

**ANÁLISIS TEXTURAL Y CONDICIONES INTENSIVAS PREERUPTIVAS
DE LOS PRODUCTOS DE LOS CENTROS ADVENTICIOS DEL VOLCÁN
VILLARRICA: GRUPO LOS NEVADOS Y CHAILLUPÉN, ZONA
VOLCÁNICA SUR, CHILE**

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

AGATHA DANNAE GALLARDO MILLÁN

Profesor Guía:

EDUARDO ESTEBAN MORGADO BRAVO

Miembros de la Comisión Evaluadora de Examen:

FRANCISCA CONSTANZA MALLEA LILLO

JORGE EDUARDO ROMERO MOYANO

SANTIAGO, CHILE

OCTUBRE, 2022

ANÁLISIS TEXTURAL Y CONDICIONES INTENSIVAS PRERUPTIVAS DE LOS PRODUCTOS DE LOS CENTROS ADVENTICIOS DEL VOLCÁN VILLARRICA: GRUPO LOS NEVADOS Y CHAILLUPÉN, ZONA VOLCÁNICA SUR, CHILE

RESUMEN

Los Centros Eruptivos Menores (CEM) de Chaillupén y Los Nevados corresponden a una serie de conos de piroclastos ubicados en la Zona Volcánica Sur de los Andes del Sur de Chile. En el primer caso, los CEM Chaillupén se distribuyen en el flanco austral del volcán Villarrica, mientras que, Los Nevados se ubican en el flanco oriental del mismo. Los productos volcánicos analizados en Chaillupén son depósitos de caída que incluyen fragmentos juveniles escoriáceos vesiculares, mientras que en el caso de Los Nevados, el fragmento corresponde a una bomba fusiforme.

En los productos eruptivos de ambos CEM se analizaron las composiciones semicuantitativas de los fenocristales obtenidas mediante la técnica analítica SEM y se realizaron modelizaciones termodinámicas en el software Rhyolite-MELTS, además de una caracterización petrográfica de los depósitos por cada centro eruptivo. El objetivo principal es determinar las condiciones intensivas preruptivas que dieron lugar a la formación de los productos de ambos CEM, con el fin de establecer si existe una relación genética con el volcán Villarrica.

La petrografía de ambos centros eruptivos está caracterizada por una mineralogía predominante de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino y una masa fundamental holocristalina. Los fenocristales de plagioclasa presentan texturas de zonación normal, los olivinos zonaciones oscilatorias y los clinopiroxenos no presentan. De acuerdo con las modelizaciones, las condiciones intensivas de presión a las cuales se encuentran emplazados los magmas asociados a ambos CEM son entre 1,5-18 km, equivalente a corteza intermedia – superior. Los valores estimados del contenido de agua disuelta son de 1-5% con un *buffer* de fugacidad de oxígeno de QFM. Los valores de temperatura del magma en condiciones preruptivas calculados se estiman entre 992-1171°C para Chaillupén y 994-1200°C para Los Nevados. La máxima probabilidad de presión en la que las tres fases se encuentran en equilibrio con el fundido fue entre 3-7 km, equivalente a corteza superior con un ~3,0 peso % de contenido de agua disuelta.

Las características petrográficas y las condiciones intensivas calculadas en el presente estudio permiten determinar que existe una relación en las condiciones intensivas preruptivas que dieron origen a ambos CEM con el reservorio superior del sistema del volcán Villarrica.

AGRADECIMIENTOS

En primero lugar, quiero agradecer a quienes han estado siempre conmigo apoyándome incondicionalmente, mi familia: mi abuelita, mi hermano, mi hermanita, mi padrastro, mi papá por trabajar arduamente y poder pagarme la universidad, pero sobre todo a mi madre, ella es un pilar fundamental en mi crecimiento personal y profesional, y es en quien vi siempre una actitud de resiliencia, perseverancia y constancia, sin ella no sería lo que soy hoy en día. También a dieguito, por su apoyo, su carisma y cariño, sin duda la universidad fue mucho más amena a tu lado.

Agradezco a mi profesor guía Dr. Eduardo Esteban Morgado, quien me escuchó, orientó y facilitó esta memoria de título, denotando siempre la pasión que siente por la geología, en especial por la termodinámica y los volcanes, inspirándome y motivándome a seguir el camino de la lógica, respondiendo mis dudas a la hora y el momento que fuese, siempre con el fin de enseñarme y discutir de ciencia, para llegar a ser una gran profesional.

Gracias también a mi profesora co-guía Francisca Constanza Mallea, por su tiempo en cada una de las correcciones que me hizo, su forma tan amigable de transmitirme sus conocimientos, y por ayudarme a cumplir mis objetivos y metas relacionadas a esta memoria. También a Dr. Jorge Eduardo Romero, por el tiempo dedicado a corregir mi memoria de título y por aceptar ser miembro de la comisión.

Agradezco a la escuela de Geología de la Universidad Mayor por facilitar los fondos para llevar a cabo la presente investigación, y a la Universidad Tecnológica Metropolitana (UTEM), por facilitar la instrumentación y análisis SEM.

A los cabros de la u: Eli, Mica, Danicienta, Javi Soto, Pancha, Javi Sáez, Meli, Maca, Frambuesa, Huaso, Diego González, Darío, Pipe, Feem, Sopapo, Gabo, Toto, Coke, Waldo, Mati, Diego, Panchito Castro, Rorro, por las risas, la compañía en los terrenos, en los carretes y en la vida. A mis amigas del colegio: Ana, Evelyn y Caro, cada una ha encontrado su nicho profesional, pero seguimos unidas por los recuerdos, y nos hemos visto crecer, evolucionar y aprendido juntas.

Finalmente, agradecer con quienes compartí en el Centro de Alumnos de Geología (CEGUM) y las ayudantías, personas y actividades que me ayudaron a mi formación académica y profesional, espero también haber formado parte y ayudado en su formación.

TABLA DE CONTENIDOS

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	1
1.2 HIPÓTESIS.....	5
1.3 OBJETIVOS	5
1.3.1 Objetivo General	5
1.3.2 Objetivos Específicos.....	6
1.4 METODOLOGÍA.....	6
1.4.1 Trabajo preparativo.....	6
1.4.2 Trabajo en Terreno.....	7
1.4.3 Trabajo de preparación de muestras	7
1.4.4 Trabajo descriptivo y analítico	8
1.5 MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO (SEM).....	9
1.6 GEOTERMÓMETROS.....	10
1.7 OXIBAROMETRÍA (fO ₂).....	11
1.8 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO	12
CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO.....	14
2.1 MAGMATISMO EN ZONAS DE SUBDUCCIÓN	14
2.2 CENTROS ERUPTIVOS MENORES.....	15
CAPÍTULO 3. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO.....	18
3.1 GENERALIDADES.....	18
3.2 GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	19
3.2.1 Basamento.....	20
3.2.2 Cuerpos intrusivos.....	21
3.2.3 Depósitos sedimentarios y volcanoclásticos.....	22
3.2.4 Geología de Centros Eruptivos Mayores.....	24
3.2.4.1 Volcán Villarrica (39°25´S, 71°57´W).....	24
3.2.4.2 Otros volcanes del área.....	26
3.2.5 Geología de Centros Eruptivos Menores	26
3.2.5.1 Centros Eruptivos Menores Los Nevados y Chaillupén.....	26
3.2.5.2 Centros Eruptivos Menores Caburgua-Huelemolle (CEMCH)	29
3.3 TECTÓNICA DE LA ZONA.....	31

CAPÍTULO 4: RESULTADOS	35
4.1 Generalidades de la petrografía del CEM Chaillupén	35
4.1.1 Petrografía los productos volcánicos del Grupo Chaillupén	37
4.2 Generalidades de la petrografía del CEM Los Nevados	39
4.2.1 Petrografía de los productos volcánicos del Grupo Los Nevados	40
4.2 QUÍMICA MINERAL.....	42
4.2.1 Grupo Chaillupén.....	44
4.2.2 Grupo Los Nevados	46
CAPÍTULO 5: CONDICIONES INTENSIVAS MAGMÁTICAS	50
5.1 MODELIZACIÓN TERMODINÁMICA (Rhyolite-MELTS)	50
5.1.1 Chaillupén.....	50
CAPÍTULO 6: DISCUSIONES.....	53
6.1 RELACIONES TEXTURALES Y COMPOSICIONALES DE LOS FENOCRISTALES.....	53
6.1.1 Grupo Chaillupén.....	53
6.2 CONDICIONES INTENSIVAS DE LOS MAGMAS EMPLAZADOS EN CORTEZA INTERMEDIA-SUPERIOR	56
6.3 RELACIÓN GENÉTICA ENTRE LOS MAGMAS DE CHAILLUPÉN Y LOS NEVADOS	58
CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES	61
BIBLIOGRAFÍA.....	62
ANEXOS	70
ANEXO A: DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA	71
ANEXO B: DATOS GEOQUÍMICOS DE LA ZONA DE ESTUDIO DE TRABAJOS ANTERIORES	77

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1: A) Mapa con la localización de la Zona Volcánica Sur Central (ZVSC). En el box negro está el área donde se encuentran los CEM aledaños al área de Pucón. B) Localización de los CEM. El área blanca es el SFLO y las líneas rojas la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín. Modificado de McGee et al., 2017. 3
- Figura 2: Depósitos piroclásticos seleccionados para cortes transparentes pulidos. A) Depósitos de caída de los conos Chaillupén; en círculos rojos los tres fragmentos elegidos para cortes. B) Bomba fusiforme de los conos Nevados; las líneas paralelas rojas representan los sectores elegidos para los tres cortes. 8
- Figura 3: A) Electrones que inciden en una muestra sólida y como respuesta producen un electrón secundario. B) El mismo haz de electrones incide en la muestra, pero este modifica su trayectoria y vuelve a salir, siendo conocidos los electrones que salen como electrones retrodispersados, que a su vez también emite un electrón secundario. Modificado de Reed (2005). 10
- Figura 4: Diagrama de $\log fO_2 \cdot T$ que muestra los campos de estabilidad de las diferentes especiaciones del hierro en el sistema Fe-Si-O. Extraído de Frost (1991). 11
- Figura 5: Mapa de ubicación y vías de acceso al área del volcán Villarrica. Las líneas continuas amarillas y negras representan los caminos, las azules las divisiones políticas de las diferentes comunas y en rojo el parque nacional Villarrica. Los triángulos son los centros eruptivos, en rojo el Volcán Villarrica, en azul el grupo Nevados y en verde el grupo Chaillupén. 13
- Figura 6: A) Ambientes tectónicos en los que es posible la generación de magmas y el tipo de volcanismo más común para cada caso, extraído de Earle (2015). B) Mapa del mundo que ilustra las principales placas litosféricas, sus tipos de bordes y los Hot Spots, extraído de Gill (2010). 14
- Figura 7: Diagrama que esquematiza la razón agua/magma para diferentes arquitecturas volcánicas monogenéticas y los respectivos estilos eruptivos asociados para cada caso. Extraído y modificado de Sigurdsson (1999). 16
- Figura 8: A) Diagrama que muestra el vínculo teórico entre el volcanismo monogenético y poligenético. B) Relación entre un volcán central poligenético de gran volumen y otros de menor volumen, inferidos estos últimos como monogenéticos. Extraído de Németh y Kereszturi (2015). 17
- Figura 9: Mapa esquemático de A) Las provincias volcánicas en el margen occidental de la Cordillera de los Andes, en el rectángulo de color rojo se encuentra delimitada la ZVS. B) Segmentación de la ZVS, enmarcado en un cuadrado rojo la zona de estudio, en línea blanca segmentada las principales zonas de falla. Extraído y modificado de Stern (2004) y Hickey-Vargas et al. (2016). 18
- Figura 10: Imagen satelital de la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín. Extraído y modificado de Hickey-Vargas et al. (1989) y Moreno y Clavero (2006). 20

Figura 11: Geología del volcán Villarrica. Extraído y modificado de Silva (2008). Fuente original: Clavero y Moreno (2004). 23

Figura 12: Esquema que representa al menos los dos reservorios del volcán Villarrica, uno superficial y uno profundo. Por otro lado, se esquematizan los reservorios profundos de los Centros Eruptivos Menores Caburgua-Huelemolle (CHSEC), ubicados sobre la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, la que facilitaría el ascenso del magma. Extraído de Morgado et al. (2015)..... 25

Figura 13: Imagen satelital de los centros eruptivos menores Grupo Los Nevados y Grupo Chaillupén, la principal zona de falla de la zona (ZFLO) y el lineamiento de los centros volcánicos Villarrica-Lanín (ACVL). Extraído y modificado de Moreno y Clavero (2006). 28

Figura 14: A) Ubicación del lineamiento de los volcanes poligenéticos Villarrica-Quetrupillán-Lanín y el SFLO. B) Ubicación de los CEMCH, la línea punteada representa el lineamiento de algunos CEM, la mayoría dispuestos sobre la traza NNE del SFLO. Extraído de Morgado et al. (2015). 29

Figura 15: A) Gráfico de Total Alkalis vs. Silice que compara los CEMCH con el volcán Villarrica. B) Diagrama AFM que muestra la tendencia de la mayoría de los CEMCH y las lavas de Villarrica de 1971, a excepción de San Jorge que muestra afinidad Toleítica. Extraído de Morgado et al. (2015). 30

Figura 16: Localización de los diferentes CEM cercanos al volcán Villarrica y Quetrupillán y las principales estructuras del área de estudio. Extraído de Brahm et al. (2018). 33

Figura 17: Vista en planta y en sección del modelo análogo realizado por Tibaldi (2008) que documenta el desplazamiento de una falla inversa a través del sustrato y que diverge en dos fallas conjugadas, una de carácter inverso (F2) de menor manteo que la falla del sustrato la cual prolonga la deformación hacia los flancos del volcán y una falla normal (F1) con manteo más pronunciado en comparación con las dos estructuras anteriores, generando un sitio local de deformación extensional, favoreciendo la migración del magma..... 34

Fig. 18: Ubicación de los productos volcánicos para cada CEM utilizados en el presente estudio. El mapeo asociado a los productos eruptivos de ambos CEM es de Moreno y Clavero, (2006) 35

Figura 19: A) Vista panorámica de uno de los conos del grupo 2 de Chaillupén, de fondo el volcán Villarrica. B) Vista oriental a uno de los conos del mismo grupo. C) Estratificación paralela de uno de los depósitos del cono Hvch1a. D) Fragmento tamaño bloque del grupo 2 del CEM Chaillupén. 36

Fig. 20: Petrografía de depósitos de caída a nicoles paralelos y cruzados. A) Fenocristales de plagiocasa con bordes de reabsorción y textura glomeroporfírica (CH-1). B) Textura glomeroporfírica entre fenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa (CH-3). C) Textura glomeroporfírica entre fenocristal de olivino euhedral y plagioclasa. En el primero se reconocen

texturas como bordes de reabsorción y poikilítica (CH-1). D) Zonación oscilatoria de un olivino y masa fundamental holocristalina, reconocida a través de electrones retrodispersados (BSE) (CH-1)..... 38

Fig. 21: A) Vista panorámica de uno de los conos cubierto por vegetación del grupo 1 de Los Nevados. B) Estratificación paralela de uno de los conos del mismo grupo. C) Estratificación paralela asociada a uno de los depósitos del grupo 1 de Los Nevados. 39

Fig. 22: Petrografía de bomba fusiforme a nicules paralelos y cruzados. A) Textura glomeroporfírica entre fenocristales de plagioclasas y olivino euhedrales con textura sieve (LN-1). B) Olivino euhedral-subhedral con bordes de reabsorción y textura sieve. Además, se reconocen inclusiones de espinela rica en cromo en su extremo derecho (LN-2). C) Fenocristales de plagiocasa con texturas glomeroporfírica, sieve y bordes de reabsorción (LN-2)..... 41

Fig. 23: Promedio del contenido modal normalizado de fenocristales de ambos centros eruptivos, estimados por conteos de puntos usando el software JMicroVision..... 42

Fig. 24: Imágenes de las láminas delgadas representativas del Grupo Chaillupén (CH-1) y Los nevados (LN-2) y el contenido modal de fenocristales estimados por conteos de puntos usando el software JMicroVision, normalizado libre de vesículas..... 43

Fig. 25: Imágenes de electrones retrodispersados (EBS) de fenocristales seleccionados de la muestra CH-1. A) Fenocristal de plagioclasa con zona rica y pobre en anortita (zona uno y dos), separadas por la línea continua de color mostaza. B) Zoom de la zona dos y tres, separadas por la línea de color mostaza, con sus respectivas composiciones medidas a través del SEM. C) Fenocristal de plagioclasa con las tres zonas. A la derecha un fenocristal de plagioclasa con textura de zonación; en su núcleo y borde se reconocen texturas de reabsorción. D) Fenocristal de plagioclasa con zona dos y tres, equivalente al núcleo y borde de la textura zonada. Al extremo inferior dos microfenocristales de clinopiroxeno y olivino. E) Fenocristal de olivino fracturado, con bordes de reabsorción y sin zonación, su núcleo equivale a la zona uno. F) Fenocristal de olivino con zonación inversa. Se reconocen bordes de reabsorción, textura glomeroporfírica y un borde más denso de carácter syneruptivo. 45

Fig. 26: Imágenes de electrones retrodispersados (EBS) de un conjunto de cristales seleccionados en la muestra LN-2. A) Fenocristal de plagioclasa con zonación normal y dos zonas: zona dos (núcleo) rico en anortita y zona tres (borde) pobre en Anortita. En la zona dos se reconoce textura esqueletal y bordes de reabsorción que carcomen a ambas zonas. B) Dos fenocristales de plagioclasa con zonación normal, reconociendo tres zonas: zona uno (núcleo rico en anortita), zona dos (intermedia y pobre en anortita). Solo en la zona dos se observa textura esqueletal. C) Microfenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa con textura glomeroporfírica. D) Microfenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa ensamblados en una textura glomeroporfírica. E) Fenocristal de olivino con dos zonas: zona uno (núcleo alto en forsterita) y zona dos (borde pobre en forsterita). Además, se reconocen inclusiones de espinelas ricas en cromo. F) Fenocristal de olivino con zonación inversa y bordes de reabsorción..... 47

Fig. 27: Composición de los fenocristales y microfenocristales de olivino (A, B), plagioclasa (C, D) y clinopiroxeno (E, F), analizados en el presente estudio. En las plagioclasas y olivinos se reconocen dos zonas, indicadas en las áreas como: Zona 1 y Zona 2. 49

Fig. 28: Campos de estabilidad de presión vs. temperatura obtenidos a través de rhyolite-MELTS v.1.0.2 modelado para constreñir las variables intensivas a las cuales las fases de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino pudieron haber cristalizado, considerando diferentes buffers de fugacidad de oxígeno (QFM, QFM+1) y contenido de agua es de 1-5% para ambos CEM. 51

Fig. 29: Profundidades a las cuales se encuentran los reservorios magmáticos, asociados a diversos centros eruptivos de la ZVS. 58

Fig. 30: Modelo conceptual para el sistema magmático Villarrica, y su relación genética con los CEM Los Nevados y Chaillupén. 60

SOLO USO ACADÉMICO

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Principales localidades alrededor del volcán Villarrica. Datos acordes al CENSO 2017, Instituto Nacional de Estadística (INE, Chile).....	4
Tabla 2: Tabla resumen del contenido modal de cada una de las fases (fenocristales, vesículas y masa fundamental) presentes en las seis láminas delgadas pertenecientes a los dos centros eruptivos menores.	42
Tabla 3: Rangos composicionales, diferenciados por zonas, de los fenocristales y microfenocristales de plagioclasas, olivinos y clinopiroxenos que se utilizaron en el presente estudio.....	49
Tabla 4: Tabla resumen de las condiciones intensivas para cada uno de los CEM estudiados.	52
Tabla 5: Resumen de las condiciones intensivas de agua disuelta y buffer de fugacidad de oxígeno presentes en algunos centros eruptivos de la ZVS.....	57

SOLO USO ACADÉMICO

LISTA DE ABREVIATURAS

CEM: Centros Eruptivos Menores

CEMCH: Centros Eruptivos Menores Caburgua-Huelemolle

HFSE: High Field Strength Elements (Sigla en inglés)

LILE: Large Ion Lithophile Element (Sigla en inglés)

QFM: Cuarzo-fayalita-magnetita

SEM: Microscopio electrónico de barrido (Sigla en inglés)

SFLO: Sistema de Falla Liquiñe Ofqui

ZVA: Zona volcánica Austral de los Andes

ZVN: Zona volcánica Norte de los Andes

ZVC: Zona volcánica Central de los Andes

ZVS: Zona volcánica Sur de los Andes

ZVSN: Zona volcánica Sur Norte

ZVST: Zona volcánica Sur Transicional

ZVSC: Zona volcánica Sur Central

ZVSS: Zona volcánica Sur Sur

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Los centros eruptivos menores (CEM) son las expresiones más comunes de volcanes continentales caracterizados por un breve historial eruptivo (≤ 100 años) y un pequeño volumen de magma emitido ($\leq 1 \text{ km}^3$), lo cual queda reflejado en la simplicidad de la arquitectura del edificio volcánico (Németh y Kereszturi, 2015). Estos centros eruptivos se manifiestan de forma aislada o asociados a centros eruptivos mayores en diversos ambientes tectónicos: extensionales (Campo Volcánico Camargo, México; Aranda-Gomez et al., 2003), convergentes (Grupo Volcánico Monogenético Abu, Japón; Kiyosugi et al., 2009) o de intraplaca (Campo Volcánico Pali Aike, Patagonia Chile-Argentina; D'Orazio et al., 2000) (Valentine y Gregg, 2008; Le Corvec et al., 2013; Németh y Kereszturi, 2015).

Este volcanismo es considerado la mayoría de las veces como simples pulsos magmáticos que ascienden directamente desde una fuente profunda como lo es el manto, con mínimas interacciones con la corteza terrestre (e.g. Walker, 1993; McGee y Smith, 2016), sin embargo, diversos estudios han sugerido que en los CEM ocurre cristalización a diferentes profundidades corticales en diferentes ambientes tectónicos (e.g. Johnson et al., 2008; Morgado et al., 2017), incluyendo reservorios en niveles intermedios y someros de la corteza. En cuanto a su arquitectura, sus edificios volcánicos pueden ser construidos por una sola erupción de carácter continuo o varias erupciones discontinuas alimentadas por múltiples pulsos de magma, explicando así la diversidad química reconocida en estos centros. Sin embargo, generalmente los productos de composición basáltica son los más comunes (Valentine y Gregg, 2008; Kereszturi y Németh, 2012; McGee y Smith, 2016; McGee et al., 2017).

La composición química de los productos emitidos por estos volcanes en ambientes de subducción está relacionada a múltiples factores tales como el ángulo de subducción, procesos de diferenciación magmática, aportes de fluidos provenientes de la deshidratación del *slab*, espesor cortical, así como el rol de las fallas que están o estuvieron activas y pudieron actuar como canales para el ascenso de los magmas, o propiciar la residencia del magma en la corteza (Cembrano y Lara, 2009; McGee y Smith, 2016; Morgado et al., 2017). Sin embargo, a pesar de la cercanía entre ellos (e.g., Zona Volcánica Este, Islandia; Takada, 1994; CEM Caburgua-Huelemolle, Chile; McGee et al., 2017), sus productos volcánicos dan cuenta de la variabilidad geoquímica denotando una heterogeneidad composicional incluso en espacios proximales (Takada, 1994; Morgado et al., 2015; McGee et al., 2017). Además, debido a que estos volcanes

están asociados a procesos eruptivos de composición básica, son útiles para caracterizar la fuente y los diferentes procesos que pueden afectar al magma en su ascenso en ambientes de subducción (Johnson et al., 2008; Morgado et al., 2015; McGee et al., 2017).

El arco volcánico Andino tiene más de 200 volcanes cuaternarios potencialmente activos y 12 sistemas de calderas (Stern, 2004). En este contexto regional, se han encontrado variaciones en el ángulo de subducción (e.g. Anderson et al., 2007), cese del volcanismo (Jordan et al., 1983), diferencias tanto en la edad del basamento como en el espesor cortical (Jordan et al., 1983), y estructuras predominantes (e.g. Moreno y Clavero, 2006). Estas variaciones han llevado a dividir a los Andes en cuatro segmentos: Zona Volcánica Norte (ZVN), Central (ZVC), Sur (ZVS) y Austral (ZVA) (Hildreth y Moor bath, 1988; Tormey et al., 1991). La ZVS (33,3°S-46°S) se forma por la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo el margen occidental de la placa continental Sudamericana (continental) (DeMets et al., 1994; Angermann et al., 1999) y, a causa de la convergencia oblicua es que se tiene como resultado el fracturamiento frágil de la corteza continental y subsecuente desplazamiento a lo largo de esta, manifestándose en un complejo sistema estructural de ~1200 km de largo conocido como el Sistema de Falla Liquiñe Ofqui (SFLO) (Cembrano et al., 1996; Lavenu y Cembrano 1999a, b; Arancibia et al., 1999; Cembrano et al., 2000). Diversas estructuras con orientación NNE reflejan el régimen dextral transpresional del SFLO y es, a lo largo de este sistema, en donde se localizan la mayoría de los volcanes poligenéticos y CEM, siendo el segmento con más actividad volcánica de Chile con un promedio de una erupción por año (López-Escobar et al. 1995a; Cembrano y Lara, 2009).

Los productos de los estratovolcanes situados en este segmento son predominantemente basálticos y andesítico-basálticos (e.g. Volcán Osorno). Sin embargo, se han reconocido variaciones composicionales a gran escala abarcando también rocas más diferenciadas (e.g. riolitas del Complejo Volcánico Nevados de Chillán; Naranjo et al., 2008). Además, se han observado variaciones composicionales de productos provenientes de centros eruptivos situados a escalas más acotadas y cercanos entre sí, siendo un buen ejemplo de ellos los CEM. Este es el caso de los CEM aledaños al área de Pucón, algunos de ellos orientados N-S, paralelamente al SFLO (Fig. 1), los cuales presentan variaciones composicionales en sus productos volcánicos incluyendo basaltos, andesitas-basálticas y andesitas, además de variaciones en los elementos traza (McGee et al., 2017). Estas variaciones han sido asociadas, por diversos autores, a distintos grados de fusión parcial, y a un origen mantélico o cortical del magma (Hickey-Vargas et al., 1989; Sun, 2001; Morgado, 2015; McGee et al., 2016; Hickey-Vargas et al., 2016; McGee et al., 2017).

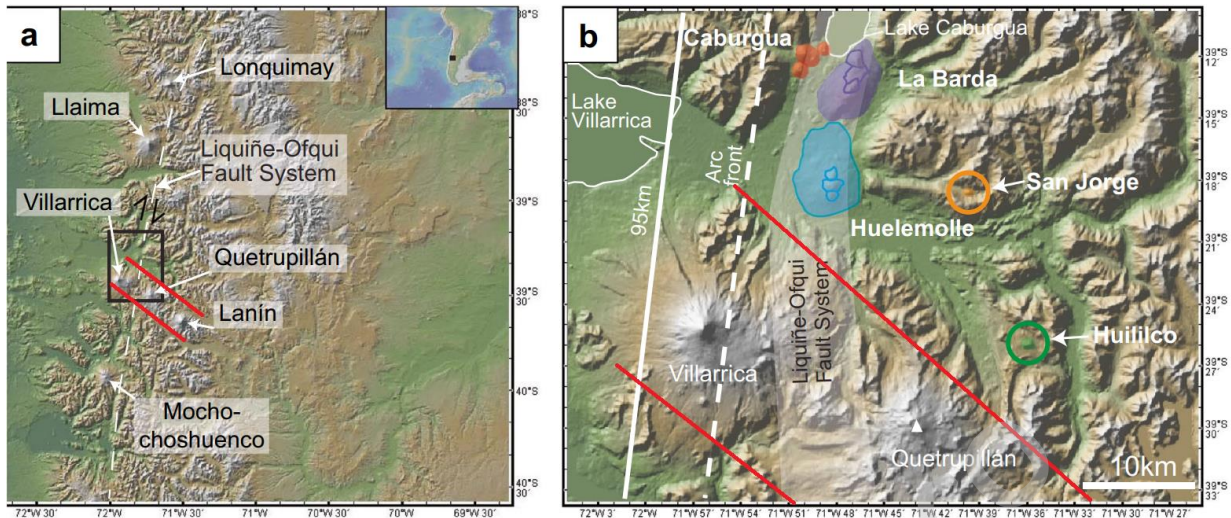


Figura 1: A) Mapa con la localización de la Zona Volcánica Sur Central (ZVSC). En el box negro está el área donde se encuentran los CEM aledaños al área de Pucón. B) Localización de los CEM. El área blanca es el SFLO y las líneas rojas la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín. Modificado de McGee et al., 2017.

