



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



**INYECCIONES MÁFICAS EN UN MUSH CRISTALINO:
IMPLICANCIAS PARA LA HISTORIA VOLCÁNICA DEL
VOLCÁN LANÍN (39,7°S/71,5°W).**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Vicente Ignacio Contreras Higuera

Profesor Guía: Dr. Osvaldo González Maurel
Profesional Co-Guía: Gabriela Guzmán Marusic
Profesora comisión: Dra. Verónica Oliveros Clavijo

Concepción, 2024

Dedicado a Joaco.

ÍNDICE

Página

RESUMEN

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Planteamiento del problema	1
1.2. Objetivos	3
1.2.1. <i>Objetivo General</i>	3
1.2.2. <i>Objetivos Específicos</i>	3
1.3. Hipótesis	3
1.4. Trabajos anteriores	4
1.5. Agradecimientos	5
2. MARCO GEOLÓGICO	6
2.1. Marco geológico regional	6
2.1.1. <i>Zona volcánica sur</i>	6
2.2. Marco geológico local	7
2.2.1. <i>Zona volcánica sur central</i>	7
2.2.2. <i>Lineamiento volcánico Villarrica-Quetrupillán-Lanín</i>	7
2.2.3. <i>Zona de falla Mocha-Villarrica</i>	8
2.3. Volcán Lanín	8
2.3.1. <i>Actividad holocena</i>	9
2.3.2. <i>Geoquímica de unidades holocenas</i>	11
2.3.3. <i>Condiciones pre-eruptivas de unidades holocenas</i>	12
3. METODOLOGÍA	13
3.1. Selección de muestras	13
3.2. Petrografía	13
3.3. Geoquímica de roca total	13
3.4. Microsonda electrónica (EMPA)	13
3.5. Termobarometría	14
3.5.1. <i>Termobarometría clinopiroxeno-líquido</i>	14
3.5.1.1. <i>Tratamiento de la base de datos</i>	15
3.5.1.2. <i>Iteración del método</i>	16
3.5.2. <i>Termobarometría plagioclasa-líquido</i>	17
3.5.2.1. <i>Tratamiento de la base de datos</i>	17
3.5.2.2. <i>Iteración del método</i>	17
3.5.3. <i>Termobarometría olivino-líquido</i>	17
3.5.3.1. <i>Tratamiento de la base de datos</i>	18
3.5.3.2. <i>Iteración del método</i>	18
4. RESULTADOS	19
4.1. Petrografía	19
4.1.1. <i>LAN-01</i>	19
4.1.2. <i>LAN-02</i>	19
4.1.3. <i>LAN-03</i>	21
4.1.4. <i>LAN-04</i>	21
4.2. Geoquímica de roca total	26

4.3. Geoquímica mineral	31
4.3.1. <i>Plagioclasa</i>	31
4.3.2. <i>Olivino</i>	35
4.3.3. <i>Clinopiroxeno</i>	36
4.4. Termobarometría	38
4.4.1. <i>Termobarometría clinopiroxeno-líquido</i>	39
4.4.2. <i>Termobarometría plagioclasa-líquido</i>	40
4.4.3. <i>Termobarometría olivino-líquido</i>	41
5. DISCUSIÓN	42
5.1. Geoquímica de las lavas holocenas	42
5.2. Condiciones de cristalización	43
5.3. Inyecciones máficas: muestras básicas que representan el último evento eruptivo	45
5.4. Plagioclasas: trazadoras de la interacción entre dos fundidos	49
5.5. Modelo petrogenético	50
6. CONCLUSIÓN	53
7. REFERENCIAS	55
8. ANEXOS	62

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura		Página
1.	1. Mapa de Chile con la ubicación del área de estudio	1
1.	2. Ubicación de los volcanes Villarrica, Quetrupillán y Lanín junto con las principales estructuras de la zona	2
2.	1. Subsegmentos de la Zona Volcánica Sur de los Andes chilenos	6
2.	2. Subunidades que componen la Unidad 4 del volcán Lanín	10
2.	3. Modelo de la evolución de las lavas bimodales de Holoceno del volcán Lanín	12
4.	1. Microfotografía de las secciones delgadas	20
4.	2. Contacto entre masa fundamental hipocristalina y masa fundamental holohialina	22
4.	3. Microfotografía de las secciones delgadas	23
4.	4. Microfotografías de la diversidad textural de los olivinos de la muestra LAN-04	24
4.	5. Microfotografías que muestran la diversidad textural de las plagioclasas de la muestra LAN-04	25
4.	6. Diagrama TAS de muestras holocenas del volcán Lanín	26
4.	7. Diagramas Harker de elementos mayores v/s SiO ₂	27
4.	8. Diagrama multi-elemento	28
4.	9. Diagrama de REE	29
4.	10. Variaciones de elementos traza en relación con el contenido de sílice	30
4.	11. Diagrama de ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr v/s ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd de datos isotópicos del volcán Villarrica, Quetrupillán y Lanín	31
4.	12. Diagrama ternario de plagioclasa e histograma de frecuencia de An (%)	32
4.	13. Perfiles intracrystalinos de la Familia 1 de plagioclasa	33
4.	14. Perfiles intracrystalinos de la Familia 2 de plagioclasa	34
4.	15. Perfiles intracrystalinos de la Familia 3 de plagioclasa	35
4.	16. Histograma de frecuencia de Fo (%)	36
4.	17. Línea de composición de olivinos	36
4.	18. Perfiles intracrystalinos de olivino	37
4.	19. Cristales de clinopiroxeno dentro de la masa fundamental	38
4.	20. Clasificación de piroxenos e histograma de #Mg	38
5.	1. Variaciones de ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	42
5.	2. Diagramas de densidad de datos de temperaturas y profundidades	45
5.	3. Diagramas de Rhodes de olivino y clinopiroxeno	48
5.	4. Modelo petrogenético	52

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla

4.	1.	Modelos termobarométricos	39
----	----	---------------------------------	----

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo		Página
1	Tabla de abundancia de óxidos mayores (wt%) de las muestras	62
2	Tabla de abundancia de elementos traza (wt%) de las muestras	62
3	Tabla de datos isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ v/s $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	62
4	Tabla de abundancia de óxidos mayores (wt%) en cristal LAN-04-PIC1	63
5	Tabla de abundancia de óxidos mayores (wt%) en cristal LAN-04-PIC2	63
6	Tabla de abundancia de óxidos mayores (wt%) en cristal LAN-04-PIC3	64
7	Tabla de abundancia de óxidos mayores (wt%) en cristal LAN-04-PIC4	64
8	Tabla de abundancia de óxidos mayores (wt%) en cristal LAN-04-PIC5	65
9	Tabla de abundancia de óxidos mayores (wt%) en cristal LAN-04-PIC6	65
10	Tabla de abundancia de óxidos mayores (wt%) en cristal LAN-04-PIC7	65
11	Tabla de abundancia de óxidos mayores (wt%) en cristales de olivino	66
12	Tabla de abundancia de óxidos mayores (wt%) en cristales de clinopiroxeno	67

RESUMEN

El volcán Lanín es un estratovolcán predominantemente efusivo ubicado en la Zona Volcánica Sur de los Andes (39,7°S/ 71,5°W) al extremo SE de la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín. Sus lavas holocenas se caracterizan por abarcar un amplio rango composicional que varía desde basáltico a traquítico. Morgan *et al.* (2024) establecieron un modelo petrogenético para este volcán, el cual habría evolucionado en dos fases. La fase inicial se caracteriza por la erupción de magmas máficos y formación de un reservorio a 6.5-15 km de profundidad de tipo *crystal mush* desde un fundido de composición BAT (basalto, andesita, traquiandesita basáltica). La segunda y última fase se caracteriza por la erupción de magmas más evolucionados, derivados de un fundido residual traquítico enriquecido en cristales por la disgregación del *crystal mush*; disgregación que ha sido interpretada como consecuencia de inyecciones máficas tardías en el reservorio. Este trabajo aporta un análisis petrográfico detallado, nuevos datos geoquímicos e isotópicos, y perfiles intracrystalinos de las distintas fases minerales presentes en rocas de composición traquiandesítica basáltica representativas de las inyecciones máficas tardías. Estas rocas se distinguen por su alta cristalinidad (~46 vol%), presencia de fenocristales con marcadas texturas de desequilibrio y una composición mineralógica consistente con interacciones entre dos magmas de distinta composición. El modelo termobarométrico propuesto evidencia un sistema polibárico con un reservorio somero (1,2-10 km) y otro profundo (19-25,3 km). Así, las inyecciones máficas provenientes de este último, habrían interactuado con el reservorio somero provocando una desintegración del *crystal mush* originando las muestras primitivas altamente cristalinas, la gran diversidad textural y composicional dentro de sus fases cristalinas, y las exuberantes texturas de desequilibrio características de las muestras representativas de estas inyecciones. Este estudio redefine el modelo evolutivo ya propuesto del volcán Lanín al incluir una etapa adicional que resalta el papel crucial de las inyecciones máficas en la evolución del sistema magmático.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del problema

El volcán Lanín es un estrato volcán compuesto predominantemente efusivo, ubicado en la zona fronteriza andina de Chile y Argentina, en la región de La Araucanía, a 38 km de la localidad de Currarehue por la ruta CH-119 en dirección al paso fronterizo Mamuil Malal (Figura 1.1). Pertenece a la Zona Volcánica Sur de los Andes ($39,7^{\circ}\text{S}/71,5^{\circ}\text{W}$) encontrándose al extremo SE de la cadena volcánica Villarica-Quetrupillán-Lanín (VQL). Su estratigrafía volcánica contempla principalmente 4 unidades de edades pleistocenas a holocenas, las cuales se componen de flujos de lava basálticos, andesíticos y dacíticos, además de depósitos piroclásticos predominantemente dacíticos (Balbis *et al.*, 2022; Lara *et al.*, 2004).

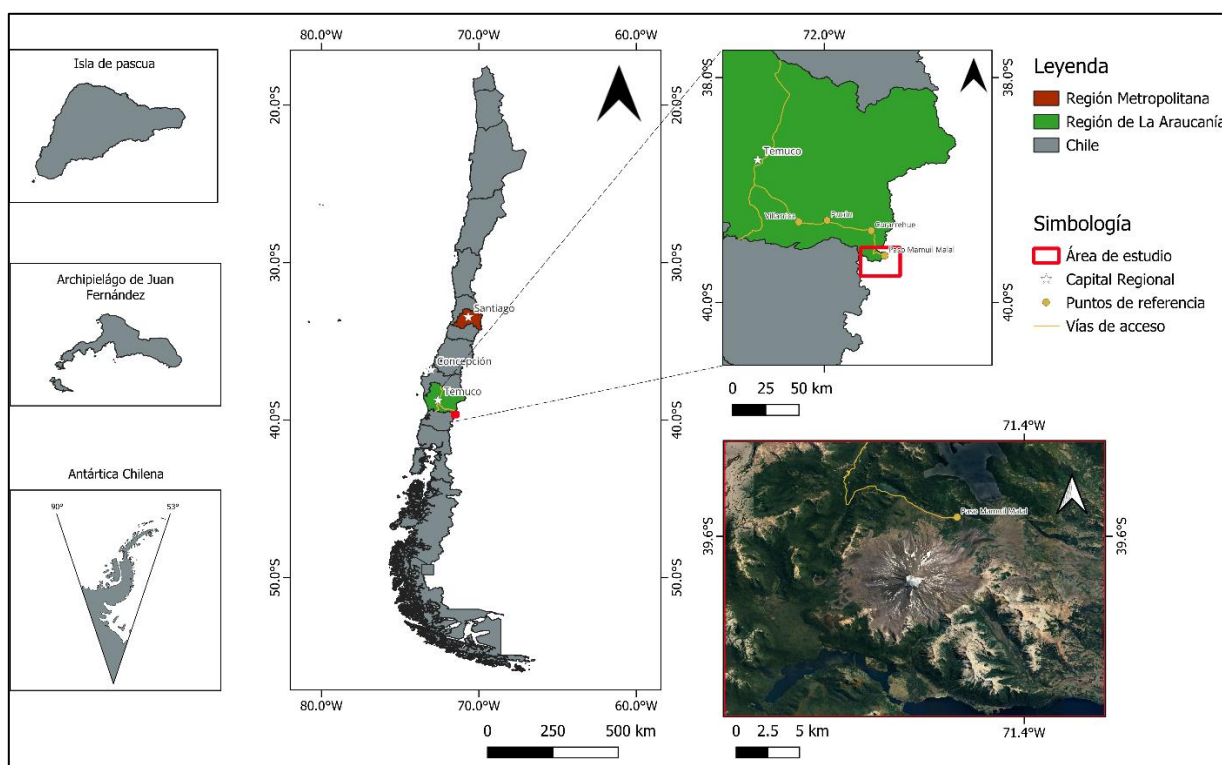


Figura 1.1: Mapa de Chile con la ubicación del área de estudio.

Al oeste del volcán Lanín se pueden encontrar dos importantes estructuras de orientación N-NNE: en el sector más occidental, la traza principal del sistema de fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO) y más hacia el este la falla Reigolil-Pirihueico. Además, existe una anisotropía pre-Andina denominada zona de falla Mocha-Villarrica (ZFMV) de orientación NW-SE que coincide con la traza de la cadena volcánica VQL, la cual tiene una fuerte influencia sobre las erupciones ocurridas en el

Holoceno (Figura 1.2) (Balbis *et al.*, 2022). Los productos de estas erupciones más recientes se caracterizan por tener un carácter bimodal que abarcan un rango composicional que varía desde basáltico a traquítico (Morgan *et al.*, 2024).

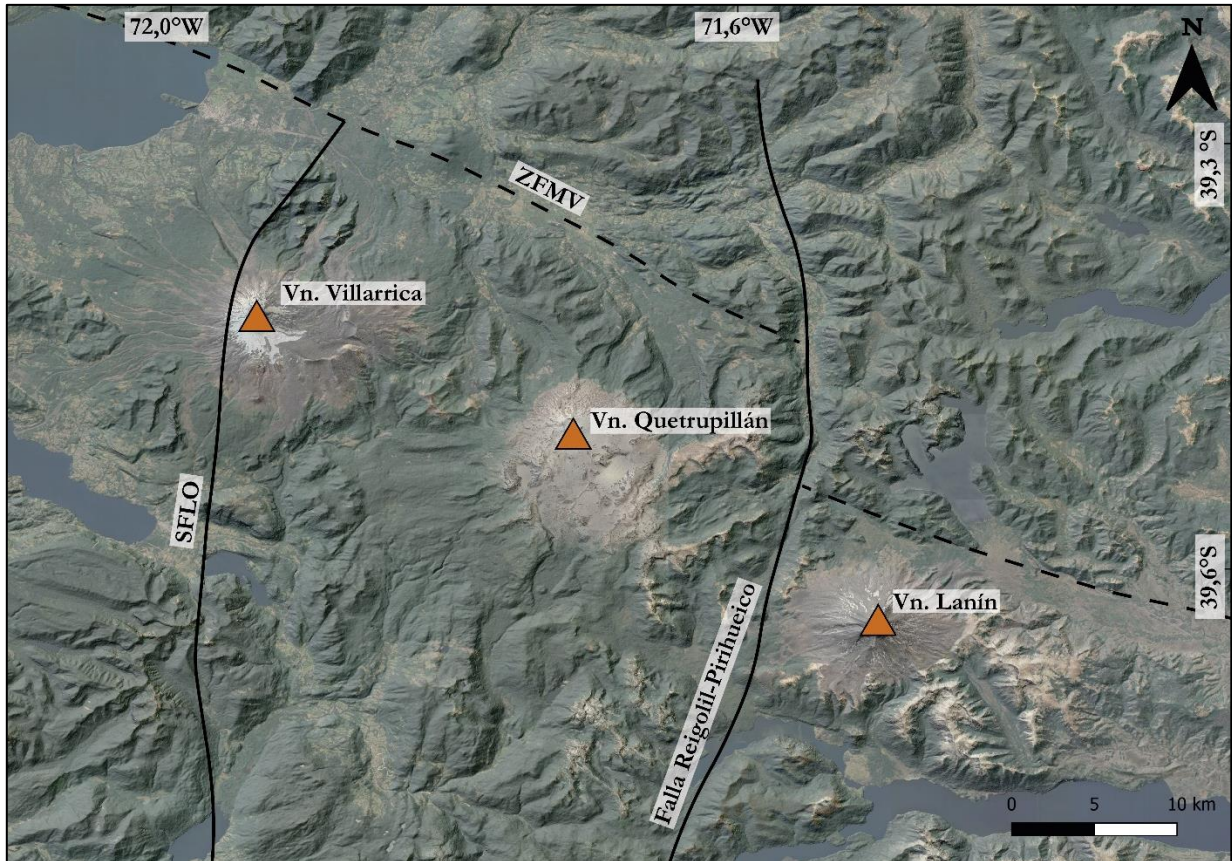


Figura 1.2: Ubicación de los volcanes Villarrica, Quetrupillán y Lanín junto con las principales estructuras de la zona. La ubicación de las estructuras está basada en Balbis *et al.* (2022).

En el trabajo de Morgan *et al.* (2024) se propone la evolución del reservorio magmático bimodal que dio origen a las lavas holocenas del volcán Lanín, donde se plantea que estas provienen de una cámara magmática única que evolucionó en dos etapas principales: (1) el desarrollo de un *crystal mush* a través de cristalización fraccionada y una erupción relacionada a un fundido de composición BAT (basalto, andesita y traquiandesita basáltica), y (2) la existencia de un fundido residual de composición traquítica que sufrió la intrusión de un magma más máfico que generó un calentamiento del magma residual y una disgregación del *crystal mush*. A pesar de esto, se han encontrado algunas muestras de composición máfica que presentan una excelsa cristalinidad de ~46 vol% que contienen, en orden de abundancia, cristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno; fenocristales que presentan una alta diversidad de texturas de desequilibrio exhibiendo texturas

sieve, embahiamientos, eventos de reabsorción interna y bordes de reacción. Estas características dificultan la vinculación de estas muestras a la primera etapa eruptiva del volcán Lanín, sugiriendo un origen más bien posterior al desarrollo del *crystal mush* con señales de haber experimentado procesos como mezcla de magmas. De esta manera, estas muestras de carácter máfico podrían estar representando las inyecciones máficas descritas en la segunda fase eruptiva, causantes del calentamiento del magma residual y consecuentemente de las erupciones traquíticas.

En este trabajo se presenta un análisis petrográfico detallado, junto con nuevos datos geoquímicos, isotópicos y termobarométricos de los productos volcánicos del volcán Lanín, con el objetivo de identificar y describir el origen de estos productos máficos, y la interacción que estos tuvieron con los magmas residuales traquíticos de la segunda fase eruptiva.

1.2. Objetivos

1.2.1 Objetivo General

Determinar el origen de las muestras máficas altamente cristalinas del volcán Lanín y comprender su rol dentro de la evolución magmática de este centro eruptivo.

1.2.2 Objetivos específicos

- Identificar las fases minerales y texturas que se encuentran en las lavas del Holoceno del volcán Lanín.
- Caracterizar petrográficamente las muestras holocenas del volcán Lanín.
- Caracterizar geoquímicamente las diferentes fases minerales contenidas en las lavas del Holoceno.
- Proponer un modelo del reservorio magmático del volcán Lanín.

1.3. Hipótesis

Actualmente, el modelo evolutivo de las erupciones holocenas del volcán Lanín estipula que estas se dividen en dos fases; una inicial caracterizada por la erupción de magmas de carácter máfico desde un reservorio tipo *crystal mush* conteniendo un fundido de composición BAT (basáltica, andesítica, traquiandesítica basáltica); seguida de una última fase, caracterizada por erupciones de magmas más evolucionados, derivados de un fundido residual traquítico enriquecido en cristales

por la disgregación del *crystal mush*; disgregación que ha surgido como consecuencia de inyecciones máficas tardías en el reservorio (Morgan *et al.*, 2024). Muestras de composición traquiandesítica basáltica muestran una resaltante cristalinidad (~46 vol%) y variadas texturas de desequilibrio dentro de sus fases minerales (plagioclasas, olivinos y piroxenos), por lo que se espera que estas sean representantes de las inyecciones máficas tardías que se encargaron de gatillar las erupciones traquíticas de la última fase. De esta manera, la última fase eruptiva caracterizada por erupciones traquíticas, también habría sido acompañada de erupciones de carácter más máfico.

1.4. Trabajos anteriores

Hickey-Vargas *et al.* (1989) realizaron una comparación de las características geoquímicas de los volcanes Villarrica, Quetrupillán y Lanín, donde se analizan datos isotópicos, de elementos mayores y traza.

Lara (2004) realizó la cartografía del volcán Lanín incluyendo una descripción detallada de las unidades geológicas reconocidas en este.

Lara *et al.* (2004) realizaron un análisis morfoestructural y correlaciones cronoestratigráficas para definir la sucesión volcanoestratigráfica del volcán Lanín. Caracterizó las diferentes unidades incluyendo datos geoquímicos y se describieron los mecanismos eruptivos y la evolución magmática. También se hace una evaluación de los riesgos asociados del volcán.

Fennell *et al.* (2014) realizó una descripción de los depósitos de la ladera oriental en territorio argentino donde se identifican depósitos de lahares, de flujos de lava y flujos piroclásticos.

Balbis *et al.* (2022) presentó una caracterización de los respiraderos ubicados en los flancos NE, E y SW del volcán Lanín, y de sus depósitos producidos en las erupciones más recientes. Además, realizó un análisis de la distribución de estos respiraderos para evaluar las anisotropías del basamento que pudieron haber controlado la ubicación y orientación de estos.

Morgan *et al.* (2024) llevó a cabo un estudio petrográfico, geoquímico, mineraloquímico y termobarométrico de las lavas eruptadas durante el Holoceno, lo que le permite proponer un

modelo evolutivo de estas que implica procesos de creación de un *crystal mush*, el desarrollo de un líquido residual, mezcla de magmas, etc.

1.5 Agradecimientos

En primer lugar, agradecer al proyecto FONDECYT Regular 1240153 que financió este trabajo, al profesor Osvaldo por su paciencia, confianza, su guía a lo largo de todo el proceso de investigación, así como también su ayuda y motivación brindada para seguir el camino de la academia. A Gabriela Guzmán, por sus correcciones y sugerencias a pesar de la distancia. También agradecer a todas las personas del DCT por todo el conocimiento y ayuda brindada a través de los años.

A todas las personas que se han cruzado en mi camino dejando un aprendizaje, a los conocidos que han aportado con anécdotas en mi vida, y a mis amigos por todos los buenos momentos vividos dejando afables recuerdos dentro de mí. Finalmente, a mi familia por todo su amor y apoyo incondicional a lo largo de la vida, por incitarme a abrir mis alas sin ataduras y por darme las herramientas adecuadas para llevar una vida plena.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. Marco geológico regional

2.1.1. Zona volcánica sur

La Zona Volcánica Sur de los Andes chilenos (ZVS) se extiende desde 33°S hasta 46°S (Figura 2.1), encontrándose delimitada en la parte norte por un cese en el volcanismo, que coincide con la transición a la zona de subducción plana pampeana y la subducción de la dorsal de Juan Fernández, y en la parte sur por la subducción de la dorsal de Chile en el punto triple chileno (Völker *et al.*, 2011). Su configuración tectónica se encuentra caracterizada por una convergencia ligeramente oblicua dextral entre la placa de Nazca y Sudamericana a una tasa de 7-9 cm/año (Cembrano & Lara, 2009). La corteza experimenta un adelgazamiento desde 55 km en la parte norte hasta <35 km en la parte sur del segmento, presentando un basamento que consiste en rocas plutónicas y metasedimentarias del Paleozoico medio al Cenozoico (Hickey-Vargas *et al.*, 2016). Este segmento consta de más de 60 volcanes cuaternarios, 3 sistemas de caldera y numerosos centros eruptivos menores (Stern, 2004).

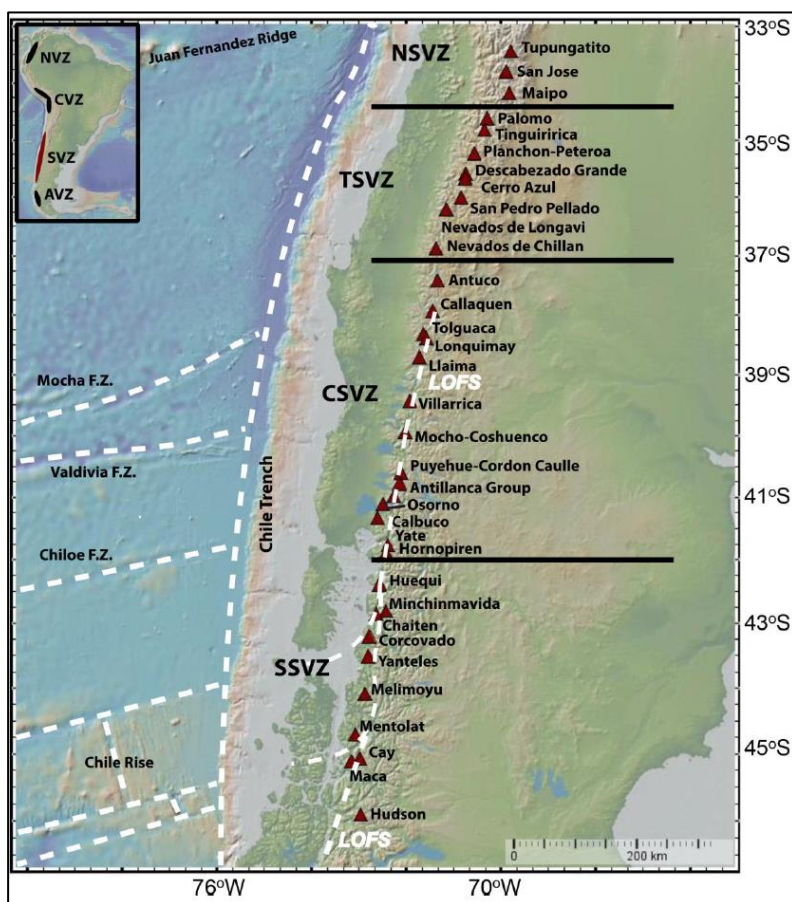


Figura 2.1: Subsegmentos de la Zona Volcánica Sur de los Andes chilenos. Extraído de Hickey-Vargas *et al.* (2016).

Un rasgo característico de este segmento es el sistema de fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO), el cual es una estructura cortical con una cinemática transpresional dextral desde al menos el Mioceno medio. A lo largo de esta estructura se encuentran distribuidos estratovolcanes y centros eruptivos menores de composición basáltica a andesítica de afinidad calcoalcalina a toleítica emplazados en estrecha relación genética a esta zona de falla (Tassara & Yañez, 2003). Cembrano & Lara (2009) sugieren que las fallas maestras de SFLO posiblemente atraviesan la litosfera y conectan cámaras magmáticas o incluso la cuña astenosférica con la superficie.

En base a las características geoquímicas de las rocas volcánicas, la ZVS ha sido subdividida en 4 segmentos los cuales corresponden al segmento norte (33°-34,5°S ZVSN), transicional (34,5°S-37°S, ZVST), central (37°S-41,5°S, ZVSC) y sur (41,5°S-46°S ZVSS) (Figura 2.1) (López-Escobar *et al.*, 1995).

2.2. Marco geológico local

2.2.1. Zona volcánica sur central

La Zona Volcánica Sur Central corresponde a un sub-segmento de la Zona Volcánica Sur ubicado entre las latitudes 37°S y 41,5°S. Esta zona consiste en una serie de basaltos a riolitas con una predominancia de basaltos y andesitas basálticas. En esta provincia son comunes los lineamientos NE y NW de estratovolcanes compuestos (e.g., Tolhuaca-Lonquimay, Villarrica-Quetrupillán-Lanín, Pullehue-Cordón Caulle, Llama-Sierra Nevada, Antuco-Sierra Velluda, Osorno-Puntiagudo), mientras que lineamientos NNE son observados entre centros eruptivos menores tal como es el caso de Carburgua (cinco centros; 39,2°S), Huelemolle (tres centros; 39,2°S) y Anticura (cuatro centros; 40,6°S) (López-Escobar *et al.*, 1995; Cembrano & Moreno, 1994). Al sur de los 38°S, la mayor parte del basamento se encuentra conformado por plutones del batolito Patagónico del Mesozoico/Cenozoico, junto con rocas metamórficas de bajo grado (Cembrano & Lara, 2009; Herve *et al.*, 2007).

