



ESCUELA DE
GEOLOGÍA

**VOLCANISMO SOBRE LA TRAZA DEL SISTEMA DE FALLAS LIQUIÑE
– OFQUI: PETROGÉNESIS DE LOS CENTROS ERUPTIVOS MENORES
DEL ESTUARIO DE RELONCAVÍ (S41°20' – S41°30'), REGIÓN DE LOS
LAGOS, CHILE.**

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

FABIÁN ALBERTO PARRA VEGA

Profesor guía:

JAVIER REYES VIZCARRA

Miembros de la Comisión Evaluadora de Examen:

PHILIPPE ROBIDOUX

LUIS LARA PULGAR

SANTIAGO, CHILE

AGOSTO, 2020

RESUMEN

Los centros eruptivos menores del Estuario de Reloncaví (CEMER), corresponden a cuatro estructuras volcánicas monogenéticas que están situadas sobre la traza principal del sistema de fallas Liquiñe–Ofqui (SFLO), comúnmente considerados como parte del grupo volcánico Cayutué–La Viguera, en cercanía a los estratovolcanes Calbuco y Osorno. De norte a sur se denominan San Antonio (maar), La Viguera (conos de escoria), Rollizos y Pocolhuén (ambos conos de toba). Correlaciones tefroestratigráficas, dataciones de ^{14}C (Watt et al., 2011) y análisis morfológicos permiten acotar sus edades entre el Pleistoceno Medio hasta el Holoceno.

Mediante análisis geoquímicos (ICP-OES/ICP-MS), se determinó que los magmas emitidos por los CEMER poseen composiciones entre basáltica y andesítico-basáltica. Las variabilidades composicionales entre los centros eruptivos menores (CEM), se atribuyen a procesos de cristalización fraccionada distintos para cada uno (olivino \pm clinopiroxeno \pm plagioclasa \pm óxidos de Fe-Ti) y diferencias en el aporte de fluidos de la placa subductante. Se tiene una mayor adición de fluidos para los CEM Holocenos y menor para los Pleistocenos. Mientras que no se observan variaciones considerables en el grado de fusión parcial ni en la influencia de contaminación cortical, exceptuando el CEM Rollizos que es el único que exhibe una tendencia de asimilación (visibles en razones de K/La, Ba/Th y Nb/Zr). La no homogenización de estas variabilidades geoquímicas, se debería a un ascenso rápido del magma que es facilitado por el SFLO, impidiendo la mezcla de estos y la acumulación en una cámara magmática común. La fuente de magma provendría de una lherzolita de espinela.

Se comparó geoquímicamente los CEMER con los CEM proximales de Cayutué, además de los estratovolcanes Calbuco y Osorno. Se determinó que para centros eruptivos de Cayutué, sus adiciones de fluidos y fundidos primarios son similares a los CEMER Holocenos. Con respecto a los estratovolcanes sus magmas provendrían de una fuente semejante a los CEMER, pero que han presentado mayores procesos de diferenciación magmática.

En cuanto a su expresión superficial, las diferencias reconocidas en las arquitecturas monogenéticas, junto a la cronología relativa de los CEMER y CEM de Cayutué (Mena, 2015), permite sugerir una disminución de la razón agua/magma desde el Pleistoceno (conos de tobas) hasta el Holoceno (maares y conos de escoria) en la zona del Estuario de Reloncaví y del lago Todos Los Santos. Estas observaciones aportan nuevos antecedentes a la discusión de las características; desde su génesis hasta la expresión superficial; del volcanismo monogenético en ambientes de subducción, y particularmente de los Andes del Sur.

SOLO USO ACADÉMICO

Jamás olvidaré las raíces de mi árbol, cuando esté arriba de él...

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer a mis padres y hermanas: Juan, María, Mariela y Claudia. Gracias por hacer esto posible, por su entrega de amor y ser mi gran apoyo incondicional en todo mi recorrido y sobretodo en mis caídas. Ustedes me enseñaron por lo que se tiene que vivir y luchar. También agradezco a toda mi familia (sobrino, tíos, primos y mi especial Amanda), ustedes igualmente, forjaron mis pensamiento e ideales.

Inmensas gracias a mi profesor guía, Javier Reyes, por su amabilidad y entrega de conocimiento, por su calma y dedicación, por su comprensión, consejos, disposición y gran simpatía en todo este proceso. Sin duda lo hizo más agradable.

A los miembros de la comisión, Philippe Robidoux y Luis Lara por su motivación en el presente estudio y comentarios realizados. Sin duda son un gran aporte.

A la comunidad de Ralún, Península de Rollizos y Pocolhuén por su gran amabilidad en el momento de transitar por los centros eruptivos y de mostrarme otra forma de vivir.

A todos los integrantes de la Escuela de Geología de la Universidad Mayor y también a los que fueron parte, por su entrega de conocimiento y ayuda en mi etapa universitaria, donde doy mención especial para Ximena Prieto por su amabilidad, conocimiento y ser una buena guía en mis últimos años de universidad.

De suma importancia para mí, a todos mis amigos de mi villa, colegio y universidad, por sus distracciones y aventuras, que sin duda me alegraron la estadía en este proceso. Hago mención particular al grupo de petrólogos de la universidad, por su gigantesco aguante en momentos de arduo estudio y muchas noches que se convirtieron en día. Me llevo tremendas amistades que doy gracias a la ciencia geológica por involucrarnos.

Por ultimo doy las gracias a todos los que colaboraron de manera directa o indirecta en el desarrollo del presente estudio.

ÍNDICE DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO.....	1
1.2. HIPÓTESIS DEL ESTUDIO.....	2
1.3. OBJETIVO GENERAL.....	3
1.4. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	3
1.5. METODOLOGÍA.....	3
1.5.1. Trabajo preparativo de terreno.....	3
1.5.2. Trabajo de terreno.....	4
1.5.3. Trabajo de preparación de muestras.....	4
1.5.4. Trabajo descriptivo, analítico y de esquemas geológicos.....	5
1.6. UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO AL ÁREA DE ESTUDIO.....	6
2. MARCO TEÓRICO	7
2.1. EL MAGMATISMO EN ZONAS DE SUBDUCCIÓN.....	7
2.2. CENTROS ERUPTIVOS MENORES.....	8
2.2.1. Tipos de edificios volcánicos de centros eruptivos menores.....	10
3. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO	15
3.1. GENERALIDADES.....	15
3.2. GEOLOGÍA DE LA ZONA.....	17
3.2.1. Basamento de los Centros Eruptivos Menores.....	17
3.2.2. Geología de Centros Eruptivos Mayores.....	21
3.2.3. Geología de Centros Eruptivos Menores.....	25
3.3. TECTÓNICA DE LA ZONA.....	31
3.3.1. Zona de falla Liquiñe - Ofqui.....	31
3.3.2. Relación entre tectónica y volcanismo.....	33

4. CENTROS ERUPTIVOS MENORES DEL ESTUARIO DE RELONCAVÍ	35
4.1. GENERALIDADES	35
4.2. MORFOLOGÍA	38
4.2.1. Morfología del Centro Eruptivo Menor San Antonio	38
4.2.2. Morfología del Centro Eruptivo Menor La Viguera	39
4.2.3. Morfología del Centro Eruptivo Menor Rollizos	40
4.2.4. Morfología del Centro Eruptivo Menor Pocihuén	41
4.3. PETROGRAFÍA	43
4.3.1. Petrografía del Centro Eruptivo Menor San Antonio	43
4.3.2. Petrografía del Centro Eruptivo Menor La Viguera	45
4.3.3. Petrografía del Centro Eruptivo Menor Rollizos	48
4.3.4. Petrografía del Centro Eruptivo Menor Pocihuén	52
4.4. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL	55
4.4.1. Elementos Mayores	58
4.4.2. Elementos Trazas	61
4.4.3. Tierras Raras	63
4.4.4. Multielementos	65
5. DISCUSIÓN	67
5.1. EDAD	67
5.2. EXPRESIÓN SUPERFICIAL DE LOS CEMER	69
5.3. ANÁLISIS TEXTURAL	70
5.4. ORIGEN DE LA COMPOSICIÓN MAGMÁTICA	73
5.4.1. Modelo de cristalización fraccionada	73
5.4.2. Asimilación cortical	80
5.4.3. Adición de fluidos de la placa subductante	82
5.4.4. Modelo petrogenético	84
5.4.5. Comparación entre centros eruptivos menores y mayores	86

6. CONCLUSIONES	88
7. BIBLIOGRAFÍA	90
8. ANEXOS	98
8.1. ANEXO A. UBICACIÓN GEOGRÁFICA DE MUESTRAS (GOOGLE EARTH PRO).....	98
8.2. ANEXO B. DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS A DETALLE	101
8.3. ANEXO C. DATOS GEOQUÍMICOS INÉDITOS (FORMATO LABORATORIO).....	127
8.4. ANEXO D. DATOS GEOQUÍMICOS DE CEM DE LA ZONA DE ESTUDIO DE TRABAJOS ANTERIORES	129
8.5. ANEXO E. DATOS GEOQUÍMICOS DE CENTROS ERUPTIVOS MAYORES PROXIMALES	133

