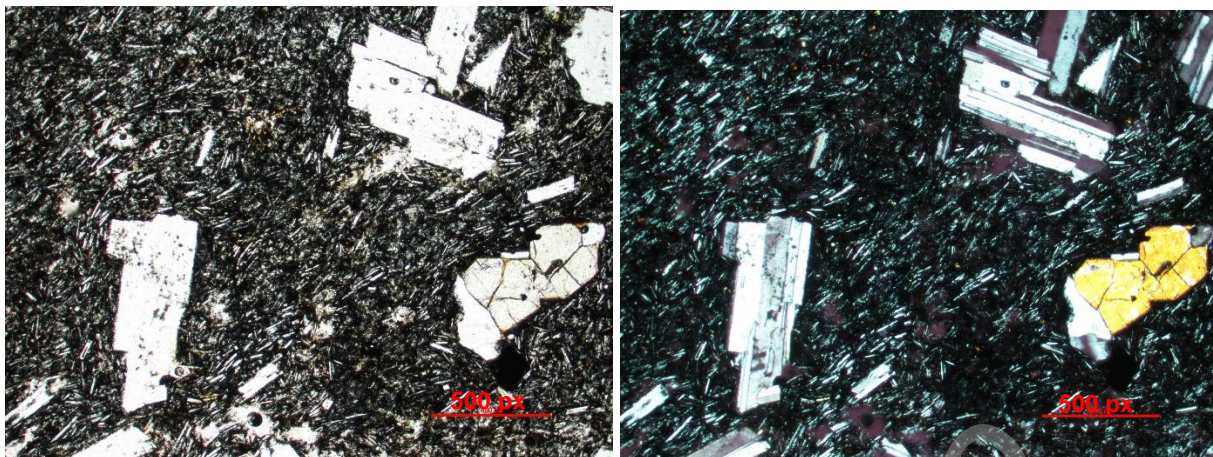


Figura 17: Fotografía de la sección transparente a nicoles paralelos y cruzados para la muestra SO211120-2 asignada a la unidad fisural Huiunfiuca.

#### 4.3. Geoquímica de roca total:

Se realizó un análisis geoquímico a un total de 58 muestras (Tabla 2) que contempla datos nuevos realizados a partir de muestras recolectadas en terreno, y datos inéditos facilitados por el Dr. Luis Lara asociadas a muestras de lavas y depósitos piroclásticos Holocenos del volcán Lanín y los conos El Arenal. Además, fueron integrados los resultados disponibles de la literatura correspondiente al estudio de Lara y Moreno (2004) Se hizo una distinción entre las rocas Holocenas que pertenecen a la Unidad Lanín 4, mientras que las unidades Pleistocenas (Unidades Lanín 1, 2 y 3) fueron agrupadas en un solo set de datos. Las muestras poseen un bajo contenido de LOI, por lo que son apropiadas para un análisis petrológico y geoquímico. De la misma forma, se excluyeron muestras que no pudieron ser asignadas a las unidades geológicas definidas anteriormente por Lara y Moreno, (2004).

El análisis se basa principalmente en variaciones geoquímicas de diferentes elementos, contrastándolos mayormente con  $\text{SiO}_2$ , el cual es utilizado generalmente como índice de diferenciación en un contexto de subducción. Los elementos mayores se utilizan para la clasificación y caracterización de las rocas, además de que permiten esclarecer patrones y fases que cristalizan. Por otro lado, la signatura de elementos traza ayuda a identificar los mecanismos asociados a la diferenciación magmática (mezcla, contaminación, asimilación, etc.). La metodología analítica empleada en las muestras fue descrita en el capítulo de Metodologías, sección *Geoquímica*.

Los datos fueron normalizados considerando como 100% a la suma de óxidos libre de volátiles, descartando el  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  debido a la poca consistencia y confiabilidad de los datos asociados a valores muy cercanos al límite de detección. Por otro lado, el  $\text{FeO}$  y el  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  fueron transformados a  $\text{FeO}_T$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$  según corresponda, mediante la ecuación:

$$\text{FeO}^T = \text{FeO} + \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{1,11}$$

SOLO USO ACADÉMICO

Fuente	Lara y Moreno, 2004	Lara y Moreno, 2004	Lara y Moreno, 2004	Lara Inédito	Lara Inédito	Lara Inédito	Lara Inédito	Lara Inédito	Lara Inédito	Lara Inédito	Lara Inédito	Lara Inédito	Lara Inédito	Lara y Moreno, 2004	Este estudio	Este estudio
Muestra	L2-1*	L2-2*	GV164	240193-4	170399-6	180399-3G	LL191017-3	LL200517-4	LL240403-1A	LL200517-1	180399-2B	240403-1AQ	240403-1BQ	180193-1	SO191120-2	SO211120-1
Material						Escoria	Tefra	Tefra	Lava	Tefra					Lava	Lava
Unidad	Quillelhue			Depósitos piroclásticos				El Arenal						Momolluco		
SiO <sub>2</sub>	51,2	51,2	50,4	63,2	61	55,8	60,2	50,6	50,2	49,8	49,76	50,18	50,11	52,2	61,1	54,8
TiO <sub>2</sub>	1,3	1,3	1,2	0,9	0,8	1,5	1,3	1,2	1	1,2	1,11	1,02	1,02	1,2	1,2	1,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,1	18	19,5	20,4	21,8	18,3	15,5	19,7	21	21,3	22,00	20,91	21,73	19,9	15,9	17,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	10,9	11	9,9	4,3	5,3	9,5	10	10,7	9,3	10,8	9,64	9,44	9,27	8,7	7,9	10
MnO	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,14	0,14	0,14	0,1	0,2	0,2
MgO	4,9	4,7	5,1	1	1,2	2,7	1,6	4	4	3,4	3,29	3,97	3,92	3,7	1,6	3
CaO	8,6	8,6	8,5	2,8	3	5,6	3,7	9,1	10,1	9,2	9,84	9,83	9,94	8,5	3,9	6,8
Na <sub>2</sub> O	3,2	3,4	3,7	5,3	4,9	4,3	4,5	3,4	3,3	3,2	3,33	3,80	3,23	4	5,3	4,2
K <sub>2</sub> O	1,2	1,2	1,2	1,7	1,5	1,7	2,7	0,8	0,7	0,7	0,69	0,53	0,46	1,3	2,4	1,9
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,4	0,4	0,4	0,2	0,3	0,5	0,3	0,2	0,2	0,2	0,19	0,19	0,18	0,3	0,5	0,5
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>							0,0308	0,012	0,007	0,0163					0,01	0
LOI				7,03	6,45	5,95	2,4	0,1	-0,1	1,5					1,3	0,4
Sum	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Sc	29	28			14		16	23	21	22	23				19	26
V	216	219			45		103	241	221	231					35	177
Cr	19	23			8						7					
Co	33	32			2		12	29	28	25	23				8	19
Ni	27	24			2		196	88	45	118	2					
Zn	93	97			63						68					
Ga	20	19					16	17	17	16					20	18
Cu																
Rb	32,1	34,2			36		62,6	16,3	14,5	12,9					55,6	46,9
Cs	1,8	1,9					3,4	1	1,2	0,8	17				2	1,7
Sr	621	626			303		284,2	683,7	740,4	683					416,6	541
Th							10,2	3,4	2,9	3,2	753				8,2	7
U							2,5	0,9	0,8	0,9	246				2	2
Ba	375	384			438		618	267	230	244	18				664	496
Y	27,3	27,4			31		36,6	17,1	13,3	16,9	75				36,3	32
Zr	154	157			220		304,4	79,5	63,6	75,6	5				227,4	184,2
Nb	6,3	6,6			5		13,4	2,9	2,1	2,4					9,4	8
Ta							0,9	0,2	0,1	0,2					0,5	0,5
Hf	3,7	3,7					7,9	2,2	1,8	2,2	12				6,4	4,7
La	20,8	21,6	19,9	22	20		34,1	12,7	9,6	13,1	27				34,2	27,1
Ce	48,5	51,3	57	49	40		72,3	26,9	20,7	27,6	20				73,8	57,4
Nd	24	25,9	26	30	30		35,9	15,9	12,7	15,6					37	31,9
Sm	5,65	5,75	5,19	6			7,53	3,46	2,73	3,39					7,84	6,87
Eu	1,67	1,63	1,45	1,84			1,67	1,2	0,94	1,25					2,18	1,84
Gd				7,19			7,04	3,56	2,64	3,47					7,28	6,47
Tb	0,87	0,81					1,07	0,54	0,42	0,52					1,12	0,99
Dy				7,16			6,62	3,01	2,4	3,01					6,53	5,71
Ho			1,3	1,22			1,29	0,64	0,5	0,64					1,49	1,21
Er				4,78			3,99	1,92	1,46	1,87					4,13	3,43
Tm							0,55	0,26	0,2	0,26					0,6	0,5
Yb	2,7	2,85	2,8	4,64			3,7	1,71	1,24	1,75					3,92	3,19
Lu	0,42	0,41	0,46	0,71			0,59	0,26	0,21	0,27					0,62	0,48

Tabla 2: Datos geoquímicos analizados en el presente estudio, clasificados según a la unidad que pertenecen y en lo posible, el tipo de material analizado. Los elementos mayores se encuentran expresados en porcentaje de peso (%wt) y los elementos traza en parte por millón (ppm).

Fuente	Este estudio	Este estudio	Lara y Moreno, 2004	Lara y Moreno, 2004	Lara y Moreno, 2004	Lara y Moreno, 2004	Lara y Moreno, 2004	Lara y Moreno, 2004	Lara y Moreno, 2004	Lara y Moreno, 2004	Lara y Moreno, 2004	Lara y Moreno, 2004	Lara y Moreno, 2004	Lara y Moreno, 2004	Lara y Moreno, 2004	Lara y Moreno, 2004	Lara y Moreno, 2004
Muestra	SO211120-2	SO211120-3	L3-1*	L3-2*	L3-3*	L3-4*	201281-01	200281-3	200281-05	LN71293-9	LN81293-2	90194-3b	90194-3a	90194-2b	90194-2a	81293-4	81293-3
Material	Lava	Lava															
Unidad	Indefinido	Huínfuca	Dacitas Mamuil Malal										Centro NE				
SiO <sub>2</sub>	64,1	54,5	60,7	62,9	62,4	63	63,1	61,2	62,5	62,4	62,9	63,8	63,2	62,2	64,5	50,9	52,2
TiO <sub>2</sub>	0,8	1,4	1,3	1,1	0,9	0,9	0,8	1,3	1	1,1	1	0,9	1	1	0,9	1,4	1,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,9	17,4	15,3	15,2	16	16	16,8	15,4	16,2	15,7	15,9	15,8	15,7	17,3	15,3	17,7	18,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	6,4	9,9	8,7	7,8	7,5	6,3	6	7,8	6,4	7,2	6,8	6,1	6,3	6,9	6,2	11,2	10,9
MnO	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,5	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
MgO	1,1	3	1,7	1,2	1,3	1,3	1	1,8	1,5	1,5	1,6	1,5	1,7	1,3	1,4	4,8	3,3
CaO	3	6,9	4	3,2	3,6	3,5	3,5	3,8	3,6	3,6	3,6	3,6	4,1	3,1	3,6	8,4	7,3
Na <sub>2</sub> O	5,2	4,3	5,2	5,2	5	5,6	5,6	5,5	5,5	5,3	5	4,6	4,6	4,8	4,6	3,6	4,2
K <sub>2</sub> O	3,1	1,9	2,4	2,7	2,7	2,8	2,8	2,5	2,8	2,5	2,8	2,8	2,9	2,8	3	1,4	1,3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,3	0,5	0,6	0,4	0,4	0,4	0,3	0,5	0,4	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0															
LOI	0,7	0,8															
Sum	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Sc	16	25	20	18	16	17				18	17	15	15	15	16	29	25
V	18	162	32	17	19	15				32	30	49	53	24	47	235	190
Cr			8	6	8	3	10			5	5	5	5	5	5	13	9
Co	5	20	9	6	6	6	29			15	12		13	12	12	37	26
Ni			10	9	10	10				5	5	5	5	5	5	17	9
Zn			110	100	93	87				98	92	75	75	92	79	85	90
Ga	19	19	19	20	18	19											
Cu										8	12	11	16	11	10	56	34
Rb	82,6	44,9	59,4	66,9	77,1	77,8											
Cs	3,4	1,9	2,3	3	3,5	3,9											
Sr	337,2	563,3	410	334	414	392				394	340	381	370	340	362	613	641
Th	12,7	7,1															
U	2,9	1,9															
Ba	775	499	708	802	730	747				700	670	702	677	680	680	392	370
Y	41	32,4	43,1	45,5	40,9	42,3				49	48,4	39,5	38,2	49,5	42,6	33,4	30
Zr	291,2	185,1	270	311	285	302				218	236	245	179	277	236	156	136
Nb	10,5	7,5	11,3	13,3	11,1	10,8											
Ta	0,8	0,6															
Hf	7,9	4,9	6,3	6,7	6,4	7,2				7,5	7,5	7,3	7,4	7,9	7,2	5,2	3,5
La	37,3	27,8	37,1	40,7	34,4	35,1	33	37	37	36	35	31	32	37	33	25	21
Ce	77	58,6	87,6	89,1	78,9	78,6	71	82	80	83	82	72	73	85	78	58	47
Nd	38	32,6	45,3	45,3	38,6	40,2	39	48	45	44	42	36	36	47	41	33	29
Sm	7,88	6,84	9,92	9,45	8,21	8,49	6,68	7,9	7,74	9,43	9,23	7,56	7,36	9,72	8,36	6,96	5,8
Eu	2	1,89	2,57	2,49	2,2	2,3	2,17	2,55	2,32	2,5	2,32	1,91	1,83	2,26	1,97	1,75	1,8
Gd	7,19	6,42					6,64	8,79	8,1	8,1	8,1	6,67	6,98	8,66	7,35	5,76	5,2
Tb	1,17	1	1,21	1,2	1,06	1,24											
Dy	7,03	5,87					6,78	7,78	8,09	7,22	7,68	6,38	6,28	8,28	6,8	5,78	5,02
Ho	1,55	1,23					1,19	1,42	1,38								
Er	4,43	3,43					4,1	4,58	4,75	4,37	4,46	3,85	3,73	4,6	4,02	3,01	2,65
Tm	0,67	0,49															
Yb	4,7	3,31	4,56	4,57	4,35	4,32	4,06	4,43	4,81	4,44	4,57	3,82	3,79	4,63	4,13	2,98	2,73
Lu	0,7	0,48	0,65	0,68	0,63	0,66	0,6	0,67	0,74	0,67	0,7	0,55	0,59	0,72	0,63	0,48	0,41

Tabla 2: Continuación.

#### 4.3.1 Elementos mayores:

Las muestras asociadas del volcán Lanín exhiben un amplio espectro composicional respecto a otros centros eruptivos en este segmento del arco, además de una alta concentración de elementos alcalinos como el  $\text{Na}_2\text{O}$  y el  $\text{K}_2\text{O}$ . En el diagrama de clasificación TAS (Le Bas *et al.*, 1989, Figura 18), se aprecia que las muestras pertenecen a la serie subalcalina (Irvine y Baragar, 1971) y poseen una variación en el contenido de  $\text{SiO}_2$  entre 51,23 – 66,32 % wt, y álcalis entre 4,38 – 8,41 % wt. La totalidad de muestras analizadas presentan una signatura calcoalcalina, en tanto, las unidades Holocenas exhiben un comportamiento bimodal con productos de composiciones basálticas a traquiandesítico-basáltica (50,55 - 55,84 % wt  $\text{SiO}_2$ ) y traquiandesíticas a dacíticas (61,77 - 64,50 % wt  $\text{SiO}_2$ ). Las muestras asociadas a la unidad *Momolluco* corresponden traquiandesíta-basáltica (52,35 – 54,76 % wt  $\text{SiO}_2$ ) y traquiandesitas silíceas (61,06 wt %  $\text{SiO}_2$ ), mientras que los *Basaltos Quillehue* caen netamente en el campo de basaltos, siendo ésta la unidad más primitiva del volcán. Por otro lado, las rocas de la unidad *Dacitas Mamuil Malal* corresponden a traquiandesitas silíceas y traquidacitas (60,91 - 63,07 %wt  $\text{SiO}_2$ ). Los datos agrupados en la unidad de *Depósitos piroclásticos* poseen composiciones bastante variadas. Predominan las rocas clasificadas como traquiandesitas y traquitas (60,21 – 66,32 wt%  $\text{SiO}_2$ ). Las lavas pertenecientes al centro fisural Huinfiuca poseen composiciones traquiandesítica-basáltica (54,54 wt%  $\text{SiO}_2$ ). Finalmente, se puede apreciar que las muestras del cono El Arenal pertenecen a basaltos que exhiben el menor contenido de  $\text{SiO}_2$  (49,83 – 50,58 % wt) y álcalis total (3,91 – 4,22 % wt) de las muestras analizadas.

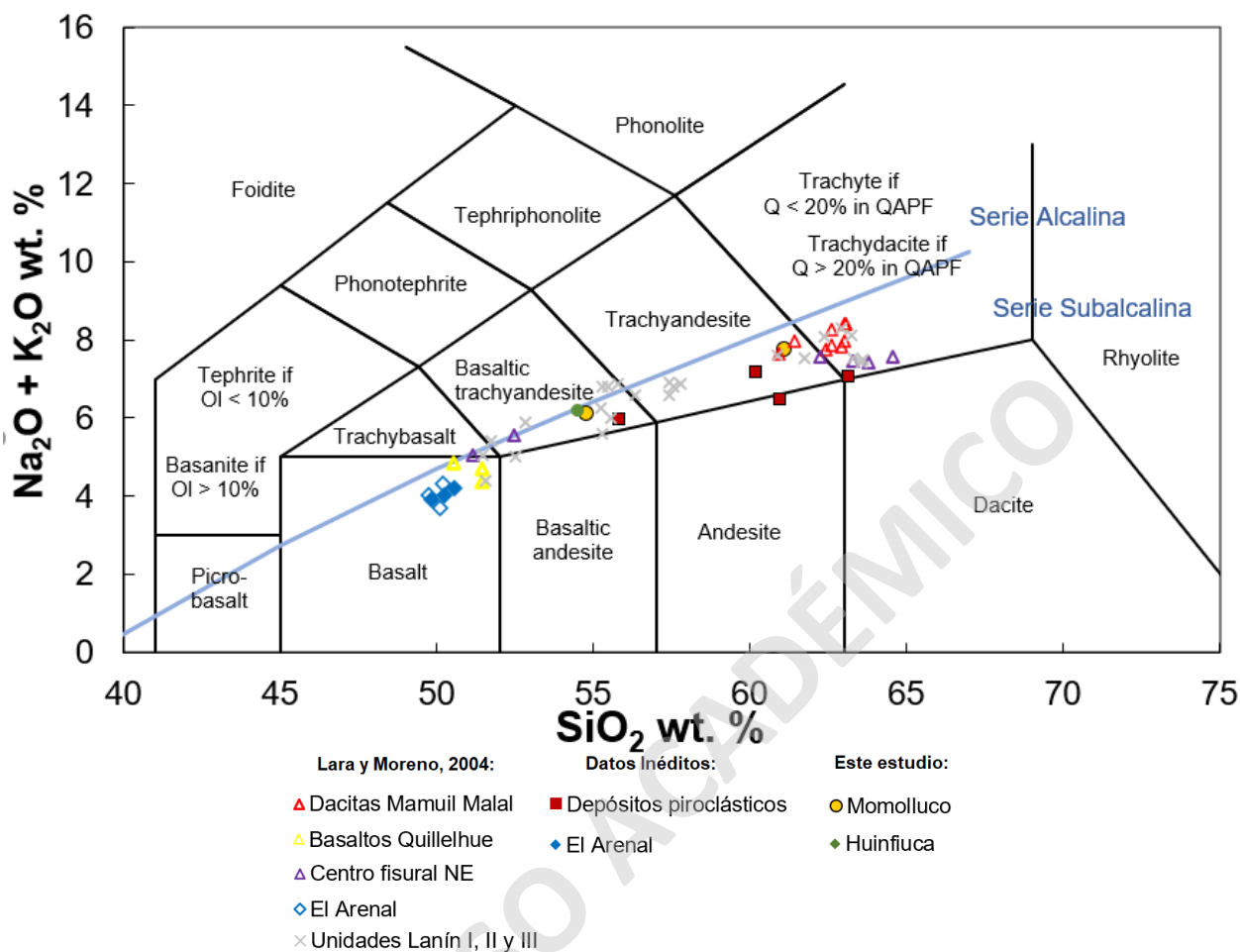


Figura 178: Diagrama de clasificación TAS (Le Bas et al., 1986) para las muestras del volcán Lanín y los conos El Arenal. La línea azul representa la división entre las series subalcalina y alcalina (Irvine y Baragar, 1971).

En el diagrama de álcalis, óxidos de Fe y óxidos de Mg o "AFM" (Figura 19, Irvine y Baragar, 1971), se aprecia que gran parte de los datos poseen una afinidad calcoalcalina, o se ubican en el límite del campo toleítico-calcoalcalino. Esta característica es aún más evidente en el diagrama de K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> (Figura 20, Le Maitre et al., 1989), en donde se aprecia que los productos del volcán Lanín y el cono El Arenal poseen una firma calcoalcalina. Por su parte, las unidades Holocenas *Basaltos Quillelhue* y *Momolluco*, al igual que los conos El Arenal muestran una signatura calcoalcalina media en K. Mientras que las muestras del *Centro fisural Huinfiuca* y *Dacitas Mamuil Malal* tienen una afinidad calcoalcalina alta en K. Cabe mencionar el comportamiento errático para la unidad de *Depósitos piroclásticos*, el cual puede asociarse a la alta movilidad del K frente a procesos de alteración posteriores.

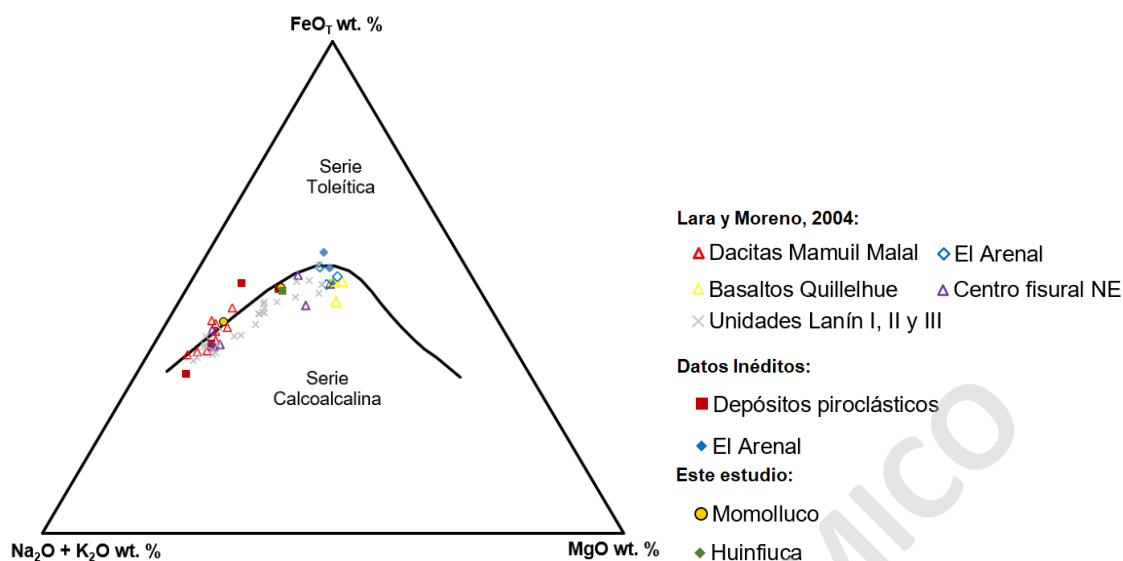


Figura 189: Diagrama de clasificación AFM (Irvine y Baragar, 1971) para las muestras del volcán Lanín y los conos El Arenal. La línea negra muestra la separación entre las series toleítica y calcoalcalina.

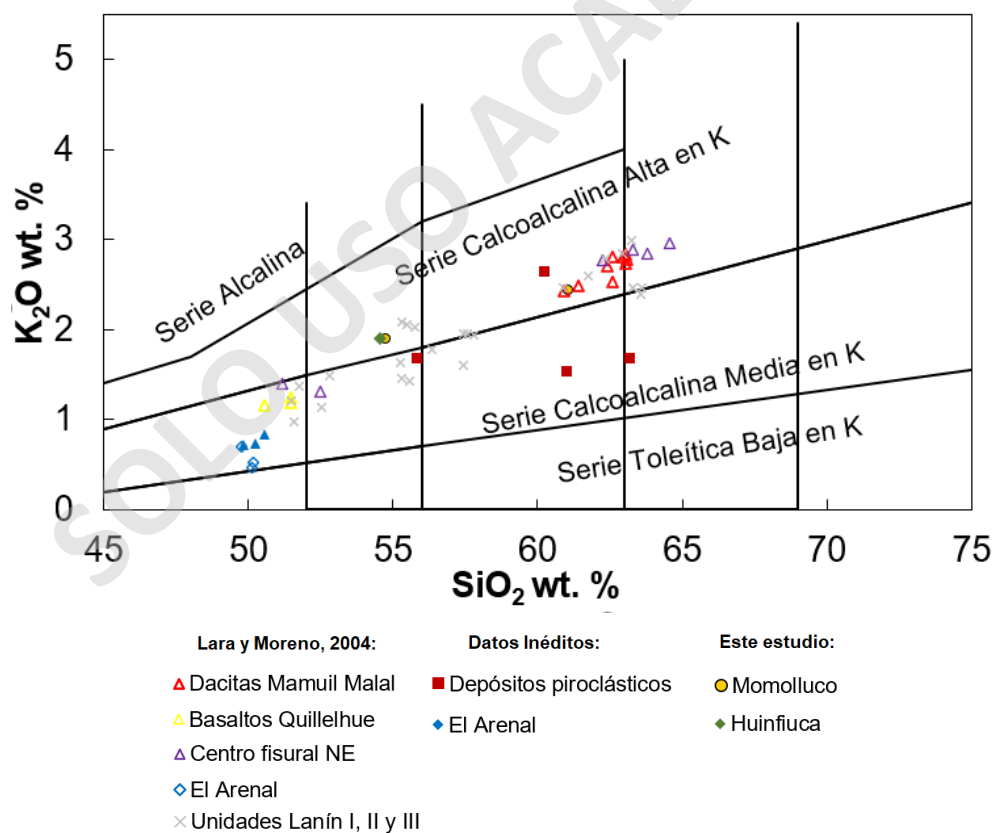
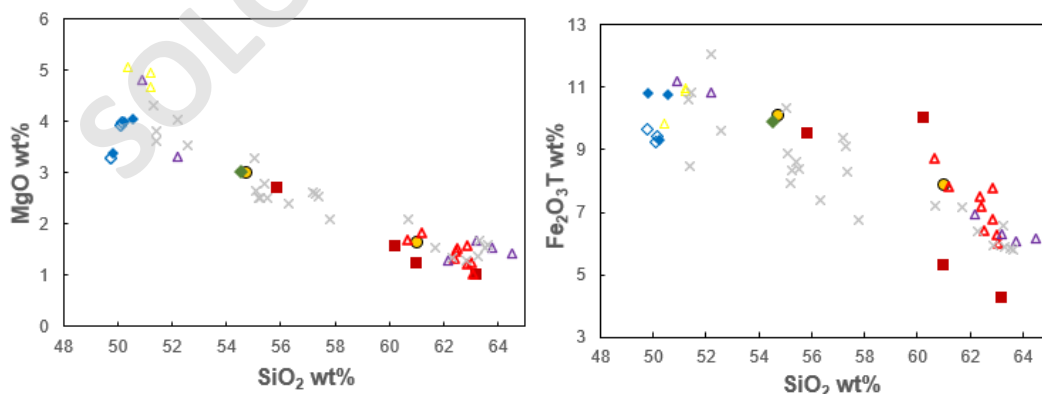


Figura 20: Diagrama de clasificación K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> (Le Maitre et al., 1989), para las muestras del volcán Lanín y conos El Arenal.

En los diagramas de variación con respecto a  $\text{SiO}_2$  (Figura 21) se puede observar una tendencia lineal para elementos como el  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$  y  $\text{CaO}$  (Figura 21. B, D) con una pendiente negativa, por lo que disminuye su contenido a medida que aumenta el grado de diferenciación. Por otro lado, elementos como  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  aumentan con la concentración de  $\text{SiO}_2$  (Figura 21; G, H). Otros óxidos como  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{TiO}_2$  (Figura 21; A, C, F) poseen quiebres en su distribución cercano a los 52 % wt.  $\text{SiO}_2$ . El  $\text{MnO}$  se mantiene prácticamente constante, sin embargo, se observa una mayor dispersión en los productos más evolucionados. Para el caso del  $\text{P}_2\text{O}_5$  (Figura 21; I) se aprecia un punto de inflexión cercano a los 58 % wt  $\text{SiO}_2$  en donde cambia su pendiente de positiva a negativa. En cuanto a las unidades Holocenas, los *Basaltos Quillehue* exhiben los rasgos más primitivos dentro de las rocas del volcán, evidenciado por los valores promedios más altos de  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$ . Paralelamente, las *Dacitas Mamuil Malal* poseen los valores relativos más altos de  $\text{MnO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$ , en conjunto con bajas concentraciones de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$ , compatible con un grado de diferenciación mayor. Con respecto a los datos agrupados en la unidad de *Depósitos Piroclásticos*, estos presentan un comportamiento errático que se acentúa en elementos como  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{TiO}_2$ , lo que puede asociarse a procesos de alteración en pómez. Finalmente, las rocas pertenecientes a los conos El Arenal muestran concentraciones que contrastan con los productos emitidos desde el volcán Lanín, evidenciado por un enriquecimiento de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$ , acompañado de bajas concentraciones de  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Los patrones exhibidos en esta sección sugieren el fraccionamiento de diversas fases tales como olivino, clinopiroxeno, plagioclasa, óxidos de Fe-Ti y apatito.





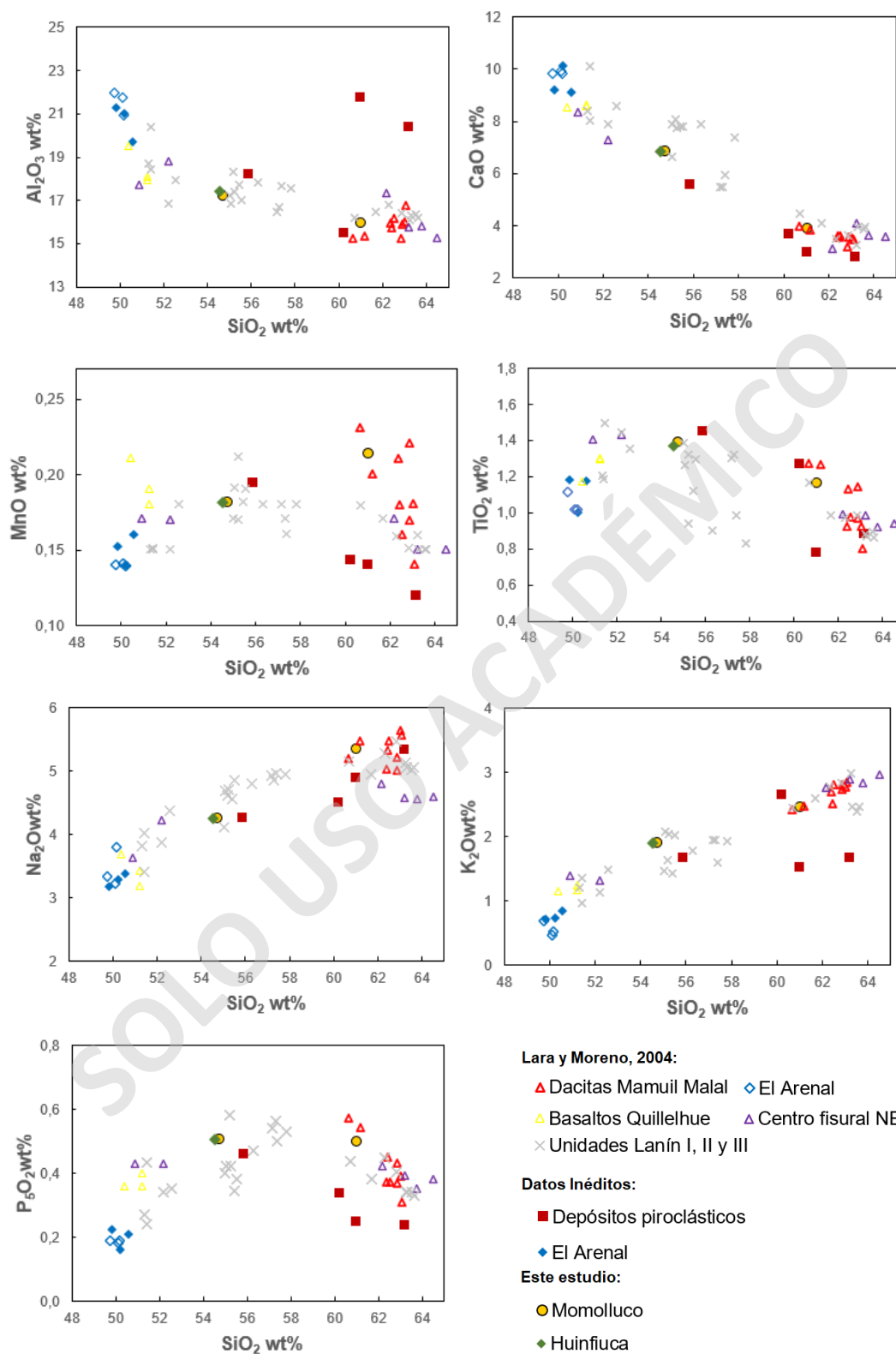


Figura 21: Diagramas Harker de variación de elementos mayores respecto a  $\text{SiO}_2$  para las muestras del volcán Lanín y los conos El Arenal.