2.2.2. Lineamiento volcánico Villarrica-Quetrupillán-Lanín

Corresponde a una cadena volcánica oblicua a la fosa de subducción con una dirección NW-SE, la cual es influenciada por zonas de debilidad cortical y zonas de fallas de escala cortical (Balbis *et al.*, 2022; Lupi *et al.*, 2019). Esta cadena se encuentra ubicada aproximadamente a 39,5°S con un

rumbo de N50°W, tiene una longitud de 60 km y está conformada por los volcanes Villarrica, Quetrupillán y Lanín, comprendiendo también 5 volcanes pleistocenos altamente erodados, junto con más de 20 volcanes monogenéticos (Lara *et al.*, 2004). Se encuentra interceptada por dos fallas de tendencia N-NNE, que están distribuidas al oeste del volcán Lanín: la más occidental corresponde SFLO y la más oriental a la falla Reigolil-Pirihueico ubicada justo al oeste del volcán Lanín (Balbis *et al.*, 2022). Estos lineamientos mayores, están representados por grupos de fallas inversas y transcurrentes que describen ejes de acortamiento aproximadamente NE-SW, compatibles con un régimen transpresivo dextral. De esta manera, ambas estructuras, junto a sus subsidiarias, forman parte, a escala regional, de un sistema estructural mayor de intraarco (Lara & Moreno, 2004; Lavenu *et al.*, 1997; Lavenu & Cembrano, 1999). Las rocas volcánicas de los estratovolcanes Villarica-Quetrupillán- Lanín muestran una composición geoquímica variable con tendencia basáltica-dacítica y, en algunos casos, pueden presentar una composición riolítica.

2.2.3. Zona de falla Mocha-Villarrica

El lineamiento volcánico VQL se encuentra sobre la zona de falla Mocha-Villarrica, una estructura pre-andina que tiene una tendencia NW-SE y data del Paleozoico al Triásico (Balbis *et al.*, 2022; Melnick *et al.*, 2003). Esta se extiende desde la fosa (Isla Mocha) hasta el territorio argentino, limitando el borde norte de la cuenca Collón-Cura (Melnick *et al.*, 2003). A través de ella se observa un marcado cambio en el nivel de erosión: Al sur de la zona de falla Mocha-Villarrica, las partes más profundas del arco magmático están expuestas, mientras que, al norte de esta, aún se conservan rocas de cobertura volcano-sedimentarias del Mesozoico-Cenozoico (Hackney *et al.*, 2006). Esta estructura corta y desplaza lateralmente el sistema de fallas Liquiñe-Ofqui unos km hacia el oeste, lo que indica un movimiento sinistral (Held *et al.*, 2016). Morgado *et al.* (2015) establece que la existencia de la zona de falla Mocha-Villarrica, sumado a las características tectónicas de la zona y a la sobrecarga ejercida por el volcán Villarrica, promueve el desarrollo de una cámara magmática somera en este.

2.3. Volcán Lanín

El volcán Lanín (39,7°S/ 71,5°W) es un estratovolcán compuesto activo que forma parte de la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín en los Andes del sur. Se encuentra situado en la zona fronteriza de la cordillera de los Andes de la región de La Araucanía, ocupando tanto territorio

chileno como argentino. El edificio volcánico tiene una altitud máxima de 3776 ms.n.m., se encuentra 2500 m sobre el nivel de suelo circundante y sus productos cubren una superficie de 220 km² con un volumen de 180 km³ (Lara, 2004).

El basamento del volcán Lanín constituye un bloque estructural elevado, ~900 metros más alto que la base de los volcanes occidentales Villarrica y Quetrupillán. Este bloque está delimitado al oeste por la falla Reigolil-Pirihueico. La composición del basamento del volcán Lanín incluye gneises, plutones félsicos y secuencias volcanoclásticas. Las rocas metamórficas tienen protolitos del Precámbrico, y el último evento metamórfico regional data del Paleozoico tardío según métodos K-Ar. Sobre estas rocas se encuentra una secuencia homoclinal volcanoclástica del Jurásico tardío-Cretácico temprano, conocida como la Formación Curarrehue (Lara & Moreno, 2004; Aguirre & Levi, 1964). Esta unidad volcano-sedimentaria está atravesada por plutones tonalíticos de aproximadamente 100 millones de años del Batolito Norpatagónico (BNP), situados a ambos lados de la falla Reigolil-Pirihueico. En las alturas mayores, las unidades mesozoicas están cubiertas por una fina secuencia pliocena de lavas, tobas y domos de 5 millones de años (Lara *et al.*, 2004).

De acuerdo con el estudio de Lara (2004) se han podido identificar cuatro unidades evolutivas que forman parte de la construcción de dos edificios volcánicos. La primera unidad se encuentra conformada por los restos de un edificio volcánico ancestral cuyo origen se remonta probablemente al Pleistoceno medio. La segunda unidad constituye la base del estratovolcán moderno, cuya primera fase de construcción comenzó en el Pleistoceno medio y finalizó en el Pleistoceno superior tardiglacial. Una significativa fase erosiva, relacionada con el último avance glacial del Pleistoceno, separa esta sección basal de la tercera unidad, cuyas lavas postglaciales forman el núcleo del edificio moderno. Finalmente, durante el Holoceno, numerosas coladas de lava y algunos depósitos piroclásticos, emitidos tanto del cono central como de los centros adventicios, conforman la unidad 4 del Lanín la cual completó la construcción del estratovolcán actual.

2.3.1. Actividad holocena

La parte superior del volcán Lanín está formada por las subunidades postglaciares agrupadas en la unidad 4 del Lanín, la cual se compone de múltiples flujos de lava y depósitos piroclásticos (Figura 2.2).

Gran parte del edificio volcánico, principalmente el flanco oeste y sur, está cubierto por un extenso terreno de los “basaltos Momolluco” (Lara *et al.*, 2004). En el flanco norte del volcán Lanín se encuentra expuesta la “dacita Mamuil Malal”, la cual corresponde a un flujo de lava dacítico (62 SiO₂ wt. %), cuyo domo alimentador se ubica en la cumbre actual del volcán. Este domo, junto con sus respectivas lavas en bloque tienen un volumen estimado de 0.45 km³. El crecimiento y colapso parcial del domo habrían causado el emplazamiento de un depósito de flujo “*block and ash*” en el frente de lava. En este mismo flanco norte también se hallan expuestos los “basaltos Quillehue”, correspondientes a extensos campos basálticos compuestos por flujos de lava pahoehoe emitidos desde un área en la ladera del volcán a unos 2600 ms.n.m (Lara *et al.*, 2004).

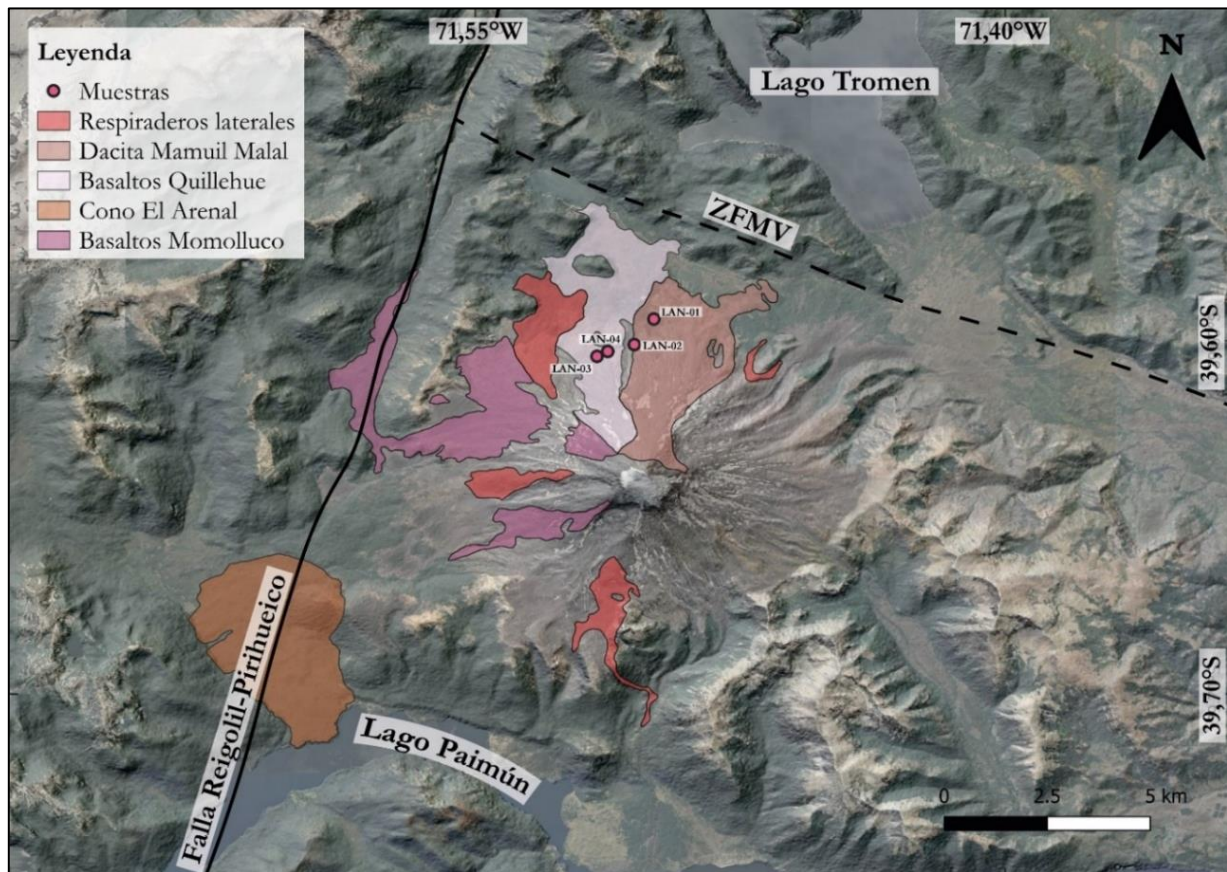


Figura 2.2: Subunidades que componen la Unidad 4 del volcán Lanín. Respiraderos laterales propuestos por Lara *et al.* (2004). Muestras situadas de este estudio. Modificado de Balbis *et al.* (2022).

La unidad 4 del Lanín también incluye algunos depósitos piroclásticos discretos, que se apilan como sucesiones intercaladas de depósitos de flujo y caída de cenizas de los volcanes Lanín y Quetrupillán (Lara *et al.*, 2004).

Sumado a lo anterior, Lara *et al.* (2004) reconocen cuatro erupciones holocenas en los flancos del volcán Lanín, las cuales han sido descritas en los flancos norte, sur y oeste. Estas corresponden principalmente a erupciones provenientes de fisuras y conos piroclásticos menores que han originado flujos de lavas basálticos y dacíticos, y depósitos piroclásticos. Además, al suroeste del volcán Lanín, a los pies de este se encuentra un grupo de conos monogenéticos denominados “El Arenal” los cuales han alimentado múltiples flujos de lava que han alcanzado el lago Paimún, donde también se han podido observar depósitos de caída y de oleada relacionados a estos.

En el trabajo de Balbis *et al.* (2022) se propone que la orientación de estos centros eruptivos, distribuidos a lo largo de los flancos del Lanín, está fuertemente ligada a la zona de debilidad ZFMV y a la carga ejercida por el mismo edificio volcánico.

2.3.2. Geoquímica de unidades holocenas

El análisis geoquímico de roca total, geoquímico mineral y petrográfico de los flujos de lava del Holoceno del volcán Lanín ha sido llevado a cabo en el trabajo de Morgan *et al.* (2024). En este, de acuerdo con las composiciones, las lavas han sido divididas en 3 grupos: BAT (basáltica, basáltica andesítica, basáltica traquiandesítica; 51,5-55,9 SiO₂ wt. %), intermedia (traquiandesítica; 56-57,5 SiO₂ wt. %) y traquítica (59,03-63,51 SiO₂ wt. %). Las principales fases minerales que componen las lavas son plagioclasa, olivino, piroxenos y óxidos Fe-Ti (ilmenita- titanomagnetita), en las cuales se han evidenciado texturas de desequilibrio como zonación inversa en fenocristales de plagioclasas y olivinos. Además, dentro de las muestras analizadas se describe una alta cristalinidad (sobre el 49% vol.) y una presencia de cluster de cristales.

En los diagramas de Harker, MgO (wt. %), CaO (wt. %) y ligeramente TiO₂ (wt. %) se correlacionan negativamente con SiO₂ (wt. %) lo que es consistente con una evolución magmática controlada por un proceso de cristalización fraccionada, mientras que Na₂O (wt. %) y K₂O (wt. %) presentan una correlación positiva, y P₂O₅ (wt. %) muestran una relación en forma de campana.

Las proporciones de Zr/Nb no varían con SiO₂ (wt. %), indicando que las muestras de composiciones BAT, intermedias y traquíticas provienen de la misma fuente mantélica y que los procesos que permitieron la diferenciación magmática ocurrieron en la corteza. Además, la relación

de elementos incompatibles móviles/inmóviles de comportamiento geoquímico similar (U/Th) muestra un valor relativamente consistente, sugiriendo que el aporte de fluido proveniente del slab sería el mismo para todas las muestras. También, las razones de La/Yb no muestran ninguna tendencia geoquímica, lo cual estaría indicando que, aparte de la cristalización fraccionada habría otros factores (contaminación/asimilación cortical) jugando un rol secundario en la diferenciación magmática.

2.3.2. Condiciones pre-eruptivas de unidad holocenas

Morgan *et al.* (2024) a través del estudio termobarométrico de clinopiroxenos han propuesto que la ubicación del reservorio magmático se encuentra en la corteza media-superior entre unos 6,5-15 km de profundidad según las presiones (1,8-4,1 kbar) obtenidas a través del barómetro de clinopiroxeno de Wang *et al.* (2021). Dentro de este reservorio propuso una evolución en dos etapas para las lavas bimodales del Holoceno del volcán Lanín: (A) En la primera etapa, un magma de composición BAT se emplazó en la corteza superior y evolucionó, principalmente a través de cristalización fraccionada, hacia un reservorio altamente cristalino (Figura 2.3A), formando un cuerpo de magma residual traquítico dentro del mismo; (B) en la segunda etapa, el magma traquítico residual experimentó un calentamiento debido a la llegada de un magma más caliente y máfico a la base del reservorio, lo que desencadenó erupciones de composición traquítica con una elevada cristalinidad (Figura 2.3B).

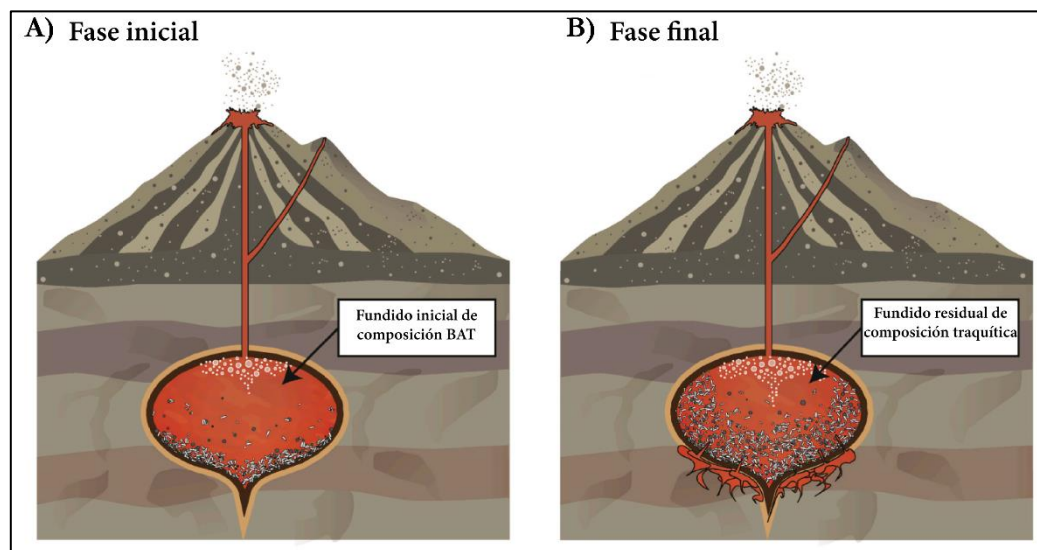


Figura 2.3: Modelo de la evolución de las lavas bimodales de Holoceno del volcán Lanín. Modificado de Morgan *et al.* (2024)

3. METODOLOGÍA

3.1. Selección de muestras

En este trabajo se utilizan muestras correspondientes a las coladas de lava del Holoceno del volcán Lanín que se encuentran del lado chileno. Para la selección de muestras más representativas se consideró la abundancia modal de fenocristales de plagioclasa, olivino y piroxeno, junto con el grado de alteración y meteorización. De esta manera, se seleccionaron las siguientes muestras: LAN-01, LAN-02, LAN-03 y LAN-04.

3.2. Petrografía

Se realizó una descripción petrográfica de 4 cortes transparentes pulidos con un microscopio óptico del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción, donde se identificaron las principales fases cristalinas, el porcentaje relativo de estas y texturas asociadas. De manera complementaria, se utilizó el escáner de lámina delgada de alta resolución “ZEISS Axioscan 7” del Instituto de Ciencias de la Tierra y el Medio Ambiente de la Universidad de Friburgo, Alemania. Este escáner cuenta con una cámara 705 color CMOS con una resolución de 5-megapíxeles y un tamaño de píxel de 3,45 μm , proporcionando la capacidad de digitalizar los cortes transparentes generando imágenes microscópicas de alta definición.

3.3. Geoquímica de roca total

Para caracterizar la geoquímica de roca total de las muestras seleccionadas, se obtuvieron elementos mayores a través de fluorescencia de rayos X (XRF), elementos traza y tierras raras por espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS), y razones isotópicas de Sr y Nd por espectrometría ICP-MS con multicolectores (MC-ICP-MS). Los análisis mencionados anteriormente se llevaron a cabo en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Ciudad del Cabo, Sudáfrica, siguiendo los procedimientos, estándares y parámetros establecidos por González-Maurel *et al.* (2019).

3.4. Microsonda electrónica (EMPA)

Se examinaron diversos perfiles intracristalinos de fases minerales como plagioclasa, olivino y clinopiroxeno pertenecientes a la muestra LAN-04. Los análisis se realizaron utilizando una microsonda electrónica en la Escuela Politécnica de Zúrich (ETH) en Suiza. El instrumento

utilizado es un microanalizador de sonda electrónica JEOL JXA-8230 equipado con 5 WDS y un detector JEOL EDS de 30 mm². Todos los análisis se realizaron a 15 keV, 20 nA y haz enfocado (~0,7 μm) en piroxeno y olivino, y haz desenfocado de 5 μm para el análisis de plagioclasa para evitar la difusión de álcali. El tiempo de análisis se fijó en 30 segundos por pico para cada elemento (Si, Al, Ti, Cr, Fe, Mn, Mg, Ca, Na y K). La corrección de Bremsstrahlung (*background*) se realizó utilizando el método de corrección de fondo del Número Atómico Medio (Donovan & Tingle, 1996).

Una vez obtenida la base de datos de la química mineral, los datos se sometieron a un filtro para evaluar la calidad de estos. Así, se verificó que cada análisis cumpliera con que la suma total de elementos mayores se encontrara en el intervalo 100% ± 2%, de esta manera todos los datos que no cumplieron con esta condición fueron eliminados.

3.5. Termobarometría

Los termobarómetros son herramientas esenciales en petrología para estimar las condiciones de presión (P) y temperatura (T) bajo las cuales se forman y evolucionan los sistemas magmáticos. De esta manera es posible entender algunos aspectos como la profundidad de almacenamiento del magma, las condiciones de cristalización y la evolución térmica de las cámaras magmáticas. A su vez, esto permite derivar información sobre el transporte del magma desde la fuente hasta la superficie y relacionarlo con procesos tectónicos y volcánicos (Putirka, 2008).

La precisión de estas herramientas a la hora de estimar presiones y temperaturas depende de la calibración experimental de estos modelos, que permite determinar las expresiones analíticas con las que se calculan estas variables. Para calibrar los termobarómetros, se utilizan datos experimentales de alta calidad donde se conocen P, T y la composición química de las fases involucradas. Estos datos se ajustan mediante análisis de regresión para obtener los coeficientes que minimizan el error en las estimaciones de P y T (Putirka, 2008).

3.5.1. Termobarometría clinopiroxeno-líquido

Se empleó el método del termobarómetro clinopiroxeno-líquido desarrollado por Putirka (2008), el barómetro de Neave & Putirka (2017) y el termobarómetro de Masotta *et al.* (2013), que

consisten en utilizar la composición química de clinopiroxenos para la estimación de las condiciones de cristalización, es decir, cuando esta fase cristalina se encontraba en estado de equilibrio con el magma. Este modelo entrelaza la composición química de los fenocristales de clinopiroxeno y el vidrio de la masa fundamental o, por su defecto, la composición de la roca total que representa el líquido en equilibrio (Aulinas *et al.*, 2009). De manera más específica, el termómetro de clinopiroxeno-líquido funciona gracias a que el equilibrio de intercambio de jadeíta (Jd; $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$) - diópsido/hedenbergita (DiHd; $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$) entre clinopiroxeno y líquido es sensible a la temperatura, mientras que la constante de equilibrio para la formación de la jadeíta es más sensible a la presión resultando en un termobarómetro (Putirka *et al.*, 1996).

Para la aplicación de este termobarómetro se utilizaron las ecuaciones 33 de Putirka (2008), la ecuación del barómetro desarrollado por Neave & Putirka (2017) y las ecuaciones de Masotta *et al.* (2013).

3.5.1.1. Tratamiento de la base de datos

Una vez analizadas las muestras por microsonda electrónica, los resultados son entregados en planillas Excel, donde se encuentra la información de la concentración de elementos mayores de todas las fases cristalinas analizadas (olivino, piroxeno, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti), por lo que es necesario realizar el primer filtro que se encarga de seleccionar solo aquellos datos correspondientes a los análisis de cristales de piroxenos.

Una vez seleccionados, los datos se someten al segundo filtro que evalúa la calidad de estos, por lo que se verifica si cada uno cumple con que la suma total de elementos mayores se encuentre en el intervalo $100\% \pm 2\%$, de esta manera todos los datos que no cumplen con esta condición son eliminados.

Luego, se aplica un tercer filtro, que consta de discriminar entre clinopiroxenos y ortopiroxenos, por lo cual, se calcula el porcentaje normalizado de Enstatita (En), Ferrosilita (Fs) y Wollastonita (Wo). De esta manera, los puntos analizados corresponderán a clinopiroxenos cuando tengan un porcentaje mayor o igual al 5% de Wollastonita (Morimoto, 1989), de modo que, todos los piroxenos que tienen valores bajo este son eliminados.

3.5.1.2. Iteración del método

Una vez que se tienen seleccionados los clinopiroxenos se realiza el cuarto filtro (prueba de equilibrio $K_D(\text{Fe-Mg})$), que consiste en identificar los pares de clinopiroxeno-líquido que se encuentran en equilibrio. Para esto, es necesario determinar el número de magnesio (#Mg) de cada cristal de clinopiroxeno y de cada potencial líquido. Luego, hay que establecer que líquido es el que tiene el #Mg que contiene la mayor cantidad de #Mg de clinopiroxenos dentro los intervalos de equilibrio establecidos por Putirka (2008) y Masotta *et al.* (2013) (cada método tiene su propia prueba de equilibrio). Esto, con la finalidad de escoger un líquido en equilibrio que implique la menor pérdida de datos. Posteriormente, los clinopiroxenos que hayan superado esta etapa deben someterse al quinto filtro de Diopsido-Hedenbergita (DiHd), donde se comparan los valores de esta serie mineral continua de los clinopiroxenos observados con la de los clinopiroxenos predichos por la composición del líquido seleccionado. Para este filtro, solo se consideran validos aquellos datos que resulten en valores entre 0-0,09, por lo que los datos que no se encuentren dentro de este rango en la prueba DiHd son descartados.

Para realizar la prueba de equilibrio $K_D(\text{Fe-Mg})$ se utilizaron las composiciones de roca total de las muestras de este estudio, las de Balbis *et al.* (2022) y de Morgan *et al.* (2024) como potenciales líquidos de equilibrio.

Finalmente, una vez aplicados todos los filtros se procede a iterar las ecuaciones, donde se realizan dos iteraciones: (1) la ecuación 33 (termómetro) de Putirka (2008) y ecuación de barómetro de Neave & Putirka (2017), y (2) la ecuación de barómetro y termómetro de Masotta *et al.* (2013). Se seleccionaron estas ecuaciones, ya que se encuentran actualizadas y están calibradas para sistemas hidratados, por lo que son idóneas para rocas de arco magmático (Putirka, 2008; Putirka *et al.*, 2003; Neave & Putirka, 2017). En el caso de las ecuaciones de Masotta *et al.* (2013), estas se encuentran calibradas específicamente para magmas de composición traquítica.

Todo este proceso de iteración del método se llevó a cabo utilizando un algoritmo automatizado (de la misma manera que Neave & Putirka, 2017; Gleeson *et al.*, 2020) en la herramienta Thermobar de Python3 creada por Wieser *et al.* (2021).

3.5.2. Termobarometría plagioclasa-líquido

Se empleó el termobarómetro de plagioclasa-líquido desarrollado por Putirka (2008) que utiliza la composición química mineral de los cristales de plagioclasa para estimar las condiciones de P y T de cristalización. Esta fase cristalina se caracteriza por una marcada sensibilidad a la presión, temperatura y contenido de agua de los sistemas magmáticos. Así, los termómetros, barómetros e hidrómetros de plagioclasa-líquido se basan en el intercambio en equilibrio de componentes de albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) y anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) entre plagioclasa cristalina y el líquido magmático (Mollo *et al.*, 2011; Lange *et al.*, 2009). Para la aplicación de este termobarómetro se utilizan las ecuaciones 25a (para el cálculo de presión) y 24a (para el cálculo de temperatura) de Putirka (2008).

3.5.2.1. Tratamiento de la base de datos

De la misma manera que con el método de clinopiroxeno-líquido, es necesario aplicar una serie de filtros. Así, el primer filtro consiste en distinguir los cristales de plagioclasa en base a las proporciones de óxidos mayores, que luego son clasificados a través del porcentaje normalizado de anortita, albita y oligoclasa, lo que correspondería al segundo filtro.

3.5.2.2. Iteración del método

El tercer filtro en este proceso implica identificar un líquido (ya sea roca completa o vidrio) que esté en equilibrio con la mayor cantidad de cristales de plagioclasa. Esto se realizó a través de la herramienta Thermobar desarrollada por Wieser *et al.* (2022), donde se aplicó la prueba de equilibrio An-Ab de Putirka (2008) a todos los posibles pares de plagioclasa-líquido. Así, se obtuvieron solo aquellos pares que hayan superado esta prueba y se identificó el líquido que presentaba la mayor cantidad de cristales de plagioclasa en equilibrio. Finalmente, con el líquido seleccionado y las plagioclasas en equilibrio, las estimaciones de las condiciones de cristalización se calcularon utilizando una hoja de cálculo basada en los métodos descritos por Putirka (2008), donde la presión (kbar) y la temperatura ($^{\circ}\text{C}$) se determinaron utilizando las ecuaciones 25a y 24a.

3.5.3. Termobarometría olivino-líquido

Se empleó el termómetro de olivino-líquido desarrollado por Putirka *et al.* (2007), que ha sido calibrado en base a la partición de Mg entre olivino y líquido. Para la aplicación de este se utilizó la ecuación 22 de Putirka (2008).

3.5.3.1. Tratamiento de la base de datos

De la misma manera que con los métodos anteriores, es necesario aplicar una serie de filtros. Así, el primer filtro consiste en distinguir y seleccionar solo los cristales de olivino para los análisis.

3.5.3.2. Iteración del método

El segundo filtro en este proceso implica identificar un líquido (ya sea roca completa o vidrio) que esté en equilibrio con la mayor cantidad de cristales de olivino. Esto se realizó a través de la herramienta Thermobar desarrollada por Wieser *et al.* (2022), donde se aplicó la prueba de equilibrio ($K_D(\text{Fe-Mg})$) de Roeder & Emslie (1970) a todos los posibles pares de olivino-líquido. Así, se obtuvieron solo los pares que hayan superado esta prueba, correspondientes a todos aquellos que hayan resultado en un $K_D(\text{Fe-Mg}) = 0,29 \pm 0,03$. Finalmente, con el líquido seleccionado y los olivinos que se encuentran en equilibrio con este, la estimación de la temperatura se calculó mediante la ecuación 22 de Putirka (2008).