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de ubicación y vías de acceso a la zona de estudio. El rectángulo azul indica donde se encuentran los CEMER, mientras que los puntos negros detallan las localidades y los triángulos se asocian a los centros eruptivos mayores proximales a estos.	6
Figura 2.1. Zonas de génesis magmática. Extraído y modificado de Geology In (revisado el 5 de junio del 2019).	7
Figura 2.2. A) Vinculo teórico entre volcanismo monogenético y poligenético. B) Relación potencial entre volcanismo de pequeño volumen, comúnmente denominados volcanes monogenéticos, asociados con volcanismo poligenético central de alto volumen. Extraído de Németh y Kereszturi (2015).	10
Figura 2.3. A) Diagrama de razón agua / magma para las diferentes arquitecturas volcánicas monogenéticas. Extraído y modificado de Sigurdsson (1999). B) Modelos esquemáticos de formas volcánicas monogenéticas y su relación con el nivel freático. Extraído y modificado de Kurszlaukis y Lorenz (2016).....	11
Figura 2.4. A) Parámetros morfológicos que definen a un cono de escoria. Definidos por Wood (1980). Extraído y modificado de Sigurdsson (1999). B) Morfología y facies de un cono de escoria. CF, facies de cráter; UCF, facies del cráter superior; WF, facies de la pared; TS, talud. Extraído y modificado de Sigurdsson (1999).....	12
Figura 2.5. A) Morfología simplificada de un maar. O, estratos del borde con manto externo; I, estratos con manto hacia adentro; L, relleno del cráter; C, conducto en forma de embudo	

formado por la explosiva interacción agua / magma; A, acuífero. Modificado y extraído de Sigurdsson (1999). **B y C)** Esquema simplificado de un anillo y cono de toba. (1) Roca caja; (2) Brecha de explosión; (3) Depósito piroclástico. Lr, runout length; Wr, rim – to – rim width; Tm, maximum deposit thickness at the crater rim; De, excavation depth; We, excavation width; θ , maximum dip. Extraído y modificado de Wohletz y Sheridan (1983)..... 14

Figura 3.1. A) Distribución espacial de los cuatros segmentos pertenecientes al Arco Volcánico Andino. Zona Volcánica Norte (ZVN), Central (ZVC), Sur (ZVS) y Austral (ZVA). Extraído y modificado de Stern, 2004. **B)** Distribución espacial del arco volcánico de la Zona Volcánica Sur y sus cuatro subdivisiones: 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). Rectángulo azul indica la zona del presente estudio. Triángulos azul y fucsia aluden a los volcanes Osorno y Calbuco correspondientemente. Realizado por Cembrano y Lara (2009). Modificado y extraído de Mena (2015). 16

Figura 3.2. Mapa geológico entre los 41° y 41°45' S. El rectángulo rojo representa la zona del presente estudio, mientras que los triángulos rojos aluden a los CEMER. Realizado por Carrasco *et al.* (1991). Extraído y modificado de Mena (2015). 20

Figura 3.3. Mapa geológico del volcán Osorno. Modificado de Moreno, et al. (1985) y extraído de Orozco (2009). 22

Figura 3.4. Mapa geológico simplificado del volcán Calbuco. Modificado de Lahsen *et al.* (1985) y extraído de Castruccio (2008). 24

Figura 3.5. Distribución espacial de centros eruptivos menores y mayores. Realizado en el software ArcGIS 10.3. 30

Figura 3.6. Marco estructural de la Zona de Falla Liquiñe – Ofqui. El rectángulo rojo alude a la zona del presente estudio. Extraído y modificado de Rosenau et al. (2006), donde interpreta el Estuario de Reloncaví como una cuenca alargada dextral, paralela al arco, la cual aloja un pequeño campo volcánico de dirección NNE – SSW (CEMER). 32

Figura 3.7. Esquema que resume los factores de primer y segundo orden que controlan las asociaciones volcano – tectónicas de la ZVS. Extraído de Cembrano y Lara (2009). 34

Figura 4.1. Mapeo geológico del área de estudio. Se da énfasis a los centros eruptivos menores y el basamento en el cual están situados. Mapa modificado de Carrasco et al. (1991) y Carrasco (1995). Realizado en el software ArcGIS 10.3. 36

Figura 4.2. Fotografía del cráter sub-circular del CEM San Antonio, parcialmente ocupado por la laguna San Antonio. 38

Figura 4.3. Fotografía del cono interno y externo del CEM La Viguería con su basamento respectivo. Las líneas segmentadas aluden al cráter de éstos.	39
Figura 4.4. Fotografía del CEM Rollizos con su basamento respectivo. Las líneas segmentadas aluden al cráter de este mismo.	40
Figura 4.5. Fotografía del remanente cubierto por abundante vegetación del CEM Pocolihuén.	41
Figura 4.6. Mapa morfológico y de pendientes de los CEMER. Realizado en base a un modelo de elevación digital regional del área de estudio que se trabajó con el software ArcGIS 10.3...	42
Figura 4.7. A) Fragmento juvenil escoriáceo con lítico accidental intrusivo y textura de coliflor (ABR-01). B) Secuencia de depósitos piroclásticos escoriáceos con presencia de laminación paralela. C) Acercamiento de las secuencias con laminación paralela y de los fragmentos tamaño bomba o bloque a lapilli grueso que se exhiben en la base de la secuencia (ABR-03). En círculo en rojo se enmarca un hundimiento balístico escoriáceo.	44
Figura 4.8. Microfotografías a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). A) Muestra ABR-03 con fenocristales de clinopiroxeno, vidrio alterado a palagonita y vesículas de borde irregular. B) Muestra ABR-01 con acumulación de microlitos de clinopiroxeno y plagioclasa. ...	45
Figura 4.9. Secuencia de depósitos piroclásticos escoriáceos de buena selección.....	46
Figura 4.10. A) Colada de lava Aa con facies macizas y brechosas (RAL-10), cubiertas con depósitos escoriáceo y un nivel pumíceo. B) Acercamiento de la facies brechosa que se acuña y se visualiza cubierta por depósitos piroclásticos de buena selección. C) Facies maciza de una colada de lava Aa con disyunción columnar (RAL-08). En la zona superior se visualiza la superficie de entablamiento. D) Acercamiento de la superficie de entablamiento.....	47
Figura 4.11. Microfotografías a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). A) Muestra RAL-03 con fenocristales de olivino y plagioclasa con textura esqueletal y sieve correspondientemente. B) Muestra RAL-08 con textura intergranular. Ambas muestras presentan textura traquítica.	48
Figura 4.12. A) Depósito piroclástico bien consolidado, clasificado como una toba de lapilli basáltica vítrea con presencia de laminación paralela (PRO-04). B) Diferencia de los líticos accidentales de tonalidad oscura y con abundantes vesículas (PRO-01), con respecto a los fragmentos grisáceos blanquecinos y con escasas vesículas (PRO-02) (Ambos pertenecen a los Estratos de Reloncaví). C) Dique de potencia centimétrica que corta el edificio volcánico de Rollizos. En el rectángulo en rojo se visualiza el cuerpo tabular (PRO-03).	49
Figura 4.13. Microfotografías a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). A) Muestra PRO-02 con textura coronítica en fenocristal de olivino con microlitos de clinopiroxeno. B) Muestra	

PRO-04 con fragmentos líticos juveniles y accidentales (intrusivos). Presenta vesículas con bordes irregulares y vidrio alterado a palagonita.....	51
Figura 4.14. A) Depósito piroclástico bien consolidado con fragmentos juveniles escoriáceos de tamaño milimétrico a métrico (POC-01). B) Fragmento juvenil escoriáceo con textura cordada tipo pahoehoe (POC-02). C) Dique de potencia de 20 m con fuerte disyunción columnar (POC-03). D) Dique de potencia métrica con leve disyunción columnar perpendicular a su contacto.....	52
Figura 4.15. Microfotografías a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). A) Muestra POC-3 con textura de reabsorción en fenocristal de olivino. B) Muestra POC-01 con fragmentos líticos juveniles y accidentales (intrusivos y volcánicos). Presenta vesículas con bordes irregulares y vidrio alterado a palagonita.	54
Figura 4.16. Diagrama de clasificación TAS (Le Bas et al., 1986) realizado para las muestras de los CEMER. La Línea azul representa la división entre las series alcalina y subalcalina (Irvine y Baragar, 1971).....	58
Figura 4.17. Diagrama de clasificación AFM realizado para las muestras de los CEMER. La Línea azul representa la división entre las series toleítica y calcoalcalina (Irvine y Baragar, 1971).....	59
Figura 4.18. Diagramas de variación de elementos mayores (%wt) con respecto al MgO, en las muestras de los CEMER.....	60
Figura 4.19. Diagramas de variación de LILE (ppm) con respecto al MgO, en las muestras de los CEMER.....	61
Figura 4.20. Diagramas de variación de HFSE (ppm) con respecto al MgO, en las muestras de los CEMER.	62
Figura 4.21. Diagramas de variación de elementos de transición (ppm) con respecto al MgO, en las muestras de los CEMER.	63
Figura 4.22. Diagramas de REE normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para las muestras de los CEMER. A) Comparación de muestras de cada CEM. B) Comparación de muestras entre los CEMER.....	64
Figura 4.23. Diagrama de razones de REE. La/Sm y Sm/Lu con respecto a La/Yb para las muestras de los CEMER.....	65
Figura 4.24. Diagrama de multielementos normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), para las muestras de los CEMER. A) Comparación de muestras de cada CEM. B) Comparación de muestras entre los CEMER.....	66
Figura 5.1. Isopacas de dispersión del evento Calbuco 12 (leyenda en rectángulo rojo) y del CEM La Viguera. Extraído y modificado de Watt <i>et al.</i> (2011).	68