#### 4.3.2. Elementos traza:

Los datos utilizados en esta sección corresponden a las muestras ya mencionadas en la Tabla 2. Para facilitar la descripción y comprensión, los elementos fueron agrupados de acuerdo a su comportamiento geoquímico. Estos grupos corresponden a HFSE (*high field strength elements*), formado por Zr, Nb y REE (La e Yb); LILE (*large ion lithophile elements*) por Ba, Sr y Rb; Además de elementos de transición como Sc, V, Cr, Co.

##### HFSE:

En los diagramas expuestos en la Figura 22 se puede observar una tendencia lineal positiva para las rocas del volcán Lanín, en donde las concentraciones de Yb, Nb, Zr y La aumentan en función del SiO<sub>2</sub>. Se destaca que las muestras pertenecientes al cono El Arenal escapan de la dispersión general de los datos, presentando concentraciones más bajas en los elementos antes mencionados.

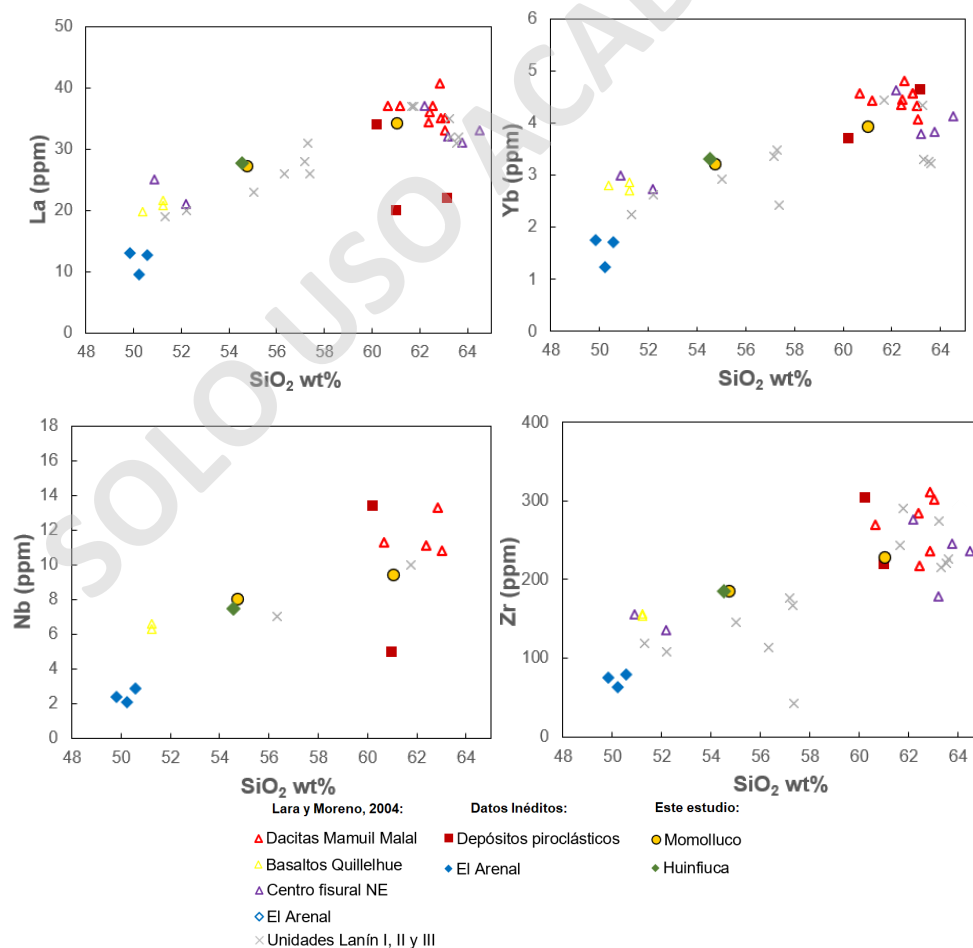


Figura 22: Diagrama de variación de HSFE (ppm) respecto a SiO<sub>2</sub>, para las muestras del volcán Lanín y los conos El Arenal.

Transición:

En los diagramas de elementos de transición (Figura 23) se observa una correlación lineal negativa con respecto al SiO<sub>2</sub>. Las muestras de los conos *El Arenal* por su parte, contrastan fuertemente con las de la unidad *Basaltos Quillelhue* en términos de Ni y Cr (elemento fuertemente compatible con el olivino), ya que presentan un notable enriquecimiento. Para el caso del Co la tendencia lineal es más difusa, ya que existe una gran dispersión en las concentraciones, principalmente en las variedades más silíceas.

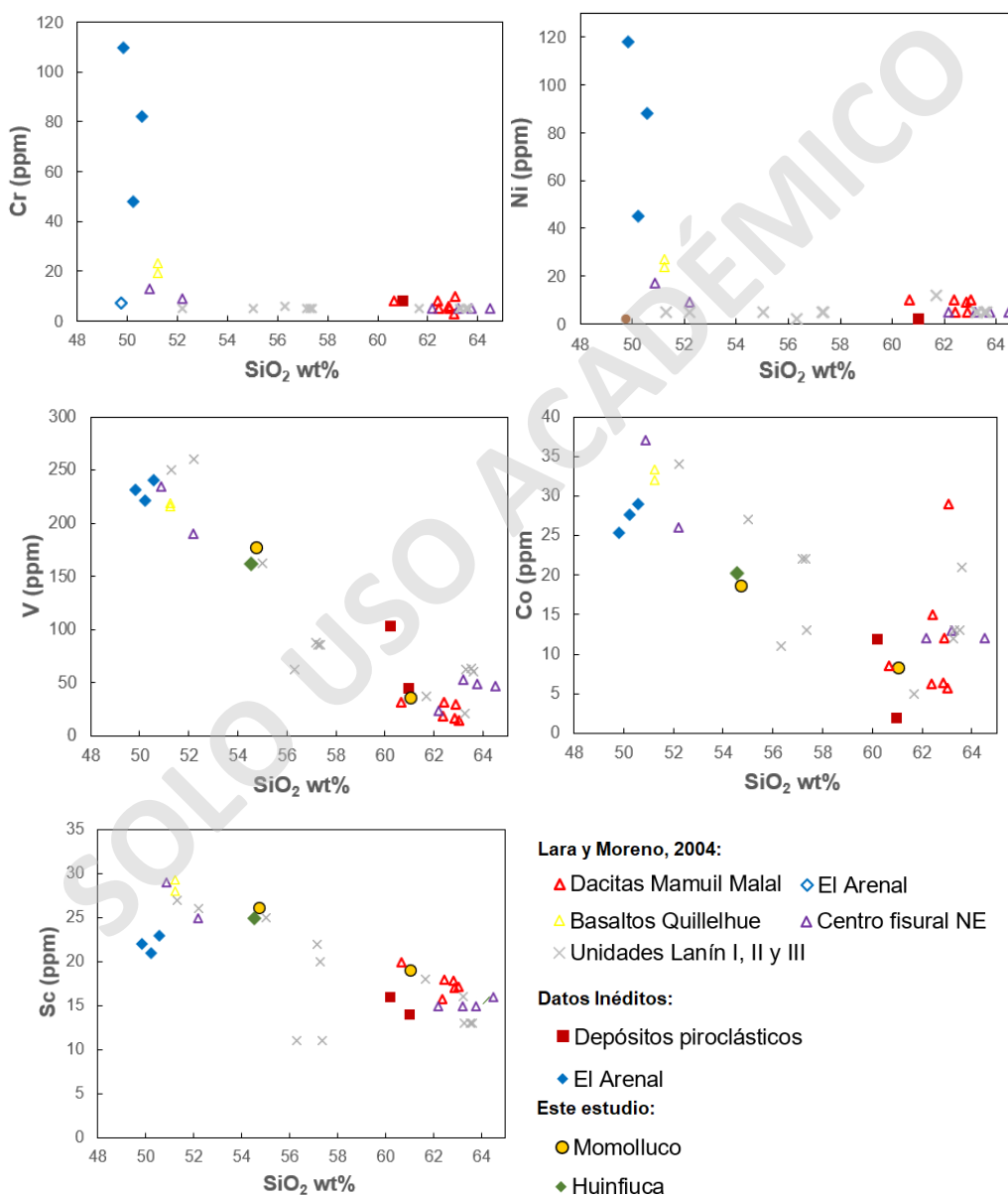


Figura 23: Diagrama de variación de elementos de transición (ppm) respecto a SiO<sub>2</sub>, para las muestras del volcán Lanín y cono El Arenal.

LILE:

Las concentraciones de K, Rb y Ba tienden a aumentar a medida que aumenta el grado de diferenciación (Figura 24). Caso contrario ocurre con el Sr, el cual disminuye su contenido con respecto al SiO<sub>2</sub>, lo que podría asociarse al fraccionamiento de plagioclasa. Finalmente, los conos El Arenal presentan rasgos que difieren de la tendencia general del volcán, con concentraciones menores de K, Rb y Ba, además un mayor contenido de Sr.

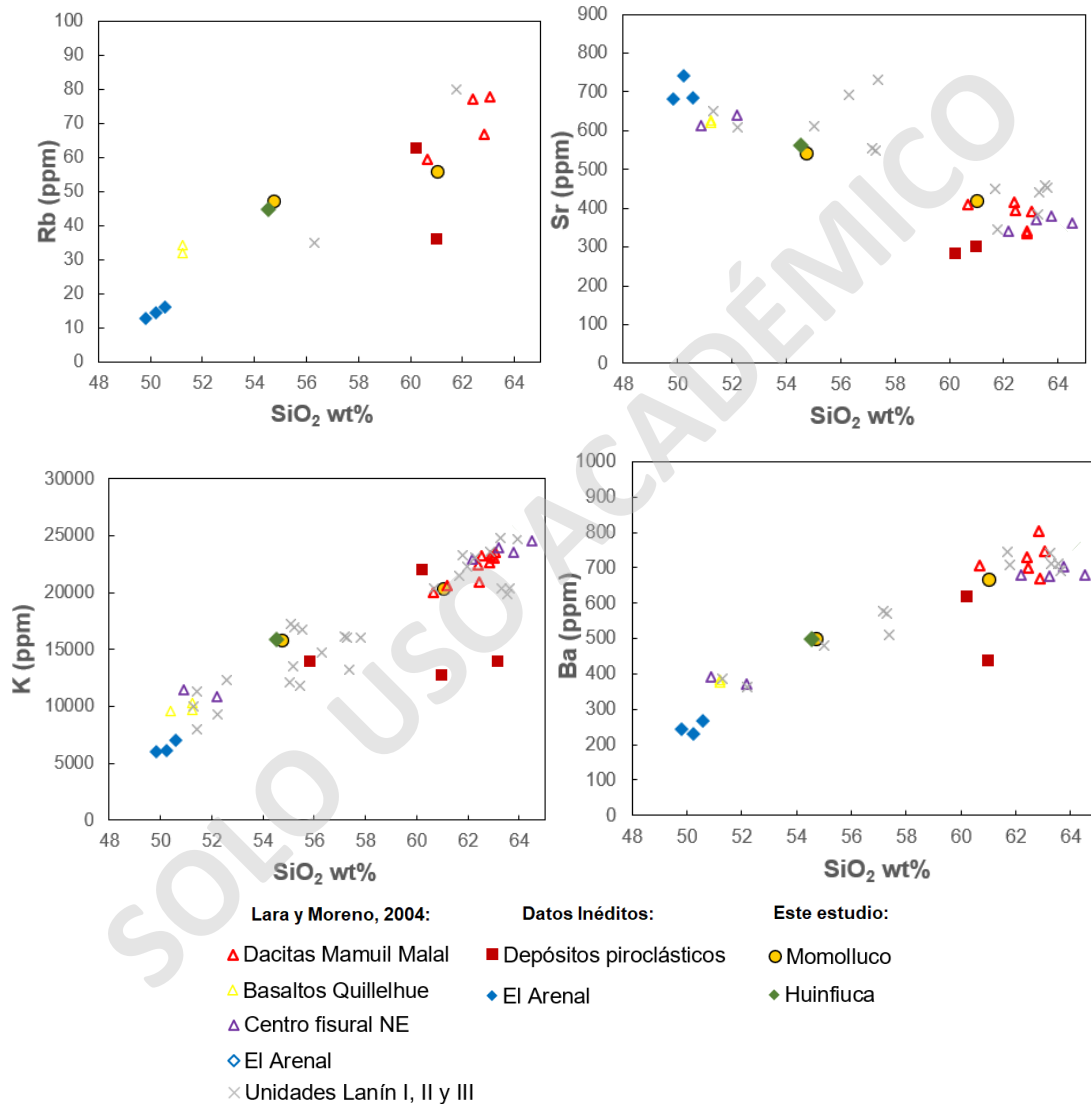


Figura 24: Diagrama de variación de LILE (ppm) respecto a SiO<sub>2</sub>, para las muestras del volcán Lanín y como El Arenal.

#### 4.3.3. Tierras raras:

Los patrones de tierras raras (REE) fueron normalizados a condrito (Sun y McDonough, 1989). Los diagramas (Figura 25) muestran una tendencia similar para las diferentes unidades Holocenas del volcán Lanín, presentando un fuerte enriquecimiento de tierras raras livianas (LREE) por sobre las tierras raras pesadas (HREE). La pendiente plana de los elementos más compatibles en el diagrama refleja que los magmas de los conos y el volcán Lanín son libres de granate.

En cuanto a los productos Holocenos, se observa un comportamiento normal de diferenciación, donde las lavas asociadas a los *Basaltos Quillelhue* muestran las menores concentraciones promedio para todas las REE. Por otro lado, los contenidos relativos más altos de REE se registran en las unidades *Dacitas Mamuil Malal* y en los materiales agrupados en la unidad de *Depósitos piroclásticos*, aunque estos últimos se encuentran levemente empobrecidos en LREE, posiblemente por efecto de la alteración. Todas las lavas del volcán Lanín presentan leves anomalías negativas de Eu ( $Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{Sm_N * Gd_N}$ ), con valores uniformes entre 0,69 a 0,99, lo que sería indicativo de fraccionamiento de plagioclasa. Los materiales pertenecientes a los conos *El Arenal* en cambio, exhiben un empobrecimiento general para todas las REE con respecto al volcán Lanín, sin embargo, muestran una leve anomalía positiva de Eu ( $Eu/Eu^*$ ), con valores acotados entre 1,04 a 1,11. Siguiendo la línea de los análisis en los elementos mayores, las concentraciones de esta unidad difieren mucho de los patrones visibles en los materiales emitidos desde el estratovolcán.

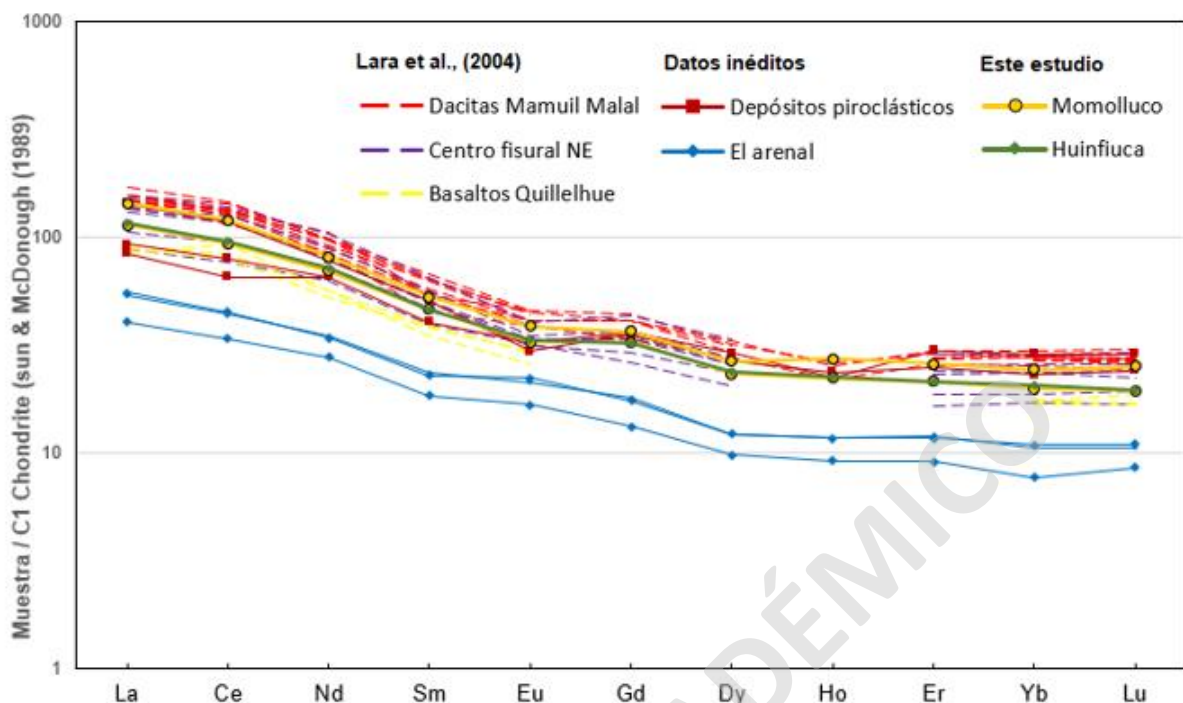


Figura 195: Diagrama de REE normalizado a Condrito (Sun y McDonough, 1989), para las muestras del volcán Lanín y conos El Arenal. En la figura se comparan las diferentes unidades holocenas asociadas a la unidad Lanín 4.

#### 4.3.4. Multielementos:

Los diagramas multielementos fueron normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) (Figura 26) y muestran un comportamiento característico de magmatismo de arco calcoalcalino, enseñando un patrón con un enriquecimiento en LILE por sobre HFSE y anomalías negativas para Nb, Ta, Sr y Ti, además de un marcado enriquecimiento en elementos como Th, U y K. En líneas generales, se pueden observar tendencias similares entre los diferentes materiales del volcán Lanín, en donde el contenido relativo de los elementos aumenta con el grado de diferenciación.

Existe una evidente diferencia en los patrones geoquímicos entre los materiales de los conos El Arenal y el volcán Lanín (Figura 26). Las concentraciones generales de los elementos para los conos son significativamente menores, a excepción de Sr, que muestra una anomalía positiva que no exhiben las muestras del estratovolcán. De la misma forma, las muestras asociadas a los conos no muestran una anomalía negativa para el Ti, lo anterior puede sugerir procesos petrogenéticos diferentes en su evolución, relacionado con diferencias en los patrones de fraccionamiento de las fases minerales.

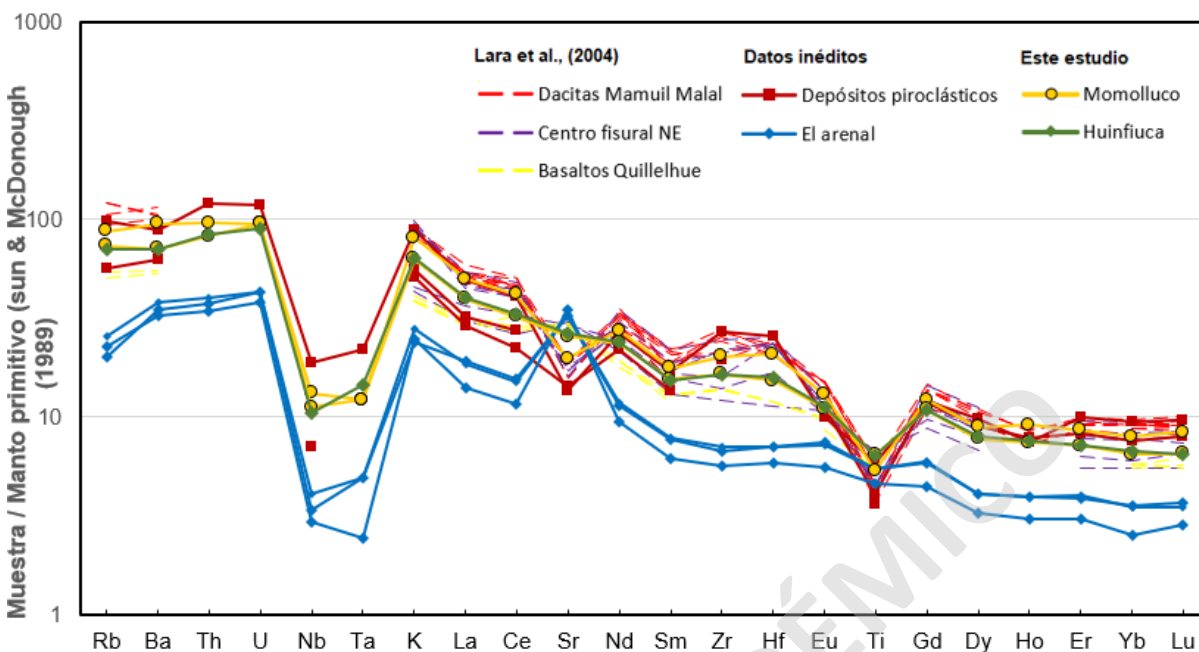


Figura 206: Diagrama de multielementos normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), para las muestras del volcán Lanín y los conos El Arenal.

#### 4.4. Química mineral:

El presente capítulo contempla un total de 4 muestras analizadas bajo microsonda electrónica. Los detalles analíticos se encuentran en el capítulo de *Metodologías*. Tres de estas muestras pertenecen a lavas basálticas y andesítico-basálticas del volcán Lanín (LA-02, LA-03, LL250403-1C), y la última corresponde a una muestra de lava asociada a uno de los conos El Arenal (LL250403-1AC). Todos los datos de los análisis de microsonda electrónica se encuentran en el Anexo 3. Las fases analizadas corresponden principalmente a fenocristales y microcristales de olivino, plagioclasa y piroxeno.

##### 4.4.1. Olivinos:

Los fenocristales de olivino presentan una composición variable entre  $Fo_{70}$ - $Fo_{45}$ . De acuerdo a cada unidad, los núcleos de los fenocristales en el basalto analizado poseen composiciones muy acotadas en su estructura cristalina, con valores de  $Fo_{68}$  a  $Fo_{67}$ . Hacia los bordes de estos cristales se aprecian valores entre  $Fo_{66}$ - $Fo_{54}$  (Figura 28; A, B, C). En cuanto a la unidad Momolluco, ésta muestra un mayor espectro composicional (Figura 27). Los fenocristales presentes exhiben composiciones entre  $Fo_{70}$ - $Fo_{52}$ , mientras que el microcristal analizado corresponde a  $Fo_{45}$ . Los olivinos analizados de la unidad Andesita, en cambio, modifican su

composición desde Fo<sub>54</sub> en el núcleo a Fo<sub>47</sub> en el borde (Figura 28; D). Finalmente, para el cono El Arenal, fueron analizados un fenocristal de composición Fo<sub>68</sub> y un microcristal de relleno que corresponde a Fo<sub>60</sub> (Figura 27). Los olivinos analizados, a diferencia de las fases de clinopiroxeno y plagioclasa, no muestran grandes evidencias de disequilibrio químico hacia los bordes, además, se muestran de formas euhedrales con una integridad media-alta.

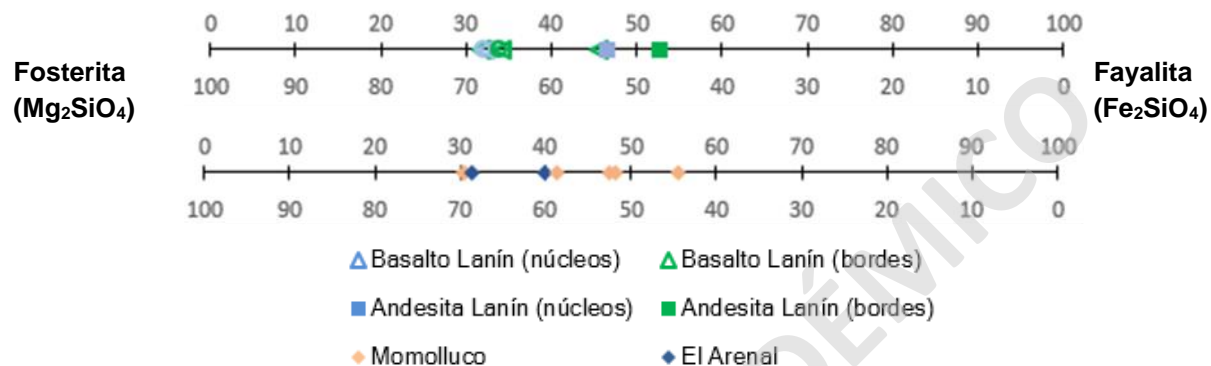
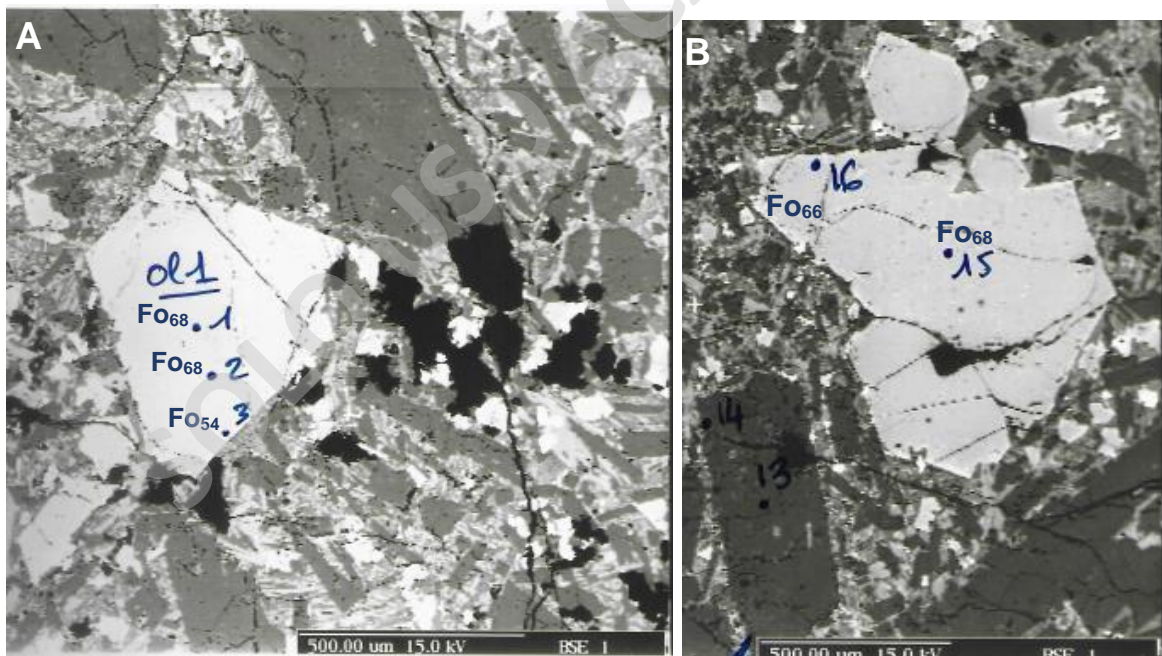


Figura 217: Diagrama de clasificación de Olivinos para datos de microsonda.





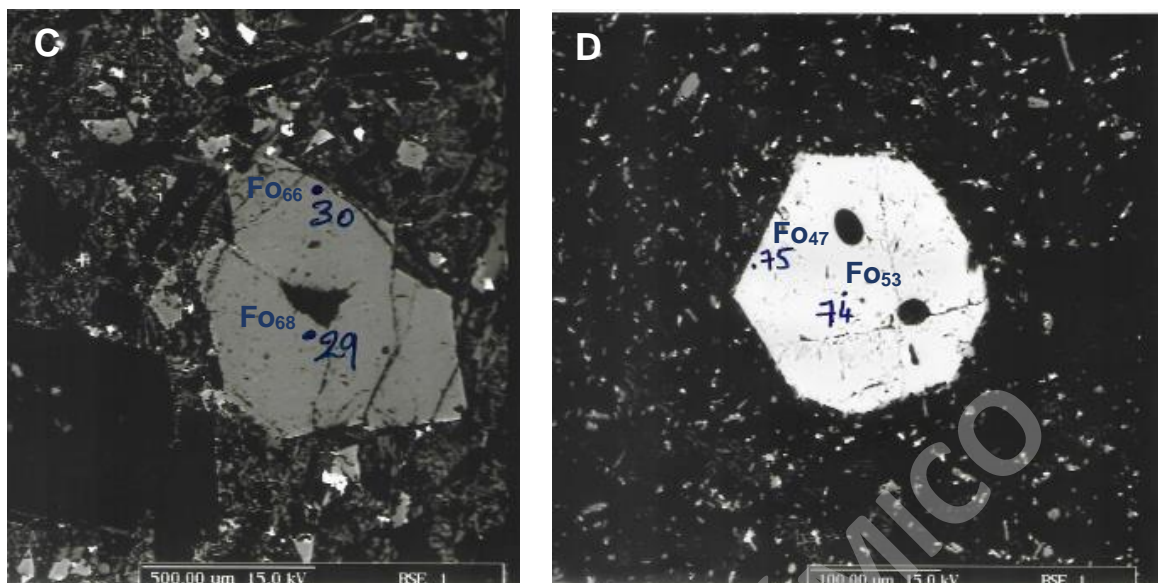


Figura 228: Microfotografía SEM de cristales de olivino con sus respectivos contenidos de Fosterita. Figuras A), B) y C) corresponden a la unidad de Basaltos Lanín (LA-03); D) Corresponde a la unidad Andesita (LA-02).

#### 4.4.2. Piroxenos:

A modo general, las composiciones para clinopiroxenos y ortopiroxenos son uniformes y acotadas. Sin embargo, la unidad Andesita es la excepción a esta regla. Dentro de sus clinopiroxenos se muestra un rango de inmiscibilidad entre las composiciones de alto y bajo contenido de calcio, reflejado en la textura coronítica presente desde el núcleo de augita ( $\text{En}_{45}\text{Fs}_{23}\text{Wo}_{32}$ ), a su borde microcristalino de pigeonita ( $\text{En}_{51}\text{Fs}_{41}\text{Wo}_8$ ) (Figura 30; A'). Los ortopiroxenos de esta unidad en cambio, caen en el campo de la enstatita con un rango composicional de  $\text{En}_{57-61}\text{Fs}_{35-38}\text{Wo}_{3-4}$ , en donde disminuye levemente su contenido de Mg hacia los bordes de los fenocristales. La unidad Momolluco presenta exclusivamente clinopiroxenos bastante homogéneos correspondientes a fases de augita ( $\text{En}_{36-42}\text{Fs}_{22-25}\text{Wo}_{34-39}$ ). De igual forma, para el cono El Arenal se exhiben fases de augita ( $\text{En}_{39}\text{Fs}_{21}\text{Wo}_{40}$ ), que tendrían un leve enriquecimiento en calcio con respecto a las rocas del volcán Lanín (Figura 29). Las microfotografías SEM permiten identificar que gran parte de los fenocristales se presentan de forma aislada y poseen formas subhedrales de baja integridad (Figura 30).