Por otro lado, se han observado lineamientos oblicuos al arco volcánico actual, así como al SFLO (López-Escobar et al., 1995b). Estas estructuras son las que producen la alineación de la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín (Fig. 1), siendo fallas heredadas del basamento pre-Andino que se han reactivado por la formación del arco como estructuras de rumbo sinistral-inversa (Moreno y Clavero, 2006; Lara et al, 2006b; Cembrano y Lara, 2009). En la sección suroriental de esta alineación se encuentran los volcanes Quetrupillán y Lanín, los cuales han tenido erupciones durante el Holoceno (Moreno y Clavero, 2006), en donde el volcán Quetrupillán es el que, aparentemente, habría tenido erupciones históricas hasta el siglo XIX (Moreno, 1993)

En la sección noroccidental de esta cadena volcánica, se encuentra el estratovolcán más activo del arco Andino, el volcán Villarrica (Fig. 1), con un registro de 60 erupciones históricas desde 1558 y el cual presenta actividad fumarólica permanente (Simkin y Siebert 1994; Petit-Breuilh y Lobato 1994; Lara y Clavero, 2004; Naranjo y Moreno 2005; Moreno y Clavero, 2006). Su actividad data del Pleistoceno Medio-Superior al presente, en donde ha emitido productos esencialmente de composición basáltica a andesítico-basáltica (Lara y Clavero, 2004), sin embargo, durante el periodo post-glacial eventos ignimbríticos han tenido protagonismo, provocando en ocasiones el colapso del edificio volcánico, dando paso a la formación de calderas (Moreno, 1993; Moreno et al. 1994; Clavero, 1996; Van Daele et al. 2014). En cuanto a los mecanismos de almacenamiento de magma bajo la superficie, se ha propuesto la existencia de al menos dos reservorios magmáticos, uno profundo situado en el borde corteza-manto y otro en

la corteza superior, siendo facilitada la construcción de este último por el contexto tectónico de la zona (e.g., Morgado et al. 2015; Pizarro et al. 2019; Boschetty et al., 2022).

En temas de peligro y riesgo, el Observatorio Vulcanológico de los Andes del Sur en conjunto con el Servicio Nacional de Geología y Minería (OVDAS-SERNAGEOMIN, 2019), clasificó al volcán Villarrica como el sistema volcánico más riesgoso de Chile. El principal peligro geológico asociado a este macizo es la formación de lahares los cuales van acompañados de la crecida de ríos y esteros, que según registros han causado alrededor de 100 muertes en el siglo XX (Moreno, 2000; Moreno y Clavero, 2006). Otros peligros son los originados por desplazamientos de lava y la eyección de piroclastos a la atmósfera que se dispersarían principalmente hacia el este-sureste (Moreno y Clavero, 2006). Las áreas que pueden ser afectadas por los diversos peligros geológicos asociados al volcán fueron plasmados en un mapa de peligro volcánico elaborado por Moreno (2000), en donde las comunas más afectadas serían Pucón, Villarrica y Panguipulli (Tabla 1).

Tabla 1: Principales localidades alrededor del volcán Villarrica. Datos acordes al CENSO 2017, Instituto Nacional de Estadística (INE, Chile).

Comuna	Localidad	Población	Distancia con el cráter Villarrica (km)
Pucón	Pucón	17.538	15
Villarrica	Lican Ray	2.642	20
	Villarrica	31.780	28
Panguipulli	Coñaripe	1.477	18
	Panguipulli	11.091	42

Dentro del dominio del volcán Villarrica se emplazan cerca de 30 centros eruptivos distribuidos dentro de dos grupos conocidos como Grupo Nevados y Chaillupén, situados en los flancos austral y oriental respectivamente (Moreno y Clavero, 2006). Los estudios de sus productos volcánicos (Moreno y Clavero, 2006) han clasificado estos volcanes como un conjunto de conos de piroclastos con emanaciones de lavas efusivas de composición basáltica-andesítica alineados a lo largo fisuras menores de orientación N60°E y N-S, N35°E, respectivamente. A pesar de que el volcán Villarrica ha sido objeto de numerosos estudios debido a sus frecuentes erupciones (e.g., Lohmar et al., 2012; Morgado et al., 2015; Pizarro et al., 2019), aspectos como la relación con sus centros eruptivos adventicios o la posible influencia del SFLO en estos CEM no han sido totalmente aclarados.

Determinar las condiciones y procesos magmáticos involucrados en la formación de estos volcanes monogenéticos es de gran importancia, pues permite sugerir mecanismos por los cuales el magma ascendió hacia la superficie. Estudios de esta índole sustentan las bases para nuevas investigaciones de estos CEM, como son los relacionados a su volcanología física (e.g., al carácter eruptivo e índice de explosividad volcánica que han presentado estos centros eruptivos menores; Filipovich et al., 2019). Conocer esta y otras variables (e.g., sísmicos, meteorológicos) son útiles para estimar rápidamente las zonas de exclusión en una erupción volcánica en proceso, además del impacto que podrían tener futuras erupciones de este tipo sobre los poblados cercanos a dichos centros (Sobradelo y Marti, 2010; Amigo et al., 2011; Rivas, 2019). Por lo tanto, el presente estudio presenta petrografía, química mineral y la estimación de las condiciones intensivas (modelización termodinámica) de los Grupos Los Nevados y Chaillupén, a partir de productos piroclásticos, con el objetivo de intentar dar respuesta a los siguientes enigmas ¿Existe alguna relación petrogenética entre el Grupo Nevados y Chaillupén con el Volcán Villarrica? ¿Comparten un sistema magmático único o simplemente tienen reservorios independientes? ¿Cuáles son sus diferencias o similitudes con otros CEM de esta zona?

1.2 HIPÓTESIS

El magma que origina el volcanismo del Grupo Chaillupén y el Grupo Los Nevados proviene del mismo reservorio magmático que alimenta al volcán Villarrica. Por lo tanto, los magmas de ambos CEM tienen condiciones intensivas preruptivas similares a las de este sistema.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivo General

Comprender los procesos (origen y condiciones intensivas del magma) involucrados en la formación de los productos volcánicos de los grupos Nevados y Chaillupén estableciendo si existe una relación y/o similitud petrogenética y termodinámica entre los productos eruptivos de los conos adventicios y los del volcán Villarrica.

1.3.2 Objetivos Específicos

- a) Analizar las características mineralógicas y texturales de los productos volcánicos de los CEM Nevados y Chaillupén.
- b) Determinar las variables termodinámicas que dan origen a las composiciones de las fases presentes en los productos de ambos centros eruptivos menores a través de freeware Ryholite-MELTS (Gualda et al., 2012).
- c) Relacionar los procesos petrogenéticos y termodinámicos de los conos adventicios Nevados y Chaillupén con los CEM de Caburgua-Huelemolle (CEMCH) y/o con el volcán Villarrica.

1.4 METODOLOGÍA

Para cumplir con los objetivos propuestos anteriormente se realizan una serie de actividades las cuales son divididas en cuatro etapas: trabajo preparativo, en terreno, preparación de muestras y trabajo descriptivo y analítico.

1.4.1 Trabajo preparativo

Se recopila información bibliográfica de CEM, con énfasis en los que se emplazan en la ZVS, incluyendo sus diferentes definiciones según cada autor (Németh y Kereszturi, 2015); los diferentes ambientes tectónicos que han expresado este tipo de volcanismo con especial énfasis en los regímenes de subducción, las estructuras mayores que controlan el ascenso de los magmas (Cembrano y Lara, 2009), los procesos que involucran la generación de magmas en los CEM (Takada, 1994), las características geoquímicas tanto de la fuente como de los productos volcánicos (Hickey-Vargas et al., 2016) y las condiciones intensivas estudiadas en volcanes de la ZVS, con énfasis en los CEMCH y los productos volcánicos Holocenos del Villarrica (Morgado et al., 2015; Morgado et al., 2019). Por otro lado, se realiza una revisión y recopilación de estudios previos de la zona de estudio, con énfasis en las investigaciones llevadas a cabo tanto de los centros eruptivos Chaillupén, Los Nevados y Villarrica, así como de la geología del lugar, los aspectos tectónicos, los geocronológicos y termodinámicos de los CEMCH y Villarrica (Moreno y Clavero, 2006; Morgado et al., 2015; Morgado et al., 2017; McGee et al., 2017; Pizarro et al., 2019;

Robidoux et al., 2021). Finalmente se asiste a charlas guiadas por el profesor Eduardo Morgado y se hace un estudio bibliográfico con el objetivo de familiarizarse con el método analítico Microscopio Electrónico de Barrido (SEM por sus siglas en inglés) y el software rhyolite-MELTS (Reed, 2005; Gualda et al., 2012) (Objetivo: a, b, c).

1.4.2 Trabajo en Terreno

Las muestras fueron recolectadas en una campaña de terreno, en enero del 2020, realizada por el profesor guía de esta investigación, Eduardo Morgado, en conjunto con David Ferguson, Felix Boschetty, Ángel Castruccio y Camila Pineda. Eduardo Morgado facilitó las muestras para el presente estudio (Objetivos a, c).

1.4.3 Trabajo de preparación de muestras

A partir de las rocas recolectadas, se confeccionaron cortes transparentes pulidos por la consultora "J&JGEOMINERALS SpA" en Santiago. Se realizaron tres cortes representativos para cada centro eruptivo, para lo cual, en las muestras del grupo Chaillupén, se consideraron variables como color de los productos piroclásticos (rojo, marrón, negro) y vesicularidad, mientras que, para el grupo Nevados, debido a la morfología del producto volcánico, se decidió obtener dos cortes de los extremos de la bomba y uno del centro (*Fig. 2*) (Objetivo: a).

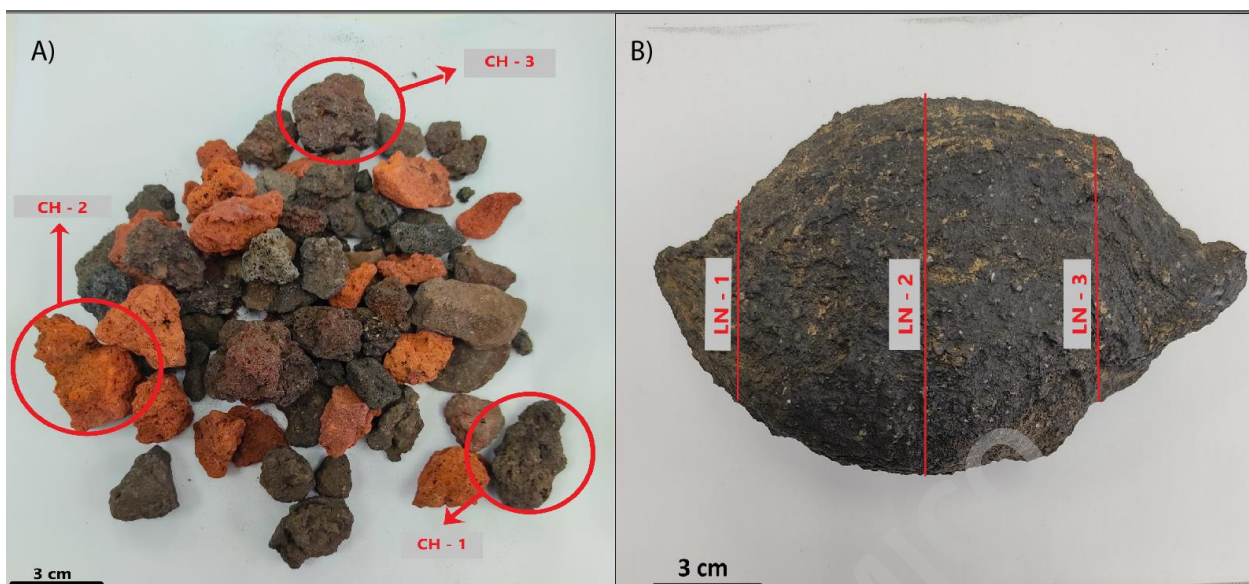


Figura 2: Depósitos piroclásticos seleccionados para cortes transparentes pulidos. A) Depósitos de caída de los conos Chaillupén; en círculos rojos los tres fragmentos elegidos para cortes. B) Bomba fusiforme de los conos Nevados; las líneas paralelas rojas representan los sectores elegidos para los tres cortes.

1.4.4 Trabajo descriptivo y analítico

La descripción petrográfica de los cortes transparentes de los productos de los CEM Chaillupén y Los Nevados se realizó utilizando un microscopio óptico marca Nikon modelo Eclipse E200 ubicado en las dependencias de la Escuela de Geología de la Universidad Mayor (Objetivos a, b, c).

Los cortes de los grupos Nevados y Chaillupén fueron escaneados con el fin de reconocer zonas de interés para analizar con el SEM, etiquetando cada zona con su código correspondiente (Objetivo b).

Se utilizó un microscopio electrónico de barrido ubicado en las dependencias del departamento de Química de la Universidad Tecnológica Metropolitana (UTEM), con un potencial de aceleración de 15 keV y una corriente de haz de electrones de 10 nA. Una vez obtenidas las concentraciones (semicuantitativas) de elementos mayores, se trabajan en Excel para que, a través de la fórmula química de cada fase, los elementos mayores queden expresados en óxidos, y con ello identificar los cambios composicionales que existen en los cristales en conjunto con la identificación de texturas de zonación en estos (Objetivos a, b)

Los datos geoquímicos (Anexo B), en conjunto con las condiciones intensivas fueron utilizados para obtener las condiciones de presión, contenido de agua y modelar la relación de las fases minerales en el sistema magmático mediante el software Rhyolite-MELTS (Gualda et al., 2012) (Objetivos b,c).

1.5 MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO (SEM)

El Microscopio Electrónico de Barrido es un instrumento analítico diseñado principalmente para la obtención de imágenes en fases sólidas. Estos microscopios emiten un haz de electrones que se asocia a detectores de rayos X y de electrones, por lo tanto, al producirse el bombardeo electrónico del espécimen y, este haz electrónico colisiona con el material que se está analizando, se emiten rayos X con espectros característicos para un espécimen. A su vez, los electrones son desacelerados, principalmente por la interacción con los electrones presentes en el sólido estudiado, en donde los electrones emitidos más comunes son los electrones secundarios y retrodispersados (Fig. 7) (Reed, 2005).

Los primeros son de baja energía y solo penetran unos pocos nanómetros al espécimen; el número de estos electrones eyectados se conoce como el coeficiente de electrones secundarios el cual permite obtener imágenes que representan la topografía superficial (Reed, 2005). La fracción de electrones incidentes que abandonan la muestra debido a la desviación de estos, se les conoce como electrones retrodispersados y depende en gran medida del número atómico (Z) ya que aumenta la probabilidad de aumentar el ángulo de deflexión con el aumento de Z (Reed, 2005). Estos últimos permiten obtener imágenes que representan las diferencias de densidad en una muestra pulida (Reed, 2005).

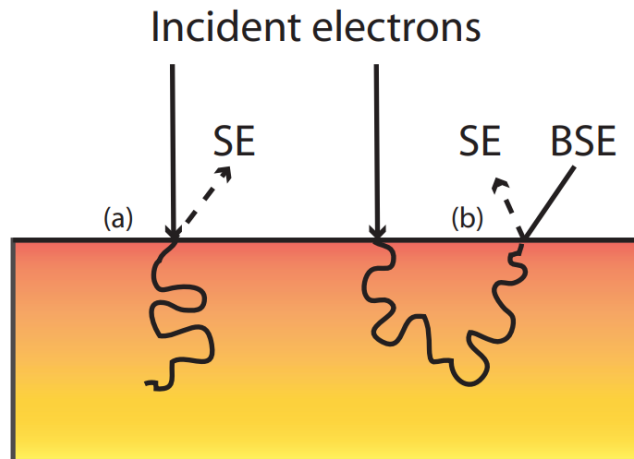


Figura 3: A) Electrones que inciden en una muestra sólida y como respuesta producen un electrón secundario. B) El mismo haz de electrones incide en la muestra, pero este modifica su trayectoria y vuelve a salir, siendo conocidos los electrones que salen como electrones retrodispersados, que a su vez también emite un electrón secundario. Modificado de Reed (2005).

Con la emisión de rayos X no solo se generan los electrones secundarios y retrodispersados, sino que también patrones que permiten determinar la química de los elementos mayores de la fase mineral que se observa, así como una estimación de su cantidad, pudiendo interpretar con ello que fases están presente en la muestra sólida de manera semicuantitativa (Reed, 2005). Este método es llamado Dispersión de Electrones o Espectrometría de Dispersión de Electrones (EDS), lo cual genera espectros continuos y característicos, siendo los primeros suprimidos directamente por el microscopio electrónico de barrido (Reed, 2005).

1.6 GEOTERMÓMETROS

Prakash-, (2007) define los geotermómetros como aquellos en donde el equilibrio depende principalmente de la temperatura y son prácticamente insensibles a los cambios de presión. Por otro lado, los geobarómetros los define como aquellos sensibles a variaciones de la presión, involucrando significativos cambios de volumen (ΔV) y son casi independientes de la temperatura.

Los principios termodinámicos básicos que rigen este método se basan en que, para algunas asociaciones de fases, la presión y temperatura dependen directamente de la constante de equilibrio del mineral y que el valor de esta última se puede determinar mediante la cuantificación de la composición de los minerales que están coexistiendo (Spear, 1989). Además, se considera

que para que las fases minerales estén en equilibrio, la energía libre de Gibbs (ΔG) debería ser cero (Prakash, 2007).

Existen dos tipos de geotermómetros: termómetros de intercambio y termómetros *solvus*. El primero consiste en un intercambio de elementos químicos entre dos o más fases en equilibrio y es caracterizado por una alta entropía de reacción (ΔS) (Prakash, 2007). El termómetro *solvus* se basa en la variabilidad composicional de dos fases coexistentes conectadas a la brecha de miscibilidad (*solvus*) en un espacio T-X (Prakash, 2007).

1.7 OXIBAROMETRÍA (fO_2)

La oxibarometría es una variable termodinámica utilizada para representar la fugacidad de oxígeno de un sistema (Eugster, 1957; Frost, 1991). Este parámetro sirve, en la mayoría de los casos, para establecer la especiación predominante de hierro a una temperatura particular en un sistema natural (Fig. 8) (Frost, 1991).

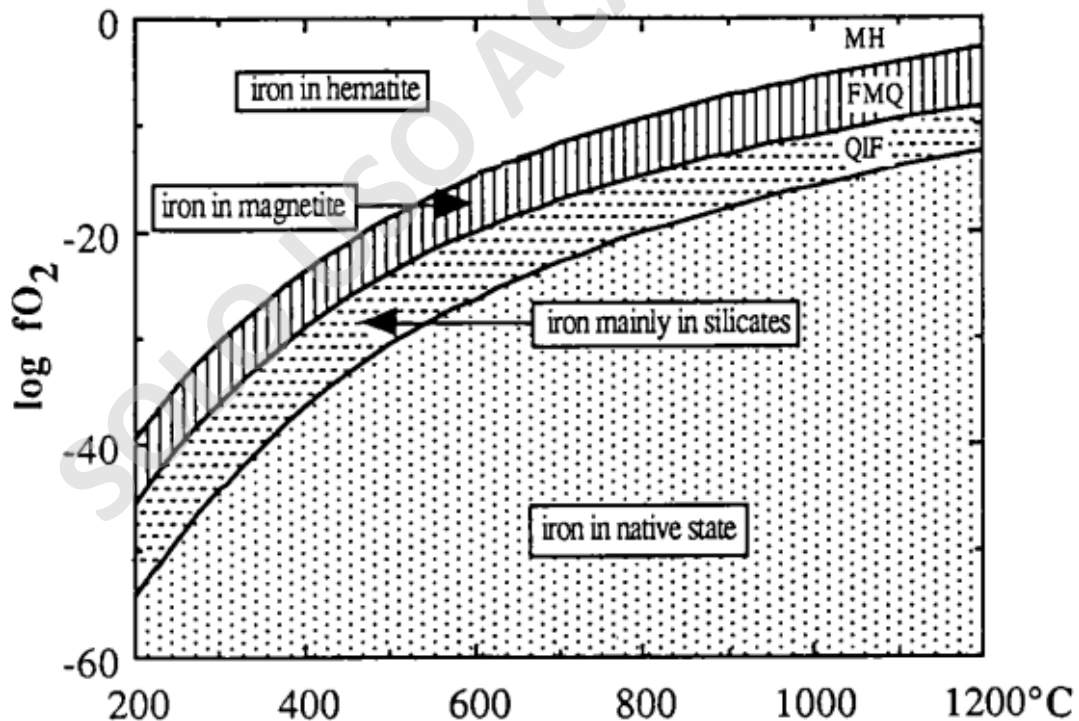


Figura 4: Diagrama de $\log fO_2$ - T que muestra los campos de estabilidad de las diferentes especiaciones del hierro en el sistema Fe-Si-O. Extraído de Frost (1991).

La fugacidad de oxígeno se representa en campos de estabilidad de minerales que involucran O_2 , estas reacciones químicas entre los minerales se conocen como *buffers*, los cuales se definen como reacciones que amortiguan o resisten a cambios en ciertas propiedades bajo condiciones intensivas (Frost, 1991). La fugacidad de oxígeno aumenta con la temperatura, ya que con el incremento de esta última las reacciones se desvolatilizan resultando en la liberación de oxígeno (Frost, 1991). Además, los *buffers* de oxígeno tienen aproximadamente la misma pendiente en $\log f_{O_2}-T$ debido a que el cambio de entalpía asociado a la oxidación es aproximadamente la misma para todas las reacciones (Frost, 1991).

1.8 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

La zona de estudio que incluye los CEM Los Nevados y Chaillupén y el volcán Villarrica se encuentran dentro de la ZVS, entre la Región de la Araucanía y Región de los Ríos, en la comuna de Panguipulli para Los Nevados y Pucón para Chaillupén, en la latitud $39^{\circ}25'S$ y longitud $71^{\circ}56'W$. Para llegar hasta la zona de estudio se accede a través de vía terrestre por la Ruta 5 Sur. Desde Loncoche se toma la bifurcación al camino S-91 hacia Villarrica, y desde esta comuna se accede a la ruta CH-199 hasta el kilómetro 19, donde se ubican el Parque Nacional Villarrica. Para el acceso a los conos Nevados se toma el valle El Turbio hasta llegar al “*Bike Park*” de la misma quebrada y se solicitan los permisos correspondientes para continuar el ascenso por aproximadamente 6,5 km. Para los conos Chaillupén es conveniente ingresar por el flanco sur del volcán Villarrica hacia el parque nacional Villarrica en donde se ubica la casilla de CONAF, desde aquí se realiza el *trekking* del glaciar Pichillancahue hacia los conos por aprox. 3,3 km (Fig. 3).

UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

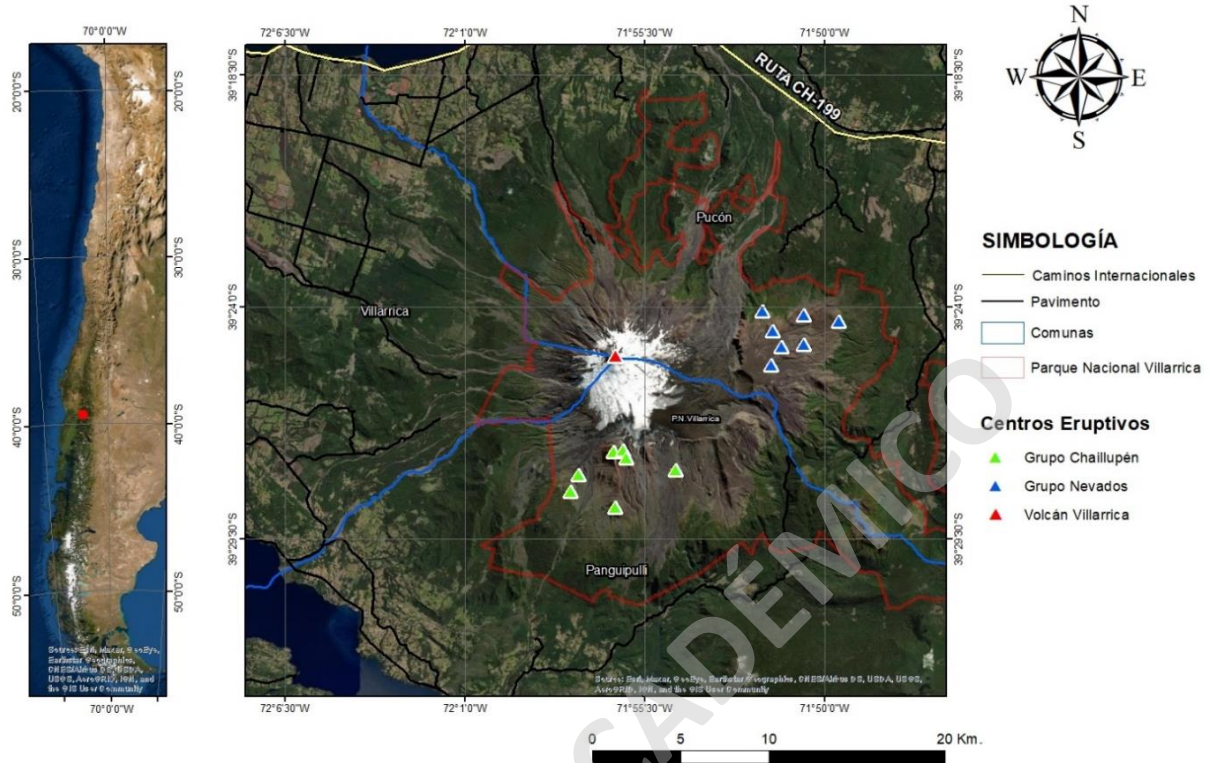


Figura 5: Mapa de ubicación y vías de acceso al área del volcán Villarrica. Las líneas continuas amarillas y negras representan los caminos, las azules las divisiones políticas de las diferentes comunas y en rojo el parque nacional Villarrica. Los triángulos son los centros eruptivos, en rojo el Volcán Villarrica, en azul el grupo Nevados y en verde el grupo Chaillupén.

CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO

2.1 MAGMATISMO EN ZONAS DE SUBDUCCIÓN

El magmatismo ocurre en variados ambientes tectónicos, generalmente asociados a los bordes de las placas tectónicas, como son los bordes convergentes, divergentes, transformantes y, en algunos casos, en sectores de intraplaca (Fig. 4) (Gill, 2010).

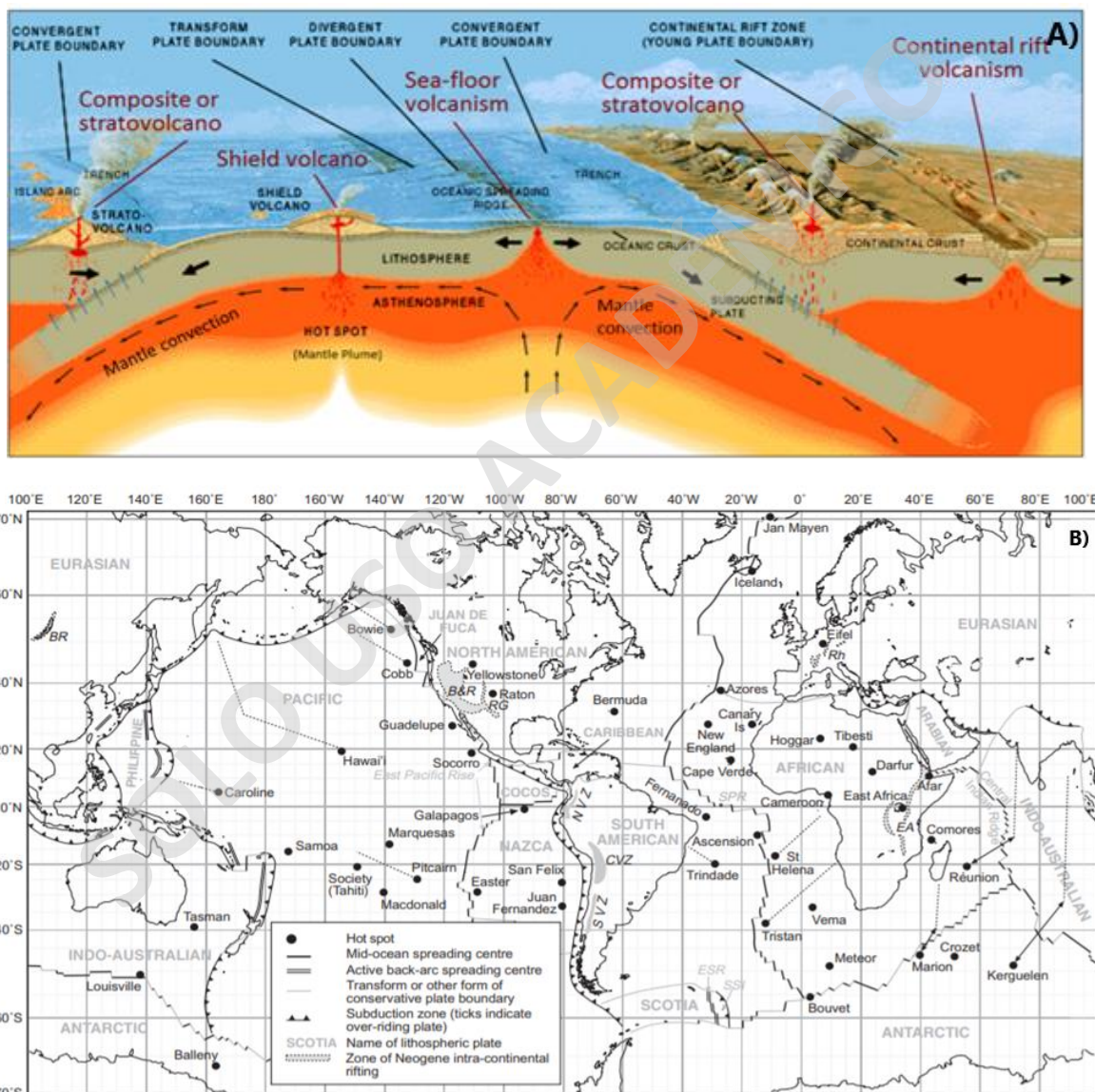


Figura 6: A) Ambientes tectónicos en los que es posible la generación de magmas y el tipo de volcanismo más común para cada caso, extraído de Earle (2015). B) Mapa del mundo que ilustra las principales placas litosféricas, sus tipos de bordes y los Hot Spots, extraído de Gill (2010).