Figura 5.2. Disminución de la razón agua/magma y variación en la profundidad de interacción del magma con el nivel freático en la zona del Estuario de Reloncaví y lago Todos Los Santos. Extraído y modificado de Kurszlaukis y Lorenz (2016) y Sigurdsson (1999).	70
Figura 5.3. Diagrama de variación de Nb versus Zr para las muestras de los CEMER y CEM de Cayutué. Las líneas continuas corresponden a los modelos de magmas primitivos extraídos de PRIMACALC2 (Kimura y Ariskin, 2014).	74
Figura 5.4. Diagrama de variación de elementos mayores para las muestras de los CEMER y CEM de Cayutué. Las líneas continuas corresponden a los modelos de cristalización fraccionada extraídos de COMAGMAT 3.72 (Ariskin <i>et al.</i> , 1993; Ariskin y Barmina, 2004).	75
Figura 5.5. Diagrama de variación de Ni, Co y CaO/Al ₂ O ₃ con respecto al MgO, para las muestras de los CEMER y CEM de Cayutué.	77
Figura 5.6. Diagrama de variación de Sc, V y Sr con respecto al MgO, para las muestras de los CEMER y CEM de Cayutué.	79
Figura 5.7. Diagrama de variación de SiO ₂ y K ₂ O con respecto al MgO, para las muestras de los CEMER y CEM de Cayutué. Se agregan las unidades intrusivas (potenciales contaminantes) que constituyen el basamento de los centros eruptivos (extraídos de Carrasco, 1995). Las líneas continuas azules representan los modelos de cristalización fraccionada realizados en COMAGMAT 3.72 (Ariskin <i>et al.</i> , 1993; Ariskin y Barmina, 2004).	81
Figura 5.8. Diagramas de razones de elementos trazas y Sr con respecto al MgO, para las muestras de los CEMER y CEM de Cayutué. Las líneas continuas representan los modelos de cristalización fraccionada realizados en COMAGMAT 3.72 (Ariskin <i>et al.</i> , 1993; Ariskin y Barmina, 2004).	83
Figura 5.9. Representación esquemática de la evolución magmática de los CEMER y CEM de Cayutué. Las profundidades serían correspondientes a la base de la corteza (33 km), calculadas por Mella (2018) para el CEM Cabeza de Vaca. La fuente mantélica de peridotita de espinela fue demostrada por Mena (2015) para los CEM de Cayutué. Las líneas azules corresponden a los fluidos provenientes de la deshidratación de la corteza oceánica, donde los mayores tamaños corresponden a los CEM que exhiben una mayor adición de fluidos.	85
Figura 5.10. Diagramas de Nb versus Zr y de las razones de elementos trazas para los CEMER, CEM de Cayutué (Mena, 2015), campo volcánico Carran-Los Venados, conos de signatura <i>Kangechi</i> y normal de Mocho-Coshuenco (Rawson <i>et al.</i> , 2016) y los CEM de Caburgia y Huelemolle (McGee <i>et al.</i> , 2017). Los datos de tamaño más pequeño en la simbología de los CEMER provienen de López-Escobar <i>et al.</i> (1995b; 1992), al igual que los del volcán Osorno y Calbuco. De estos últimos también se agregan datos mínimos de Watt <i>et al.</i> (2011), Jacques <i>et</i>	

al. (2014) y de Rawson et al. (2016). La línea roja es la tendencia del modelo de magma primitivo.
..... 87

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1. Superunidades plutónicas definidas por Carrasco et al., 1991.....	17
Tabla 3.2. Centros eruptivos menores cercanos al área de estudio y del presente trabajo. Éstos últimos se nombran como CEMER (letra cursiva).....	25
Tabla 4.1. Muestras extraídas en terreno con sus respectivas coordenadas, proveniencia y tipo de material.....	37
Tabla 4.2. Datos geoquímicos utilizados en este estudio, clasificados según centro eruptivo y tipo de material analizado. Los elementos mayores (normalizados al 100%) están en porcentaje de peso (%) y los elementos trazas en partes por millón (ppm).....	56
Tabla 5.1. Resumen cronológico de los CEMER.....	68
Tabla 5.2. Resumen de las texturas exhibidas en los CEMER	72

LISTA DE ABREVIATURAS

CEM: Centros eruptivos menores.

CEMER: Centros eruptivos menores del Estuario de Reloncaví.

REE: Tierras Raras (sigla en inglés).

SFLO: Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui.

ZVA: Zona Volcánica Austral.

ZVC: Zona Volcánica Central.

ZVN: Zona Volcánica Norte.

ZVS: Zona Volcánica Sur.

ZVSC: Zona Volcánica Sur Central.

ZVSN: Zona Volcánica Sur Norte.

ZVSS: Zona Volcánica Sur Sur.

ZVST: Zona Volcánica Sur Transicional.

SOLO USO ACADÉMICO

1. INTRODUCCIÓN

1.1. FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO

Los volcanes monogenéticos o centros eruptivos menores (CEM) se caracterizan por ser relieves volcánicos que manifiestan un breve historial de erupción (≤ 100 años) y pequeño volumen de magma emitido ($< 1\text{km}^3$). Su sistema de ascenso es relativamente simple y es alimentado por uno o diversos *inputs* de magma (Németh y Kereszturi, 2015). Los CEM se desarrollan en ambientes tectónicos extensionales, convergentes o configuraciones de intra-placa, de forma aislada o asociados a centros eruptivos mayores (Valentine y Gregg, 2008). Suelen ser de composición basáltica, aunque pueden existir variaciones según el ambiente en el que se generan, causados por diversos procesos petrogenéticos en su evolución (McGee y Smith, 2016).

La química magmática del volcanismo monogenético en ambientes de subducción es definida por múltiples factores como lo son el ángulo de subducción (mayor o menor ángulo), el tiempo de cristalización fraccionada, el porcentaje de asimilación cortical (McGee *et al.*, 2017), la deshidratación del *slab*, el grosor cortical, la presencia de sistemas activos o no de fallas intra-arco (Cembrano y Lara, 2009) y la composición y el grado de fusión parcial de la fuente mantélica. Sin embargo, pese a la gran cercanía de algunos CEM, se han registrado importantes variaciones geoquímicas que motivan a nuevas investigaciones para su mayor comprensión. El presente estudio se centra en los CEM ubicados en el Estuario de Reloncaví (CEMER), Región de Los Lagos, Chile, dentro de la Zona Volcánica Sur de Los Andes (ZVS). Se sitúan en un régimen tectónico convergente en donde la Placa de Nazca subducta bajo la Placa Sudamericana formando un arco volcánico continental, actualmente activo.

Los CEMER poseen importantes variaciones composicionales, cronológicas y en el estilo eruptivo que los generó. En su mayoría corresponden a basaltos, y en menor medida andesitas basálticas de una edad relativa correspondiente a la última glaciación, existiendo casos pre-glaciares (Carrasco, 1995) y post-glaciares (holocenos; e.g. Mena, 2015). De norte a sur se distribuyen los centros eruptivos menores San Antonio (localmente conocido como El Abra), La Vígüería, Rollizos y Pocolhuén, los cuales están emplazados sobre el Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO) (Cembrano y Lara, 2009) de rumbo N-S.

Estos CEM, debido al ambiente tectónico en donde se encuentran y dado que representan procesos eruptivos básicos de poca duración, constituyen una buena instancia para caracterizar el volcanismo monogenético en ambientes de subducción, ya que se puede conocer en detalle la composición de la fuente y los procesos que ocurren en su ascenso hasta la superficie (McGee *et al.*, 2017). No así el caso de un estratovolcán el cual es menos accesible a su muestreo, debido a su tamaño y a que presenta una prolongada historia eruptiva, con complejas firmas geoquímicas, muchas veces homogeneizadas o sobreimpuestas (McGee *et al.*, 2017).

La zona de estudio, pese a ser un interesante lugar de análisis para la relación entre volcanismo monogenético y tectónica, ha sido escasamente abarcada y aspectos como su petrogenesis y cronología no han sido totalmente aclarados. De esta forma, la existencia de posibles variabilidades composicionales puede aportar nuevos datos sobre los procesos petrogenéticos y de diferenciación magmática, implicados desde el origen del magmatismo hasta llegar a la superficie. Además, se puede dar respuesta a enigmas como: ¿Qué relaciones petrogenéticas y geoquímicas presentan los CEM con los volcanes poligenéticos proximales, como lo son el Volcán Osorno y Calbuco? ¿Cuál es la conexión, en términos petrogenéticos, entre los CEM de esta zona? ¿Compartirán un sistema magmático único o simplemente tienen reservorios independientes? ¿Cuáles son sus diferencias y similitudes con otros CEM de importancia en Chile? Este hecho, sumado a los nuevos conocimientos y metodologías, además del peligro y riesgo volcánico debido a la alta proximidad de estos centros eruptivos con sectores poblados, generan que el desarrollo de nuevos estudios, en términos petrogenéticos y de parámetros eruptivos, sea una necesidad de carácter científico de primer orden.

1.2. HIPÓTESIS DEL ESTUDIO

Los CEM del Estuario de Reloncaví (CEMER) representarían eventos volcánicos de poco volumen en un contexto de magmatismo de arco de composición basáltica a andesítico basáltica. Los magmas que generaron los CEMER, se originarían a partir de una fuente mantélica con un importante aporte de fluidos derivados de la deshidratación de la placa subductante. La variabilidad composicional de dichos CEM estaría influenciada por la participación de diversos procesos petrológicos como adición diferencial de fluidos, cristalización fraccionada y contaminación cortical, que están implicados en la génesis y en el ascenso magmático que tendría un fuerte control del SFLO.

1.3. OBJETIVO GENERAL

Comprender los procesos petrogenéticos involucrados en la génesis y diferenciación de los magmas que originaron los CEMER.

1.4. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- a) Comprender la variabilidad geoquímica, petrográfica y morfológica de los productos de los CEMER.
- b) Determinar los procesos que dan origen y diferencian el magmatismo de los CEMER.
- c) Plantear un modelo de diferenciación magmática para los CEMER que pueda responder a sus variaciones geoquímicas en su contexto geotectónico.
- d) Relacionar los procesos petrogenéticos de los CEMER con el SFLO y con otros centros eruptivos cercanos, mono y poligenéticos.

1.5. METODOLOGÍA

Para los objetivos expuestos, se realizan distintas actividades las cuales son divididas en 4 etapas.

1.5.1. Trabajo preparativo de terreno

- a) Revisión bibliográfica de aspectos relacionados al volcanismo monogenético, como lo es la discusión de su término, el ambiente tectónico de generación (en especial en un régimen de subducción), las diferentes estructuras volcánicas que presentan, sus procesos de diferenciación y signatura geoquímica. De igual forma, se requiere una revisión y recopilación de estudios previos de la zona a investigar, dando énfasis a la geología del lugar en aspectos litológicos, tectónicos y geocronológicos (objetivos específicos “a, b, c y d”).
- b) Obtención de imágenes satelitales y realización de perfiles topográficos mediante Google Earth, a modo de apoyo para el trabajo de terreno. Los perfiles mencionados, ayudan a delimitar

o visualizar posibles coladas de lavas de los CEMER que están cubiertas por vegetación (objetivo específico “a”).