4. RESULTADOS

4.1. Petrografía

La descripción petrográfica se realizó en 4 cortes transparentes correspondientes a muestras de coladas de lava del Holoceno. De esta manera se describen las 4 muestras:

4.1.1. LAN-01

La roca presenta una textura porfídica con una masa fundamental afanítica de color gris oscuro, que constituye aproximadamente el 70% del corte transparente. Esta masa es hipocristalina y está compuesta principalmente por vidrio y plagioclasa. Destaca la ausencia de vesículas y la presencia de una textura traquítica donde los microlitos de plagioclasa se orientan rodeando a los cristales mayores (Figura 4.1A). Los cristales euhedrales de plagioclasa conforman un 20% de la muestra y varían en tamaño de 0,1 a 4,5 mm. Algunos de estos se encuentran formando agregados de cristales de tamaños entre 1,8-4 mm, en algunos casos con piroxenos y olivinos, conformando texturas glomeroporfídicas (Figura 4.1B). Además, algunas plagioclasas de mayor tamaño muestran una marcada textura *sieve*, que en algunos casos se encuentra junto a texturas poiquilíticas, donde estos cristales engloban a otros de piroxeno y olivino (Figura 4.1C). Los piroxenos se encuentran en forma de fenocristales de clinopiroxeno (6%) y ortopiroxeno (<1%), que varían en tamaño entre 0,2 y 3,5 mm, tienen formas euhedrales a anhedrales y presentan bordes altamente reabsorbidos. El olivino (1%) se presenta en cristales redondeados, de tamaño máximo de 1 mm, con bordes altamente reabsorbidos, concentrados principalmente en cúmulos junto a plagioclasa y piroxenos. Los opacos corresponden a un 3% de la muestra.

4.1.2. LAN-02

La roca presenta una textura porfídica con una masa fundamental afanítica de color negro parduzco, hipocristalina, compuesta por vidrio y plagioclasa, y que constituye un 77% de la muestra. Se observa una textura traquítica, con microlitos de plagioclasa orientados alrededor de cristales mayores. Los fenocristales de plagioclasa (15%) son euhedrales a subhedrales, con tamaños que varían entre 0,1 mm y 3 mm. Algunos cristales de mayor tamaño presentan una textura *sieve* y/o embahiamientos (Figura 4.1D y 4.1E). Se observan texturas glomeroporfídicas conformadas por agregados de cristales de plagioclasa, olivino y piroxeno; glomerocristales que tienen un tamaño máximo de 2 mm. También, se observan texturas poiquilíticas, donde cristales de plagioclasa

envuelven cristales de piroxeno (Figura 4.1F). Los clinopiroxenos (5%) y ortopiroxenos (<1%) se presentan en cristales subhedrales a anhedrales, con tamaños máximos de 1 mm, y algunos de ellos se encuentran formando cúmulos junto a las plagioclasas. Se observan olivinos (2%) en forma de fenocristales redondeados de menor tamaño con bordes altamente reabsorbidos. Los opacos representan un 1% del corte.

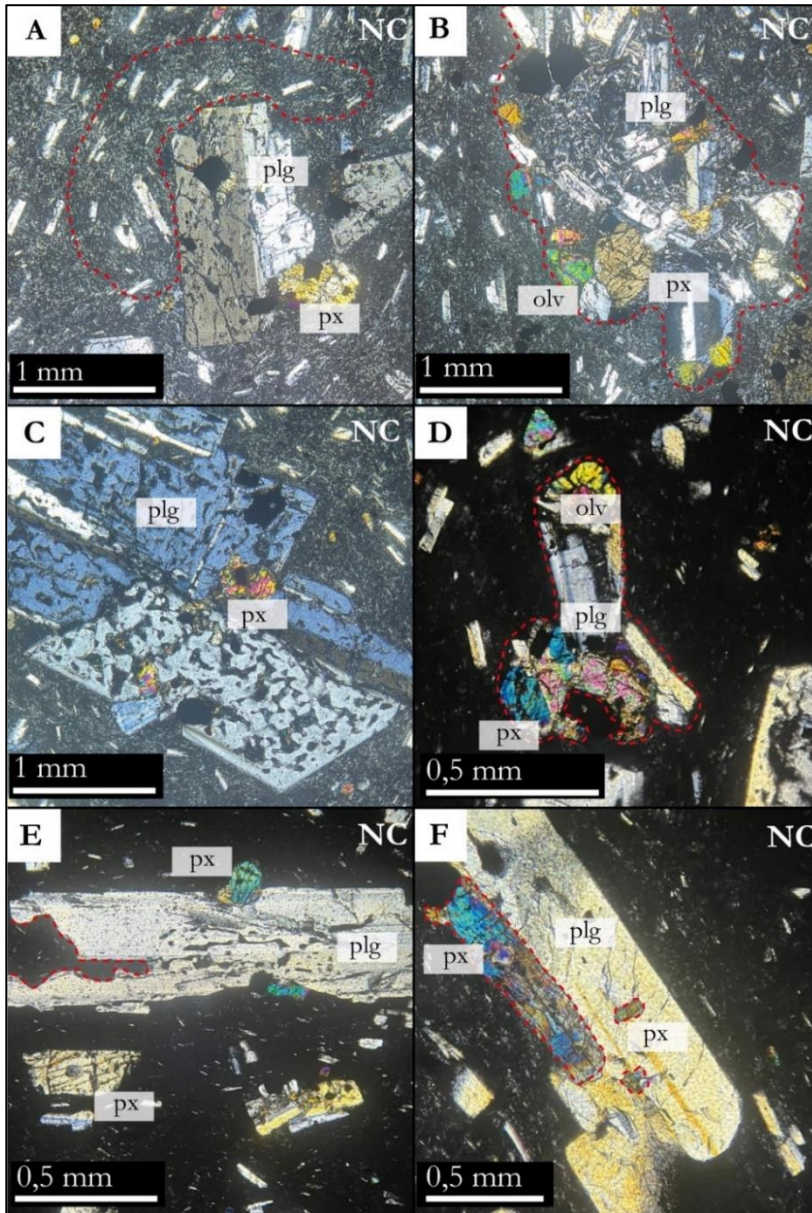


Figura 4.1: Microfotografía de las secciones delgadas. (A) Orientación de microlitos de plagioclasa en relación con cristales de mayor tamaño. (B y D) Agregados de cristales de olivino, piroxeno y plagioclasa. (C) Textura sieve con textura poiquilítica. (E) Embahiamientos de cristales de plagioclasa. (F) Textura poiquilítica. NC: Nícoles cruzados.

4.1.3. LAN-03

Roca de textura porfídica con masa fundamental afánítica hipocristalina, compuesta por vidrio y plagioclasa. Esta conforma un 80% del corte transparente. Destaca una marcada textura traquítica con microlitos de plagioclasa que muestran una clara orientación en los contornos de fenocristales mayores (Figura 4.3A). Se observan fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales que conforman un 13% del corte transparente con tamaños que varían entre 0,1 mm a 3mm. Varios cristales de plagioclasa se encuentran en cúmulos con piroxenos y olivinos, conformando glomerocristales con bordes altamente reabsorbidos (Figura 4.3B). Los cristales de clinopiroxeno conforman un 4% del corte transparente con tamaños que varían de 0,1 mm a 1,5 mm, mientras que los cristales de olivino (1%) son de tamaño menor a 1 mm. Ambos, se encuentran principalmente junto a las plagioclasas en los glomerocristales. Los opacos conforman un 2% de la muestra.

4.1.4. LAN-04

La roca presenta una textura porfídica con una masa fundamental afánítica de color gris oscuro, que constituye aproximadamente el 42% del corte transparente. Esta masa tiene una textura hipocristalina y está compuesta principalmente por vidrio, plagioclasa y, en menor medida, por olivino y piroxenos. En algunas zonas de la muestra se puede observar un cambio abrupto de la masa fundamental pasando a ser más oscura y holohialina; el contacto entre estas dos masas fundamentales es sinuoso y marcado, llegando a ser en algunas ocasiones gradual y difuso (Figura 4.2A y 4.2B). Se observan vesículas que representan un 12% del corte, de forma irregular y tamaño variable, alcanzando hasta 10 mm en su eje más elongado. Es posible ver algunos glomerocristales poliminerales compuestos de olivino y plagioclasa, y otros monominerales compuestos solo de plagioclasas. Los cristales de plagioclasa, correspondientes a un 38% de la muestra, poseen tamaños bastante variables que oscilan entre 0,1 mm y 8 mm, con formas euhedrales a anhedrales. Gran parte de estos cristales muestran una textura *sieve* y/o embahamientos (Figura 4.3C). Además, se observan texturas poiquilíticas en algunas zonas de la muestra, donde los cristales de plagioclasa encierran cristales de olivino (Figura 4.3D). El tamaño de los fenocristales varía considerablemente, lo que da lugar a una textura seriada (Figura 4.3E). El olivino (7%) se presenta en fenocristales de 0,1 mm a 2,3 mm, mayoritariamente redondeados, fracturados y altamente

reabsorbidos, muchos de los cuales presentan coronas de reacción (Figura 4.3F). Finalmente, se identifican opacos que representan un 1% del corte.

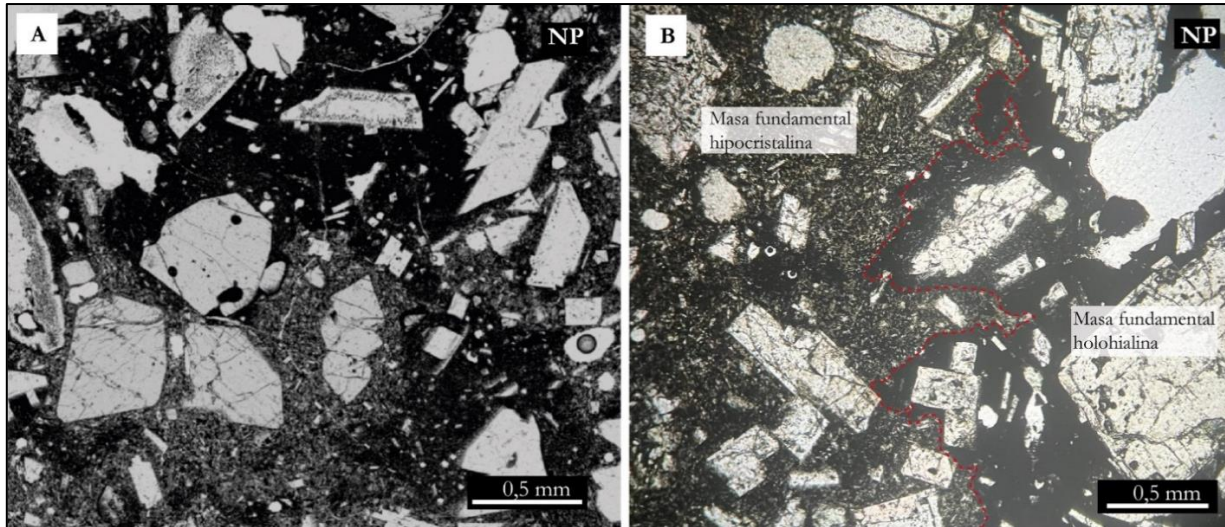


Figura 4.2: (A y B) Contacto entre masa fundamental hipocristalina y masa fundamental holohialina. NP: Nícoles paralelos.

Esta muestra presenta una textura seriada presentando una gran variabilidad en el tamaño de los cristales, además de una gran variedad textural dentro de sus fases cristalinas. En base a esto, los olivinos y las plagioclasas se dividieron en grupos de acuerdo con las texturas que presentan. Esto se hizo en base a las imágenes de la misma muestra proporcionadas por el escáner de lámina delgada “ZEISS Axioscan 7”.

Dentro de los olivinos se pueden encontrar dos grupos en base a sus características texturales: (Grupo 1) olivinos subhedrales a anhedrales con bordes altamente reabsorbidos que presentan embahiamientos (Figura 4.4A y 4.4C) en algunos casos y que tienen tamaños que fluctúan entre 0,1-2,3 mm. Estos cristales se encuentran en forma de cristales libres, así como también formando parte de glomero-cristales junto a plagioclasas y otros olivinos (Figura 4.4B y 4.4D). Corresponden a la mayor parte de los olivinos (70%). (Grupo 2) olivinos no reabsorbidos de formas eu-hedrales a subhedrales con tamaños variables entre 0,5-1 mm. Presentan bordes bien definidos y se encuentran solamente como cristales libres (Figura 4.4D y 4.4F). Representan una población más pequeña de olivinos (30%).

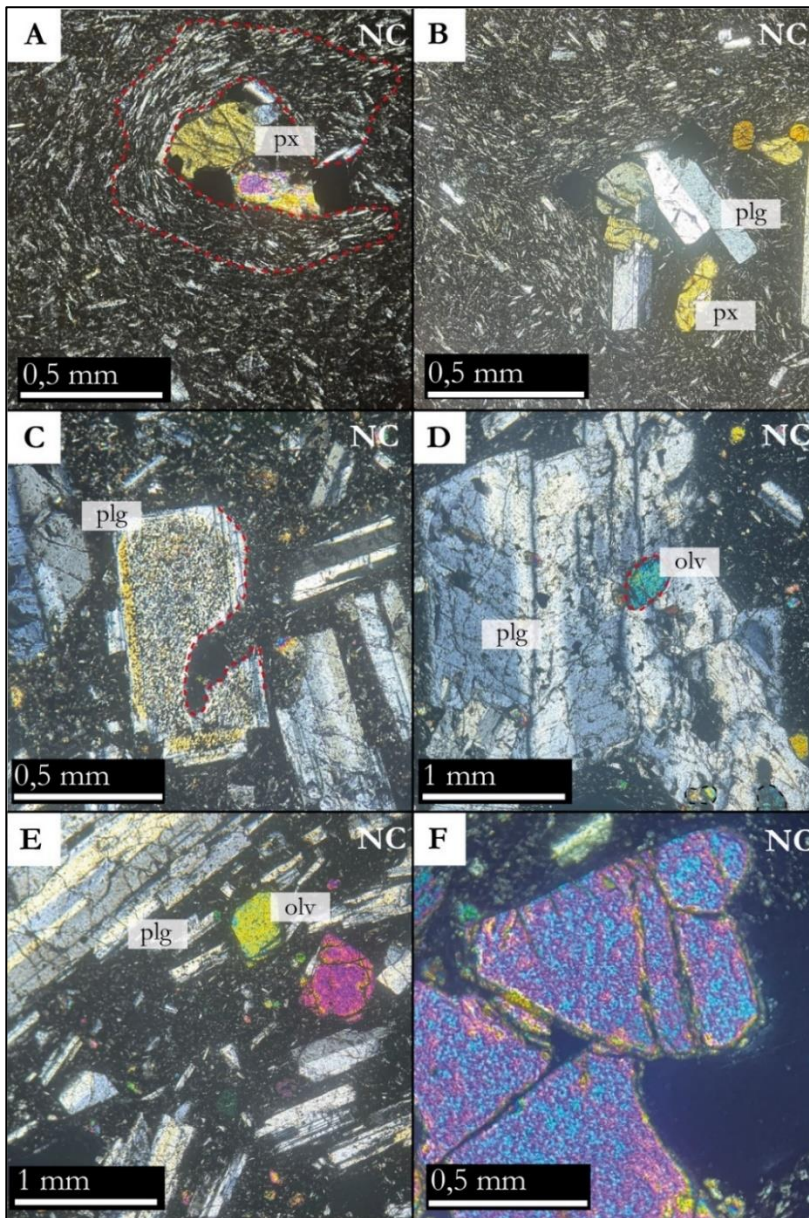


Figura 4.3: Microfotografía de las secciones delgadas. (A) Orientación de microlitos de plagioclasa en relación con cristales de mayor tamaño. (B) Agregado de cristales de piroxeno y plagioclasa. (C) Textura sieve y embahamientos. (D) Textura poiquilítica de cristales de plagioclasa encerrando a cristales de olivino. (E) Textura seriada. (F) Coronas de reacción en cristales de olivino. NC: Nícoles cruzados.

Dentro de las plagioclasas se pueden identificar cinco grupos en base a sus características texturales (clasificación textural basada en las texturas descritas por Bennet *et al.*, 2019; Streck, 2008; Ginebre *et al.*, 2007; Tsuchiyama, 1985):

(Grupo 1) Plagioclasas que muestran eventos de reabsorción interna con formas subhedrales a anhedrales y tamaños que varían entre 1-8 mm. Algunas de ellas presentan textura *sieve* y *patchy zoning* en su parte externa, además de inclusiones de clinopiroxeno (textura poiquilítica) (Figura

4.5A). En ciertos casos, estas mismas características se observan en el núcleo, dejando bordes más limpios (Figura 4.5B). Los bordes de las plagioclasas de este grupo se encuentran altamente reabsorbidos y en conjunto representan un 20% de las plagioclasas.

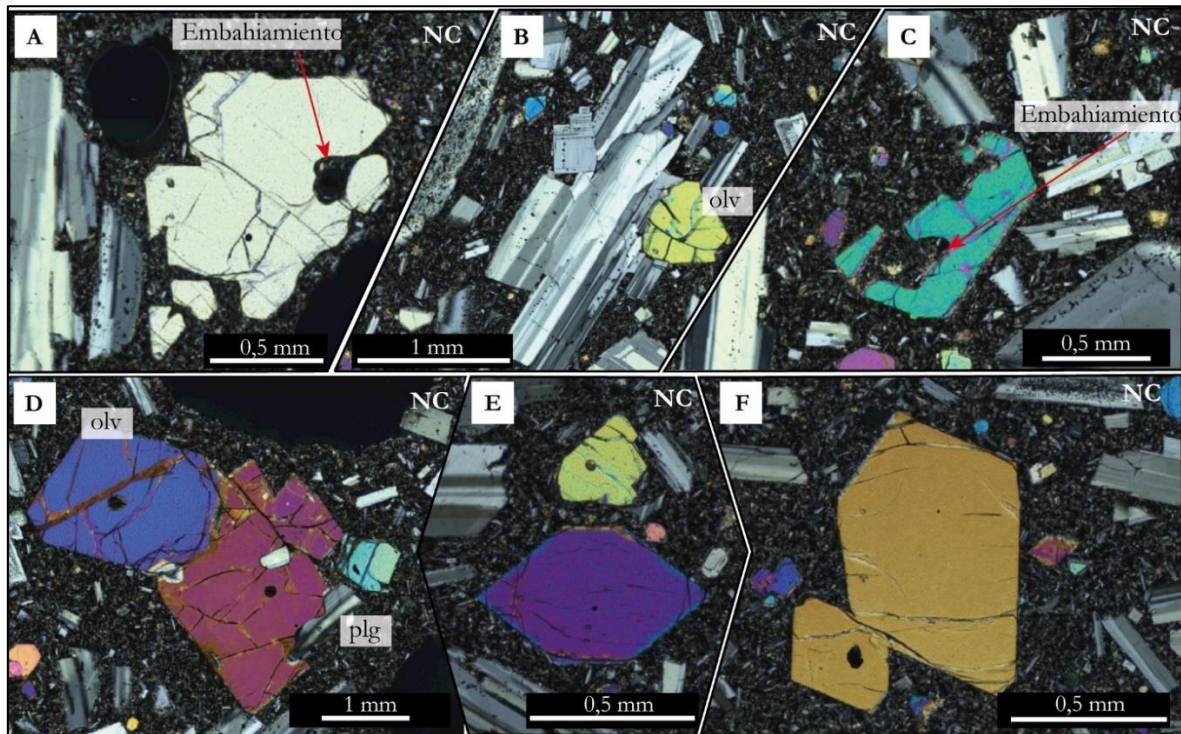


Figura 4.4: Microfotografías de la diversidad textural de los olivinos de la muestra LAN-04. Tomadas con el escaner “ZEISS Axioscan 7”. (A) Olivino de Grupo 1 con embahamiento. (B) Olivino de Grupo 1 en glomerocrystal con plagioclase. (C) Olivino de Grupo 1 con embahamiento. (D) Glomerocrystal de olivinos de Grupo 1 junto a plagioclase. (E y F) Olivinos euhedrales de Grupo 2. NC: Nícoles cruzados.

(Grupo 2) Plagioclasas con textura *dusty* de hábitos euhedrales a anhedrales que tienen variados tamaños entre 0,1-5,5 mm. Sus bordes están altamente reabsorbidos. Dentro de este grupo, se encuentran cristales con textura *dusty* limitada a un borde (Figura 4.5C y 4.5D), concentrada en el núcleo (Figura 4.5D), o distribuida a lo largo de todo el cristal (Figura 4.5E). Estas plagioclasas constituyen un 10% del total.

(Grupo 3) Plagioclasas con textura *sieve* de hábitos euhedrales a subhedrales con tamaños variados desde 0,5 mm a 5 mm (Figura 4.5F). Algunas presentan texturas poiquilíticas con inclusiones de clinopiroxeno (Figura 4.5G). Representan a un 20% de las plagioclasas.

(Grupo 4) Plagioclasas con *patchy zoning* en todo el cristal, se presentan como cristales euhedrales a subhedrales con bordes de reabsorción, tienen tamaños desde 2,3 mm a 5 mm y presentan texturas poiquilíticas con inclusiones de clinopiroxeno (Figura 4.5H y 4.5I). Gran parte de ellas se encuentran acompañadas de textura *sieve*. Corresponden a un 20% de las plagioclasas.

(Grupo 5) Plagioclasas sin textura asociada de formas subhedrales con tamaño variado de 0,1-3 mm. Presentan bordes reabsorbidos y representan a un 30% de las plagioclasas (Figura 4.5J).

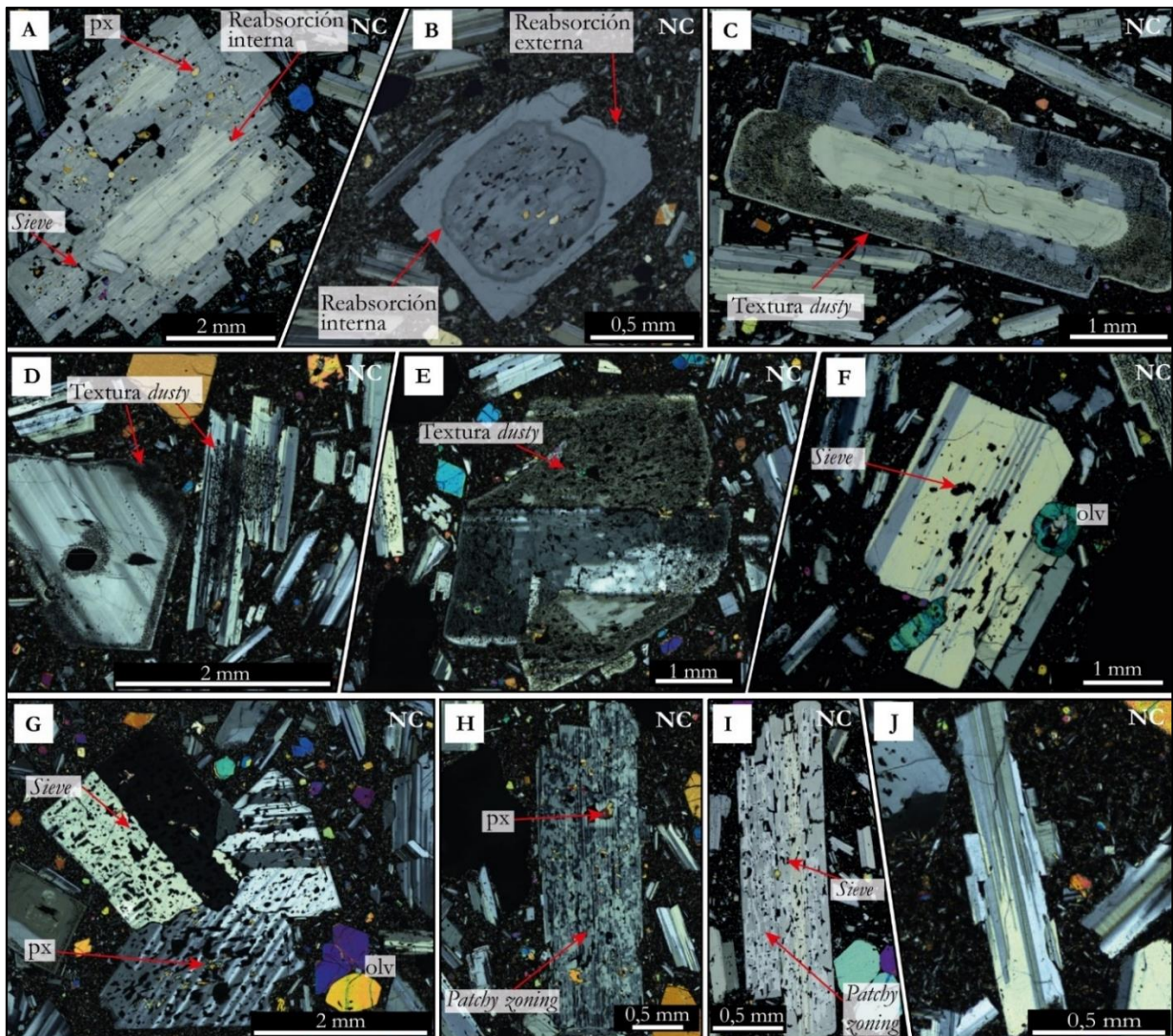


Figura 4.5: Microfotografías que muestran la diversidad textural de las plagioclasas de la muestra LAN-04. Tomadas con el escáner “ZEISS Axioscan 7”. (A y B) Plagioclasas de Grupo 1 que muestra un evento de reabsorción interna, externa, textura *sieve* y *patchy zoning*. (C, D y E) Plagioclase del Grupo 2 con textura *dusty* concentrada en un borde del cristal, en el centro y a lo largo de todo este. (F y G) Plagioclasas del Grupo 3 mostrando textura *sieve*. (H e I) Plagioclasas del Grupo 4 con textura *patchy zoning*, *sieve* e inclusiones de piroxeno. (J) Plagioclase del Grupo 5. NC: Nícoles cruzados.

4.2. Geoquímica de roca total

Los datos pertenecientes a las 4 muestras seleccionadas fueron graficados en un diagrama de álcalis totales v/s sílice (TAS) junto a los datos de estudios anteriores, donde es posible observar que las composiciones se encuentran en un rango de 52,45 wt. % a 62,84 wt. % de sílice, cayendo en los campos de traquiandesita basáltica, traquiandesita y traquita (Figura 4.6) (Morgan *et al.*, 2024; Balbis *et al.*, 2022 y Lara *et al.*, 2004). También, hay que notar que existe un mayor dominio de las composiciones de los extremos más básicos y ácidos, siendo las muestras de términos intermedios menos comunes.

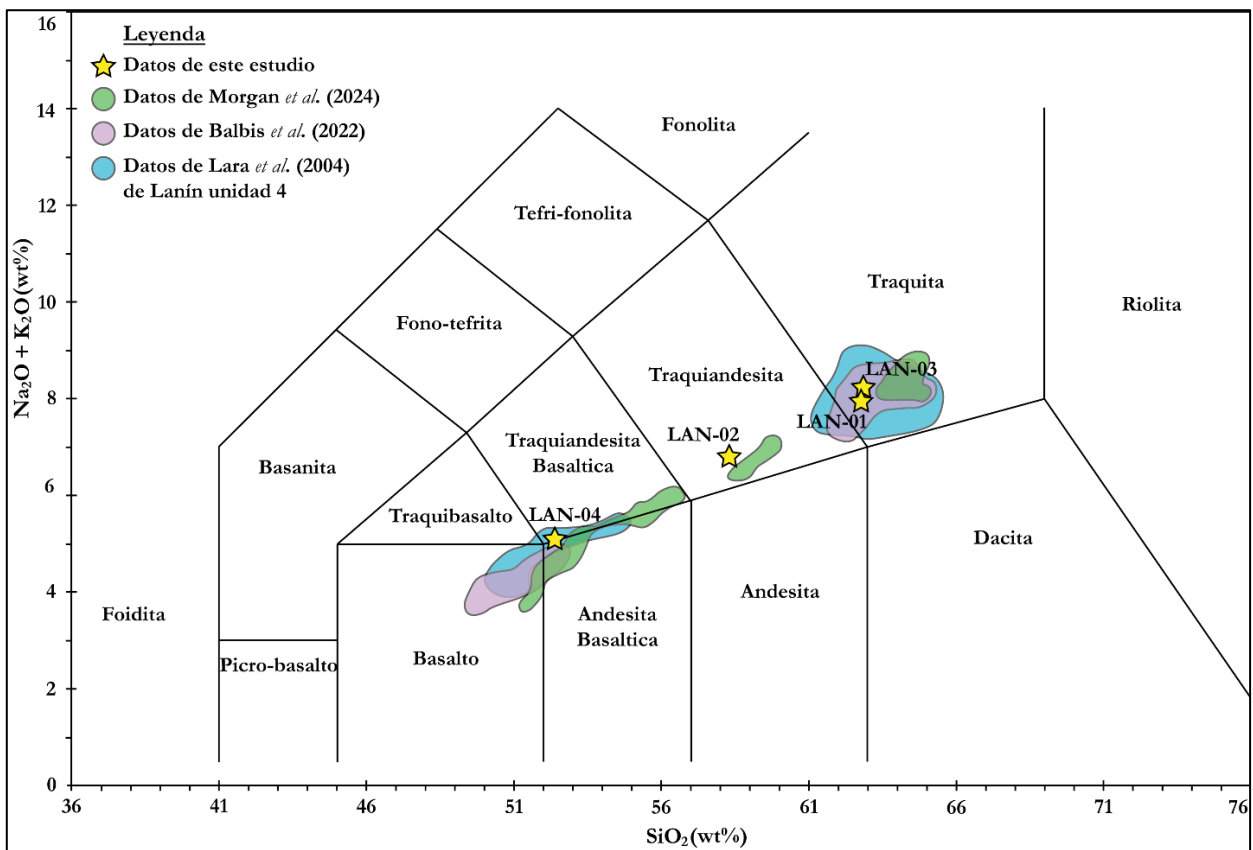


Figura 4.6: Diagrama TAS de muestras holocenas del volcán Lanín. Diagrama de Le Maitre *et al.* (2002). Datos de roca total de Lara *et al.* (2004), Balbis *et al.* (2022), Morgan *et al.* (2024) y de este estudio. Los datos del estudio fueron graficados mediante la planilla Excel de Iacovino & Gouard (2021).