Las zonas de subducción son las expresiones de los márgenes convergentes o destructivos en donde se recicla corteza mediante la subducción de una placa más densa y fría bajo una placa de menor densidad y temperatura (Cox y Hart, 1986). Esta configuración puede ocurrir en litósferas oceánica-oceánica (e.g. Arcos de islas Mariana-Izu), oceánica-continental (e.g. Arco continental Andino) y continental-continental (e.g. Sistema Alpino-Himalaya) (Wilson, 1899).

En los ambientes de subducción (e.g. Arco continental Andino: Placa de Nazca – Placa Sudamericana) el magma se puede generar por fluidos, provenientes del *slab* (Sun, 2001; Sen y Stern, 2020) y/o deshidratación de minerales metamórficos durante el proceso de subducción (Jackson et al., 2003), que son incorporados a la cuña mantélica, provocando la despolimerización de las cadenas de sílice y una disminución en su punto de fusión, lo que finalmente da como resultado la generación de magmas (Wilson, 1989). Su migración y ascenso se debe principalmente a la flotabilidad, es decir, a la diferencia de densidad que el magma posea con las rocas aledañas, donde la presencia de fracturas favorece su transporte y eventual erupción en la superficie, actuando estas últimas como canales magmáticos (Cembrano y Lara, 2009). Por otro lado, su ascenso puede verse imposibilitado debido al emplazamiento del magma en reservorios corticales, lo que conlleva el desarrollo de procesos de diferenciación magmática, obteniendo como producto magmas evolucionados a partir de uno primitivo (e.g., Suzaño et al., 2015).

La química de los magmas generados en arcos continentales es caracterizada por ser, comúnmente, calcoalcalina y en menor medida toleítica, rica en elementos incompatibles que se adicionan tanto de la cuña astenosférica como del *slab*, así como también durante su ascenso. Debido a estos procesos, este tipo de magmas obtienen un enriquecimiento relativo de elementos LILE (Large Ion Lithophile Element) por sobre los HFSE (High Field Strength Elements) (e.g., Sun, 2001). Del punto de vista isotópico, suelen ser enriquecidos en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y empobrecidos en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, lo que sugiere un origen cortical para estos magmas (Sun, 2001).

2.2 CENTROS ERUPTIVOS MENORES

Los CEM se denominaban volcanes monogenéticos con anterioridad, debido a que se los describía como arquitecturas formadas a partir de una única erupción (Nakamura, 1975); son las expresiones más comunes de volcanes continentales caracterizados por un breve historial eruptivo y un pequeño volumen de magma emitido ($\leq 1 \text{ km}^3$) (Németh y Kereszturi, 2015). Sus

edificios volcánicos pueden ser construidos por una sola erupción de carácter continuo o varias erupciones discontinuas alimentadas por múltiples pulsos de magma, explicando así la diversidad química reconocida en estos centros, siendo los productos más comunes los de composición basáltica (Valentine y Gregg, 2008; Kereszturi y Németh, 2012; McGee y Smith, 2016; Romero et al., 2022).

Su ocurrencia es, comúnmente, aislada (Glazner et al., 1991), dando origen a campos volcánicos conformados por conos de salpicadura, de escoria o ceniza y de piroclastos, así como diatremas-maar, anillos y conos de toba basados en la razón magma/agua (Fig. 5), y generalmente se alinean a lo largo de estructuras regionales siendo formados en la mayoría de los casos por múltiples fases eruptivas de corta duración (López-Escobar et al., 1995a; Connor et al., 2000; Valentine y Perry, 2007). En términos de los procesos y estilos eruptivos los CEM presentan un amplio rango, de los cuales destacan el estilo hawaiano, estromboliano o incluso emisiones leves de ceniza (Valentine y Gregg, 2008).

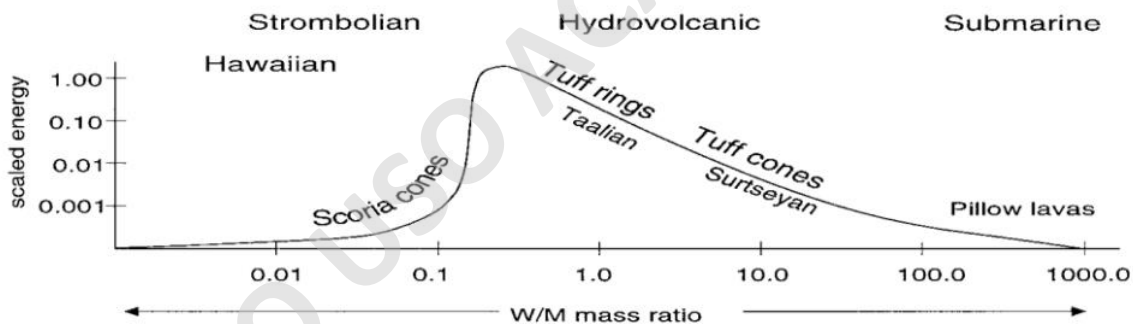


Figura 7: Diagrama que esquematiza la razón agua/magma para diferentes arquitecturas volcánicas monogenéticas y los respectivos estilos eruptivos asociados para cada caso. Extraído y modificado de Sigurdsson (1999).

Debido a la gran variabilidad de características tanto físicas como químicas de los centros eruptivos menores, algunos autores (e.g., Németh y Kereszturi, 2015) postulan que estas diferencias se deben a una transición entre el volcanismo monogenético y poligenético, ya sea de forma aislada o con una relación espacial (Fig. 8). Por otro lado, otros autores (e.g., Pinel y Jaupart, 2000; y 2004) proponen que, dadas las dimensiones de un edificio, existe un umbral relacionado a la densidad del magma en donde este no puede ascender a la superficie, pero podría evacuar a través de propagaciones de diques horizontales que alimentan centros eruptivos de menor tamaño (Pinel y Jaupart; 2000 y 2004).

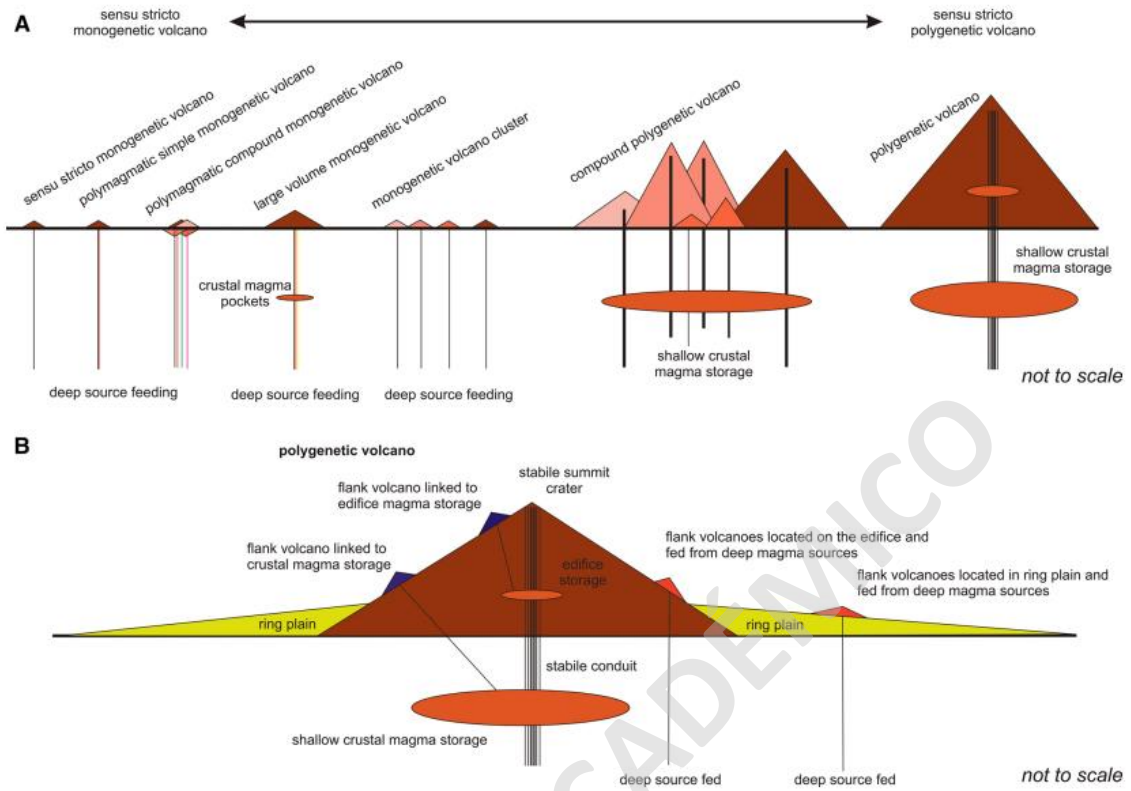


Figura 8: A) Diagrama que muestra el vínculo teórico entre el volcanismo monogenético y poligenético. B) Relación entre un volcán central poligenético de gran volumen y otros de menor volumen, inferidos estos últimos como monogenéticos. Extraído de Németh y Kereszturi (2015).

CAPÍTULO 3. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO

3.1 GENERALIDADES

El margen continental Andino se extiende por unos 7.500 km, desde Colombia hasta el sur de Chile (Fig. 9). La convergencia entre las placas de Nazca y Antártica bajo la placa Sudamericana ha controlado la formación de, a lo menos, cinco rasgos morfoestructurales en la zona: fosa Perú-Chile, depresión central, precordillera, cordillera principal y trasarco Andino (Lavenu y Cembrano, 1999). Sumado a lo anterior, también ha sido un control de la deformación en la Cordillera de Los Andes y la actividad volcánica en ella (Stern, 2004).

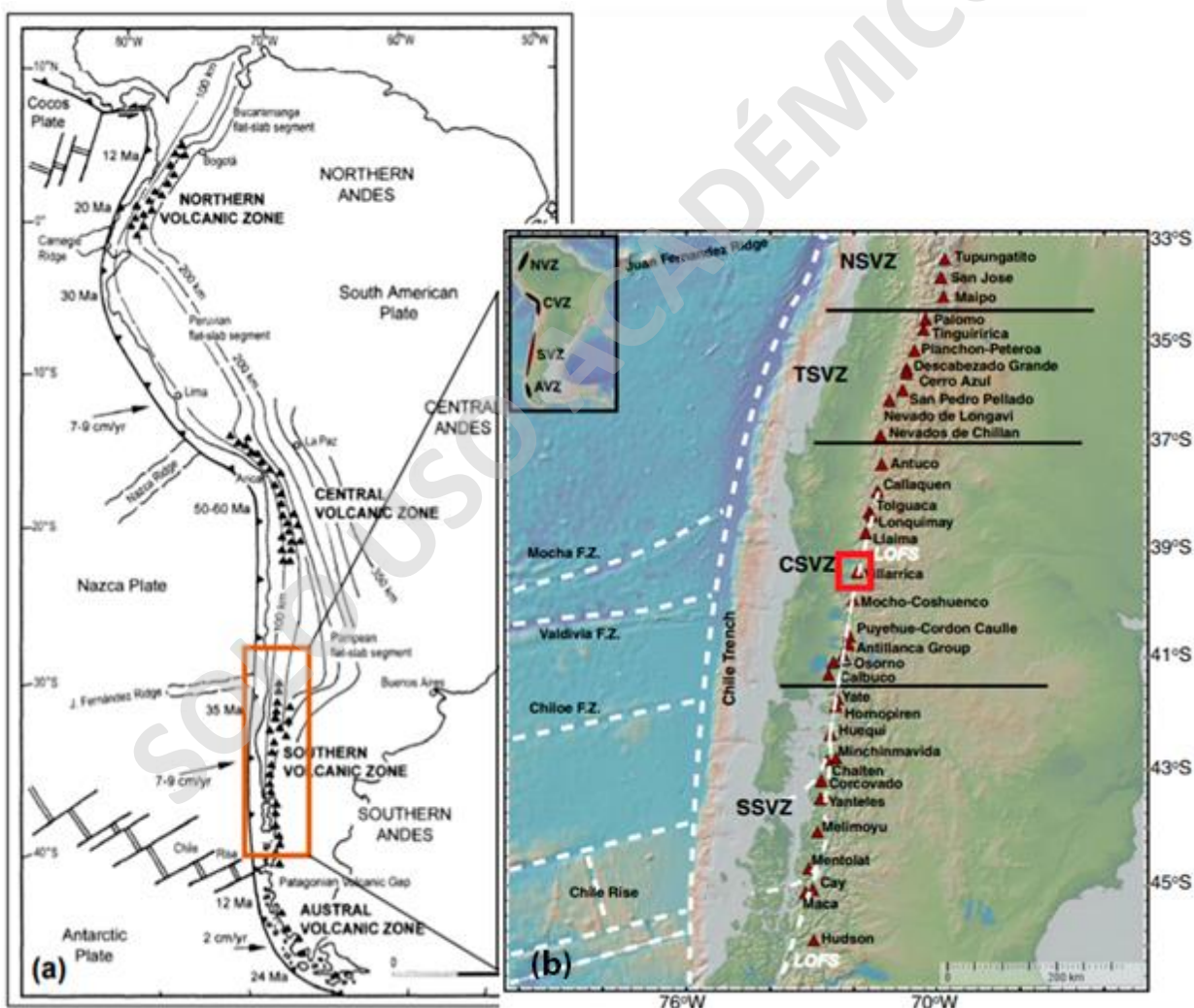


Figura 9: Mapa esquemático de A) Las provincias volcánicas en el margen occidental de la Cordillera de los Andes, en el rectángulo de color rojo se encuentra delimitada la ZVS. B) Segmentación de la ZVS, enmarcado en un cuadrado rojo la zona de estudio, en línea blanca segmentada las principales zonas de falla. Extraído y modificado de Stern (2004) y Hickey-Vargas et al. (2016).

La ZVS es el arco volcánico desarrollado durante el Cuaternario (<1,1 Ma) en el margen occidental de la placa Sudamericana y se extiende entre las latitudes 33°-46°S, siendo caracterizada de norte a sur por una disminución en el espesor cortical (60-55 km a <35 km) (Lopez-Escobar et al., 1995b; Stern, 2004). En esta zona se incluyen al menos 60 volcanes con erupciones históricas y/o potencialmente activos en Chile y Argentina, además de tres sistemas de caldera y numerosos centros eruptivos menores (Stern, 2004). Además, esta zona se relaciona con el SFLO, el cual representa un rasgo estructural de primer orden, con una longitud de 1200 km y una cinemática dextral transpresional (Lara et al., 2006). Por otro lado, la ZVS se subdivide en cuatro subzonas (López-Escobar et al., 1995b) diferenciadas a partir de parámetros tectónicos, geoquímicos y petrográficos: Zona Norte (ZVSN; 33°-34,5°S), Transicional (ZVST; 43,5°-37°S), Central (ZVSC; 37°-41,4°S) y Sur (ZVSS; 41,5°-46°S). La ZVSC es el segmento con más actividad volcánica en los Andes e incluye los dos volcanes más activos de Chile, Villarrica y Llaima, además de numerosos CEM tales como Caburgua, La Barda, Huelemolle, entre otros, que ocurren en las cercanías de grandes estratovolcanes, así como a lo largo del SFLO (López-Escobar et al. 1995a; Moreno y Gibbons, 2007).

3.2 GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

La geología del área de estudio ha sido descrita en los trabajos de Clavero y Moreno (2004); Lara y Clavero (2004); y Moreno y Clavero (2006). A nivel regional del área, se encuentra el lineamiento de los estratovolcanes Villarrica – Quetrupillán – Lanín (Fig. 10), emplazados sobre una estructura pre-Andina. Tanto el volcán Villarrica como los CEM Los Nevados y Chaillupén están emplazados sobre un basamento compuesto por rocas metamórficas, sedimentarias, epiclásticas, volcánicas y productos volcánicos de otros centros eruptivos que se encuentran en los alrededores (Fig. 10). El material que rellena los valles y las quebradas es de origen glacial, fluvial, aluvial, lacustre y lahárico, así como de productos del mismo volcán Villarrica.

CADENA VOLCÁNICA VILLARRICA-QUETRUPILLÁN-LANÍN



Figura 10: Imagen satelital de la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín. Extraído y modificado de Hickey-Vargas et al. (1989) y Moreno y Clavero (2006).

3.2.1 Basamento

El basamento comprende rocas sedimentarias y metamórficas de edades que abarcan desde el Devónico-Carbonífero para el caso del Complejo Metamórfico Trafún hasta el Plioceno-Pleistoceno como es el caso de los Estratos de Huincacara (Moreno y Clavero, 2006). A continuación, se describirá cada una de las formaciones y unidades de rocas.

Las rocas del Complejo Metamórfico Trafún de edad Devónica-Carbonífera fueron definidas por Campos et al. (1998) como filitas, cuarcitas y gneises.

Las rocas de la Formación Panguipulli de edad Triásica definidas por Aguirre y Levi (1964) fueron descritas como secuencias sedimentarias clásticas de grano fino y grueso con restos de flora fósil

y presenta un metamorfismo de contacto local generado por intrusivos de edad Jurásica (Parada, 1975; Parada y Munizaga, 1978; Rodríguez et al., 1999; Martín et al., 1999).

Los Estratos de Pino Huacho de edad Oligocena-Miocena fueron definidos informalmente por Moreno y Clavero (2006) como una secuencia volcanoclástica de lavas, tobas brechosas y de lapilli de composición andesítica la cual es cortada por diques y filones de la misma composición.

Los Estratos de Península Pucón de edad Mioceno Medio a Superior fue definida informalmente por Moreno y Clavero (2006) como una secuencia volcanoclástica de lavas amigdaloidales, brechas piroclásticas y tobas líticas de lapilli todas de composición andesítica, además es cortada por numerosos diques y filones manto de igual composición.

Los Estratos de Huincacara de edad Pliocena Superior-Pleistoceno fueron definidos informalmente por Moreno y Clavero (2006) como una secuencia volcanoclástica de brechas piroclásticas, areniscas y conglomerados epiclásticos con fragmentos en su mayoría lávicos de composición andesítica.

3.2.2 Cuerpos intrusivos

Los cuerpos intrusivos que afloran en el área de estudio son de edad Paleozoica, Cretácica y Miocena.

Los Intrusivos de edad Carbonífero Superior-Medio corresponden a granitos, granodioritas y tonalitas de grano grueso, según edades radiométricas de K-Ar (282 ± 4 Ma y 294 ± 6 Ma) datadas por Munizaga et al. (1988) y edades de U-Pb ($304,7 \pm 2,1$ Ma) obtenidas por Campos et al. (1998).

Los Intrusivos de edad Cretácica corresponden principalmente a tonalitas, con cuerpos subordinados de granodioritas y dioritas cuarcíferas datadas con el método K-Ar en anfíbola (97 ± 3 Ma) (Lara y Moreno, 2004).

Los Intrusivos de edad Miocena son rocas dioríticas, tonalíticas y granodioríticas, siendo las rocas intrusivas con mayor extensión en el área. En cuanto a las edades de estos intrusivos, Munizaga et al (1998) dataron con K-Ar arrojando una edad de $11,6 \pm 0,6$ Ma a $8,1 \pm 0,2$ Ma, mientras que Lara y Moreno (2004) indican una edad de $6,4 \pm 0,3$ Ma y $5,77 \pm 0,15$ Ma mediante el método K-Ar en biotita y Ar/Ar en biotita, respectivamente.

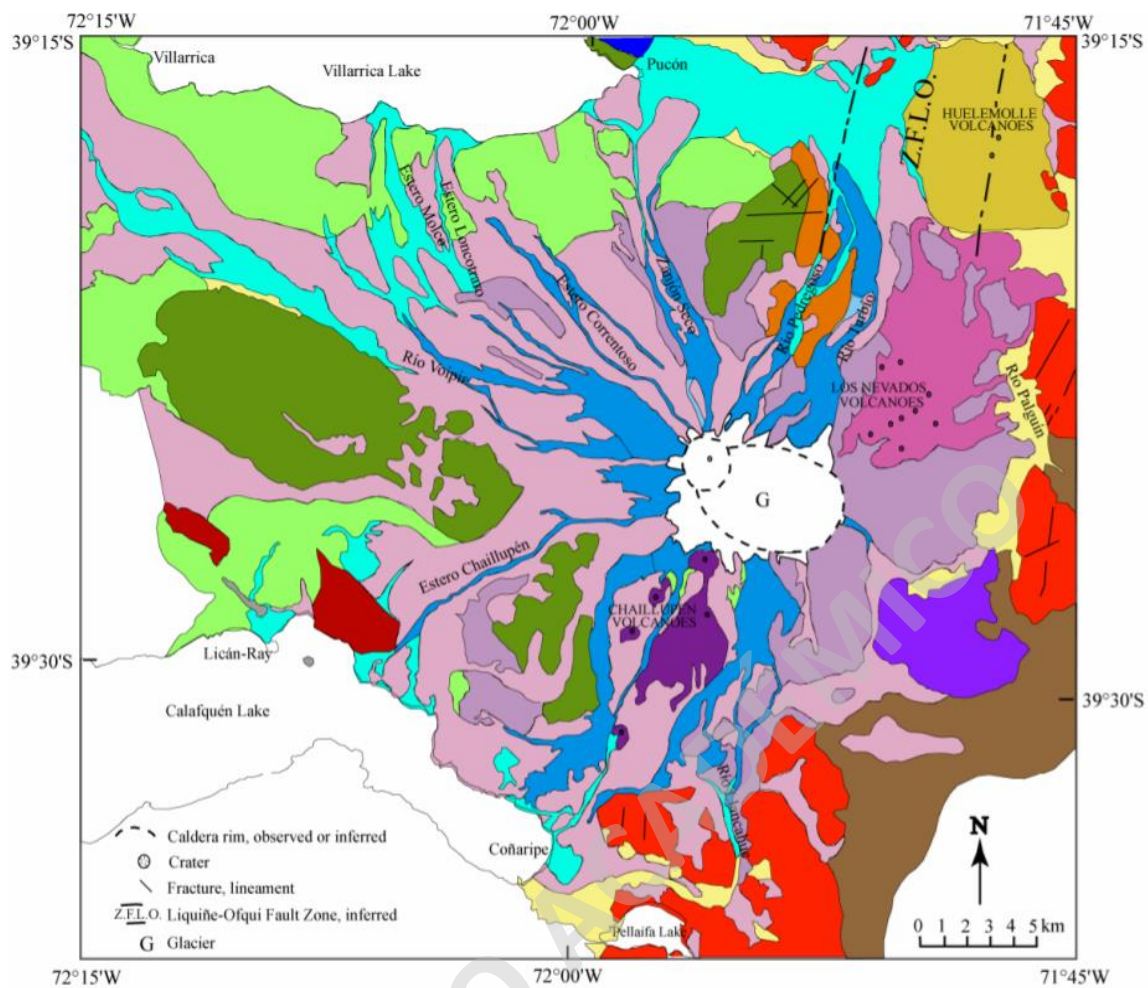
3.2.3 Depósitos sedimentarios y volcanoclásticos

Una serie de depósitos de origen lacustre, glaciario, coluvial, aluvial, fluvial y lahárico conforman el relleno sedimentario del área de estudio, siendo descritos en la Carta Geológica del Volcán Villarrica por Moreno y Clavero (2006). Los principales depósitos glaciales son:

Depósitos de la Glaciación Santa María (Pleistoceno Medio a Superior), corresponden a cordones morrénicos principalmente laterales, ubicados en flanco occidental bajo el volcán Villarrica.

Depósitos de la Glaciación Llanquihue (Pleistoceno Superior), cordones y arcos morrénicos asociados a avances y retrocesos glaciales, durante el periodo glacial Glaciación Llanquihue (75-14 ka; Porter, 1981), ubicados en el flanco oeste del volcán Villarrica.

Además, existen depósitos fluvioglaciares y lacustres que son asociados a esta última glaciación y al glaciario del volcán Villarrica (Pleistoceno-Holoceno). Finalmente se encuentran los depósitos coluviales, poligénicos, de remoción en masa del Holoceno cubriendo los valles del río Palguín y Llanquihue; glaciales recientes (Pichillancahue y Voipir), litoral lacustre, deltaicos, aluviales y fluviales, que incluyen algunas terrazas de edad Holoceno tardío, además de depósitos laháricos que cubren la mayoría de los valles del sector (Fig. 10) (Moreno y Clavero, 2006).



Leyenda

Volcán Villarrica	Otros volcanes del área	Basamento
Unidad Villarrica 3	Volcán Quetrupillán	Rocas volcánicas estratificadas
Unidad Villarrica 2	Volcán Huelemolle	Rocas metasedimentarias
Unidad Villarrica 1	Volcán Cordillera el Mocho	Tonalitas y granodioritas
Centros adventicios	Depositos sedimentarios	Intrusiones de granodioritas y andesitas
Los Nevados	Depósitos aluviales y coluviales	Granitos, granodioritas y tonalitas
Chaillupén	Depósitos lahaticos	
	Depósitos glaciares, fluvio-glaciares y lacustres	

Figura 11: Geología del volcán Villarrica. Extraído y modificado de Silva (2008). Fuente original: Clavero y Moreno (2004).

3.2.4 Geología de Centros Eruptivos Mayores

3.2.4.1 Volcán Villarrica (39°25´S, 71°57´W)

El volcán Villarrica (2.487 m s.n.m.) es un estratovolcán ubicado en la ZVSC que comprende una superficie de 400 km², un volumen aproximando de 250 km³ y una altura del edificio cercana a los 2.450 m (Moreno y Clavero, 2006). Su actividad abarca del Pleistoceno Medio a Holoceno, siendo uno de los volcanes más activos de Sudamérica (Clavero y Lara, 2006). Su edificio tiene una forma cónica casi perfecta y su cráter de 200 m muestra actividad fumarólica continua y un lago de lava permanente. La evolución geológica de este volcán puede dividirse en tres etapas, basado en criterios estratigráficos, geocronológicos, geomorfológicos y estructurales (Moreno y Clavero, 2006).

- a) Unidad Villarrica I (Pleistoceno Medio – Superior): Se pueden definir dos sub-unidades separadas por el colapso de una caldera. Los productos pre-colapso corresponden a coladas de lava Aa y pahoehoe de composición basáltica a andesítico-basáltica, compuestas por fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino en una masa fundamental vítrea. Posterior al colapso de la caldera, se formaron domos dacíticos de textura porfírica, compuestos por fenocristales de plagioclasa, piroxeno y ortopiroxeno. Edades de ⁴⁰Ar/³⁹Ar indican valores entre 600 ± 70 ka. y 170 ± 60 ka. para la primera sub-unidad y 95 ka para la unidad post-colapso (Moreno y Clavero, 2006).
- b) Unidad Villarrica II (Pleistoceno Superior – Holoceno): Formada por una secuencia de lavas pahoehoe a Aa de composición andesítico-basálticas, compuestas por fenocristales de plagioclasa y olivino inmersos en una masa fundamental afanítica. Hacia el techo de esta unidad se encuentran las ignimbritas Lican y Pucón, los dos flujos piroclásticos de mayor volumen. La ignimbrita Licán se asocia a un gran evento eruptivo que generó una caldera de colapso hace ca. 13,8 ka. Por su parte, la Ignimbrita Pucón corresponde a depósitos de flujo y oleada piroclástica asociados al colapso de la parte alta del cono hace ca. 3,7 ka. (Moreno y Clavero, 2006).
- c) Unidad Villarrica III (Holoceno Tardío): Secuencia de lavas y depósitos piroclásticos de composición basáltica y andesítico-basálticas, cubiertos parcial o totalmente por depósitos laháricos. Se han definido dos sub-unidades: La más antigua incluye los productos de 3.700 años hasta las erupciones históricas ocurridas anterior al año 1787 DC. La más

reciente incluye las erupciones históricas posterior al año 1787 DC y anterior al año 1984 DC (Moreno y Clavero, 2006).

Investigaciones recientes (Morgado et al., 2015; Pizarro et al., 2019) en lavas de las erupciones del siglo XX, a partir de condiciones físicas preeruptivas, determinaron que el volcán Villarrica presenta al menos dos reservorios magmáticos, uno profundo situado en el borde corteza-manto y otro en corteza superior (Fig. 11). La formación del reservorio superficial se debe a la dificultad que presenta el magma al ascender, debido a que el volcán Villarrica se encuentra sobre una falla inactiva heredada, la que podría actuar como un canal de transporte pasivo o permitir tiempos de residencia más largos (Cembrano y Lara, 2009).