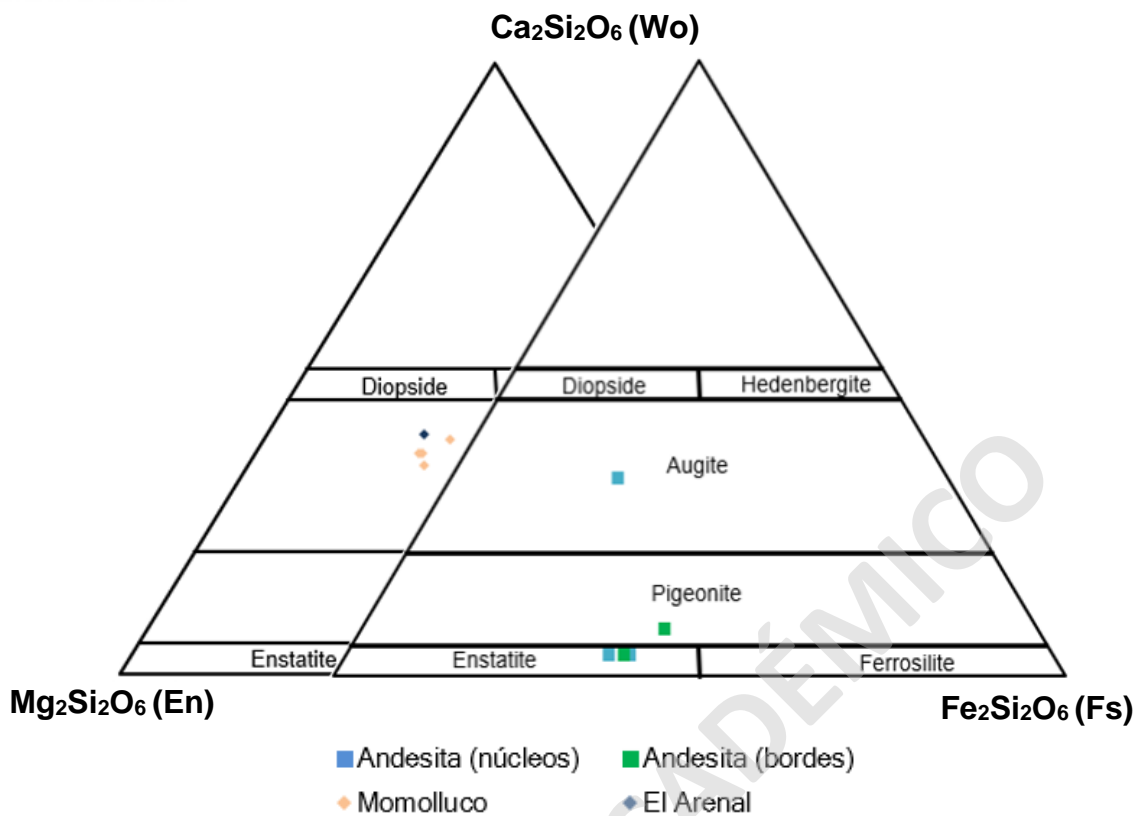
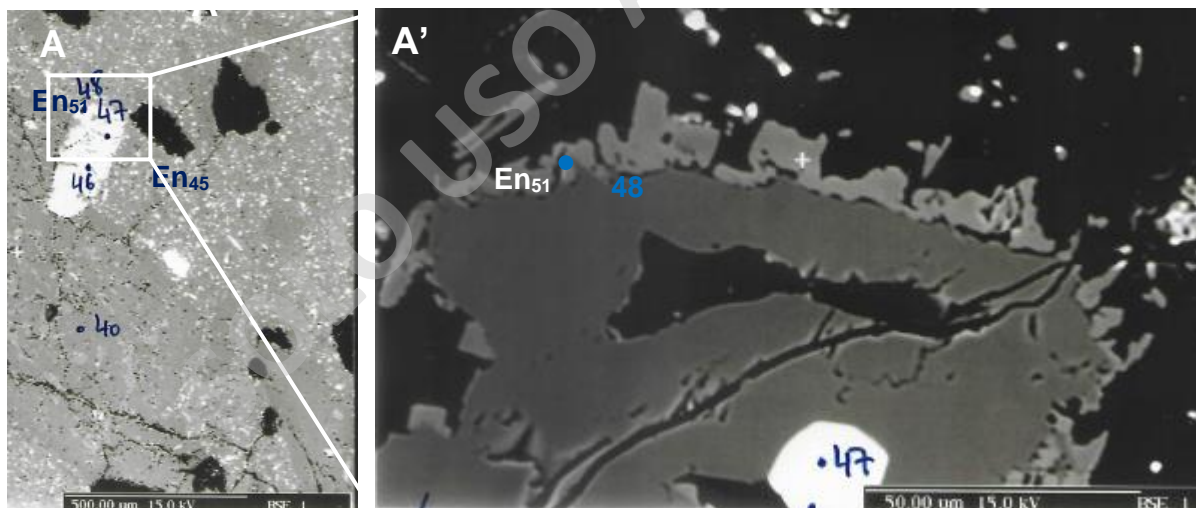


Figura 239: Diagrama de clasificación de piroxenos para datos de microsonda.



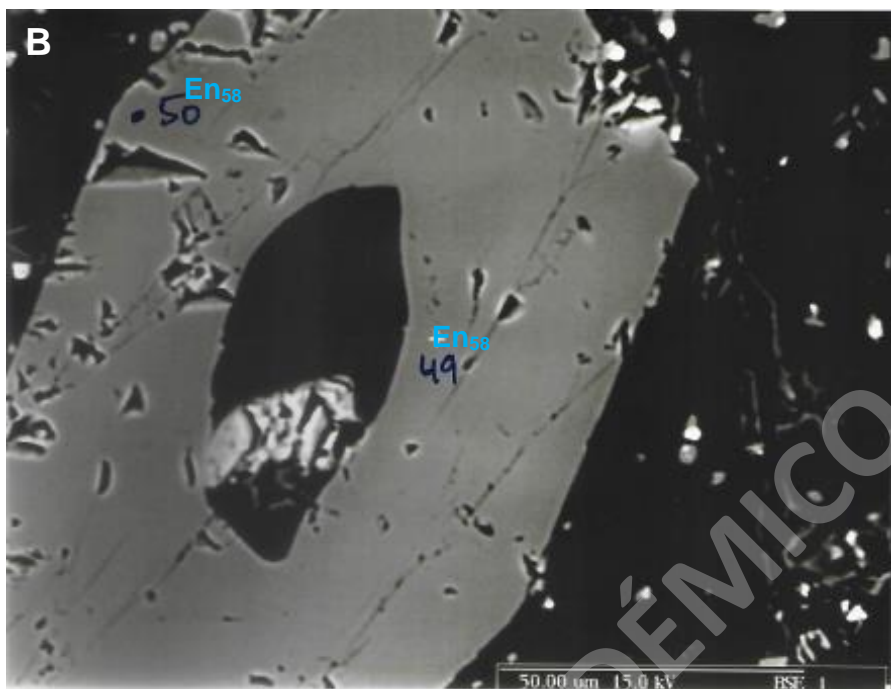


Figura 30: Microfotografía SEM de los cristales de piroxeno para la muestra LA-02, perteneciente a la unidad Andesita Lanín. Figura A') representa un zoom de A donde se aprecia un borde de reacción de pigeonita rodeando un núcleo de augita.

#### 4.4.3. Plagioclasas:

Las plagioclasas analizadas poseen una variación composicional entre  $An_{91}$ - $An_{50}$  (Figura 31). Dentro de la unidad Momolluco, los fenocristales caen en el campo de estabilidad de bytownita con valores de  $An_{75}$ , al igual que los microcristales. Sin embargo, estos últimos presentan un menor contenido de calcio, presentando valores entre  $An_{71}$ - $An_{72}$ . Las plagioclasas en la unidad de Basalto corresponden fenocristales con núcleos de bytownita ( $An_{86}$ - $An_{71}$ ), que poseen una zonación normal con bordes de similar composición hasta alcanzar el campo de la labradorita ( $An_{82}$ - $An_{60}$ ) (Figura 31). Por otro lado, en la unidad de Andesita (Figura 32; A) se exhiben fenocristales con núcleos de bytownita ( $An_{70}$ ) a labradorita ( $An_{63}$ ) que evolucionan normalmente hacia los bordes hasta alcanzar composiciones entre  $An_{59}$  –  $An_{51}$ . Cabe destacar que gran parte de los fenocristales analizados poseen hábito subhedral y muestran texturas de reabsorción y embayamiento que reflejaría una zonación en parches (*patching zoning*). Finalmente, los análisis para el cono El Arenal muestran fenocristales de bytownita de composiciones entre  $An_{91}$ - $An_{83}$ , y microcristales de labradorita con valores de  $An_{60}$ .

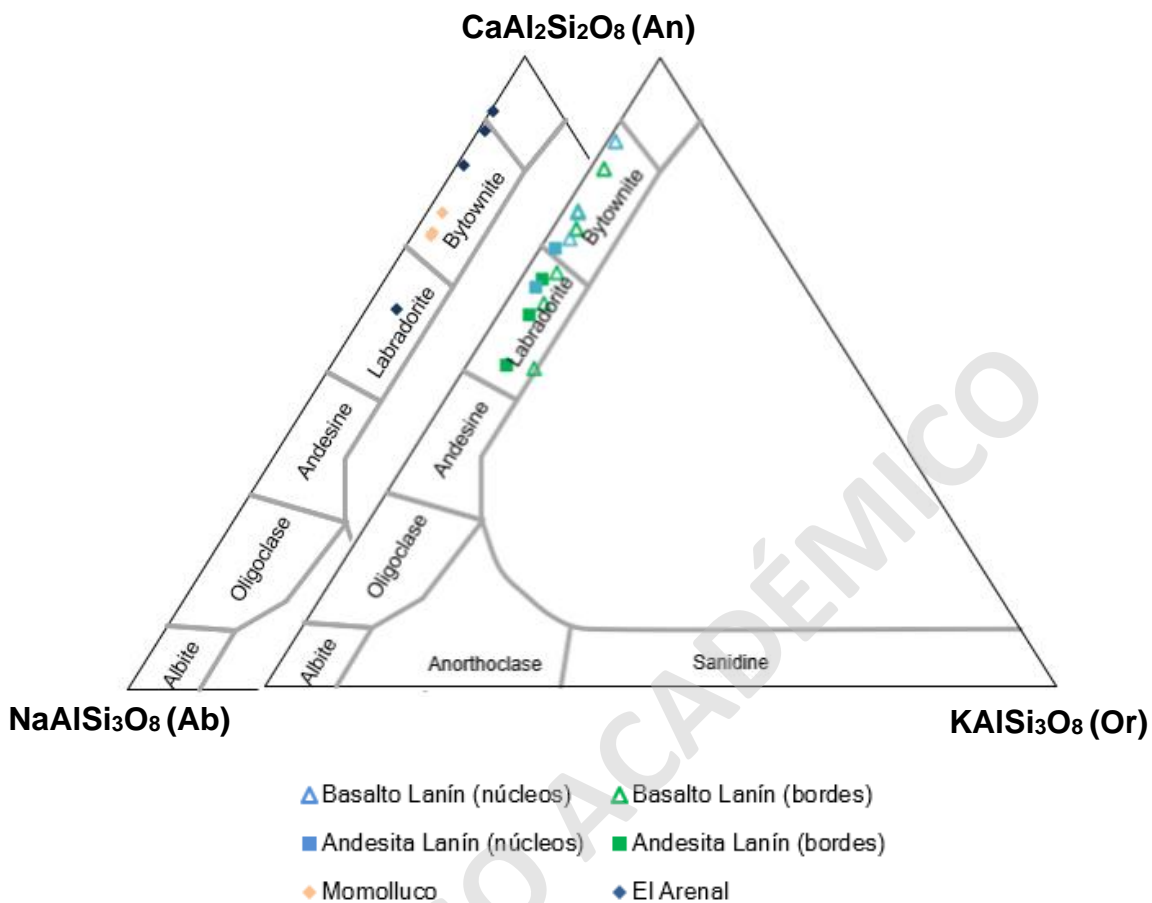
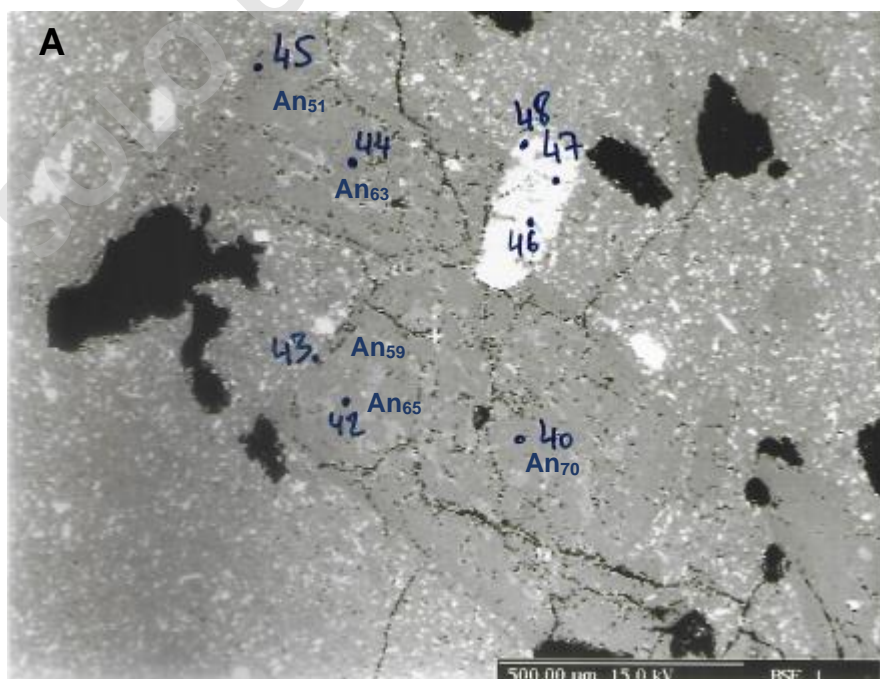


Figura 31: Diagrama de clasificación de Plagioclasas para datos de microsonda.



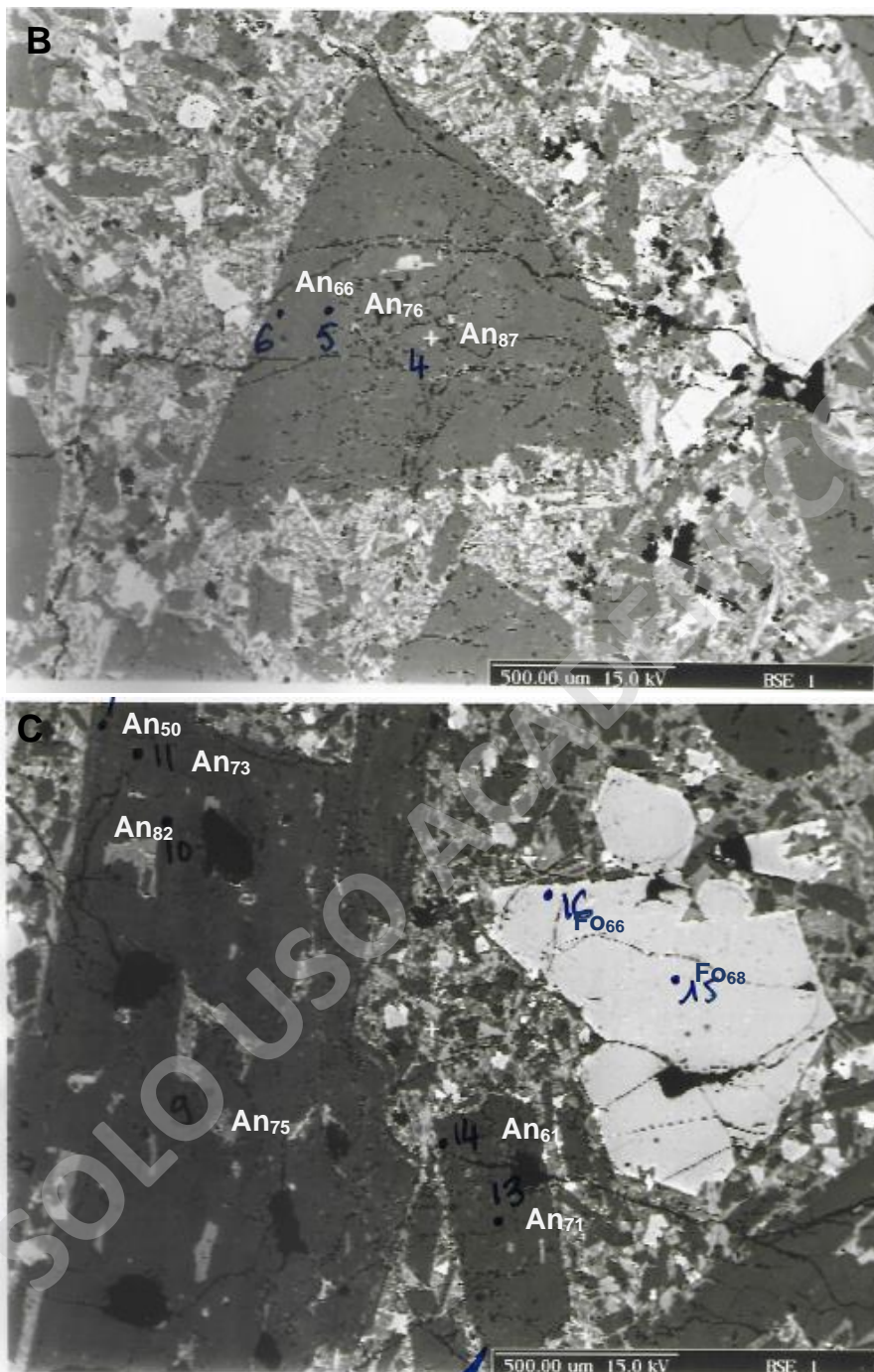


Figura 32: Microfotografía SEM de los cristales de plagioclasa analizados con su respectivo contenido de Anortita. Figura A) corresponde a la unidad Andesita, mientras que B) y C) pertenecen a la unidad de Basaltos.

#### 4.5. Geotermobarometría:

A partir de la composición de los cristales de clinopiroxeno de la muestra LL250403-1C (Unidad Momolluco) y química de roca total de la muestra SO191120-2, la cual fue utilizada como una aproximación de la composición de un líquido ficticio, se calcularon las variables intensivas de temperatura y presión de cristalización.

Para esta metodología existen diversas técnicas y calibraciones. En el presente estudio, las ecuaciones implementadas para determinar las temperaturas en clinopiroxenos es la propuesta por Putirka *et al.*, (2008) de clinopiroxeno-fundido (cpx-liq). Por otro lado, para el cálculo de presiones se utilizó el barómetro de Neave y Putirka (2017), siendo éste es una calibración de Putirka *et al.*, (2003).

Estas formulaciones son dependientes del equilibrio químico entre el clinopiroxeno y el líquido. Como se mencionó en el capítulo 2.3. *Geotermobarometría*, la presencia de una fase líquida en el sistema magmático implica ciertas limitaciones. En este caso, debido a que no es posible analizar el líquido de forma cuantitativa, para que el análisis de roca total represente de manera apropiada un líquido ficticio y sea válida desde una óptica termodinámica, es importante que la muestra posea una petrografía con un bajo contenido de fenocristales. Para ello, se usó la muestra SO211120-2, la cual posee un contenido de fenocristales cercano al 4 % vol. (Figura 33.A). Teniendo esto en cuenta, para validar el equilibrio termodinámico de forma cuantitativa en dichos pares, se utilizó el coeficiente de intercambio Fe-Mg o  $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{cpx-liq}}$ , en donde el equilibrio se expresa cumpliendo al siguiente relación:

$$K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{cpx-liq}} = X_{\text{FeO}}^{\text{Cpx}} * X_{\text{MgO}}^{\text{Liq}} / X_{\text{FeO}}^{\text{Liq}} * X_{\text{MgO}}^{\text{Cpx}} = 0.27 \pm 0.03 \text{ (i.e. Putirka et al., 2003; 2008)}$$

Como se aprecia en el diagrama de Rhodes de la Figura 33.B, tan solo dos de todas posibles combinaciones cumplieron con las condiciones de equilibrio y son útiles desde una perspectiva petrológica.

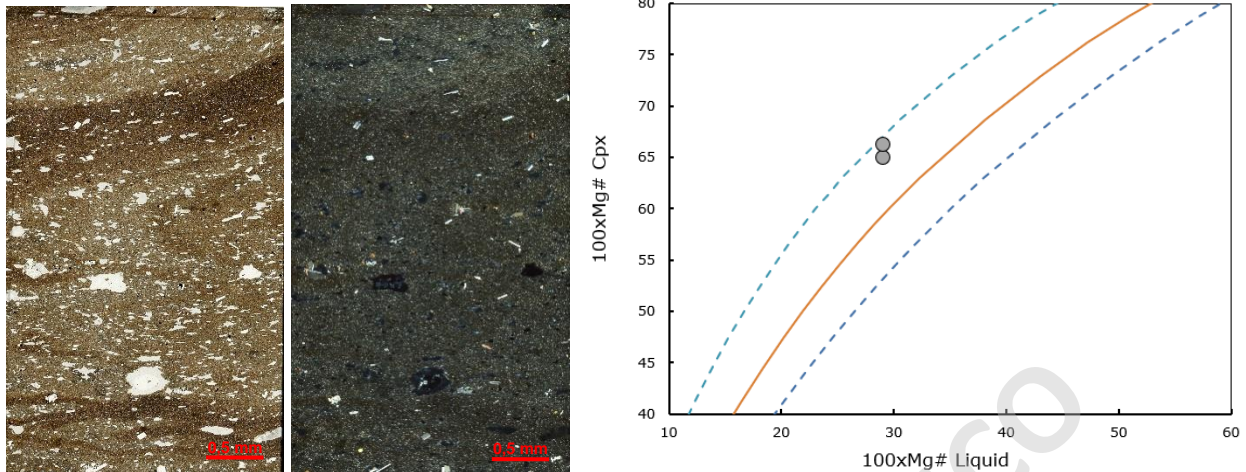


Figura 33: A) Fotografía de la sección transparente de la muestra SO191120-2. B) Diagrama de Rhodes utilizado como test de equilibrio entre piroxenos y química de roca total para las andesitas del volcán Lanín.

#### 4.5.1. Geotermometría:

Para estimar las temperaturas de equilibrio de las fases de clinopiroxenos presentes en las muestras del volcán Lanín, se utilizó el termómetro cpx-liq (Eqn. 33) de Putirka (2008), el cual es una calibración de Putirka *et al.*, (1996; 2003), que aumenta la precisión en 10-20°C (SEE = ± 45°C). Como se mencionó en el capítulo de *Metodologías*, este método se basa en la cristalización de jadeita (Jd) y el intercambio en equilibrio de jadeita-diópsido + hedenbergita (Jd-DiHd).

La ecuación se define como:

$$\frac{10^4}{T(\text{K})} = 7.53 - 0.14 \ln \left( \frac{X_{Jd}^{cpx} X_{CaO}^{liq} X_{Fm}^{liq}}{X_{DiHd}^{cpx} X_{Na}^{liq} X_{Al}^{liq}} \right) + 0.07 (H_2O^{liq}) - 14.9 (X_{CaO}^{liq} X_{SiO_2}^{liq}) \\ - 0.08 \ln (X_{TiO_2}^{liq}) - 3.62 (X_{NaO_{0.5}}^{liq} + X_{KO_{0.5}}^{liq}) - 1.1 (Mg\#^{liq}) \\ - 0.18 \ln (X_{EnFs}^{cpx}) - 0.027P(\text{kbar})$$

Los resultados obtenidos de las combinaciones de cpx-liq en la unidad Momolluco indican temperaturas de cristalización acotada, entre 1017-1026 ± 45 °C (Tabla 3; Figura 34). La mayor temperatura registrada se asocia directamente con la proporción de enstatita en el mineral (#19 = En<sub>42</sub>).

Liq	n° point mx	K <sub>D</sub> esperado	K <sub>D</sub> obtenido	T(C°) Eqn. 33 (Putirka, 2008)
SO191120-2	#19	0,27±0,03	0,276	1026,47
SO191120-2	#3	0,27±0,03	0,261	1017,15

Tabla 3: Temperaturas obtenidas con termometría de cpx-liq (Putirka, 2008) para cada combinación de piroxeno y roca total que cumple con las condiciones de equilibrio establecidas.

#### 4.5.2. Geobarometría:

La estimación de presión de los cristales de piroxeno se llevó a cabo utilizando el nuevo barómetro de Neave y Putirka (2017), el cual es una reformulación de la ecuación de Putirka et al., (2003; 2008) basado en la incorporación de jadeita (Jd) dentro del clinopiroxeno. El error asociado a este método es de SEE = ±1,4 kbar.

Este barómetro permite estimar la presión mediante la fórmula:

$$P(\text{kbar}) = -26.27 + 39.16 \frac{T(\text{K})}{10^4} \ln \left[ \frac{X_{\text{Jd}}^{\text{cpx}}}{X_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{liq}} X_{\text{AlO}_{1.5}}^{\text{liq}} (X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})^2} \right] - 4.22 \ln(X_{\text{DiHd}}^{\text{cpx}}) + 78.43 X_{\text{AlO}_{1.5}}^{\text{liq}} + 393.81 (X_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{liq}} X_{\text{KO}_{0.5}}^{\text{liq}})^2$$

Los resultados obtenidos de las combinaciones de cpx-liq en la unidad Momolluco muestran presiones asociadas entre 1,2 – 2 ± 1,4 kbar (Figura 34). Estos resultados son representadas en la *Tabla 4*, y de manera gráfica en la Figura 34, en donde se incluye el error estandar (SEE) asociado a cada ecuación.

Liq	n° point mx	K <sub>D</sub> esperado	K <sub>D</sub> obtenido	P(kbar) N&P 2017
SO191120-2	#19	0,27±0,03	0,276	2,04
SO191120-2	#3	0,27±0,03	0,261	1,24

Tabla 4: Presiones obtenidas con barometría de cpx-liq (Neave y Putirka, 2017) para cada combinación de piroxeno y roca total que cumple las condiciones de equilibrio definidas.



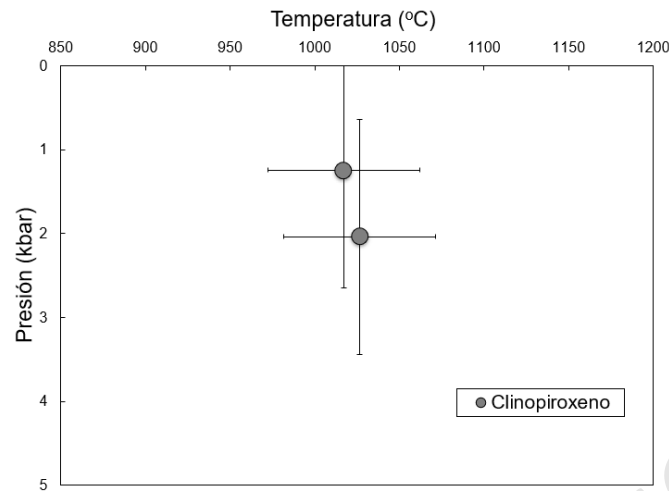


Figura 34: Diagrama de presión vs temperatura obtenidas con geotermobarometría (Putirka, 2008; Neave y Putirka, 2017). Las líneas horizontales y verticales representan el error estándar (SEE) para cada método.

## 5. Discusión:

### 5.1. Fuente del magma:

La signatura calcoalcalina enriquecimiento en LILE por sobre HFSE, en conjunto con la anomalía negativa de Nb, Ta y Ti son rasgos indicativos que el magma es generado producto de la subducción. La deshidratación del slab modifica la composición del manto disminuyendo el punto de fusión de la cuña astenosférica (e.g. Winter, 2001), el cual, favorecido por una corteza continental relativamente delgada (~35 km) (e.g. Stern, 2004; Cembrano y Lara, 2009), propició episodios de fusión. De acuerdo a la Figura 35 (Pearce *et al.*, 1982; 2008), las condiciones de la fuente indicarían una afinidad E-MORB, en donde el input de subducción desplazaría los datos hacia el límite del campo calcoalcalino-shoshonítico. Por otro lado, el diagrama de variación (Gd/Yb)<sub>c</sub> vs (La/Sm)<sub>c</sub> (Figura 36) en conjunto con un patrón plano para las HREE (Figura 25) evidencian la presencia de espinela como fase residual. Lo que sugiere que los magmas del volcán Lanín fueron generados a una profundidad inferior a 75 km (Riquelme *et al.*, 2016).

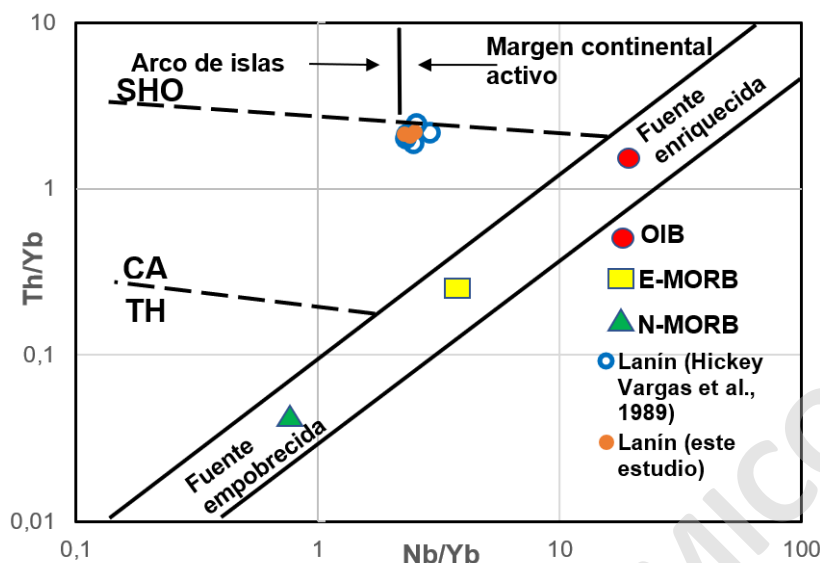


Figura 35: Diagrama de Pearce, 2008 utilizado para discriminar la fuente. Datos extraídos de Hickey-Vargas et al., (1989) y el presente estudio.

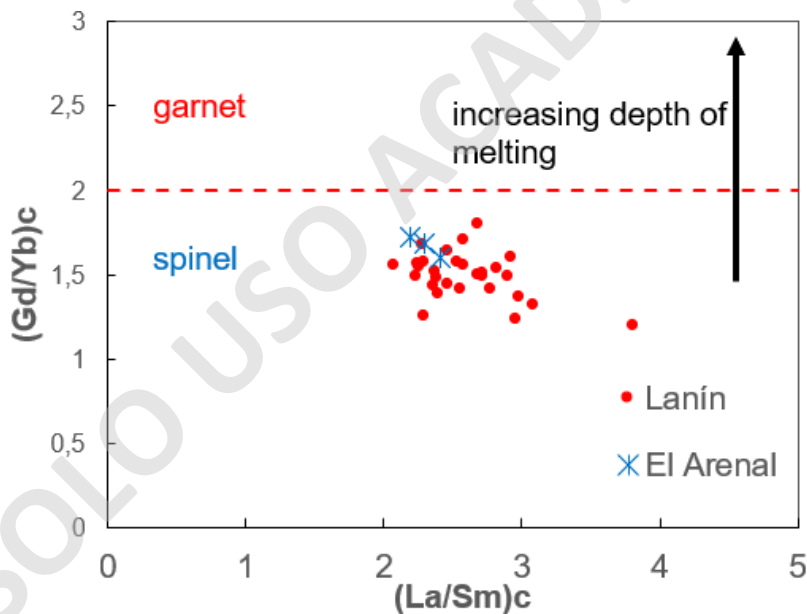


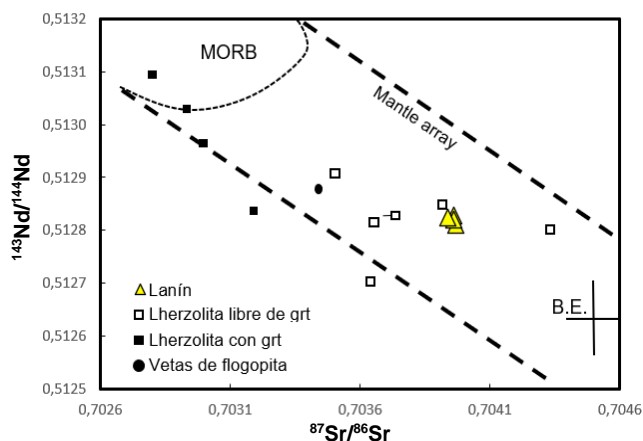
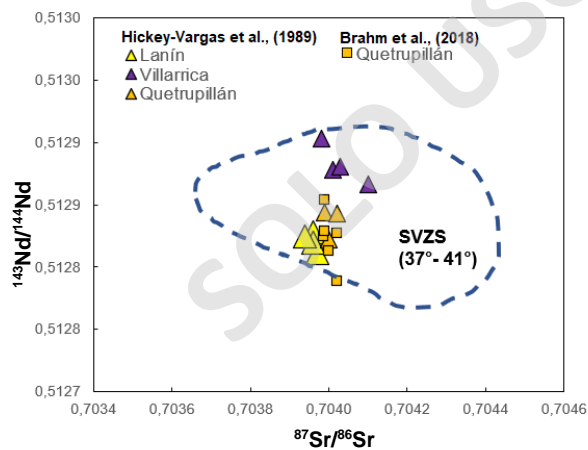
Figura 246: Diagrama de variación Gd/Yb vs La/Sm normalizado a Condrito (Sun y McDonough, 1989) utilizado para identificar la fase Al residual asociada a la fuente.

La firma geoquímica altamente enriquecida en elementos incompatibles, acompañado de una elevada razón LREE/HREE (La/Yb) y bajas razones de elementos solubles-insolubles (Ba/La) son compatibles con la definición de *High Abundance magmas* (HA) (e.g. Hickey-Vargas et al., 1986) y *Basaltos Tipo 2* (López-Escobar et al., 1995a). Las razones del enriquecimiento antes mencionado han sido altamente discutidas en la literatura y se asocian principalmente a procesos derivados de la subducción. Autores como Hickey-Vargas et al., (1989) proponen que

el enriquecimiento progresivo en dirección W-E a dos posibles fenómenos: (a) Una disminución en el aporte fluidos derivados del slab en dirección W-E, producto de la progresiva deshidratación del slab a medida que aumenta la profundidad, lo que provocaría bajas tasas de fusión parcial y por lo tanto, mayor concentración en elementos incompatibles; (b) Variaciones en la fuente, asociado a una mayor interacción con un manto litosférico sub-continental enriquecido hacia el este. Dichas tendencias geoquímicas son evidenciadas tanto en los estratovolcanes como en los CEM de la región (McGee *et al.*, 2017). Autores como Rawson *et al.*, (2016) describen dos tipos de firmas distintivas en la composición de los magmas de variados CEM cercanos al Complejo Volcánico Mocho-Choscuenco: firma normal de ZVS y la firma *Kangechi*. Ésta última coincide con la definición de magmas especiales enriquecidos en elementos incompatibles y LREE observados por otros autores. En su trabajo proponen tres hipótesis que expliquen la variabilidad geoquímica: (i) Asimilación y cristalización fraccionada, (ii) Composición de la fuente y (iii) Reacciones durante el transporte del fundido. Esta última hipótesis pretende involucrar la variable mecánica del transporte de magmas y su efecto en la geoquímica. Explican que las diferencias geoquímicas serían una consecuencia de un distinto grado de preservación de un fundido primitivo enriquecido, el cual es condicionado por un ascenso rápido a través de canales de transportes especialmente reactivos, que pueden favorecerse por estructuras corticales de primer orden.