1.5.2. Trabajo de terreno

a) Levantamiento geológico del área de estudio, con énfasis en las litologías de los CEMER y unidades más recientes (principalmente depósitos piroclásticos de caída) que los sobreyacen (objetivos específicos “a y b”).

b) Recolección y descripción de 30 muestras de piroclastos juveniles, lavas y diques, asociadas a los CEMER: San Antonio, La Viguería, Rollizos y Pocolhuén. Se privilegia el muestreo de lavas macizas y diques alimentadores, evitando superficies muy vesiculadas y/o alteradas. Para los niveles piroclásticos, se realizó una limpieza del sitio de muestreo (mediante una pala metálica) con el fin de evitar el exceso de contaminación asociado a la exposición atmosférica en una zona con abundantes precipitaciones y presencia de material orgánico (objetivos específicos “a, b, c y d”).

1.5.3. Trabajo de preparación de muestras

a) Lavado de muestras piroclásticas mediante vibración (3 minutos y potencia de 25,2 ps) en un recipiente con agua desmineralizada, utilizando un harnero de laboratorio (marca Factor), en las dependencias de la Escuela de Geología de la Universidad Mayor (objetivos específicos “a, b, c y d”).

b) Secado de muestras piroclásticas mediante un horno (marca Memmert) ubicado en las dependencias de la Facultad de Ciencias de la Universidad Mayor, en donde se exponen a una temperatura de 40° C durante 72 horas (objetivos específicos “a, b, c y d”).

c) Selección de fragmentos de diques, lavas y piroclastos apropiados (sin alteración y contaminación de materia orgánica) para la realización de cortes transparentes y análisis geoquímicos (objetivos específicos “a, b, c, y d”).

1.5.4. Trabajo descriptivo, analítico y de esquemas geológicos

a) Descripción macroscópica a detalle de las muestras obtenidas en terreno, utilizando un microscopio estéreo (marca Nikon) ubicado en las dependencias de la Escuela de Geología de la Universidad Mayor (objetivo específico “a”).

b) Descripción petrográfica mediante corte transparente de lavas, diques y piroclastos, utilizando un microscopio óptico ubicado en las dependencias de la Escuela de Geología de la Universidad Mayor (objetivos específicos “a, b, c y d”).

c) Análisis geoquímico de roca total mediante espectrometría óptica (ICP–OES) para elementos mayores y espectrometría de masa (ICP-MS) para elementos trazas. Cabe mencionar que los fragmentos de muestras piroclásticas (juveniles) enviadas a geoquímica, fueron seleccionados con la ayuda de la descripción macroscópica, con el fin de enviar el material menos contaminado en relación a diferentes alteraciones posteriores y materia orgánica (objetivos específicos “a, b, c y d”).

d) Construcción de una base de datos que contenga la geoquímica del basamento de los CEMER y de los centros eruptivos mono y poligenéticos proximales a estos (objetivo específico “d”).

e) Mapeo geológico de los CEMER y análisis geomorfológico mediante imágenes satelitales, fotografías y relieve del área con el uso del software ArcGIS 10.3 (objetivo específico “a y d”).

1.6. UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO AL ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio ($S41^{\circ}20'$ – $S41^{\circ}30'$), se encuentra en las comunas de Puerto Varas y Cochamó, Provincia de Llanquihue, Región de Los Lagos, Chile. El camino principal para acceder a esta es por la Ruta 5-Sur hasta llegar a la localidad de Puerto Varas, donde se debe continuar por la ruta 225 hasta Ensenada. Desde aquí se toma la ruta V-69 en dirección a Ralún donde se puede acceder por la vía V-705 a las localidades de Rollizos y Pocolihuén. La mayoría de los CEMER y sus depósitos, se encuentran en terrenos privados por lo que es necesario solicitar previamente autorización (Figura 1.1).

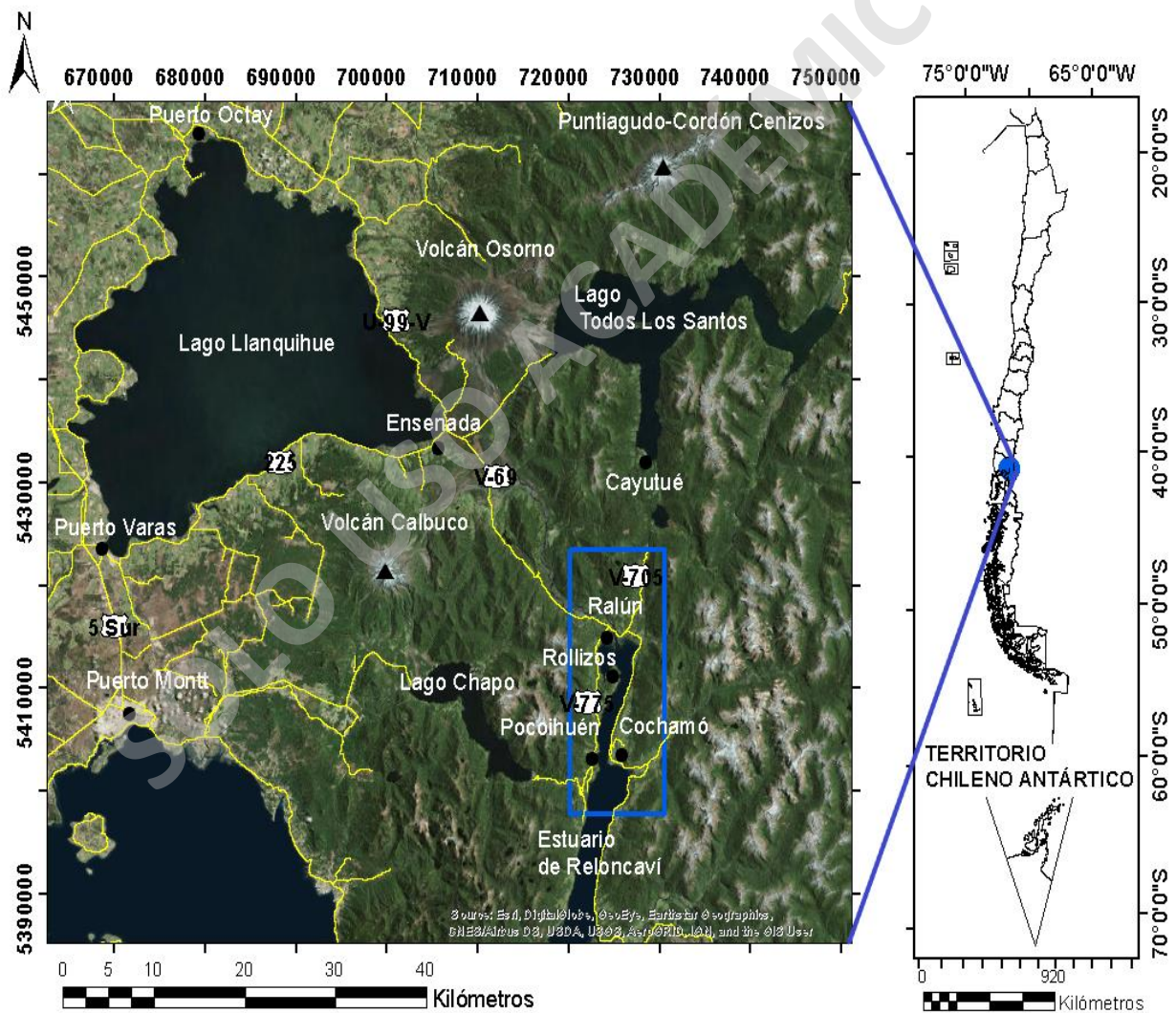


Figura 1.1. Mapa de ubicación y vías de acceso a la zona de estudio. El rectángulo azul indica donde se encuentran los CEMER, mientras que los puntos negros detallan las localidades y los triángulos se asocian a los centros eruptivos mayores proximales a estos.

2. MARCO TEÓRICO

2.1. EL MAGMATISMO EN ZONAS DE SUBDUCCIÓN

La generación de magmas (Figura 2.1) puede ocurrir al interior de placas tectónicas (intraplaca), como también en sus límites, ya sean en ambientes divergentes o convergentes.

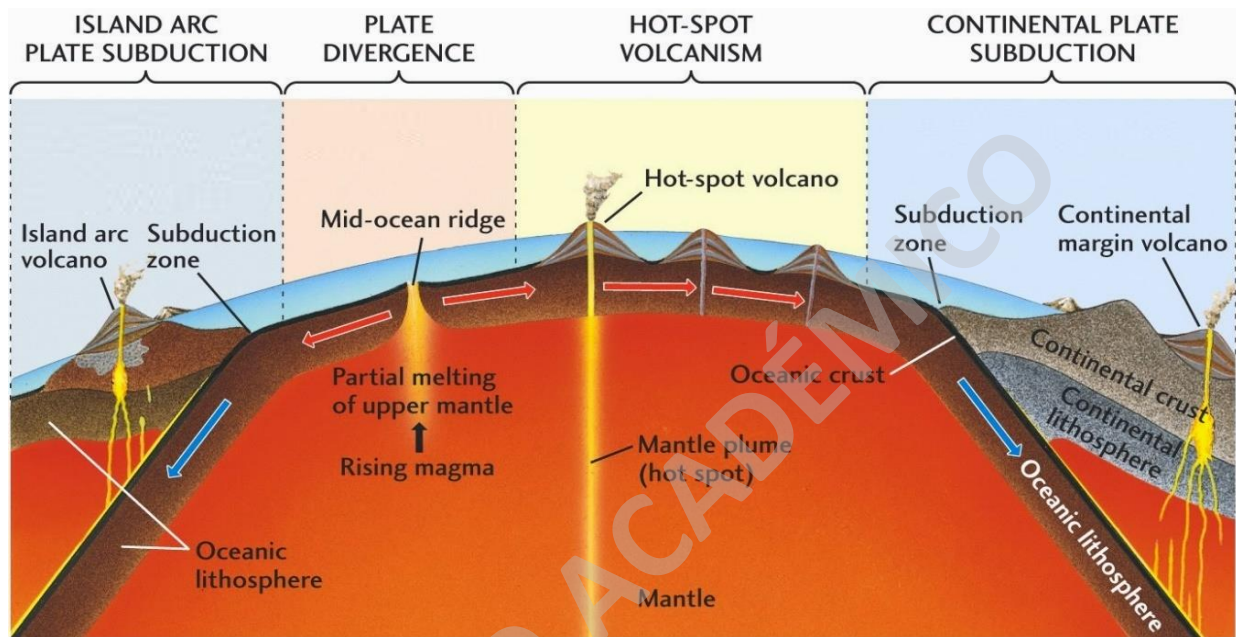


Figura 2.1. Zonas de génesis magmática. Extraído y modificado de Geology In (revisado el 5 de junio del 2019).