El contenido de elementos mayores fue graficado en los diagramas Harker de la figura 4.7, donde se aprecia que el contenido de FeO^* , MgO , Al_2O_3 y CaO se correlaciona negativamente con SiO_2 , mientras que el contenido de Na_2O y K_2O presenta una correlación positiva con este. Por otro lado, los diagramas de TiO_2 y P_2O_5 presentan una correlación en forma de campana, comprendiendo un

enriquecimiento de estos elementos en las fases más tempranas seguido de un empobrecimiento en la evolución hacia términos más ácidos.

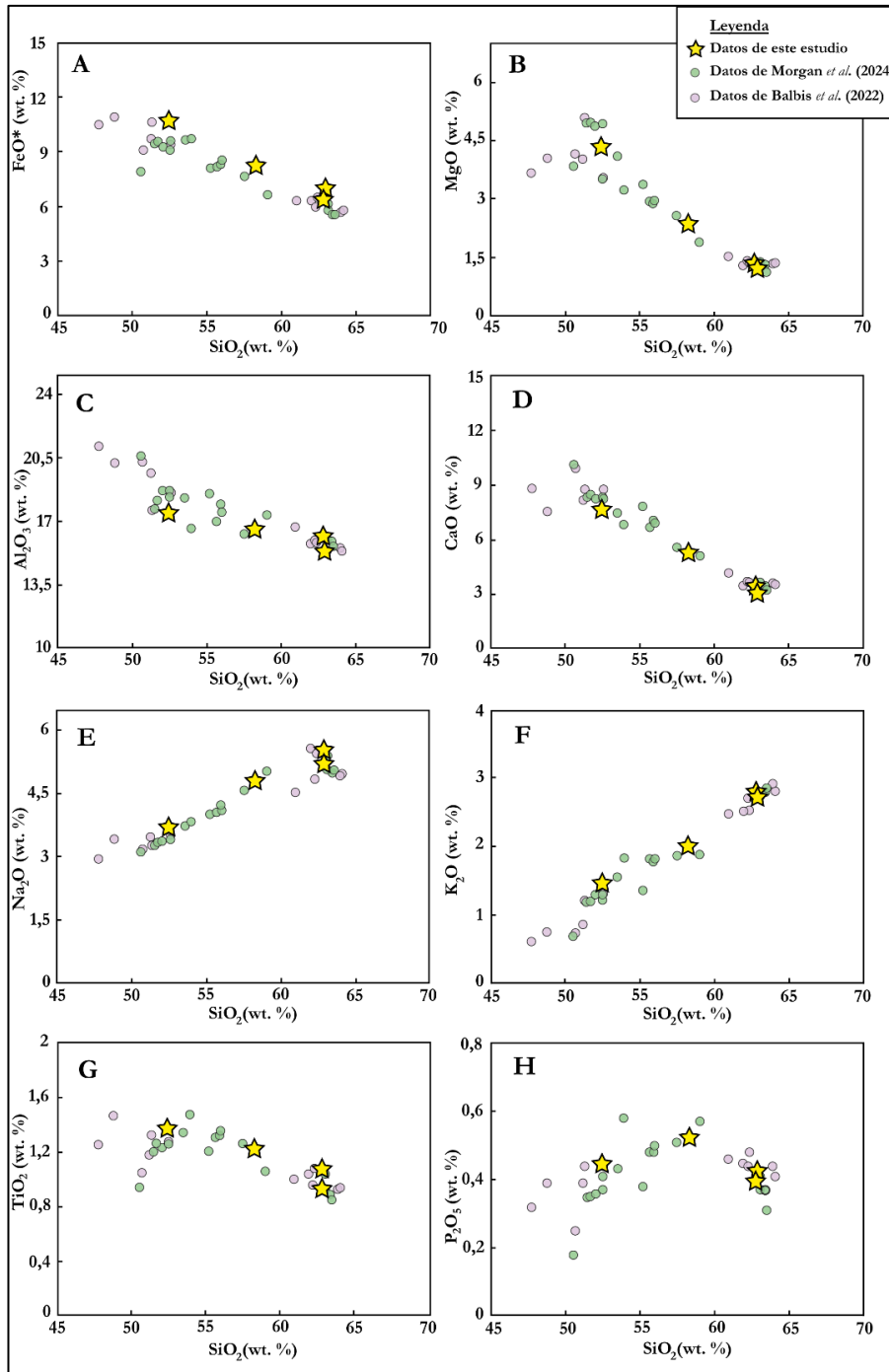


Figura 4.7: Diagramas Harker de elementos mayores v/s SiO₂. Datos de Balbis *et al.* (2022), Morgan *et al.* (2024) y este estudio.

Los datos de elementos traza fueron normalizados al manto primitivo de Sun & McDonough (1989) y representados en el diagrama multi-elemento de la figura 4.8. En este, se pueden observar elevadas concentraciones de elementos móviles en fase fluida (LILE) tales como Rb, Ba, U y Pb, y una depleción en los elementos de alto potencial iónico (HFSE) como Nb y Ta. Además, en las muestras de composición traquítica se aprecia una anomalía negativa en el Sr. Los patrones observados congenian de manera adecuada con los datos previos, a excepción de una muestra que exhibe valores notoriamente inferiores a los del promedio y otra que posee un puntual enriquecimiento anómalo de Pb.

Los datos de los elementos de tierras raras (REE) se normalizaron al condrito de McDonough & Sun (1995) y se encuentran en el diagrama de la figura 4.9. El patrón observado muestra un enriquecimiento relativo de las tierras raras livianas (LREE) respecto de las pesadas (HREE) y una leve anomalía negativa del Eu.

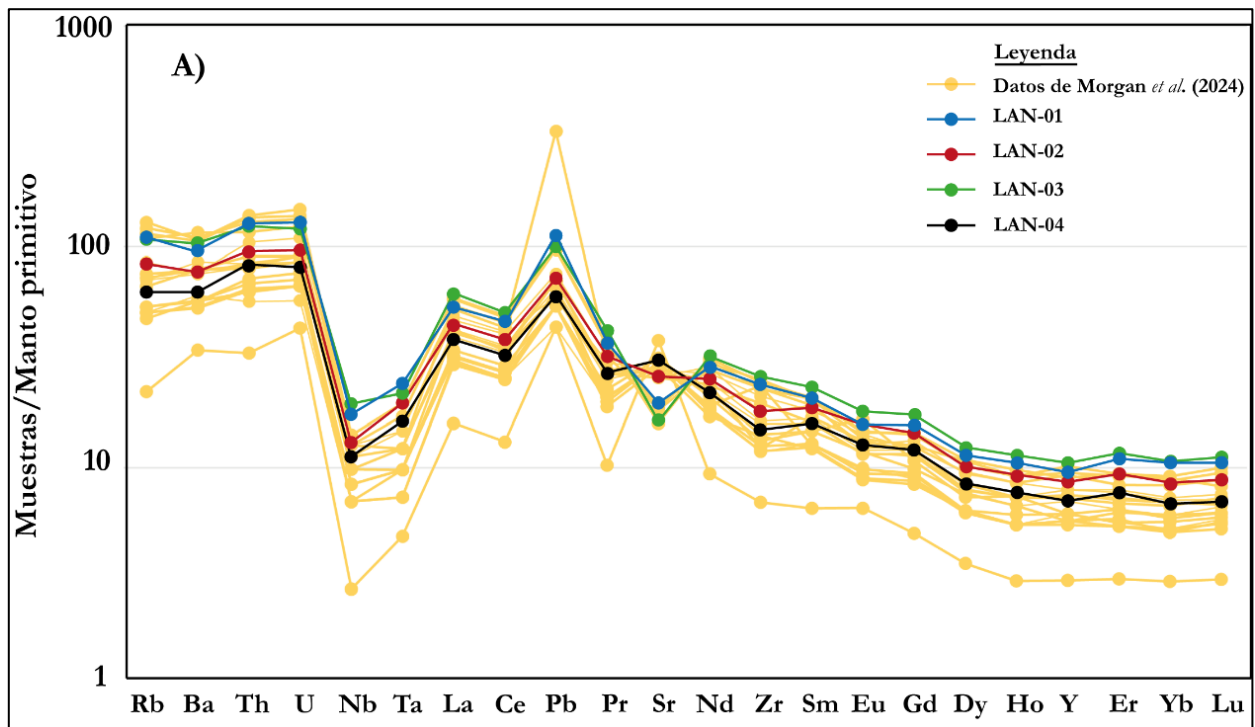


Figura 4.8: Diagrama multi-elemento. Normalizado al manto primitivo de Sun & McDonough (1989). Datos de Morgan *et al.* (2024) y este estudio.

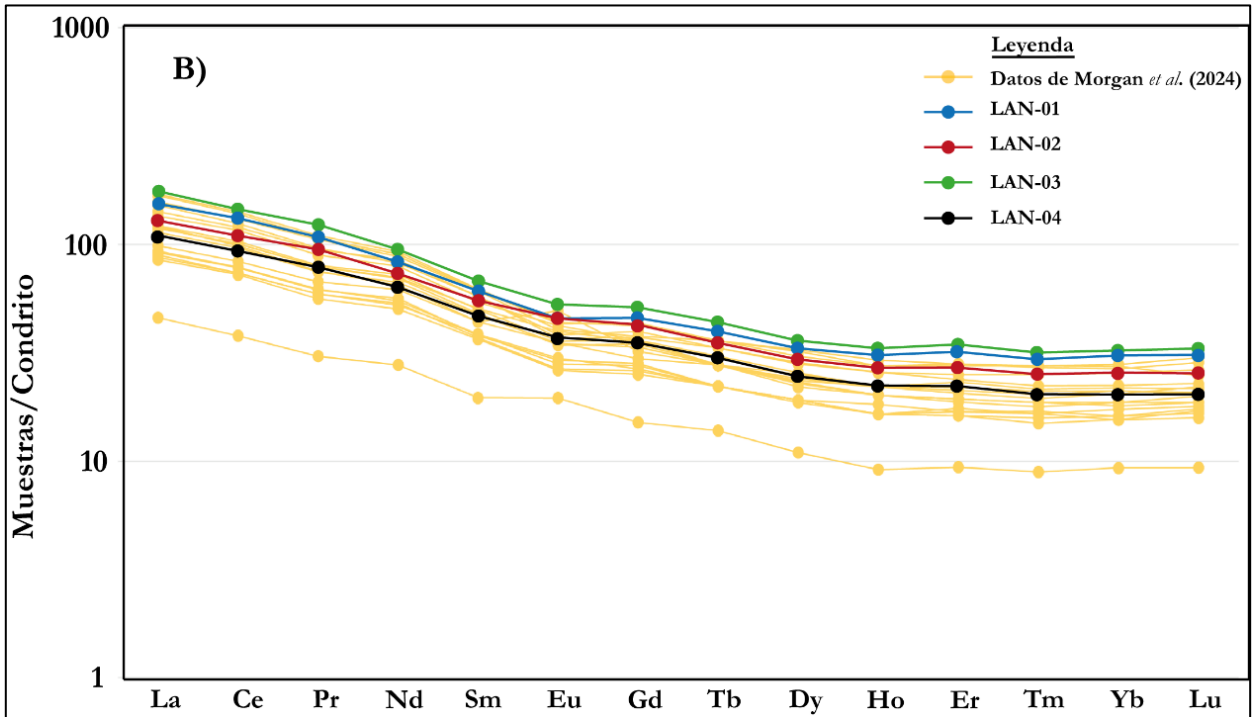


Figura 4.9: Diagrama de REE. Normalizado al condrito de McDonough & Sun (1995). Datos de Morgan *et al.* (2024) y este estudio.

Algunos elementos traza que se encuentran más enriquecidos en la corteza terrestre tales como Rb y Ba presentan correlaciones positivas con el contenido de SiO₂, mientras que el Sr tiene una correlación más bien negativa (Figura 4.10). Por otro lado, elementos que se encuentran más enriquecidos en el manto, tales como el Ni, Cr y Co presentan una correlación negativa con la sílice basándose en los datos de este estudio, los cuales en el caso del Ni y Cr presentan inconsistencias con los datos de Morgan *et al.* (2024). En el caso del Ni algunos valores de Morgan *et al.* (2024) especificados como “<20” se representan como 0 en la figura 4.10.

Los datos isotópicos muestran variaciones bastante acotadas de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0,703974 a 0,704025) y ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (0,512812 a 0,512831), sin presentar alguna correlación evidente entre estas (Figura 4.11A). Todos los datos del volcán Lanín, incluidos los de Hickey-Vargas *et al.* (1989), se encuentran dentro del área del MORB Atlántico sur y de la enmarcada para los centros eruptivos de la ZVS, mientras que se ven excluidas del área demarcada para los sedimentos de la fosa chilena (Fontignie & Schilling, 1996; Jacques *et al.*, 2013; Jacques *et al.*, 2014 & Morgado *et al.*, 2015). Al comparar los datos con los de los otros volcanes que componen la cadena volcánica VQL, se puede observar que los valores coinciden en gran medida con los datos del volcán Quetrupillán,

sin embargo presentan una menor variabilidad de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ respecto a este. Por otro lado, el volcán Villarrica presenta notablemente valores mas altos de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ respecto a los otros centro eruptivos. Se puede evidenciar que los valores isotópicos de los volcanes que componen la cadena volcánica VQL presentan una variacion muy limitada de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, contrario a lo que ocurre con $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ donde si se observa una diferencia significativa de estos valores en los diferentes centros eruptivos.

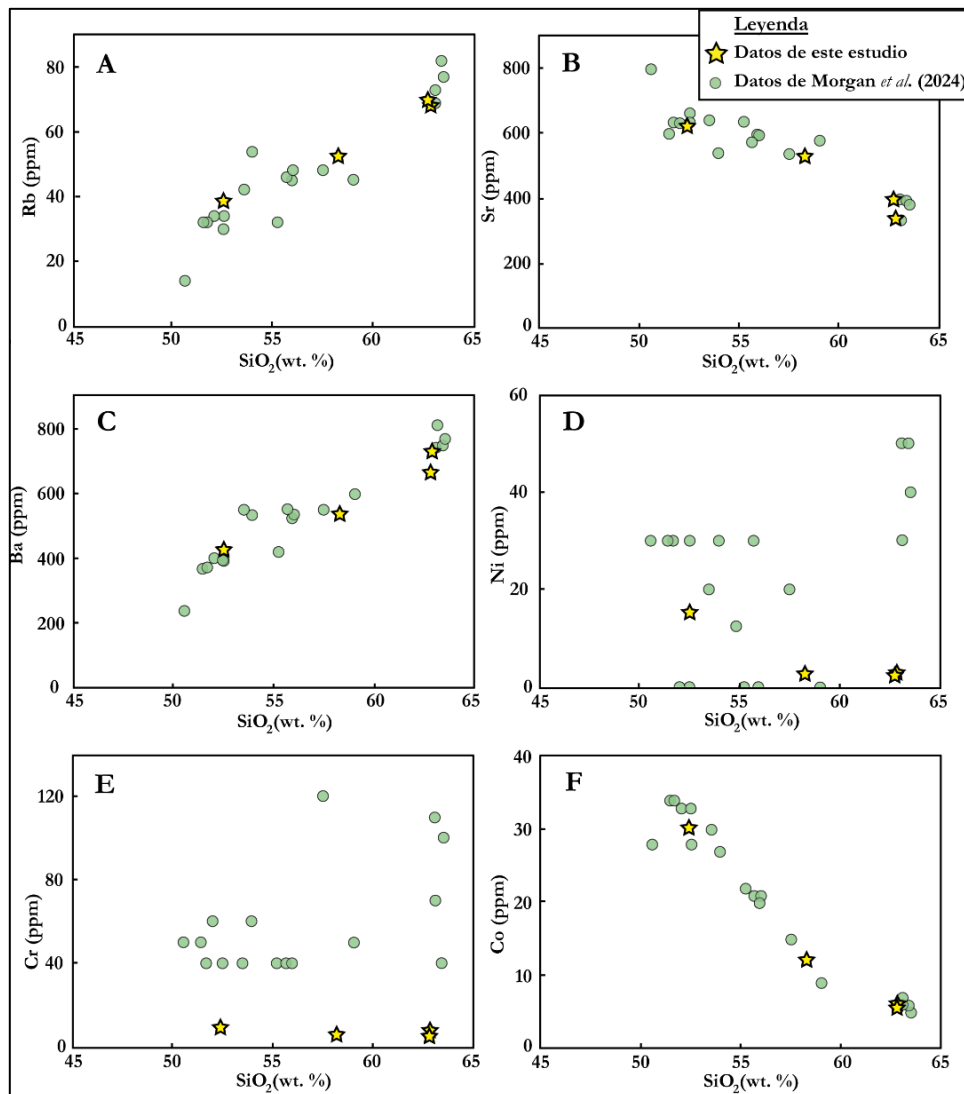


Figura 4.10: Variaciones de elementos traza en relación con el contenido de sílice. (A) Rb (ppm) v/s SiO₂ (wt. %), (B) Sr (ppm) v/s SiO₂ (wt. %), (C) Ba (ppm) v/s SiO₂ (wt. %), (D) Ni (ppm) v/s SiO₂ (wt. %), (E) Cr (ppm) v/s SiO₂ (wt. %) y (F) Co v/s SiO₂ (wt. %) de las lavas holocenas del volcán Lanín. Datos de Morgan *et al.* (2024) y este estudio.

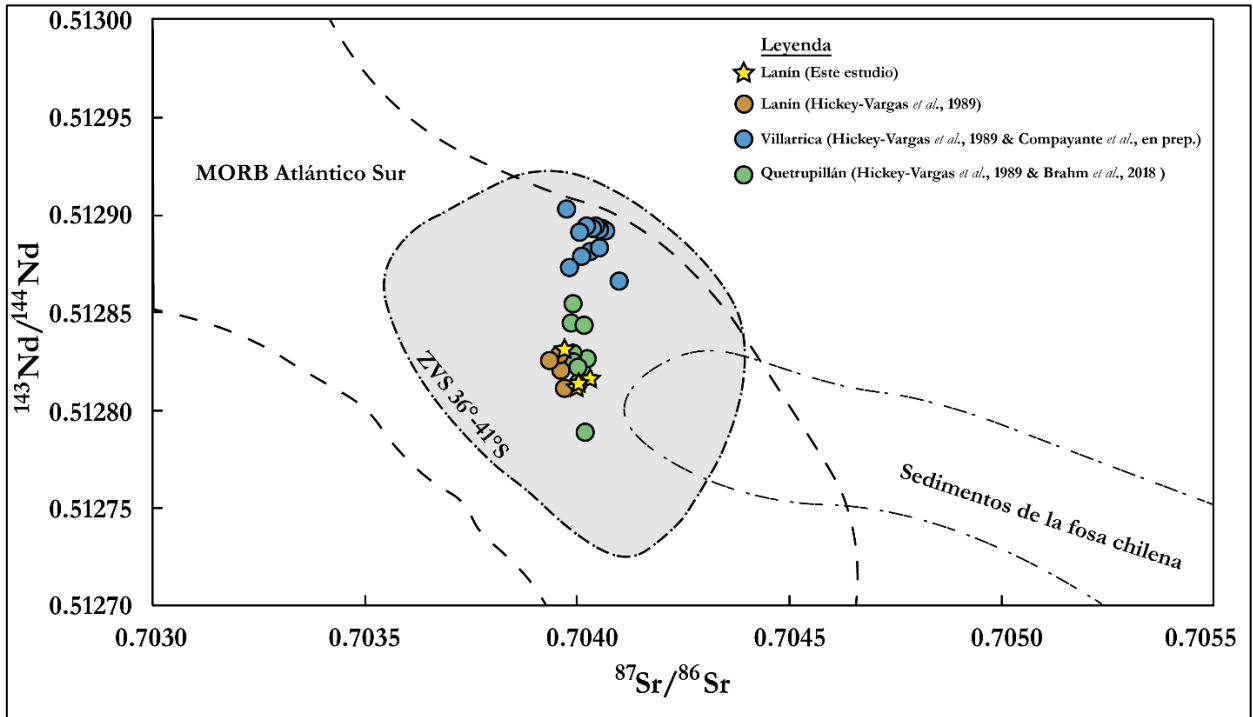


Figura 4.11: Diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ v/s $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de datos isotópicos del volcán Villarrica, Quetrupillán y Lanín. Datos de Hickey-Vargas *et al.*, 1989; Compayante *et al.*, en prep; Brahm *et al.*, 2018 y este estudio. Areas de MORB Atlántico sur, sedimentos de la fosa chilena y SVZ de Fontignie & Schilling (1996), Jacques *et al.* (2013), Jacques *et al.* (2014) y Morgado *et al.* (2015).

4.3. Geoquímica mineral

4.3.1. Plagioclasa

Se obtuvieron 86 puntos de análisis de cristales de plagioclasa, principalmente correspondientes a perfiles intracristalinos desde el núcleo hasta el borde interno o borde externo de los cristales. Las variaciones de An (%) se encuentran en un amplio rango de 45% a 83%, correspondiendo a las composiciones de bytownita, labradorita y andesina (Figura 4.12A).

En el histograma de los valores de An (%) (Figura 4.12B) las barras, ajustadas para representar densidades en lugar de frecuencias absolutas, evidencian la existencia de dos poblaciones bien definidas, por lo que en una clasificación composicional los puntos de análisis de las plagioclasas se dividen en dos Grupos:

(Grupo A) Un grupo de datos de valores más bajos (alrededor de ~An 52%) que representan a un 64% del total de los puntos de análisis.

(Grupo B) Un grupo de valores superiores (alrededor de \sim An 75%) que representan a un 36% del total de datos.

La curva KDE, proporciona una representación suave de esta distribución bimodal, resaltando las dos áreas de mayor densidad y confirmando la existencia de dos poblaciones.

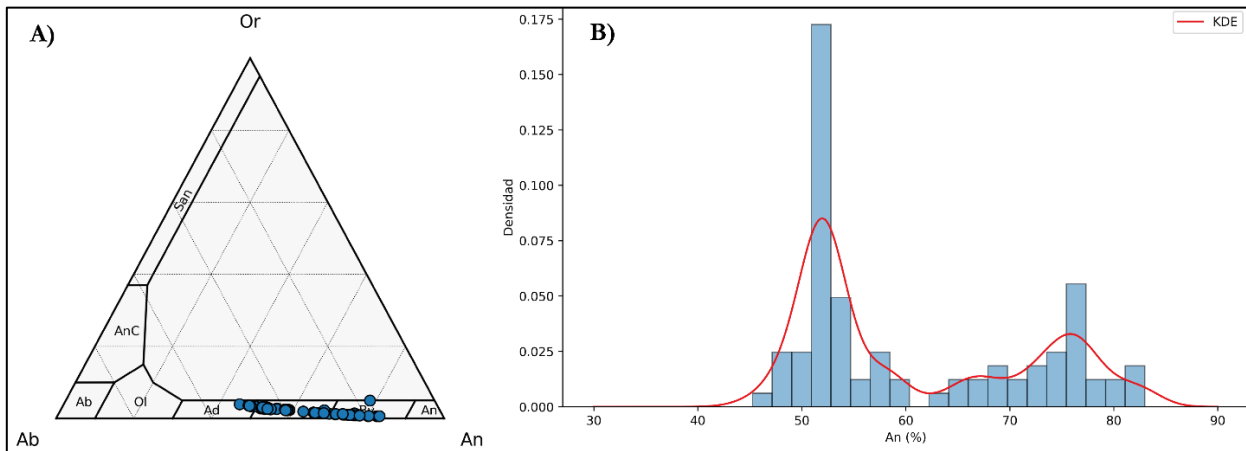


Figura 4.12: Diagrama ternario de plagioclasa e histograma de frecuencia de An (%). (A) Diagrama ternario de clasificación de plagioclasas de Deer, Howie, and Zussman (1963), planteado con Thermobar (Wieser *et al.*, 2022). (B) Histograma de frecuencia de An (%) con barras ajustadas para representar densidad. Línea roja corresponde al estimador de densidad de Kernel.

Los perfiles intracristalinos de los cristales de plagioclasa de la muestra LAN-04 muestran marcadas variaciones de An (%) en diferentes patrones, donde se pueden reconocer diversas tendencias agrupadas en tres Familias:

Familia 1: Un núcleo interno altamente anortítico (\sim An >80%), seguido de una disminución abrupta en dicho contenido hacia el núcleo externo (\sim An 50-60%), luego un aumento de An en el borde interno (\sim An 65-80%), y finalmente un borde externo delgado con bajo contenido de An (\sim An 50-55%) (Figura 4.13). Si bien los dos perfiles que representan esta tendencia no son exactamente iguales, en las imágenes BSE se observan los mismos patrones de zonación, por lo que la diferencia de estos perfiles se podría atribuir a la falta de puntos de análisis en el núcleo del cristal LAN-04-PIC1 y en el borde externo del cristal LAN-04-PIC2, en base a esto se considera que los perfiles son complementarios.

En los cristales de esta Familia, el contenido de TiO_2 (wt. %) varía entre 0,025-0,108 presentando variaciones abruptas en todas las zonaciones, mientras que se pueden observar algunas variaciones sutiles en el borde interno con textura *dusty* (Figura 4.13B).

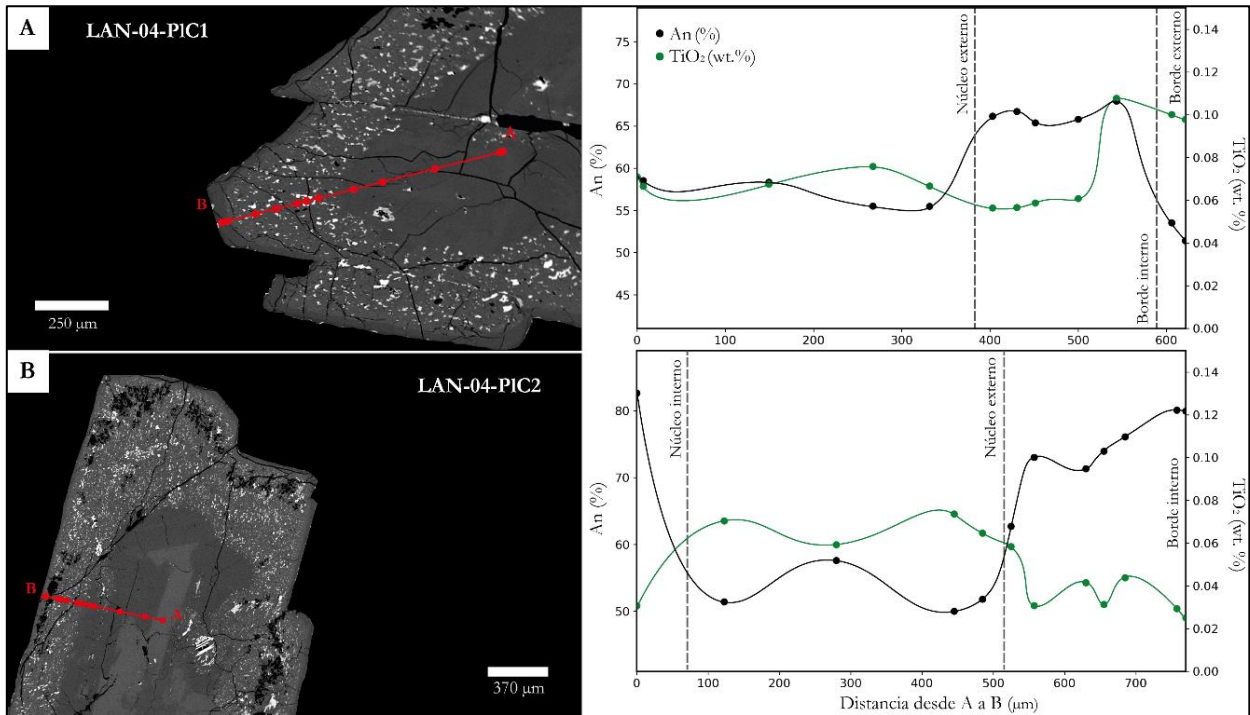


Figura 4.13: Perfiles intracrystalinos de la Familia 1 de plagioclasa. Variaciones en el contenido de An (%) y de TiO_2 (wt. %) desde el núcleo de los cristales hasta el borde.