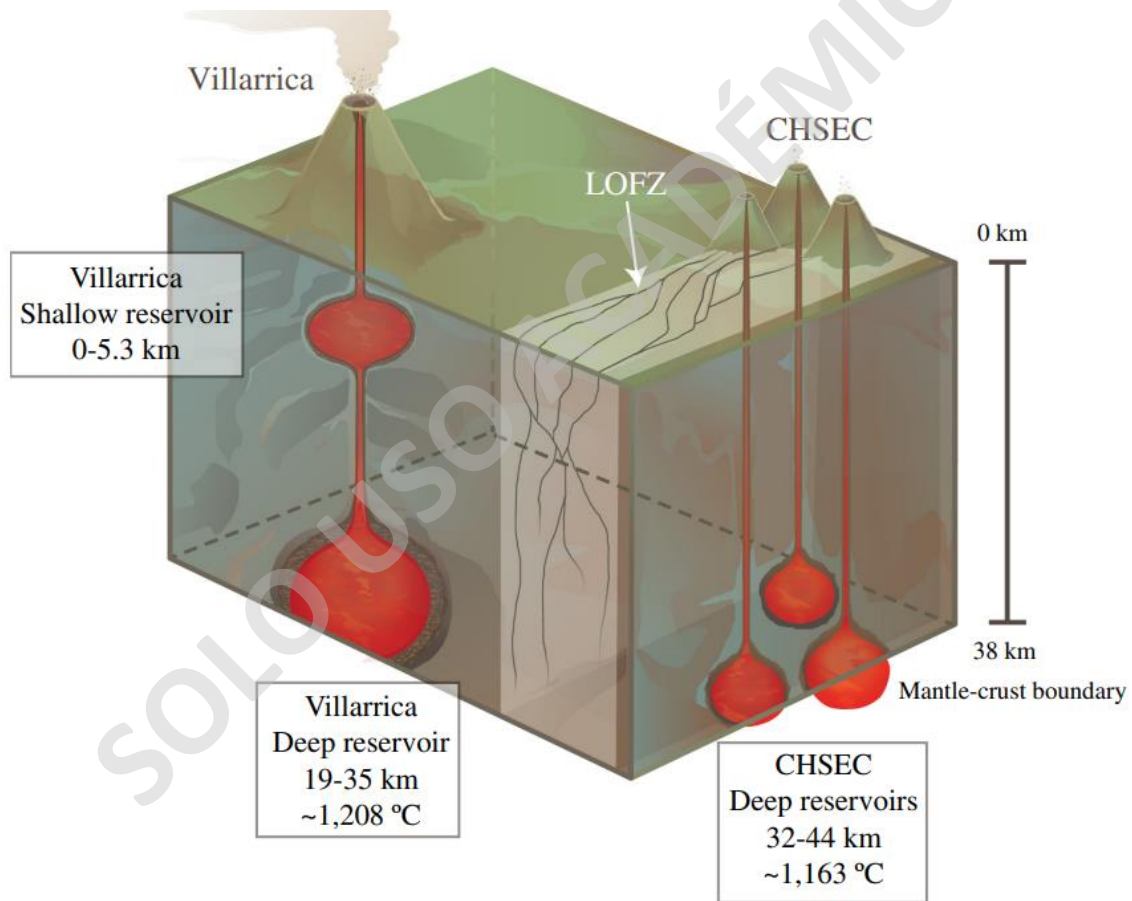


Figura 12: Esquema que representa al menos los dos reservorios del volcán Villarrica, uno superficial y uno profundo. Por otro lado, se esquematizan los reservorios profundos de los Centros Eruptivos Menores Caburgua-Huelemolle (CHSEC), ubicados sobre la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, la que facilitaría el ascenso del magma. Extraído de Morgado et al. (2015).

3.2.4.2 Otros volcanes del área

El volcán Quetrupillán (Fig. 10), de edad Pleistoceno Medio-Holoceno, es un estratovolcán de 2360 m s.n.m., con una caldera de colapso de 8 km de diámetro, que se ubica a 30 km al sureste del volcán Villarrica (Cembrano y Moreno, 1994; Brahm et al., 2018). Se divide en tres unidades principales (Pavez y Moreno, 1994; Pavez, 1997): la unidad Quetrupillán 1 está compuesta por lavas, brechas piroclásticas y tobas de lapilli de composición andesítica a dacítica (56-65% SiO₂). La unidad Quetrupillán 2 está formada por lavas andesíticas que conforman la base del cono volcánico principal. Finalmente, la unidad Quetrupillán 3 incluye mayormente lavas de composición andesítica y flujos lávicos de las etapas más jóvenes del volcán (Pleistoceno Superior-Holoceno) (Pavez y Moreno, 1994; Pavez, 1997; Brahm et al., 2018; Simmons et al., 2020).

El volcán Lanín (Fig. 10), de edad Pleistoceno Medio-Holoceno, es un estratovolcán de 3.747 m s.n.m. (Lara y Moreno, 2004) de carácter mayormente efusivo, y para el cual se han definido cuatro unidades según criterios geomorfológicos (Lara, 2004). La unidad Lanín 1 corresponde principalmente a lavas de composición dacítica emplazadas en condiciones subglaciales (Lescinsky y Fink, 2000). La unidad 2 está dispuesta en la zona basal del volcán y está formada por secuencias volcanoclásticas y lavas de composición basáltica, con evidencias de erosión glaciaria (Lara, 2004). La unidad 3 está compuesta por lavas basálticas y andesíticas las cuales registran incisiones fluviales y escarpes por colapsos gravitacionales del volcán (Lara, 2004). Finalmente, la unidad 4 está formada por lavas y depósitos piroclásticos de caída de composición basáltica (Lara, 2004; Balbis et al., 2022).

3.2.5 Geología de Centros Eruptivos Menores

3.2.5.1 Centros Eruptivos Menores Los Nevados y Chaillupén

Los centros volcánicos adventicios de los grupos Los Nevados y Chaillupén, se encuentran en los flancos oriental y austral del volcán Villarrica respectivamente y corresponden a conos piroclásticos y sus respectivas lavas andesíticas-basálticas (Fig. 13) (Moreno y Clavero, 2006).

El Grupo Los Nevados de edad holocena corresponde a un conjunto de conos de lavas y piroclastos, el cual ha sido dividido en dos subgrupos en base a su edad y disposición espacial (Moreno y Clavero, 2006). La mayoría de estos conos de piroclastos se encuentra alineado a lo

largo de tres estructuras con una orientación de N60°E y uno que se encuentra dispuesto de manera aislada con una orientación SSE (Moreno y Clavero, 2006).

- a) Subgrupo Chaillupén 1 (Holoceno, >3.700 años AP): Estos conos de piroclastos fueron generados por tres fisuras por las cuales el magma de composición andesítica-basáltica logró llegar a la superficie (Moreno y Clavero, 2006). Sus bases son subcirculares con diámetros que pueden alcanzar los 600 m de diámetro, una altura aproximada de 80 m y sus cráteres de 300 m de diámetro estando algunos de estos últimos abiertos en forma de herradura (Moreno y Clavero, 2006). La morfología de las lavas es mayoritariamente Aa, con longitudes de hasta 3 km y suavizadas levemente por la erosión (Moreno y Clavero, 2006). La edad de sus depósitos se acuña previo a la Ignimbrita Pucón (<3.700 años AP), debido a que esta última se encuentra cubriendo gran parte de los depósitos del Subgrupo (Moreno y Clavero, 2006).
- b) Subgrupo Los Nevados 2 (Holoceno tardío, <2.600 años AP): Serie de conos volcánicos formados por dos de las cuatro fisuras por las cuales el magma ascendió hasta llegar a la superficie (Robidoux et. al, 2021). Las dimensiones de este set de conos son: una base elíptica de 600 m de diámetro, una altura de 60 m aproximadamente y cráteres en forma de herradura de 200 m de diámetro (Moreno y Clavero, 2006).

El Grupo Chaillupén, de edad holocena, es un set de conos de piroclastos y lavas que cubren un área total de 15 km² (Moreno y Clavero, 2006). Los volcanes se encuentran alineados en dirección N-S y N35°E, lo cual reflejaría superficialmente dos fisuras radiales asociadas al volcán poligenético Villarrica (Moreno y Clavero, 2006). Los conos del Grupo Chaillupén fueron divididos en dos subgrupos en base a su cronología y distribución espacial (Moreno y Clavero, 2006).

- a) Subgrupo Chaillupén 1 (Holoceno, >3.700 años AP): Estos conos de piroclastos fueron generados por tres fisuras por las cuales el magma de composición andesítica-basáltica logró llegar a la superficie (Moreno y Clavero, 2006). Sus bases son subcirculares con diámetros que pueden alcanzar los 600 m de diámetro, una altura aproximada de 80 m y sus cráteres de 300 m de diámetro estando algunos de estos últimos abiertos (Moreno y Clavero, 2006). La morfología de las lavas es mayoritariamente Aa, con longitudes de hasta 3 km y suavizadas levemente por la erosión (Moreno y Clavero, 2006). La edad de sus depósitos se acuña previo a la Ignimbrita Pucón (<3.700 años AP), debido a que estos se encuentran cubriendo gran parte de los depósitos del Subgrupo (Moreno y Clavero, 2006).

b) Subgrupo Chaillupén 2 (Holoceno tardío, <3.700 años AP): Al igual que el Subgrupo Chaillupén 1, este Subgrupo contempla un conjunto de conos de piroclastos de la misma composición, sin embargo, los magmas que le dan origen emanan de la fisura central con una orientación norte-sur (Moreno y Clavero, 2006). Sus bases son circulares a subcirculares con diámetros de hasta 750 m, alturas de máximo 100 m y cráteres de hasta 250 m de diámetro, de los cuales uno está abierto (Moreno y Clavero, 2006). La extensión de sus lavas con morfología Aa es de hasta 4,5 km (Moreno y Clavero, 2006). La edad de sus depósitos es relativa, y se calcula en base a los productos volcánicos de la Unidad Villarrica 3, los cuales no cubren a las lavas y piroclastos de este Subgrupo, por lo que se estima son posteriores a 3.700 años AP (Moreno y Clavero, 2006).

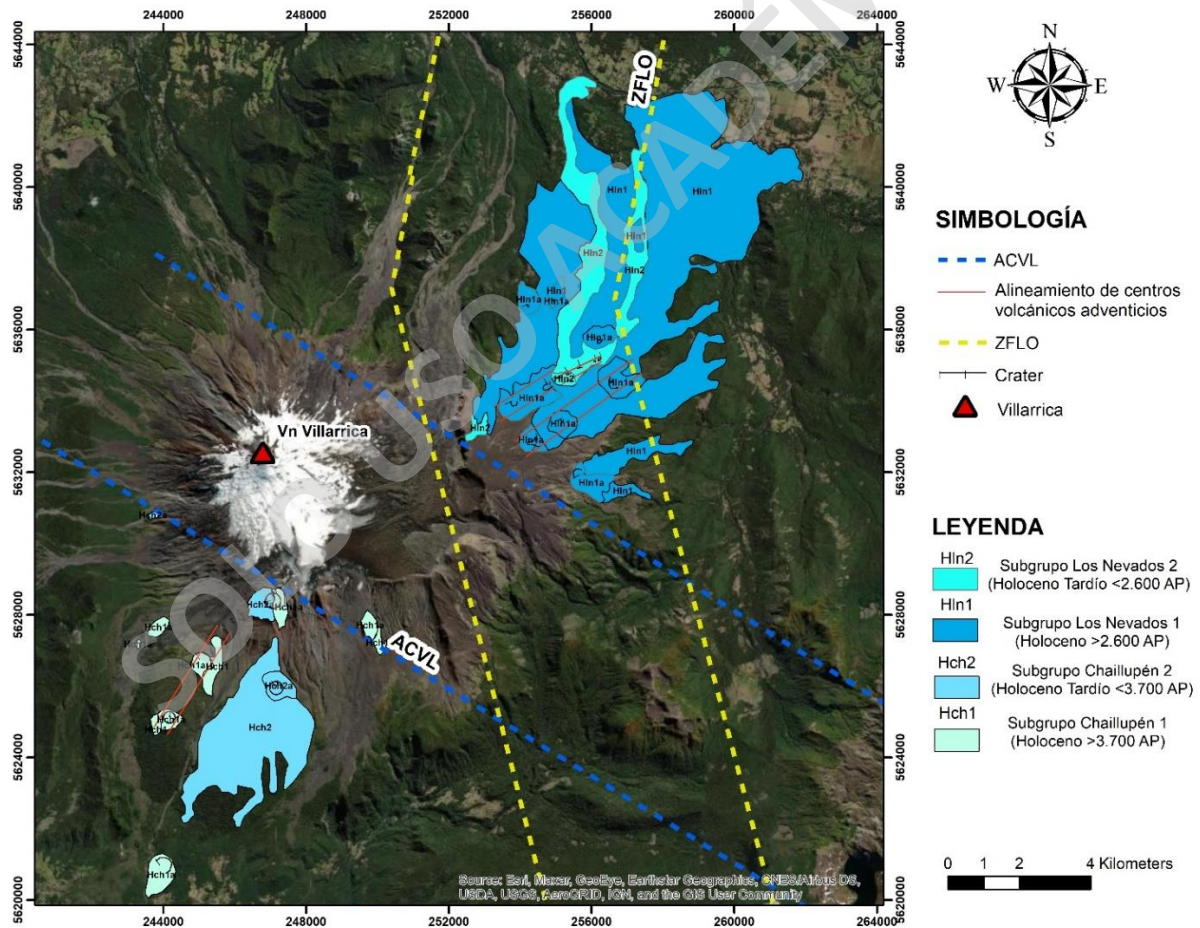


Figura 13: Imagen satelital de los centros eruptivos menores Grupo Los Nevados y Grupo Chaillupén, la principal zona de falla de la zona (ZFLO) y el lineamiento de los centros volcánicos Villarrica-Lanín (ACVL). Extraído y modificado de Moreno y Clavero (2006).

3.2.5.2 Centros Eruptivos Menores Caburgua-Huelemolle (CEMCH)

El volcanismo holoceno a unos 10 km al noreste del volcán Villarrica, entre los lagos Villarrica y Calafquén, se ha manifestado a través de una serie de CEM conocidos como el Complejo de Centros Eruptivos Menores Caburgua-Huelemolle (CEMCH), los cuales se distribuyen en su mayoría sobre el SFLO (Hickey-Vargas et al., 2016; Morgado et al., 2015). Este complejo corresponde a conos de piroclásticos y lavas de composición basáltica distribuidos en grupos: Caburgua (5 conos), Huelemolle (3 conos), La Barda (3 conos), Cordillera Cañi (2 conos), Relicura (5 conos); o de forma aislada como son los volcanes Cañi, Cerro Redondo y San Jorge (Fig. 14) (Moreno y Lara, 2008; Morgado et al., 2015).

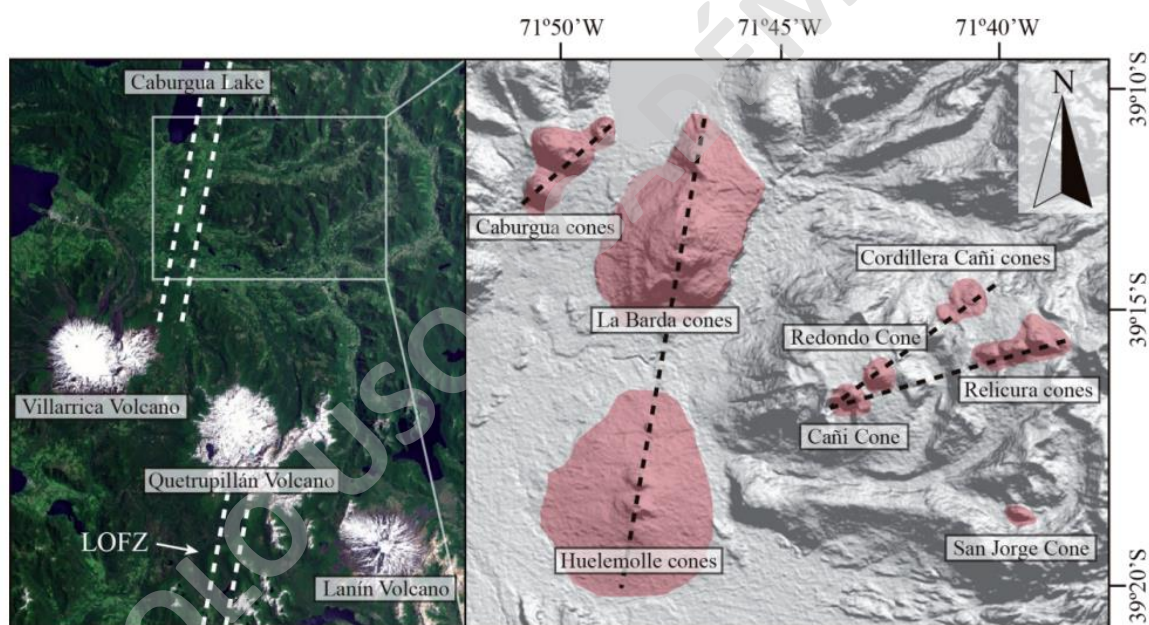


Figura 14: A) Ubicación del lineamiento de los volcanes poligenéticos Villarrica-Quetripillán-Lanín y el SFLO. B) Ubicación de los CEMCH, la línea punteada representa el lineamiento de algunos CEM, la mayoría dispuestos sobre la traza NNE del SFLO. Extraído de Morgado et al. (2015).

Moreno y Clavero (2006) proponen que la edad de los CEMCH es Holocena (post Glaciación Llanquihue), debido a la ausencia de erosión glaciaria. Clavero (1996) y Moreno y Clavero (2006) afirman, por relaciones estratigráficas, que los conos Huelemolle son posteriores a la formación de la Ignimbrita Licán (14 ka) y anteriores al evento que dio origen a la Ignimbrita Pucón (4 ka), y su edad es de al menos 9000 años por dataciones de C^{14} en madera carbonizada en depósitos piroclásticos del volcán Villarrica.

En cuanto a su química y mineralogía, los productos de los CEMCH son basálticos (49-52 SiO₂ wt. %) de la serie calcoalcalina (Fig. 15) con fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno (3-10%), a diferencia de las lavas de San Jorge que contiene entre 13-18% de fenocristales (Morgado et al., 2015). Por otro lado, los fenocristales de olivino tienen abundantes inclusiones de espinela y en menor medida las presentan los fenocristales de plagioclasa (Morgado et al., 2015)

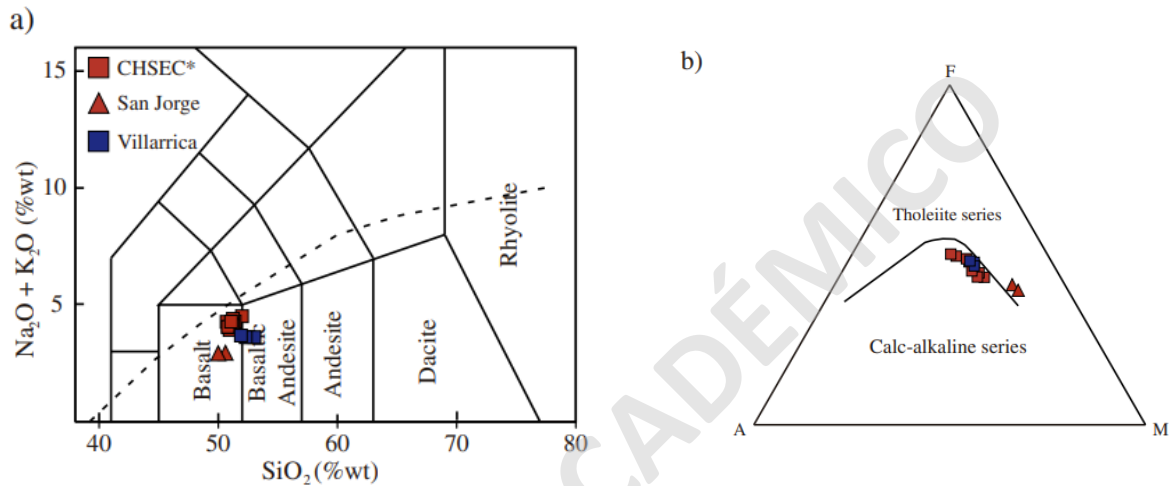


Figura 15: A) Gráfico de Total Alkalies vs. Silice que compara los CEMCH con el volcán Villarrica. B) Diagrama AFM que muestra la tendencia de la mayoría de los CEMCH y las lavas de Villarrica de 1971, a excepción de San Jorge que muestra afinidad Toleítica. Extraído de Morgado et al. (2015).

La geoquímica y los datos isotópicos de los CEMCH presentan anomalías negativas de Eu, Nb y Ta denotando fraccionamiento de plagioclasa en un ambiente geodinámico de convergencia (Morgado et al., 2015). Por otro lado, sus razones de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr son de 0,70±4 y las de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd son de 0,51±2, por lo tanto, sus productos volcánicos evidencian un origen mantélico (Morgado et al., 2015).

A pesar de su proximidad espacial, estos CEM exhiben heterogeneidades composicionales relacionadas a diferentes procesos: algunos asociados a diferentes *inputs* o aportes de fluidos derivados del *slab* y otros están centrados en su historia magmática, con influencia de contaminación cortical (McGee et al., 2017). Un estudio de Morgado et al (2015) postula que los magmas que originan estos CEMCH provienen de reservorios profundos ubicados en las cercanías del límite corteza-manto (32-44 km) (Fig. 11). Sin embargo, un estudio más reciente (Morgado et al., 2017) establece que los conos Caburgua tendrían al menos un reservorio en la

corteza inferior (32-44 km) y un reservorio somero transitorio en la corteza superior ($\leq 6,5$ km), en donde el tiempo de residencia magmática para este último es acotado (≤ 471 días) (Morgado et al., 2017).

Morgado et al. (2017) sugiere que la residencia cortical del magma durante su ascenso puede ser entendida mediante los modelos analíticos realizados por Rivalta et al. (2005), quién trabajó con aire comprimido, el cuál simulaba el magma. En su trabajo sugirió que existe una desaceleración en el ascenso aire comprimido (magma) si este se mueve de un medio de menor rigidez a uno de mayor rigidez (Rivalta et al., 2005). La presencia de granitoides bajo los conos Caburgua pueden estar relacionados a un *hiatus* de ascenso magmático y en la construcción del reservorio superior (Morgado et al., 2017). Finalmente, los cortos periodos de residencia magmática en la corteza terrestre, así como un rápido ascenso estaría estrechamente relacionados con configuraciones extensionales que se localizan en el SFLO (Cembrano y Lara, 2009).

3.3 TECTÓNICA DE LA ZONA

La reconstrucción de la cinemática de las placas sudorientales del Pacífico está delimitada desde hace 49 millones de años, con una historia relativamente simple de subducción oblicua dextral en el margen continental Chileno (Cembrano et al., 1996). La ZVSC de los Andes es el resultado de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, en donde el ángulo y la oblicuidad con la cual subducta tienen una fuerte implicancia en la generación de estructuras (López-Escobar et al., 1995a; Eisermann et al., 2021).

La Zona de Falla Liquiñe-Ofqui fue definida por Hervé (1976). Es un sistema de falla de intra-arco con una longitud de 1.200 km, que domina las regiones entre los 38°-47°S (Fig. 9 y 16) (Cembrano et al., 1996; Cembrano et al., 2000; Cembrano et al., 2002; Thomson, 2002; Lara et al., 2006; Cembrano y Lara, 2009). Este rasgo morfoTECTÓNICO se habría establecido durante el Mioceno y actualmente presenta un régimen transpresivo dextral con orientación NS a NNE (Lara et al., 2006; Cembrano y Lara, 2009). Rosenau et al. (2006) describen patrones de deformación de la corteza superior y diversas estructuras que constituyen el SFLO, proponiendo diversas jerarquías para estas.

Las estructuras de primer orden de la SFLO son aquellas zonas de falla de escala regional reconocidas por imágenes satelitales y representan las mayores implicancias entre volcanismo y

magmatismo (Rosenau et al., 2006). Este tipo de estructura poseen dos tendencias principales: NNE-SSW y NW-SE, alineadas paralelas y oblicuas al arco respectivamente (SFLO y Sistema de Falla Mocha-Villarrica) (Rosenau et al., 2006).

Las de segundo orden son estructuras que pueden o no tener relación cinemática con las de primer orden. Finalmente, las de tercer orden son aquellas de escala local (afloramiento) con mecanismos de fallas normales, inversas o de rumbo, asociadas a estructuras tanto de primer como de segundo orden (Rosenau et al., 2006).

Cembrano y Lara (2009) relacionan el volcanismo y la tectónica en la ZVS a partir de parámetros de primer y segundo orden. Los primeros están relacionados al espesor cortical y la presencia o ausencia del SFLO, mientras que el segundo orden se asocia a la naturaleza del basamento del sistema volcánico (Cembrano y Lara, 2009):

- a) Asociación cinemática acoplada: Estructuras relacionadas al movimiento transpresional del arco volcánico. Alinea estratovolcanes, centros adventicios y centros eruptivos menores con una tendencia NE y ENE. La mecánica asociada a esta categoría implicaría fallas de rumbo subverticales que favorecerían el rápido ascenso del magma desde la cuña astenosférica o desde una zona de almacenamiento, por lo que existiría poca o nula contaminación cortical (Cembrano y Lara, 2009).
- b) Asociación cinemática desacoplada: Estructuras no relacionadas al mecanismo transpresional del arco volcánico. Alinea estratovolcanes individuales y agrupados sobre estructuras antiguas con una tendencia WNW. La mecánica asociada a esta categoría implicaría fallas inversas o grietas subhorizontales que favorecerían tiempos de residencia más largos, formando magmas relativamente más evolucionados (Cembrano y Lara, 2009).

En los CEMCH se reconocen lineamientos con dos direcciones preferenciales (Fig. 14 y 16): NNE relacionadas a la cinemática dextral del SFLO y NE que coinciden con las *tension cracks*, estructuras de segundo orden propuestas (*duplex*) del SFLO (Cembrano et al., 1996; Cembrano y Lara, 2009) Por otro lado, hay lineamientos con tendencias WNW oblicuos al arco volcánico actual, así como al SFLO (López-Escobar et al., 1995b). En la Zona de Falla Mocha-Villarrica (ZFMV) se emplaza la cadena volcánica Villarrica-Quetupillán-Lanín (Fig. 16), siendo fallas heredadas del basamento pre-Andino, las cuales se han reactivado por la formación del arco como estructuras de rumbo sinistral-inversa y corresponderían a una asociación cinemática

desacoplada (Lara et al, 2006b; Cembrano y Lara, 2009). Lo anterior también permitiría la formación de reservorios magmáticos (Sánchez et al., 2013).

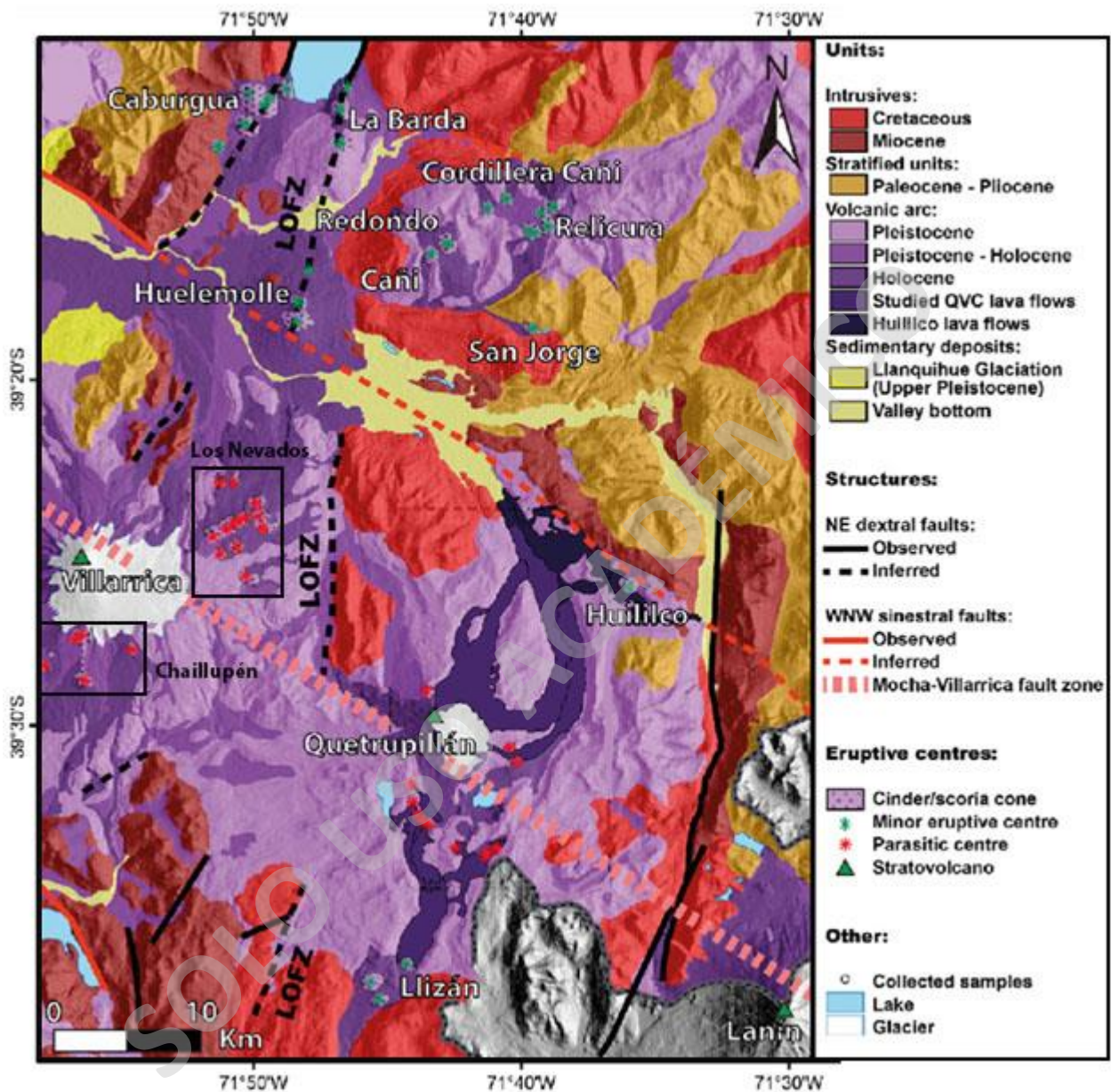


Figura 16: Localización de los diferentes CEM cercanos al volcán Villarrica y Quetrupillán y las principales estructuras del área de estudio. Extraído de Brahm et al. (2018).