La hipótesis planteada por Hickey-Vargas *et al.*, (1989) apunta a responder la variabilidad geoquímica de diversos centros por sí sola. Sin embargo, no propone un mecanismo físico que explique por qué se generan magmas de diferente composición en un contexto espacio-temporal tan acotado. Frente a esto, la hipótesis (iii) de Rawson *et al.*, (2016) sugiere que la variabilidad de los magmas está relacionada con la dinámica de transporte dentro de la corteza, en donde canales de transporte reactivos jugarían rol fundamental en la ocurrencia y preservación de una firma enriquecida. La generación de canales de transporte bien definidos se da de forma más frecuente en zonas distantes a la fosa, ya que en zonas proximales los sistemas son más complejos en términos de fluidos, condiciones térmicas del manto y la posible acción de sedimentos. Estas condiciones son aplicables a CEM, sin embargo, para el caso del volcán Lanín, este mecanismo parece menos probable. Bajo los estratovolcanes existe una extensa red de transporte de magmas representados por múltiples canales coalescentes que se mezclan y homogenizan de tal forma que las firmas enriquecidas se diluyen al reequilibrarse.

Por otro lado, el manto litosférico presenta heterogeneidades mineralógicas y geoquímicas resultado de diversos procesos de fertilización y metasomatismo a través del tiempo (Melchiorre *et al.*, 2020). Autores como Stern *et al.*, (1986) han reconocido en el distrito de Pali Aike diferentes xenolitos de lherzolita con o sin granate, harzburgitas y ortopiroxenitas los cuales constituirían variadas porciones del manto litosférico con una profundidad máxima estimada de 80 km. Bajo este contexto, las condiciones para fundir y/o interactuar con el manto litosférico no son comunes ya que éste puede ser almacenado bajo la corteza continental durante largos periodos de tiempo antes de retornar a la astenósfera por procesos de delaminación o flujos convectivos internos en la cuña (e.g. Kay *et al.*, 2006; Weiser *et al.*, 2019), o bien fundirse producto de un metasomatismo modal generado por fundidos provenientes de la astenósfera (Turner *et al.*, 2017). Para el caso del volcán Lanín, hay pocas evidencias que indiquen la participación de un manto litosférico. Por un lado, la distribución de datos isotópicos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  presentados por Hickey-Vargas *et al.*, (1989) es uniforme y se encuentra empobrecida con respecto a los volcanes Villarrica y Quetrupillán (Figura 37.A), los cuales muestran un comportamiento que coincide con las composiciones promedio del arco volcánico, sin mostrar una afinidad por un manto tipo EM1 o EM2. De la misma forma, estos valores isotópicos se asemejan a xenolitos de lherzolitas libre de granate encontrados en el distrito de Pali Aike (Figura 37.B) (Stern *et al.*, 2010).



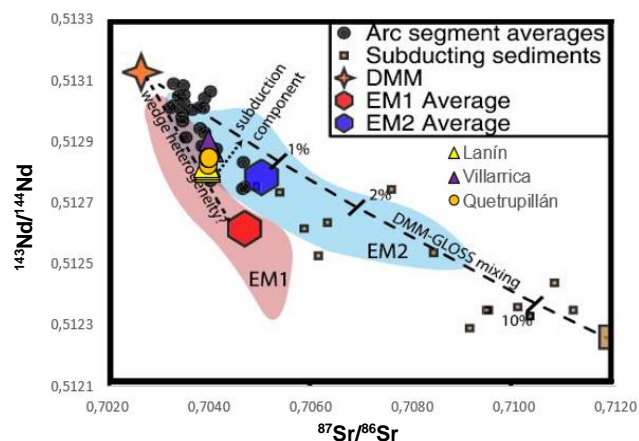


Figura 257: Datos de razones isotópicas de Sr y Nd para los volcanes Villarrica, Quetrupillán y Lanín a partir de literatura (Hickey Vargas et al., 1989; Brahm et al., 2018). Figura A) Representa variaciones isotópicas a escala local dentro de la cadena volcánica V-Q-L. En la figura B) Los datos son comparados con xenolitos de origen mantélico documentados en el sector de Pali Aike (Stern et al., 2010). En la figura C) Se compara con datos de asociados a fuentes enriquecidas (EM1 y EM2). En él se muestran composiciones muy homogéneas para los tres estratovolcanes.

Considerando lo anterior, además de la ausencia de granate como fase residual en la fuente de los magmas, se graficaron los datos disponibles en los modelos de fusión parcial propuestos por Hickey-Vargas et al., (2016) para evaluar la participación de un manto litosférico como fuente de enriquecimiento en los magmas del volcán Lanín. El modelo calcula la composición de dos magmas primarios mediante adición de olivino, usando la aproximación de Lee et al., (2009). Estos magmas primarios representarían respectivamente una fuente astenosférica compuesta por peridotita (60% olivino, 20% ortopiroxeno, 15% clinopiroxeno y 5% espinela) y una fuente proveniente de un manto litosférico piroxenítico (20% olivino, 40% ortopiroxeno, 30% clinopiroxeno y 10% espinela). Éste último sería el responsable de la formación de magmas de Tipo 2 para los CEM de la región. En los diagramas de la Figura 38 se evidencia que la generación de basaltos más primitivos de la unidad Quillehue se produciría por ~5% fusión de un manto de peridotita (60% olivino, 20% ortopiroxeno, 15% clinopiroxeno y 5% espinela), resultados consistentes con los obtenidos por Lara (2004), quien presenta un modelo de <4% fusión parcial de peridotita a partir de la distribución de REE.

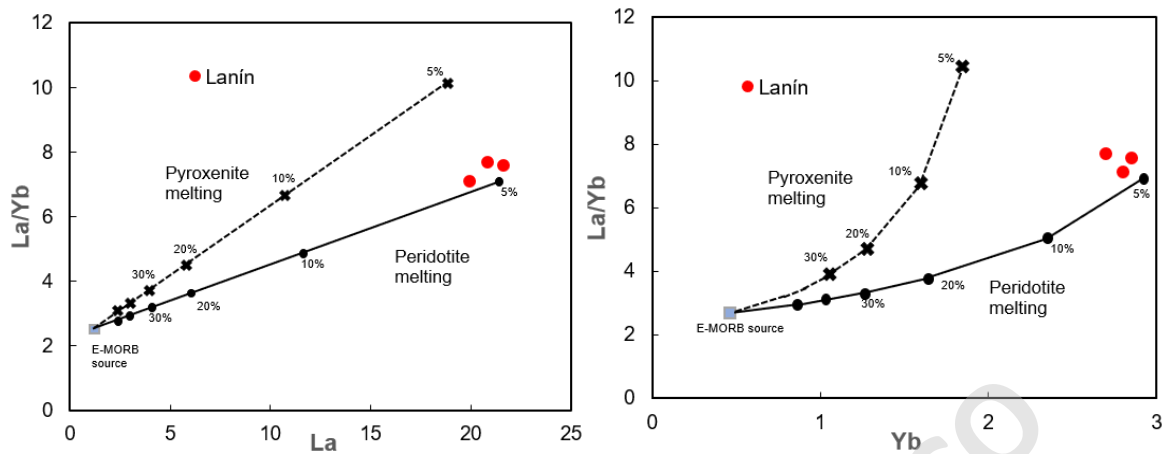


Figura 268: Modelos de fusión parcial para los basaltos típicos del volcán Lanín (Lara et al., 2004). Modificado de Hickey-Vargas et al., (2016).

Bajo el mismo enfoque, el diagrama multielementos de la Figura 39 compara datos asociados a los productos más primitivos para la cadena V-Q-L (51,7– 54,8 wt% SiO<sub>2</sub>). Cabe destacar que debido a la ausencia de composiciones básicas en el CVQ, se usaron datos del volcán Huililco, los cuales genéticamente representarían un fundido parental para las lavas traquíticas emitidas desde el CVQ (Brahm et al., 2018). Como se puede ver en el diagrama, el volcán Lanín muestra un significativo enriquecimiento en elementos incompatibles, álcalis y razones de LREE/HREE con respecto al volcán Villarrica. De la misma forma, a pesar de que el comportamiento del CVQ se asemeja a el volcán Lanín, la distribución de coincide con la tendencia general definida por Hickey-Vargas et al., (1989). Adicionalmente, el comportamiento del volcán Lanín se destaca de los otros estratovolcanes por no presentar anomalías positivas Sr y al mismo tiempo no mostrar un empobrecimiento de Nb y Ta tan marcado. Esto sería un reflejo de una mitigación en los componentes de la subducción al alejarse de la fosa.

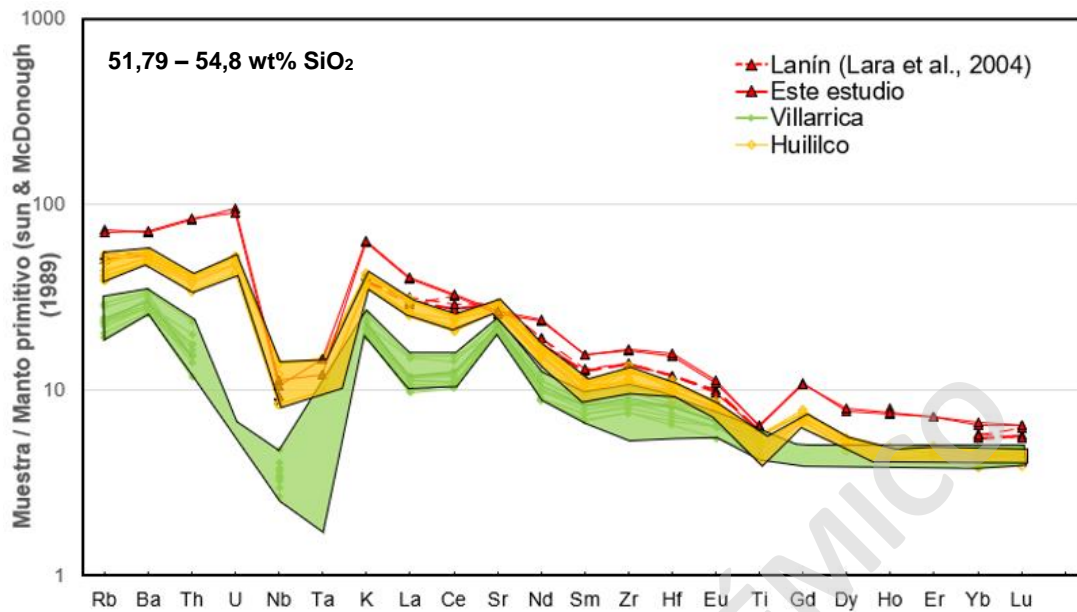


Figura 279: Diagrama multielementos para los productos más básicos de la cadena volcánica V-Q-L. La figura incluye resultados del presente estudio y datos obtenidos a partir de literatura (Hickey-Vargas et al., 1989; Lara et al., 2004; Morgado et al., 2015; Brahm et al., 2018).

Desde otra perspectiva, los diagramas de variación de la Figura 40. A; B muestran una disminución en las razones de Ba/Nb y Ba/La, acompañado de un aumento de Nb/Zr y La/Yb por parte del volcán Lanín. Dicho comportamiento, en conjunto diferencias en concentraciones de HREE, sería indicativo de que efectivamente existe una disminución progresiva en la tasa de fusión parcial hacia el E. Esto es sustentado por el modelo de fusión parcial de Hickey-Vargas et al., 2016 (Figura 40.C) para los tres estratovolcanes, en donde los materiales de los volcanes Villarrica y CVQ serían generados por ~20% y ~7% de fusión parcial respectivamente. Los bajos grados de fusión parcial son compatibles con un menor aporte de fluidos derivados de la subducción en función a la distancia de la fosa. En general, el comportamiento ya descrito coincide con la primera hipótesis propuesta por Hickey-Vargas et al., (1989) y con centros eruptivos ubicados atrás del arco (e.g. Mella et al., 2005).

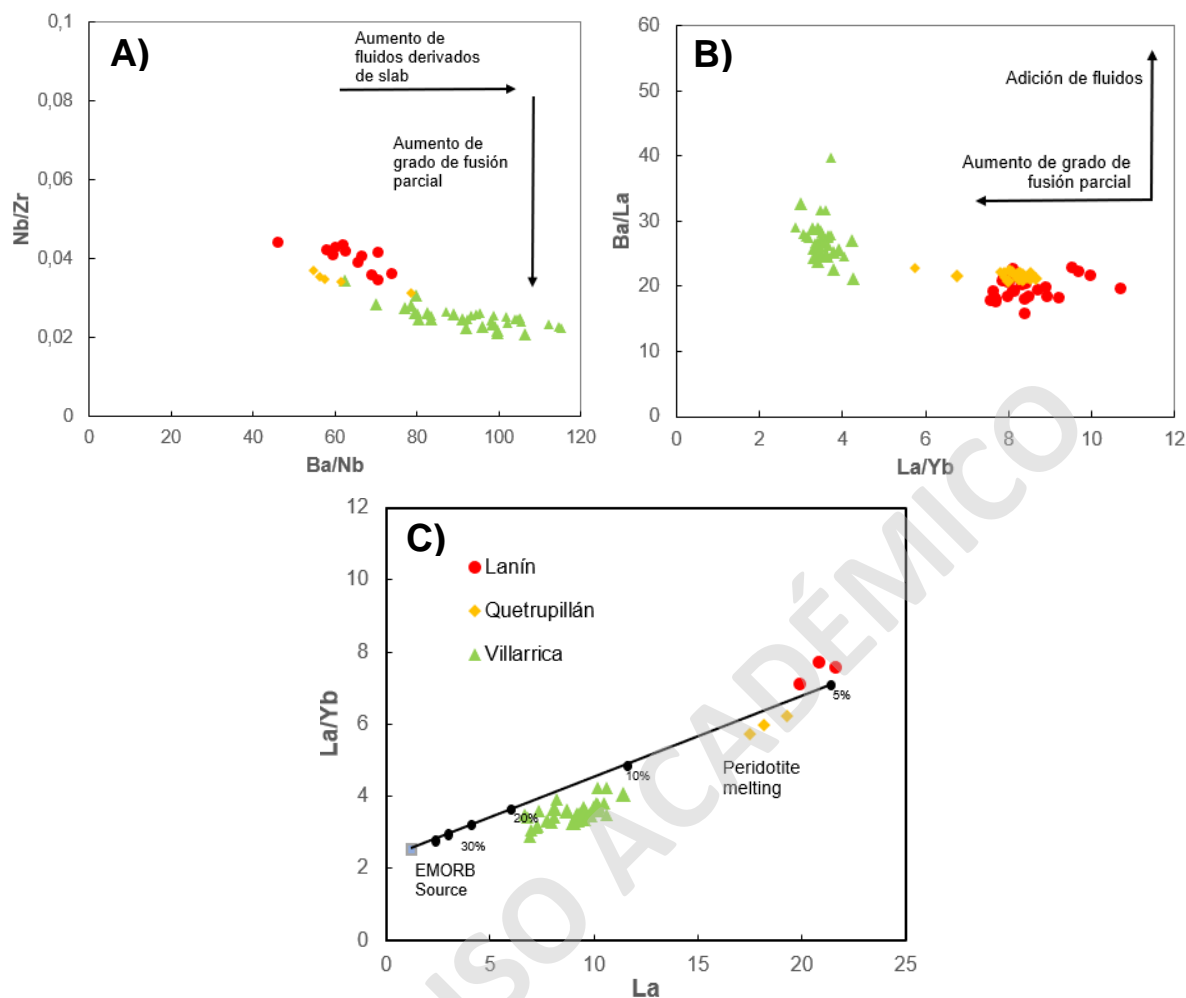


Figura 40: Diagramas de variación de elementos traza para la cadena volcánica V-Q-L. A) Nb/ vs Zr; B) Ba/La vs La/Yb, y C) La/Yb vs La, en el modelo propuesto por Hickey-Vargas *et al.*, 2016.

En resumen, en el presente estudio se han presentado diversas evidencias que apuntan a que el principal control en el enriquecimiento observado sobre las rocas del volcán Lanín son las bajas tasas de fusión parcial, producto de un restringido aporte de fluidos en función a su posición respecto a la fosa. Autores como Lara *et al.*, (2001); Lara y Moreno, (2004) postulan que esta transición es compatible con una atenuación de los componentes de subducción hacia el este. Jacques *et al.*, (2014) reafirman estas observaciones en base a estudios de elementos traza e isótopos para volcanes de la SVZ y basaltos de tras-arco. Por el contrario, no existen evidencias suficientes que sostengan la hipótesis de que existió interacción y/o fusión de un manto litosférico enriquecido. Las razones isotópicas disponibles en la literatura (Figura 37) indican que la fuente en los magmas de la cadena volcánica V-Q-L es relativamente homogénea, mostrando variaciones en el grado de fusión parcial, como muestran los modelos de la Figura 38 (Hickey-Vargas *et al.*, 2016).



## 5.2. Diferenciación magmática y modelos de cristalización fraccionada:

La geoquímica del volcán Lanín muestra diversos patrones que permiten identificar procesos de cristalización fraccionada como principal mecanismo de diferenciación. En general, las tendencias observadas sugieren el fraccionamiento de minerales de olivino, piroxenos, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti, fases encontradas en el análisis petrográfico.

En la Figura 41 se plotea la razón de  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs  $\text{MgO}$  con el objetivo de analizar las posibles fases ferromagnesianas que fraccionan según la pendiente representada. El fraccionamiento de olivino podría explicar el comportamiento subhorizontal en el diagrama, debido a que este mineral sólo consume Mg dentro de su estructura, sin alterar la razón  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ . A su vez, esta tendencia coincide con la distribución de elementos traza como el Ni y Co vs  $\text{SiO}_2$  (Figura 23), los cuales tienden a entrar en la fórmula química del olivino. Por su parte, la tendencia lineal con pendiente positiva observada en las rocas más evolucionadas reflejaría el fraccionamiento de piroxenos (y en menor grado plagioclasa) debido a que el Ca es altamente compatible en clinopiroxenos, por lo tanto al fraccionar, la razón de  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  tiende a disminuir. Complementariamente, al analizar el contenido de otros elementos altamente compatibles en piroxenos como Sc y V vs CaO (Figura 42; A, B), se observa que la concentración de estos elementos disminuye en función aumenta el grado de diferenciación, lo que respalda que el fraccionamiento de dicho mineral es el causante de tal distribución.

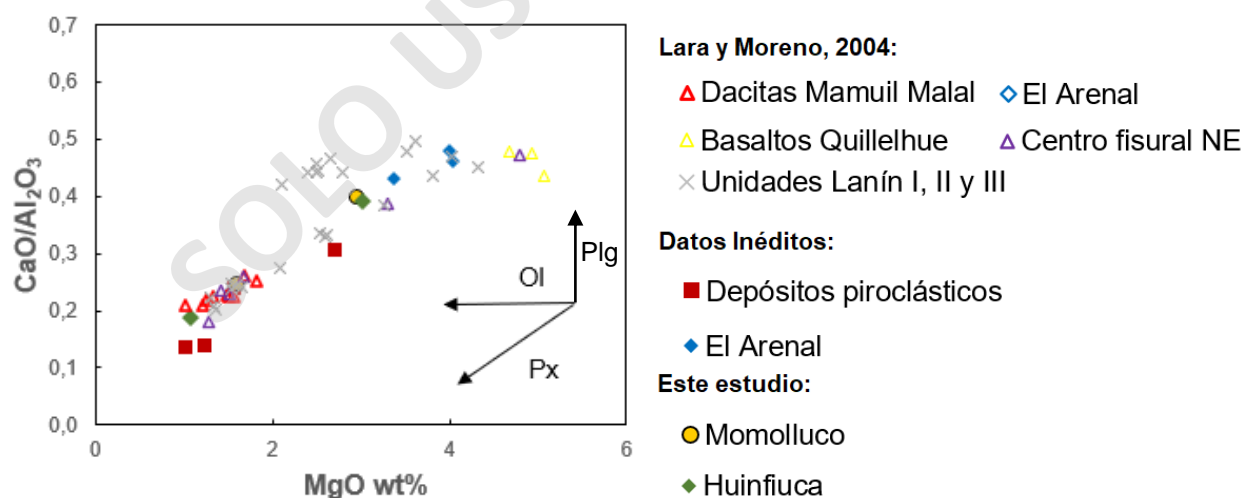


Figura 41: Diagrama de variación de  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs  $\text{MgO}$  utilizado para identificar las posibles fases que fraccionan.

Además de las fases ya mencionadas, el fraccionamiento de plagioclasa dentro del sistema también ejerce un control en el cambio químico de los magmas. Esto es evidenciado en el contenido de  $Al_2O_3$  el cual disminuye con el aumento de  $SiO_2$  al igual que el  $CaO$  (Figura 21). Este fraccionamiento es consistente con la leve anomalía negativa de Eu ( $Eu/Eu^*$ ) y la estrecha relación existente de Sr en función del  $CaO$  (Figura 42; C) que muestran las rocas del volcán Lanín.

A diferencia del volcán Lanín, los materiales de los conos El Arenal muestran un comportamiento contrario en elementos como V y Sc vs  $CaO$ , representada por pendientes levemente negativas dentro de sus muestras, además de mostrar un patrón plano en la razón de  $CaO/Al_2O_3$  vs  $MgO$ . Esto sugiere que el fraccionamiento de clinopiroxeno no fue influyente en la evolución de sus magmas, lo que sustenta la idea de que cada centro eruptivo posee una evolución independiente determinada por las fases minerales que cristalizan.

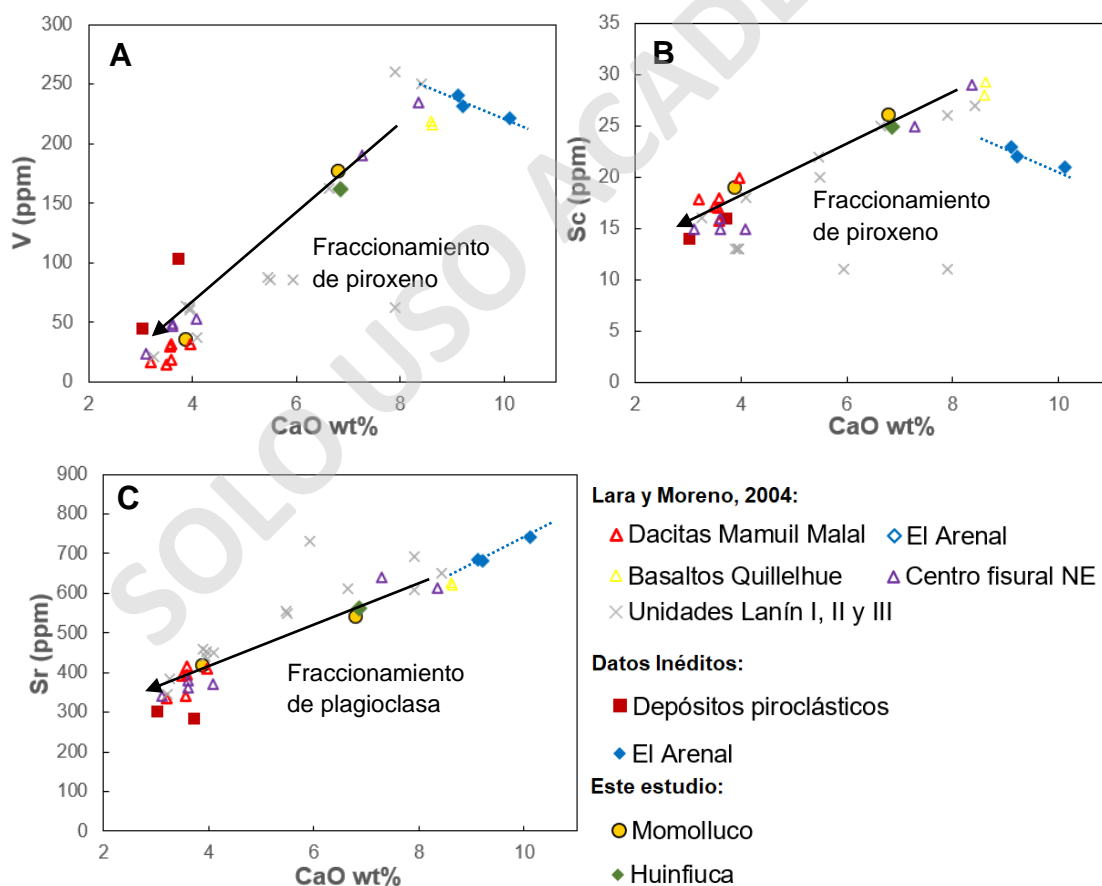
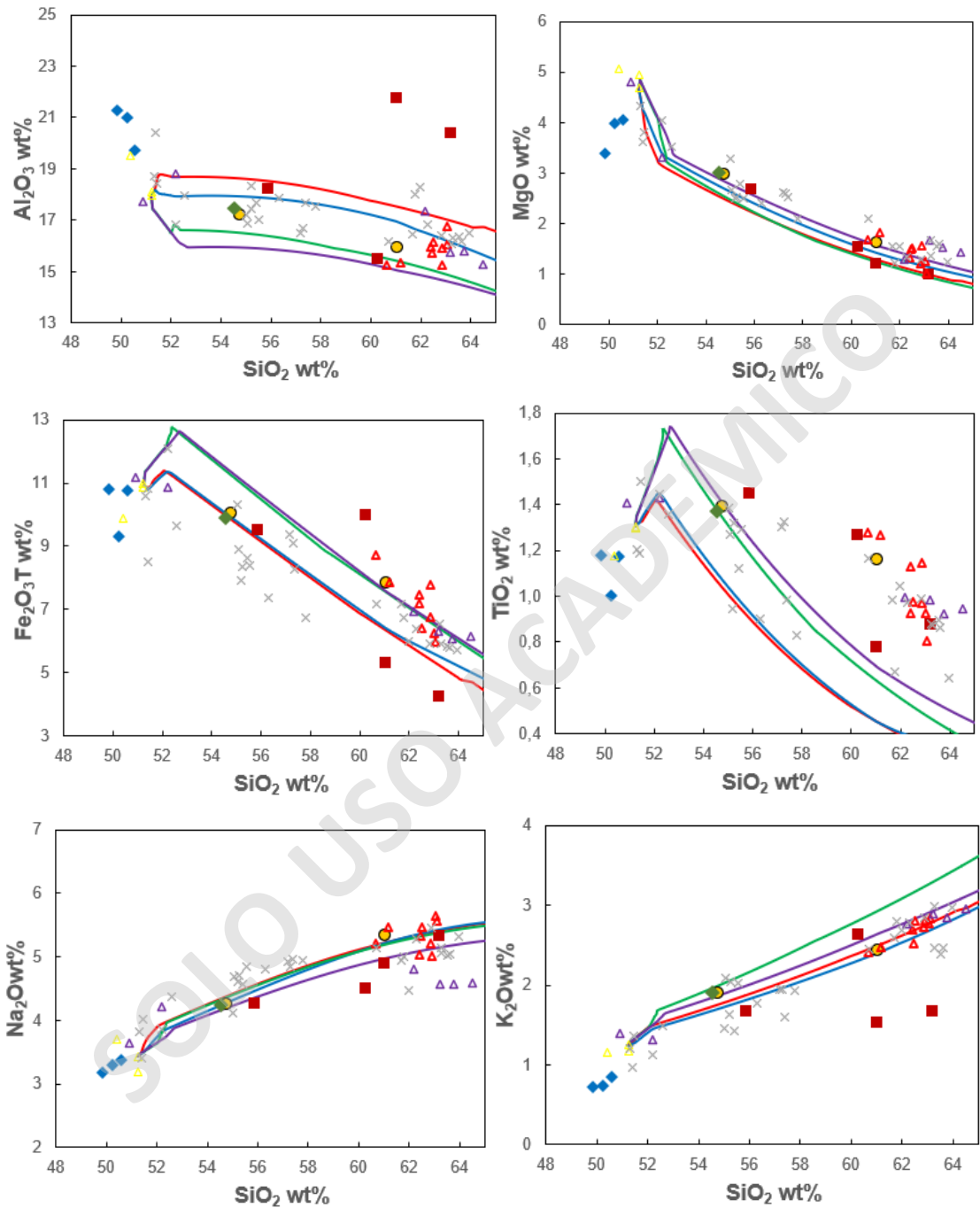


Figura 282: Diagramas de variaciones de Sc, V y Sr vs Ca para las rocas del volcán Lanín. Se incluyen además datos pertenecientes a los conos El Arenal.

Para realizar modelos de cristalización fraccionada en MELTS, parámetros como la naturaleza del modelo, composición del magma parental, contenido de  $H_2O$ ,  $fO_2$ , temperatura y presión deben ser definidos previamente. El presente estudio contempla un modelo isobárico de cristalización fraccionada, por lo que la evolución magmática es presentada bajo el supuesto que todo proceso de fraccionamiento se realizó a condiciones de presión constante. Considerando que las muestras para el volcán Lanín son cogenéticas se debe definir una muestra que represente el magma inicial. Basado en el contenido de  $SiO_2$  y el Mg# ( $Mg/Mg+Fe$ ) se seleccionó la muestra L2-1" la cual pertenece a la unidad Basaltos Quillehue (Lara y Moreno, 2004). Para las condiciones de presión, se trabajó en un rango de 1-6 kbar, con especial énfasis en las presiones presentadas en el capítulo de *Geobarometría*. El Buffer de oxígeno QFM $\pm$ 1 fue utilizado en los modelos realizados, debido a que la mayoría de rocas ígneas se equilibran dentro de unas pocas unidades logarítmicas de  $fO_2$  QFM (Haggerty, 1976). Finalmente, se modeló con contenidos de  $H_2O$  entre 1 a 3%, basado en estimaciones hechas por Brahm et al., (2018) para el CQV con valores entre 1 - 3,3 %wt.

Para evaluar las simulaciones, se compararon los resultados con diagramas de variación de elementos mayores y trazas, además de diagramas de composición química de minerales presentes (Anexo 4). En los diagramas Harker de la Figura 43, se muestra la composición del líquido residual a medida que este evoluciona bajo las condiciones que mejor se ajustan a los datos del volcán Lanín (1-2 kbar; QFM buffer; 1-2% wt  $H_2O$ ). Las principales fases fraccionadas corresponden a plg, ol, cpx y opx. En general, las curvas de descenso modeladas reproducen bastante bien las composiciones del volcán, permitiendo comprobar la hipótesis de que la transición de basaltos a traquitas sería explicada netamente por procesos de cristalización fraccionada, fraccionando aproximadamente un 65% vol. del fundido. El exceso de CaO y  $P_2O_5$  en los diagramas de variación (Figura 43) es una consecuencia de una subestimación en el fraccionamiento de apatito de la simulación realizada en MELTS, lo cual no afecta mayormente a la evolución magmática al ser una fase accesoria que se encuentra en pequeñas proporciones. Para el caso del CaO, este exceso se ve atenuado debido a que este elemento entra en otras fases minerales como plagioclasa y clinopiroxenos. Finalmente, el fraccionamiento simultáneo de opx+cpx ocurre bajo condiciones buffer QFM=0, +1, sin embargo, a QFM=+1 la asociación que cristaliza es diopsido+enstatita rica en Mg. En cambio, sólo en condiciones de  $fO_2$  QFM=0 ocurre fraccionamiento de augita+enstatita con composiciones similares a las fases existentes en el volcán Lanín (Figura 29), por lo que las condiciones de fugacidad se restringieron a ese valor.



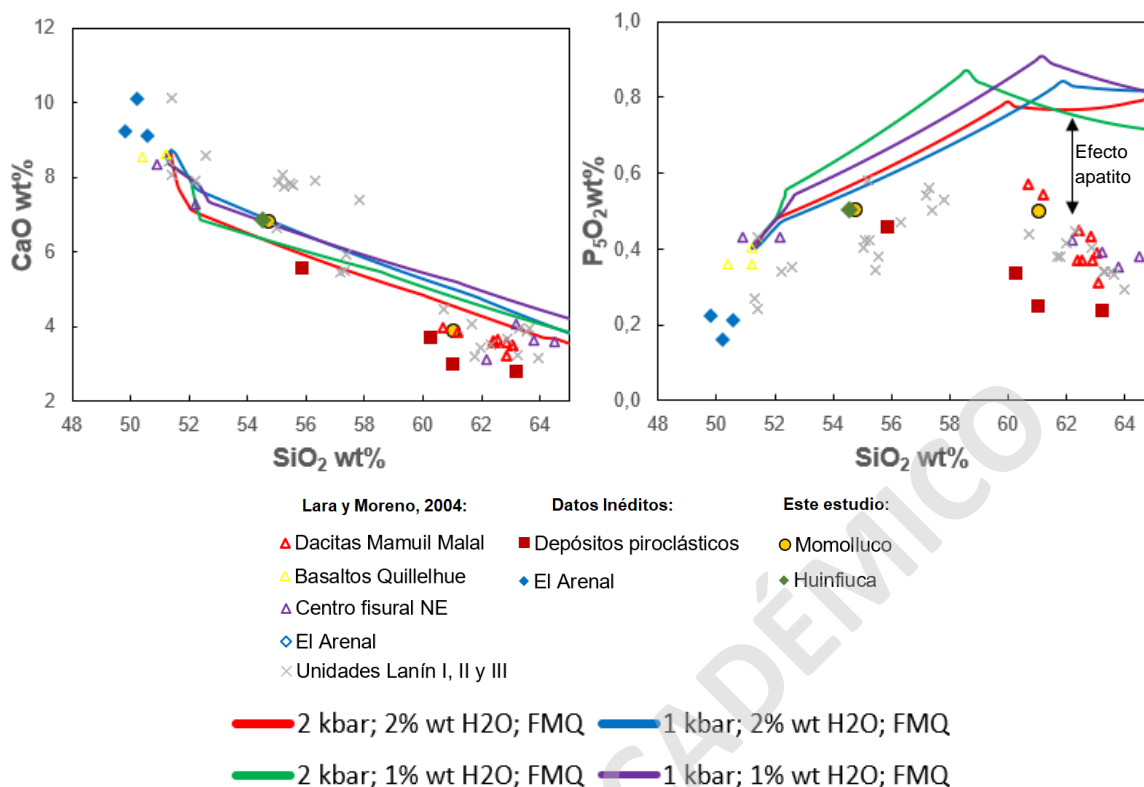


Figura 43: Diagramas de elementos mayores representativos de los modelos de cristalización fraccionada para las rocas del volcán Lanín realizados en MELTS.