Familia 2: Un núcleo rico en An (\sim An 75%) con una zonación tipo *patchy*, seguido de una disminución abrupta en el contenido de An en el borde (\sim An 52%) (Figura 4.14) En las imágenes BSE se puede observar que las plagioclasas de este grupo presentan un núcleo altamente reabsorbido y con textura *sieve*. En el perfil intracrystalino del cristal LAN-04-PIC3 se puede observar una intercalación de composiciones más anortíticas con composiciones más albiticas, sin embargo, estas intercalaciones son producto de la zonación tipo *patchy*, donde hay parches de composición más albitica dentro del núcleo anortítico (Figura 4.14A).

Las variaciones del contenido de TiO_2 en la Familia 2 fluctúan entre 0,025 a 0,102, donde los valores más bajos corresponden a los núcleos y los más altos a los bordes.

Familia 3: Plagioclasa que no presentan una zonación abrupta, sino más bien un aumento progresivo en el contenido de An (%) desde un núcleo menos anortítico (~ 48%) hacia un borde con mayor contenido de An (~55%) (Figura 4.15).

El contenido de TiO_2 en esta Familia de cristales es más acotado variando entre 0,072 a 0,109, mostrando valores relativamente homogéneos (Figura 4.15A).

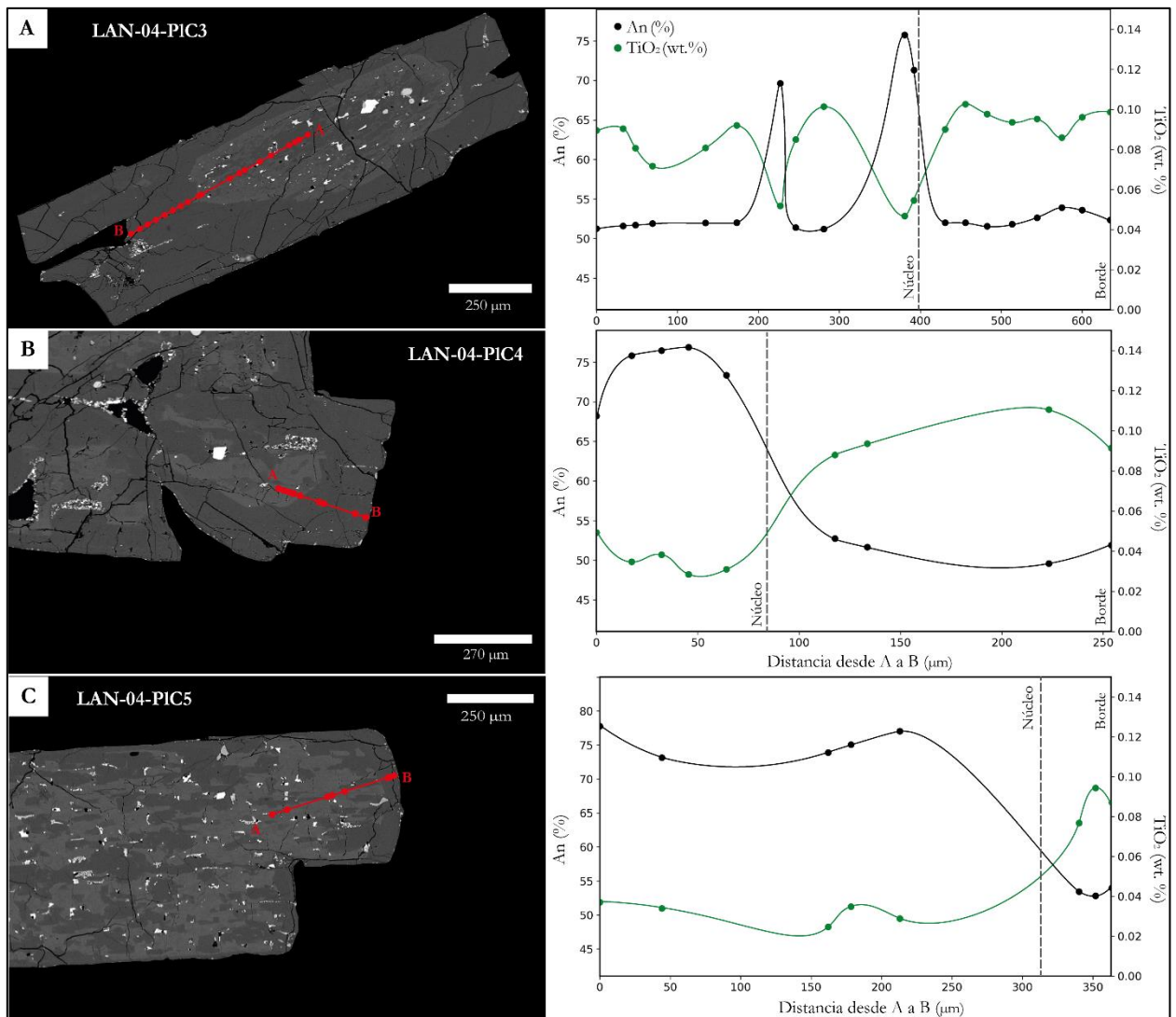


Figura 4.14: Perfiles intracrystalinos de la Familia 2 de plagioclasa. Variaciones en el contenido de An (%) y de TiO_2 (wt. %) desde el núcleo de los cristales hasta el borde.

4.3.2. Olivino

Se obtuvieron un total de 49 puntos de análisis de olivinos, que corresponden a 5 perfiles intracrystalinos de estos. Las variaciones de Fo (%) se encuentran en un rango de 55% a 63%, sin embargo, la principal concentración de datos está entre 61-63%, dejando solo 4 puntos de análisis con valores inferiores a 61%. Las composiciones de los olivinos son notoriamente más diferenciadas que las de los olivinos del manto primitivo (Gaul *et al.*, 2000) (Figura 4.16 y 4.17).

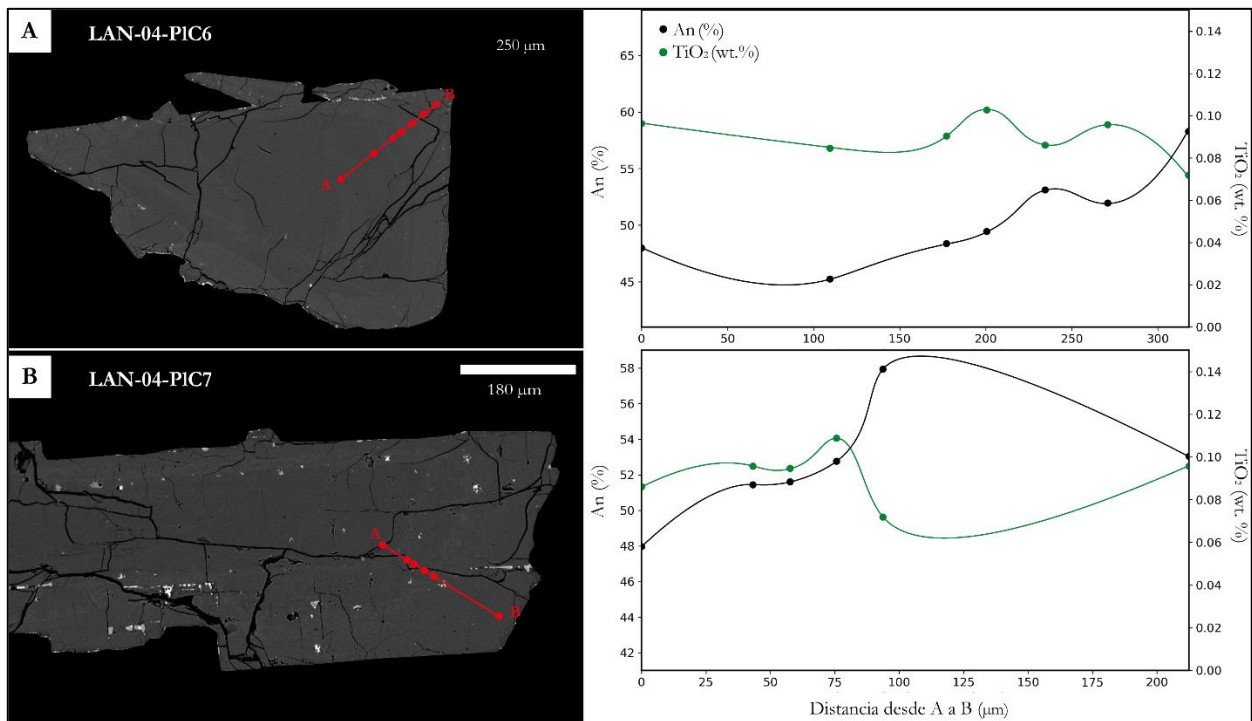


Figura 4.15: Perfiles intracrystalinos de la Familia 3 de plagioclasa. Variaciones en el contenido de An (%) y de TiO₂ (wt. %) desde el núcleo hasta el borde de los cristales.

Los perfiles intracrystalinos de los cristales de olivino de la muestra LAN-04 muestran contenidos de Fo (%) relativamente homogéneos que se mantienen desde su núcleo con valores alrededor de un ~62,5% hasta su borde, donde hay una caída abrupta que en algunos casos llega a 55% (Figura 4.18). En el cristal LAN-04-OlvC4 esta caída llega a ser más sutil, disminuyendo el contenido de Fo (%) hasta un ~61% (Figura 4.18D).

En los cristales LAN-04-OlvC1, LAN-04-OlvC2, LAN-04-OlvC3 y LAN-04-OlvC5 es posible observar un leve aumento en el contenido de Fo (%) hacia el borde, antes de la caída abrupta de dicho contenido (Figura 4.18A, 4.18B, 4.18C y 4.18E).

4.3.3. Clinopiroxeno

Se obtuvieron 58 puntos de análisis de piroxenos, todos correspondientes a diferentes cristales de tamaño menor que componen parte de la masa fundamental (Figura 4.19). Las composiciones de los piroxenos se encuentran en el campo de la augita describiendo una línea vertical variando más que nada en el contenido de Wo (Figura 4.20A). El #Mg de los cristales varía entre 62,5 a 69 describiendo una única población de datos (Figura 4.20B).

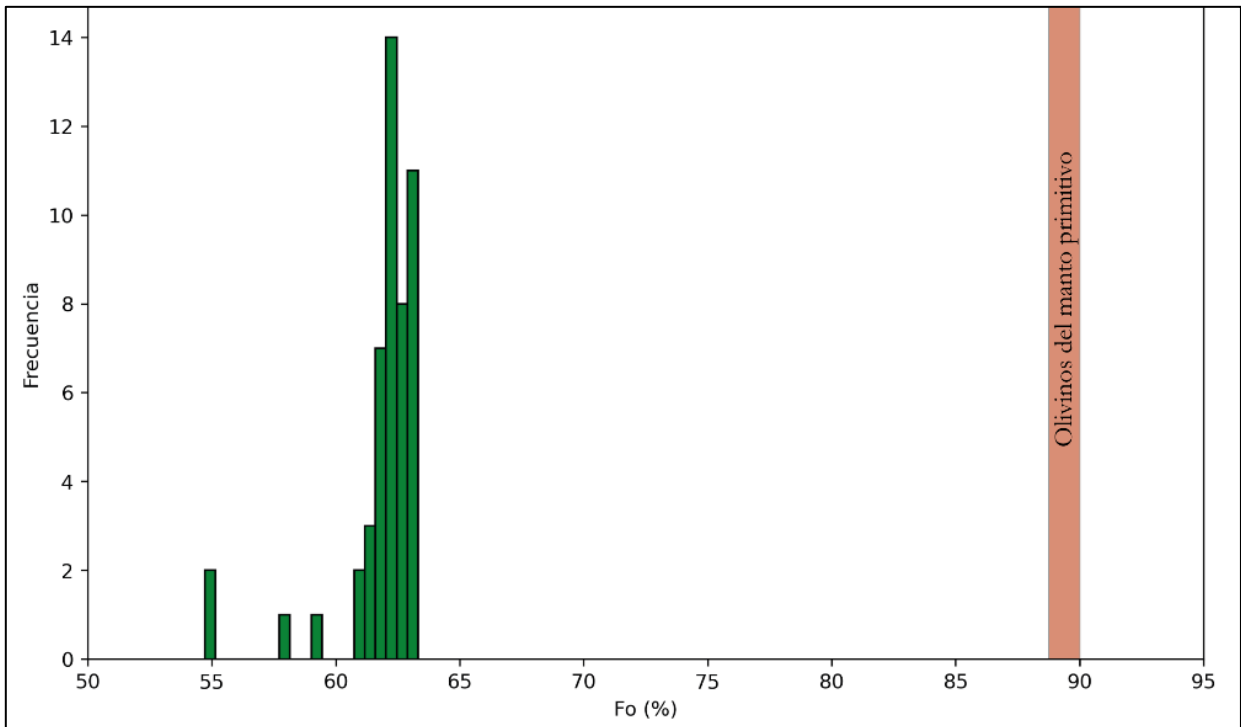


Figura 4.16: Histograma de frecuencia de Fo (%). Composición de olivinos del manto primitivo de Gaul *et al.* (2000).

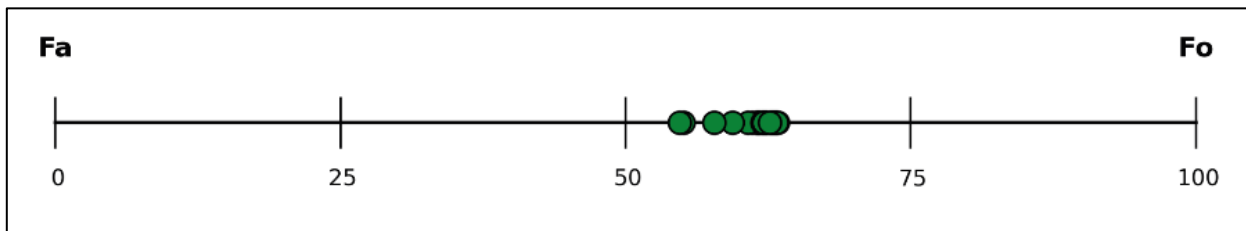


Figura 4.17: Línea de composición de olivinos.

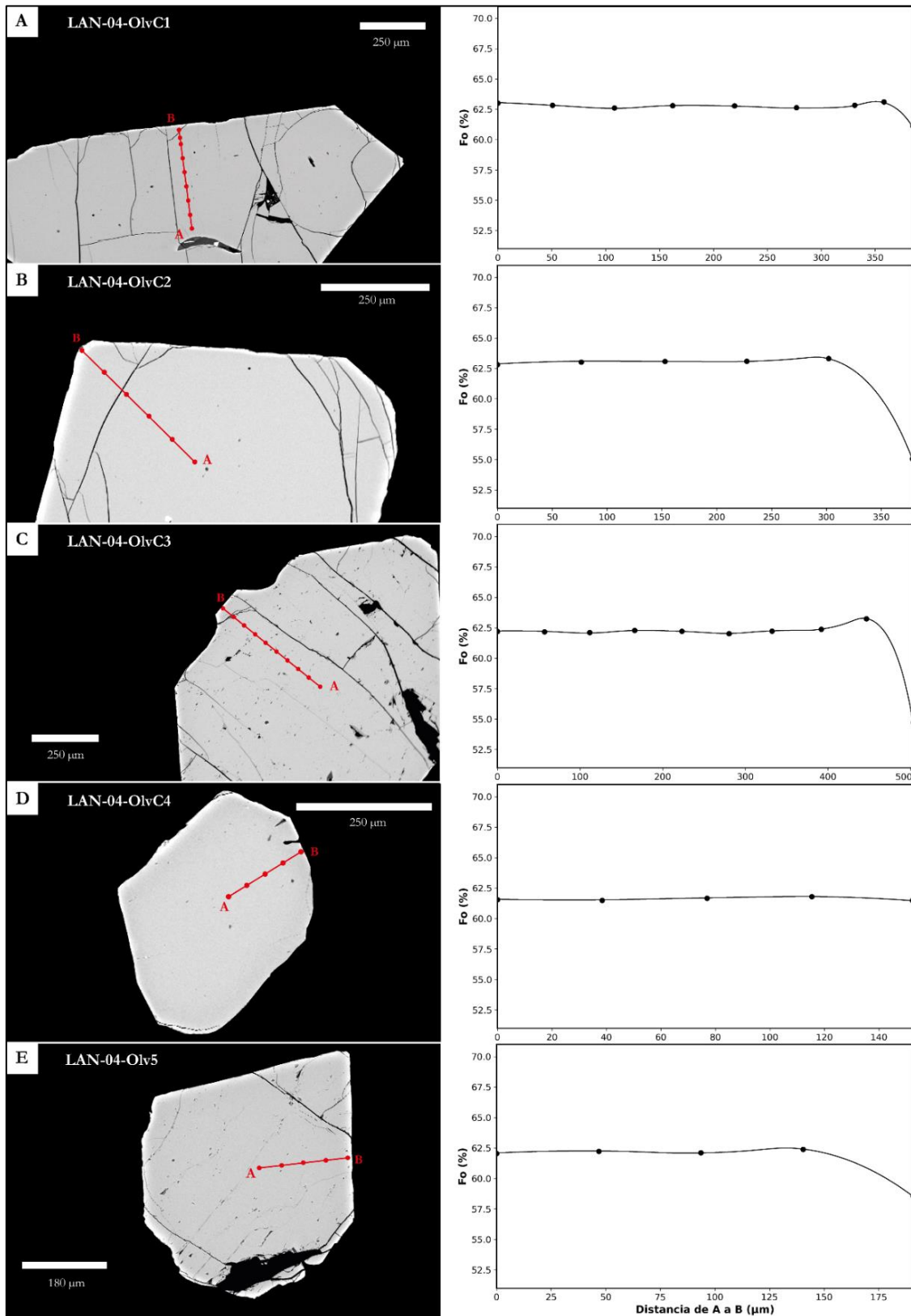


Figura 4.18: Perfiles intracrystalinos de olivino. Variaciones en el contenido de Fo (%) desde el núcleo hasta el borde de los cristales.

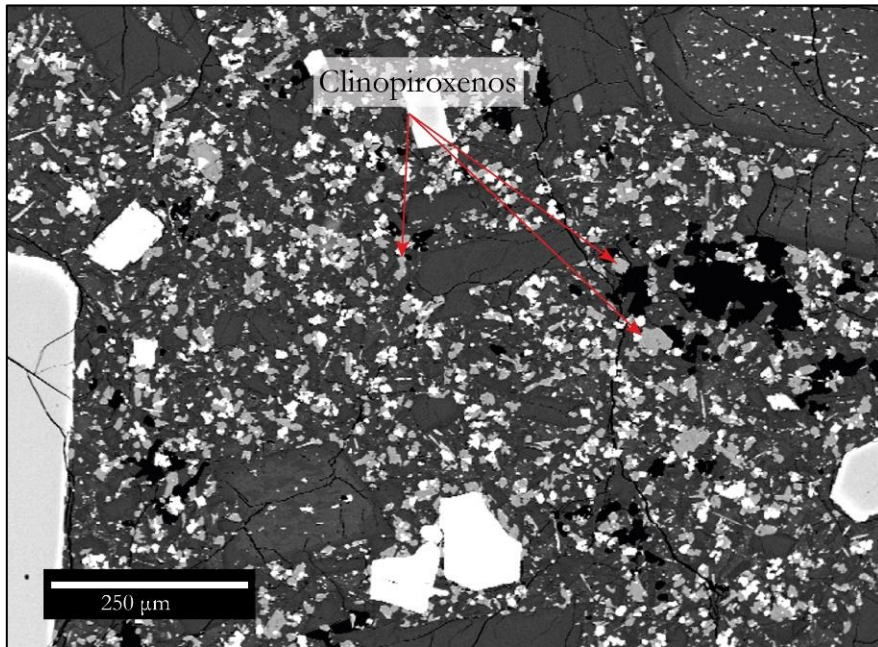


Figura 4.19: Cristales de clinopiroxeno dentro de la masa fundamental.

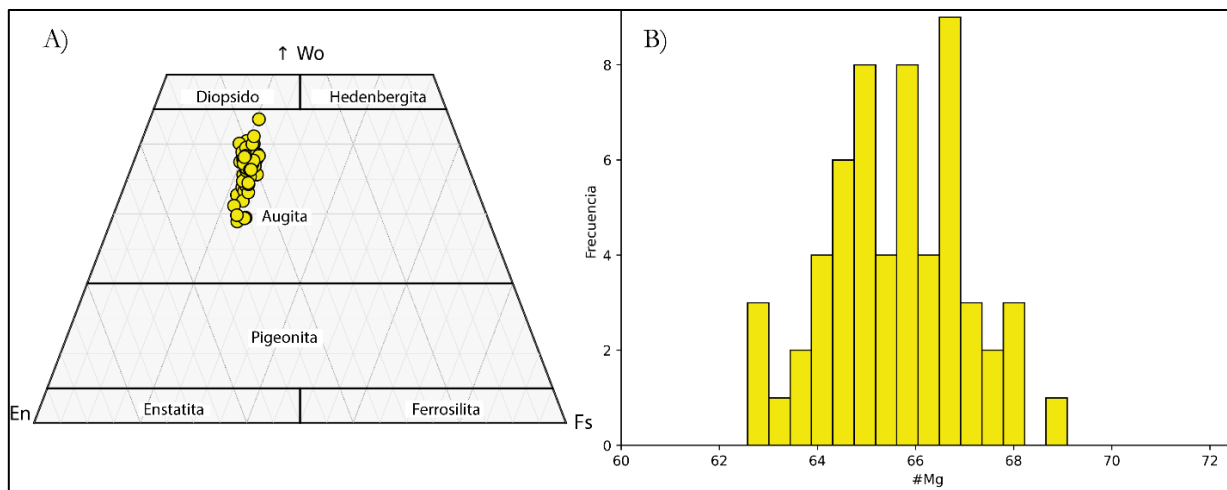


Figura 4.20: Clasificación de piroxenos e histograma de #Mg. A) Triángulo de clasificación de piroxenos, donde los datos caen en el campo de augita. B) Histograma de frecuencia de #Mg de clinopiroxenos.

4.4. Termobarometría

Para obtener las condiciones de presión y temperatura a la que cristalizaron las diferentes fases minerales se aplicaron diferentes modelos termobarométricos. En el caso de los modelos mineral-líquido, es fundamental que existan condiciones de equilibrio entre el mineral y el líquido, por lo que se aplicaron diferentes filtros para trabajar solo con los pares que cumplieren esta condición. Los diversos modelos termobarométricos aplicados, se encuentran resumidos en la tabla 1 y se

puede encontrar más información acerca de ellos en el apartado de metodología. Algunos métodos utilizados requieren especificar el H₂O wt. % como parámetro de entrada, el cual se consideró como 1 wt. %, basándose principalmente en los valores que presentan otros volcanes dentro de la ZVS tales como el volcán Antuco y el volcán Osorno (Martínez *et al.*, 2018; Bechon *et al.*, 2022).

Tabla 4.1: Modelos termobarométricos aplicados a las diferentes fases cristalinas.

Modelo termobarométrico	Referencia	Error estandar de la estimación
PTM13	Ecuaciones de Masotta <i>et al.</i> (2013)	$\pm 1,15$ kbar y $\pm 18,2$ °C
PTN17P08	Neave & Putirka (2017) y Putirka (2008) Eq. 33	$\pm 1,4$ kbar y ± 45 °C
PTP08	Putirka (2008) Eq. 24a y 25a	$\pm 2,47$ kbar y ± 36 °C
TP08	Putirka (2008) Eq. 22	± 29 °C

4.4.1. Termobarometría clinopiroxeno-líquido

Al aplicar el modelo termobarométrico PTN17P08, la muestra que obtuvo la mayor cantidad de pares en equilibrio fue la muestra traquítica “R9” de Balbis *et al.* (2022) mostrando un 58% de cristales de clinopiroxeno en equilibrio con la composición de roca total de esta. Las presiones de cristalización obtenidas se encuentran en un rango de 0,9 kbar a 4,1 kbar, con un promedio de 2,9 kbar y una desviación estándar de 0,7 kbar. Las temperaturas de cristalización proporcionadas por este mismo modelo se encuentran en un rango de 974,1°C a 999,7°C con un promedio de 987,25°C y una desviación estándar de 5,2°C. Por otro lado, en el modelo termobarométrico PTM13 se obtuvo un 100% de cristales de clinopiroxeno en equilibrio con la composición de roca total de la muestra “LAN-03” de composición traquítica. Las presiones obtenidas se encuentran en un rango de 1,5 kbar a 2,6 kbar, con un promedio de 2,1 kbar y una desviación estándar de 0,2 kbar. Las temperaturas obtenidas varían entre 1.019,0°C a 1.090,7°C, con un promedio de 1.043,1°C y una desviación estándar de 16,4°C.

Las pruebas de equilibrio realizadas entre los cristales de clinopiroxenos y todo el set de datos de composiciones de roca total de Balbis *et al.* (2022), Morgan *et al.* (2024) y este estudio, resultaron positivas únicamente con las muestras de composición intermedia (traquiandesita) y traquítica, mostrando una ausencia de pares de equilibrio de clinopiroxenos con muestras de composición BAT.

4.4.2. Termobarometría plagioclasa-líquido

Las composiciones de las plagioclasas se analizaron según los dos grupos composicionales observados (Figura 4.12B). Al realizar la prueba de equilibrio de Putirka (2008) en los puntos analizados de los cristales de plagioclasa del Grupo A de la clasificación composicional (valores alrededor de ~52% An; ver apartado 4.3.1.), se obtuvo una gran cantidad de puntos en equilibrio tanto con muestras de composición BAT como de composición traquítica. La muestra con la que resultaron más puntos en equilibrio fue “LAN-03” de composición traquítica, mostrando un 100% de pares de equilibrio. Las presiones obtenidas con el modelo termobarométrico PTP08 varían entre 0,2 kbar a 2,3 kbar, con un promedio de 0.9 kbar y una desviación estándar de 0,4 kbar. Las temperaturas varían entre 1.045,2°C y 1.034,4°C, con un promedio de 1.041,1°C y una desviación estándar de 2°C. Un 9% de los pares de plagioclasa-líquido resultaron en presiones negativas, por lo que estos datos no se consideraron para el cálculo del promedio ni desviación estándar.

Tras aplicar la prueba de equilibrio de Putirka (2008) en los puntos de los cristales de plagioclasa pertenecientes al Grupo B de la clasificación composicional, donde los valores de An (%) son elevados (alrededor de ~75%), se obtuvo una gran cantidad de puntos en equilibrio con diversas muestras de composición BAT, sin presentar ningún punto en equilibrio con alguna muestra de composición traquítica. Se obtuvo la mayor cantidad de pares en equilibrio utilizando la muestra “1013” de composición BAT del trabajo de Balbis *et al.* (2022) con un 81% de los puntos en equilibrio con este líquido. Al aplicar el modelo termobarométrico PTP08 se obtuvieron presiones de cristalización que se encuentran en un rango de 5 kbar a 6,7 kbar, con un promedio de 5,6 kbar y una desviación estándar de 0,5 kbar. Las temperaturas de cristalización varían de 1.143,6°C a 1.154,5°C, con un promedio de 1.150,9°C y una desviación estándar de 3,2°C.

4.4.3. Termometría olivino-líquido

Al aplicar el modelo termobarométrico TP08, la muestra que obtuvo la mayor cantidad de cristales en equilibrio fue la muestra traquítica “La-194” de Morgan *et al.* (2024) mostrando un 92% de los cristales de olivino en equilibrio con esta. Todos los posibles pares olivino-líquido en equilibrio resultaron ser exclusivamente con muestras de composición traquítica e intermedia (traquiandesita), notando una ausencia de olivinos en equilibrio con muestras de composición BAT. Las temperaturas de cristalización proporcionadas por este modelo se encuentran en un rango de 1.037,4°C a 1.047,2°C con un promedio de 1.041,2°C y una desviación estándar de 2,4 °C.

5. DISCUSIÓN

5.1. Geoquímica de las lavas holocenas

La evolución composicional de las muestras de las lavas holocenas muestra un amplio rango desde traquiandesita basáltica a traquiandesita (Figura 4.6). Los diagramas Harker (Figura 4.7) estarían indicando el fraccionamiento de las fases cristalinas presentes como olivino, plagioclasa, clinopiroxeno y opacos (Cortés, 2009; Morgan *et al.*, 2024). Sumado a esto, se puede observar una correlación directa entre la composición química de las muestras y la petrografía de estas, donde las muestras más prístinas tienen un mayor contenido de Fe y Mg, lo cual se ve reflejado también en las descripciones petrográficas donde es posible observar un mayor porcentaje de olivino respecto a las muestras más diferenciadas.