Los ambientes convergentes, son límites de placas tectónicas en donde parte de la corteza es reciclada debido al proceso de subducción entre una placa más fría y densa, en relación a otra menos fría y densa (Sun, 2001). Esta configuración tectónica se puede dar entre placas oceánica – oceánica (e.g. Arcos de islas Las Marianas – Izu), oceánica – continental (e.g. Arco continental Los Andes) y continental – continental (e.g. Los Himalayas) (Wilson, 1990).

La fuente magmática mayoritaria en este tipo de ambiente está dada por la fusión parcial de la cuña astenosférica. En este contexto, la génesis de magma está controlada por la presencia de fluidos (fundamentalmente H_2O) derivados de la placa subductante (*slab*). Estos fluidos, pueden provenir de la deshidratación de sedimentos o minerales metamórficos del *slab*, producto del proceso de subducción entre 90 y 110 km de profundidad aproximadamente (Forneris y & Holloway, 2003). De esta forma la incorporación de estos fluidos, en su mayoría volátiles, provocan la despolimerización de cadenas silíceas en la cuña astenosférica, causando una baja en su punto de fusión que da paso a la generación magmática (Wilson, 1989).

El mecanismo de ascenso magmático esencial está dado por la buoyancia, en otras palabras, por las diferencias de densidad que presenta el magma con el medio que lo rodea (roca caja). Es por esto, que al tener un magma menos denso que el medio que lo contiene, éste ascenderá rápidamente, sobre todo si se tienen fallas corticales que actúan como canales magmáticos (e.g. Cembrano y Lara, 2009). Sin embargo, en este ascenso, el magma puede emplazarse, generando que el desarrollo de procesos de diferenciación magmática como mezcla de magmas (e.g. Suzaño *et al.*, 2015), cristalización fraccionada (e.g. Bucchi *et al.*, 2015), asimilación cortical y fusión parcial (e.g. López-Escobar *et al.*, 1995b) causen magmas evolucionados a partir de uno primitivo.

La química magmática de subducción, en comparación a otros ambientes tectónicos, se caracteriza por ser comúnmente calcoalcalina y en menor medida toleítica, rica en elementos incompatibles provenientes tanto de la fuente magmática (cuña astenosférica) y en su mayoría del *slab* o incorporados durante el ascenso. Es así como los magmas presentes en arcos continentales adquieren un enriquecimiento relativo en LILE (Large Ion Lithophile Element) respecto a los HFSE (High Field Strength Element) (Sun, 2001).

La signatura isotópica se presenta enriquecida, lo que implica altas razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y bajo $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, indicando contaminación de los magmas provenientes del manto por la interacción con la corteza continental (Wilson, 1989). Por otro lado, altas concentraciones isotópicas de ^{207}Pb - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y del isótopo cosmogénico ^{10}Be , se pueden relacionar con un gran aporte de fluidos provenientes de sedimentos que contiene el *slab*, al deshidratarse (Wilson, 1989; Plank y Langmuir, 1998).

2.2. CENTROS ERUPTIVOS MENORES

Los volcanes monogenéticos o centros eruptivos menores (CEM) se caracterizan por ser relieves volcánicos que manifiestan un breve historial de erupción (≤ 100 años; Németh y Kereszturi, 2015). Éstos presentan un pequeño volumen emitido ($\leq 1\text{km}^3$), el cual es generado por una erupción continua o varias discontinuas, en donde su sistema de ascenso es relativamente simple y es alimentado por uno o diversos *inputs* de magma (Németh y Kereszturi, 2015). Los CEM son el tipo de volcán más común en los continentes y se desarrollan en ambientes tectónicos extensionales, convergentes o de intra-placa, de forma aislada pudiendo formar campos volcánicos (Cañón–Tapia, 2015) o asociados a centros eruptivos mayores (Valentine y Gregg,

2008). Sus composiciones son principalmente basálticas, aunque no únicamente (McGee y Smith, 2016) (e.g. Mena, 2015), dado que pueden variar de acuerdo a la configuración tectónica en donde se encuentren o tener diferentes grados de procesos petrológicos que generen su diferenciación.

En ambientes de subducción son variados los factores que definen la química magmática, dada por las diversas interacciones que presentan los fluidos provenientes del *slab* con la fuente mantélica y el magma en su ascenso por la corteza. De esta forma, los CEM de arcos continentales en comparación con los de otros ambientes tectónicos, exhiben características químicas más evolucionadas como ser sobresaturados en SiO₂ y tener bajas concentraciones de MgO (McGee y Smith, 2016). Sin embargo, presentan un bajo grado de diferenciación magmática dado que se exhiben escasas geoquímicas de magmas de composiciones ácidas (McGee y Smith, 2016).

El sistema de ascenso magmático puede ser alimentado mediante uno o múltiples *inputs* de magma, los cuales pueden representar una sola o una mezcla, de diferentes zonas de fusión del manto que pueden diferir en sus procesos de diferenciación (McGee y Smith, 2016). Comúnmente, este ascenso, se asocia a sistemas estructurales corticales (e.g. Cembrano y Lara, 2009) que en ocasiones originan una cierta alineación u orientación preferencial de los CEM (e.g. Morgado *et al.*, 2015).

La formación de los CEM, está ligada a diferentes procesos y estilos eruptivos: hawaiano, estromboliano, estromboliano violento y freatomagmático (Valentine y Gregg, 2008; Németh y Kereszturi, 2015). Éstos dependen de factores como la composición química, velocidad de ascenso, patrón de desgasificación y procesos multifásicos que dan producto a la emisión de flujos lávicos y material piroclástico de manera individual o coetánea (Valentine y Gregg, 2008). Es así como se pueden encontrar diferentes estructuras volcánicas clasificadas como conos de salpicaduras, conos de escoria, conos de toba, maares- diatremas y anillos de toba (Németh y Kereszturi, 2015).

De esta forma, debido a la gran variabilidad geoquímica y de estructuras volcánicas presentes en los diferentes CEM, autores como Németh y Kereszturi (2015) sugieren que esta fluctuación (además del tipo de ambiente en donde se genera) se debe a una transición entre el volcanismo

monogénico y poligénicos, ya sea de manera aislada o con una relación espacial (Figura 2.2. A y B).

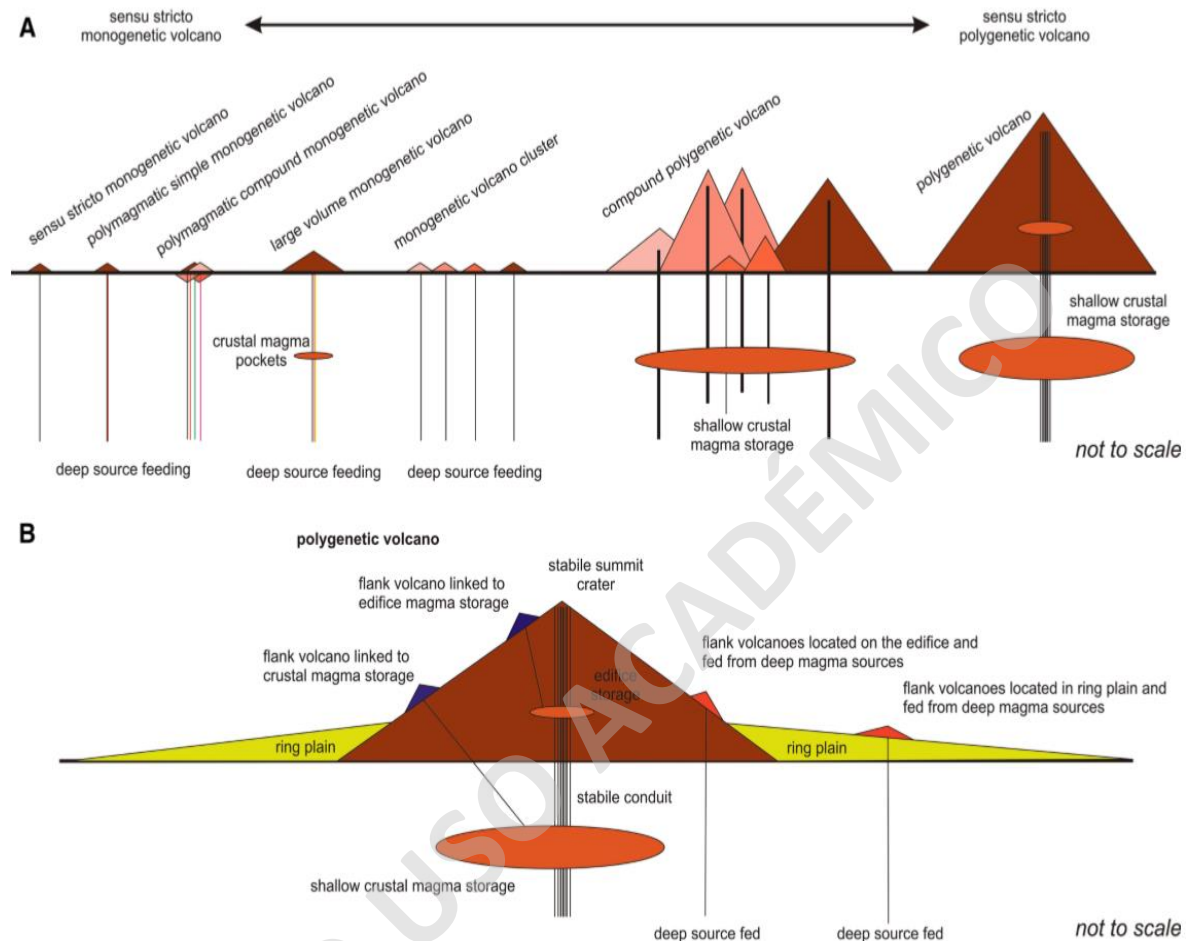


Figura 2.2. A) Vínculo teórico entre volcanismo monogénico y poligénico. **B)** Relación potencial entre volcanismo de pequeño volumen, comúnmente denominados volcanes monogénicos, asociados con volcanismo poligénico central de alto volumen. Extraído de Németh y Kereszturi (2015).