### 5.3. Reservorios magmáticos de baja profundidad:

Las condiciones de presión calculadas mediante geobarometría de clinopiroxenos (1,24–2,04±1,40 kbar) pueden ser interpretados como profundidades de cristalización dentro de un reservorio magmático somero. Estos resultados son consistentes con la ocurrencia de reservorios de distinta composición documentados en otros centros eruptivos de la ZVSC como los volcanes Villarrica (basáltico, andesítico-basáltico), Quetrupillán (traquítico) y CEM Caburgua (basáltico), e incluso más al sur como lo son los volcanes Osorno (andesítico), Calbuco (andesítico) y el Complejo volcánico Cordón Caulle (dacítico) (Figura 44) (Morgado *et al.*, 2015; 2017; 2019; Brahm *et al.*, 2018; Castro *et al.*, 2013; Díaz *et al.*, 2020). De acuerdo a estudios previos, estos estratovolcanes comparten la presencia de una zona de alta cristalinidad dentro de sus reservorios denominada *crystal mush*, documentada tanto para sistemas magmáticos básicos como evolucionados (eg. Llaima, Bouvet de Maisonneuve *et al.*, 2012; Quetrupillán, Brahm *et al.*, 2018; Calbuco y Osorno, Morgado *et al.*, 2019). Características petrográficas como un alto grado de cristalinidad las muestras, presencia de texturas glomeroporfíricas, texturas de desequilibrio y reabsorción en fenocristales, en conjunto con

rasgos geoquímicos como marcadas zonaciones oscilatorias y presencia de vidrio entrampado en cúmulos de cristales con diferente composición han sido usados como criterios para evaluar la presencia de esta porción cristalina. Si bien no es posible determinar la presencia de un *crystal mush* en el reservorio asociado al volcán Lanín considerando el alcance de este estudio, es importante visibilizar ciertos atributos que no permiten descartar esta hipótesis. En primer lugar, su petrografía muestra un alto grado de cristalinidad en sus muestras holocenas más primitivas (Quillehue = 47 vol.% fenocristales), disminuyendo notablemente su cristalinidad en las muestras de composiciones andesíticas (Momolluco = 4 - 22 % vol.) y traquíticas (Mamuil Malal = 10 % vol. fenocristales). Además, todas las muestras exhiben texturas glomeroporfíricas en cristales de plagioclasa, olivino y piroxenos. De igual forma, las plagioclasas analizadas bajo microsonda electrónica exhiben texturas de reabsorción y desequilibrio con el fundido, correspondiente a una zonación en parches (Figura 32). Sin embargo, a pesar de las texturas presentes, la geoquímica de los cristales analizados bajo microsonda no refleja una compleja historia evolutiva en su formación, por lo que la zonación en parches puede asociarse a desequilibrios causados por adición de volátiles dentro del sistema. Un análisis apropiado para evaluar desequilibrios químicos a pequeña escala sería hacer mediciones siguiendo un camino evolutivo continuo desde un núcleo hasta los bordes de los cristales.

Especialmente, la ocurrencia de estos reservorios magmáticos someros puede asociarse mecánicamente a una Discontinuidad Cortical Interna (DCI = ca. 4-6 km) que separa, en términos de densidad, la corteza inferior (3,1 g/cm<sup>3</sup>) de la corteza superior (2,7 g/cm<sup>3</sup>) (Tassara *et al.*, 2006; Tassara y Echaurren, 2012). Este tipo de reservorios de baja profundidad es compatible con las diferentes asociaciones tectónicas definidas por Cembrano y Lara (2009), pudiendo expresarse tanto en lineamientos NE (Osorno-La Picada-Puntiagudo-Cordón Cenizos, Auwera *et al.*, 2019) como en lineamientos NO (Villarrica; Morgado, en revisión; Quetrupillán; Brahm *et al.*, 2018). A pesar de lo anterior, es posible que debido al emplazamiento del volcán Lanín sobre la Zona de Falla Mocha-Villarrica, la cual se encuentra fuertemente desacoplada con el régimen tectónico actual y su dada su estructura tipo *ramp-and-flat* pueden propiciar la generación de grandes reservorios someros (Cembrano y Lara, 2009), se podría generar un escenario favorable en donde esta discontinuidad cortical actúe de barrera reológica que impida el ascenso de los magmas y por ende, que mediante procesos de cristalización fraccionada los magmas del volcán Lanín alcancen composiciones traquíticas, similar a lo documentado en el Complejo Volcánico Cordón-Caulle (Lara *et al.*, 2006).

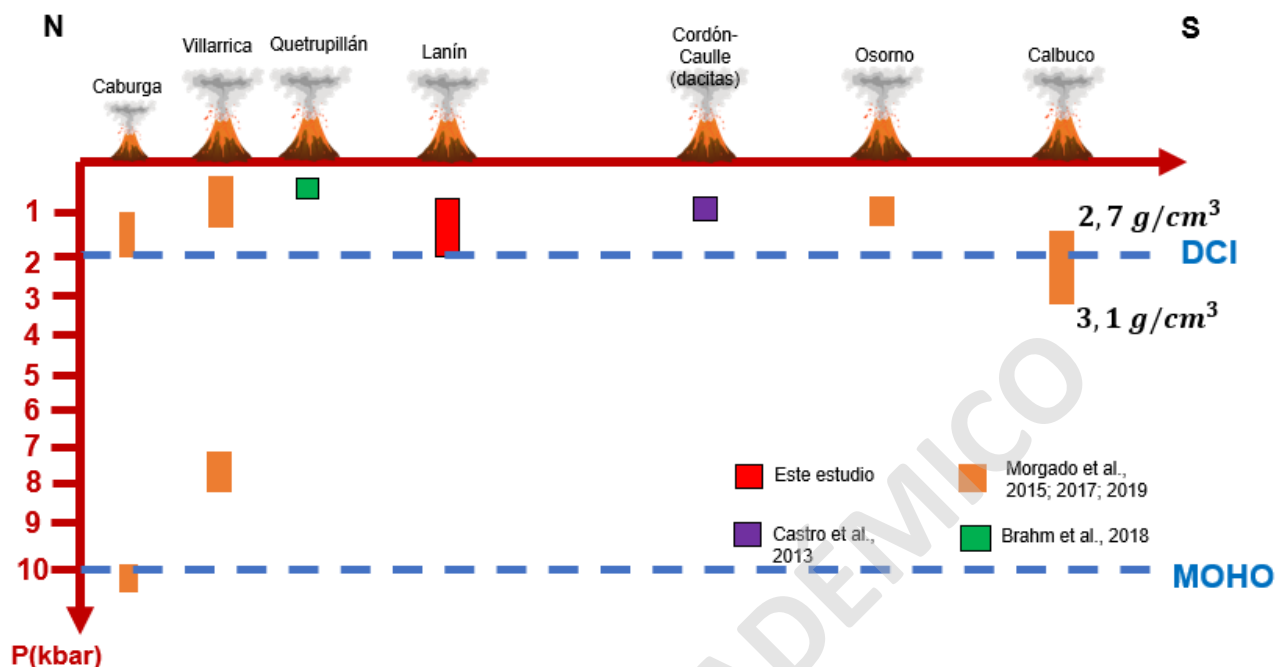


Figura 44: Esquema para diversos volcanes de la ZVS entre las latitudes (39,15°S – 41,20°S) que evidencian la presencia de reservorios corticales que coinciden con una discontinuidad interna a una profundidad de 2 kbar (Tassara et al., 2006; Tassarra y Echaurren, 2012). Modificado de Bechon et al., (2020) a partir de datos de Morgado et al., 2015; 2017; 2019; Brahm et al., 2018; Castro et al., 2013; Díaz et al., 2020.

#### 5.4. Relación magmática con la cadena Villarrica-Quetrupillán-Lanín y conos El Arenal:

Los miembros de la cadena V-Q-L comparten ciertas características petrológicas en sus magmas. Por un lado, como se discutió en el capítulo de 5.1 *Fuente de magma*, los tres estratovolcanes poseen una fuente astenósfrica de similar composición, asociada a una peridotita de espinela. De igual forma, el principal mecanismo de diferenciación magmática asociado a esta cadena volcánica corresponde a cristalización fraccionada, y ninguno muestra evidencia de interacción con corteza continental, tal como muestra la distribución isotópica de Sr y Nd (Figura 37, Hickey-Vargas et al., 1989) y modelos de cristalización en estudios previos (Morgado et al., 2015; Brahm et al., 2018). Los resultados presentados en este estudio permiten establecer la presencia de un reservorio cortical de baja profundidad en el volcán Lanín (< 7 km), similar a lo documentado para los volcanes Villarrica y Quetrupillán. Tal como se discutió en el capítulo de 5.3 *Reservorios magmático de baja profundidad*, se ha identificado la presencia de una zona de alta cristalinidad (> 45 vol.%) asociada a un *crystal mush* (Bachmann and Bergantz, 2008) en los volcanes Villarrica y Quetrupillán, basados en criterios texturales y

geoquímicos (Villarrica, Morgado *et al.*, en revisión; Quetrupillán; Brahm *et al.*, 2018). Si bien este estudio no se enfoca en determinar la presencia de una porción de alta cristalinidad en el reservorio del volcán Lanín, la petrografía de las lavas analizadas poseen características interesantes que podrían argumentar esta hipótesis en estudios posteriores.

No obstante, a pesar de que naturaleza de la fuente y las condiciones de diferenciación magmática son similares (controlado esencialmente por procesos de cristalización fraccionada dentro de un reservorio somero) para los tres estratovolcanes, al comparar la geoquímica de roca total se pueden apreciar múltiples diferencias composicionales. En primer lugar, el volcán Lanín muestra el mayor espectro composicional en términos de SiO<sub>2</sub>, exhibiendo productos que van desde basaltos a traquitas (50,3 – 64,5 %wt SiO<sub>2</sub>), mientras que el volcán Villarrica posee composiciones basálticas a andesítico-basáltica (51,8 - 52,9 SiO<sub>2</sub> wt%, Morgado *et al.*, 2015). En contraparte, en el volcán Quetrupillán dominan las composiciones traquíticas (64,6 - 66,2 SiO<sub>2</sub>, Brahm *et al.*, 2018). Además de esto, la característica más notable observada en la cadena V-Q-L son las tendencias en dirección W-E asociado a las concentraciones de elementos traza y contenido de álcalis en sus productos. El volcán Lanín exhibe una signatura enriquecida elementos en incompatibles, acompañado de una elevada razón LREE/HREE (La/Yb) y bajas razones de elementos solubles-insolubles (Ba/La) en comparación con los volcanes Villarrica y Quetrupillán (Figura 40). Las causas de estas diferencias fueron discutidas en el capítulo de 5.1. *Fuente de magma* y se atribuyen a bajas tasas de fusión parcial, producto de un restringido aporte de fluidos en función a la progresiva deshidratación del slab en dirección.

Con respecto a la relación con los conos El Arenal, mediante análisis geoquímico se ha reforzado lo propuesto anteriormente por Lara y Moreno (2004), quienes plantean que a pesar de su cercanía con el volcán Lanín, los conos El Arenal no tienen una relación genética con éste. Tal como indican los diagramas de elementos mayores, las lavas y tefras pertenecientes a El Arenal escapan de la tendencia general de los basaltos del volcán Lanín, reflejado en menores contenidos de MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Figura 21). El contraste se hace más notable en los diagramas de REE y multielementos, donde las primeras muestran un fuerte empobrecimiento general con respecto a las segundas, a excepción de Sr (Figura 26). Este fuerte enriquecimiento en Sr, en conjunto con las anomalías positivas de Eu\* registradas para los conos, serían señales de una incipiente acumulación de plagioclasa. Es importante destacar que las rocas de los conos El Arenal muestran una geoquímica bastante primitiva con respecto



al volcán, mostrando fuertes concentraciones de elementos altamente compatibles como el Cr y el Ni, concentraciones de REE significativamente menores y valores promedio de Mg# muy similares ( $Mg\# \approx 0,46$ ). Por otro lado, la composición de las fases minerales de olivino y piroxenos presentes exhiben una composición bastante homogénea, y las diferencias se hacen notables en plagioclasas, que en general, el contenido de anortita es mayor en las lavas de El Arenal. Es posible que los rasgos primitivos de los conos sean atribuibles a la relación espacial existente con la Falla Reigolil-Pirihueico (NE-SO), la cual dada su cinemática podría permitir un ascenso rápido del magma a través de la corteza (e.g. López-Escobar *et al.*, 1995a; Cembrano y Lara, 2009), sin embargo, esta premisa es especulativa ya que no hay datos suficientes para estimar tiempos de residencia dentro de la corteza.

Con el fin de complementar el análisis anterior, a partir de literatura se compararon los CEM que rodean la cadena volcánica V-Q-L para intentar esclarecer los patrones genéticos que dominan los centros monogenéticos (Lara, 2004; Morgado *et al.*, 2015; Hickey-Vargas *et al.*, 2016; McGee *et al.*, 2017; Durán, 2019). Como muestran los diagramas de razones de elementos móviles/inmóviles de la Figura 45, las diferencias expuestas en los CEM de la región pueden ser explicadas por procesos de variada profundidad, desde un distinto grado de fusión parcial e influencia de fluidos derivados del slab hasta diferentes dinámicas de ascenso magmático (McGee *et al.*, 2017). Particularmente, a pesar de la composición basáltica y firma primitiva de los conos El Arenal, los diagramas de Sr/Th vs Th/Ce y K/La vs Ba/Th de la Figura 45, muestran una leve signatura de asimilación cortical, con un comportamiento que sigue la tendencia de los Centros Eruptivos Menores de Llizán (CEMLL), de los cuales se ha documentado una incipiente asimilación de rocas pertenecientes al Complejo Metamórfico Liquiñe (CML) e intrusivos cretácicos (Durán, 2019). No obstante, este comportamiento no es compartido con el volcán Huililco, del cual también se ha evidenciado contaminación cortical, principalmente por granitos terciarios cercanos al volcán (Valdivia, 2016, McGee *et al.*, 2017). Bajo este enfoque, los conos El Arenal también presentan menores contenidos en elementos con una alta afinidad cortical como  $SiO_2$ ,  $K_2O$ , Ba, Rb, Th y REE con respecto a los CEMLL y el volcán Huililco. Esto permite inferir que el agente contaminante que afecta los conos El Arenal es similar a los CEMLL. Sin embargo, el grado de influencia en la geoquímica sería menor.

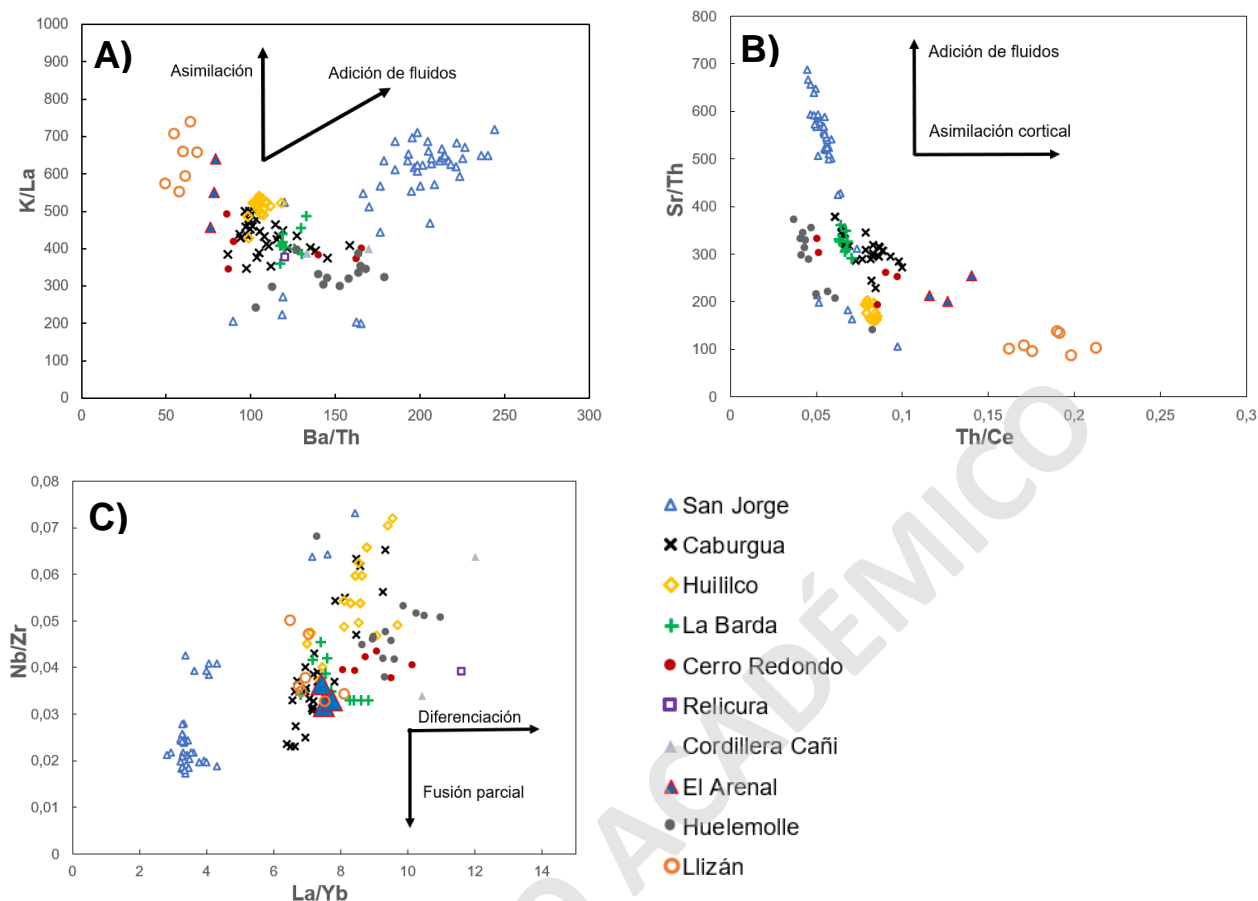


Figura 45: Diagrama de variación de elementos traza para los CEM ubicados dentro del área de la cadena V-Q-L. A) K/La vs Ba/Th, B) Sr/Th vs Th/Ce; C) Nb/Zr vs La/Yb. Datos obtenidos a partir de literatura (Lara et al., 2004; Morgado et al, 2015; Hickey-Vargas et al., 2016; McGee et al., 2017).

### 5.6. Modelo petrogenético:

En general, los rasgos petrográficos y geoquímicos observados en las rocas del volcán Lanín evidencian que la evolución magmática está controlada por procesos de cristalización fraccionada en un sistema cerrado a baja profundidad. Una baja tasa de fusión parcial (5%) de una lherzolita de espinela, consecuencia del limitado aporte de fluidos en función a la distancia de la fosa, generaría la signatura enriquecida apreciable en el volcán, sin necesidad de fusión o importantes aportes litosféricos. Las bajas tasas de fusión parcial son correlacionables con menos volumen de magma generado, donde la tasa de emisión del Lanín (0,5-1 km<sup>3</sup>/año) contrasta fuertemente con su vecino occidental, el volcán Villarrica (2-4 km<sup>3</sup>/año) (Lara, 2004 y referencias en él). Una marcada textura porfírica en las lavas, es indicador de al menos dos estadios de cristalización. En etapas tempranas de formación, existieron las condiciones para propiciar texturas de alta tasa de crecimiento y baja de nucleación, dando lugar a la formación

de fenocristales de fases de olivino, clinopiroxeno, y plagioclasa de forma individual o en forma de cúmulos. Durante el ascenso magmático, se generan cambios en las condiciones físico-químicas de los minerales, formando texturas de alta tasa de nucleación y baja de crecimiento, y por consecuencia generando microlitos de olivino, plagioclasa, piroxenos, óxidos de Fe-Ti y vidrio intersticial como relleno. Este ascenso magmático es controlado a escala regional por estructuras Pre-Andinas NW-SE en sus inicios, y la interacción con la corteza sería mínima o nula, al no presentar evidencias de asimilación cortical. En niveles corticales someros, entre ca. 3-7 km de profundidad, el magma sería sometido a procesos de diferenciación dentro de un reservorio magmático, tal como permite inferir los resultados de geobarometría, los modelos de cristalización fraccionada y la literatura de otros centros eruptivos de la región. Bajo estas condiciones, la extracción de los fenocristales existentes de ol+cpx+mgt, además del fraccionamiento simultáneo de plg+opx, serían los responsables de la diferenciación y la transición de basaltos a traquitas. La presencia de zonaciones y texturas de desequilibrio en plagioclasas y clinopiroxenos sugiere un cambio en la composición producto de las variaciones en las condiciones de equilibrio. Las zonaciones descritas son de carácter normal, relacionable con una tasa de enfriamiento lenta. Con respecto a las texturas de desequilibrio presentes en las rocas, pueden asociarse a varios episodios de inyección magmática y adición de volátiles.

Las condiciones detalladas anteriormente darían lugar a un volcanismo posicionado al E del frente volcánico durante el Pleistoceno, en donde ciclos eruptivos con una mecánica predominantemente efusiva, constituida por diversos flujos de lavas con composiciones basáltica a traquítica, construirían el edificio volcánico moderno durante el periodo inter a post-glacial. La actividad Holocena del volcán Lanín representa la última etapa de construcción del edificio y se caracteriza por flujos de lavas basálticas a traquíticas emitidos desde el cráter central y centros adventicios. El volcán presenta además secuencias de depósitos de flujo y caída piroclástica que se extienden principalmente en el sector norte del área de estudio. Estos depósitos definirían discretos eventos explosivos en el volcán entre ~10 y ~1.4 ky AP (Lara y Moreno, 2004), los cuales podrían relacionarse a una rápida descompresión producto de una liberación en la carga de hielo post-glaciación (Watt *et al.*, 2013). La ocurrencia de magmas con una notable tendencia bimodal emplazados de forma coetánea se puede atribuir a diferencias reológicas dadas por procesos de cristalización fraccionada.

Finalmente, el comportamiento geoquímico de los conos El Arenal, la cual contrasta fuertemente con las rocas del volcán Lanín, sería explicado por diferentes patrones de fraccionamiento y mecanismos de ascenso y almacenamiento dentro de la corteza. La presencia de la Falla Reigolil-Pirihueico controlaría el ascenso de los magmas en estos centros eruptivos menores, lo que en conjunto con una signatura que sugiere la participación de procesos de asimilación cortical, permiten establecer que la formación de los conos El Arenal no guardaría una relación genética con el volcán Lanín.

SOLO USO ACADÉMICO

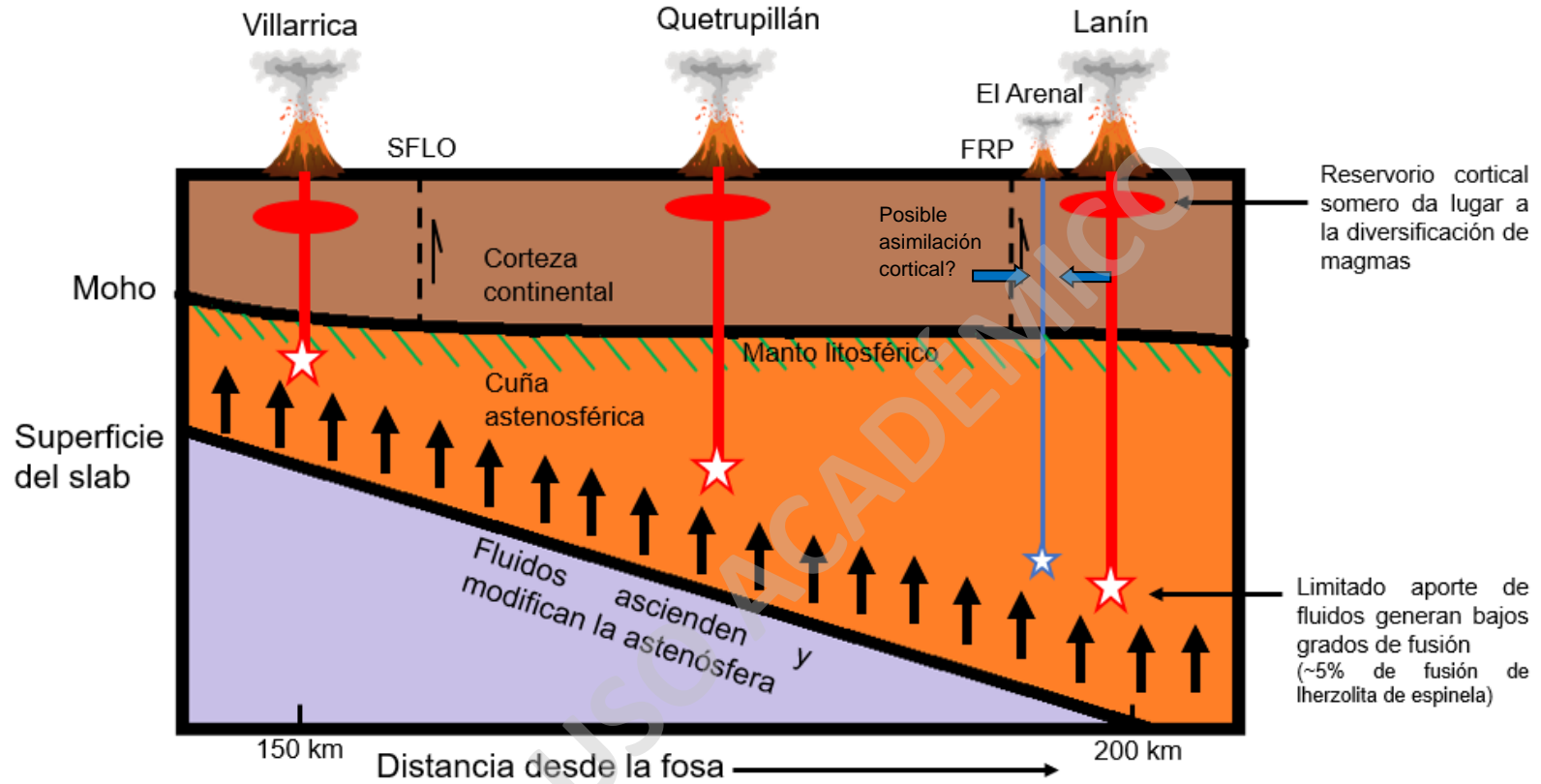


Figura 46: Representación esquemática del modelo para la evolución del volcán Lanín y los estratovolcanes Villarrica y Quetrupillán

## 6. Conclusiones:

- La geoquímica de los productos holocenos analizados exhibe un comportamiento bimodal en términos de  $\text{SiO}_2$ . El fuerte enriquecimiento en elementos incompatibles es una consecuencia de un bajo grado de fusión parcial asociado a una gran distancia desde la fosa.
- Los magmas del volcán Lanín no muestran evidencias que sustenten la hipótesis de una interacción con un manto litosférico enriquecido. Más bien, su firma enriquecida guardaría relación con un limitado aporte de fluidos producto de una progresiva deshidratación del slab hacia el este del margen continental.
- Los modelos de cristalización fraccionada evidencian que este mecanismo es el responsable de la formación de traquitas, a partir de 65% de cristalización desde basaltos.
- La diferenciación ocurre en niveles corticales someros, tal como lo demuestran las presiones ( $1,02-2 \pm 1,4$  kbar) obtenidas para las fases de clinopiroxeno y las simulaciones realizadas en MELTS. Estos valores coinciden con profundidades para reservorios propuestos para otros estratovolcanes de la ZVSC, que espacialmente se ubican cerca al límite de una Discontinuidad Cortical Interna.
- Las diferencias en los patrones geoquímicos que muestran las rocas del volcán Lanín y los conos El Arenal demuestran que éstos últimos no guardan una relación genética con el estratovolcán. Adicionalmente, los conos muestran una leve signatura de asimilación cortical.

## Bibliografía:

- Aguirre, L. y Levi, B. 1964. Geología de la Cordillera de los Andes de las provincias de Cautín, Valdivia, Osorno y Llanquihue.
- Aguirre, L. 1960. Geología de los Andes de Chile Central, Provincia de Aconcagua. Santiago, Inst. Invest. Geol., Vol. 9, 70 p.
- Asimow, P. D., & Ghiorso, M. S. (1998). Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations. *American mineralogist*, 83(9-10), 1127-1132.
- Auwers, J., Namur, O., Dutrieux, A., Wilkinson, C. M., Ganerød, M., Coumont, V., & Bolle, O. (2019). Mantle melting and magmatic processes under La Picada stratovolcano (CSVZ, Chile). *Journal of Petrology*, 60(5), 907-944.
- Bachmann, O., & Bergantz, G. (2008). The magma reservoirs that feed supereruptions. *Elements*, 4(1), 17-21.
- Balbis, C. y Petrinovic, I. 2017. Relaciones entre volcanismo y la deformación Holocena en la zona del volcán Lanín. XX Congreso Geológico Argentino, Tucumán, Argentina.
- Bechon, T., Vander Auwers, J., Namur, O., Fugmann, P., Bolle, O., & Lara, L. (2020). Depth of differentiation under Osorno volcano (Chile).
- Blanquat, M., Tikoff, B., Teyssier, C., & Vigneresse, J. L. (1998). Transpressional kinematics and magmatic arcs. *Geological Society, London, Special Publications*, 135(1), 327-340.
- De Maisonneuve, C. B., Dungan, M. A., Bachmann, O., & Burgisser, A. (2012). Insights into shallow magma storage and crystallization at Volcán Llaima (Andean southern volcanic zone, Chile). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 211, 76-91.
- Brahm, R., Parada, M.A., Morgado, E., Contreras, C., y McGee, L.E. 2018. Origin of Holocene trachyte lavas of the Quetrupillán volcanic complex, Chile: Examples of residual melts in a rejuvenated crystalline mush reservoir. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* vol. 357, pp.163-176.
- Cabello Parada, C. A. (2019). Configuración estructural del basamento y su relación con el volcanismo activo de la zona volcánica sur. (Memoria para optar a Título de Geólogo) Universidad de Concepción, Concepción, Chile.
- Campos, A., Moreno, H., Muñoz, J., Antinao, J., Clayton, J., y Martin, M. 1998. Area Futrono-Lago Ranco, Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, No. 8, escala 1:100.000. Santiago.
- Castro, J. M., Schipper, C. I., Mueller, S. P., Militzer, A. S., Amigo, A., Parejas, C. S., & Jacob, D. (2013). Storage and eruption of near-liquidus rhyolite magma at Cordón Caulle, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 75(4), 1-17.

- Cembrano, J., y Moreno, H. 1994. Geometría y naturaleza contrastante del volcanismo Cuaternario entre los 38°S y 46°S: Dominios compresionales y tensionales en un régimen transcurrente. Congreso Geológico Chileno (Vol. 7, pp. 240-244).
- Cembrano, J., Hervé, F., y Lavenu, A., 1996. The Liquiñe–Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault Zone in southern Chile. *Tectonophysics* vol. 259, pp. 55–66.
- Cembrano, J. y Lara, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*, vol. 471, pp. 96-113.
- Clapperton, C.M., 1994. The quaternary glaciation of Chile: a review. *Revista Chilena de Historia Natural* vol. 67, pp. 369-383.
- Clavero, J., y Moreno, H. 1994. Ignimbritas Licán y Pucón: Evidencias de erupciones explosivas andesítico-basálticas postglaciales del volcán Villarrica, Andes del Sur, 39°25' S. In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas, Vol. 1, p. 250-254. Concepción.
- Clayton, J., Clapperton, C., y Antinao, J. 1997. Las glaciaciones Pleistocenas en la cuenca del lago Villarrica, Andes del Sur. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 307-311, Antofagasta.
- Corbella, H., y Alonso, M. S. 1989. Postglacial hydroclastic and pyroclastic deposits in the Lanín National Park. North-Patagonian Cordillera, Neuquén. Asociación Geológica Argentina, REV., 1989, XLIV (1-4): pp.127-132.
- Cottet, J. 2020. Estratigrafía de eventos volcánicos basada en registros sedimentarios postglaciales en la zona del lago Epulafquen, Patagonia (Doctoral dissertation, Universidad Nacional de La Plata).
- Dalla Salda, L., Cingolani C., y Varela R. 1991. El basamento pre-andino ígneo metamórfico de San Martín de los Andes, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 46, N.º. 3-4, p. 223-234.
- Díaz, D., Zúñiga, F., & Castruccio, A. (2020). The interaction between active crustal faults and volcanism: A case study of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone and Osorno volcano, southern Andes, using magnetotellurics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 393, 106806.
- D'Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., Tamponi, M., Tonarini, S., González-Ferrán, O., ... & Omarini, R. (2003). The Quaternary calc-alkaline volcanism of the Patagonian Andes close to the Chile triple junction: geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the Cay and Maca volcanoes (~ 45 S, Chile). *Journal of South American Earth Sciences*, 16(4), 219-242.
- Durán, E. 2019. Procesos petrogenéticos de los Centros Eruptivos Menores de Lizán (39°37'20" – 71°44'49"), Andes del Sur. (Memoria para optar a Título de Geólogo) Universidad Mayor, Santiago, Chile.
- Essene, E. J. 1989. The current status of thermobarometry in metamorphic rocks. *Geological Society, London, Special Publications*, 43(1), pp. 1-44.