Existen estructuras de menor envergadura con orientación principal N60°E y N35°E relacionadas a los eventos de la formación del volcán Villarrica, las cuales según Moreno (1993), Clavero y Moreno (2004) y Moreno y Clavero (2006) serían las responsables de la ubicación de los CEM Los Nevados y Chaillupén. Modelos análogos realizados por Tibaldi (2008) explican cómo es posible tener volcanismo en ambientes tectónicos contraccionales, postulando la migración del

magma a través de las fallas inversas del sustrato, siendo finalmente canalizado a través del volcán por medio de una falla normal (Fig. 17).

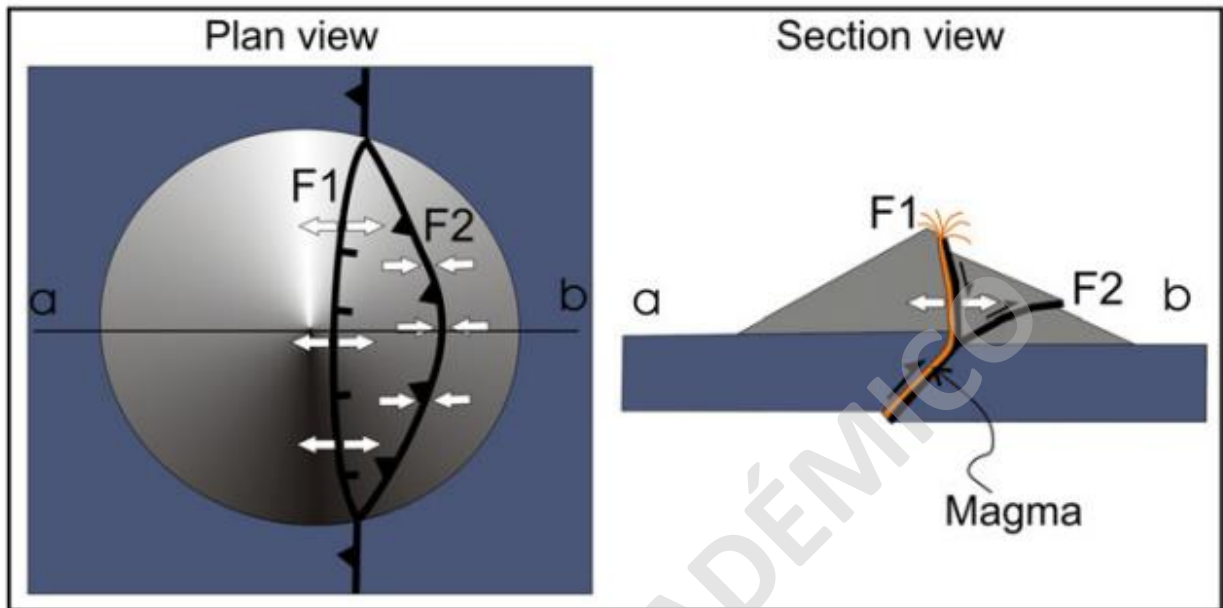


Figura 17: Vista en planta y en sección del modelo análogo realizado por Tibaldi (2008) que documenta el desplazamiento de una falla inversa a través del sustrato y que diverge en dos fallas conjugadas, una de carácter inverso (F2) de menor manteo que la falla del sustrato la cual prolonga la deformación hacia los flancos del volcán y una falla normal (F1) con manteo más pronunciado en comparación con las dos estructuras anteriores, generando un sitio local de deformación extensional, favoreciendo la migración del magma.

Takada, (1994) usó la relación que existe entre la tasa de extrusión del magma v/s la tasa de deformación alrededor del volcán para explicar la diferencia que existe entre el volcanismo poligenético y monogenético (definidos en el capítulo 2 como CEM). Para el primer caso, este estaría asociado a un alto suministro magmático y una baja tasa de deformación cortical, mientras que, para el segundo caso habría un bajo aporte de magma o una alta tasa de deformación regional en comparación con el suministro magmático. Además, el volcanismo poligenético tiene una mayor probabilidad de coalescencia de diques, debido al alto suministro de magma y la baja tasa de deformación, creando rutas de ascenso estables que dan origen a este tipo de volcanismo. En el caso de los CEM la coalescencia de diques es inhibida, favoreciendo la formación de este tipo de volcanismo (Takada, 1994).

CAPÍTULO 4: RESULTADOS

En este capítulo, se describen las principales características petrográficas, químicas y termodinámicas encontradas en los productos volcánicos de los CEM Los Nevados y Chaillupén. Como criterio general, para las descripciones microscópicas se consideran fenocristales aquellos cuyo tamaño sea $> 0,5$ mm, microfenocristales entre $0,5$ y $0,1$ mm y microcristales/microlitos, $< 0,1$ mm. Las descripciones detalladas están presentes en el Anexo A.

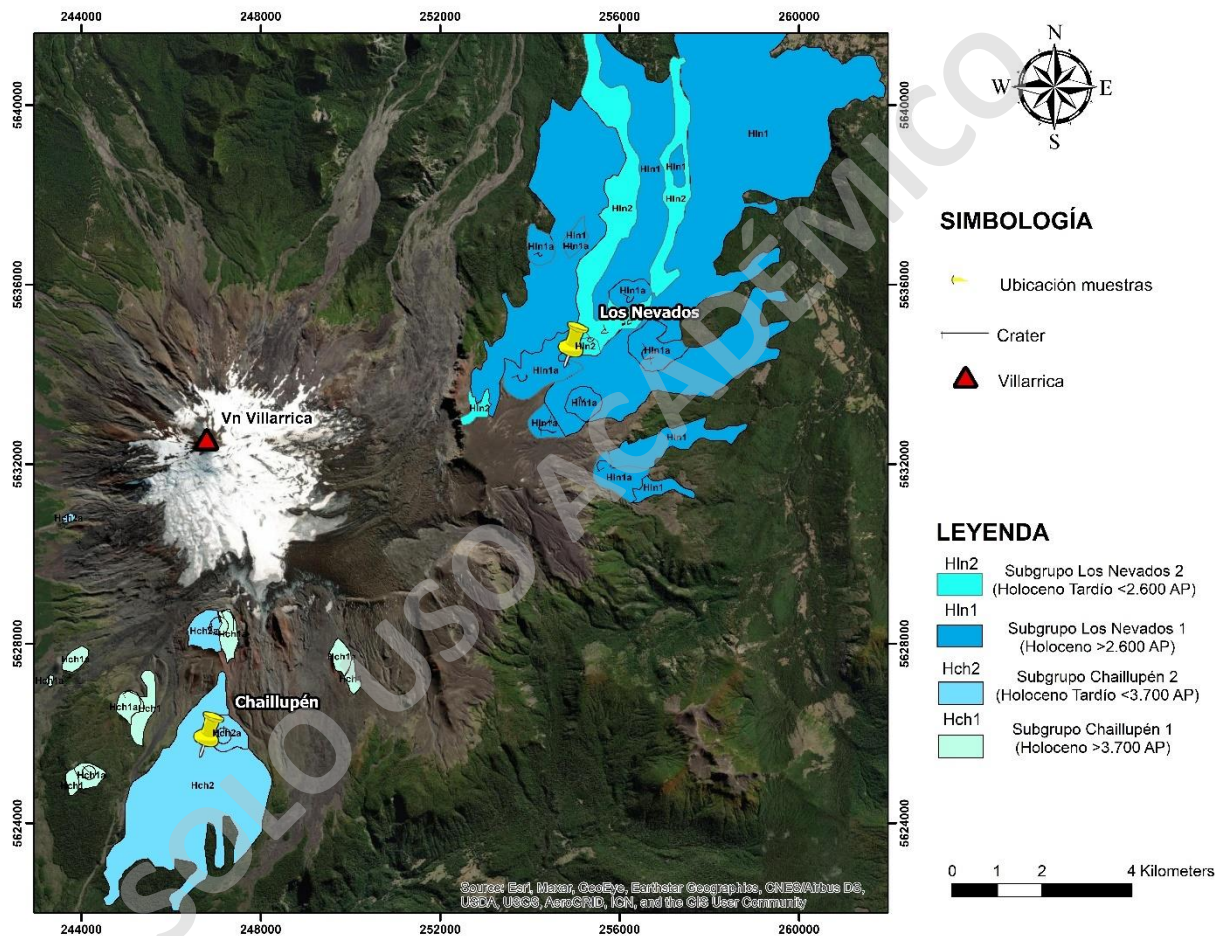


Fig. 18: Ubicación de los productos volcánicos para cada CEM utilizados en el presente estudio. El mapeo asociado a los productos eruptivos de ambos CEM es de Moreno y Clavero, (2006)

4.1 Generalidades de la petrografía del CEM Chaillupén

En términos generales, los productos eruptivos (estudiados en el presente trabajo) extraídos del subgrupo 2 de los conos piroclásticos del Grupo Chaillupén (Fig. 18), están conformados por fragmentos juveniles escoriáceos que tienen coloraciones rojizas, marrones y negras (Fig. 19 A

y B). Además, presentan estructuras de estratificación paralela, con variaciones en los tamaños de los fragmentos que lo componen, desde ceniza hasta bloque (Fig. 19 C y D) y con abundante vegetación (Fig. 19 C). En los depósitos de caída estudiados para este CEM (Fig. 2), a nivel microscópico presentan variaciones en la morfología de las vesículas, sus productos son holocristalinos y los fenocristales presentes (en orden de abundancia) en las muestras corresponden a plagioclasa, clinopiroxeno y olivino. En tanto, la masa fundamental es holocristalina con microlitos, principalmente de plagioclasa y en menor medida clinopiroxenos y olivino.



Figura 19: A) Vista panorámica de uno de los conos del grupo 2 de Chaillupén, de fondo el volcán Villarrica. B) Vista oriental a uno de los conos del mismo grupo. C) Estratificación paralela de uno de los depósitos del cono Hvch1a. D) Fragmento tamaño bloque del grupo 2 del CEM Chaillupén.

Se obtuvieron tres cortes transparentes (CH-1, CH-2, CH-3) de los fragmentos escoriáceos (Fig. 2A). Cada uno de los cortes fue escaneado (Fig. 21). Los cortes fueron escaneados con el fin de realizar un conteo modal a través del *software* “JMicroVision 1.2.7” y así disminuir el error en la estimación del porcentaje de los fenocristales, vesículas y masa fundamental. Pese a la falta de análisis químicos, las rocas se clasificaron como escorias basálticas de clinopiroxeno, clasificación basada solamente en las características petrográficas.

4.1.1 Petrografía los productos volcánicos del Grupo Chaillupén

Los depósitos de caída analizados en el presente estudio (CH-1, CH-2, CH-3) corresponden a fragmentos escoriáceos de tamaño lapilli medio. Son vesiculares, con un promedio de 38% de vesículas en las muestras, las cuales tienen morfologías mayormente ovaladas y otras redondeadas. Debido a la diferencia en los tamaños de los cristales, la textura predominante es la porfírica, seguido de la holocristalina, esto se observa en todas las muestras. Los fenocristales en orden de predominancia son plagioclasa, clinopiroxeno y olivino, constituyendo en promedio el 13% del total de la roca, considerando vesículas en la estimación.

Los fenocristales de plagioclasa (10 % vol.) tienen formas euhedrales, presentan texturas de zonación normal (Fig. 25), de embahiamiento (Fig. 20 A, B, C) y glomeroporfídica entre plagioclasa, clinopiroxeno y olivino. Los fenocristales de clinopiroxeno (2 % vol.) son euhedrales a subhedrales (Fig. 20 B). En menor proporción, hay olivinos (<1 % vol.) euhedrales a subhedrales, fracturados, con texturas de embahiamiento, zonados (normal e inversamente), presentan texturas poikilíticas (albergando a plagioclasa) y con presencia de inclusiones vítreas recristalizadas (Fig. 20 C y D).

La mayoría de los fenocristales de olivino son subhedrales de baja integridad, y se presentan en forma aislada (Fig. 25E). Por otro lado, la mayoría de los fenocristales de plagioclasa se presentan en forma de cúmulos, con una alta integridad (25A, C).

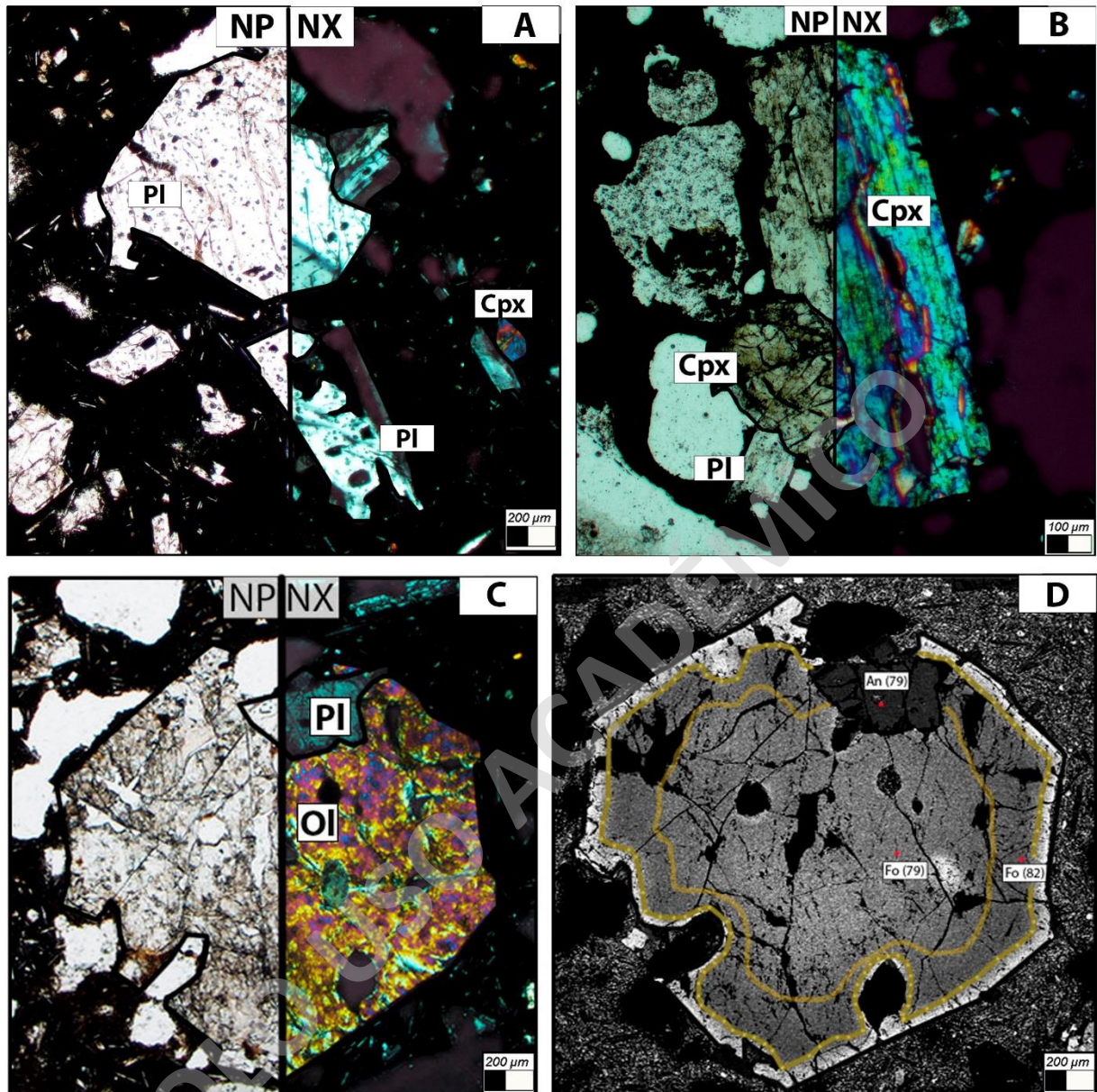


Fig. 20: Petrografía de depósitos de caída a nicols paralelos y cruzados. A) Fenocristales de plagioclasa con bordes de reabsorción y textura glomeroporfírica (CH-1). B) Textura glomeroporfírica entre fenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa (CH-3). C) Textura glomeroporfírica entre fenocristal de olivino euhedral y plagioclasa. En el primero se reconocen texturas como bordes de reabsorción y poikilitica (CH-1). D) Zonación oscilatoria de un olivino y masa fundamental holocristalina, reconocida a través de electrones retrodispersados (BSE) (CH-1).

La masa fundamental (49% vol.) se encuentra libre de vidrio y está compuesta, en orden de predominancia, por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino dispuestos de manera aleatoria. La masa fundamental, así como algunos fenocristales se encuentran alterados por fases de coloración rojiza, en general de óxidos (en especial en CH-2; Fig. 2).

4.2 Generalidades de la petrografía del CEM Los Nevados

En términos generales, los productos eruptivos que componen los conos piroclásticos del grupo Los Nevados 1, corresponden a fragmentos juveniles escoriáceos con coloraciones marrones, pardo y grisáceas (Fig. 21B y C). Además, sus depósitos presentan estructuras de estratificación paralela, con abundante vegetación (Fig. 21A) y el tamaño de los productos piroclásticos varían entre ceniza, lapilli y bloque (Fig. 21B y C). En el presente estudio se estudió una bomba fusiforme extraída del subgrupo 1 (Fig. 2B y 18), la cual presenta variaciones en la morfología de las vesículas a nivel microscópico, es de textura holocristalina y los fenocristales presentes (en orden de abundancia) en la muestra corresponden a plagioclasa, clinopiroxeno y olivino. En tanto, la masa fundamental es holocristalina, compuesta por microlitos (en orden de predominancia) de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino.

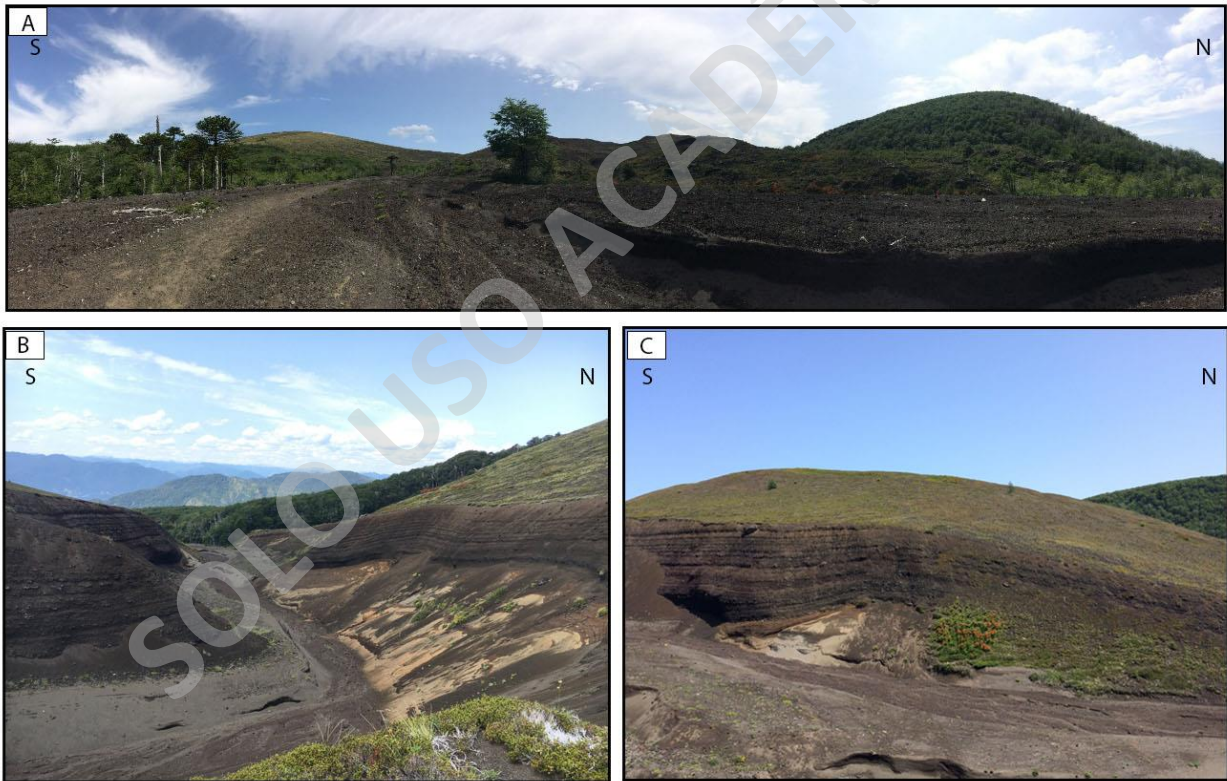


Fig. 21: A) Vista panorámica de uno de los conos cubierto por vegetación del grupo 1 de Los Nevados. B) Estratificación paralela de uno de los conos del mismo grupo. C) Estratificación paralela asociada a uno de los depósitos del grupo 1 de Los Nevados.

Fueron efectuados un total de tres cortes transparentes (LN-1, LN-2, LN-3) de la bomba fusiforme (Fig. 2B). Cada uno de los cortes fue escaneado con el fin de realizar un conteo modal a través

del *software* “JMicroVision 1.2.7” (Fig. 21) y así aumentar la exactitud en la cuantificación del porcentaje de fenocristales, vesículas y masa fundamental. Debido a la ausencia de análisis químicos de roca total en las muestras recolectadas, los cortes de roca se clasificaron como basaltos de clinopiroxeno, basado en sus características petrográficas.

4.2.1 Petrografía de los productos volcánicos del Grupo Los Nevados

La bomba fusiforme tiene coloración grisácea, con vesículas (35 % vol.) ovaladas y redondeadas. Tiene textura porfídica y los fenocristales en conjunto ocupan el 14 % del volumen total de la roca. Los fenocristales de plagioclasa (11 % vol.) tienen formas euhedrales, texturas *sieve*, zonación normal (Fig. 26) y glomeroporfídica entre plagioclasa, clinopiroxeno y olivino (Fig. 22 A y C). Además, se reconocen dos familias de tamaño (0,15–0,9 mm y 1-4 mm). Los fenocristales de clinopiroxeno (2 % vol.) son euhedrales y subhedrales. Se reconocen fenocristales de olivino (<1 % vol.), euhedrales a subhedrales, fracturados, con bordes de reabsorción y con inclusiones vítreas y de espinelas ricas en cromo (Fig. 22 A y B).

Gran parte de los fenocristales de olivino se presentan en forma aislada, euhedrales y subhedrales de integridad media-baja (Fig. 26E y F). Por otro lado, la mayoría de los fenocristales de plagioclasa se presentan en forma de cúmulos (26B). En el caso de los microfenocristales, la mayoría se da en forma de cúmulos, con hábitos subhedrales-anhedrales (Fig. 26C y D).

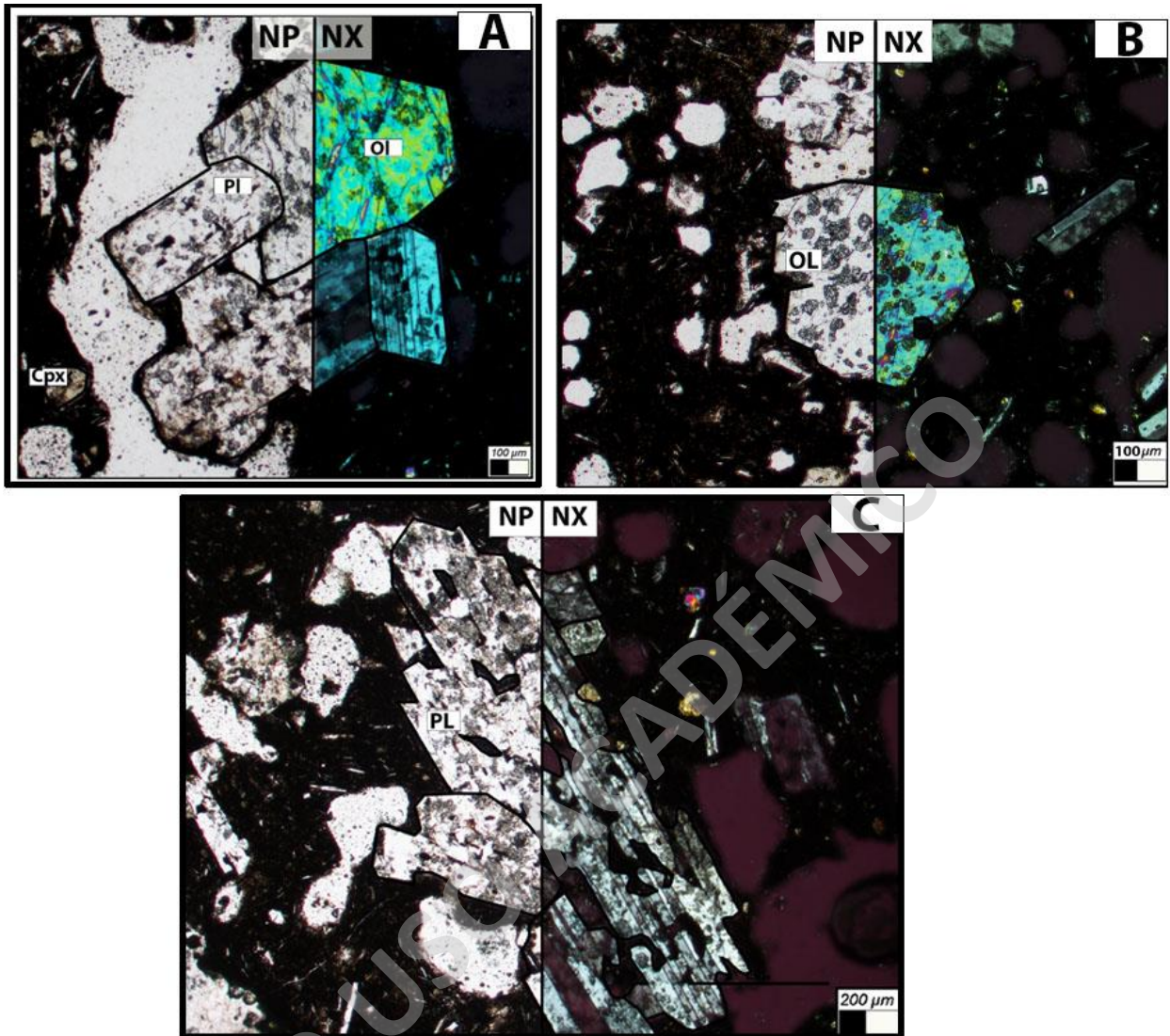


Fig. 22: Petrografía de bomba fusiforme a nicols paralelos y cruzados. A) Textura glomeroporfírica entre fenocristales de plagioclasas y olivino euhedrales con textura sieve (LN-1). B) Olivino euhedral-subhedral con bordes de reabsorción y textura sieve. Además, se reconocen inclusiones de espinela rica en cromo en su extremo derecho (LN-2). C) Fenocristales de plagioclasa con texturas glomeroporfírica, sieve y bordes de reabsorción (LN-2).

La masa fundamental (51 % vol.) está libre de vidrio, con microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino.

Los porcentajes de vesicularidad, masa fundamental y fenocristales de cada una de las muestras se encuentran resumidos en la tabla 2 y figura 23.

Tabla 2: Tabla resumen del contenido modal de cada una de las fases (fenocristales, vesículas y masa fundamental) presentes en las seis láminas delgadas pertenecientes a los dos centros eruptivos menores.

DESCRIPCIÓN	CH-1	CH-2	CH-3	LN-1	LN-2	LN-3
Vesícula (%)	30	44	40	35	28	35
Masa fundamental (%)	48	48	50	48	56	55
Plagioclasa (%)	18	6	7	13	13	7
Clinopiroxeno (%)	3	2	2	3	2	2
Olivino (%)	<1	-	<1	<1	1	<1

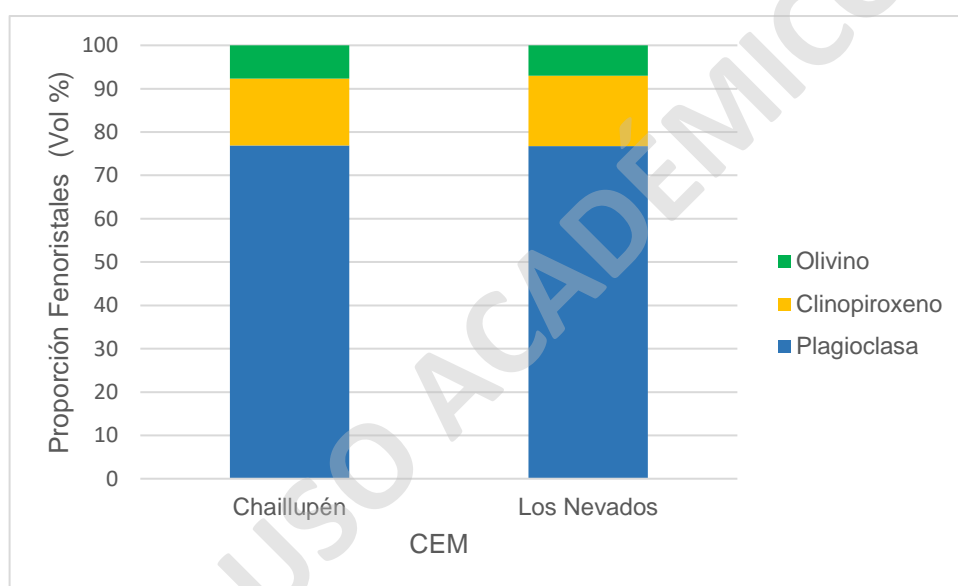


Fig. 23: Promedio del contenido modal normalizado de fenocristales de ambos centros eruptivos, estimados por conteos de puntos usando el software JMicroVision.