Los resultados isotópicos muestran que los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no presentan ninguna variación significativa en relación con el incremento de SiO_2 , encontrándose valores similares de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tanto en las muestras básicas como ácidas. Tampoco existen variaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en relación al contenido de Sr, lo que sugiere procesos de cristalización fraccionada con una escasa o nula asimilación cortical, ya que en el caso de que esta última ocurriese, se evidenciaría una clara correlación entre los indicadores geoquímicos de diferenciación magmática y las composiciones isotópicas (Figura 5.1A y 5.1B) (Jacques *et al.*, 2014; Jyotiranjana, 1998).

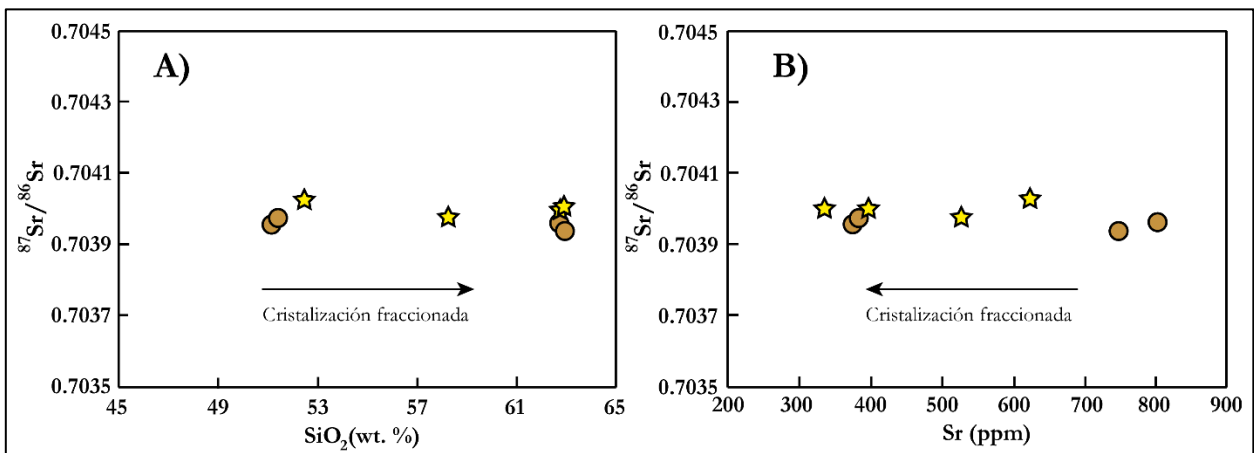


Figura 5.1: Variaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. (A) Variación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en relación con SiO_2 y (B) variación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en relación a Sr (ppm).

El patrón observado en el diagrama multielemento (Figura 4.8) se puede observar un típico patrón de zonas de subducción, mostrando elevadas concentraciones de elementos móviles en fase fluida

(LILE) tales como Rb, Ba, U y Pb y una depleción en los elementos de alto potencial iónico (HFSE) como Nb y Ta.

5.2. Condiciones de cristalización

La profundidad a la que cristalizaron las diferentes fases cristalinas se calculó a partir de la presión obtenida (kbar) mediante el modelo de densidad cortical de Prezzi *et al.* (2009), ya que este ha sido ajustado para los Andes, incluida la zona volcánica sur.

La composición química de los puntos analizados de plagioclasa refleja la existencia de dos Grupos composicionales (Figura 4.12; ver apartado 4.3.1.): El primero, (Grupo A) representa composiciones más diferenciadas de An ~52%, mientras que el segundo (Grupo B) representa composiciones más prístinas de An ~75%. Por otro lado, en los perfiles intracristalinos de esta misma fase mineral se identificaron tres Familias de acuerdo con las diferentes tendencias composicionales observadas (Figura 4.13, 4.14 y 4.15). En estas tendencias, se observa un cambio composicional desde el núcleo hasta el borde de los cristales, donde los Grupos composicionales (Grupo A y Grupo B) varían en diferentes patrones.

Los puntos analizados pertenecientes al Grupo A de la clasificación composicional (An ~52%; ver apartado 4.3.1.), que representan los bordes de las plagioclasas de las Familias 1 y 2 (Figura 4.13 y 4.14), y a la Familia 3 de los perfiles intracristalinos (Figura 4.15), muestran profundidades de cristalización desde 1,2 a 9 km, con un promedio de 3,8 km (Figura 5.2A). A su vez, las composiciones de las plagioclasas del Grupo B de la clasificación composicional (An ~75%), que representan principalmente los núcleos de las Familias 1 y 2 de los perfiles intracristalinos (Figura 4.13 y 4.14), muestran profundidades de cristalización entre 19 km y 25,3 km, con un promedio de 21,2 km. De acuerdo con el modelo termobarométrico PTN17P08 (Tabla 1) los clinopiroxenos habrían cristalizado a profundidades entre 3,8 a 15,9 km con un promedio de 11,2 km. Al utilizar el modelo termobarométrico PTM13 se obtuvieron profundidades más acotadas entre 6,2 a 10 km con un promedio de 8,2 km. Los resultados de este último modelo son más consistentes debido a que tienen una menor desviación estándar y a que este modelo ha sido calibrado para clinopiroxenos en equilibrio con fundidos traquíticos. Esto es representativo de este caso, donde al aplicar las pruebas de equilibrio, todos los cristales de clinopiroxeno han demostrado estar en

equilibrio con muestras de composición traquiandesítica y traquítica, mostrando una ausencia de equilibrio con muestras de composición BAT.

Se propone que los puntos analizados de plagioclasa del Grupo A de la clasificación composicional (An ~52%), representativos de los bordes de las Familias 1 y 2, y de la Familia 3 de los perfiles intracrystalinos, junto con los clinopiroxenos y olivinos cristalizaron en un reservorio somero ubicado entre 1,2 a 10 km de profundidad. Esto es consistente con las temperaturas de cristalización de las diferentes fases cristalinas (Figura 5.2B), donde se puede observar que los clinopiroxenos cristalizaron en un amplio rango (1.019 a 1.091°C) traslapándose con las temperaturas de cristalización de las plagioclasas del Grupo A (1.034 a 1.045°C) y las de los olivinos (1.037 a 1.047°C). Por otro lado, las composiciones de las plagioclasas del Grupo B de la clasificación composicional (An ~75%), representativas de los núcleos de las Familias 1 y 2 de los perfiles intracrystalinos cristalizaron en un reservorio más profundo ubicado entre 19 a 25,3 km de profundidad, lo cual también es consistente con las temperaturas de cristalización, notoriamente más altas que las de las otras fases cristalinas (1.143,6 a 1.154,4°C).

Las erupciones holocenas del volcán Lanín se habrían originado a partir de un sistema polibárico constituido por dos reservorios magmáticos; el primero corresponde a uno profundo ubicado a 19 km-25,3 km de profundidad, donde cristalizaron los núcleos de las plagioclasas de las Familias 1 y 2, correspondientes a las composiciones del Grupo B (An ~75%); mientras que el otro reservorio corresponde a uno somero ubicado entre 1,2 km-10 km de profundidad donde cristalizaron los olivinos, clinopiroxenos y las composiciones de las plagioclasas del Grupo A de la clasificación composicional (An ~52%), es decir, los bordes de las Familias 1 y 2, y la Familia 3 de los perfiles intracrystalinos.

Las profundidades obtenidas para el reservorio más somero ubicado entre 1,2 a 10 km son relativamente consistentes con los resultados obtenidos por Morgan *et al.* (2024) donde se establece la existencia de un reservorio ubicado entre 6,5 a 15 km de profundidad a partir del barómetro de un clinopiroxeno de Wang *et al.* (2021).

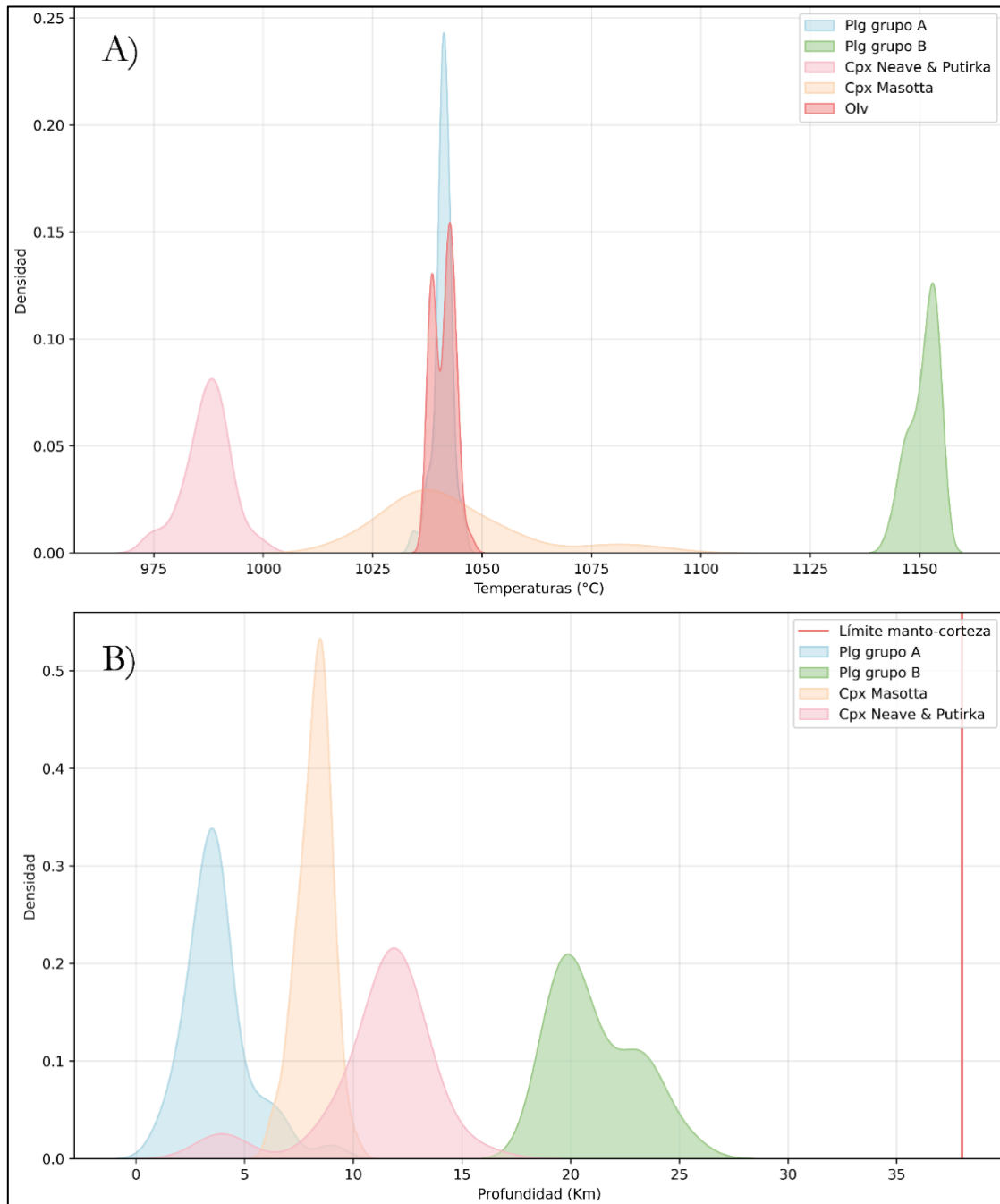


Figura 5.2: Diagramas de densidad de datos de temperaturas y profundidades. (A) Diagrama de densidad de datos de temperaturas. (B) Diagrama de densidad de datos de profundidad. Límite manto-corteza según Folguera *et al.* (2007).

5.3. Inyecciones máficas tardías: muestras básicas que representan el último evento eruptivo

Según la clasificación geoquímica de las muestras de este estudio, las lavas holocenas del volcán Lanín presentan un rango composicional que varía desde un miembro de carácter predominantemente básico (traquiandesita basáltica), a un extremo más ácido (traquitas) pasando

por composiciones intermedias (traquiandesita basáltica) (Figura 4.6). Petrográficamente se observan variaciones texturales y mineralógicas de acuerdo con las diferentes composiciones, destacando: (a) Una muy alta cristalinidad de $\sim 46\%$ en la muestra LAN-04 (traquiandesítica basáltica), mostrando la presencia de glomerocristales de plagioclasa y olivino, y marcadas texturas de desequilibrio en estas fases minerales (texturas *sieve* y embahiamientos en plagioclasas, coronas de reacción y embahiamientos en cristales de olivino) y (b) una moderada-alta cristalinidad de las muestras intermedias a acidas (LAN-01, LAN-02 y LAN-03), con una presencia de aglomeraciones de cristales de plagioclasa, piroxenos y en menor medida olivinos, destacando además la existencia de texturas de desequilibrio que se observan principalmente en los cristales independientes de mayor tamaño y a los que se encuentran conformando los aglomerados de cristales (Figura 4.1 y 4.3). Teniendo estas evidencias en cuenta (texturas de desequilibrio, la alta cristalinidad de las muestras y la presencia de aglomeraciones de cristales), se puede inferir la existencia de un *crystal mush*, el cual luego fue desintegrado por sucesivas erupciones de composición variada (Hildreth, 2004; Dufek & Bachmann, 2010; Saunders *et al.*, 2010 en Morgan *et al.*, 2024). Esto es consistente con el modelo evolutivo propuesto por Morgan *et al.* (2024). Sumado a esto, los datos geoquímicos e isotópicos demuestran que el proceso dominante dentro del reservorio magmático es cristalización fraccionada (CF), el cual generó el desarrollo del *crystal mush* (Jacques *et al.*, 2014).

La conspicua cristalinidad, presencia de glomerocristales y texturas de desequilibrio dentro de los cristales de la muestra LAN-04, sugieren que esta no se habría originado a partir de la fase inicial propuesta en el modelo de Morgan *et al.* (2024), donde se menciona que los magmas de composición más básica provendrían de una etapa inicial que se caracteriza por el desarrollo de un *crystal mush* mediante CF y la erupción de magmas de composición basáltica, andesítica y traquiandesítica basáltica; sino más bien a partir de etapas posteriores. La elevada cristalinidad de esta muestra junto con la presencia de glomerocristales pueden ser explicadas por la disgregación de un *crystal mush*, mientras que las texturas de desequilibrio de sus cristales son atribuibles a la interacción entre dos fundidos de distinta composición (Hildreth, 2004 en Morgan *et al.*, 2024; Bennett *et al.*, 2019). Además, estas texturas de desequilibrio y la evidencia física de reabsorción (Figura 4.5) apoyan la idea de que los cristales de plagioclasa no crecieron desde su líquido hospedante, sino que fueron arrastrados desde otro lugar (Bennett *et al.*, 2019). Esto es consistente con las pruebas de equilibrio realizadas entre las distintas fases minerales (plagioclasa,

clinopiroxeno y olivino) y las distintas composiciones de roca total, donde estas muestran que los puntos analizados de plagioclasa del Grupo A de la clasificación composicional (An ~52%) habrían cristalizado a partir de un fundido de composición traquítica, mientras que las del Grupo B (An ~75%) habrían cristalizado a partir de un fundido de composición BAT. De igual manera tanto los olivinos como los clinopiroxenos se encuentran en equilibrio con fundidos de composición traquítica. Así lo demuestran los diagramas de Rhodes (Figura 5.3), donde tanto los olivinos como los clinopiroxenos solo se encuentran dentro del campo de equilibrio Kd con un Mg# de líquido correspondiente a el de las muestras de composición traquítica, demostrando que estos habrían comenzado a fraccionarse a partir de un fundido de esta composición. Esto evidencia que gran parte de los cristales presentes en esta muestra habrían cristalizado a partir de un fundido más diferenciado, presumiblemente de composición traquítica y que no se encuentran en equilibrio con la composición de su roca hospedante. Es por esto, que se sugiere que esta muestra no sería representante del estadio eruptivo inicial propuesto por Morgan *et al.* (2024), sino más bien representaría un proceso eruptivo coetáneo o posterior a las erupciones de carácter traquítico.

Se propone dividir el miembro más básico de la evolución composicional (Figura 4.6) (muestras basálticas, andesíticas y traquiandesíticas) en dos etapas petrogenéticas: (1) erupciones coetáneas a la formación del *crystal mush* que se desarrolló a partir de un fundido de composición BAT (Etapa inicial del modelo propuesto por Morgan *et al.* (2024)), resultando en productos volcánicos afaníticos o con una muy baja cristalinidad, y (2) erupciones correspondientes a las inyecciones máficas, posteriores a la desintegración de un *crystal mush* conformado a partir de la cristalización de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno desde un fundido de composición traquítica. Esto es coherente con las descripciones petrográficas realizadas por Morgan *et al.* (2024) donde las muestras de composición BAT presentan una elevada variabilidad de cristalinidad (~12%-47%), por lo que sería factible pensar que las muestras con un menor grado de cristalinidad provienen de una etapa eruptiva inicial que se desarrolla de manera paralela al proceso de CF y a la generación de un *crystal mush*, mientras que las muestras con mayor grado de cristalinidad son producto de intrusiones máficas posteriores que desintegraron un *crystal mush* desarrollado a partir de un fundido traquítico.

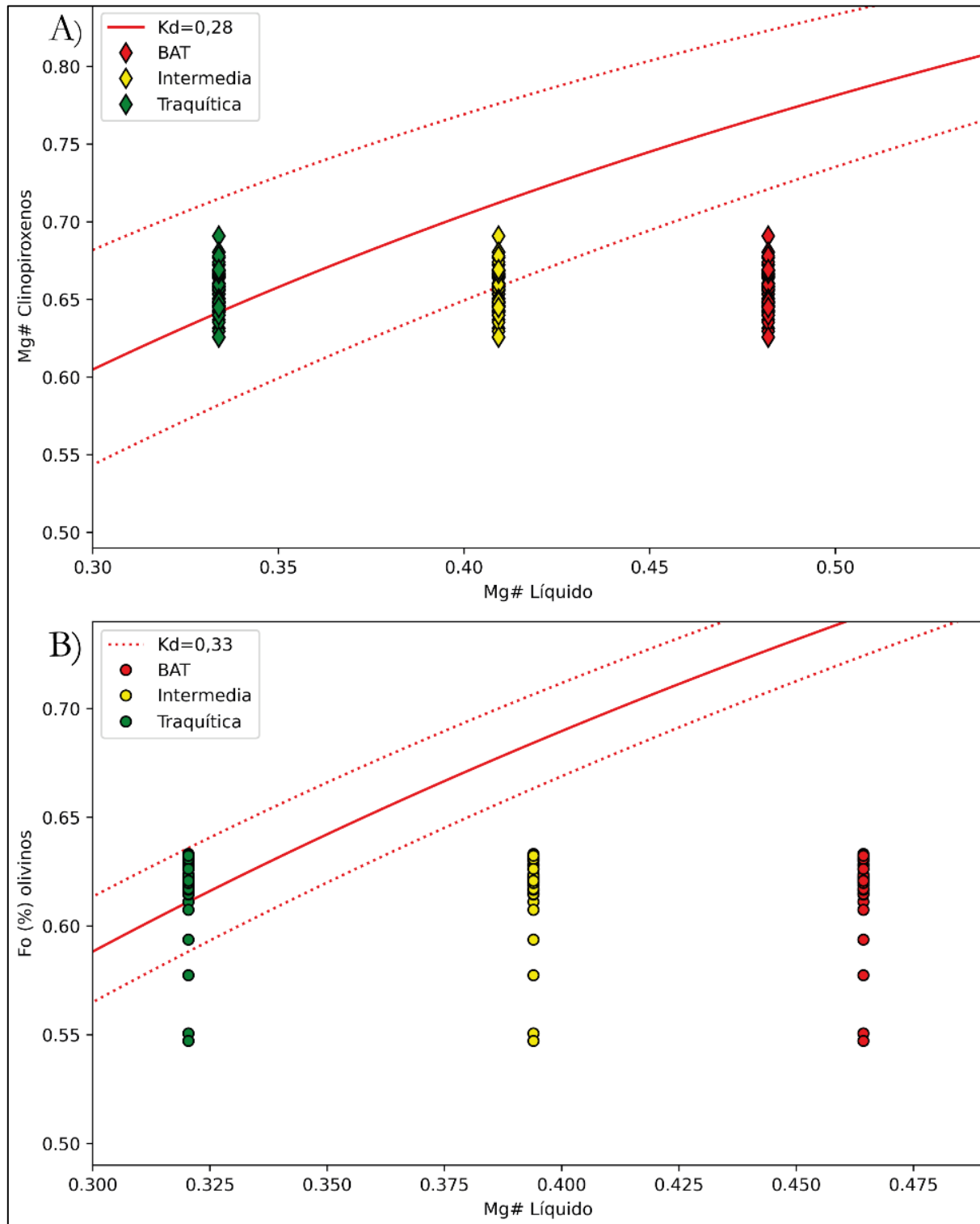


Figura 5.3: Diagramas de Rhodes de olivino y clinopiroxeno. (A) Diagrama de equilibrio entre clinopiroxenos de muestra LAN-04 y fundidos de composición BAT, intermedia (traquiandesita) y traquítica. $K_d=0,28$ de Putirka (2008). (B) Diagrama de equilibrio entre olivinos de muestra LAN-04 y fundidos de composición BAT, intermedia (traquiandesita) y traquítica. $K_d=0,33$ de Roeder & Emslie (1970).

5.4. Plagioclasas: trazadoras de la interacción entre dos fundidos

Las plagioclasas son útiles para investigar procesos magmáticos debido a que estas son una fase cristalina abundante y a su lenta inter-difusión de CaAl-NaSi, que previene el equilibrio de zonas composicionales adyacentes, lo que hace que sus texturas se preserven a través de los diferentes procesos (Morse, 1984; Grove *et al.*, 1984 *in* Bennett *et al.*, 2019). En la muestra LAN-04 se han podido identificar diversas poblaciones de plagioclasas en base a sus texturas de disequilibrio, particularmente las plagioclasas de los Grupos 1, 2 y 4 de la clasificación textural (Figura 4.5; revisar apartado 4.1.4.) muestran procesos de reabsorción, texturas *dusty* y *patchy zoning*, que podrían ser interpretadas como resultados de múltiples procesos como calentamiento, cambio en la composición del fundido (mezcla de magmas) y/o descompresión (Bennett *et al.*, 2019; Ginibre *et al.*, 2007; Streck, 2008). Los perfiles intracristalinos de plagioclasa de las Familias 1 y 2 (Figura 4.13 y 4.14) evidencian cambios abruptos en el contenido de An (%), mostrando cambios oscilatorios en el caso de la Familia 1, y mostrando una disminución abrupta de dicho contenido en el borde y en los parches de la Familia 2. Estos cambios composicionales son atribuibles a los procesos anteriormente mencionados y para poder discernir e identificar exactamente que generó estos cambios, se utilizaron las variaciones del contenido de TiO₂ dentro de las plagioclasas. El contenido de TiO₂ de las plagioclasas es poco sensible a los cambios de presión, teniendo un coeficiente de partición que cambia en 0,01/GPa (Bédard, 2005 *in* Bennet *et al.*, 2019). Por ende, si un proceso de reabsorción con un cambio en la composición asociado fuera provocado por descompresión, se vería un cambio en el contenido de An (%), sin embargo, los contenidos de TiO₂ se mantendrían relativamente invariables. En los perfiles intracristalinos de plagioclasa de las Familias 1 y 2 es posible observar que los cambios abruptos en el contenido de An (%) se encuentran acompañados de variaciones abruptas en el contenido de TiO₂, por lo que estos cambios son atribuibles a una cristalización a partir de fundidos de distinta composición. En el caso de la Familia 1 de los perfiles intracristalinos de plagioclasa (Figura 4.13) el patrón de zonación oscilatorio acompañado de superficies de reabsorción puede ser explicado por repetidos eventos de recarga (Ginibre *et al.*, 2007; Perugini *et al.*, 2005). La composición más anortítica (An ~75%) de los núcleos de las plagioclasas de las Familias 1 y 2 de los perfiles intracristalinos sugieren que estas habrían cristalizado originalmente a partir de un fundido primitivo, que luego se mezcló con un fundido más evolucionado generando así los bordes más diferenciados (An ~52%).

Las plagioclasas de los Grupos 3 y 5 de la clasificación textural (Figura 4.5F, 4.5G y 4.5J) no presentan ningún evento de reabsorción interna, pero si presentan textura *sieve* y bordes externos reabsorbidos en algunos casos. Este grupo se podría correlacionar con la Familia 3 de los perfiles intracrystalinos de plagioclasa (Figura 4.15), donde estas no muestran ninguna zonación abrupta, sino más bien un aumento progresivo en el contenido de An (%) y un contenido de TiO₂ que se mantiene relativamente invariable. A diferencia de las plagioclasas de las Familias 2 y 3, estas presentan un núcleo más diferenciado (An ~52%) con una zonación inversa, aumentando su contenido de An (%) hacia el borde (Figura 4.15A). En base a la evidencia proporcionada, es probable que este grupo de plagioclasas haya cristalizado a partir de un fundido más evolucionado y que haya experimentado un proceso de calentamiento y/o descompresión (Renjith, 2014; Bennet *et al.*, 2019). Esto es consistente con lo observado en los perfiles intracrystalinos de olivino, donde estos presentan composiciones diferenciadas y homogéneas hasta el borde, donde se observa un ligero aumento en el contenido de Fo (%) seguido de una caída abrupta de esta, registrando un proceso de calentamiento seguido de un enfriamiento rápido (Morgan *et al.*, 2024). Además, el hecho de que estas dos fases minerales hayan experimentado procesos similares es coherente con los resultados termobarométricos, donde olivinos, clinopiroxenos y los puntos analizados de plagioclasa del Grupo A de la clasificación composicional (An ~52%), representativos de los bordes de las Familias 1 y 2, y de la Familia 3 de los perfiles intracrystalinos, muestran haber cristalizado en un mismo reservorio.

La existencia de un proceso de mezcla de magmas, donde hubo una interacción entre un fundido primitivo con uno más diferenciado es evidenciable según los criterios utilizados en trabajos previos: (1) poblaciones de plagioclasas con diferentes texturas y composiciones (Pan & Batiza, 2003), (2) morfologías que indiquen desequilibrio como reabsorción (Kuo & Kirkpatrick, 1982 *in* Bennett *et al.*, 2019) y (3) zonaciones inversas (Hellevang & Pedersen, 2008).

5.5 Modelo petrogenético

El reconocimiento de las inyecciones máficas genera ciertas implicancias en el modelo petrogenético de las lavas holocenas del volcán Lanín. En este, Morgan *et al.* (2024) proponen que estas unidades se formaron en dos etapas: la primera consiste en erupciones originadas a partir de un fundido de composición BAT (basáltica, traquiandesítica basáltica, traquiandesítica), junto a la

formación de un *crystal mush*; mientras que la segunda corresponde a la existencia de un fundido residual de composición traquítica, a partir del cual se generaron erupciones de esta misma composición, gatilladas por inyecciones magmáticas que provocaron un proceso de calentamiento que desintegró el *crystal mush*. En este estudio se ha logrado demostrar que estas inyecciones máficas si lograron llegar a la superficie, habiendo interactuado con el fundido traquítico y generando así la diversidad textural y composicional de sus fases cristalinas. Esto implica que el ultimo evento eruptivo del volcán Lanín tuvo una composición BAT, por lo que el miembro más primitivo de la evolución bimodal de las lavas holocenas (Figura 4.6) se encuentra representado por dos grupos de muestras petrogenéticamente distintas: un grupo representante de la etapa inicial propuesta por Morgan *et al.*, (2024); y otro grupo que representa a inyecciones máficas tardías posteriores a las erupciones traquíticas de la etapa final. El modelo petrogenético del grupo de muestras que representan a las inyecciones máficas tardías se divide en dos etapas principales (Figura 5.4):

A) Formación de un *crystal mush* en un reservorio somero (1,2 a 10 km de profundidad) asociado al fraccionamiento de plagioclasas de composición An ~52% (Familia 3 de perfiles intracristalinos), olivinos y clinopiroxenos a partir de un fundido de composición traquítica (Figura 5.4A). Esto, estaría respaldado por los resultados termobarométricos de estas fases cristalinas que indican que todas ellas habrían cristalizado a presiones y temperaturas similares, además de las pruebas de equilibrio indicativas de que estas fases cristalinas comenzaron a cristalizar a partir de un fundido de composición traquítica (Figura 5.3).

B) Inyección de un fundido más primitivo, con cristales de plagioclasa An ~75% (Grupo B) provenientes de un reservorio ubicado a 19-25,3 km de profundidad, en el *crystal mush* del reservorio somero (Figura 5.4B). Esta inyección originó el proceso de calentamiento registrado en la Familia 3 de plagioclasa y en los perfiles intracristalinos de olivino (Figura 4.15 y 4.18). Los cristales de plagioclasa provenientes del fundido primitivo interactuaron con el magma más diferenciado del reservorio somero, originando así la gran variedad de texturas de desequilibrio observadas (Figura 4.5), los eventos de reabsorción interna y los abruptos cambios composicionales registrados en las Familias 1 y 2 de plagioclasa de los perfiles intracristalinos (Figura 4.13 y 4.14), donde hay un cambio en el contenido de An desde un núcleo An ~75% (Grupo B) a un borde An

~52% (Grupo A). En el caso de la Familia 1 de los perfiles intracrystalinos de plagioclasa, las variaciones oscilantes en el contenido de An (%) son atribuibles a sucesivos eventos de recarga.