- Fennell, L. M., Ramos, M. E., y Folguera Telichevsky, A. 2014. Evolución sin y postglaciaria de la vertiente oriental del volcán Lanín, provincia de Neuquén.
- Gill, G. 2010. *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. Department of Earth Sciences. University of London.
- Ghiorso, M. S., Sack, R. O., Hirschmann, M. M., & Asimov, P. D. MELTS. *Software for thermodynamic modeling of magmatic systems, version, 2(4)*.
- Ghiorso, M.S., M. M. Hirschmann, P.W Reiners y V.C. Kress (2002). The pMELTS: A revision of MELTS for improved calculation of phase relations and mayor element partitioning related to partial meltin of the mantle to 3 Gpa, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 3(5), art. No. 1030.
- Grove, T., Till, C., y Krawczynski, M. 2012. The role of H<sub>2</sub>O in subduction zone magmatism. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 40(1), pp. 413–439.
- Hackney, R., Echtler, H., Franz, G., Götze, H.-J., Lucassen, F., Marchenko, D., Melnick, D., Meyer, U., Schmidt, S., Tášrová, Z., Tassara, A., y Wienecke, S., 2006. The segmented overriding plate and coupling at the south-central Chilean margin (36° and 42°S). Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M., Wigger, P., eds. *The andes-active subduction orogeny*, New York, Springer: pp. 355-374.
- Haggeity, S.E. (1976) Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. *Rev. Mineral.* 3, Hgl01-Hg300.
- Hernández-Moreno, C., Speranza, F., y Di Chiara., A. 2014. Understanding kinematics of intra-arc transcurrent deformation: Paleomagnetic evidence from the Liquiñe-Ofqui fault zone (Chile, 38-41°S), *Tectonics*, n.º 33, 1964-1988.
- Herron, E.M., Cande, S.C., y Hall, B.R. 1981. An active spreading center collides with a subduction zone, a geophysical survey of the Chile margin triple junction. *Geological Society of America Memories*, Vol. 154, pp. 683-701.
- Hervé, F., Fuenzalida, I., Araya, E., y Solano, A. 1979. Edades radiométricas y tectónica neógena en el sector costero de Chiloé continental, X Región. *Congreso Geológico Chileno n.º 2, Actas*, Vol. 1, p. F1-F18. Arica.
- Hickey-Vargas, R., Gerlach, D., y Frey, F. 1984. Geochemical variations in volcanic rocks from central-south Chile (33°-42° S): implications for their petrogenesis. *Andean magmatism: chemical and isotopic constraints*.
- Hickey-Vargas, R., Moreno, H., López-Escobar, L., y Frey, F. 1989. Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanín volcanic chain (39.5°S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and cristal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 103, p. 361-386.
- Hickey-Vargas, R., López, L., Moreno, H., Clavero, J., Lara, L., y Sun, M. 2004. Magmatic evolution of the Villarrica Volcano. In *Villarrica volcano (39.5 S), Southern Andes*, (Lara, L.; Clavero, J.; editors.), Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín, No. 61, p. 39-45.

- Hickey-Vargas, R., Sun, M., & Holbik, S. (2016). Geochemistry of basalts from small eruptive centers near Villarrica stratovolcano, Chile: evidence for lithospheric mantle components in continental arc magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 185, 358-382.
- Hickey-Vargas, R., Holbik, S., Tormey, D., Frey, F. A., y Roa, H. M. 2016. Basaltic rocks from the Andean Southern Volcanic Zone: Insights from the comparison of along-strike and small-scale geochemical variations and their sources. *Lithos*, 258, 115-132.
- Hildreth, W. y Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* n.º 98, p. 455–489.
- Hutton, D. H. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 79(2-3), p. 245-255.
- Inbar, M., Risso, C., y Parica, C. 1995. The morphological development of a young lava flow in the south western Andes - Neuquén, Argentina. *Zeitschrift für geomorphologie*, ISSN 0372-8854, Vol. 39, n.º4, pp. 479-487.
- Jacques, G., Hoernle, K., Gill, J., Wehrmann, H., Bindeman, I., y Lara, L.E. 2014. Geochemical variations in the Central Southern Volcanic Zone, Chile (38°-43°S): The role of fluids in generating arc magmas. *Chemical Geology*. 371, pp. 27-45.
- Lara, L., y Moreno, H. 1994. Geología y geoquímica del volcán Lanín, Andes del Sur, IX Región, Chile: antecedentes preliminares. *Congreso Geológico Chileno* (No. 7, pp. 1080-1084).
- Lara, L. 1997. Geología y geoquímica del volcán Lanín, Andes del Sur (39, 5°S/71, 5°W), Chile (Doctoral dissertation, Tesis de Magíster en Ciencias, mención Geología (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología).
- Lara, L., 2004. Geología del Volcán Lanín, Región de la Araucanía. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 88, 14 p., 1 mapa escala 1:50.000, Santiago.
- Lara, L, Rodríguez, C., Moreno, J., y Pérez de Arce, C. 2001. Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo Plioceno superior-pleistoceno de los Andes de Sur (39°- 42°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 28, No 1, p. 67-90.
- Lara, L.E., y Moreno, H., 2004. Geología del área Liquiñe-Neltume, regiones de Los Lagos y de La Araucanía. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 83, 19 p., 1 mapa escala 1:100.000, Santiago.
- Lara, L. E., Lavenu, A., Cembrano, J., & Rodríguez, C. (2006). Structural controls of volcanism in transversal chains: resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle–Puyehue area (40.5 S), Southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158(1-2), 70-86.
- Lara, L.E., y Moreno, H., 2008. Geología del área Pucón – Curarrehue., Regiones de La Araucanía y de Los Ríos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. mapa escala 1:100.000. No 115.

- Lavenu, A., y Cembrano, J. 1999. Compressional-and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, Vol. 21, n.º12, pp.1669-1691.
- Lee, C. T. A., Luffi, P., Plank, T., Dalton, H., & Leeman, W. P. (2009). Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 279(1-2), 20-33.
- Lohmar, S., Parada, M. A., Robin, C., Gerbe, M. C., Deniel, C., Gourgaud, A., y Naranjo, J. A. 2006. Origin of postglacial mafic ignimbrites at Llaima and Villarrica volcanoes (Southern Andes, Chile): Assimilation of plutonic rocks as one of the triggering factors. In Simposio Sudamericano de Geología Isotópica (SSAGI) (n.º 5).
- López-Escobar, L., Moreno, H., Tagiri, M., Notsy, K., y Onuma, N. 1985. Geochemistry of lavas from San José volcano, southern Andes (33°45'S). *Geochemical Journal*, Vol. 19, p. 209-222.
- López-Escobar, L., Parada, M.A., Hickey-Vargas, R., Frey, F.A., Kempton, P.D., y Moreno, H., 1995a. Calbuco volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquiñe-Ofqui fault zone, Chile (41°–42° S): contrasting origin of andesitic and basaltic magma in the southern volcanic zone of the Andes. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 119 n.º4, pp. 345–361.
- López-Escobar L., Cembrano J., y Moreno H. 1995b. Geochemistry and tectonics of the Southern Andes basaltic Quaternary volcanism associated with the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, (37°–46°S). *Revista Geológica de Chile* 22, 219–234.
- McGee, L., Brahm, R., Rowe, M., Handley, H., Morgado, E., Lara, L., Turner, M., Vinet, N., Parada, M., y Valdivia, P. 2017. A geochemical approach to distinguishing competing tectono-magmatic processes preserved in small eruptive centres. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 172, pp. 1-26.
- Melchiorre, M., Faccini, B., Grégoire, M., Benoit, M., Casetta, F., & Coltorti, M. (2020). Melting and metasomatism/refertilisation processes in the Patagonian sub-continental lithospheric mantle: A review. *Lithos*, 354, 105324.
- Mella, M., Muñoz, J., Vergara, M., Klohn, E., Farmer, L., & Stern, C. R. (2005). Petrogenesis of the Pleistocene Tronador Volcanic Group, Andean Southern Volcanic Zone. *Andean Geology*, 32(1), 131-154.
- Michelfelder, G. S., Feeley, T. C., Wilder, A. D., y Klemetti, E. W. 2013. Modification of the continental crust by subduction zone magmatism and vice-versa: Across-strike geochemical variations of silicic lavas from individual eruptive centers in the Andean Central volcanic zone. *Geosciences*, 3(4), pp. 633-667.
- Moreno, H. 1993. Volcán Villarrica: Geología y evaluación del riesgo, Regiones IX-X, 39°25'S. Informe Final Proyecto Fondecyt 1247 (Inédito), 116 p.

- Moreno, H., y Clavero, R., 2006. Geología del Volcán Villarrica, Regiones de la Araucanía y de los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 98, 37 p., 1 mapa escala 1:50.000, Santiago.
- Moreno, H., y Lara, L. 2007. Geología del complejo volcánico Mocho-Choshuenco, Región de Los Ríos. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, n.º 107.
- Morgado, E., Parada, M., Contreras, C., Castruccio, A., Gutiérrez, F., y McGee, L., 2015. Contrasting records from mantle to surface of two nearby arc volcanic complexes: Caburgua-Huelmolle Small Eruptive Centers and Villarrica Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 306(1), pp. 1-16.
- Morgado, E., Parada, M. A., Morgan, D. J., Gutiérrez, F., Castruccio, A., & Contreras, C. (2017). Transient shallow reservoirs beneath small eruptive centres: Constraints from Mg-Fe interdiffusion in olivine. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 347, 327-336.
- Morgado, E., Morgan, D. J., Harvey, J., Parada, M. Á., Castruccio, A., Brahm, R., ... & Hammond, S. J. (2019). Localised heating and intensive magmatic conditions prior to the 22–23 April 2015 Calbuco volcano eruption (Southern Chile). *Bulletin of Volcanology*, 81(4), 1-21.
- Munizaga, F., Hervé, F., Drake, R., Pankhurst, R.J., Brook, M., y Snelling, N. 1988. Geochronology of the Lake Region of south-central Chile (39°-42°S): Preliminary results. *Journal South American Earth Sciences*, Vol. 1, p. 309-316.
- Nakamura, K. 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation—principle and proposal. *Journal of volcanology and Geothermal Research*, 2(1), 1-16.
- Naranjo, J.A. y Stern, C.R. 2004. Holocene tephrochronology of the southernmost part (42°30'-45°S) of the Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 31, n.º 2, p. 225-240.
- Naranjo, J.A., Moreno, H., Emparán, C., y Murphy, M. 1993. Volcanismo explosivo reciente en la caldera del volcán Sollipulli (39°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 20, n.º 2, p. 167-191.
- Neave, D. A., & Putirka, K. D. (2017). A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones. *American Mineralogist*, 102(4), 777-794.
- Nimis, P., y Ulmer, P. 1998. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 133, n°1-2, pp. 122-135.
- Paredes, D. 2020. Condiciones Pre-eruptivas de los Magmas que formaron los Centros Eruptivos Menores de Lizán, Andes del Sur. (Memoria para optar a Título de Geólogo) Universidad Mayor, Santiago, Chile.
- Parica, C. A. 1986. Resultados geocronológicos preliminares de las Formaciones Colohuincul y Huechulafquen. Provincia de Neuquén, 1-2.

- Pávez, A. 1997. Geología e historia evolutiva del Complejo Volcánico Quetrupillán, Andes del Sur, 39.5oL.S. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1443-1447, Universidad Católica del Norte, Antofagasta.
- Perchuk, L. L. 2004. Mineral thermodynamicals and equilibria for geothermobarometry: an introduction. *Progress in Metamorphic and Magmatic Petrology: A Memorial Volume in Honour of DS Korzhinskiy*, 3.
- Petford, N., Cruden, A. R., McCaffrey, K. J. W., y Vigneresse, J. L. 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, vol. 408 n.º 6813), pp. 669-673.
- Plyusnina, L.P. 1982. Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, pp.140-146.
- Prakash, D. 2007. Geothermobarometry: Applications and Limitations. *The Researcher*, 1(2-3), 42-46.
- Putirka, K., 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(1), 92-108.
- Putirka, K. D., Mikaelian, H., Ryerson, F., y Shaw, H. 2003. New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist*, 88(10), 1542-1554.
- Putirka, K. D. 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 69(1), 61-120.
- Reverdatto, V. V., Likhanov, I. I., Polyansky, O. P., Sheplev, V. S., y Kolobov, V. Y. 2019. Mineral Geothermobarometry. In *The Nature and Models of Metamorphism* (pp. 55-82). Springer, Cham.
- Riquelme Vásquez, B. A. (2016). La transición Espinela-Granate en el manto bajo la Región de Pali Aike, Provincia de Santa Cruz, Argentina: un estudio a partir de xenolitos ultramáficos.
- Rodríguez, C., Sellés, D., Dungan, M., Langmuir, C., y Leeman, W. 2007. Adakitic dacites formed by intracrustal crystal fractionation of water-rich parent magmas at Nevado de Longaví volcano (36.2 S; Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile). *Journal of Petrology*, 48(11), 2033-2061.
- Segerstrom, K., 1959b. Cuadrángulo Cerrillos, Provincia de Atacama. Santiago, Inst. Invest. Geol., v. 1, nº 2.
- Sellés, D., Rodríguez, A., Dungan, M. A., Naranjo, J. A., y Gardeweg, M. 2004. Geochemistry of Nevado de Longaví Volcano (36.2 S): A compositionally atypical arc volcano in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 293-315.

- Simmons, I. C., McGarvie, D., Carrillo, J. A. C., Calder, E., y Pavez, A. 2020. Holocene volcanism at the Quetupillán Volcanic Complex (39° 30'S, 71° 43'W), southern Chile. *Volcanica*, 3(1), 1-23.
- Sparks, R. S. J., y Marshall, L. A. 1986. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of volcanology and Geothermal Research*, 29(1-4), 99-124.
- Stern, C.R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, vol. 31, no. 2. Pp 161-206.
- Stern, C. R., Futa, K., Saul, S., & Skewes, M. A. (2010). Nature and evolution of the subcontinental mantle lithosphere below southern South America and implications for Andean magma genesis. *Andean Geology*, (27).
- Sun, M. 2001. Geochemical variation among small eruptive centers in the central SVZ of the Andes: an evaluation of subduction, mantle and crustal influences. FIU Electronic Theses and Dissertations.
- Takada, A. 1994. The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B7), 13563-13573.
- Tassara, A., Götze, H. J., Schmidt, S., & Hackney, R. (2006). Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B9).
- Tassara, A., & Echaurren, A. (2012). Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*, 189(1), 161-168.
- Torney, D.R., Hickey-Vargas, R., Frey, F.A. y López-Escobar, L. 1991. Recent lavas from the Andean front (33° to 42°S): interpretations of along-arc compositional variations. In *Andean Magmatism and its Tectonic Setting* (Harmon, R.S.; Rapela, C.W. editors). Geological Society of America, Special Paper, Vol. 265, p. 57-77.
- Turner, J. 1965. Estratigrafía de la Comarca de Junín de los Andes (Provincia del Neuquén). *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, Tomo 44, p. 5-51. Córdoba.
- Turner, J. C. M. 1973. Descripción geológica de la Hoja 37a-b, Junín de los Andes, provincia del Neuquén. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín, 138, 1-86.
- Turner, S. J., Langmuir, C. H., Dungan, M. A., & Escrig, S. (2017). The importance of mantle wedge heterogeneity to subduction zone magmatism and the origin of EM1. *Earth and Planetary Science Letters*, 472, 216-228.
- Valdivia, P. 2016. Estudio Petrológico y geoquímico del Volcán Huililco, IX Región, Chile. (Memoria para optar al título de Geólogo). Facultad de Ciencias físicas y matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

- Watt, S. F., Pyle, D. M., Mather, T. A., & Naranjo, J. A. (2013). Arc magma compositions controlled by linked thermal and chemical gradients above the subducting slab. *Geophysical Research Letters*, 40(11), 2550-2556.
- Wieser, P. E., Turner, S. J., Mather, T. A., Pyle, D. M., Savov, I. P., & Orozco, G. (2019). New constraints from Central Chile on the origins of enriched continental compositions in thick-crustal arc magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 267, 51-74.
- Wilson, M. (1989). *Igneous petrogenesis* (Vol. 466). M. Wilson (Ed.). London: Unwin Hyman.
- Winter, J. 2001. Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology Prentice-Hall Inc. Up. Saddle River NJ, 7458. Chapter 17, p. 340.
- Zellmer, G., Edmonds, M., y Straub, S. (eds) 2015. The Role of Volatiles in the Genesis, Evolution and Eruption of Arc Magmas. Geological Society of London, Special Publications. 410, 1–17.

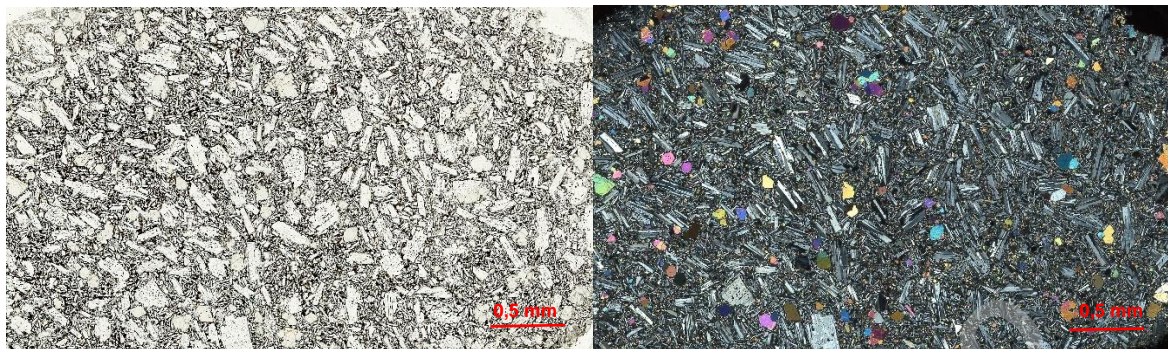
SOLO USO ACADÉMICO

## Anexos:

Anexo 1: Descripciones Petrográficas para las muestras pertenecientes al volcán Lanín.

<b>Código de muestra</b>	<b>SO191120-4</b>				
<b>Características de afloramiento</b>					
Colada de lavas coordinadas melanocráticas de gran extensión alcanzando la ribera sur de lago Quillelhue					
	%	<b>Descripción de componentes</b>			
<b>Fenocristales</b>	<b>32</b>	<b>Forma</b>	<b>Hábito</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Observaciones</b>
Plagioclasa	18	Euhedral-subhedral	Tabular	0,25 - 2,5	Integridad media-alta, algunos cristales presentan zonación.
Clinopiroxeno	5	Euhedral-subhedral	Prismático	0,25 - 1,0	Integridad media- alta
Olivino	9	subhedral-Euhedral	Prismático	0,25 - 1,2	Integridad media - alta
<b>Masa fundamental</b>	<b>65</b>				
Plg	26	Euhedral-subhedral		< 0,25	Integridad media-baja
Olivino	14	Subhedral-Anhedral		< 0,25	Integridad media-baja
Clinopiroxenos	9	Subhedral-Anhedral		< 0,25	Integridad media-baja
Vidrio	12	Masivo		Amorfo	Color café grisáceo
Opacos	4	Subhedral		< 0,2	Integridad media-alta
<b>Vesículas</b>	<b>3</b>	Redondas		< 0,3	Bordes suaves
<b>Texturas</b>					
Hipocristalina; Inequigranular, Porfírica, Intersertal; Integranular; Poikilítica en plagioclasa conteniendo cristales de olivino; Bordes de reabsorción en fenocristales de plagioclasa; Zonación en cristales de plagioclasa.					
<b>Nombre</b>	<b>Basalto de Olivino</b>				

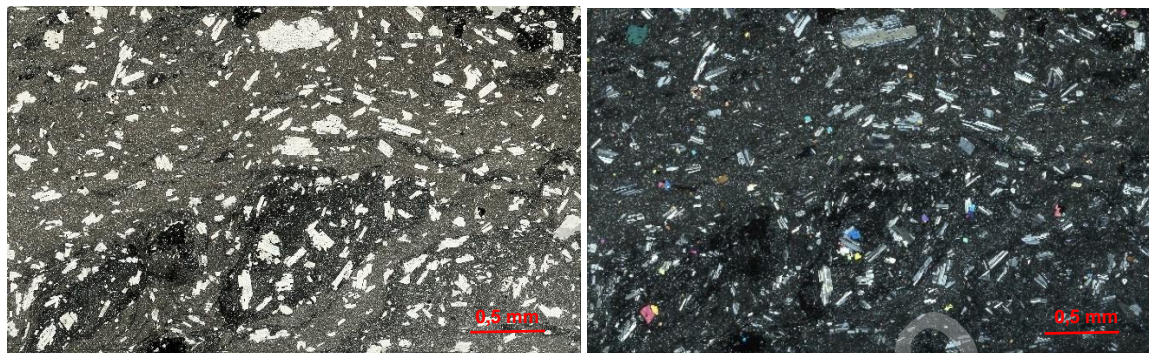




<b>Código de muestra</b>	<b>SO201120-3</b>				
<b>Características de afloramiento</b>					
Colada de lava aa' que aflora en el sector NE del volcán Lanín.					
	%	<b>Descripción de componentes</b>			
<b>Fenocristales</b>	<b>26</b>	<b>Forma</b>	<b>Hábito</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Observaciones</b>
Plagioclasa	15	Euhedral-subhedral	Tabular	0,25 - 2,4	Integridad media-alta, algunos cristales presentan zonación.
Clinopiroxeno	2	Euhedral-subhedral	Prismático	0,25 - 0,5	Integridad media- alta
Olivino	9	subhedral-Euhedral	Prismático	0,25 - 1,1	Integridad media - alta
<b>Masa fundamental</b>	<b>57</b>				
Plagioclasa	24	Euhedral-subhedral		< 0,25	Integridad media
Clinopiroxeno	4	Subhedral-Anhedral		< 0,25	Integridad media-baja
Olivino	9	Subhedral-Anhedral		< 0,25	Integridad media-baja
<b>Vidrio</b>	<b>18</b>	Masivo		Amorfo	Color café grisáceo
<b>Opacos</b>	<b>2</b>	Subhedral		< 0,2	Integridad media-alta
<b>Vesículas</b>	<b>17</b>	Redondas y elongadas		< 2,5	Bordes suaves
<b>Texturas</b>					
Hipocristalina; Inequigranular; Porfírica; Vesicular; Intersertal; Poikilítica en plagioclasa conteniendo cristales de olivino; Bordes de reabsorción en fenocristales de plagioclasa; Zonación en cristales de plagioclasa					

<b>Nombre</b>	<b>Basalto de Olivino</b>

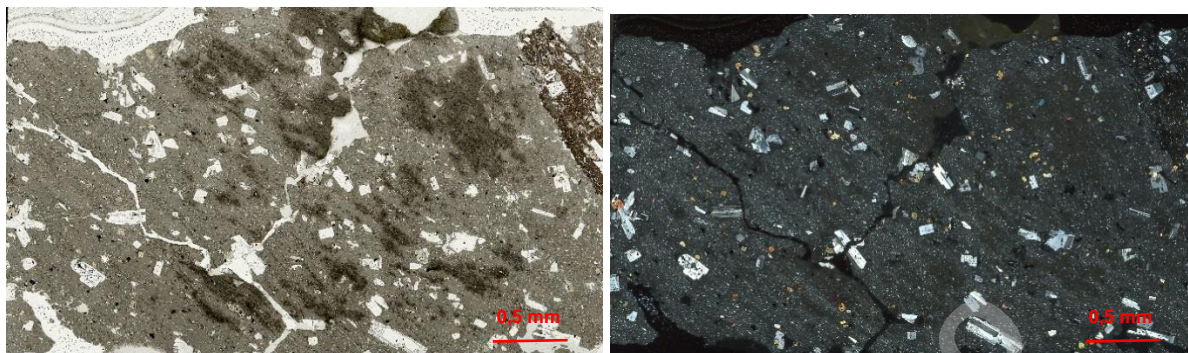
<b>Código de muestra</b>	<b>SO211120-1</b>				
<b>Características de afloramiento</b>					
Colada de lava aa' ubicada en el sector NW del volcán Lanín.					
	%	<b>Descripción de componentes</b>			
<b>Fenocristales</b>	<b>25</b>	<b>Forma</b>	<b>Hábito</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Observaciones</b>
Plagioclasa	17	Euhedral-subhedral	Tabular	0,1 - 2,7	Integridad media
Clinopiroxeno	2	Euhedral-subhedral	Prismático	0,1 - 0,6	Integridad media-baja
Olivino	4	subhedral-Euhedral	Prismático	0,1 - 0,4	Integridad media-baja; Algunos cristales presentan bordes de iddingsita.
Ortopiroxeno	2	Euhedral-subhedral	Prismático	0,1 - 0,4	
<b>Masa fundamental</b>	<b>70</b>				Bandeamiento con textura hialopilitica
Plagioclasa	24	Subhedral		< 0,1	Integridad media
Clinopiroxeno	2	Subhedral-anhedral		< 0,1	Integridad media-baja
Olivino	7	Subhedral-anhedral		< 0,1	Integridad media-baja
Vidrio	30	Masivo		Amorfo	Café grisáceo
Opacos	7	Subhedral-anhedral		< 0,25	Integridad baja
<b>Vesículas</b>	<b>5</b>	Redondas		< 0,5	Bordes suaves
<b>Texturas</b>					
Hipocristalina; Inequigranular; Porfírica; Vesicular; Intersertal; Traquítica; Glomeroporfírica en cristales de olivino y plagioclasa;					
<b>Nombre</b>	<b>Basalto de Olivino</b>				



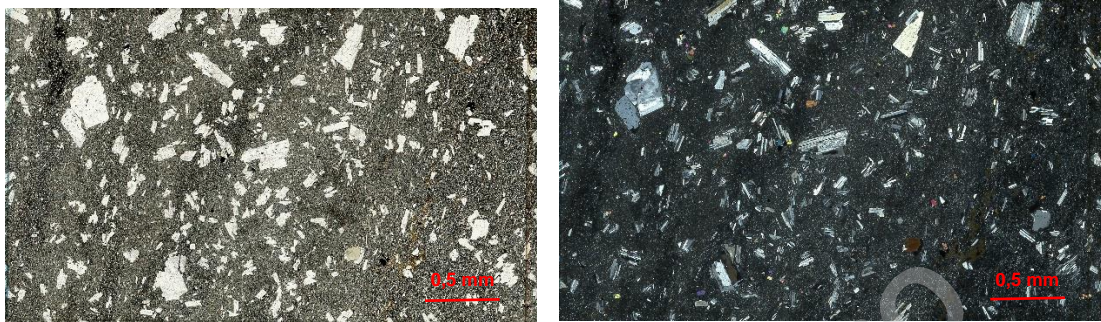
<b>Código de muestra</b>	<b>SO201120-2</b>				
<b>Características de afloramiento</b>					
Colada de lava en bloque de composición traquítica que aflora en el flanco N del volcán Lanín.					
	%	<b>Descripción de componentes</b>			
<b>Fenocristales</b>	<b>19</b>	<b>Forma</b>	<b>Hábito</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Observaciones</b>
Plagioclasa	11	Euhedral-subhedral	Tabular	0,1 - 2,3	Integridad media-alta
Ortopiroxeno	3	subhedral-Euhedral	Prismático	0,1 - 1,1	Integridad media
Clinopiroxeno	5	subhedral-Euhedral	Prismático	0,1 - 0,6	Integridad media-baja
<b>Masa fundamental</b>	<b>64</b>				
Plagioclasa	23	Subhedral-anhedral		< 0,1	Integridad baja
Ortopiroxeno	4	Subhedral-anhedral		< 0,1	Integridad baja
Vidrio	31	Masivo		Amorfo	Color café Grisáceo
Opacos	6	Subhedral-anhedral		< 0,35	
<b>Vesículas</b>	<b>17</b>	Elongadas e irregulares		< 2,8	Bordes sinuosos
<b>Texturas</b>					
Hipocristalina; Inequigranular; Porfírica; Vesicular; Traquítica; Intersertal; Intrafascicular; Glomeroporfírica en cristales de piroxeno y plagioclasa;					
<b>Nombre</b>	<b>Dacita de piroxeno</b>				



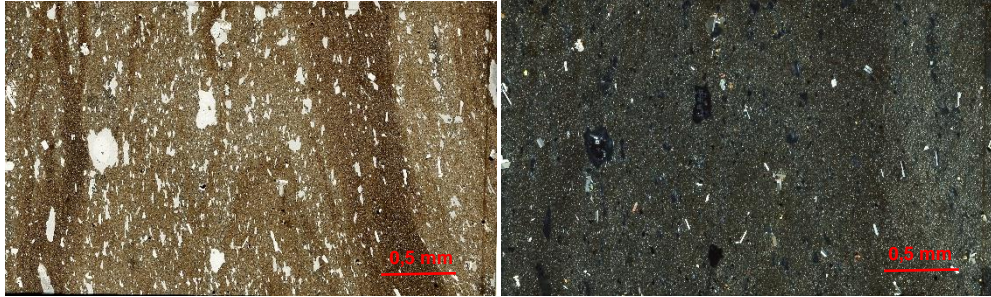
<b>Código de muestra</b>	<b>SO211120-2</b>				
<b>Características de afloramiento</b>					
Colada de lava aa' ubicada en el sector NW del volcán Lanín.					
	<b>%</b>	<b>Descripción de componentes</b>			
<b>Fenocristales</b>	17	<b>Forma</b>	<b>Hábito</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Observaciones</b>
Plagioclasa	9	Euhedral-subhedral	Tabular	0,1 - 2,0	Integridad media-alta
Ortopiroxeno	6	subhedral-Euhedral	Prismático	0,1 - 0,6	Integridad media-alta
Clinopiroxeno	2	subhedral-Euhedral	Prismático	0,1 - 0,4	Integridad media-alta
<b>Masa fundamental</b>	<b>68</b>				
Plagioclasa	18	Subhedral-anhedral		< 0,1	Integridad media-alta
Ortopiroxeno	7	Subhedral-anhedral		< 0,1	Integridad media-baja
Clinopiroxeno	3	Subhedral-anhedral		< 0,1	Integridad media-baja
Opacos	5	Subhedral-anhedral		< 0,3	
Vidrio	35	Masivo		Amorfo	Color café Grisáceo
<b>Vesículas</b>	<b>15</b>	Elongadas e irregulares		< 3,0	Bordes sinuosos
<b>Texturas</b>					
Hipocristalina; Inequigranular; Porfírica; Vesicular; Traquítica; Intersertal; Intrafasicular; Glomeroporfírica en cristales de piroxeno y plagioclasa; Algunos cristales de plagioclasa presentan zonación.					
<b>Nombre</b>	<b>Dacita de piroxeno</b>				



<b>Código de muestra</b>	<b>SO211120-3</b>				
<b>Características de afloramiento</b>					
Colada de lava aa' ubicada en el sector NW del volcán Lanín. Muestra pertenece al lóbulo meridional que aflora hasta el lago Huinfiuca. Morfológicamente se asocia a una erupción fisural					
	<b>%</b>	<b>Descripción de componentes</b>			
<b>Fenocristales</b>	<b>20</b>	<b>Forma</b>	<b>Hábito</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Observaciones</b>
<b>Plagioclasa</b>	18,6	Subhedral	Tabular	0,2 - 3,7	Algunos cristales presentan zonación
<b>Olivino</b>	1	Subhedral-anhedral	Prismático	0,2 - 1,4	
<b>Clinopiroxeno</b>	0,4	Subhedral-anhedral	Prismático	0,2 - 0,6	
<b>Masa fundamental</b>	<b>79,6</b>				
<b>Plagioclasa</b>	9	Anhedral		< 0,2	
<b>Olivino</b>	1	Anhedral		< 0,2	
<b>Clinopiroxeno</b>	0,2	Anhedral		< 0,2	
<b>Vidrio</b>	69	Masivo		Amorfo	
<b>Opacos</b>	0,4	Subhedral-anhedral		< 0,3	
<b>Vesículas</b>	<b>0,6</b>	Elongadas e irregulares		< 3,3	
<b>total</b>	<b>100</b>				
<b>Texturas</b>					
Hipocristalina, Inequigranular, Porfírica, Hialopilítica, Glomeroporfírica en cristales de plg y ocasionales olivinos, Poikilítica en plagioclasa conteniendo cristales de olivino, algunas olivinos y plagioclasas muestran bordes de reabsorción.					