4.2 QUÍMICA MINERAL

Para el análisis de química mineral semicuantitativa se eligieron los cortes transparente-pulidos de cada centro eruptivo con mayor cantidad de fenocristales, ya sea como cristales aislados o en cúmulos cristalinos (textura glomeroporfídica). Posteriormente, se enmarcaron las zonas de interés en cada corte transparente-pulido (Fig. 24) para analizar con el haz de electrones y así medir las concentraciones de elementos mayores, agilizando la etapa de búsqueda de los fenocristales a través del SEM. Finalmente, se obtuvieron imágenes en escala de grises

obtenidas a través de electrones retrodispersados (BSE), además de la composición de los fenocristales de cada uno de los puntos seleccionados en donde colisionó el haz. En algunos fenocristales, se aplicó una modelación numérica a través del software ImageJ acoplado con los análisis puntuales realizados en el SEM, para así obtener la composición de algunas zonaciones en alta resolución espacial.

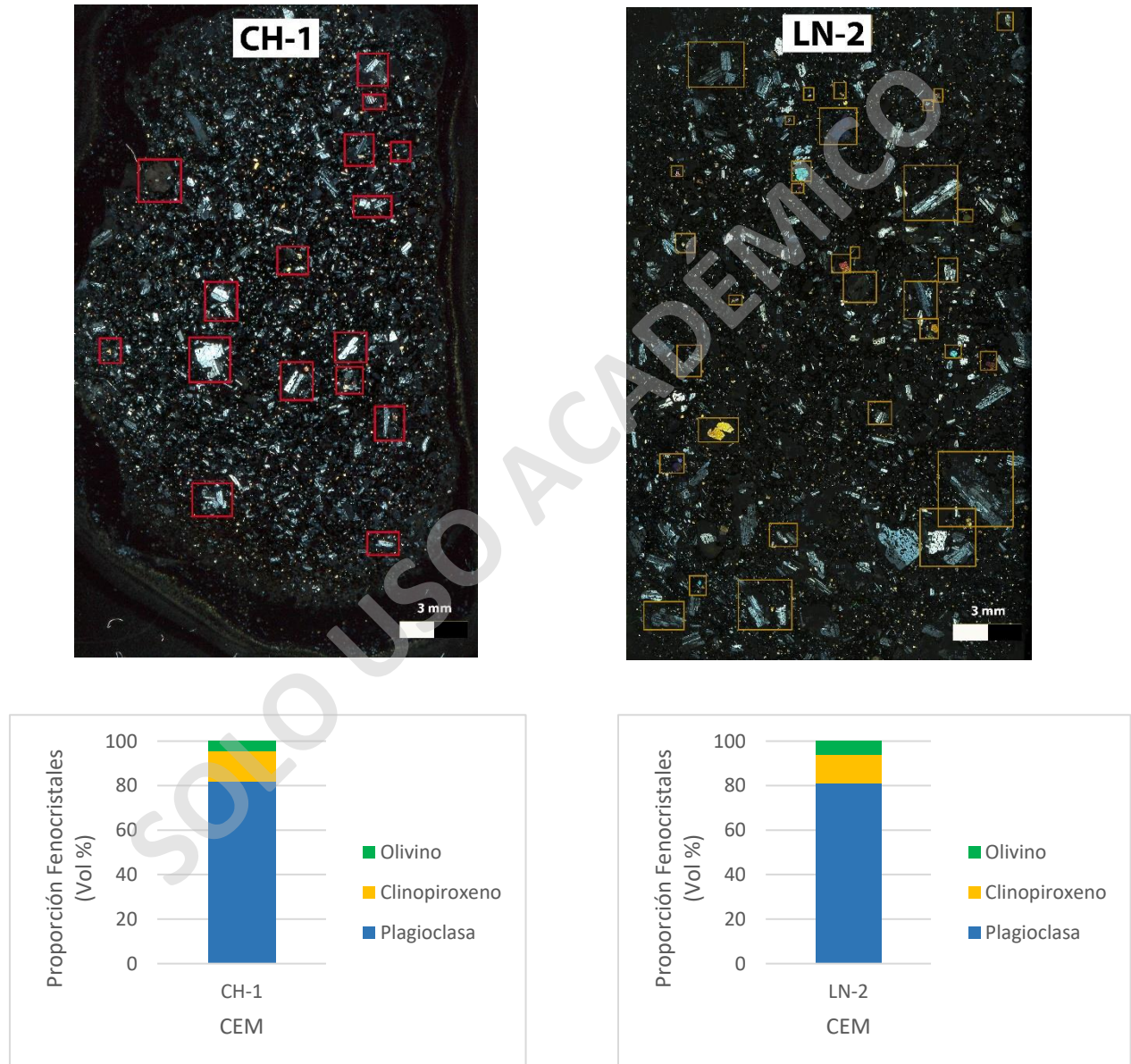


Fig. 24: Imágenes de las láminas delgadas representativas del Grupo Chaillupén (CH-1) y Los nevados (LN-2) y el contenido modal de fenocristales estimados por conteos de puntos usando el software JMicroVision, normalizado libre de vesículas.

4.2.1 Grupo Chaillupén

A través del SEM, se identificaron tres zonas distintivas en los fenocristales de plagioclasa, reconocidas en base a sus características texturales y composicionales. Este grupo, incluye fenocristales entre 0,2 y 0,6 mm con zonación normal y tres zonas: las zonas uno y dos corresponden al núcleo de la zonación (Bytownita: An_{89-81} y An_{80-72} , respectivamente) y la zona tres corresponde al borde de la zonación (Labradorita y andesina: An_{63-41}) (Fig. 25D). Cabe recalcar, que la mayoría de las plagioclasas solo presenta la zona 2 y 3. Existen fenocristales de plagioclasa de mayor tamaño, entre 0,6 y 1,2 mm con zonación normal, en el cual se identifican las tres zonas, mencionadas anteriormente: núcleo (Bytownita: An_{82-80}) y zona central (Bytownita: An_{85-72}) que se condice con la zona uno y dos respectivamente, y la zonación del borde que equivale a la zona tres (Labradorita: An_{63-50}) (Fig. 25A, B y C).

Fueron medidas las composiciones de dos microfenocristales de clinopiroxeno, los cuales presentan un rango composicional de Wo_{40-42} , En_{40-42} , Fs_{16} , correspondientes a augita. Adicionalmente, se midieron las composiciones de tres fenocristales de olivino, que varían entre 0,3 y 0,5 mm, dos de ellos con zonación normal, dentro de la cual hay dos zonas: zona uno correspondiente al núcleo de la zonación (Fo_{74-69}) y zona dos correspondiente al borde de la zonación (Fo_{67}) (Fig. 25E). La excepción a este grupo es el fenocristal de olivino de mayor tamaño (1,5 mm), el cual presenta zonación oscilatoria con dos zonas ricas en Fo: un núcleo (Fo_{79}) y una zona intermedia (Fo_{82}) (Fig. 25F). La mayoría de los fenocristales de olivino presentan un borde más fayalítico, el cual debido a su tamaño no fue posible medir. Sin embargo, debido a la forma en que este borde creció alrededor del cristal, se considera de carácter syneruptivo, por lo tanto, no fue utilizado en el presente estudio.

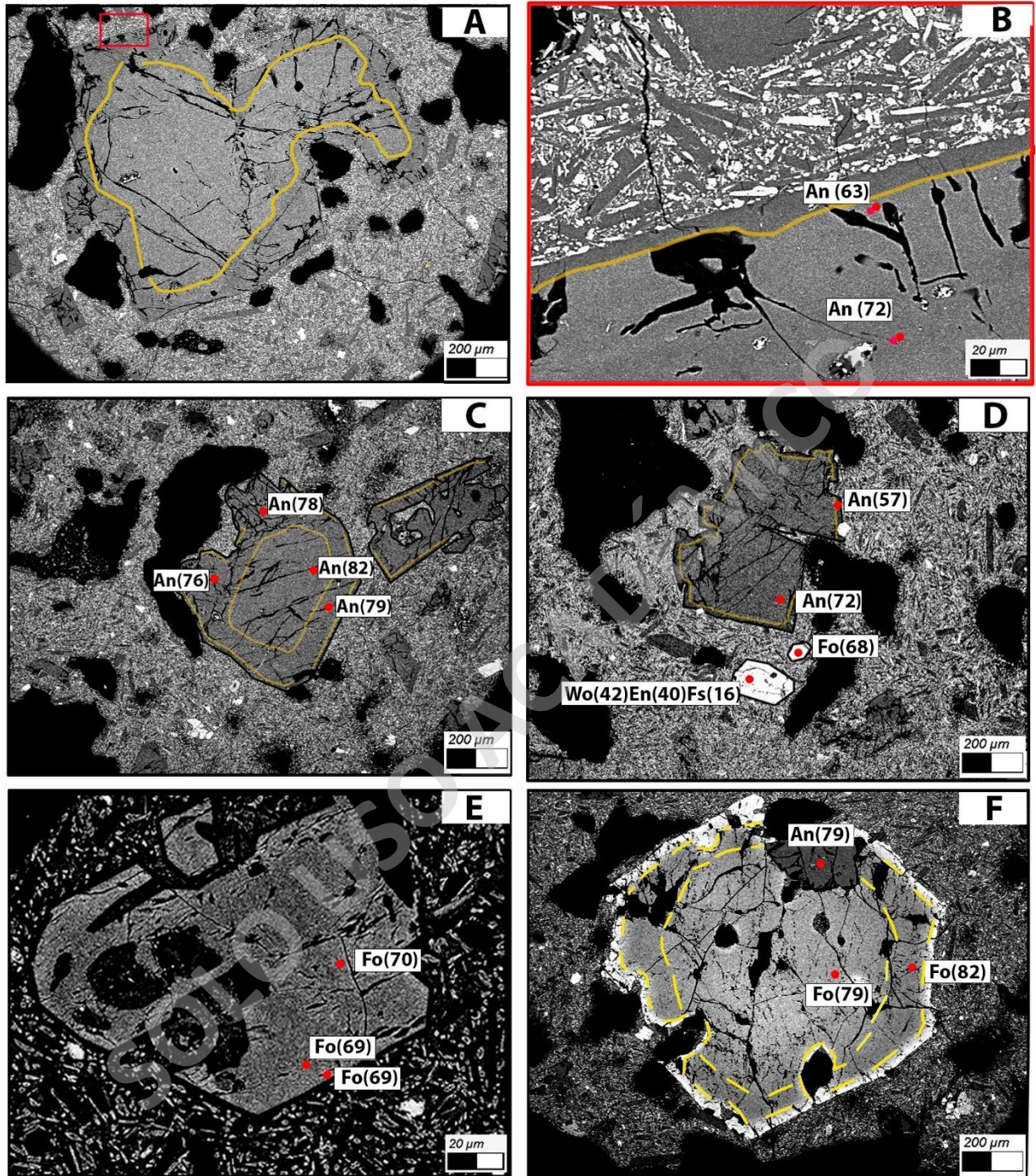


Fig. 25: Imágenes de electrones retrodispersados (EBS) de fenocristales seleccionados de la muestra CH-1. A) Fenocristal de plagioclasa con zona rica y pobre en anortita (zona uno y dos), separadas por la línea continua de color mostaza. B) Zoom de la zona dos y tres, separadas por la línea de color mostaza, con sus respectivas composiciones medidas a través del SEM. C) Fenocristal de plagioclasa con las tres zonas. A la derecha un fenocristal de plagioclasa con textura de zonación; en su núcleo y borde se reconocen texturas de reabsorción. D) Fenocristal de plagioclasa con zona dos y tres, equivalente al núcleo y borde de la textura zonada. Al extremo inferior dos microfenocristales de clinopiroxeno y olivino. E) Fenocristal de olivino fracturado, con bordes de reabsorción y sin zonación, su núcleo

equivale a la zona uno. F) Fenocristal de olivino con zonación inversa. Se reconocen bordes de reabsorción, textura glomeroporfírica y un borde más denso de carácter syneruptivo.

4.2.2 Grupo Los Nevados

A través del SEM, se identificaron dos zonas en los fenocristales de plagioclasa, clasificadas en base a su textura de zonación y composición. Los fenocristales tienen tamaños entre 0,4 y 2 mm con zonación normal el cual presenta con tres zonas composicionales: la zona uno y dos corresponden a núcleos ricos y pobres en anortita, respectivamente (Bytownita: An_{85-81} y An_{80-73} , respectivamente) y la zona tres, al borde (Labradorita: An_{64-58}) (Fig. 26A), en donde lo más frecuente es encontrar plagioclasas con la zona 2 y 3. Por otro lado, existe un fenocristal de mayor tamaño (1,5 mm) con zonación normal, en donde se identifican tres zonas composicionales: núcleo (Bytownita: An_{84-83}), zona intermedia (Bytownita: An_{80}) y un borde (Labradorita: An_{66}) equivalente (Fig. 26B).

Los fenocristales y microfenocristales de clinopiroxeno carecen de zonaciones, en donde sus composiciones semicuantitativas tienen un rango muy acotado de Wo_{45-32} , En_{52-39} , Fs_{16-11} , correspondientes a augita (Fig. 26C y D). Los fenocristales de olivino varían entre 0,2 y 0,8 mm, con zonación normal y presentan dos zonas principales: núcleo o zona uno (Fo_{83-80}) y zona intermedia o zona dos (Fo_{76-67}) (Fig. 26E) además de un borde menor o igual a 20 μm y más fayalítico, en donde su composición fue inferida a partir de modelizaciones numéricas (Fo_{73-70}). El fenocristal de mayor tamaño (0,9-1,1 mm) presenta zonación inversa con dos zonas: núcleo (Fo_{78-77}) y zona intermedia (Fo_{80}) (Fig. 26F). En los productos volcánicos del Grupo Los Nevados, los olivinos con zonación normal son los más frecuentes, por lo tanto, el fenocristal con zonación inversa sugiere una excepción a lo encontrado comúnmente en el sistema. Las inclusiones de Cr-espinela son comunes en los fenocristales de olivino, y tienen composiciones en los rangos de $\#Cr=57-51$ y $\#Mg=38-26$.

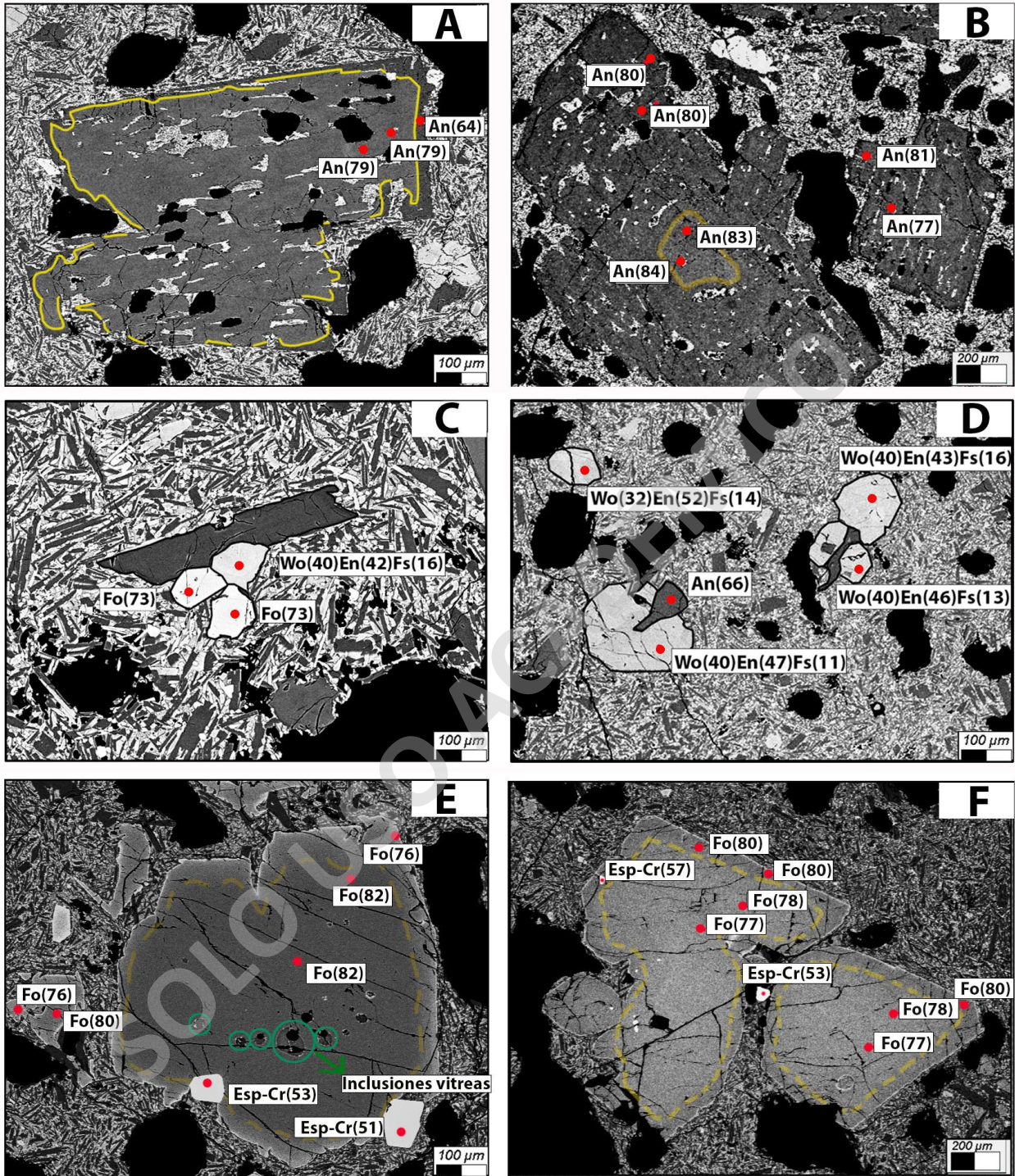


Fig. 26: Imágenes de electrones retrodispersados (EBS) de un conjunto de cristales seleccionados en la muestra LN-2. A) Fenocristal de plagioclasa con zonación normal y dos zonas: zona dos (núcleo) rico en anortita y zona tres (borde) pobre en Anortita. En la zona dos se reconoce textura esqueletal y bordes de reabsorción que carcomen a ambas zonas. B) Dos fenocristales de plagioclasa con zonación normal, reconociendo tres zonas: zona uno (núcleo rico en anortita), zona dos (intermedia y pobre en anortita). Solo en la zona dos se observa textura esqueletal. C) Microfenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa con textura glomeroporfirica. D) Microfenocristales de

clinopiroxeno y plagioclasa ensamblados en una textura glomeroporfírica. E) Fenocristal de olivino con dos zonas: zona uno (núcleo alto en forsterita) y zona dos (borde pobre en forsterita). Además, se reconocen inclusiones de espinelas ricas en cromo. F) Fenocristal de olivino con zonación inversa y bordes de reabsorción.

Olivino

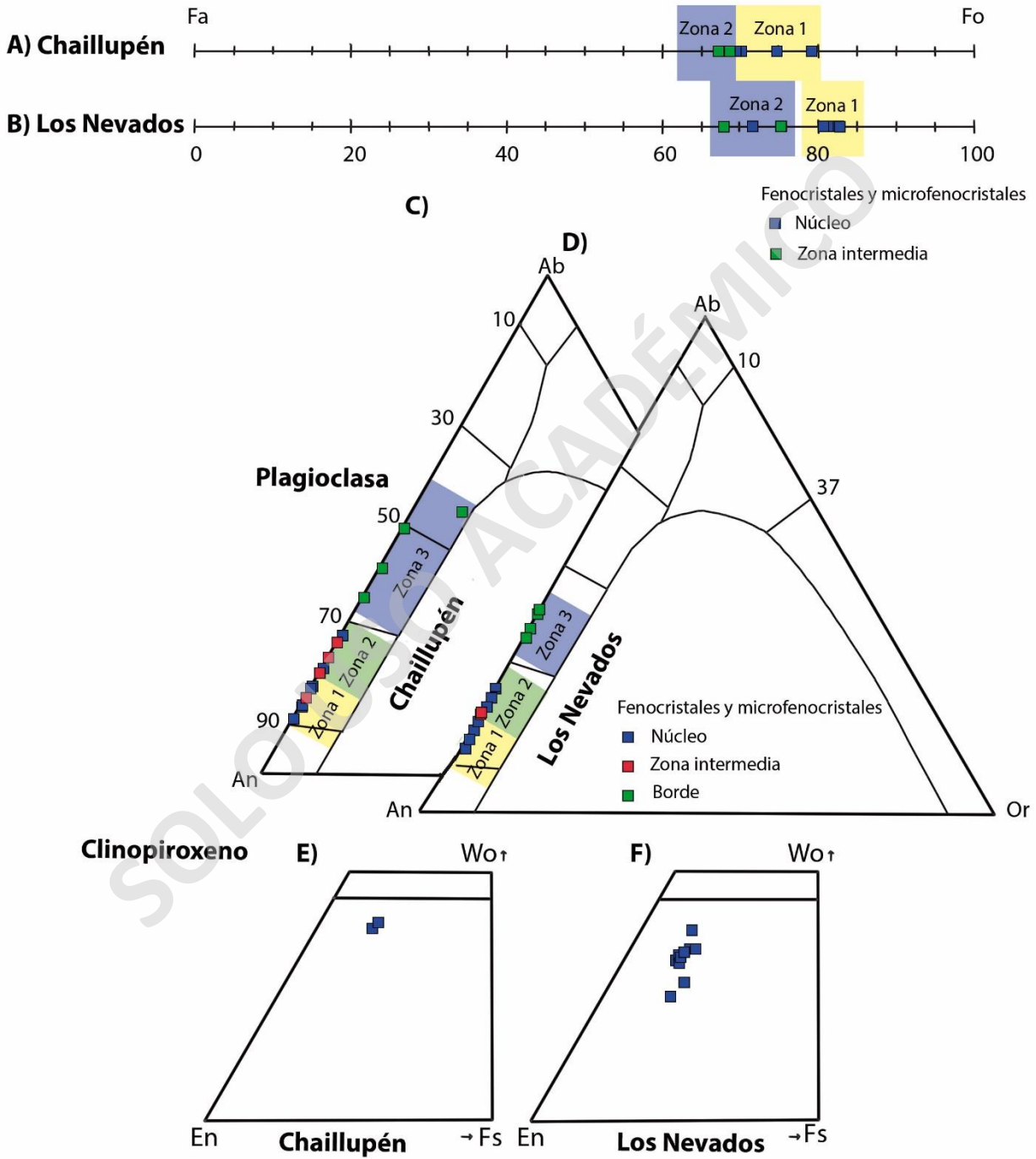


Fig. 27: Composición de los fenocristales y microfenocristales de olivino (A, B), plagioclasa (C, D) y clinopiroxeno (E, F), analizados en el presente estudio. En las plagioclasas y olivinos se reconocen dos zonas, indicadas en las áreas como: Zona 1 y Zona 2.

Tabla 3: Rangos composicionales, diferenciados por zonas, de los fenocristales y microfenocristales de plagioclasas, olivinos y clinopiroxenos que se utilizaron en el presente estudio.

		Chaillupén	Los Nevados	Rangos composicionales reproducidos en rhyolite-MELTS
Plagioclasa	Zona 1	An 89-81	An 86-81	An 80-64
	Zona 2	An 80-72	An 80-73	
	Zona 3	An 63-42	An 66-58	
Olivino	Zona 1	Fo 74-69	Fo 83-80	Fo 77-67
	Zona 2	Fo 68-67	Fo 76-67	
Clinopiroxeno		Wo 42-40 En 42-40 Fs 18-16	Wo 45-32 En 52-39 Fs 16-11	Wo 45-37 En 49-39 Fs 16-11

SOLO USO ACADÉMICO

CAPÍTULO 5: CONDICIONES INTENSIVAS MAGMÁTICAS

5.1 MODELIZACIÓN TERMODINÁMICA (Rhyolite-MELTS)

Con el objetivo de constreñir las variables termodinámicas de cristalización de los fenocristales (plagioclasa, clinopiroxeno y olivino), se realizaron simulaciones con el software rhyolite-MELTS, suponiendo una cristalización en equilibrio para cada uno de los sistemas volcánicos estudiados. La composición inicial que se usó en la modelización (v.1.0.2, Gualda et al., 2012) de los productos representativos, tanto para Chaillupén como Los Nevados, corresponde a la geoquímica de roca total de la muestra más primitiva de los productos piroclásticos del Grupo Los Nevados, Subgrupo 2 (Anexo B), en representación de la etapa preeruptiva de ambos sistemas magmáticos.

Las simulaciones fueron realizadas considerando una cristalización en equilibrio bajo condiciones isobáricas, modelando a diferentes presiones (0,5 – 6 kbar, con un incremento de 0,5 kbar hasta los 2,5 kbar, y a partir de los 3 kbar un incremento de 1 kbar). Las simulaciones cubrieron un rango de temperatura de cristalización desde 1200 a 900°C (decremento de 0,3°C), dos condiciones de buffers de fugacidad de oxígeno cuarzo-fayalita-magnetita (QFM, QFM+1), sugerido por Lohmar et al. (2012) y un contenido de H₂O de 1 – 5% wt% (con un incremento de 1% de wt%). Para los datos trabajados se consideró una tolerancia de un máximo de 20% de fases sólidas, comprobando las composiciones que iban cristalizando en las diferentes simulaciones (Tabla 3).

Para los fenocristales de plagioclasa, solo se reprodujo la composición de la zona 2 con el método detallado anteriormente (Tabla 3). En el caso de los olivinos, en específico en Chaillupén, fue posible reproducir la composición de la zona 1 y 2, sin embargo, para Los Nevados solo se reprodujo la composición de la zona 1 (Tabla 3).

Al final de capítulo se encuentra una tabla resumen de cada una de las condiciones intensivas calculadas en el presente estudio (Tabla 4).

5.1.1 Chaillupén

Las composiciones de las diferentes fases que se reprodujeron para el grupo Chaillupén fueron: plagioclasas (Zona 2: An₈₀₋₇₂), clinopiroxenos (Wo₄₅₋₃₈, En₄₅₋₃₉, Fs₁₆₋₁₂) olivinos (Zona 1: Fo₇₄₋₆₉ y Zona 2: Fo₆₈₋₆₇), en un rango de temperatura de 992-1171 °C, presiones de 0,5-6 kbar, 1-5 peso%

H₂O disuelta en el fundido y bajo condiciones de *buffers* de fugacidad de oxígeno de QFM y QFM+1. Los olivinos solo se reprodujeron en el *buffer* QFM. La máxima probabilidad en la que las tres fases pudieron cristalizar en equilibrio con el mismo líquido es entre 1019-1073 °C, presiones de 1-2,5 kbar, 3,0-3,1 peso % H₂O y condiciones de *buffer* de fugacidad de oxígeno equivalente a QFM (Fig. 28).

5.1.2 Los Nevados

Las composiciones de las diferentes fases que se reprodujeron para el grupo Los Nevados fueron: plagioclasas (Zona 2: An₈₀₋₇₃), clinopiroxenos (Wo₄₅₋₃₇, En₄₉₋₃₉, Fs₁₆₋₁₁) y olivinos (Zona 2: Fo₇₆₋₆₇), en un rango de temperatura de 994-1200 C°, presiones de 0,5-6 kbar, 1-5 peso % H₂O disuelta en el fundido, bajo condiciones de *buffers* de fugacidad de oxígeno de QFM, y un rango de temperatura de 1028-1200 °C, presiones de 0,5-6 kbar, 1-5 peso % H₂O disuelta en el fundido, bajo condiciones de *buffers* de fugacidad de oxígeno QFM+1. La máxima probabilidad en la que las fases de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa pudieran cristalizar en equilibrio con el mismo líquido, es entre 1037-1074 °C, presiones de 1-2,5 kbar, 3,0-3,1 peso % H₂O y condiciones de *buffer* de QFM (Fig. 28).

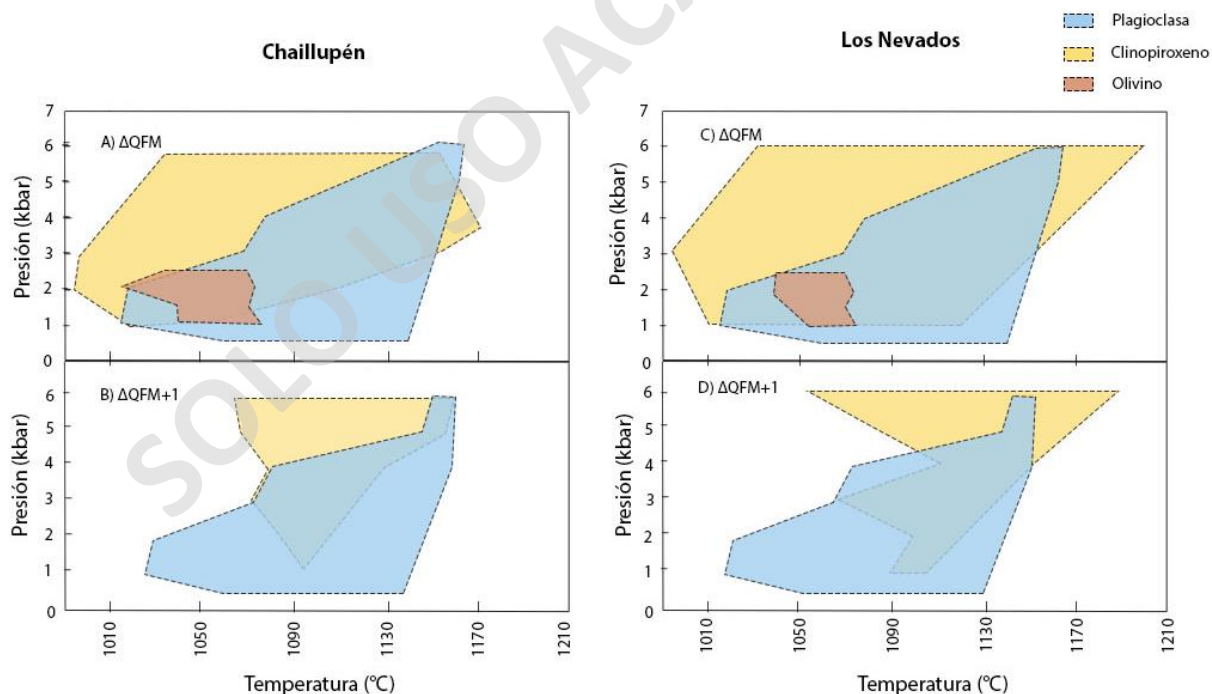


Fig. 28: Campos de estabilidad de presión vs. temperatura obtenidos a través de rhyolite-MELTS v.1.0.2 modelado para constreñir las variables intensivas a las cuales las fases de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino pudieron haber cristalizado, considerando diferentes buffers de fugacidad de oxígeno (QFM, QFM+1) y contenido de agua es de 1-5% para ambos CEM.