2.2.1. Tipos de edificios volcánicos de centros eruptivos menores

El volcanismo monogénico presenta una amplia gama de estilos eruptivos, características litológicas y arquitecturas geomorfológicas en donde la relación agua/magma y el nivel freático, presentan una alta importancia en la formación de los distintos tipos de edificios volcánicos (Kurszlaukis y Lorenz, 2016; Sigurdsson, 1999). Se clasifican como conos de salpicadura y conos de escoria (o ceniza) los que se dan en una razón de agua/magma baja. En cambio, en los que se tiene una alta presencia de agua (alta razón agua/magma) adquieren el nombre de volcanes hidroclásticos, los cuales se forman por erupciones freatomagmáticas, debido a una interacción

explosiva entre el magma y el agua (subterránea o superficial). En tal caso se encuentran los anillos de toba, maar-diatremas y conos de toba (Sigurdsson, 1999) (Figura 2.3. A y B).

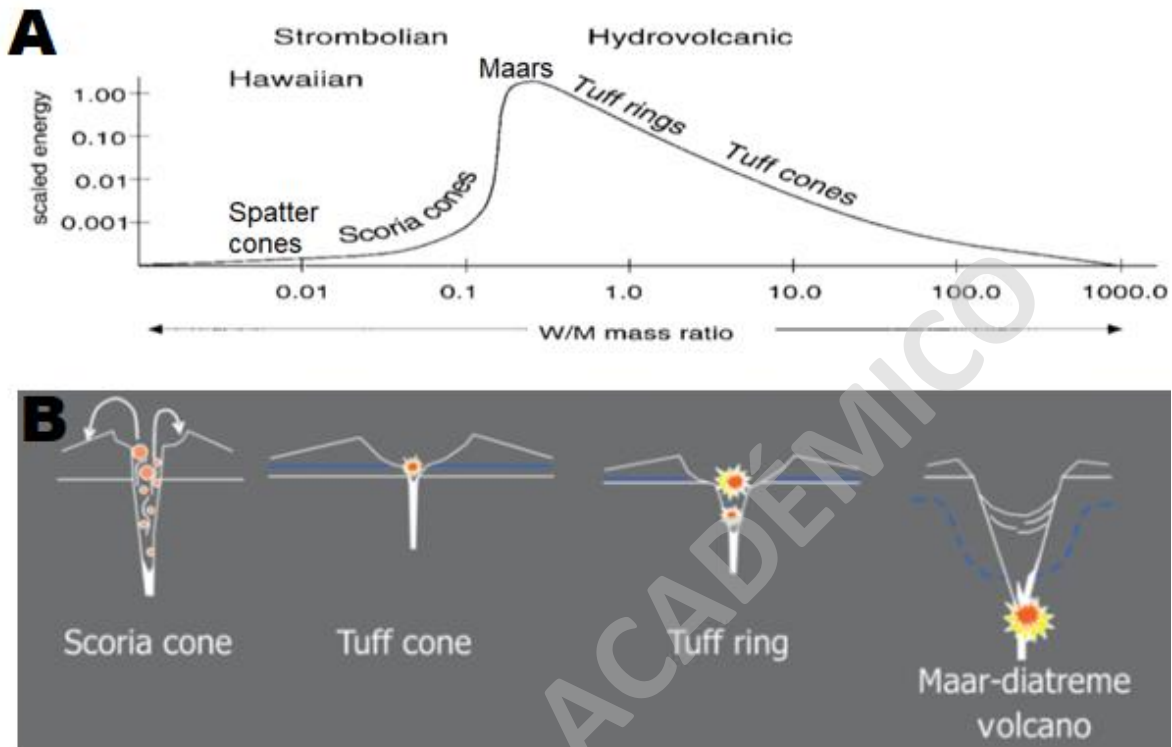


Figura 2.3. A) Diagrama de razón agua / magma para las diferentes arquitecturas volcánicas monogenéticas. Extraído y modificado de Sigurdsson (1999). **B)** Modelos esquemáticos de formas volcánicas monogenéticas y su relación con el nivel freático. Extraído y modificado de Kurszlaukis y Lorenz (2016).

2.2.1.1. Conos de escoria

Las dimensiones de estos centros eruptivos (Sigurdsson, 1999) de modo general, van desde diámetros basales (W_{co}) de 0,25 a 2,5 km (con una media de 0,8 km), una altura (H_{co}) promedio de 0,18 km, un diámetro promedio del cráter (W_{cr}) de 0,4 km y un ángulo de pendiente (α) entre 25° y 38° (Figura 2.4. A). En sus aspectos petrográficos (Figura 2.4. B), se compone por depósitos piroclásticos escoriáceos de caída (White y Ross, 2011) de tamaño ceniza a bomba o bloque, en donde estos últimos se expulsan de forma balística entorno al cráter. De igual forma se pueden asociar (de manera menos frecuente) a corrientes de densidad piroclásticas producto del colapso de la columna eruptiva. Otra característica relevante y común son los flujos de lava (Kereszturi y Németh, 2012) que constituyen la mayoría del material expulsado en la erupción (White y Ross, 2011).

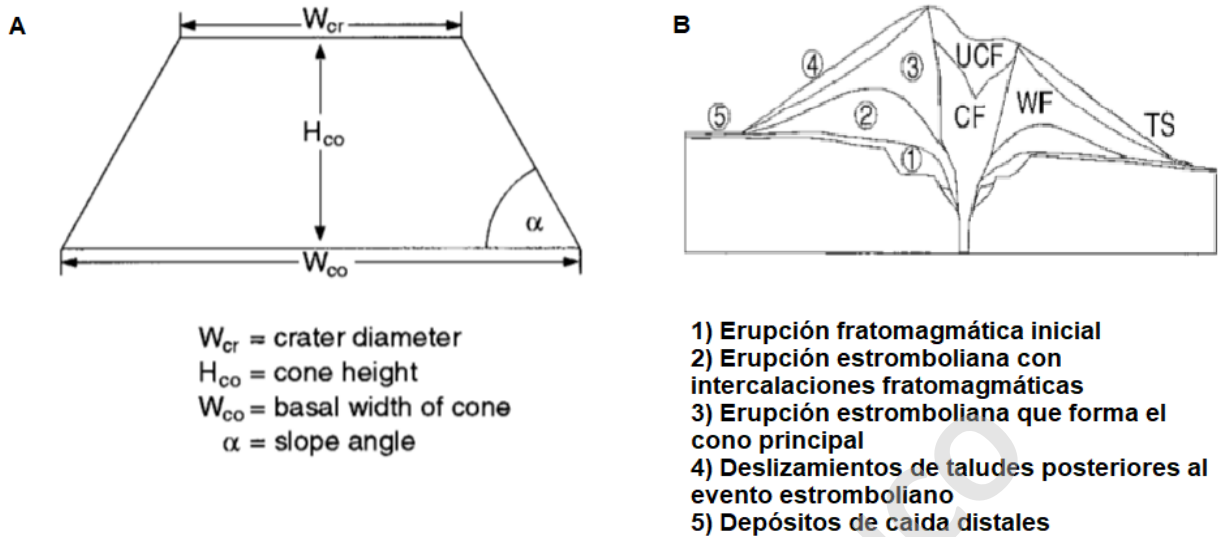


Figura 2.4. A) Parámetros morfológicos que definen a un cono de escoria. Definidos por Wood (1980). Extraído y modificado de Sigurdsson (1999). **B)** Morfología y facies de un cono de escoria. CF, facies de cráter; UCF, facies del cráter superior; WF, facies de la pared; TS, talud. Extraído y modificado de Sigurdsson (1999).

2.2.1.2. Volcanes Hidroclásticos

Las dimensiones de los anillos de toba y maares (Figura 2.5. A y B) son muy semejantes (Sigurdsson, 1999). Éstas van desde diámetros de cráter entre 0,2 a 3 km (con promedios de 0,7 – 0,8 km), razones de altura / diámetro del anillo entre 0,05 a 0,13 y alturas que pueden ser menores a 50 m, pero que pueden alcanzar más de 100 m. Los depósitos piroclásticos pueden alcanzar 20° al borde del cráter, declinando suavemente hacia el exterior del conducto principal. Una buena diferencia entre estas arquitecturas volcánicas se presenta en la abundancia de los fragmentos accidentales presentes en los maares en comparación a un anillo de toba. Además, la vesicularidad presente en este último es más abundante en relación a los maares, mostrando rasgos de una fragmentación más superficial (Sigurdsson, 1999). La petrografía de los anillos de toba puede estar dada por tobas y tobas de lapilli laminadas, pero esencialmente presenta facies compuestas por ceniza, lo cual ocasiona su rápida erosión. Esta petrografía, semejante a los maares, se atribuyen a la caída de ceniza, eyección de material balístico juvenil y flujos piroclásticos con baja concentración de partículas que generan laminaciones (Brož y Nemeth, 2015). Otras características petrográficas, asociadas a los maares, como escoria con textura de coliflor, hundimientos balísticos y laminaciones paralelas internas, se pueden visualizar en el estudio de Gençalioglu-Kuşcu *et al.* (2007), donde interpreta esta última estructura producto de una oleada piroclástica basal, típica de maares según White y Ross (2011).