<b>Nombre</b>	<b>Basalto de Olivino</b>
	

<b>Código de muestra</b>	<b>SO191120-2</b>				
<b>Características de afloramiento</b>					
Colada de lava aa' ubicada en el sector NW del volcán Lanín.					
	%	<b>Descripción de componentes</b>			
<b>Fenocristales</b>	<b>3,79</b>	<b>Forma</b>	<b>Hábito</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Observaciones</b>
Plagioclasa	2,79	Euhedral-subhedral	Tabular	0,2 - 1,4	
Clinopiroxeno	0,6	Euhedral-subhedral	Prismático	0,2 - 0,9	
Olivino	0,4	subhedral-Euhedral	Prismático	0,2 - 0,5	
<b>Masa fundamental</b>	<b>87,4</b>				
Plg	1,3	Euhedral-subhedral		< 0,2	
Olivino	0,4	Subhedral-Anhedral		< 0,2	
Clinopiroxenos	0,8	Subhedral-Anhedral		< 0,2	
Vidrio	84,1	Masivo		Amorfo	Color café
Opacos	0,8	Euhedral-Subhedral		< 0,2	
<b>Vesículas</b>	<b>7,78</b>	alargadas e irregulares		< 0,3	Bordes sinuosos
<b>Total</b>	<b>100</b>				
<b>Texturas</b>					
<p>Textura hipocristalina, inequigranular, porfírica, Hialopilítica, glomeroporfírica en cristales de plagioclasa y piroxenos, vesicular las cuales se encuentran orientadas indicando una dirección de flujo.</p>					
<b>Nombre</b>	<b>Andesita de clinopiroxeno</b>				



SOLO USO ACADÉMICO

Anexo 2: Otros datos normalizados roca total asociados al estudio de Lara y Moreno, (2004).

Fuente	Lara y Moreno , 2004	Lara y Moreno , 2004	Lara y Moreno , 2004	Lara y Moreno , 2004	Lara y Moreno , 2004	Lara y Moreno , 2004	Lara y Moreno , 2004	Lara y Moreno , 2004	Lara y Moreno , 2004	Lara y Moreno , 2004	Lara y Moreno , 2004	Lara y Moreno , 2004	Lara y Moreno , 2004	Lara y Moreno , 2004	Lara y Moreno , 2004	Lara y Moreno , 2004	Lara y Moreno , 2004	Lara y Moreno , 2004	Lara y Moreno , 2004	Lara y Moreno , 2004	Lara y Moreno , 2004	Lara y Moreno , 2004	Lara y Moreno , 2004	Lara y Moreno , 2004	Lara y Moreno , 2004	Lara y Moreno , 2004		
Muestra	01039 3-2	18039 9-4D	18039 9-4E	14019 4-5	14019 4-4	14019 4-2	17050 2-6	17050 2-5	17050 2-8	17050 2-7	15129 3-D	15129 3-C	15129 3-B	LN15 1293-A	51293 -9	19019 4-C	15050 2-3	16050 2-4	16050 2-1	LN13 0194-1	16050 2-2	16050 2-3	05129 3-1	LN81 293-7	15019 3-5	15019 3-4	15019 3-2	
Simbol	Dep. piroclásticos			Dacitas el Salto			Basaltos, andesitas y dacitas El Correntoso										Río Malleo	Andesitas Lago Paimún					Basaltos y Andesitas Lanín					
SiO <sub>2</sub>	61,97	61,77	63,96	63,29	63,53	63,62	55,24	55,07	51,41	55,54	57,29	57,17	55,02	52,21	63,25	51,31	55,43	52,57	57,80	57,37	55,20	56,31	51,43	61,67	62,30	60,70	62,86	
TiO <sub>2</sub>	1,05	0,67	0,65	0,87	0,89	0,86	1,32	1,27	1,19	1,29	1,33	1,31	1,39	1,45	0,88	1,20	1,12	1,36	0,83	0,98	0,94	0,90	1,50	0,98	0,98	1,17	0,99	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,29	18,02	16,52	16,30	16,38	16,19	17,42	16,86	20,41	17,01	16,67	16,48	17,22	16,84	16,07	18,71	17,70	17,94	17,56	17,67	18,33	17,84	18,42	16,46	16,82	16,19	16,42	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,98	6,74	5,71	5,91	5,85	5,78	8,34	8,89	8,49	8,41	9,10	9,37	10,32	12,07	6,56	10,59	8,63	9,63	6,73	8,28	7,94	7,39	10,82	7,17	6,39	7,19	5,92	
MnO	0,16	0,17	0,17	0,15	0,15	0,15	0,21	0,19	0,15	0,19	0,17	0,18	0,17	0,15	0,16	0,15	0,18	0,18	0,18	0,16	0,17	0,18	0,15	0,17	0,16	0,18	0,15	
MgO	1,55	1,22	1,25	1,67	1,55	1,60	2,52	2,66	3,63	2,51	2,60	2,62	3,27	4,04	1,36	4,32	2,80	3,52	2,10	2,53	2,51	2,41	3,81	1,55	1,34	2,08	1,30	
CaO	3,44	3,21	3,15	3,94	3,89	3,96	7,77	7,88	10,11	7,80	5,49	5,46	6,64	7,91	3,25	8,42	7,81	8,59	7,38	5,93	8,08	7,91	8,05	4,09	3,50	4,46	3,66	
Na <sub>2</sub> O	4,46	5,01	5,32	5,07	5,03	5,05	4,71	4,69	3,40	4,85	4,85	4,92	4,11	3,87	5,14	3,81	4,56	4,38	4,95	4,97	4,62	4,81	4,02	4,94	5,28	5,15	5,46	
K <sub>2</sub> O	2,69	2,80	2,97	2,46	2,39	2,46	2,05	2,08	0,97	2,02	1,94	1,95	1,46	1,12	2,99	1,20	1,42	1,49	1,93	1,60	1,64	1,78	1,36	2,59	2,79	2,45	2,84	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,42	0,38	0,29	0,34	0,34	0,33	0,42	0,42	0,24	0,38	0,56	0,54	0,40	0,34	0,34	0,27	0,34	0,35	0,53	0,50	0,58	0,47	0,43	0,38	0,45	0,44	0,40	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>																												
LOI																												
Sum	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Sc		17,00		13,00	13,00	13,00						20,00	22,00	25,00	26,00	16,00	27,00			11,00		11,00			18,00			
V		24,00		63,00	64,00	61,00						86,00	88,00	162,0	260,0	21,00	250,0			86,00		63,00			37,00			
Cr		6,00		5,00	5,00	5,00						5,00	5,00	5,00	5,00					5,00		6,00			5,00			
Co		2,00		13,00	13,00	21,00						22,00	22,00	27,00	34,00	12,00	41,00			13,00		11,00			5,00			
Ni		2,00		5,00	5,00	5,00						5,00	587,0	5,00	5,00	5,00	5,00			5,00		2,00			12,00			
Zn		93		77	76	79						93		81	86	90	76			77					6			
Ga												13													86			
Cu				8	8	5						14		29	45	8	44			14					9			
K	22325	23250	24680	20403	19836	20417	16977	17283	8028	16739	16087	16172	12087	9336	24822	10000	11817	12334	16047	13250	13577	14746	11276	21505	23134	20365	23583	





Anexo 3: Datos de microsonda para los minerales analizados.

Muestra	Unidad	Mineral	point n°	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	MgO	FeO	MnO	CaO	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	NiO
LA-02	Basalto Lanín	O1 C	#1	36,84	0,02	0,04	0,00	0,02	34,76	28,99	0,48	0,31	0,00	0,10	0,03
LA-02	Basalto Lanín	O1 I	#2	36,96	0,06	0,01	0,03	0,00	34,62	28,72	0,51	0,29	0,00	0,09	0,01
LA-02	Basalto Lanín	O1 B	#3	35,35	0,01	0,06	0,00	0,01	25,55	38,14	0,78	0,31	0,00	0,05	0,00
LA-02	Basalto Lanín	O2 C	#15	37,22	0,04	0,02	0,00	0,01	34,33	29,08	0,51	0,25	0,00	0,09	0,00
LA-02	Basalto Lanín	O2 B	#16	36,08	0,00	0,06	0,00	0,00	32,92	30,54	0,59	0,30	0,00	0,02	0,00
LA-02	Basalto Lanín	O4 C	#22	37,11	0,03	0,02	0,00	0,04	34,56	28,67	0,49	0,23	0,01	0,07	0,04
LA-02	Basalto Lanín	O4 B	#23	37,47	0,05	0,08	0,00	0,00	33,24	30,22	0,58	0,28	0,00	0,07	0,03
LA-03	Andesita Lanín	O5 C	#60	35,15	0,00	0,01	0,00	0,05	25,34	39,21	1,31	0,19	0,00	0,11	0,00
LA-03	Andesita Lanín	O5 B	#61	34,02	0,00	0,01	0,00	0,05	22,04	43,68	1,58	0,28	0,04	0,02	0,02
LL250403-1C	Momolluco	O1 (Fenocx)	#7	36,31	0,01			0,02	34,86	27,07	0,58	0,19			
LL250403-1C	Momolluco	O1 (Fenocx)	#8	36,20	0,07			0,03	35,01	27,15	0,54	0,21			
LL250403-1C	Momolluco	O1 (Fenocx)	#10	34,60	0,07	0,09		0,03	24,13	40,15	1,06	0,26	0,01		
LL250403-1C	Momolluco	O1	#17	34,66	0,00	0,09			24,12	36,51	1,03	0,31	0,03		
LL250403-1C	Momolluco	O1	#18	34,01		0,05			23,93	38,37	0,99	0,30	0,06		
LL250403-1C	Momolluco	O1	#3	32,92		0,07		0,02	19,78	43,86	1,17	0,34	0,06		
LL250403-1AC	El Arenal	O1	#28	37,16	0,01				34,33	27,99	0,53	0,19			
LL250403-1AC	El Arenal	O1	#25	35,71	0,01	0,05			28,97	34,29	0,88	0,75	0,00	100,67	
LA-03	Andesita Lanín	Cpx1	#39	51,31	1,35	0,51	0,00	0,32	14,07	11,95	0,73	14,07	0,01	0,02	0,00
LA-03	Andesita Lanín	Opx1	#41	51,78	0,44	0,27	0,00	0,05	18,10	25,08	1,33	3,81	0,03	0,02	0,01
LA-03	Andesita Lanín	Opx2 C	#42	51,97	0,65	0,30	0,00	0,02	20,53	23,37	1,28	1,76	0,04	0,00	0,01
LA-03	Andesita Lanín	Opx2 B	#43	52,92	0,54	0,25	0,00	0,03	21,23	23,51	1,18	1,72	0,00	0,02	0,00
LA-03	Andesita Lanín	Opx7 (fenocx)	#62	52,29	0,92	0,35	0,00	0,02	21,89	22,14	1,02	1,73	0,00	0,02	0,01
LL250403-1C	Momolluco	CPx (fenocx)	#19	49,59	2,25	1,50		0,32	13,98	13,42	0,52	15,83	0,11		
LL250403-1C	Momolluco	Cpx (microlito)	#12	48,19	3,03	1,86		0,38	12,53	14,54	0,49	18,28	0,05		
LL250403-1C	Momolluco	Cpx (microlito)	#3	49,18	3,11	1,66		0,24	14,20	12,89	0,39	17,06	0,11		
LL250403-1C	Momolluco	Cpx (microlito)	#13	49,98	1,95	1,21		0,30	14,71	13,52	0,50	17,76	0,05		
LL250403-1AC	El Arenal	Cpx (corona O1 #28)	#29	49,30	2,97	1,24		0,43	13,92	12,67	0,36	19,10			
LA-02	Basalto Lanín	Pl1 C	#4	48,55	31,80	0,05	0,00	2,48	0,12	0,81	0,00	15,77	0,16	0,02	0,00
LA-02	Basalto Lanín	Pl1 I	#5	52,08	29,50	0,07	0,00	4,23	0,13	0,73	0,04	12,87	0,26	0,00	0,01
LA-02	Basalto Lanín	Pl1 B	#6	54,55	26,77	0,13	0,00	5,18	0,14	1,10	0,00	10,15	0,52	0,05	0,00
LA-02	Basalto Lanín	Plg3_C	#9	52,57	28,92	0,082	0,003	4,184	0,129	0,781	0,013	12,56	0,275	0,103	0,024
LA-02	Basalto Lanín	Plg3_B1	#10	50,48	31,08	0,02	0,041	3,049	0,129	0,677	0,023	14,15	0,243	0	0,02
LA-02	Basalto Lanín	Plg3_B2	#11	52,80	28,37	0,065	0,064	4,367	0,133	0,74	0,045	11,85	0,405	0	0,018
LA-02	Basalto Lanín	Plg3_B3	#12	58,65	24,38	0,14	0,006	6,749	0,071	1,133	0	7,557	1,109	0,041	0,025
LA-02	Basalto Lanín	Plg4_C	#13	53,71	28,45	0,10	0,00	4,53	0,13	0,80	0,00	11,33	0,40	0,03	0,00
LA-02	Basalto Lanín	Plg4_B	#14	55,79	26,07	0,18	0,00	5,86	0,14	1,07	0,00	9,39	0,62	0,00	0,01
LA-03	Andesita Lanín	Plg1_C	#33	53,97	28,36	0,048	0	4,993	0,041	0,545	0	11,13	0,255	0,055	0,006
LA-03	Andesita Lanín	Plg1_B1	#35	55,61	27,77	0,105	0	5,598	0,007	0,522	0	10,01	0,345	0	0,011
LA-03	Andesita Lanín	Plg1_B2	#36	57,25	26,73	0,035	0,02	6,343	0,033	0,551	0	9,081	0,5	0,023	0,008
LA-03	Andesita Lanín	Plg2_C	#37	56,09	27,55	0,00	0,00	5,85	0,03	0,45	0,00	9,88	0,34	0,02	0,00
LA-03	Andesita Lanín	Plg2_B	#38	59,23	25,52	0,12	0,00	7,11	0,04	0,47	0,00	7,44	0,63	0,00	0,00

Anexo 3: Continuación.

Muestra	Unidad	Mineral	point n°	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	C <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	MgO	FeO	MnO	CaO	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	NiO
LL250403-1C	Momolluco	Plg (fenocx)	#6	52,69	29,66	0,23		4,35	0,01	0,73	0,05	12,96	0,26		
LL250403-1C	Momolluco	Plg (microlito)	#1	52,57	28,52	0,21		4,56	0,11	0,57		11,69	0,32		
LL250403-1C	Momolluco	Plg (microlito)	#2	52,94	27,68	0,13		4,84	0,06	0,57		12,04	0,31		
LL250403-1AC	El Arenal	Plg (fenocx)	#22	44,93	32,25			1,68		0,52	0,02	16,77	0,05		
LL250403-1AC	El Arenal	Plg (fenocx)	#23	49,38	30,86			3,28	0,03	0,68		15,07	0,11		
LL250403-1AC	El Arenal	Plg (instersicial)	#26	56,30	25,84	0,03		6,20	0,03	1,04		9,30	0,50		
LL250403-1AC	El Arenal	Plg (fenocx)	#27	47,24	32,60	0,05		2,32		0,63		16,93	0,12		
LL250403-1C	Momolluco	Vidrio	#14	69,25	20,50	0,47		2,53		0,78	0,02	3,99	1,13	98,66	
LL250403-1C	Momolluco	Vidrio	#11	59,72	22,57	0,10		4,90	1,00	2,23	0,12	6,30	1,01	97,95	
LL250403-1C	Momolluco	Vidrio	#20	69,32	11,48	1,20		0,99	0,11	2,90	0,20	0,52	3,06	89,76	
LL250403-1C	Momolluco	Vidrio	#21	75,72	12,42	1,36		0,74	0,06	3,12	0,06	0,64	3,88	98,00	
LL250403-1AC	El Arenal	Vidrio	#30	51,56	29,68			4,19	0,00	1,29	0,02	13,41	0,20		
LL250403-1AC	El Arenal	Vidrio	#33	50,85	30,18			3,87	0,04	1,15		13,77	0,17		

SOLO USO ACADÉMICO

Anexo 4: Análisis geoquímicos de roca total para otros estratovolcanes y centros eruptivos menores de la región (Hickey-Vargas et al., 1989;; Lohmar et al., 2008; Morgado et al., 2015; Hickey-Vargas et al, 2016; McGee et al., 2017).

Referencia	Hickey-Vargas et al. (1989)																														
Unidad	Villarrica I			Villarrica II									Villarrica III				Huillico		Questrupillán I			Questrupillán II		Lanín II		Lanín III					
Muestra	V1-1	V1-2	V1-3	V2-1	V2-2	V2-3	V2-4	V2-5	V2-6	V2-7	V2-8	V2-9	V3-1	V3-2	V3-3	V3-4	HL-1	HL-2	Q1-1	Q1-2	Q1-3	Q2-1	Q2-2	Q3-1	Q3-2	L2-1	L2-2	L3-1	L3-2	L3-3	L3-4
SiO <sub>2</sub>	57	56	52	53	52	55	52	55	52	53	51	53	53	52	52	52	51	52	56	56	57	62	65	64	64	51	51	61	63	62	63
TiO <sub>2</sub>	1,3	1	1,2	1,1	1,1	1,4	1	1,3	1,1	1,1	0,9	1	1,2	1,1	1,3	1,2	1,2	1,1	1,4	1,4	1,3	1,1	1,1	1,1	1,1	1,3	1,3	1,1	1,1	0,9	0,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16	17	17	17	17	16	17	16	18	19	18	18	18	18	17	18	18	18	16	17	17	15	16	15	15	18	18	15	15	16	16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10	8,4	10	9,3	10	10	9,5	11	9,3	8,9	9,1	9,1	8,8	9,7	10	9,4	9	9	10	9,4	9,4	6,8	5,4	5,6	5,5	11	11	8,7	7,8	7,4	6,3
MnO	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	
MgO	3,6	4,5	6,4	5,1	6,6	4,2	7,4	3,7	5	4,5	7	5,1	4,5	5,7	5,3	4,9	6,2	6,6	3,1	3,2	3,1	1,7	1,2	1,3	1,2	4,9	4,7	1,7	1,2	1,3	1,3
CaO	7,2	8,3	9	9,9	9,8	8,1	9,8	7,7	10	10	11	10	9,9	9,7	9,6	10	9,2	9,2	6,6	6,8	7	4	3,3	3,3	3,3	8,6	8,6	4	3,2	3,6	3,5
Na <sub>2</sub> O	3,5	4	3,1	2,9	2,9	3,8	2,9	3,8	3	3,1	2,7	3,1	3,4	3,2	3,1	3,2	3,3	3	4	4,3	4,1	5	5,2	5,5	5,4	3,2	3,4	5,2	5,2	5	5,6
K <sub>2</sub> O	1	0,9	0,7	0,6	0,6	0,9	0,6	0,9	0,7	0,6	0,4	0,6	0,7	0,6	0,8	0,7	1,1	1,1	1,5	1,5	1,4	2,9	3	3	3	1,2	1,3	2,4	2,7	2,7	2,8
	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2	0,2	0,1	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2	0,4	0,3	0,4	0,4	0,4	0,5	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,6	0,4	0,4	0,4
Total	100	100	100	99	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	99	100
Sc	33	31	32	33	33	32	31	32	33	31	35	34	40	32	35	31	27	30	27	28	27	21	17	15	17	29	28	20	18	16	17
V	266	192	222	246	246	312	223	300	254	239	217	246	233	256	282	257	192	196	224	--	--	105	60	62	52	216	219	32	17	19	15
Co	26	25	35	25	37	27	35	25	28	27	36	29	27	33	32	29	31	35	21	20	21	11	7,7	6,7	7,5	33	32	8,5	6,4	6,3	5,7
Ni	19	21	81	42	85	22	102	12	40	36	70	42	28	64	47	52	69	64	14	--	--	8	8	10	8	27	24	10	9	10	10
Zn	108	81	80	89	87	101	80	104	88	90	73	85	79	87	99	85	78	84	88	--	--	85	78	74	73	93	97	110	100	93	87
Ga	19	19	20	19	18	20	19	20	19	20	17	19	20	19	19	19	18	19	20	20	19	18	17	18	18	20	19	20	18	19	19
Rb	25	19	18	15	15	20	13	21	16	14	9,7	12	15	15	19	16	28	28	38	35	35	78	82	79	82	32	34	59	67	77	78
Cs	2,2	1,3	1,7	1,6	1,6	1,4	1,1	2	1,3	1,2	1	0,9	1,9	1,6	1,6	1,4	1,4	1,5	2,3	--	--	4,4	--	4,5	--	1,8	1,9	2,3	3	3,5	3,9
Sr	402	463	437	437	429	428	439	428	453	482	410	474	493	465	426	469	594	583	449	459	467	306	305	297	306	621	626	410	334	414	392
Ba	285	287	229	200	191	255	182	256	200	196	138	181	217	193	238	209	362	358	401	--	--	730	744	755	746	375	384	708	802	730	747
Y	28	23	24	22	22	25	20	27	23	21	17	20	23	22	26	24	21	22	30	30	31	42	41	41	41	27	27	43	46	41	42
Zr	124	118	106	95	92	114	84	118	97	89	62	84	110	94	119	100	150	144	163	--	--	366	369	360	373	154	157	270	311	285	302
Nb	3,2	3,6	2,3	2,6	2,4	2,8	1,9	3,1	2,4	2,5	1,3	2,9	2,7	2,1	3,4	2,1	8,7	7,3	5,1	--	--	13	14	12	13	6,3	6,6	11	13	11	11
Hf	3,2	2,9	2,9	2,3	2,5	2,8	2	3,1	2,5	2,2	1,7	2,1	2,6	2,6	2,9	2,5	3,1	3,2	4,2	3,9	3,5	8,6	8,8	7,7	8,4	3,7	3,7	6,3	6,7	6,4	7,2
Th	2,2	1,8	1,3	1,7	1,5	1,7	1,3	2	1,5	1,3	0,6	1	1,4	1,2	2	1,3	3,5	3,3	4	4,1	3,5	11	11	9,7	11	5,7	5,7	8,6	9,9	11	12
La	11	11	8	7,7	7,8	10	7,3	9,8	8,2	6,8	4,2	6,7	10	8,1	11	8,2	18	17	18	18	19	34	34	34	35	21	22	37	41	34	35
Ce	28	26	22	20	20	26	19	26	22	19	13	18	25	21	27	22	42	37	44	45	42	82	78	76	75	49	51	88	89	79	79
Nd	17	16	15	13	12	16	12	17	14	12	8,9	12	15	13	17	14	21	19	24	24	25	40	35	37	35	24	26	45	45	39	40
Sm	4,4	4	3,9	3,5	3,3	4,3	3,1	4,1	3,8	3,3	2,4	3,1	3,8	3,7	4,4	3,7	4,4	4,2	5,6	5,4	5,5	8,4	7,6	7,8	7,1	5,7	5,8	9,9	9,5	8,2	8,5
Eu	1,3	1,2	1,2	1,1	1,2	1,3	0,9	1,3	1,2	1,1	0,9	1,1	1,2	1,1	1,3	1,2	1,4	1,5	1,6	1,5	1,6	2	2	1,7	2	1,7	1,6	2,6	2,5	2,2	2,3
Tb	0,8	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,5	0,6	0,6	0,6	0,4	0,5	0,7	0,8	0,6	0,5	0,7	0,7	0,9	0,8	0,8	1,3	1,2	1,3	1,3	0,9	0,8	1,2	1,2	1,1	1,2
Yb	3,1	2,5	2,4	2,3	2,4	2,7	2	2,8	2,3	2	1,4	1,9	2,4	2,4	2,8	2,1	2,2	2,1	3,1	3,1	3,1	4,3	4,3	4,4	4,2	2,7	2,9	4,6	4,6	4,4	4,3
Lu	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4	0,4	0,3	0,4	0,3	0,3	0,2	0,3	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6	0,7	0,4	0,4	0,7	0,7	0,6	0,7
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0,704 10±3			0,704 01±3	0,704 03±3								0,703 98±3				0,704 00±3	0,703 97±3	0,704 00±3			0,703 99±3		0,704 02±3		0,703 96±3	0,703 97±3			0,703 96±3	0,703 94±3
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0,512 866± 22			0,512 878± 18	0,512 881± 14								0,512 903± 18				0,512 823± 15	0,512 812± 18	0,512 822± 17			0,512 844± 17		0,512 843± 18	0,512 828± 18		0,512 811± 17	0	0	0,5128 20±1 7	0,5128 25±1 5

Referencia	Brahm et al., (2018)																							
Muestra	AC1-1	AC1-2	AC2-1	AC2-2	AC3-1	AC4-1	AC5-1	AC5-2	AC6-1	AC7-1	AC7-B	AC8-B	MV1	MV2	MV3	MV4	MV5	MV6	PG1	HL1	HL2	HL3	HL4	HL5
SiO <sub>2</sub>	64,32	63,73	64,41	64,35	64,09	65,06	63,38	64,18	65,51	64,64	63,89	64,14	65,73	64,46	63,71	64,75	63,87	64,28	55,65	52,51	52,3	51,96	52	52,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,51	15,33	15,45	15,12	15,01	15,22	15,4	14,89	14,64	15,04	15,37	15,34	15,1	14,66	15,09	15,46	15,08	15,15	15,4	16,65	17,66	17,73	7,72	17,6
TiO <sub>2</sub>	1,13	1,13	1,14	1,11	1,12	1,13	1,12	1,13	1,12	1,14	1,18	1,14	1,08	1,05	1,09	1,11	1,09	1,09	1,50	0,93	1,08	1,05	1,08	1,24
FeO	4,3	4	4,8	4,3	4,2	4,1	4	4,2	4,5	4,4	3,8	4,6	3,4	4,6	3,8	3,8	3,8	4,3						
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,08	1,14	0,51	1,01	0,98	1,12	1,21	0,97	0,7	0,83	1,52	0,66	2,03	0,52	1,59	1,57	1,46	1,09	10,84	9,39	9,53	9,51	9,51	9,38
MnO	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12	0,12	0,13	0,13	0,12	0,12	0,17	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15
MgO	1,23	1,23	1,27	1,25	1,24	1,32	1,3	1,31	1,27	1,31	1,39	1,36	1,28	1,25	1,26	1,3	1,26	1,29	2,99	6,38	6,24	6,41	6,3	5,46
CaO	3,38	3,33	3,38	3,35	3,33	3,46	3,41	3,44	3,28	3,43	3,61	3,53	3,45	3,38	3,39	3,52	3,39	3,51	6,49	8,81	9,16	9,15	9,15	9,39
Na <sub>2</sub> O	4,88	4,89	4,93	4,91	4,93	4,99	4,96	4,82	4,7	4,97	4,91	4,9	4,85	4,83	4,86	4,91	4,85	4,85	4,1	3,19	3,22	3,19	3,26	3,45
K <sub>2</sub> O	2,99	2,96	2,99	2,98	3	3,01	2,98	2,87	2,82	2,96	2,86	2,9	2,98	2,98	2,98	3	2,98	2,96	1,59	1,08	1,08	1,06	1,1	1,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,36	0,34	0,36	0,34	0,36	0,35	0,34	0,37	0,34	0,36	0,39	0,37	0,29	0,29	0,32	0,34	0,34	0,33	0,41	0,34	0,34	0,33	0,33	0,41
LOI	-0,13	-0,16	-0,18	-0,11	-0,21	-0,18	-0,09	-0,22	-0,28	-0,18	-0,04	-0,22	0,02	-0,19	-0,13	-0,15	-0,1	-0,12	0,31	0,18	-0,11	0,12	0,15	-0,06
Total	99,18	98,05	99,19	98,74	98,18	99,71	98,14	98,09	98,72	99,03	99,02	98,85	100,3	97,95	98,09	99,74	98,14	98,86	99,46	99,6	100,7	100,7	100,8	100,6
Sc	15	15	15	15	15	16	16	16	16	16	16	16	15	15	15	16	15	15	29	28	27	28	28	28
Be	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	1	1	1	1	1
V	74	74	77	75	73	79	76	78	77	78	82	82	83	80	83	83	81	83	323	229	231	224	230	234
Co	26	18	24	23	18	26	32	26	23	22	59	37	24	23	27	21	24	7	22	31	30	29	47	37
Ga	18	19	18	18	18	20	17	20	17	20	20	19	20	20	20	20	20	21	20	19	19	18	18	19
Rb	80	81	78	79	77	84	73	82	73	83	80	80	85	85	84	85	86	85	33	26	26	25	25	31
Sr	297	303	306	291	299	306	307	304	300	303	322	318	303	295	299	309	302	306	431	559	556	561	566	615
Y	38	37	38	38	39	38	39	38	36	39	37	38	39	38	38	37	37	36	30	21	20	17	20	22
Zr	330	326	332	333	331	330	294	320	278	331	316	327	336	331	330	337	333	331	178	128	123	121	122	142
Nb	13	13	15	14	15	12	12	12	10	13	12	13	12	12	12	12	12	12	6	6	6	6	6	10
Cs	4	3,9	4	3,9	4,1	3,7	3,9	3,6	3,9	3,7	3,6	3,7	3,7	3,7	3,8	3,7	3,8	3,8	1,4	1,3	1,2	1,1	1,2	1,3
Ba	768	762	773	768	772	780	770	749	731	771	750	760	763	759	763	770	760	761	514	343	344	338	346	390
La	36,4	35,8	36,3	36,4	36,7	36,3	34,5	35,2	35,2	36,3	34,7	35,6	34,8	35,6	34,6	34,8	35,5	35	23,7	17,2	17,8	17,9	21,3	20,7
Ce	75,1	74,7	75,6	75,7	76,2	76,1	71,7	74,1	72,5	75,6	72,6	74,3	72,9	74,6	72,3	72,6	73,8	73,2	51,1	37	38,8	37,9	43	44,1
Pr	9,44	9,4	9,61	9,68	9,61	9,54	9,33	9,48	9,37	9,55	9,21	9,42	9,18	9,47	9,26	9,18	9,43	9,31	6,6	4,78	4,88	4,93	5,31	5,57
Nd	36,9	37,7	37,3	38	37,9	37,6	37,1	37,9	37,7	37,6	36	37,6	36,1	37,2	35,9	36,4	37,1	37	28,6	20,1	20,1	20,9	21,6	23
Sm	7,7	7,4	7,5	7,9	7,7	7,7	7,7	7,7	7,7	8,1	7,5	7,7	7,6	7,8	7,4	7,5	7,5	7,7	6	4,3	4,7	4,3	4,8	4,8
Eu	1,81	1,73	1,83	1,81	1,82	1,88	1,79	1,81	1,89	1,89	1,84	1,82	1,68	1,76	1,74	1,81	1,79	1,75	1,69	1,26	1,35	1,32	1,38	1,45
Gd	6,9	6,8	6,8	7	6,8	6,9	6,5	6,6	6,9	6,9	6,9	6,7	6,8	6,9	6,5	6,5	6,7	6,7	6	4,1	4,3	4	4,2	4,5
Tb	1,2	1,1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,1	1,2	1,1	1,2	1,2	1,1	1,1	1,2	1,1	1,1	1,2	1,1	0,9	0,6	0,7	0,6	0,7	0,7
Dy	7	6,8	7,1	7	7	7,1	6,8	6,8	6,7	7,1	6,9	6,9	6,9	7	6,7	6,7	6,9	6,6	5,6	3,5	3,8	3,7	3,9	4,1
Ho	1,4	1,4	1,4	1,4	1,5	1,4	1,4	1,3	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,1	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8
Er	4,3	4,1	4,1	4,4	4,2	4,1	4,1	4	4,2	4,2	4,1	4	4,1	4,1	4	4,1	4,1	4,1	3,6	2,1	2,4	2,2	2,3	2,4
Tm	0,66	0,68	0,66	0,67	0,67	0,66	0,61	0,65	0,64	0,68	0,63	0,66	0,65	0,62	0,65	0,63	0,66	0,66	0,55	0,31	0,34	0,33	0,35	0,36
Yb	4,2	4,2	4,4	4,4	4,4	4,4	4,3	4,2	4,4	4,4	4,2	4,3	4,2	4,2	4,2	4,3	4,3	4,2	3,5	1,9	2,2	2,1	2,2	2,2
Lu	0,66	0,65	0,67	0,64	0,65	0,64	0,66	0,65	0,67	0,66	0,64	0,63	0,64	0,67	0,6	0,64	0,64	0,64	0,51	0,29	0,34	0,33	0,32	0,34
Hf	7,2	7,3	7,2	7,5	7,2	7,3	7,4	7,1	6,8	7,3	7	7,3	7,4	7,5	7,1	7,1	7,1	7,6	5	2,7	3,1	3,1	3	3,4
Ta	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,9	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,4	0,4	0,4	0,4	0,6	
Pb	20	20	21	20	20	21	20	20	20	21	20	20	18	20	20	20	20	20	13	7	8	8	8	8
Th	9,9	9,7	9,9	10,1	10,2	9,8	9,5	9,5	9,6	9,8	9,2	9,3	9,8	9,9	9,8	9,6	9,8	9,9	5,4	2,9	3,3	3,2	3,5	3,5
U	2,9	2,9	2,9	2,9	3	2,9	2,8	2,8	2,8	2,9	2,7	2,8	2,8	3	2,9	2,9	2,9	2,9	1,6	0,9	1	1	1	1,1
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr					0,7040 01±3		0,7039 86±3			0,7040 86±4						0,7039 89±4		0,7039 90±3						
<sup>145</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd					0,5128 13±4		0,5128 25±4			0,5127 89±19						0,5128 54±10		0,5128 29±6						