Tabla 4: Tabla resumen de las condiciones intensivas para cada uno de los CEM estudiados.

VARIABLES INTENSIVAS	Chaillupén	Los Nevados
Profundidades (km)	1,5 - 18	
Temperatura (°C)	1018 - 1161	994 - 1200
Buffer	QFM - QFM+1	
wt%	1 - 5	
Máxima probabilidad de equilibrio entre las fases		
Profundidades (km)	3 – 7,5	
Temperatura (°C)	~1070	1037 - 1074
Buffer	QFM	
wt%	~ 3	

SOLO USO ACADÉMICO

CAPÍTULO 6: DISCUSIONES

6.1 RELACIONES TEXTURALES Y COMPOSICIONALES DE LOS FENOCRISTALES

Las características químicas y petrográficas y las evidencias de las variaciones de tamaño en los fenocristales sugieren distintos estadios de cristalización.

6.1.1 Grupo Chaillupén

Inicialmente, un magma de composición diferente (probablemente menos diferenciado) al utilizado en las modelaciones como magma primitivo, en conjunto con condiciones fisicoquímicas, como tasas de enfriamiento suficientemente bajas y una alta disponibilidad de elementos químicos, permitieron la nucleación y crecimiento de antecristales ricos en anortita, la mayoría con formas euhedrales (e.g. lavas de Villarrica 1971 y CEM Caburgua-Huelemolle con antecristales, Morgado et al, 2015). La formación de estos antecristales dio origen a los núcleos de las zonaciones (zona 1) de plagioclasa. Posteriormente, un segundo evento se llevaría a cabo bajo un cambio en las condiciones termodinámicas, ya sea físicas y/o químicas, en donde un magma poco evolucionado de composición andesítico-basáltica (Anexo B, utilizado en las modelaciones como magma primitivo), dio lugar a la cristalización de una zona intermedia en las plagioclasas preexistentes, generando texturas de zonación en estas (Fig. 25A, B y C), además de la cristalización de nuevos núcleos de fenocristales pobres en anortita (zona dos), núcleos de olivinos ricos en forsterita (zona 1) con formas euhedrales a subhedrales y fenocristales de augita. En este segundo evento se forman algunas texturas glomeroporfídicas (Fig. 20C, D) y poikilíticas (Fig. 20A), lo cual resulta ventajoso en términos energéticos, ya que se requiere de menos energía formar cristales sobre caras preexistentes (Ikeda et al., 2002; Gill, 2010). Además, las fases ensambladas en estos *clots* son aquellas que se pudieron reproducir en MELTS, lo que sustenta esta hipótesis. Todo lo anterior refleja un continuo reequilibrio composicional del fundido, en un proceso de cristalización suficientemente lento (y una cristalinidad del fundido <45% vol.; Bachmann y Bergantz, 2008), que permite esta evolución, pero no lo suficiente para llegar a formar plutones, lo cual se da en las zonas eruptables asociadas a reservorios magmáticos (Gill, 2010; Molina et al., 2015; Szymanowski et al., 2017). Por otro lado, la presencia de bordes de reabsorción, presentes tanto en los núcleos como en los bordes de los cristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, indicarían condiciones de desequilibrio en el sistema magmático.

Estas se producen cuando cristales formados en etapas tempranas reaccionan con un magma ante nuevas condiciones intensivas y/o composición (Nelson y Montana, 1992).

Un tercer evento correspondería a un aumento en la tasa de enfriamiento y una disminución de la tasa de crecimiento de los cristales, desarrollando microfenocristales de plagioclasa, augita y olivino, con formas subhedrales y anhedrales. La composición química de los microfenocristales de plagioclasa y olivino es equivalente a la composición de los bordes de las zonaciones de los fenocristales (zona 3 y zona 2, respectivamente), lo que podría sugerir un último estadio de cristalización previo a la erupción en el sistema magmático, de carácter preeruptivo. Para el caso de las plagioclasas, la composición química de los bordes de los fenocristales, y la de los microfenocristales, no fueron cristalizados a partir del magma primitivo que se utilizó en el presente estudio, lo que podría sugerir que este magma sufrió procesos de diferenciación, dando como resultado uno más evolucionado, a partir del cual cristalizaron las plagioclasas pobres en anortita (bordes y microfenocristales, equivalente a zona 3). Lo mismo ocurre para el caso de los microfenocristales de augita. Por otro lado, los microfenocristales de olivino tienen la misma composición que la zona intermedia de los fenocristales, sin embargo, estos sí pudieron ser reproducidos usando el mismo fundido primitivo utilizado en el presente estudio.

El sistema magmático experimentó un cuarto evento de carácter syneruptivo, en el que tuvo lugar la cristalización de microlitos en la masa fundamental (principalmente de plagioclasa), así como los bordes fayalíticos encontrados en los olivinos; estos también han sido reportados por Morgado et al, (2015) en los fenocristales de olivino de productos de los CEM Caburgua. La masa fundamental holocristalina resultó a partir de pequeñas reducciones de la presión de H₂O durante el ascenso magmático. Este mecanismo fue sugerido por Johnson et al. (2008), para el volcán monogenético Jorullo, México, indicando que la desgasificación del sistema magmático induce procesos de cristalización. Por otro lado, la presencia de texturas de desequilibrio, representadas tanto en los núcleos (textura *sieve*) como en los bordes de reabsorción de los cristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, indicarían condiciones de desequilibrio en el sistema magmático. Estas se producen cuando cristales formados en etapas tempranas reaccionan con un magma ante nuevas condiciones intensivas y/o composición y que pueden atribuirse a procesos de despresurización como consecuencia del ascenso magmático o a mezcla de magmas, sin embargo al no encontrarse evidencias de enclaves, este último proceso queda descartado (Nelson y Montana, 1992). Finalmente, considerando que los productos volcánicos estudiados son depósitos de caída, en donde su formación se relaciona con un sobreenfriamiento del magma

al alcanzar profundidades someras, la cristalización de los microlitos se debe haber producido durante el ascenso magmático.

6.1.2 Grupo Los Nevados

Un primer evento de cristalización ocurrió a partir de un magma de composición diferente (probablemente menos diferenciado) al utilizado en las modelaciones como magma primitivo (Anexo B), el cuál propició la cristalización de los fenocristales con composiciones que no se reprodujeron a través del software Rhyolite-MELTS (núcleos o zona 1). Lo anterior, en conjunto con condiciones fisicoquímicas, como tasas de enfriamiento suficientemente bajas y la disponibilidad de elementos químicos, permitieron la nucleación y crecimiento de antecristales ricos en anortita y olivinos ricos en forsterita, la mayoría con hábitos prismáticos (Fig. 26B y E). La formación de estos antecristales dio origen a los núcleos de las zonaciones de los fenocristales (zona 1). Posteriormente, un segundo evento desencadenó un cambio en las condiciones termodinámicas (físicas y/o químicas), en donde un magma poco evolucionado de composición andesítico-basáltico (Anexo B), dio lugar a la cristalización de los clinopiroxenos, además de una zona intermedia en las plagioclasas preexistentes (Fig. 26A, B y CC). De esta manera, se produjeron texturas de zonación en dichos cristales, además de la cristalización de nuevos núcleos de fenocristales pobres en anortita (zona 2), con formas euhedrales a subhedrales. En este evento, se forman algunas texturas glomeroporfídicas (Fig. 19A y C), resultando ventajoso energéticamente, ya que los cristales necesitan menor energía de cristalización (Ikeda et al., 2002; Gill, 2010). Al igual que en Chaillupén, en este evento se forman las texturas de desequilibrio, como los bordes de reabsorción, producto de cambios termodinámicos en el sistema magmático.

Al igual que en Chaillupén, para Los Nevados ocurre un último evento preeruptivo, en donde se lleva a cabo la formación de microfenocristales y el borde de las zonaciones de los fenocristales, así como la cristalización de microlitos en una etapa syneruptiva, ambos procesos son explicados por los mismos procesos mencionados en Chaillupén.

6.2 CONDICIONES INTENSIVAS DE LOS MAGMAS EMPLAZADOS EN CORTEZA INTERMEDIA-SUPERIOR

Las condiciones intensivas, modeladas a través de diferentes simulaciones por rhyolite-MELTS (Fig. 28), son consistentes con otros centros eruptivos aledañas a la región de estudio. Para el caso de Chaillupén, se logró reproducir la zona dos de las plagioclasas, equivalente al núcleo y la zona intermedia de las zonaciones, mientras que para los olivinos se reprodujeron ambas zonas. Por otro lado, para Los Nevados, se reprodujo únicamente la composición de la zona dos en ambas fases (Tabla 3).

En el mismo orden de ideas, se realizaron simulaciones que consideraron un contenido de H₂O entre 1-5 peso %, tanto para Chaillupén como para Los Nevados. La composición de las plagioclasas de ambos CEM fue reproducida en un rango de H₂O disuelta en el fundido de 1-3% y, para fines prácticos, fueron graficadas en el rango de 1-5 peso% de H₂O disuelta en el fundido, en donde cristalizaron las fases ferromagnesianas. Sin embargo, las condiciones de H₂O en el que las tres fases coexisten en equilibrio es ~3 peso % H₂O. Para el caso de Chaillupén, al haber medido dos composiciones de clinopiroxeno, el rango composicional fue acotado, es por ello no se encontró un modelo que pudiese reproducir los valores dentro del rango de Wo-Fs-En (Tabla 3). A pesar de ello, el rango de H₂O disuelta en el que las fases de plagioclasa y olivino coexisten en equilibrio es el mismo que en Los Nevados, entre 3,0-3,1 peso% H₂O.

En relación con los *buffers* de fugacidad de oxígeno, estos tienen directa relación con la especiación del hierro, por lo tanto, es esperable que los campos de estabilidad de las fases ferromagnesianas varíen sus vértices en QFM y QFM+1 (Fig. 28), ya que tanto el olivino como el clinopiroxeno incorporan el hierro en su estructura cristalina como elemento mayor. Para el caso de las plagioclasas, los campos de estabilidad se mantienen similares a diferentes presiones y temperatura, debido a que el hierro no se incorpora como elemento mayor en su estructura cristalina.

En comparación con otros sistemas magmáticos de la ZVS, el contenido de agua y la fugacidad de oxígeno de ambos CEM, son del mismo orden de magnitud. Por ejemplo, en el volcán Villarrica, los valores son entre 0,3-3,0 peso % para el H₂O disuelta y se reportan *buffers* QFM y NNO (QFM+1) (Lohmar et al., 2012; Morgado et al., 2015) y en el volcán Quetrupillán, valores de 2,9-3,3 peso % H₂O y *buffers* de QFM y NNO son reportados por Brahm et al. (2018). Condiciones intensivas fueron reportadas en algunos CEM, como el grupo Fui, en donde se registran valores de 1-3 peso % H₂O y *buffers* de QFM-1, QFM y QFM+1, similares a los obtenidos para Chaillupén

y Los Nevados (Mallea-Lillo et al., 2022), sin embargo, en Caburgua los rangos son diferentes y más constreñidos, con valores entre 0-1 peso % H₂O y *buffers* de NNO (Morgado et al., 2017) (Tabla 5).

Tabla 5: Resumen de las condiciones intensivas de agua disuelta y *buffer* de fugacidad de oxígeno presentes en algunos centros eruptivos de la ZVS.

Volcán	wt%	Buffer	Autor
Villarrica	0,3 - 3	QFM QFM+1	Lohmar et al., 2012 Morgado et al., 2015
Quetrupillán	2,9 - 3,3	QFM QFM+1	Brahm et al., 2018
Caburgua	0 - 1	QFM+1	Morgado et al., 2017
Grupo Fui	1 - 3	QFM +- 1	Mallea-Lillo et al., 2022

Por otro lado, la zona de estabilidad de los minerales para los productos de ambos CEM, son entre el rango de 1-6 kbar. Sin embargo, los valores de presión obtenidos para la máxima probabilidad en la que las fases de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa pudieran cristalizar en equilibrio con el fundido en ambos CEM, son entre 1,0-2,5 kbar, equivalente a unos 3-7,5 km (Fig. 28) (transformación de kbar a km extraída de Morgado et al., 2015). Estos valores pueden ser interpretados como profundidades de cristalización dentro de un reservorio cortical somero, los cuales se asemejan a las presiones estimadas para una Discontinuidad Cortical Interna (DCI), que se encuentra cercana a los 2 kbar (~6 km) y que separa, de acuerdo con diferencias de densidad, la corteza inferior (3,1 kg/m³) de la superior (2,7 kg/m³) (Tassara et al., 2006; Tassara y Echaurren, 2012). De igual forma, el rango de presiones asociado a ambos CEM, conversa con la ocurrencia de reservorios corticales someros documentados en otros centros eruptivos de la ZVS en la misma latitud (Fig. 29), como los volcanes Villarrica, Quetrupillán y CEM Caburgua, e incluso más al sur, bajo los volcanes Osorno, Calbuco y el Complejo Volcánico Cordón Caulle (Morgado et al., 2015; 2017; 2019; Brahm et al., 2018; Castro et al., 2013; Díaz et al., 2020; Boschetty et al., 2022).

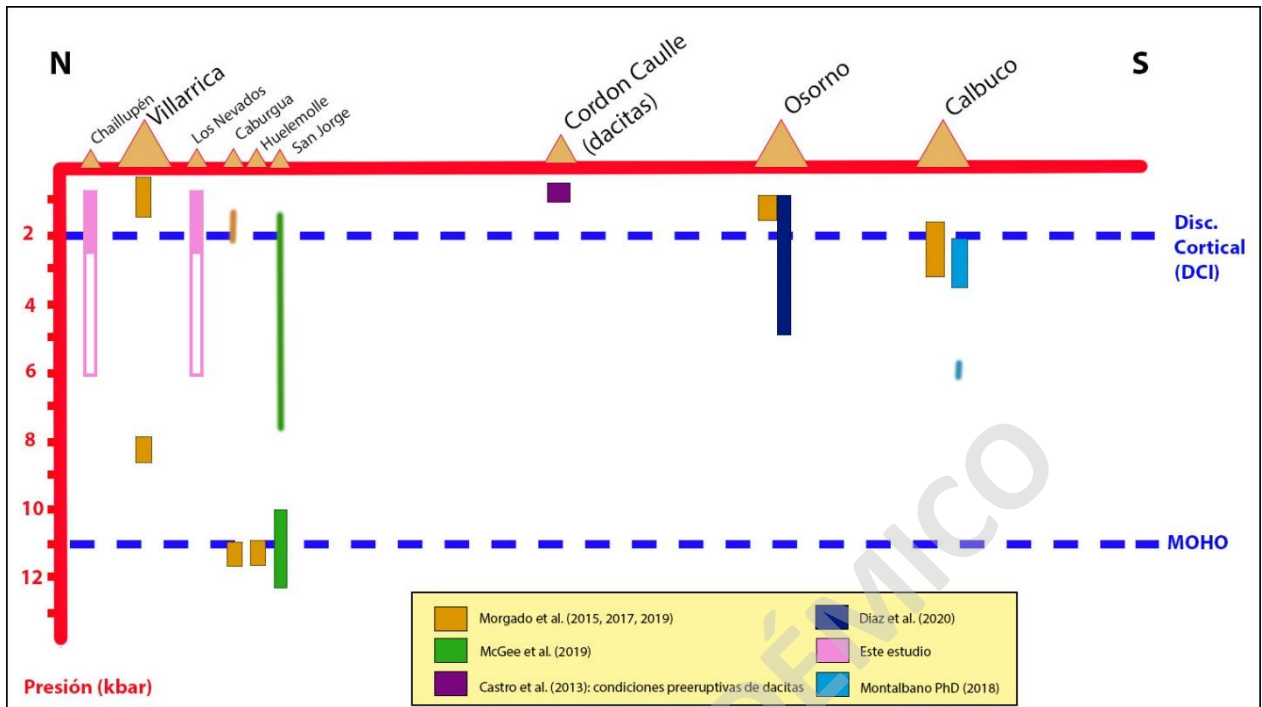


Fig. 29: Profundidades a las cuales se encuentra n los reservorios magmáticos, asociados a diversos centros eruptivos de la ZVS.

6.3 RELACIÓN GENÉTICA ENTRE LOS MAGMAS DE CHAILLUPÉN Y LOS NEVADOS

De los resultados y discusiones mencionados en los capítulos anteriores, se observa una marcada similitud de las características preeruptivas y eruptivas asociadas a la formación de los CEM Chaillupén y Los Nevados. Estas similitudes en la historia de evolución se ven reflejadas en sus características petrográficas, composiciones químicas y profundidades asociadas al emplazamiento de sus respectivos magmas.

La composición de los fenocristales presentes, la química de roca total similar a la registrada en lavas del volcán Villarrica de los años 1921, 1947 y 1971 (Morgado et al., 2015; Pizarro et al., 2019) y la presencia de texturas de desequilibrio y zonación, sugieren una historia evolutiva compleja para los magmas que dieron origen a cada uno de los CEM. Además, las condiciones intensivas de ambos CEM son similares a las registradas en el volcán Villarrica por Morgado et al., (2015) y en la ignimbrita Lican por Lohmar et al., (2012), quienes proponen la existencia de un reservorio superficial entre 0-5,3 km y ~0,8-2 km respectivamente. Luego de la erupción del 3 de marzo de 2015, Delgado et al., (2017) registraron un levantamiento post-eruptivo bajo la zona

de Los Nevados, desde una profundidad cercana a los 4,2 km, misma profundidad a la que estima que se encontraría el reservorio superior del volcán Villarrica.

En un estudio reciente realizado por Pavez et al. (2020), detectaron una zona de alta conductividad (entre los 2-5 km de profundidad) bajo el grupo Los Nevados que, en conjunto con la petrografía, química mineral y condiciones intensivas, significaría que el volcán Villarrica y Los Nevados comparten un reservorio común. Mora Stock, (2015) detectó zonas de baja velocidad sísmica al este del edificio principal del Villarrica, que coinciden con esta zona de alta conductividad. Lo anterior fue interpretado como estructuras de segundo orden relacionado a un conducto/dique remanente de composición andesítico-basáltico (Pavez et al., 2020). Los Reportes de Actividad Volcánica (RAV) publicados por SERNAGEOMIN, (2022), han registrado sismicidad tipo VT (volcanotectónicos) a distancias entre 5-8 km en dirección este del volcán, con profundidades de 3-4,8 km respectivamente, una profundidad similar a la que Morgado et al., (2015) propone para el reservorio superior del Villarrica.

Basado en los resultados petrográficos, químicos y termodinámicos de esta investigación, los sistemas magmáticos del grupo Chaillupén y Los Nevados son dependientes y están relacionados genéticamente al reservorio superior del volcán Villarrica, emplazado en la corteza superior (Lohmar et al., 2012; Morgado et al., 2015). Una manera de explicar cómo estos magmas alcanzan la superficie es lo propuesto por Pinel y Jaupart (2000), en modelos que sugieren que, en sistemas de volcanes mayores, como el Villarrica, magmas densos podrían haber evacuado a través de diques horizontales, alimentando a centros eruptivos de menor tamaño.

Finalmente, la química, petrografía y condiciones intensivas, calculadas en el presente estudio, sugieren que la máxima probabilidad en la que los magmas, que dieron origen a ambos CEM, residieron en un reservorio con una profundidad de hasta 7,5 km, en donde ambos CEM compartirían un reservorio superior común con el volcán Villarrica (Fig. 30).

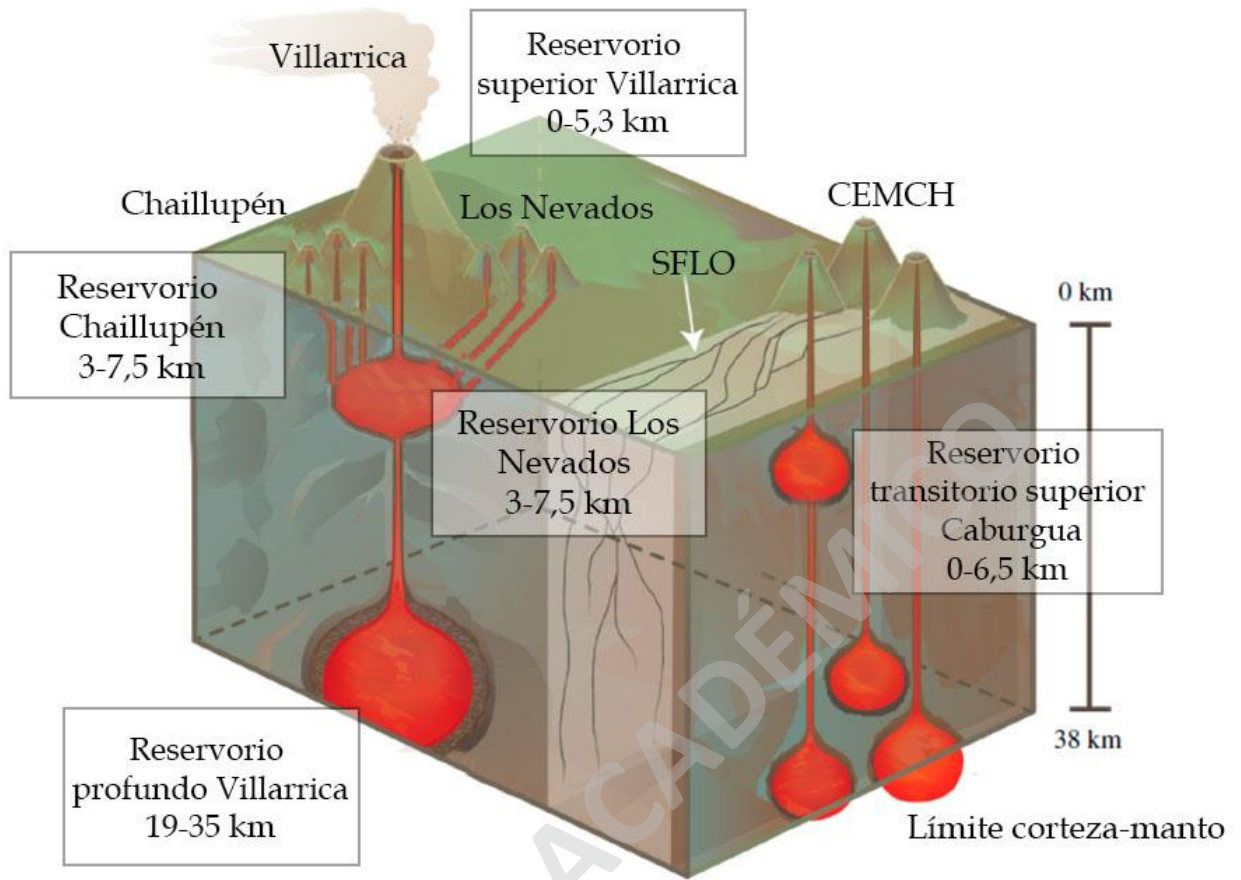


Fig. 30: Modelo conceptual para el sistema magmático Villarrica, y su relación genética con los CEM Los Nevados y Chaillupén. Modificado de Morgado et al., (2015).

CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES

El estudio de los productos volcánicos Holocenos de los CEM Chaillupén y Los Nevados, registran procesos preeruptivos complejos que se dan comúnmente en reservorios magmático.

Las fases minerales (plagioclasa, olivino y clinopiroxeno), las composiciones de estas (Fig. 27) y las texturas de zonación complejas (Fig. 25 y 26), presentes en los productos volcánicos estudiados de ambos CEM, son similares a las registradas para el volcán Villarrica por Morgado et al., (2015) y Pizarro et al., (2019) en las lavas del siglo XX.

Las presiones a las cuales se encuentran emplazados los magmas asociados a ambos CEM son entre 0,5-6 kbar (equivalente a corteza intermedia – superior; 1,5-18 km), en donde la máxima probabilidad en la que las fases pudieron cristalizar en equilibrio con el fundido es a presiones de 1-2,5 kbar (equivalente a 3-7 km), es decir, en corteza superior. Lo anterior es consistente con los registros geofísicos de conductividad en el área de Los Nevados.

El cálculo de la temperatura del magma (en condiciones preeruptivas, ver tabla 3) se llevó a cabo con modelizaciones realizadas en Rhyolite-MELTS, dando como resultado valores entre 992-1171°C para Chaillupén y 994-1200°C para Los Nevados, con un *buffer* de fugacidad de oxígeno QFM (Tabla 4). El agua disuelta fue estimada a través del mismo software, y los valores estimados fueron entre 1-5 peso %, con una probabilidad máxima en la que las tres fases coexistieron de 3,0-3,1 peso % (Tabla 4), consistentes con las calculadas para el sistema Villarrica por Lohmar et al., (2012) y Morgado et al., (2015).

Similitudes entre el grupo Chaillupén y Los Nevados respecto a su mineralogía, química, texturas y condiciones intensivas, sugieren sistemas dependientes, con similares orígenes e historias evolutivas, infiriendo una relación genética con el sistema del volcán Villarrica, en específico, con su reservorio superior.

BIBLIOGRAFÍA

Amigo, A., Bertin, D., Orozco, G., Silva, C., Lara, L. 2011. Pronósticos de dispersión piroclástica y depósitos de caída durante la erupción del Cordón Caulle. Congreso Geológico Chileno, 13, Antofagasta, Chile, 05-09, pp.474-476

Anderson, M., Alvarado, P., Zandt, G., Beck, S., 2007. Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca Plate, Central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International* 171, 419–434.

Angermann, D., Klotz, J., Reigber, C. 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171, 329–334.

Aranda-Gomez, J., Luhr, J., Housh, T., Connor, C., Becker, T., Henry, C. 2003. Synextensional Pliocene–Pleistocene eruptive activity in the Camargo volcanic field, Chihuahua, Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 115, 289–313.

Asimow, A. y Ghiorso, M. 1998. Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations. *American Mineralogist*, Vol. 83, 1.

Arancibia, G.; Cembrano, J.; Lavenu, A. 2010. Transpresión dextral y partición de la deformación en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, Aisén, Chile (44-45°S). *Revista Geológica de Chile* 26 (1), 1.

Bachmann, O., Bergantz, G. 2008. The magma reservoirs that feed supereruptions. *Elements*, Vol. 4, pp. 13-21.

Balbis, C., Petrinovic, I. A., Hernando, I. R., & Brod, J. 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*, 429, 107610.

Borisov, A., Shapkin, A. 1990. A new empirical equation rating Fe^{3+}/Fe^{2+} in magmas to their composition, oxygen fugacity, and temperature. *Geochem Int* 27(1):111–116.

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

Castro, J. M., Schipper, C. I., Mueller, S. P., Miltzer, A. S., Amigo, A., Parejas, C. S., & Jacob, D. 2013. Storage and eruption of near-liquidus rhyolite magma at Cordón Caulle, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 75(4), 1-17.

Cembrano, J., y Moreno, H. 1994. Geometría y naturaleza contrastante del volcanismo Cuaternario entre los 38°S y 46°S: Dominios compresionales y tensionales en un régimen transcurrente. Congreso Geológico Chileno, Vol. 7, 240-244.

Cembrano, J., Hervé, F., y Lavenu, A. 1996. The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259(1 – 30), 55-66.

Cembrano, J., Shermer, E., Lavenu, A., y Sanhueza, A. 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics*. 319(2), 129-149.

Cembrano, J.; Lavenu, A.; Reynolds, P.; Arancibia, G.; López, G.; y Sanhueza, A. 2002. Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca–South America–Antarctica triple junction. *Tectonophysics* 354(3 - 4), 289–314.

Cembrano, J., Lara, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*, 471(1-2), 96–113.

Clavero, J. 1996. Ignimbritas andesítico-basálticas posglaciales del volcán Villarrica, Andes del Sur (39°25'S). Tesis de Magíster en Ciencias, mención Geología, Universidad de Chile, Departamento de Geología.

Connor, C.B., Conway, F.M. 2000. Basaltic Volcanic Fields. In: Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, 331–343.

Cox, A., Hart, B. 1986. *Plate Tectonics*. Palo Alto: Blackwell Scientific, 392.

D'Orazio, M., Agostini, S., Mazzarini, F., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M., Lahsen, A., 2000. The Pali Aike Volcanic Field, Patagonia: slab-window magmatism near the tip of South America. *Tectonophysics* 321 (4), 407–427.

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

Demets, C., Gordon, G., Argus, F., Stein, S. 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101, 425–478.

Díaz, D., Zúñiga, F., Castruccio, A. 2020. The interaction between active crustal faults and volcanism: A case study of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone and Osorno volcano, southern Andes, using magnetotellurics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 393, 106806.