Los conos de toba (Figura 2.5. C) presentan una altura entre 50 y 330 m (Sigurdsson, 1999) y dimensiones del diámetro del cráter de 0,5 a 2,5 km (Brand y Brož, 2014). La razón altura / borde del cono oscilan entre 0,5 y 0,2, mientras que el manto de sus depósitos está entre 10° a 30°, en donde pueden llegar a 45° al borde del cráter (Sigurdsson, 1999). La granulometría de estos va desde cenizas volcánicas dispuestas en capas a bombas o bloques (Wohletz y Sheridan, 1983). Otras características de estos centros eruptivos es la distribución del tamaño de grano, la cual varía en capas de gradación normal a secuencias mayormente masivas bien estratificadas. Estas se cubren por niveles de ceniza que están finamente laminados, mostrando a veces una leve estratificación cruzada. Se interpretarían como un resultado de corrientes de densidad piroclásticas alimentadas por la erupción freatomagmática (Brand y Brož, 2014) que según White y Ross (2011) serían depósitos de oleadas piroclásticas basales y de caída.

Debido a la gran abundancia de agua externa que interacciona con el magma (White y Ross, 2011; Brand y Brož, 2014), los depósitos de los conos de toba, muestran diferentes evidencias de un ambiente acuoso en el momento de su depositación. La evidencia contempla material de lapilli acreacionado y consolidado, tobas vesiculadas, hundimientos balísticos y palagonitización (Brand y Brož, 2014). En casos de que la erupción continúe a través del tiempo, y si el magma se aísla del agua externa, la actividad volcánica pasará a estromboliana o efusiva, dependiendo del contenido de volátiles. Es por esto que muchos conos de toba contienen un cono de ceniza (Brand y Brož, 2014).

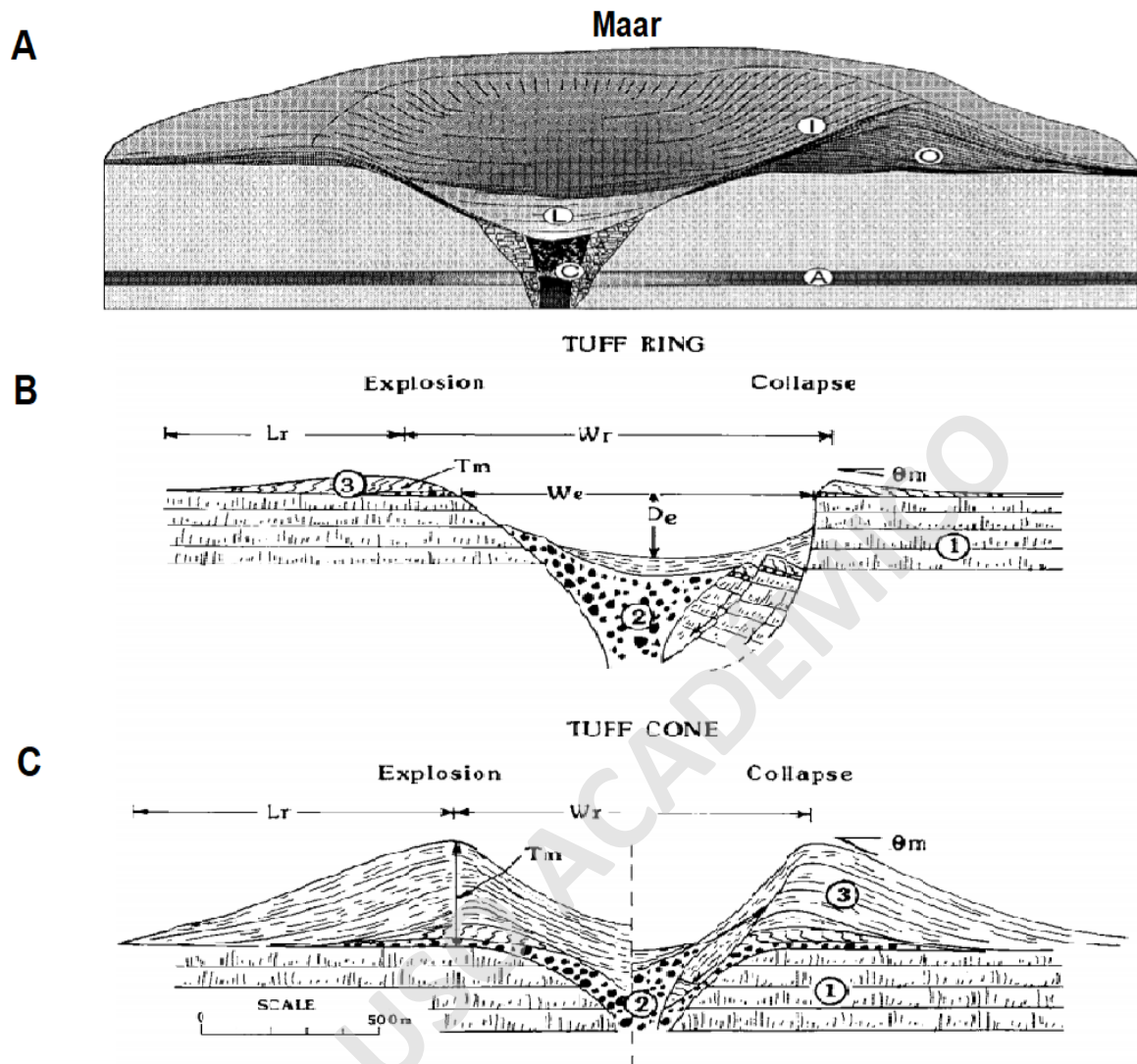


Figura 2.5. A) Morfología simplificada de un maar. O, estratos del borde con manteo externo; I, estratos con manteo hacia adentro; L, relleno del cráter; C, conducto en forma de embudo formado por la explosiva interacción agua / magma; A, acuífero. Modificado y extraído de Sigurdsson (1999). **B y C)** Esquema simplificado de un anillo y cono de toba. (1) Roca caja; (2) Brecha de explosión; (3) Depósito piroclástico. Lr, runout length; Wr, rim – to – rim width; Tm, maximum deposit thickness at the crater rim; De, excavation depth; We, excavation width; θ , maximum dip. Extraído y modificado de Wohletz y Sheridan (1983).

3. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO

3.1. GENERALIDADES

El régimen tectónico convergente generado por la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana, origina el extenso Arco Volcánico Andino, actualmente activo. Este se divide en cuatro segmentos que se diferencian en su edad, composición del basamento y volcanismo, sus estructuras predominantes y el espesor cortical. Se dominan: Zona Volcánica Norte, Central, Sur y Austral (Stern, 2004) (Figura 3.1. A).

La Zona Volcánica Sur (ZVS) se caracteriza por una disminución en el espesor cortical (< 30 km) (López – Escobar *et al.*, 1995b) y contiene 60 estratovolcanes y numerosos CEM (Stern, 2004). Se subdivide en 4 subzonas (López – Escobar *et al.*, 1995b) que se diferencian según criterios 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). En la ZVSC se ubican los CEMER abordados en este estudio que son la última expresión volcánica de este segmento (Figura 3.1. B).

La composición del volcanismo presente en la ZVSC es comúnmente basáltica a andesítico basáltica, no obstante, existen excepciones como el volcán Calbuco que posee composiciones andesíticas (López – Escobar *et al.*, 1995b). López – Escobar *et al.* (1995a) realizaron un estudio geoquímico regional, en donde clasificaron distintos tipos de basaltos: Tipo 1 y Tipo 2 (Hickey – Vargas *et al.*, 2016). Los basaltos Tipo 1 se presentan comúnmente en los estratovolcanes, mientras que los Tipo 2 se sitúan al este de estos volcanes y son típicos de los CEM. Sus principales diferencias están en sus elementos trazas, en donde los basaltos Tipo 2 muestran un mayor enriquecimiento de LREE en comparación a HREE y menor abundancia de elementos alcalinos (*e.g.* K, Rb y Cs) y Ba en relación a REE y HFSE (*e.g.* Nb, Ta, Hf y Zr). Posteriormente Hickey – Vargas *et al.* (2002) agregaron que la menor abundancia de elementos alcalinos en este tipo de basaltos se correlaciona positivamente con bajas razones de $^{10}\text{Be} / ^9\text{Be}$ y $^{238}\text{U} / ^{230}\text{Th}$.

Rawson *et al.* (2016), proponen que existen casos en que los CEM presentan una signatura geoquímica distintiva nombrada “*Kangechi*”, palabra mapuche que significa “de otra manera” (*e.g.* CEM Puyuhuapi, Caburgua-Huelemolle (CHSEC) y conos Medialuna del campo Carrán-Los Venados), y que se encuentran al este del arco volcánico actual y muy proximal al SFLO

(equivalente a la propuesta por López – Escobar *et al.* (1995a), pero de diferente nombre). Los magmas *Kangechi* se caracterizan por ser más primitivos y tener altas concentraciones de elementos incompatibles (con mayor LREE y menor HREE) reflejadas en elevadas razones de Ce / Pb, La / Yb, Dy / Yb y menores razones de U / Th y Zr / Nb. Además, presentan altas concentraciones de P₂O₅, K₂O, MgO y bajo porcentaje de SiO₂ (47 – 52%). Todo esto en comparación a otros centros eruptivos de la ZVS (e.g. porcentaje de SiO₂ entre un 51 - 61 %) (Rawson *et al.*, 2016). Los CEMER como poseen características primitivas y presentan un fuerte control estructural asociado a la SFLO (López – Escobar *et al.*, 1995b); similar a CHSEC y Puyuhuapi; son fuertes postulantes para la signatura geoquímica Tipo 2 o *Kangechi*.