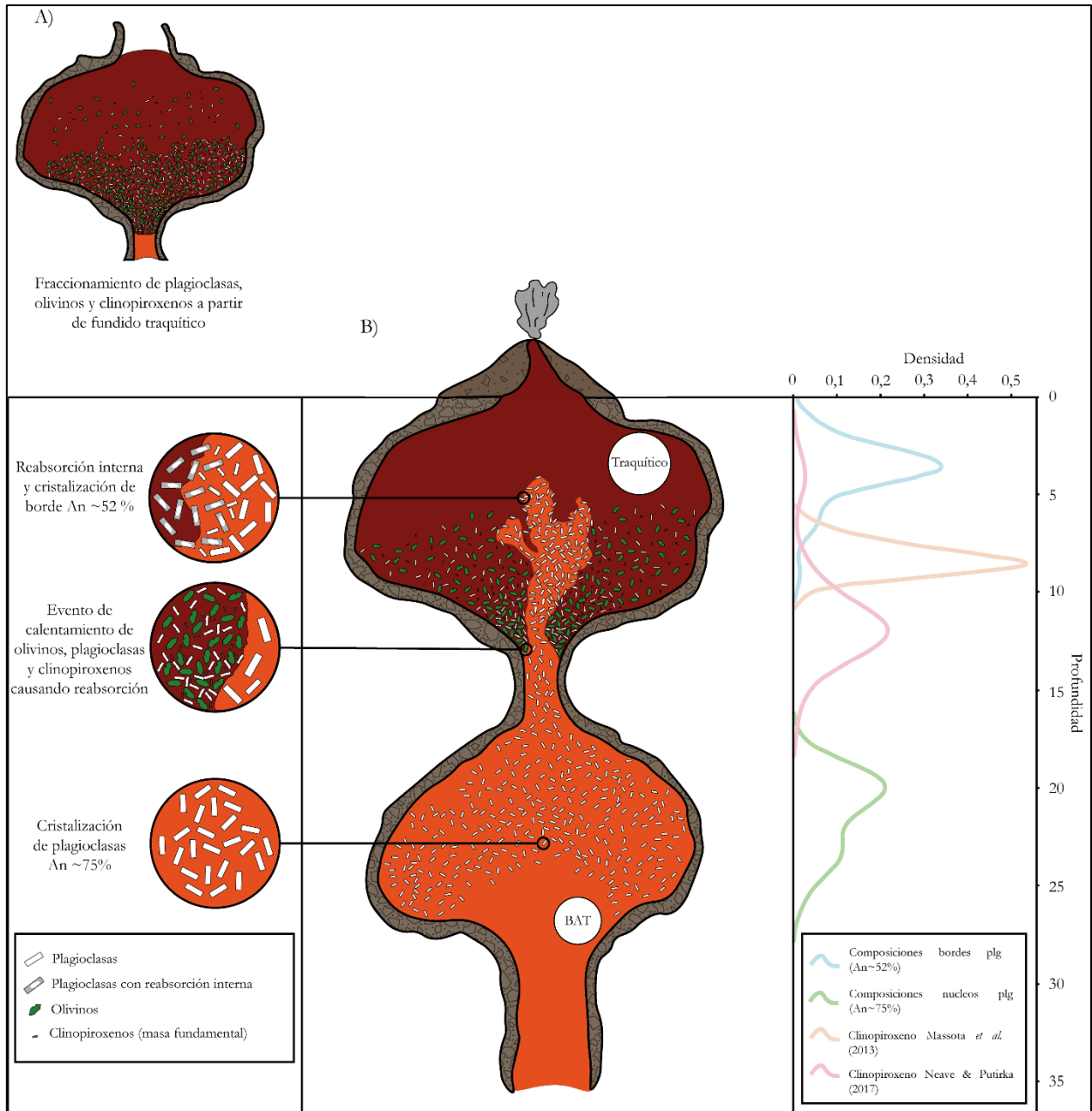


Figura 5.4: Modelo petrogenético de muestras representativas de inyecciones máficas. (A) Etapa inicial correspondiente a la formación de un *crystal mush* a partir de un fundido de composición traquítica. (B) Etapa final correspondiente a inyecciones máficas en un *crystal mush* somero y asociado a un fundido traquítico.

6. CONCLUSIÓN

La presente investigación sobre el origen y rol de las muestras máficas altamente cristalinas del volcán Lanín ha permitido comprender mejor los procesos magmáticos que han moldeado la evolución de este centro eruptivo. A través de un análisis petrográfico, geoquímico, isotópico y termobarométrico, se han identificado las condiciones fisicoquímicas bajo las cuales se formaron las lavas holocenas, confirmando una interacción compleja entre magmas máficos y residuales traquíticos.

Los resultados obtenidos revelan que las muestras máficas analizadas no representan un magma ligado a la primera etapa evolutiva propuesta anteriormente para este volcán, sino que corresponden a inyecciones máficas posteriores que interactuaron con el reservorio traquítico residual disgregando un *crystal mush* de esta misma composición. Esta interacción generó un sobrecalentamiento del magma traquítico y provocó episodios eruptivos adicionales. Las diversas texturas de desequilibrio observadas en las distintas fases minerales, la existencia de distintas poblaciones texturales y composicionales de plagioclasa, la presencia de fenocristales agrupados en texturas glomeroporfídicas, así como también las pruebas de equilibrio que indican que gran parte de los cristales habrían cristalizado a partir de un fundido más diferenciado que la composición de la roca hospedante, refuerzan la hipótesis de que las inyecciones máficas desempeñaron un papel determinante en la dinamización del sistema magmático.

Los datos geoquímicos e isotópicos respaldan que tanto las muestras traquíticas como máficas comparten una misma fuente mantélica y que su diferenciación se produjo en niveles corticales. Los análisis geoquímicos y las composiciones isotópicas de Sr y Nd sugieren que los procesos magmáticos estuvieron dominados por cristalización fraccionada, con una mínima o nula participación de contaminación cortical.

El modelo termobarométrico propuesto evidencia un sistema polibárico con un reservorio profundo ubicado entre 19 a 25,3 km, donde cristalizaron plagioclasas de composición primitiva (An ~75%) y otro más somero ubicado entre 1,2 a 10 km de profundidad donde cristalizaron fases cristalinas como olivino, clinopiroxeno y plagioclasa de composición más diferenciada (An ~52%). Estas condiciones habrían controlado el dinamismo de las inyecciones máficas donde el magma más

primitivo se habría alojado en el reservorio más profundo y habría ascendido hasta el reservorio más somero interactuando con el *crystal mush*, provocando su desintegración y originando las muestras altamente cristalinas de composición primitiva que representan a un grupo de muestras del extremo más prístino del magmatismo bimodal de las lavas holocenas del volcán Lanín.

En este trabajo se propone una nueva etapa dentro del modelo evolutivo del sistema magmático del volcán Lanín durante el Holoceno, que resalta el papel crucial de las inyecciones máficas en la dinamización de reservorios traquíticos residuales. Este trabajo no solo redefine la evolución magmática del volcán Lanín, sino que también establece un marco conceptual aplicable a otros sistemas volcánicos bimodales. Al destacar el papel de las inyecciones máficas en la dinamización de reservorios cristalinos, esta investigación contribuye significativamente al entendimiento de las dinámicas eruptivas en contextos geológicos similares, ofreciendo perspectivas clave para futuras investigaciones.

7. REFERENCIAS

- Aguirre, L & Levi, B. 1964. Geología de la Cordillera de los Andes de las provincias Cautín, Valdivia, Osorno y Llanquihue. Instituto de Investigaciones Geológicas.: 37 pp. Santiago.
- Aulinas, M.; Torrente, D. G.; Turiel, J. L. F.; Perez-Torrado, F.; Rodríguez-González, A. & Gasperini, D. 2009. Estudio de las condiciones P-T de cristalización de clinopiroxenos en los magmas plio-cuaternarios de Gran Canaria. *Revista de la Sociedad Española de Mineralogía*. Nº 11: 31–32.
- Balbis, C.; Petrinovic, I. A.; Hernando, I. R.; Brod, J. A. & R. J. Villegas A. 2022. Bimodal Holocene flank eruptions at Lanín composite volcano, Southern Volcanic Zone of the Andes: Characterization of their deposits and controls on the vents array. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **429**: 107610.
- Bechon, T.; Billon, M.; Namur, O.; Bolle, O.; Fugmann, P.; Foucart, H.; Devidal, J.; Delmelle, N. & Vander Auwera, J. 2022. Petrology of the magmatic system beneath Osorno volcano (central southern volcanic zone, Chile). *Lithos*. Vol. **426**: 106777.
- Bennett, E. N.; Lissenberg, C. J. & Cashman, K. V. 2019. The significance of plagioclase textures in mid-ocean ridge basalt (Gakkel Ridge, Arctic Ocean). *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **174**: 49.
- Brahm, R.; Parada, M. A.; Morgado, E.; Contreras, C. & McGee, L. E. 2018. Origen of Holocene trachyte lavas of the Quetupillán volcanic complex, Chile: Examples of residual melts in a rejuvenated crystalline mush reservoir. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **357**: 163-176.
- Cembrano, J. & Lara, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*. Vol. **471**: 96-113.
- Cembrano, J. & 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 Nº 7. Actas Volumen **1**: 240-244.
- Compayante, B; González-Maurel, O.; Guzmán-Marusic, G.; Geiger, H.; Allaz, J.; Roux, P. I.; Rodríguez, I. & Godoy, B. En preparación. Estimación de las condiciones de almacenamiento magmático previas a la erupción de 1984 del volcán Villarrica (39°25'S, 71°56'W), región de la Araucanía y de Los Ríos, Chile.

Cortés, J. A. 2009. On the Harker Variation Diagrams; A Comment on “The Statistical Analysis of Compositional Data. Where Are We and Where Should We Be Heading?” by Aitchison and Egozcue (2005). *Math Geosci.* Vol. **41**: 817-828.

Deer, W. A.; Howie, R. A. & Zussman, J. 1963. Rock-forming minerals. *Mineralogical magazine and journal of the Mineralogical Society.* Vol. **5**: 525-527.

Donovan, J. J. & Tingle, T. N. 1996. An improved mean atomic number background correction for quantitative microanalysis. *Microscopy and Microanalysis.* Vol. **2**: 1-7.

Fennell, L. M.; Ramos, M. E. & Folguera, A. 2014. Evolución sin y postglaciaria de la vertiente oriental del volcán Lanín, provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina.* Vol. **71**: 100-111. Buenos Aires.

Fontignie, D. & Schilling, J. G. 1996. Mantle heterogeneities beneath the South Atlantic: a Nd-Sr-Pb isotope study along the Mid-Atlantic Ridge (3°S-46°S). *Earth and Planetary Science Letters.* Vol. **142**: 209-221.

Folguera, A.; Introcaso, A.; Giménez, M.; Ruiz, F.; Martínez, P.; Tunstall, C.; Morabito, E. G. & Ramos, V. A. 2007. Crustal attenuation in the Southern Andean retroarc (38°-39°30'S) determined from tectonic and gravimetric studies: The Lonco-Luán asthenospheric anomaly. *Tectonophysics.* Vol. **439**: 129-147.

Gaul, O. F.; Griffin, W. L.; O'Reilly, S. Y. & Pearson, N. J. 2000. Mapping olivine composition in the lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters.* Vol. **182**: 223-235.

Ginebre, C.; Wörner, G. & Kronz, A. 2007. Crystal Zoning as an Archive for Magma Evolution. *Elements.* Vol. **3**: 261-266.

Gleeson, M. L. M.; Gibson, S. A. & Stock, M. J. 2020. Upper Mantle Mush Zones beneath Low Melt Flux Ocean Island Volcanoes: Insights from Isla Floreana, Galápagos. *Journal of petrology.* Vol. **61**: 11-12

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

Hackney, R. I.; Echtler, H. P.; Franz, G.; Götze, H. J.; Lucassen, F.; Marchenko, D.; Melnick, D.; Meyer, U.; Schmidt, S.; Tasárová, Z.; Tassara, A. & Wienecke, S. 2006. The Segmented Overriding

Plate and Coupling at the South-Central Chilean margin (36–42° S). The Andes- Active subduction orogeny. Oncken, O.; Chong, G.; Franz, G.; Giese, P.; Götze, H. J.; Ramos, V. A.; Strecker, M. R.; Wigger, P. (Editores). Springer: 355-374 pp.

Held, S.; Schill, E.; Pavez, M.; Díaz, D.; Muñoz, G.; Morata, D. & Kohl, T. 2016. Resistivity distribution from mid-crustal conductor to near-surface across the 1200 km long Liquiñe-Ofqui Fault System, southern Chile. *Geophysical Journal International*. Vol. **207**: 1387–1400.

Hellevang, B. & Pedersen, R. B. 2008. Magma Ascent and Crustal Accretion at Ultraslow-Spreading Ridges: Constraints from Plagioclase Ultraphyric Basalts from the Arctic Mid-Ocean Ridge. *Journal of Petrology*. Vol. **49**: 267-294.

Hervé, F.; Faundez, V.; Calderón, M.; Massonne, H. J. & Willner, A. P. 2007. Metamorphic and plutonic basement. The Geology of Chile. Moreno, T. & Gibbons, W. The Geological Society. London.

Hickey-Vargas, R.; Holbik, S.; Tormey, D.; Frey, F. A. & 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*. Vol. **258-259**: 115-132.

Hickey-Vargas, R.; Moreno, R. H.; López-Escobar, Leopoldo. & Frey, F. A. 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 in mineralogy and petrology*. Vol. **103**: 361-386.

Holness, M. B; Cheadle, M. J. & McKenzie, D. 2005. On the Use of Changes in Dihedral Angle to Decode Late-stage Textural Evolution in Cumulates. *Journal of petrology*. Vol. **46**: 1565-1583.

Iacovino, K. & Gouard, C. 2021. TAS Diagra Plotter (3.0). Zenodo.

Jacques, G.; Hoernle, K.; Gill, J.; Wehrmann, H.; Bindeman, I. & 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*. Vol. **371**: 27-45.

Jacques, G.; Hoernle, K.; Gill, J.; Hauff, F.; Wehrmann, H.; Garbe-Schönberg, D.; Bogaard, P. v. d.; Bindeman, I. & Lara, L. E. 2013. Across-arc geochemical variations in the Southern Volcanic Zone, Chile (34.5-38.0°S): Constraints on mantle wedge and slab input compositions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **123**: 218-243.

Jyotiranjana, S. R. 1998. Trace element and isotope evolution during concurrent assimilation, fractional crystallization, and liquid immiscibility of a carbonated silicate magma. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **62**: 3301-3306.

Lange, R. A.; Frey, H. M. & Hector, J. 2009. A thermodynamic model for the plagioclase-liquid hygrometer/thermometer. *American Mineralogist*. Vol. **94**: 494-506.

Lara, L. 2004. Geología del volcán Lanín, Región de La Araucanía. Servicio Nacional de Geología y Minería.: 18 pp.

Lara, L. & Moreno, H. R. 2004. Geología del área Liquiñe-Neltume. Regiones de la Araucanía y de los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería.: 23 pp. Santiago.

Lara, L.; Naranjo, J. A. & Moreno, H. R. 2004. Lanín volcano (39.5°S), Southern Andes: geology and morphostructural evolution. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **31**: 241–257.

Lavenu, A. & Cembrano, J. 1999. Compressional and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*. Vol. **21**: 1669-1691.

Lavenu, A.; Cembrano, J.; Arancibia, G.; Deruelle, B.; López-Escobar, L. & Moreno, H. R. 1997. Neotectónica transpresiva dextral y volcanismo falla Liquiñe-Ofqui, sur de Chile. Congreso Geológico Chileno N° 8. Actas **1**: 129-133. Antofagasta.

López-Escobar, L.; Cembrano, J. & Moreno, H. 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46°S). *Revista Geológica de Chile*. Vol. **22**: 219-234.

Lupi, M.; Tripanera, D.; Gonzalez, D.; D'amico, S.; Acocella, V.; Cabello, C.; Muelle Stef, M. & Tassara, A. 2019. Transient tectonic regimes imposed by megathrust earthquakes and the growth of NW-trending volcanic systems in the Southern Andes. *Tectonophysics*. Vol. **774**: 228204.

Maitre, R. W. L.; Streckeisen, A.; Zanettin, B.; Bas, M. J. L.; Bonin, B.; Bateman, P.; Bellieni, G.; Dudek, A.; Efremova, S.; Keller, J.; Lameyre, J.; Sabine, P. A.; Schmid, R.; Sørensen, H. & Woolley, A. R. 2002. Igneous Rocks a classification and glossary of terms. Maitre, R. W. L.: 254 pp. Nueva York.

Martínez, P.; Singer, B. S., Roa, H. M. & Jicha, B. R. 2018. Volcanologic and petrologic evolution of Antuco-Sierra Velluda, Southern Andes, Chile. *Journal of volcanology and Geothermal Research*. Vol. **349**: 392-408.

Masotta, M.; Mollo, S.; Freda, C.; Gaeta, M. & Moore, G. 2013. Clinopiroxene-liquid thermometers and barometers specific to alkaline differentiated magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **166**: 1545-1561.

- McDonough, W. F. & Sun, S.-s. 1995. The composition of Earth. *Chemical Geology*. Vol. **120**: 223-25.
- Melnick, D.; Sanchez, M.; Echtler, H.; Bataille, K. & Pineda, V. 2003. Geología estructural de la Isla Mocha, centro-sur de Chile (38°30'S, 74°W): Implicancias en la tectónica regional. Congreso Geológico Chileno N°10.
- Mollo, S.; Putirka, K.; Iezzi, G.; Del Gaudio, P. & Scarlato, P. 2011. Plagioclase–melt (dis)equilibrium due to cooling dynamics: implications for thermometry, barometry and hygrometry. *Lithos*. Vol. **125**: 221-235.
- Morgado, E.; Parada, M. A.; Contreras, C.; Castruccio, A.; Gutiérrez, F. & McGee, L. E. 2015. Contrasting records from mantle to surface of Holocene lavas of two nearby arc volcanic complexes: Caburgua-Huelemolle Small Eruptive Centers and Villarrica Volcano, Southern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **306**: 1-16.
- Morgan, C.; Morgado, E.; Parada, M. Á.; Brahm, R. & Mallea-Lillo, F. 2024. Two-stage evolution of a bimodal reservoir: The case of Holocene lavas of the Lanín composite volcano, Southern Volcanic Zone, Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **133**: 104697.
- Morimoto, N. 1989. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Journal*. Vol. **14**: 198-221.
- Neave, D. A. & Putirka, K. D. 2017. A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones. *American Mineralogist*. Vol. **102**: 777-794.
- Pan, Y. & Batiza, R. 2003. Magmatic processes under mid-ocean ridges: A detailed mineralogic study of lavas from East Pacific Rise 9°30'N, and 11°20'N. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Vol. **4**.
- Perugini, D.; Poli, G. & Valentini, L. 2005. Strange attractors in plagioclase oscillatory zoning: petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **149**: 482-497.
- Prezzi, C. B.; Götze, H. J. & Schmidt, S. 2009. 3D density model of the Central Andes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Vol. **177**: 217-234.
- Putirka, K. D. 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Vol. **69**: 61-120.

Putirka, K. D.; Mikaelian, H.; Ryerson, F. & 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*. Vol. **88**: 1542-1554.

Putirka, K.; Perfit, M.; Ryerson, F. J & Jackson, M. G. 2007. Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. Passive upwelling. *Chemical Geology*. Vol. **141**: 177-206.

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*. Vol. **123**: 92-108.

Renjith, M. L. 2014. Micro-textures in plagioclase from 1994-1995 eruption, Barren Island Volcano: Evidence of Dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone. *Geoscience Frontiers*. Vol. **5**: 113-126.

Roeder, P. L. & Emslie, R. F. 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **29**: 275-289.

Stern, C. R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **31**: 161-206.

Streck, M. J. 2008. Mineral Textures and Zoning as Evidence for Open System Processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Vol. **69**: 1.

Sun, S. -s. & McDonough, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*. Vol. **42**: 313-345.

Tassara, A. & Yáñez, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47° S). *Revista Geológica de Chile*. Vol. **30**: 159-186.

Tsuchiyama, A. 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **89**: 1-16.

Urra-Tapia, P.; González-Vidal, D.; Miller, M. & Palma, J. L. 2023. The seismic structure of Villarrica Volcano revealed by ambient noise tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **439**: 107829.

Völker, D.; Kutterolf, S. & Wehrmann, H. 2011. Comparative mass balance of volcanic edifices at the southern volcanic zone of the Andes between 33°S and 46°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **205**: 114-129.

Wehrmann, H.; Hoernle, K.; Jacques, G.; Garbe-Schönberg, D.; Schumann, K.; Mahlke, J. & Lara, L. E. 2014. Volatile (sulphur and chlorine), major, and trace element geochemistry of mafic to intermediate tephra from the Chilean Southern Volcanic Zone (33–43°S). *International Journal of Earth Sciences*. Vol **103**: 1945-1962.

Wieser, P.; Petrelli, M.; Lubbers, J.; Wieser, E.; Ozaydin, S.; Kent, A. & Till, C. 2022. Thermobar: An open-source Python3 tool for thermobarometry and hygrometry. *Volcánica*. Vol. **5**: 349-384.

Wang, X.; Hou, T.; Wang, M.; Zhang, C.; Zhang, Z.; Pan, R.; Marxer, F. & Zhang, H. 2021. A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems. *European Journal of Mineralogy*. Vol. **33**: 621-637.

8. ANEXOS

Anexo 1: Tabla de abundancia de óxidos mayores (wt%) de las muestras.

wt. %	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Cr ₂ O ₃	NiO	H ₂ O-	LOI	Sum
LAN-01	62.76	0.93	16.15	6.47	0.18	1.30	3.45	5.17	2.75	0.40	b.d.	0.00	b.d.	-0.01	-0.09	99.46
LAN-02	58.25	1.23	16.56	8.43	0.20	2.39	5.25	4.78	2.00	0.52	b.d.	0.00	b.d.	0.00	-0.18	99.44
LAN-03	62.84	1.08	15.31	7.22	0.20	1.25	3.14	5.51	2.72	0.42	b.d.	0.00	b.d.	-0.03	0.02	99.69
LAN-04	52.45	1.37	17.42	10.99	0.18	4.34	7.63	3.66	1.46	0.45	b.d.	0.00	b.d.	0.09	-0.30	99.75

Anexo 2: Tabla de abundancia de elementos traza (wt%) de las muestras.

	Li	B	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
LAN-01	15.5	10.8	15.6	21.6	4.31	5.38	1.99	7.21	92.9	69.9	396	41.4	258	12.0	665	35.7	79.7	9.90	37.3	8.85	2.51	8.86	1.40	7.98	1.65	4.97	0.713	4.89	0.746	7.15	0.946	20.7	10.8	2.69
LAN-02	15.5	10.4	21.6	85.1	5.75	12.0	2.60	13.1	100	52.3	526	37.1	194	8.87	533	29.8	65.9	8.54	32.8	7.98	2.52	8.22	1.24	7.07	1.43	4.24	0.606	3.99	0.616	5.23	0.771	13.2	8.02	2.01
LAN-03	24.8	13.6	19.0	21.8	6.14	6.09	2.54	14.0	109	68.2	334	45.9	281	13.3	727	41.1	87.2	11.2	42.2	9.86	2.90	9.93	1.54	8.66	1.77	5.33	0.767	5.07	0.793	7.53	0.862	18.4	10.5	2.54
LAN-04	10.7	8.40	26.1	237	8.74	30.2	15.2	66.5	105	38.8	624	30.3	159	7.52	427	25.3	55.7	7.14	28.2	6.73	2.04	6.83	1.06	5.92	1.19	3.47	0.491	3.19	0.489	4.25	0.635	10.8	6.94	1.67

Anexo 3: Tabla de datos isotópicos de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr v/s ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd.

Lanín	⁸⁷ / ₈₆ Sr	internal	¹⁴³ / ₁₄₄ Nd	±2s internal
LAN-01	0.703997	0.000012	0.5128125	0.00000688
LAN-02	0.703974	0.000008	0.5128306	0.00000558
LAN-03	0.703999	0.000010	0.5128117	0.00000718
LAN-04	0.704025	0.000009	0.5128164	0.00000532

Anexo 4: Tabla de abundancia de óxidos mayores (wt%) en cristal LAN-04-PIC1.

Código	Posicion	An	An_Plag	SiO2	Al2O3	CaO	K2O	TiO2	Cr2O3	FeOt	MnO	Na2O	MgO	TOTAL3
LAN-04-PIC1	0	0.58937747	58.9377472	54.4878	28.9081	11.9306	0.402771	0.070955	-0.01163	0.645867	0.018989	4.32842	0.09404	100.876
LAN-04-PIC1	6.94444444	0.58523815	58.5238152	54.5928	28.957	11.8496	0.412631	0.066607	0.009588	0.65794	0.00858	4.36933	0.081414	101.006
LAN-04-PIC1	149.305556	0.58331314	58.3313145	54.4253	29.0614	11.8553	0.437291	0.0675	0.012384	0.661443	0.007124	4.39228	0.084115	101.004
LAN-04-PIC1	267.361111	0.55511145	55.5111447	55.1105	28.1503	11.2651	0.474611	0.075828	-0.03899	0.676046	0.009704	4.67693	0.085204	100.485
LAN-04-PIC1	331.597222	0.55488073	55.4880731	55.2977	28.4522	11.3352	0.454821	0.066616	-0.003	0.663618	0.011896	4.72569	0.074858	101.08
LAN-04-PIC1	402.777778	0.66169598	66.1695977	52.3308	30.3819	13.616	0.273623	0.056383	-0.00151	0.708915	0.013712	3.66698	0.077616	101.124
LAN-04-PIC1	430.555556	0.66732262	66.7322617	52.4055	30.2993	13.6204	0.272972	0.056571	-0.01242	0.705599	-0.00037	3.57274	0.095141	101.015
LAN-04-PIC1	451.388889	0.65370892	65.3708925	52.4538	30.2937	13.3368	0.292855	0.058698	0.020642	0.760015	0.017556	3.71153	0.080935	101.027
LAN-04-PIC1	500	0.65799407	65.7994067	52.2838	30.3753	13.4389	0.281157	0.060763	0.006202	0.767409	-0.00515	3.67513	0.095955	100.98
LAN-04-PIC1	543.402778	0.67960357	67.9603568	52.5469	30.4254	13.7968	0.393163	0.107728	0.034023	0.848918	0.024285	3.33579	0.086781	101.6
LAN-04-PIC1	605.902778	0.53513527	53.5135271	55.5034	27.9503	10.8824	0.455147	0.10011	0.00398	0.86837	-0.0018	4.92465	0.116695	100.803
LAN-04-PIC1	621.527778	0.51393313	51.3933126	56.07433	27.50597	10.50803	0.479733	0.097814	0.000883	0.816112	0.012185	5.17651	0.118023	100.7893

Anexo 5: Tabla de abundancia de óxidos mayores (wt%) en cristal LAN-04-PIC2.

Código	P	An	An_Plag	SiO2	Al2O3	CaO	K2O	TiO2	Cr2O3	FeOt	MnO	Na2O	MgO	TOTAL
LAN-04-PIC2	0	0.82634212	82.6342124	48.21353	33.99873	16.64033	0.115318	0.030674	0.005003	0.428146	0.011768	1.856537	0.053802	101.354
LAN-04-PIC2	122.5	0.5142081	51.4208104	56.2699	28.281	10.3992	0.594956	0.070464	0.004898	0.517802	0.027251	5.03775	0.052427	101.256
LAN-04-PIC2	280	0.57596377	57.5963771	54.7588	29.6277	11.8419	0.448725	0.059264	-0.00119	0.461523	0.003836	4.52262	0.061433	101.785
LAN-04-PIC2	445	0.50021204	50.0212041	56.6908	28.1311	10.2486	0.634097	0.073615	0.041747	0.462574	0.017198	5.24155	0.071687	101.613
LAN-04-PIC2	485	0.51795465	51.7954646	56.6151	28.3042	10.5485	0.593415	0.064717	0.026503	0.532415	0.015618	5.03471	0.070227	101.806
LAN-04-PIC2	525	0.62725821	62.7258211	53.414	30.2058	12.6457	0.325817	0.058429	0.015633	0.536633	0.009476	3.93832	0.057516	101.207
LAN-04-PIC2	557.5	0.73042927	73.0429267	50.8788	32.1553	14.717	0.22361	0.030837	0.0166	0.719723	0.0098	2.85438	0.06032	101.666
LAN-04-PIC2	630	0.71357225	71.3572247	51.0902	31.7972	14.5788	0.217724	0.041512	0.008915	0.669978	0.018219	3.09063	0.076767	101.59
LAN-04-PIC2	655	0.73959186	73.9591861	50.522	32.3339	14.932	0.194753	0.031345	0.024371	0.581131	0.005293	2.77726	0.06458	101.467
LAN-04-PIC2	665	0.78324665	78.3246654	49.2277	16.1469	16.5104	0.890575	2.10906	0.00082	10.5886	0.295886	1.93896	2.95509	100.664
LAN-04-PIC2	685	0.76109497	76.1094971	50.1766	32.5221	15.4582	0.242896	0.043795	0.022682	0.742964	0.008572	2.52164	0.068577	101.808
LAN-04-PIC2	757.5	0.80112934	80.1129341	48.6814	33.3183	16.2817	0.130157	0.029399	0.041705	0.57845	0.01484	2.1479	0.055813	101.28
LAN-04-PIC2	770	0.79972262	79.9722622	48.8359	33.3931	16.3165	0.124506	0.025017	-0.00268	0.595629	0.004776	2.17619	0.072247	101.541

Anexo 6: Tabla de abundancia de óxidos mayores (wt%) en cristal LAN-04-PIC3.