Referencia	Lohmar (2008)																			
	Villarrica - Ignimbrita Pucón Inferior					Villarrica - Ignimbrita Pucón Superior										Villarrica - Ignimbrita Licán				
Volcán - Unidad	VR73Ib	VR73II	VR73Kb	VR73KI	VR73Lb	VR26-4	VR57-4A	VR57-4B	VR57-4C	VR63A	VR62A1	VR 62A	VR 62A2	VR5-3b	VR5-3a	VR5-2	VR5-1	VR-4	VR54-1	VR54-2
Muestra	VR73Ib	VR73II	VR73Kb	VR73KI	VR73Lb	VR26-4	VR57-4A	VR57-4B	VR57-4C	VR63A	VR62A1	VR 62A	VR 62A2	VR5-3b	VR5-3a	VR5-2	VR5-1	VR-4	VR54-1	VR54-2
SiO <sub>2</sub>	55,9	55	56	55,8	56	55,5	55,2	54,9	54,6	55,8	57,4	57,2	57,7	57,1	54,5	54,3	55,5	54,7	57,3	56,6
TiO <sub>2</sub>	1,21	1,2	1,21	1,22	1,2	1,18	1,17	1,18	1,16	1,21	1,16	1,17	1,17	1,18	1,23	1,23	1,21	1,24	1,16	1,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,4	16,4	16,2	16,35	16,3	17	16,7	16,6	16,8	16,5	16,3	16,48	16,3	16,4	17,24	17,25	16,85	16,9	16,16	16,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	10,2	10,05	10,33	10,2	10,2	9,6	9,97	10,1	10,08	10,2	9,87	9,93	9,95	9,95	10,38	10,2	10,2	10,4	9,86	9,95
MnO	0,18	0,16	0,17	0,17	0,17	0,16	0,17	0,17	0,24	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,18	0,18	0,17	0,18	0,17	0,18
MgO	3,71	3,55	3,7	3,7	3,64	3,65	3,93	3,82	3,9	3,64	3,14	3,18	3,17	3,19	3,26	3,23	3,25	3,28	3,12	3,14
CaO	7,9	7,4	7,75	7,8	7,85	8,05	7,95	8,05	8,16	8	6,82	6,97	6,88	6,85	6,9	6,72	6,62	6,58	6,77	6,74
Na <sub>2</sub> O	3,86	3,55	3,83	3,62	3,79	3,64	3,67	3,72	3,68	3,85	3,96	3,92	4,04	4,08	3,86	3,74	3,89	3,75	4	3,95
K <sub>2</sub> O	0,84	0,8	0,83	0,79	0,83	0,91	0,88	0,79	0,81	0,85	0,91	0,89	0,92	0,94	0,7	0,71	0,82	0,77	0,92	0,87
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,22	0,23	0,23	0,23	0,23	0,24	0,23	0,23	0,22	0,22	0,23	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,23	0,24	0,23
LOI	-0,39	1,06	-0,47	0,16	-0,42	-0,17	-0,1	0,34	-0,17	-0,35	-0,12	-0,05	-0,27	-0,21	0,99	1,72	1,1	1,59	-0,32	0,17
Total	100,04	99,39	99,78	100,04	99,79	99,75	99,78	99,9	99,49	100,09	99,83	100,09	100,25	99,87	99,46	99,5	99,83	99,62	99,38	99,31
Sc	31,5	31	31	32	32	30	31	33	34	30,5	29	29	29	29	31	31	29	31	30	29,5
V	310	289	315	306	320	297	310	320	320	308	292	296	294	292	310	301	295	307	298	300
Co	31	24	28	26	34	29	28	31	36	27	23,5	22,5	21,5	24	27	26	23	24	30	24
Ni	11	14	11,5	13	15	17	24	18	21	12	7	5,5	6	6	7	8	6	6	8	6,5
Rb	20,5	20,1	19,9	19,5	19,9	22,8	22,2	19	19,1	19,7	21,4	20,9	21,7	22,3	15,9	16,5	19,4	18,8	22,1	20,1
Sr	419	415	416	415	416	424	422	428	424	421	410	412	410	415	450	409	400	408	411	409
Y	27	28	27,5	28	27,5	26,5	26	27,5	28	27	27	27	28,2	27,6	26,8	28	27	28	27,6	28
Zr	105	105	102	108	105	103	107	106	107	103	105	106	107	110	116	110	114	115	108	107
Nb	2,8	2,6	2,4	2,5	2,6	2,3	2,7	2,75	2,75	2,5	2,4	2,6	2,5	2,8	2,8	2,5	2,9	3	2,7	2,8
Ba	244	240	245	245	270	265	275	260	256	245	275	272	280	276	295	405	242	240	284	267
Th	1,9	2	2	2,05	1,95	2,1	2,3	1,85	2,25	1,9	2,05	1,95	3	2,3	2,1	2,35	2,05	2,2	2,1	2,1
Li	--	--	--	--	12,4	12,1	11,7	11,9	12,2	12,2	13,5	13,5	13,4	13,1	11,3	12,3	12,9	12,4	13,2	12,6
La	9,1	9,5	9,2	9,2	9,4	9,5	8,7	9	9,5	9,4	10	9,6	11,4	10	9,3	10,2	9,5	9,8	10,2	10,2
Ce	22,5	23	23	22	23,5	23,5	22	22,5	24	22,5	24	23	25,5	24	23	25	24	24,5	24,5	24
Nd	15,1	16	14,5	15	14,5	15,2	13,7	15	14,7	15	15,5	15	16,5	15,6	15	16,5	15,5	16	15,5	16
Sm	3,8	4,35	4	3,95	4,05	3,9	3,6	3,9	4,25	4,1	4,2	4,2	4,3	4,2	4	4,2	4,1	4	4,2	3,95
Eu	1,2	1,26	1,27	1,22	1,25	1,18	1,14	1,22	1,2	1,23	1,33	1,27	1,32	1,25	1,25	1,29	1,29	1,32	1,26	1,28
Gd	4,5	4,6	4,5	4,5	4,35	4,4	4	4,6	4,5	4,6	4,65	4,3	4,85	4,45	4,5	4,7	4,45	4,75	4,5	4,5
Dy	4,5	4,65	4,45	4,55	4,5	4,35	4,05	4,65	4,65	4,65	4,5	4,4	4,55	4,5	4,5	4,7	4,5	4,5	4,4	4,5
Er	2,7	2,85	2,75	2,8	2,75	2,6	2,5	2,8	2,8	2,8	2,75	2,7	2,85	2,7	2,7	2,8	2,7	2,8	2,75	2,8
Yb	2,67	2,8	2,64	2,75	2,7	2,6	2,43	2,74	2,7	2,76	2,74	2,74	2,82	2,73	2,68	2,74	2,73	2,8	2,73	2,8

Referencia	Morgado et al. (2015)				
	Villarrica – Erupción 1971				
Muestras	1971 N6	1971 10 M1	1971 09	1971 30	R1971 DV
SiO <sub>2</sub>	52,85	51,92	52,47	52,93	51,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,76	16,68	16,71	16,77	16,59
TiO <sub>2</sub>	1.105	1.117	1.113	1.132	1,13
FeO	7,2	6,6	6,7	7,1	5,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,05	3,17	3,31	2,83	4,55
MnO	0,157	0,154	0,154	0,154	0,154
MgO	6,39	5,95	6,1	6,02	6,1
CaO	9,76	9,57	9,61	9,63	9,55
Na <sub>2</sub> O	3,06	3,01	3,06	3,08	2,98
K <sub>2</sub> O	0,64	0,64	0,65	0,65	0,63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,23	0,23	0,18	0,2
LOI	-0,61	-0,47	-0,51	-0,55	-0,41
Rb	14	14	15	15	14
Sr	414	420	420	428	417
Zr	85	86	87	87	85
Y	22	22	22	22	21
Nb	1	1	1	2	1
Ba	201	199	200	198	197
U	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4
Th	1,2	1,2	1,2	1,3	1,2
Pb	6	7	7	8	6
La	6,9	7,2	7,3	8	7
Ce	17,5	17,8	17,8	19,7	17,3
Pr	2,56	2,67	2,64	2,72	2,62
Nd	12	12,3	12,5	13,3	12,5
Sm	3,4	3,5	3,6	3,6	3,2
Eu	0,97	0,99	1,02	1,03	0,93
Gd	3,6	3,7	3,9	3,7	3,5
Tb	0,6	0,6	0,7	0,7	0,6
Dy	3,7	3,8	3,8	3,9	3,6
Ho	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
Er	2,3	2,3	2,3	2,3	2,4
Tm	0,37	0,36	0,35	0,35	0,37
Yb	2,4	2,3	2,3	2,2	2,3
Lu	0,34	0,33	0,35	0,35	0,32

Referencia	McGee et al., 2017																				
CEM	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	
Sample	SJ-T-1	SJ-T-2	SJ-T-3	SJ-T-3A	SJ-T-4	SJ-T-4A	SJ-T-5	SJ-T-CL	SJ-T-5A	SJ-T-6	SJ-T-7	SJ-T-8	SJ-B-2A	SJ-B-2B	SJ-B-2C	SJ-L-1	SJ-L-2	SJ-L-3	SJ-L-4	SJ-L-5	SJ-L-6
Material	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Bomb	Bomb	Bomb	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava
SiO <sub>2</sub>	51,56	51,12	51,65	51,65	51,48	51,53	51,53	50,13	51,04	50,63	51,31	51,45	50,26	49,81	50,58	50,80	50,54	51,61	52,11	51,40	51,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,82	14,46	14,81	14,70	14,83	14,94	14,72	14,63	15,48	15,28	15,80	16,06	13,63	15,15	14,45	14,24	14,37	14,45	14,18	14,08	14,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	9,68	10,02	9,66	9,68	9,69	9,76	9,59	11,00	9,72	9,47	9,57	9,62	10,28	10,48	9,81	10,56	10,49	10,25	10,06	10,14	10,05
MnO	0,17	0,17	0,17	0,16	0,17	0,16	0,16	0,17	0,17	0,17	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16
MgO	11,28	11,48	11,09	11,17	11,12	11,18	11,19	10,87	11,06	10,82	10,39	10,19	11,76	10,89	10,66	11,45	10,93	10,55	10,29	10,83	9,94
CaO	9,92	9,86	10,10	9,96	10,12	9,98	9,86	10,00	9,81	9,76	9,87	9,81	8,98	10,02	10,17	8,97	8,99	9,26	9,28	9,20	9,36
Na <sub>2</sub> O	2,40	2,33	2,38	2,37	2,40	2,37	2,46	2,34	2,43	2,42	2,52	2,55	2,31	2,27	2,36	2,48	2,48	2,60	2,56	2,56	2,64
K <sub>2</sub> O	0,37	0,35	0,36	0,36	0,37	0,36	0,38	0,39	0,39	0,39	0,40	0,42	0,36	0,37	0,39	0,41	0,39	0,42	0,42	0,41	0,42
TiO <sub>2</sub>	0,73	0,70	0,72	0,72	0,72	0,72	0,74	0,73	0,75	0,74	0,78	0,79	0,52	0,75	0,70	0,58	0,56	0,57	0,56	0,55	0,57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,12	0,13	0,13	0,14	0,11	0,12	0,09	0,14	0,13	0,13	0,14	0,10	0,09	0,09	0,13	0,13	0,14	0,14	0,13	0,16
LOI	-0,20	0,00	-0,20	0,02	-0,21	-0,20	-0,01	-0,75	-0,21	-0,16	-0,13	-0,22	-0,06	-0,50	-0,41	-0,05	-0,20	-0,29	0,18	-0,33	-0,05
Total	100,9	100,6	100,9	100,9	100,8	100,9	100,7	99,6	100,8	99,7	100,8	101,0	98,3	99,5	99,0	99,7	98,8	99,7	99,9	99,1	99,3
Sc	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	34	32	32	33	34	33	33
V	233	230	234	232	235	230	226	223	226	224	229	231	228	221	226	226	231	238	236	238	242
Ba	133	118	121	120	194	127	128	123	130	141	134	146	118	116	122	139	135	133	136	135	139
Sr	342	333	341	333	343	335	341	349	340	339	356	355	328	346	344	363	351	354	345	344	364
Y	12	13	12	12	13	12	12	13	12	13	13	12	11	12	13	13	12	13	12	12	14
Zr	49	46	47	46	48	47	49	48	50	49	51	52	46	46	47	51	51	52	54	51	53
Cr	840	830	800	770	820	820	790	770	770	770	720	600	870	800	780	760	750	690	730	720	600
Co	48	49	47	46	48	49	48	47	48	48	46	44	49	47	48	47	47	45	44	46	42
Ni	230	250	230	220	230	230	240	230	230	220	210	190	250	230	230	230	230	200	190	210	180
Cu	80	80	80	70	80	80	80	80	80	80	70	60	80	80	80	80	90	80	80	80	90
Zn	80	80	80	70	80	80	80	70	90	80	80	80	70	70	70	80	80	80	80	80	80
Ga	17	16	16	16	16	16	17	15	17	16	16	17	16	14	14	16	16	16	17	16	17
Rb	8	7	8	7	7	7	8	8	9	8	8	8	8	7	7	8	8	8	8	8	8
Nb	2	1	1	1	9	2	1	1	1	2	1	2	1	1	1	2	2	1	1	1	1
Cs	0,7	0,6	0,6	0,7	0,6	0,6	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,7	0,6	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
La	5,6	4,7	4,8	4,6	6,9	4,7	4,9	4,9	5,1	5,7	5,6	6,1	4,6	4,7	4,5	5,6	5,1	5,1	5,2	5,3	5,6
Ce	12,5	11,0	11,1	11,0	14,9	11,0	11,4	11,8	12,0	12,8	12,9	13,7	10,7	11,5	11,2	12,5	11,9	11,9	12,0	12,2	12,8
Pr	1,7	1,6	1,7	1,6	2,0	1,5	1,7	1,64	1,6	1,8	1,8	1,9	1,5	1,67	1,61	1,8	1,7	1,7	1,7	1,8	1,8
Nd	7,9	7,3	7,4	7,4	8,8	7,4	7,7	7,7	7,7	8,3	8,7	8,9	7,1	7,4	7,6	7,8	7,8	7,9	8,1	8,2	8,7
Sm	2,1	2,0	1,9	2,0	2,3	2,0	2,1	2,1	2,0	2,1	2,1	2,3	1,9	2,2	2,2	2,0	2,2	2,1	2,1	2,1	2,3
Eu	0,7	0,7	0,8	0,7	0,8	0,7	0,7	0,76	0,7	0,8	0,8	0,8	0,7	0,76	0,78	0,7	0,7	0,7	0,8	0,8	0,8
Gd	2,3	2,4	2,3	2,2	2,5	2,3	2,3	2,6	2,2	2,3	2,3	2,5	2,3	2,5	2,5	2,4	2,4	2,3	2,5	2,3	2,5
Tb	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
Dy	2,4	2,3	2,3	2,3	2,4	2,3	2,3	2,7	2,4	2,4	2,5	2,6	2,2	2,7	2,6	2,4	2,5	2,4	2,5	2,5	2,6
Ho	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Er	1,4	1,4	1,5	1,4	1,5	1,4	1,5	1,5	1,4	1,5	1,6	1,5	1,5	1,6	1,5	1,5	1,5	1,4	1,5	1,5	1,6
Tm	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,23	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,24	0,23	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Yb	1,3	1,3	1,4	1,4	1,5	1,4	1,4	1,5	1,3	1,4	1,4	1,5	1,3	1,6	1,6	1,4	1,4	1,5	1,5	1,4	1,3
Lu	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,23	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,24	0,24	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Hf	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,4	1,2	1,2	1,3	1,2	1,2	1,1	1,2	1,3	1,2
Ta	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Pb																					
Th	0,8	0,6	0,6	0,5	1,1	0,6	0,6	0,6	0,6	0,8	0,6	0,7	0,5	0,6	0,5	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6	0,7
U	0,3	0,8	0,2	0,4	0,4	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,6	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3



Referencia	McGee et al., 2017																								
CEM	Hue	Hue	Hue	Hue	Hue	Cab	Cab	Cab	Cab	Cab	Cab	Cab	Cab	Cab	Cab	Cab	Cab	Cab	Cab	Cab	Cab	Cab	Cab	Cab	
Sample	Huel-1	Huel-3	Huel-6	Huel-2	Huel-4	LEM-1	LEM-2	LEM-3	LEM-4	LEM-5	LEM-6	LEM-CB-1	LEM-CB-2	LEM-CB-3	LEM-CB-5	LEM-CB-6	LEM-CB-7	LEM-CB-8	LEM-CB-9	LEM-CB-10	Cab1-1	Cab1-2	Cab2-1	Cab2-2	Cab3-1
Material	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Bomb	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava
SiO <sub>2</sub>	49,96	50,95	50,12	51,28	51,37	52,15	49,80	50,98	50,10	50,81	50,32	51,87	50,94	51,17	50,18	49,80	51,48	51,67	51,51	52,81	50,26	49,88	50,24	51,31	50,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,73	18,22	18,19	16,95	17,88	17,25	16,97	19,28	19,53	17,81	17,97	18,07	18,03	18,52	17,38	17,92	16,51	18,22	18,62	16,55	17,48	17,50	17,50	17,45	17,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	9,88	10,13	9,74	9,40	10,14	9,83	9,18	9,68	9,96	10,11	10,30	9,18	9,19	9,29	9,73	9,94	9,07	9,24	9,24	9,30	9,57	9,42	9,65	10,13	9,78
MnO	0,16	0,16	0,15	0,16	0,17	0,15	0,15	0,18	0,17	0,19	0,17	0,15	0,15	0,16	0,16	0,16	0,15	0,19	0,18	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16	0,15
MgO	5,66	5,67	4,74	5,57	4,53	6,89	6,43	5,31	5,51	5,43	5,30	4,91	5,07	4,84	8,07	8,09	8,27	4,90	4,89	6,77	6,80	6,71	6,33	7,45	7,06
CaO	9,40	9,55	9,00	9,43	8,86	9,34	8,88	8,89	8,56	8,30	8,19	8,66	8,39	8,24	8,30	8,38	8,06	8,86	8,71	8,41	8,68	8,92	8,79	8,84	8,72
Na <sub>2</sub> O	3,17	3,23	3,33	3,18	3,67	3,23	2,98	3,36	3,28	3,40	3,36	3,16	3,07	3,10	3,17	3,17	3,16	3,22	3,21	3,12	3,30	3,22	3,34	3,33	3,37
K <sub>2</sub> O	0,82	0,83	0,83	0,80	0,92	0,67	0,70	0,66	0,66	0,67	0,66	0,64	0,60	0,64	0,66	0,63	0,68	0,68	0,68	0,71	0,75	0,68	0,82	0,75	0,80
TiO <sub>2</sub>	1,11	1,13	1,14	1,11	1,25	1,08	1,10	1,15	1,17	0,86	0,86	1,08	1,12	1,13	1,10	1,13	1,02	1,10	1,12	1,07	1,12	1,11	1,14	1,13	1,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,41	0,40	0,43	0,38	0,42	0,31	0,30	0,34	0,33	0,31	0,34	0,32	0,31	0,33	0,27	0,27	0,26	0,32	0,33	0,30	0,29	0,31	0,34	0,33	0,34
LOI	-0,16	-0,09	0,44	0,22	-0,11	-0,03	2,21	1,09	1,73	0,98	1,22	0,68	1,69	1,68	0,50	0,83	0,04	0,35	0,71	0,06	-0,09	0,09	-0,34	0,03	-0,22
Total	98,1	100,2	98,1	98,5	99,1	100,9	98,7	100,9	101,0	98,9	98,7	98,7	98,6	99,1	99,5	100,3	98,7	98,8	99,2	99,2	98,3	98,0	98,0	100,9	99,5
Sc	26	26	26	26	27	28	25	26	27	26	26	25	27	26	24	25	23	25	26	24	25	24	25	25	25
V	224	228	227	213	238	234	209	238	241	242	244	219	228	226	201	201	196	225	223	202	229	220	225	229	225
Ba	305	315	314	304	336	313	252	301	305	290	257	231	220	232	271	253	251	244	238	247	266	263	285	270	280
Sr	593	613	633	630	661	682	758	720	695	725	717	694	667	673	789	794	739	720	710	752	798	779	753	773	773
Y	21	21	20	21	21	17	17	19	18	21	18	18	18	19	16	16	16	18	18	16	17	18	17	18	18
Zr	132	137	136	132	144	89	81	90	91	92	91	86	85	91	75	78	73	87	87	80	79	81	92	85	89
Cr	100	100	70	90	50	220	180	80	70	80	50	30	70	30	370	380	450	30	40	280	200	210	230	290	230
Co	32	30	26	32	27	33	43	33	32	33	31	31	31	32	41	40	41	35	34	36	31	32	34	34	34
Ni	50	50	20	50	20	80	80	50	50	50	40	30	30	20	170	170	200	30	30	100	80	80	80	100	90
Cu	80	80	70	80	80	70	60	70	70	70	70	60	60	60	70	60	70	60	60	50	80	80	80	80	80
Zn	90	90	80	80	90	80	80	90	90	90	90	80	80	80	70	80	70	80	80	80	70	70	80	80	160
Ga	18	18	18	18	19	19	19	21	21	21	20	18	17	18	18	19	14	17	16	14	17	17	18	17	17
Rb	13	13	13	13	15	8	9	9	9	9	9	9	8	9	9	9	11	10	9	10	10	9	12	9	11
Nb	7	7	7	5	6	8	3	3	5	5	3	3	2	3	3	3	2	2	2	2	5	5	6	4	5
Cs	0,6	0,6	0,6	0,6	0,7	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
La	22,7	23,1	22,6	20,5	22,1	15,8	12,5	13,4	14,6	14,1	13,6	12,5	12,8	13,1	12,5	12,2	11,3	13,0	12,6	12,5	14,4	16,3	17,7	14,4	17,6
Ce	48,1	49,3	47,9	45,7	48,9	34,1	27,9	31,1	32,2	32,5	31,3	30,9	30,5	31,5	29	29	26,5	31,6	30,8	30,2	31,5	35,1	39,0	31,7	37,1
Pr	5,9	6,1	5,9	5,8	6,0	4,5	3,9	4,1	4,4	4,3	4,2	4,01	4,15	4,11	3,88	3,71	3,6	4,1	3,9	4,0	4,1	4,7	5,0	4,2	4,7
Nd	24,0	24,9	23,6	24,0	25,3	19,4	16,9	17,9	19,2	18,6	18,4	17,2	17,3	17,2	16,7	16,3	14,9	17,0	17,0	17,1	17,6	19,3	21,0	18,0	20,0
Sm	5,1	5,2	5,0	5,1	5,4	4,3	3,5	4,0	4,1	4,2	4,2	3,8	3,8	3,8	3,9	3,9	3,4	3,9	3,7	3,8	3,9	4,3	4,6	4,0	4,4
Eu	1,5	1,5	1,5	1,5	1,6	1,3	1,2	1,2	1,3	1,3	1,3	1,3	1,37	1,36	1,25	1,28	1,2	1,3	1,3	1,3	1,2	1,3	1,4	1,3	1,3
Gd	4,7	4,6	4,7	4,6	5,0	3,8	3,4	3,6	3,9	3,9	3,8	3,4	3,4	3,3	3,6	3,6	2,9	3,3	3,2	3,2	3,8	3,9	4,3	4,0	3,9
Tb	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,7	0,6	0,6	0,6
Dy	4,2	4,0	4,0	4,1	4,4	3,1	2,9	3,3	3,4	3,3	3,4	3,6	3,8	3,5	3,2	3,2	3,0	3,5	3,4	3,4	3,2	3,5	3,7	3,4	3,4
Ho	0,8	0,8	0,8	0,8	0,9	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7
Er	2,5	2,3	2,4	2,3	2,5	1,9	1,8	2,0	2,0	2,1	2,0	2	2,1	2	1,9	1,8	1,7	2,1	2,0	1,9	1,8	2,0	1,9	2,0	2,0
Tm	0,4	0,3	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,29	0,3	0,29	0,28	0,26	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Yb	2,3	2,2	2,2	2,2	2,3	1,7	1,6	1,9	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	2	2	1,8	1,7	1,7	2,0	1,9	1,8	1,7	1,9	1,7	1,9
Lu	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,29	0,31	0,32	0,28	0,27	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Hf	2,6	2,6	2,8	2,8	2,9	2,0	1,8	2,0	2,1	2,0	2,1	2,1	2,1	2,1	2	2	1,8	2,1	2,0	2,0	1,7	1,9	2,0	1,8	1,9
Ta	0,4	0,3	0,3	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,1	0,2	0,2	0,2	2,2	0,2	0,2	0,5	0,5
Pb	9	10	10	8	8	9	6	7	7	7	7	6	6	6	7	7	6	6	6	7	7	7	8	10	8
Th	2,0	2,8	2,2	1,7	2,0	2,8	2,2	1,9	2,1	2,1	1,9	2	2,1	2,1	2,9	2,7	2,6	2,1	2,0	2,5	2,7	2,7	3,3	2,5	2,7
U	0,6	0,6	0,6	0,6	0,7	0,6	0,7	0,6	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6	0,8	0,7	0,7	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,6	0,7	0,7





Referencia		Hickey-Vargas et al., 2016																														
CEM	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	Hue	Hue	Hue	Hue	Hue	Hue	Cab	Cab	Cab	Cab	Cab	Cab	Cab	Cab	Cab	Cab	Cab	
Muestra	1401 94- 1*	1401 94-2	1401 94-3	1401 94-4	1401 94- 5A	1401 94- 5B	1401 94- 7a	1401 94- 7b	1201 94-3	SJ Sc 1104 A	SJ Sc 1104 B	SJ Sc 1104 C	SJ Sc 1104 E	SJ La 1104 H	1101 94-1	1101 94-2	1101 94- 3*a	1201 94-1	1201 94-2	1501 94-7	1501 04-4	1201 94- 4A	1201 94- 4B	1201 94- 4C	1201 94-5	1501 04- 1*	1501 94-2	1501 94-3	CB Sc 1208 A	CV Sc 1208 B	CB La 1208 C	
Gd	2,69	2,63		2,89	2,78	2,58	2,91	2,84	2,69	2,42	2,53	2,4	2,32	2,55	6,25	4,99	5,36	4,82	4,96	4,75			4,13		4,17	4,26	4,19	3,94	4,24	3,89	3,81	4,01
Tb	0,42	0,41		0,45	0,43	0,42	0,46	0,44	0,42	0,42	0,44	0,42	0,4	0,44	0,91	0,75	0,78	0,70	0,73	0,73			0,62		0,60	0,62	0,61	0,60	0,62	0,61	0,61	0,64
Dy	2,69	2,6		2,84	2,75	2,71	2,88	2,77	2,69	2,71	2,82	2,65	2,55	2,84	5,21	4,34	4,52	4,11	4,31	4,35			3,74		3,51	3,56	3,59	3,64	3,61	3,65	3,65	3,75
Ho	0,57	0,55		0,61	0,58	0,57	0,61	0,59	0,58	0,57	0,59	0,57	0,54	0,59	1,03	0,87	0,90	0,82	0,87	0,86			0,74		0,71	0,74	0,72	0,73	0,74	0,74	0,74	0,77
Er	1,53	1,51		1,66	1,58	1,56	1,65	1,63	1,59	1,58	1,64	1,52	1,47	1,63	2,77	2,36	2,41	2,26	2,36	2,32			1,99		1,95	1,97	1,9	2	2,01	1,96	1,99	2,09
Tm																																
Yb	1,52	1,48		1,63	1,62	1,57	1,6	1,66	1,55	1,45	1,47	1,4	1,35	1,47	2,63	2,28	2,34	2,22	2,24	2,29			1,97		1,91	1,9	1,84	1,99	1,9	1,78	1,77	1,82
Lu	0,23	0,23		0,26	0,25	0,24	0,24	0,25	0,24	0,22	0,24	0,22	0,21	0,23	0,41	0,35	0,36	0,34	0,35	0,35			0,30		0,30	0,30	0,28	0,31	0,30	0,28	0,28	0,28
Hf	1,51	1,46		1,58	1,47	1,5	1,6	1,56	1,5	1,36	1,45	1,35	1,27	1,41	4,25	3,42	3,5	3,05	3,28	3,44			2,54		2,33	2,42	2,38	2,42	2,43	2,2	2,25	2,27
Ta	0,08	0,08		0,09	0,09	0,08	0,09	0,10	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,08	0,51	0,38	0,41	0,35	0,37	0,38			0,21		0,18	0,18	0,17	0,18	0,18	0,2	0,19	0,18
Pb	4,7	4,31		4,9	4,55	4,31	5,19	5,51	5,52	3,98	4,18	3,98	3,81	3,97	11,4	10,0	9,45	8,33	8,89	9,13			7,56		7,36	7,73	7,46	7,44	7,74	6,6	6,57	6,8
Th	0,7	0,64		0,66	0,62	0,61	0,72	0,74	0,67	0,63	0,66	0,61	0,57	0,6	3,18	2,19	3,01	1,79	2,01	1,99			2,72		2,51	2,74	2,73	1,99	2,7	2,53	2,53	2,66
U	0,26	0,23		0,25	0,22	0,22	0,26	0,26	0,24	0,25	0,25	0,23	0,22	0,23	0,89	0,64	0,81	0,54	0,61	0,60			0,73		0,68	0,73	0,74	0,56	0,74	0,7	0,7	0,73

SOLO USO

Referencia	Durán, 2019										
	Lizán	Lizán	Lizán	Lizán	Lizán	Lizán	Lizán	Huililco	Huililco	Huililco	Huililco
CEM	LLZ-08	LLZ-11	LLZ-12	LLZ-13	LLZ-14	LLZ-15	LLZ-16	HUI-01	HUI-02	HUI-03	HUI-04
Muestra	Tefra	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Tefra	Lava	Lava
Material	Tefra	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Tefra	Lava	Lava
SiO <sub>2</sub>	51,1	51,55	51,69	52,35	53,71	53,43	54,06	51,08	50,09	51,2	50,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,07	16,98	17	16,99	16,72	16,87	16,69	17,44	17,07	17,2	17,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	8,91	8,87	8,68	8,37	8	8,12	7,93	9,38	9,43	9,52	9,52
MnO	0,15	0,15	0,15	0,14	0,14	0,14	0,14	0,15	0,15	0,15	0,16
MgO	7,17	7,19	6,99	6,31	6,26	6,26	6,08	6,4	8,36	6,78	6,85
CaO	10,83	10,71	10,49	8,91	9,44	9,33	9,18	9,23	9,38	9,05	9,04
Na <sub>2</sub> O	2,6	2,63	2,75	3,04	3,08	3,15	3,2	3,38	2,89	3,29	3,26
K <sub>2</sub> O	0,71	0,74	0,83	1,15	1,15	1,17	1,21	1,24	0,9	1,19	1,17
TiO <sub>2</sub>	0,75	0,76	0,75	0,76	0,74	0,75	0,75	1,19	0,98	1,13	1,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,13	0,13	0,13	0,14	0,15	0,15	0,35	0,27	0,35	0,33
LOI											
Sc	30	31	30	27	27	27	26	26	26	26	26
V	219	219	209	183	192	189	190	223	207	219	215
Ba	238	239	271	308	324	350	323	349	282	392	326
Sr	562,3	490,9	592,6	491,7	513,4	515,8	541,9	569,3	524	563,6	567,1
Y	14,5	13,7	16,1	17,3	17,8	17	18,4	22,7	19,6	22,1	22,4
Zr	74	75,7	86	122,5	110,4	115,7	120,8	137,7	106,2	129,3	133,3
Cr	177,9	164,2	164,2	150,5	143,7	143,7	136,8	164,2	294,2	177,9	184,7
Co	36,3	35,8	31,9	31,4	27,4	29,5	29	31,5	39,3	33,9	33,9
Ni	54	52	50	49	49	47	45	65	134	81	82
Cu	53,5	52,5	58,1	61,4	53,5	45,6	36,1	38,6	35,3	41,5	38,1
Zn	33	34	40	32	28	29	29	53	36	53	44
Ga	16,3	15,8	15,8	17,2	14,7	15,9	17,2	16,3	17,1	16,2	16,7
Rb	15,3	15,2	18,4	25,7	24,1	25,9	25,7	27,8	20,8	28,4	27,5
Nb	2,8	3,8	3	4,4	3,8	3,8	5,7	9	5,3	8,4	7,9
Cs	1,2	1,1	1,3	1,3	1,7	1,8	1,5	1,3	0,9	1,2	1
La	10,7	10,7	11,6	13,5	14,5	14,8	13,6	19,1	14,6	21,2	17,2
Ce	21,6	22,6	23	28,3	30,8	31,5	29,3	40,4	30,9	42,4	36,3
Pr	2,91	2,81	2,94	3,38	3,61	3,81	3,81	5,22	3,72	5,29	5,06
Nd	12,4	12,3	12,8	16	16,1	17,3	16,8	22,6	17,7	23,3	22,9
Sm	2,84	2,93	3,29	3,65	3,32	3,66	3,48	4,57	3,72	4,67	4,78
Eu	0,97	0,94	1,03	1,05	0,99	1,05	1,04	1,49	1,24	1,39	1,32
Gd	3,06	2,98	3,13	3,47	3,32	3,61	3,48	4,94	3,96	4,64	4,7
Tb	0,47	0,46	0,49	0,53	0,55	0,56	0,55	0,72	0,6	0,71	0,68
Dy	2,81	2,64	2,93	3,36	3,25	3,34	3,19	4,09	3,55	4,41	3,9
Ho	0,55	0,64	0,6	0,71	0,67	0,67	0,7	0,84	0,73	0,85	0,82
Er	1,61	1,62	1,77	2,15	2,1	2,05	2,13	2,5	2,13	2,56	2,38
Tm	0,22	0,24	0,24	0,32	0,28	0,3	0,3	0,35	0,29	0,33	0,33
Yb	1,54	1,65	1,7	2	1,79	1,97	1,93	2,37	1,99	2,21	2,06
Lu	0,27	0,26	0,27	0,33	0,3	0,31	0,33	0,32	0,29	0,35	0,32
Ta	0,2	0,1	<0,1	0,3	0,2	0,2	0,3	0,5	0,3	0,4	0,4
Pb	2,5	2,4	3,4	3,2	3,3	3,2	1,8	1,8	1,5	1,7	1,9
Th	4,1	4,8	4,4	5,6	5,4	5,1	5	3,3	2,6	3,4	3,4
U	1,3	1,3	1	1,8	1,5	1,4	1,4	1	0,5	0,9	1