Earle, S. 2015. *Physical Geology*. Victoria, B.C.: BCcampus, 82-83.

Eugster, H. 1957. Heterogeneous reactions involving oxidation and reduction at high pressures and temperatures. *J. Chem. Phys.* 26, 1760.

Filipovich, R., Báez, W., Bustos, E., Villagrán, A., Chiodi, A., Viramonte, G. 2019. Estilos eruptivos asociados al volcanismo monogenético máfico de la región de Pasto Ventura, Puna Austral, Argentina. *Andean Geology* 46 (2), 300-335

Flores, A. 2015. Evolución geoquímica del centro monogenético San Jorge, Villarrica (39°S). Tesis para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile, Santiago.

Forneris, J. F., Holloway, J. R. 2003. Phase equilibria in subducting basaltic crust: implications for H₂O release from the slab. *Earth and Planetary Science Letters* 214, 187–201.

Frost, B. 1991. An introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. Lindsley, D. H. (ed.) *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy. Oxide minerals: petrologic and magnetic significance* 25, 1-10

Gill, G. 2010. *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. Department of Earth Sciences. University of London.

Glazner, A.F., Farmer, G.L., Hughes, W.T., Wooden, J.L., Pickthorn, W. 1991. Contamination of basaltic magma by mafic crust at Amboy and Pisgah craters, Mojave Desert, California. *Journal of Geophysical Research* 96, 13673–13691.

- Grove, T., Donnelly-Nolan, J., Housh, T. 1997.** Magmatic processes that generated the rhyolite of Glass Mountain, Medicine Lake Volcano, N. California. *Contrib. Mineral. Petrol.* 127, 205–223.
- Gutiérrez, F., Gioncada, A., González-Ferrán, O., Lahsen, A., Mazzuoli, R. 2005.** The Hudson Volcano and surrounding monogenetic centres (Chilean Patagonia): an example of volcanism associated with ridge–trench collision environment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 145 (3–4), 207–233.
- Hickey-Vargas, R., Moreno, H., López-Escobar, L., y Frey, F. 1989.** Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanín volcanic chain (39.5°S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crystal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 103, 361-386.
- Hickey-Vargas, R., Sun, M., López-Escobar, L., Moreno-Roa, H., Reagan, M. K., Morris, J. D., Ryan, J. G. 2002.** Multiple subduction components in the mantle wedge: Evidence from eruptive centers in the Central Southern volcanic zone, Chile. *Geology*, v. 30, pp. 199-202
- Hickey-Vargas, R., Sun, M., Holbik, S. 2016.** Geochemistry of basalts from small eruptive centers near Villarrica stratovolcano, Chile: Evidence for lithospheric mantle components in continental arc magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 185, 358-382.
- Hildreth, W., Moorbath, S. 1988.** Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.* 98 (4), 455–489.
- Ikeda, S., Toriumi, M., Yoshida, H., Shimizu, I. 2002.** Experimental study of textural development of igneous rocks in the late stage of crystallization: the importance of interfacial energies under non equilibrium conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 142, 397-415.
- Jackson, M. D., Cheadle, M. J. & Atherton, M. P. 2003.** Quantitative modeling of granitic melt generation and segregation in the continental crust. *Journal of Geophysical Research* 108, no. 2332.
- Johnson E., Wallace P., Cashman K., Delgado H., Kent A. 2008.** Magmatic volatile contents and degassing-induced crystallization at Volcán Jorullo, Mexico: Implications for melt evolution and the plumbing systems of monogenetic volcanoes. *Earth and Planetary Science Letter* 269. 478-487.
- Jordan, E., Isacks, I., Allmendinger, W., Brewer, A., Ramos, A., Ando, J. 1983.** Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *geological society of america bulletin*, 94, 341–361.
- Kereszturi, G., Németh, K. 2012.** Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic Classification, Growth, Geomorphology and Degradation. *Updates in Volcanology - New Advances in Understanding Volcanic Systems*.
- Kiyosugi, K., Connor, C., Zhao, D., Connor, L., Tanaka, K. 2009.** Relationships between volcano distribution, crustal structure, and P-wave tomography: an example from the Abu Monogenetic Volcano Group, SW Japan. *Bulletin of Volcanology* 1–10.
- Lara, L. 2004.** Geología del Volcán Lanín, Región de la Araucanía. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 88, 14 p., 1 mapa escala 1:50.000, Santiago.
- Lara, L., Clavero, J. 2004.** Villarrica Volcano (39.5°S) Southern Andes. Servicio Nacional de Geología y Minería. *Boletín n. 61.* 66 p.

Lara, L.; Moreno, H. 2004. Geología del área Liquiñe-Neltume, regiones de los Lagos y de la Araucanía. mapa escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 83, 19.

Lara, L., Lavaenu, A., Cembrano, J., Rodríguez, C. 2006. Structural controls of volcanism in transversal chains: Resheared fault and neotectonics in Cordón Caulle-Puyehue area (40.5°S), Southern Area. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 158 (1). 70-86.

Lara, L., Lavenu, A., Cembrano, J., Rodríguez, C. 2006a. Structural controls of volcanism in transversal chains: resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle–Puyehue area (40.5°S), Southern Andes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 158, 70–86

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

Le Corvec, N., Bernhard, K., Rowland, J., Lindsay, J. 2013. Spatial distribution and alignments of volcanic centers: Clues to the formation of monogenetic volcanic fields, *Earth-Science Reviews*, Volume 124, 96-97.

Lescinsky, D., Fink, J. 2000. Lava and ice interaction at stratovolcanoes: use of characteristic features to determine past glacial events and future volcanic hazards. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 105, No. B10, 23711-23726.

Lohmar, S., Parada, M., Gutiérrez, F., Robin, C., & Gerbe, M. C. 2012. Mineralogical and numerical approaches to establish the pre-eruptive conditions of the mafic Lican Ignimbrite, Villarrica Volcano (Chilean Southern Andes). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 235, 55-69.

López - Escobar, L., Parada, M. A., Hickey-Vargas, R., Frey, F. A., Kempton, P. D., Moreno, H. 1995a. Calbuco Volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Chile (41° - 42°S): contrasting origin of andesitic and basaltic magma in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(4), 345–361.

López - Escobar L., Cembrano J., Moreno H. 1995b. Geochemistry and tectonics of the Southern Andes basaltic Quaternary volcanism associated with the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, (37–46S). *Rev. Geol. Chile* 22, 219–234.

Mallea-Lillo, F., Parada, M., Morgado, E., Contreras, C., Hübner, D. 2022. Contrasting sources and conditions of shallow magmatic reservoirs of the Fui Group small eruptive centres associated with the Liquiñe-Ofqui Fault Zone (Chilean Andes), *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 117.

Martin, M., Kato, T., Rodríguez, C., Godoy, E., Duhart, P., McDonough, M., Campos, A. 1999. Evolution of late Paleozoic accretionary complex and overlying forearc-magmatic arc, south-central Chile (38°-41°S): Constraints for the tectonic setting along the southwestern margin of Gondwana. *Tectonics*, Vol. 18, No. 4, 582-605

McGee, L. E., Smith, I. E. M. 2016. Interpreting chemical compositions of small scale basaltic systems: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 325, 45–60.

McGee, L. E., Brahm, R., Rowe, M. C., Handley, H. K., Morgado, E., Lara, L. E., Valdivia, P. 2017. A geochemical approach to distinguishing competing tectono-magmatic processes preserved in small eruptive centres. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 172(6).

Molina, P., Parada, M., Gutiérrez, F., Ma C, Li., Yuanyuan, L., Reich, M., Aravena, Á. 2015. Protracted late magmatic stage of the Caleu pluton (Central Chile) as a consequence of heat redistribution by diking: insights from zircon data and thermal modeling. *Lithos* 227:255–268

Mora Stock, C.N., 2015. Seismic Structure and Seismicity of the Villarrica Volcano (Southern Central Chile). Doctoral dissertation. Christian-Albrechts-Universität

Moreno, H. 1993. Volcán Villarrica: Geología y evaluación del Riesgo Volcánico, regiones IX y X, 39°25'S. Informe inédito Proyecto Fondecyt 1247.

Moreno, H.; Clavero, J.; Lara, L. 1994a. Actividad explosiva Postglacial del volcán Villarrica, Andes del Sur (39° 25'S). In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas, Vol. 1, 329-333. Concepción.

Moreno, H. 2000. Mapa de Peligros del Volcán Villarrica, Regiones de la Araucanía y de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Documentos de Trabajo, No 17, 1 mapa escala 1:75.000. Santiago.

Moreno, H., Clavero, J. 2006. Geología del Volcán Villarrica, Regiones de La Araucanía y de Los Lagos. Mapa Escala 1:50.000. Servicio Nacional de Geología y Minería Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. N°98. 35.

Moreno, H., Lara, L. 2008. Geología del área Pucón-Curarrehue, Regiones de la Araucanía y de los Lagos, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 115, 36 p., 1 mapa escala 1:100.000, Santiago.

Moreno, T., Gibbons, W. 2007. The Geology of Chile. The Geological Society of London. 147-178.

Morgado, E., Parada, M. A., Contreras, C., Castruccio, A., Gutiérrez, F., McGee, L. E. 2015. Contrasting records from mantle to surface of Holocene lavas of two nearby arc volcanic complexes: Caburgua-Huelmolle Small Eruptive Centers and Villarrica Volcano, Southern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 306, 1–16.

Morgado, E., Parada, M. A., Morgan, D. J., Gutiérrez, F., Castruccio, A., & Contreras, C. 2017. Transient shallow reservoirs beneath small eruptive centres: Constraints from Mg-Fe interdiffusion in olivine. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 347, 327-336.

Morgado, E., Morgan, D. J., Harvey, J., Parada, M. Á., Castruccio, A., Brahm, R., Hammond, S. J. 2019a. Localised heating and intensive magmatic conditions prior to the 22–23 April 2015 Calbuco volcano eruption (Southern Chile). *Bulletin of Volcanology*, 81(4), 2

Nakamura, K. 1975. Volcano structure and possible mechanical correlation between volcanic eruptions and earthquakes, *Bull. Volcanol. Soc. Jpn.*, 20, Issue, S229-S240

Naranjo, J. A. & Moreno, H. 2005. Geología del Volcán Llaima, Región de la Araucanía. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 88, escala 1:50.000.

Naranjo, J.A., Gilbert J., Sparks R.S. 2008. Geología del complejo volcánico Nevados de Chillán, Región del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 114: 28 p., 1 mapa escala 1:50.000.

Nelson, S.T., Montana, A. 1992. Sieve-textures plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77, 1242-1249.

- Németh, K., Kereszturi, G. 2015.** Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *International Journal of Earth Sciences*, 104(8), 2131–2146.
- Parada, M. 1975.** Geología de la región de los Lagos Calafquén, Panguipulli y Riñihue. Memoria de Título (Inédito), Departamentode Geología, Universidad de Chile, 106.
- Parada, M., Munizaga, F. 1978.** El Batolito de Panguipulli: Caracterización del plutonismo jurásico en la Cordillera de Los Andes de la Provincia de Valdivia, X Región (39°30'–40°15'S). Departamento de Geología, Universidad de Chile, Comunicaciones, No. 23, 12-25.
- Pavez, A. 1997.** Geología e historia evolutiva del Complejo Volcánico Quetrupillán, Andes del Sur, 39.5°S. In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas, 1443-1447. Antofagasta.
- Pavez, A., Moreno, H. 1994.** Contribución al conocimiento geológico del Complejo Volcánico Quetrupillán, Andes del Sur, 39.5°S. In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas, 1141-1145. Concepción.
- Petit-Breuilh, M. E. 1994.** Contribucion al conocimiento de la cronologia eruptiva historica del Volcan Villarrica, 1558–1985. *Revista Frontera*, 13, 71–99.
- Pavez, M., Schill, E., Held, S., Díaz, D., Kohl, T. 2020.** Visualizing preferential magmatic and geothermal fluid pathways via electric conductivity at Villarrica Volcano, S-Chile.
- Petit-Breuilh, M., Lobato, J. 1994.** Análisis comparativo de la cronología eruptiva histórica de los volcanes Llaima y Villarrica (38°–39° L.S.). *Actas 7th Congreso Geológico Chileno*, Concepción, 1, 366–370.
- Pinel, V., Jaupart, C. 2000.** The effect of edifice load on magma ascent beneath a volcano. In: Francis, P., Neuberg, J., Sparks, R.S. (Eds.), *The Causes and Consequences of Eruptions of Andesite Volcanoes; Papers of a Discussion Meeting*. *Philosophical Transactions — Royal Society. Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 358, 1515–1532.
- Pinel, V., Jaupart, C. 2004.** Magma storage and horizontal dyke injection beneath a volcanic edifice. *Earth Planet. Sci. Lett.* 221, 245–26.
- Pizarro, C., Parada, M., Contreras, C., Morgado, E. 2019.** Cryptic magma research associated with the most voluminous 20th century eruptions (1921, 1948 and 1971) at Villarrica Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 384, 48-63.
- Prakash, D. 2007.** Geothermobarometry: Applications and Limitations. *The Researcher*, 1(2-3), 42-43.
- Rawson, H., Keller, T., Fontijn, K., Pyle, D. M., Mather, T. A., Smith, V. C., Naranjo, J. A. 2016.** Compositional variability in mafic arc magmas over short spatial and temporal scales: Evidence for the signature of mantle reactive melt channels. *Earth and Planetary Science Letters*, 456, 66–77.
- Reed, S. 2005.** *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology*, 2nd ed. xiii 192 pp. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press, 1-2, 7-12.
- Rivas, A. 2019.** Evaluación y Comunicación del peligro y amenaza del volcán Villarrica mediante el uso de árboles probabilísticos, análisis de exposición y confección de mapa de peligro simplificado, regiones de la Araucanía y los Ríos, Chile. Tesis para optar al Título de Geólogo, Universidad de Concepción.
- Rivalta, E., Böttinger, M., Dahm, T. 2005.** Buoyancy-driven fracture ascent: experiments in

layered gelatine. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 144:273–285.

Robidoux, P., Pastén, D., Levresse, G.; Diaz, G.; Paredes, D. 2021. Volatile content implications of increasing explosivity of the strombolian eruptive style along the fracture opening on the NE Villarrica flank: Minor Eruptive Centers in the Los Nevados Group 2. *Geosciences*, 11: 309, 5.

Romero, J. E., Ureta, G., Fuentes, P., Corgne, A., Naranjo, J. A., Ramírez, C. F., ... & Lazcano, J. 2022. The eruptive history and magma composition of Pleistocene Cerro Negro volcano (Northern Chile): Implications for the complex evolution of large monogenetic volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 429, 107618.

Sánchez, P., Pérez-Flores, P., Arancibia, G., Cembrano, J., Reich, M. 2013. Crustal deformation effects on the chemical evolution of geothermal systems: the intra-arc Liquiñe-Ofqui fault system, southern Andes. *Int. Geol. Rev* 55, 1384-1400.

Sancho, A. 2019. Rol e implicancias de los volátiles magmáticos en las condiciones pre-eruptivas de los centros eruptivos menores Caburgua y Chaillupén, Andes del Sur. Tesis para optar al Título de Geólogo, Universidad Mayor.

Sigurdsson, H. 1999. *Encyclopedia of volcanoes*, academic press, 683-694.

Silva, C. 2008. Evolution and Dynamics of the 3.6 Ka ka pb Pucón Eruption of Villarrica Volcano, Chile. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias mención Geología. Universidad de Chile, en co-tutela con la Universidad Blaise Pascal-Clermont-Ferrand II. 261.

Spear, F. 1989. Petrologic determination of metamorphic pressure-temperature-time paths. Department of Geology, Rensselaer Polytechnic Institute, Troy, New York 12180, Vol.7, 9.

Szymanowski, D., Wotzlaw, J., Ellis, B., Bachmann, O., Guillong, M., von Quadt, A. 2017. Protracted near-solidus storage and pre-eruptive rejuvenation of large magma reservoirs. *Nat Geosci* 10:777–782

Rosenau, M., Melnick, D., Echtler, H. 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the Southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics* 25, TC4013.

SERNAGEOMIN. 2019. Ranking de riesgo específico de volcanes activos de Chile 2019

SERNAGEOMIN. 2022. Reporte de actividad volcánica (RAV)-Región de Los Ríos, 2022, Julio-Volumen 7

Simkin, T., Siebert, L. 1994. *Volcanoes of the World*. Geoscience Press, Smithsonian Institute, Tucson, Arizona.

Simmons, I., McGarvie, D., Cortés, J., Calder, E. and Pavez, A. (2020) Holocene volcanism at the Quetrupillán Volcanic Complex (39°30' S, 71°43' W), southern Chile, *Volcanica*, 3(1), pp. 115–137. doi: 10.30909/vol.03.01.115137.

Sen, G., Stern, R. 2020. Subduction Zone Magmas. *Elvesier Inc*, 1-4.

Sobradeli, R., Martí, J. 2010. Bayesian event tree for long-term volcanic hazard assessment: application to Teide-Pico Viejo stratovolcanoes, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 115: B05206.

Stern, C. R. 2004. Active Andean Volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 31, n° 2. 161 – 206.

- Sun, M. 2001.** Geochemical variation among small eruptive centers in the central SVZ of the Andes: an evaluation of subduction, mantle and crustal influences. FIU Electronic Theses and Dissertations. 20-24
- Suzaño, N., Becchio, R., Nieves, A., Sola, A., Ortiz, A. 2015.** Mezcla de magmas en el arco magmático Famatiniano del noroeste de Argentina: ejemplo en el complejo intrusivo Diablillos, Puna Austral. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 32, núm. 3, 433- 454.
- Takada, A. 1994.** The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, núm B7, 1-4.
- Tassara, A., Götze, H. J., Schmidt, S., & Hackney, R. 2006.** Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B9).
- Thomson, S. N. 2002.** Late Cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the Patagonian Andes between latitudes 42° and 46°S: An appraisal based on fission-track results from the transpressional intraarc Liquiñe-Ofqui fault zone. *Geological Society of America Bulletin*. No. 114 (9). 1159-1173.
- Tormey, D.R., Hickey-Vargas, R., Frey, R.A., Lopez-Escobar, L., Harmon, R.S., Rapela, C.W., 1991.** Recent lavas from the Andean volcanic front (33–42 degrees S); interpretations of along-arc compositional variations. *Special Paper- Geological Society of America* 265, 57–77
- Tibaldi, A. 2008.** Contractional tectonics and magma paths in volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 176:291–301.
- Valdivia, P. 2016.** Estudio petrológico y geoquímico del volcán Huililco, IX región, Chile. Tesis para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile, Santiago.
- Valentine, G.A., Perry, F.V. 2007.** Tectonically controlled, time-predictable basaltic volcanism from a lithospheric mantle source (central basin and Range Province, USA). *Earth Planet. Sci. Lett.* 261, 201–216.
- Valentine, G. A., Gregg, T. K. P. 2008.** Continental basaltic volcanoes — Processes and problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(4), 857–873.
- Van Daele, M, Moernaut, J., Silversmit, G., Schmidt, S., Fontijn, K., Heirman, K., Vandoorne, W., Clercq, M., Acker, J., Wolff, C., Pino, M., Urrutia, R., Roberts, S., Vincze, L., De Batist, M. 2014.** The 600 yr eruptive history of Villarrica Volcano (Chile) revealed by annually laminated lake sediment. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 126. N°3/4. 481-498 pp.
- Wilson, M. 1989.** *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach.* Chapman & Hall, 154, 191.

ANEXOS

SOLO USO ACADÉMICO

ANEXO A: DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

Chaillupén

MUESTRA: CH-1

ROCA: Basalto de clinopiroxeno. Grupo Chaillupén, Subgrupo__

TIPO: Escoria

TEXTURAS: Roca de textura hipocristalina, porfírica con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino inmersos en una masa fundamental vítrea con microlitos de igual mineralogía y de textura intersertal. Textura seriada bimodal en cristales de plagioclasa y ambas familias tienen texturas sieve, esqueletal, bordes de reabsorción y glomeroporfírica entre plagioclasa, olivino y clinopiroxeno. Los clinopiroxenos tienen bordes de reabsorción y textura sieve.

FENOCRISTALES 22% de la roca total

Mineral	%	Hábito	Tamaño (mm)	Observaciones
Plagioclasa	18	Euhedral	0,25-0,5; 0,6- 2	Macla polisintética y de Carlsbad
Clinopiroxeno	3	Euhedral-Subhedral	0,1-0,7	
Olivino	<1	Euhedral-Subhedral	0,1-1,5	

MASA FUNDAMENTAL 48% de la roca total

Mineral	%	Hábito	Tamaño (mm)
Plagioclasa	45	Euhedral-Subhedral	<0,1
Clinopiroxeno	2	Subhedral	
Olivino	1	Subhedral	
Vidrio intersticial	0	-	

OBSERVACIONES: Vesículas (30%) con tamaños entre 0,07- 0,5mm, mayormente ovaladas. La roca presenta alteración de coloración gris-rojiza tanto a los fenocristales como a la masa fundamental. El fenocristal de clinopiroxeno de mayor tamaño (1,5 mm) tiene una inclusión de opaco, el cual presenta morfología ovalada y de un tamaño aprox. de 0,07 mm. Algunos fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno se encuentran fracturados.

MUESTRA: CH-2

ROCA: Basalto de clinopiroxeno. Grupo Chaillupén, Subgrupo__

TIPO: Escoria

TEXTURAS: Roca de textura hipocristalina, porfírica con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino inmersos en una masa fundamental vítrea con microlitos de igual mineralogía y de textura intersertal. Textura seriada bimodal en cristales de plagioclasa y ambas familias tienen texturas sieve, esquelética y glomeroporfírica entre plagioclasa y clinopiroxeno.

FENOCRISTALES 8% de la roca total

Mineral	%	Hábito	Tamaño (mm)	Observaciones
Plagioclasa	6	Euhedral-Subhedral	0,2 -0,6; 0,7-2	Macla polisintética y de Carlsbad
Clinopiroxeno	2	Euhedral-Subhedral	0,25	
Olivino	-	-	-	

MASA FUNDAMENTAL 48% de la roca total

Mineral	%	Hábito	Tamaño (mm)
Plagioclasa	46	Euhedral-Subhedral	<0,1
Clinopiroxeno	2	Subhedral	
Olivino	<1	Subhedral	
Vidrio intersticial	0	-	

OBSERVACIONES: Hay un alto porcentaje de vesículas en la roca (44%) con tamaños entre 0,02-.2 mm con morfologías mayormente redondeadas y en menor medida ovaladas. La roca se encuentra oxidada casi por completo, con coloración rojiza intensa, afectando tanto a los fenocristales como a la masa fundamental.

MUESTRA: CH-3

ROCA: Basalto de clinopiroxeno. Grupo Chaillupén, Subgrupo__

TIPO: Escoria

TEXTURAS: Roca de textura hipocristalina, porfírica con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino inmersos en una masa fundamental vítrea con microlitos de igual mineralogía y de textura intersertal. Textura seriada bimodal en cristales de plagioclasa y ambas familias tienen texturas sieve, esquelética y glomeroporfírica entre plagioclasa y clinopiroxeno.

FENOCRISTALES 10% de la roca total

Mineral	%	Hábito	Tamaño (mm)	Observaciones
Plagioclasa	7	Euhedral	0,17-0,5; 0,6-1,3	Macla polisintética y de Carlsbad
Clinopiroxeno	2	Euhedral-Subhedral	0,13-0,5	Macla de Carlsbad
Olivino	<1	Subhedral	0,1; 1,3	

MASA FUNDAMENTAL 50% de la roca total

Mineral	%	Hábito	Tamaño (mm)
Plagioclasa	47	Euhedral-Subhedral	<0,1
Clinopiroxeno	2	Subhedral	
Olivino	1	Subhedral	
Vidrio intersticial	0	-	

OBSERVACIONES: Hay un alto porcentaje de vesículas en la roca (40%) las cuales tienen morfologías redondeadas y bordes sinuosos y con tamaños hasta 5 mm. Además, hay alteración a coloraciones marrones y rojizas a la masa fundamental y en menor medida a los fenocristales.

Los Nevados

MUESTRA: LN-1

ROCA: Basalto de clinopiroxeno. Grupo Los Nevados, Subgrupo__

TIPO: Bomba fusiforme

TEXTURAS: Roca de textura hipocristalina, porfírica con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino inmersos en una masa fundamental vítrea con microlitos de igual mineralogía y de textura intersertal. Textura seriada bimodal en cristales de plagioclasa y ambas familias tienen texturas sieve, esqueletal, bordes de reabsorción y glomeroporfírica entre plagioclasa, olivino y clinopiroxeno.

FENOCRISTALES 17% de la roca total

Mineral	%	Hábito	Tamaño (mm)	Observaciones
Plagioclasa	13	Euhedral	0,15-0,6 y 0,7-2,5	Macla polisintética y de Carlsbad
Clinopiroxeno	3	Euhedral-Subhedral	0,1-0,45	Macla de Carlsbad
Olivino	<1	Euhedral-Subhedral	0,1-0,9	

MASA FUNDAMENTAL 48% de la roca total

Mineral	%	Hábito	Tamaño (mm)
Plagioclasa	45	Euhedral-Subhedral	<0,1
Clinopiroxeno	2	Subhedral	
Olivino	1	Subhedral	
Vidrio intersticial	0	-	

OBSERVACIONES: Hay un alto porcentaje de vesículas en la roca (35%) con morfologías redondeadas y en menor medida ovaladas y tamaños entre 0,1-3 mm.

MUESTRA: LN-2

ROCA: Basalto de clinopiroxeno. Grupo Los Nevados, Subgrupo__

TIPO: Bomba fusiforme

TEXTURAS: Roca de textura hipocristalina, porfírica con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino inmersos en una masa fundamental vítrea con microlitos de igual mineralogía y de textura intersertal. Textura seriada bimodal en cristales de plagioclasa y ambas familias tienen texturas sieve, esquelética, bordes de reabsorción y glomeroporfírica entre plagioclasa, olivino y clinopiroxeno. Los fenocristales de clinopiroxeno tienen bordes de reabsorción y textura sieve. Los fenocristales de olivino se encuentran fracturados y con bordes de reabsorción.

FENOCRISTALES 16% de la roca total

Mineral	%	Hábito	Tamaño (mm)	Observaciones
Plagioclasa	13	Euhedral	0,2-0,9 y 1-4	Macla polisintética y de Carlsbad
Clinopiroxeno	2	Euhedral-Subhedral	0,1-1,25	Macla de Carlsbad y reloj de arena
Olivino	1	Euhedral-Subhedral	0,3-1	Fracturados

MASA FUNDAMENTAL 56% de la roca total

Mineral	%	Hábito	Tamaño (mm)
Plagioclasa	52	Euhedral-Subhedral	<0,1
Clinopiroxeno	3	Subhedral	
Olivino	1	Subhedral	
Vidrio intersticial	0	-	

OBSERVACIONES: Dos cristales de olivino (0,5 mm y 0,8 mm respectivamente) tienen inclusiones de óxidos: el primero con una inclusión con morfología hexagonal y achatado (0,08 mm) y el segundo con dos inclusiones con morfología cúbica (0,09 y 1 mm). Por otro lado, la roca tiene un alto porcentaje de vesicularidad (28%) con morfologías ovaladas y en menor medida circulares y con tamaños desde 0,1-6 mm.

MUESTRA: LN-3

ROCA: Basalto de clinopiroxeno. Grupo Los Nevados, Subgrupo__

TIPO: Bomba fusiforme

TEXTURAS: Roca de textura hipocristalina, porfírica con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino inmersos en una masa fundamental vítrea con microlitos de igual mineralogía y de textura intersertal. Fenocristales de plagioclasa tienen texturas sieve, esqueletal, bordes de reabsorción y glomeroporfírica con clinopiroxenos y en menor medida olivinos. Los fenocristales de clinopiroxeno presentan texturas sieve y esqueletal.

FENOCRISTALES 10% de la roca total

Mineral	%	Hábito	Tamaño (mm)	Observaciones
Plagioclasa	7	Euhedral-subhedral	0,25-0,7; 0,8-2,6	Macla polisintética y de Carlsbad
Clinopiroxeno	2	Subhedral	0,1- 0,4 0,5-0,9	Macla de Carlsbad
Olivino	<1	Euhedral-subhedral	0,1	

MASA FUNDAMENTAL 55% de la roca total

Mineral	%	Hábito	Tamaño (mm)
Plagioclasa	50	Euhedrales- Subhedrales	<0,1
Clinopiroxeno	3	Subhedrales	
Olivino	2	Subhedrales	
Vidrio intersticial	0	-	

OBSERVACIONES: Hay un alto porcentaje de vesículas en la roca (35%) ovaladas y circulares, con bordes sinuosos, en algunos casos fracturan los fenocristales. Tanto los fenocristales como la masa fundamental se encuentran alterados con una coloración marrón.

ANEXO B: DATOS GEOQUÍMICOS DE LA ZONA DE ESTUDIO DE TRABAJOS ANTERIORES

FUENTE	Rubidoux et al., (2021)
CENTRO ERUPTIVO	Los Nevados Grupo 2
CÓDIGO MUESTRA	HLN2A6F
MATERIAL	BOMBA LAPILLI
SiO ₂	53,68
Al ₂ O ₃	16,73
Fe ₂ O ₃	1,63
FeO	7,4
MnO	0,16
MgO	4,4
CaO	8,98
Na ₂ O	3,25
K ₂ O	0,77
TiO ₂	1,22
P ₂ O ₅	0,24
LOI	0,85
Total	99,31
Fe ₂ O _{3(T)}	9,85