Código	P	An	An_Plag	SiO2	Al2O3	CaO	K2O	TiO2	Cr2O3	FeOt	MnO	Na2O	MgO	TOTAL	
LAN-04-PIC3		0	0.51258748	51.2587475	55.7852	27.2882	10.4766	0.512228	0.089559	0.018062	0.784751	0.010375	5.16819	0.098299	100.231
LAN-04-PIC3	32.6923077	0.51592398	51.5923979	55.6528	27.3351	10.5246	0.494848	0.090443	0.025357	0.755849	0.005949	5.13147	0.108864	100.125	
LAN-04-PIC3	48.0769231	0.5169829	51.6982895	55.6945	27.3328	10.5717	0.498158	0.080647	0.003039	0.737748	0.002539	5.13052	0.106767	100.159	
LAN-04-PIC3	69.2307692	0.51917189	51.9171886	55.8323	27.3507	10.5469	0.476928	0.071791	0.046496	0.706704	0.007416	5.08415	0.095286	100.219	
LAN-04-PIC3	134.615385	0.51984048	51.9840477	55.9086	27.2642	10.5207	0.490071	0.080801	0.011777	0.724231	0.002311	5.04769	0.103668	100.154	
LAN-04-PIC3	173.076923	0.52003159	52.0031586	55.66	27.3385	10.5689	0.483846	0.092058	-0.00998	0.744831	0.011507	5.07226	0.106248	100.068	
LAN-04-PIC3	226.923077	0.69645633	69.6456325	51.2649	30.6585	14.1803	0.232618	0.051875	-0.01235	0.740574	-0.00532	3.26232	0.089414	100.463	
LAN-04-PIC3	246.153846	0.51397575	51.3975747	55.7164	27.0534	10.4129	0.507919	0.085004	-0.00979	0.72867	-0.00393	5.10723	0.105281	99.7031	
LAN-04-PIC3	280.769231	0.51202057	51.202057	55.8237	27.3533	10.4211	0.516461	0.1014	0.036203	0.769117	0.011555	5.14868	0.100998	100.283	
LAN-04-PIC3	380.769231	0.75753159	75.7531592	49.5905	31.69123	15.2857	0.161323	0.04676	0.008215	0.730497	0.011963	2.597653	0.082803	100.2067	
LAN-04-PIC3	392.307692	0.71316042	71.316042	50.8769	30.8035	14.329	0.209224	0.054596	-0.0207	0.68612	0.015107	3.04722	0.095271	100.096	
LAN-04-PIC3	430.769231	0.52029343	52.0293427	55.8135	27.5733	10.5794	0.489405	0.090013	-0.01059	0.7281	0.016771	5.0683	0.096949	100.445	
LAN-04-PIC3	455.769231	0.52002988	52.0029885	55.6244	27.394	10.5209	0.489248	0.102599	0.025279	0.722828	0.008994	5.04426	0.103132	100.036	
LAN-04-PIC3	482.692308	0.51582107	51.5821074	55.8583	27.3874	10.4162	0.49503	0.097689	0.018121	0.757588	0.013281	5.07737	0.102392	100.223	
LAN-04-PIC3	513.461538	0.51828835	51.8288354	55.7433	27.3287	10.5731	0.497118	0.09357	0.052993	0.743762	0.010349	5.10346	0.09127	100.238	
LAN-04-PIC3	544.230769	0.52634767	52.6347666	55.7346	27.4959	10.6963	0.459199	0.095306	0.010574	0.751236	0.00972	5.01706	0.115453	100.385	
LAN-04-PIC3	575	0.53907059	53.9070591	54.9856	27.7624	10.9446	0.440589	0.086018	-0.00041	0.837604	0.001469	4.88158	0.132211	100.072	
LAN-04-PIC3	600	0.53602362	53.602362	55.056	27.6791	10.9058	0.452318	0.096166	0.004808	0.839076	0.013854	4.91908	0.127979	100.094	
LAN-04-PIC3	634.615385	0.52339271	52.3392711	55.1777	27.4904	10.6646	0.457635	0.098622	0.009223	0.922609	0.014547	5.06554	0.130968	100.032	

Anexo 7: Tabla de abundancia de óxidos mayores (wt%) en cristal LAN-04-PIC4.

Código	P	An	An_Plag	SiO2	Al2O3	CaO	K2O	TiO2	Cr2O3	FeOt	MnO	Na2O	MgO	TOTAL	
LAN-04-PIC4		0	0.68194294	68.1942943	51.6726	30.9407	13.7723	0.258249	0.049314	0.022807	0.704014	0.014261	3.37976	0.09156	100.906
LAN-04-PIC4	17.3762376	0.75823903	75.8239031	50.0305	32.4897	15.4349	0.178821	0.034796	-0.00091	0.684682	0.010659	2.60197	0.08697	101.552	
LAN-04-PIC4	32.0792079	0.76454976	76.4549762	49.6015	32.4647	15.4305	0.162419	0.038315	0.016592	0.639604	0.009739	2.51916	0.077241	100.96	
LAN-04-PIC4	45.4455446	0.76873542	76.8735415	49.4167	32.4888	15.6278	0.156527	0.028524	0.05294	0.630849	-0.00417	2.49511	0.082492	100.976	
LAN-04-PIC4	64.1584158	0.73359938	73.3599377	50.2978	31.9312	14.861	0.19454	0.031048	0.009095	0.632177	0.006637	2.85429	0.084026	100.902	
LAN-04-PIC4	117.623762	0.52733138	52.7331382	55.84	28.0711	10.8097	0.515571	0.087998	-0.01282	0.731489	-0.00038	5.01519	0.105192	101.163	
LAN-04-PIC4	133.663366	0.51657887	51.6578875	56.3328	27.8569	10.5113	0.54599	0.093578	0.028566	0.747516	-0.00727	5.07665	0.095238	101.281	
LAN-04-PIC4	223.217822	0.49572298	49.5722984	56.9262	27.6908	10.0517	0.58115	0.110631	-0.05524	0.773311	0.008763	5.26823	0.108418	101.464	
LAN-04-PIC4	253.960396	0.51891744	51.8917442	56.14145	27.8752	10.65935	0.505103	0.091414	-0.00163	0.789227	0.020179	5.128535	0.121723	101.3305	

Anexo 8: Tabla de abundancia de óxidos mayores (wt%) en cristal LAN-04-PIC5.

Código	P	An	An_Plag	SiO2	Al2O3	CaO	K2O	TiO2	Cr2O3	FeOt	MnO	Na2O	MgO	TOTAL	
LAN-04-PIC5		0	0.77778517	77.778517	49.4158	32.794	15.7432	0.142264	0.037129	-0.01928	0.638152	0.017252	2.392	0.076255	101.237
LAN-04-PIC5	43.9814815	0.73151932	73.1519317	50.7496	31.97	14.7026	0.212968	0.033998	0.021544	0.70832	0.010388	2.84187	0.097766	101.349	
LAN-04-PIC5	162.037037	0.73901337	73.9013373	50.6255	32.2044	14.8519	0.193995	0.024721	-0.03478	0.578744	0.016579	2.77086	0.098727	101.331	
LAN-04-PIC5	178.240741	0.75071924	75.0719244	50.3209	32.4703	15.1862	0.181427	0.034828	-0.03055	0.608922	0.018907	2.6673	0.079714	101.538	
LAN-04-PIC5	212.962963	0.77028566	77.0285664	49.6727	33.0208	15.5604	0.158917	0.028889	0.05207	0.573349	0.01034	2.45982	0.058067	101.595	
LAN-04-PIC5	340.277778	0.53436069	53.4360691	56.0163	28.3632	10.9204	0.462805	0.076816	0.022579	0.785424	-0.00658	4.9542	0.109811	101.705	
LAN-04-PIC5	351.851852	0.52814871	52.8148708	56.23895	28.0568	10.77095	0.490324	0.094321	0.037172	0.79491	0.018086	4.99431	0.123657	101.6195	
LAN-04-PIC5	363.425926	0.53991071	53.9910708	55.9307	28.3867	11.1014	0.454407	0.087032	0.010658	0.799565	0.0184	4.92887	0.116629	101.834	

Anexo 9: Tabla de abundancia de óxidos mayores (wt%) en cristal LAN-04-PIC6.

Código	P	An	An_Plag	SiO2	Al2O3	CaO	K2O	TiO2	Cr2O3	FeOt	MnO	Na2O	MgO	TOTAL	
LAN-04-PIC6		0	0.47974249	47.9742493	57.27625	27.32965	9.82937	0.614129	0.096385	0.011905	0.648861	0.002314	5.486475	0.095334	101.3905
LAN-04-PIC6	109.375	0.45252837	45.2528369	58.3484	26.8742	9.28002	0.687744	0.084665	0.018982	0.624271	0.013016	5.75175	0.089268	101.772	
LAN-04-PIC6	177.083333	0.48371723	48.3717233	57.4039	27.2257	9.94908	0.609019	0.090418	0.019239	0.638367	0.011631	5.46748	0.091847	101.507	
LAN-04-PIC6	200.520833	0.49445558	49.4455576	57.1197	27.5215	10.1773	0.585721	0.10276	-0.01494	0.651005	0.007368	5.36491	0.092137	101.608	
LAN-04-PIC6	234.375	0.53106067	53.1060666	56.0911	28.2301	10.8313	0.504888	0.086045	0.013498	0.747478	0.008735	4.95321	0.116053	101.583	
LAN-04-PIC6	270.833333	0.51961963	51.9619631	56.2592	27.8697	10.5839	0.527187	0.095816	-0.01071	0.786955	0.019996	5.06031	0.107016	101.299	
LAN-04-PIC6	317.708333	0.58295496	58.2954963	54.6375	29.1072	12.0255	0.394217	0.071811	-0.02427	0.831377	0.015227	4.49481	0.119194	101.673	

Anexo 10: Tabla de abundancia de óxidos mayores (wt%) en cristal LAN-04-PIC7.

Código	P	An	An_Plag	SiO2	Al2O3	CaO	K2O	TiO2	Cr2O3	FeOt	MnO	Na2O	MgO	TOTAL	
LAN-04-PIC7		0	0.47967543	47.967543	57.8577	27.406	9.82758	0.618731	0.086092	-0.01784	0.664898	0.001663	5.48403	0.09206	102.021
LAN-04-PIC7	43.2	0.51438368	51.4383675	56.7594	28.0671	10.521	0.519908	0.095748	0.046874	0.692379	0.016543	5.14686	0.111387	101.977	
LAN-04-PIC7	57.6	0.5161082	51.6108202	56.896	27.9786	10.5244	0.535385	0.094691	0.021423	0.64909	0.006684	5.10067	0.114698	101.922	
LAN-04-PIC7	75.6	0.5275777	52.7577701	56.3841	28.1396	10.8213	0.48542	0.108821	0.01593	0.860763	0.00302	5.03548	0.113108	101.968	
LAN-04-PIC7	93.6	0.57935255	57.9352548	54.802	29.4501	11.8277	0.401115	0.071872	-0.00617	0.715863	-0.00022	4.48179	0.106581	101.851	
LAN-04-PIC7	212.4	0.53044481	53.0444811	56.2525	28.3221	10.8729	0.472677	0.095717	0.024617	0.822859	0.018373	5.00784	0.102009	101.992	

Anexo 11: Tabla de abundancia de óxidos mayores (wt%) en cristales de olivino.

Código	P	Fo	%Fo	SiO2	Al2O3	CaO	K2O	TiO2	Cr2O3	FeOt	MnO	Na2O	MgO	TOTAL	
LAN-04-OlvC1		0	0.63014537	63.0145369	36.1885	0.027726	0.254536	0.00365	0.023891	-0.04791	31.5344	0.585651	0.029581	30.1409	98.7409
LAN-04-OlvC1	50.6756757	0.62831479	62.8314793	36.0758	0.037129	0.268001	0.004086	0.02524	-0.0342	31.8059	0.584395	0.00811	30.1628	98.9372	
LAN-04-OlvC1	108.108108	0.62617644	62.6176441	36.1769	0.037176	0.261122	-0.00162	0.025467	-0.00647	31.9551	0.569837	0.016174	30.0284	99.062	
LAN-04-OlvC1	162.162162	0.62803075	62.8030746	36.0242	0.036038	0.256215	-0.00028	0.02724	-0.04102	31.7139	0.58701	0.025643	30.039	98.6679	
LAN-04-OlvC1	219.594595	0.6279508	62.7950804	36.0662	0.034111	0.268749	0.0032	0.030303	0.008903	31.7068	0.586782	0.005026	30.022	98.7321	
LAN-04-OlvC1	277.027027	0.62643794	62.6437938	36.2456	0.041807	0.271978	0.003838	0.027818	-0.00915	31.8955	0.598463	0.016746	30.0059	99.0985	
LAN-04-OlvC1	331.081081	0.62827323	62.8273229	36.3014	0.033178	0.266619	0.00071	0.021982	-0.01704	31.9821	0.590549	0.020825	30.3245	99.5249	
LAN-04-OlvC1	358.108108	0.63111038	63.1110383	36.37508	0.035325	0.278716	0.002776	0.029801	0.004389	31.55122	0.586273	0.016	30.28206	99.16164	
LAN-04-OlvC1	385.135135	0.61112694	61.112694	35.8921	0.034275	0.270916	0.009337	0.027239	0.015882	32.7063	0.664616	0.009884	28.8348	98.4652	
LAN-04-OlvC2		0	0.62811789	62.8117893	36.6358	0.0377	0.28478	0.004407	0.023656	-0.05242	31.7255	0.593588	0.021575	30.0612	99.3357
LAN-04-OlvC2	76.3888889	0.63025882	63.0258819	36.5559	0.042379	0.262856	-0.00221	0.02728	-0.07822	31.6688	0.567448	0.018254	30.2841	99.3466	
LAN-04-OlvC2	152.777778	0.63079265	63.0792652	36.5342	0.038106	0.283733	0.003776	0.032339	0.006209	31.3913	0.58152	0.016466	30.0876	98.9753	
LAN-04-OlvC2	227.430556	0.63090718	63.0907183	36.5226	0.040421	0.288175	0.005461	0.025812	-0.03566	31.5886	0.561379	0.025424	30.2916	99.3138	
LAN-04-OlvC2	302.083333	0.63321408	63.3214077	36.7657	0.052062	0.282871	0.004905	0.029592	-0.02386	31.3148	0.590117	0.01682	30.3284	99.3615	
LAN-04-OlvC2	378.472222	0.55066863	55.0668633	35.6771	0.038982	0.278559	0.005862	0.037289	-0.02963	37.1589	0.791392	0.011384	25.5475	99.5174	
LAN-04-OlvC3		0	0.62193263	62.1932634	37.2132	0.027033	0.260669	-0.00015	0.03701	-0.01543	32.2183	0.571354	0.019149	29.733	100.064
LAN-04-OlvC3	57.1153846	0.6217506	62.1750603	36.9645	0.028847	0.262771	0.000376	0.027127	-0.02567	32.3595	0.582876	0.026238	29.8402	100.067	
LAN-04-OlvC3	111.634615	0.62110804	62.1108042	36.9975	0.026027	0.270736	0.000011	0.030638	0.034664	32.4666	0.568246	-0.00012	29.8573	100.252	
LAN-04-OlvC3	166.153846	0.622843	62.2843003	37.0274	0.030981	0.255085	0.00005	0.034724	0.018636	32.2835	0.600509	-0.00122	29.9088	100.158	
LAN-04-OlvC3	223.269231	0.62213337	62.2133366	36.9337	0.036378	0.25147	0.000136	0.028343	0.016518	32.2379	0.599089	0.015069	29.7765	99.8951	
LAN-04-OlvC3	280.384615	0.6202695	62.0269496	37.0692	0.030626	0.28079	-0.00216	0.028376	0.007593	32.5365	0.596713	0.025533	29.8152	100.388	
LAN-04-OlvC3	332.307692	0.62231088	62.2310882	37.0958	0.041968	0.260204	0.002786	0.029295	0.019905	32.296	0.59036	0.005595	29.8527	100.195	
LAN-04-OlvC3	392.019231	0.62379586	62.3795858	36.9721	0.036947	0.279228	0.001695	0.03691	-0.00378	32.2724	0.61664	0.016721	30.0201	100.249	
LAN-04-OlvC3	446.538462	0.63242203	63.2422029	37.1794	0.028965	0.276278	-0.00135	0.036246	0.028956	31.5417	0.576492	0.00851	30.4442	100.119	
LAN-04-OlvC3	503.653846	0.54719186	54.7191862	36.0319	0.026172	0.269395	0.008598	0.052003	-0.01686	37.4951	0.833326	0.01069	25.4192	100.13	
LAN-04-OlvC4		0	0.61554237	61.5542367	37.0306	0.03808	0.255566	-0.00024	0.032291	-0.00812	32.88075	0.580351	0.013611	29.5331	100.356
LAN-04-OlvC4	38.4615385	0.61497897	61.4978968	36.9149	0.038462	0.260612	-0.00113	0.020829	0.001035	32.8978	0.570583	0.012503	29.47845	100.194	
LAN-04-OlvC4	76.9230769	0.61664594	61.6645943	36.9044	0.036469	0.263825	-0.00098	0.034268	0.006726	32.7839	0.575068	0.01769	29.5841	100.2055	
LAN-04-OlvC4	115.384615	0.61794784	61.7947839	36.92725	0.040657	0.274004	-0.00045	0.026637	-0.02615	32.67315	0.572017	0.011067	29.64725	100.1455	
LAN-04-OlvC4	152.24359	0.61488059	61.4880593	36.87515	0.032406	0.292047	0.003312	0.048868	-0.00512	32.8103	0.676606	0.01432	29.3894	100.1374	
LAN-04-OlvC5		0	0.62051949	62.0519493	37.1699	0.040337	0.250444	0.002595	0.028763	-0.00368	32.5079	0.590755	0.029016	29.7395	100.356
LAN-04-OlvC5	46.8	0.62232428	62.2324276	37.1245	0.041752	0.277067	-0.00172	0.035712	-0.02225	32.2783	0.589196	0.026669	29.7297	100.079	
LAN-04-OlvC5	93.6	0.62112251	62.1122507	37.2715	0.03938	0.264333	-0.00073	0.029555	-0.03714	32.5156	0.59757	0.012496	29.9042	100.597	
LAN-04-OlvC5	140.4	0.62396911	62.3969109	37.3205	0.024973	0.274189	-0.00094	0.025512	-0.04491	32.4972	0.578419	0.003085	29.9606	100.639	
LAN-04-OlvC5	190.8	0.5855535	58.5553496	36.7644	0.048939	0.270735	0.005663	0.042622	-0.07012	34.4568	0.693863	0.024459	28.2483	100.486	

Código	SiO2	Al2O3	CaO	K2O	TiO2	Cr2O3	FeOt	MnO	Na2O	MgO	TOTAL
Cpx matrix	49.1777	2.88023	16.3347	0.053108	1.60567	-0.01895	14.1173	0.453336	0.339871	13.2423	98.1853
Cpx matrix	50.0828	3.2326	17.8468	0.045953	1.35717	-0.00104	13.7495	0.476419	0.361547	12.8981	100.05
Cpx matrix	48.5832	4.39455	17.6068	0.032358	2.02734	-0.01575	13.3019	0.401366	0.415594	12.6813	99.4286
Cpx matrix	48.8125	3.41263	17.4757	0.061791	1.65086	-0.0069	13.5092	0.448267	0.370741	12.9905	98.7253
Cpx matrix	50.0194	3.49601	17.1935	0.018632	1.6787	0.013302	13.7423	0.444901	0.339064	13.4306	100.376
Cpx matrix	46.5768	4.84037	20.326	0.031118	2.07392	0.022873	12.2408	0.322841	0.489135	12.0487	98.9726
Cpx matrix	50.6471	2.69013	17.6152	0.064186	1.17293	0.029231	13.421	0.464119	0.338373	13.3663	99.8086
Cpx matrix	50.1352	3.61179	17.2288	0.062923	1.3987	0.004187	13.1378	0.439339	0.331027	13.1055	99.4552
Cpx matrix	50.8282	2.67512	17.1994	0.017843	1.26612	-0.01692	13.426	0.446047	0.340237	13.4918	99.6739
Cpx matrix	50.263	3.31313	17.2853	0.032485	1.47498	-0.04023	13.3565	0.442255	0.36074	13.4689	99.9571
Cpx matrix	49.5377	2.91623	17.5548	0.031481	1.47786	-0.02447	13.0968	0.398639	0.363746	13.242	98.5948
Cpx matrix	50.6196	3.26406	16.8337	0.054897	1.48111	-0.00592	13.4039	0.444298	0.322405	13.6516	100.07
Cpx matrix	52.215	1.77999	13.9194	0.013062	0.876769	-0.02148	15.1549	0.521218	0.233877	15.4654	100.158
Cpx matrix	51.252	2.17632	18.8938	0.052989	1.11489	0.021448	12.8381	0.393762	0.335714	13.1034	100.182
Cpx matrix	51.8748	1.84579	16.5394	0.042703	0.899663	0.000241	13.7358	0.534525	0.311456	14.042	99.8264
Cpx matrix	52.1792	1.80237	15.5213	0.038002	0.897083	0.016079	14.2255	0.50668	0.263717	14.5707	100.021
Cpx matrix	51.3611	2.88501	16.1131	0.039533	1.30803	-0.02169	13.958	0.484247	0.305466	14.3873	100.82
Cpx matrix	50.4763	3.36624	17.2165	0.022024	1.46595	-0.04567	13.2892	0.412572	0.340192	13.707	100.25
Cpx matrix	51.7593	2.41425	13.633	0.050496	1.07281	-0.00247	14.768	0.51305	0.268993	15.2454	99.7228
Cpx matrix	51.1369	2.88364	19.2849	0.013141	1.57561	-0.00634	12.4424	0.39726	0.343455	12.8564	100.927
Cpx matrix	49.8905	3.86744	16.7291	0.050214	1.66806	0.019268	13.212	0.400885	0.328723	13.6757	99.8419
Cpx matrix	52.2935	1.88952	16.2406	0.014175	0.972868	-0.01566	13.8927	0.48779	0.26308	14.4031	100.442
Cpx matrix	51.8069	2.40495	18.7227	0.007998	1.16459	0.010511	12.5686	0.427925	0.342231	13.115	100.571
Cpx matrix	49.9606	3.03493	17.0182	0.049369	1.37847	-0.01018	13.5226	0.462466	0.313383	14.1292	99.8589
Cpx matrix	52.1356	1.51694	15.9821	0.031202	0.830253	0.027828	13.7759	0.499072	0.228404	14.5625	99.5897
Cpx matrix	50.5413	3.0821	17.1722	0.024351	1.44143	0.01953	13.109	0.43244	0.346812	13.8894	100.059
Cpx matrix	51.2425	1.6741	17.8133	0.040812	0.852139	-0.01247	12.8642	0.463633	0.326103	13.7348	98.9991
Cpx matrix	50.1329	2.77358	19.1091	0.039479	1.32727	0.000364	12.3217	0.398028	0.353576	13.1709	99.6269
Cpx matrix	52.447	1.85616	17.6818	0.064139	0.876441	0.007688	12.807	0.472107	0.286877	13.7403	100.239
Cpx matrix	49.4257	3.88333	16.8766	0.011579	1.67223	-0.01499	12.9667	0.425774	0.328633	13.9245	99.5001
Cpx matrix	51.5138	2.69706	15.196	0.031665	1.13044	-0.01768	14.2297	0.50691	0.264319	15.3576	100.91
Cpx matrix	52.3659	1.22395	15.7734	0.021593	0.745485	0.015244	13.8729	0.523864	0.222252	14.9749	99.7396
Cpx matrix	50.7565	2.44287	17.8292	0.045283	1.10736	0.018854	12.7256	0.44414	0.321612	13.7365	99.428
Cpx matrix	51.1117	3.07435	16.9909	0.054531	1.34665	0.004617	13.0909	0.428038	0.313238	14.1794	100.594
Cpx matrix	50.1594	3.38871	18.204	0.065045	1.53937	-0.01707	12.2697	0.378144	0.364728	13.3422	99.6942
Cpx matrix	50.2663	3.20256	18.0068	0.017021	1.60409	0.006034	12.3691	0.397683	0.351641	13.4688	99.69
Cpx matrix	51.5299	2.07635	17.1194	0.051929	0.962521	-0.00884	12.8828	0.524205	0.304468	14.0649	99.5076
Cpx matrix	51.3224	2.44632	17.8192	0.011962	1.14867	-0.00284	12.4631	0.436895	0.320606	13.8015	99.7678
Cpx matrix	51.2759	1.77434	15.8802	0.045511	0.76835	-0.03436	13.3673	0.48359	0.269246	14.8433	98.6733
Cpx matrix	50.6477	3.44735	16.3671	0.029432	1.37119	-0.00352	13.2142	0.432174	0.326824	14.7002	100.533
Cpx matrix	52.3897	2.34479	17.9368	0.064648	0.964795	0.039813	12.5381	0.444008	0.401287	13.9776	101.102
Cpx matrix	52.5547	1.61567	13.7452	0.019009	0.740175	0.026769	14.4628	0.510164	0.187948	16.1842	100.047
Cpx matrix	52.1135	1.90909	16.9451	0.064136	0.97091	0.009551	13.0728	0.450979	0.306178	14.6517	100.494
Cpx matrix	49.6418	3.42996	18.0762	0.032848	1.48901	-0.00935	12.1776	0.394701	0.37144	13.6496	99.2538
Cpx matrix	51.0253	3.25711	17.7899	0.074049	1.40952	0.046948	12.2104	0.407403	0.37826	13.7059	100.305
Cpx matrix	50.9985	3.13824	18.5715	0.043832	1.35229	0.015753	12.0931	0.369636	0.367326	13.6576	100.608
Cpx matrix	48.7018	3.73615	18.6493	0.030403	1.68675	0.000881	11.6564	0.345352	0.412019	13.1796	98.3987
Cpx matrix	53.1627	1.28643	14.2231	0.02252	0.744855	-0.01144	14.1678	0.52979	0.199708	16.0708	100.396
Cpx matrix	51.4874	2.42103	17.4166	0.041877	1.12344	0.00044	12.4455	0.457664	0.339863	14.1201	99.8539
Cpx matrix	51.4077	2.97424	17.8859	0.040639	1.31483	-0.00691	12.2771	0.438163	0.361624	13.9399	100.633
Cpx matrix	50.7161	3.06078	17.5278	0.014791	1.40061	0.0401	12.1303	0.3853	0.333199	13.9543	99.5633
Cpx matrix	51.3364	2.39073	18.205	0.029536	1.0729	-0.00426	12.2369	0.410976	0.314772	14.0941	100.087
Cpx matrix	50.9427	3.13446	17.9741	0.025677	1.26177	-0.01208	12.0905	0.408443	0.35466	14.0343	100.215
Cpx matrix	51.943	1.29145	15.5319	0.033315	0.687539	0.021644	13.2135	0.454055	0.242948	15.5206	98.94
Cpx matrix	51.7215	2.59981	18.1338	0.03283	1.10495	0.005029	11.7625	0.382519	0.316602	13.8971	99.9565
Cpx matrix	52.1563	2.16481	14.6169	0.080005	0.854116	0.000215	13.1935	0.481618	0.280975	15.7622	99.5907
Cpx matrix	51.5119	2.22297	17.6662	0.025324	0.966895	0.026322	12.06	0.407377	0.295355	14.4177	99.6
Cpx matrix	51.1417	3.08372	18.9342	0.050402	1.18933	-0.01969	11.2017	0.387502	0.345109	14.0468	100.361

Anexo 12: Tabla de abundancia de óxidos mayores (wt%) en clinopiroxenos.