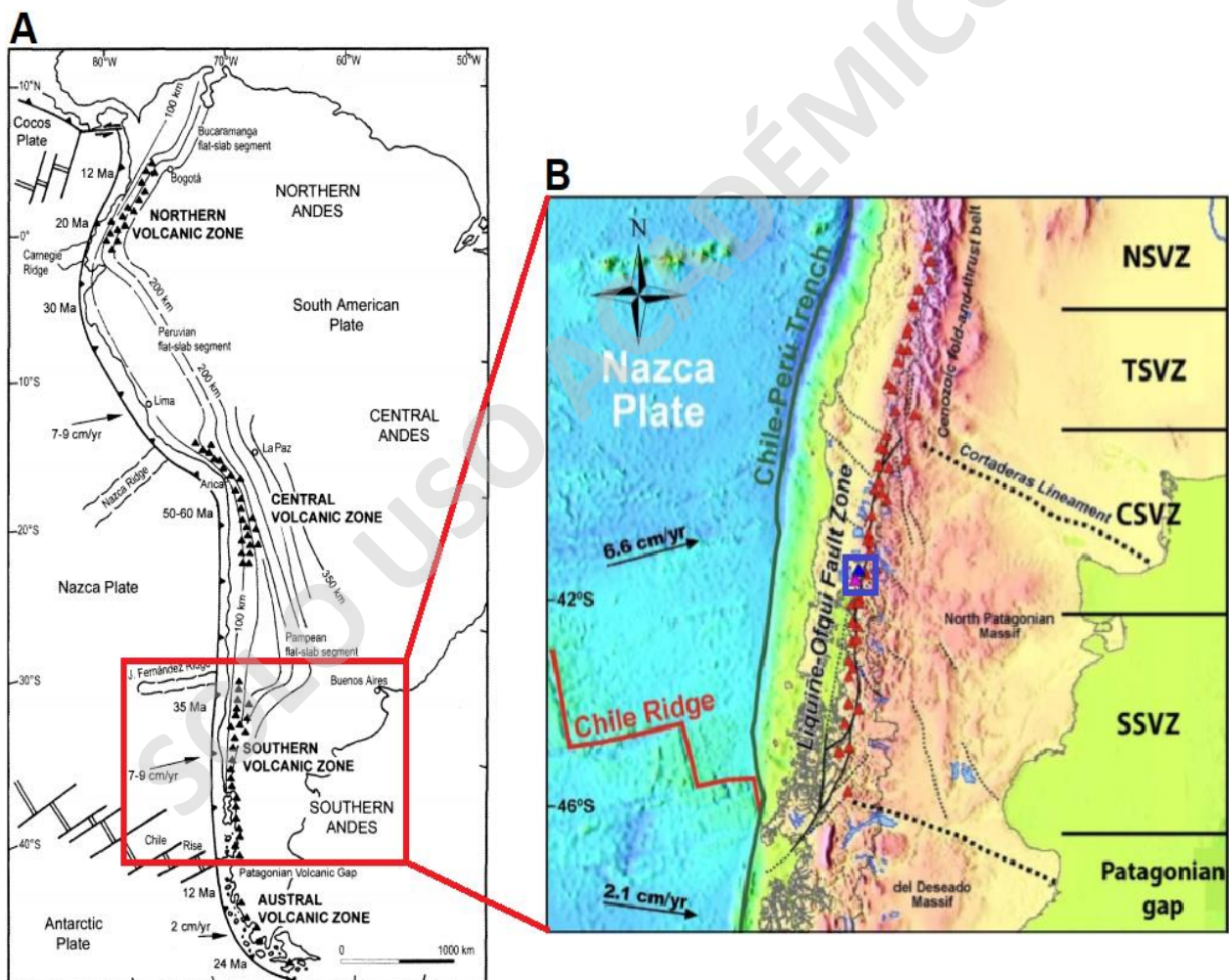


Figura 3.1. A) Distribución espacial de los cuatro segmentos pertenecientes al Arco Volcánico Andino. Zona Volcánica Norte (ZVN), Central (ZVC), Sur (ZVS) y Austral (ZVA). Extraído y modificado de Stern, 2004. **B)** Distribución espacial del arco volcánico de la Zona Volcánica Sur y sus cuatro subdivisiones: 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). Rectángulo azul indica la zona del presente estudio. Triángulos azul y fucsia aluden a los volcanes Osorno y Calbuco correspondientemente. Realizado por Cembrano y Lara (2009). Modificado y extraído de Mena (2015).

3.2. GEOLOGÍA DE LA ZONA

3.2.1. Basamento de los Centros Eruptivos Menores

3.2.1.1. Rocas Plutónicas

Gran parte de las litologías que conforman la cordillera de Los Andes entre los 39°00' y 41°30' S corresponden a diferentes cuerpos intrusivos de gran extensión, en donde predominan las tonalitas, granodioritas y granitos (Naranjo, 1977; SERNAGEOMIN, 2003). Se reconocen 5 unidades de rocas plutónicas en la región (Thiele *et al.*, 1985): La Unidad Reloncaví, Unidad Cayutué, Unidad Lago Chapo, Unidad Península Rollizos y Unidad Petrohué.

Estudios posteriores (Carrasco *et al.*, 1991), agrupan algunas de las unidades ya mencionadas en 2 superunidades, las cuales en base a dataciones radiométricas por el método $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$, presentan edades del Cretácico Inferior y Mioceno (Tabla 3.1).

Tabla 3.1. Superunidades plutónicas definidas por Carrasco *et al.*, 1991.

Superunidad Puelo (SUP) – Cretácico Inferior (124 - 128 Ma)	Superunidad Ralún (SUR) – Mioceno (25 - 7,7 Ma)
Unidad Cochamó	Unidad Cayutué
Unidad Cascajal	Unidad Reloncaví
-	Unidad Peulla
-	Unidad Lago Chapo

Los afloramientos de la SUP se distribuyen al este del SFLO, entre el río Puelo y el lago Todos los Santos. Mientras que la SUR yace al oeste del SFLO entre el río Puelo y el valle de Reloncaví, en donde al norte de este último se presenta en ambos lados de SFLO (Figura 3.2). Las edades relativas de las unidades de la SUR, desde la más antigua a la más reciente, son: Unidad Cayutué, Reloncaví, Peulla y Lago Chapo (Carrasco *et al.*, 1991).

La Unidad Cochamó (Cretácico Inferior) presenta un contenido de SiO_2 variable entre 44 – 70%. Se compone por leucogabros, gabronoritas y dioritas de hornblenda, las cuales varían en el tamaño de sus cristales de grano grueso a medio y escasamente a fino (Carrasco, 1995). Aflora de manera reducida, en donde su distribución principal es a lo largo del SFLO, de forma que se presenta en la localidad de Cochamó, Península de Rollizos, Cayutué, al este del valle de Reloncaví y en la ribera Sur del lago Todos los Santos (Carrasco, 1995) (Figura 3.2).

La Unidad Cascajal (Cretácico Inferior) exhibe un contenido de SiO_2 que varía entre 44 – 70%. Está compuesta por tonalitas de hornblenda, biotita y piroxeno de grano medio a fino. Ésta se destaca por la presencia de enclaves máficos de grano fino, los cuales presentan una cierta elongación. Aflora en la ribera oriental del Estuario de Reloncaví, desde el río Puelo hasta el río Conchas (Carrasco, 1995) (Figura 3.2).

La Unidad Cayutué (Mioceno) presenta un contenido de SiO_2 entre 48,6 – 56,6% (Carrasco, 1995). Se compone por dioritas, dioritas cuarcíferas de hornblenda y biotita, y en menor medida, tonalitas de hornblenda con tamaños de grano medio a fino (Thiele *et al.*, 1985). Su distribución es en el margen occidental del SFLO, en donde aflora desde la ribera sur del lago Todos los Santos hasta la entrada sur del Estuario de Reloncaví (Figura 3.2). Las rocas de esta unidad presentan evidencias fuertes de cataclasis y son intruidas por filones basálticos y andesíticos (Carrasco, 1995).

La Unidad Reloncaví (Mioceno) exhibe un contenido de SiO_2 entre 53,3 – 63,2% (Carrasco, 1995). Se constituye esencialmente de tonalitas de hornblenda y biotita de grano fino a medio. Subordinadamente se presentan granodioritas (Lahsen *et al.*, 1985) y dioritas cuarcíferas de hornblenda y biotita (Carrasco, 1995). Su distribución se dispone en una franja de rumbo NE, en donde aflora principalmente al oeste del Estuario de Reloncaví y en el margen occidental y oriental del lago Todos los Santos (Carrasco, 1995) (Figura 3.2).

La Unidad Peulla (Mioceno) presenta un contenido de SiO_2 entre 58,7 – 68%. Está compuesta por granodioritas, tonalitas y granitos de hornblenda y biotita de grano medio a fino, en donde se destaca por tener signos evidentes de una deformación cataclástica. Sus afloramientos corresponden a cuerpos aislados de orientación NE y se encuentra en ambos lados del Estuario de Reloncaví por las localidades de Cochamó, la Península de Rollizos y Pocolihuén (Carrasco, 1995) (Figura 3.2).

La Unidad Lago Chapo (Mioceno) exhibe un contenido de SiO_2 entre 72,5 – 75,9%. Se compone por leucogranodioritas y granitos de biotita y muscovita de grano fino a medio. Su distribución es muy restringida, por lo que aflora solo en el extremo oriental del lago Chapo y en la ribera occidental del Estuario de Reloncaví a 1 km más al sur de la Caleta Canutillar (Carrasco, 1995) (Figura 3.2).

3.2.1.2. Estratos de Reloncaví (E.R; Pleistoceno Superior)

Corresponden fundamentalmente a coladas basálticas con intercalaciones de aglomerados, brechas volcánicas y tobas de lapilli (Lahsen *et al.*, 1985; Thiele *et al.*, 1985; Carrasco, 1995). Las lavas basálticas presentan textura porfírica con fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa, por lo que se clasifican como basaltos de olivino y esporádicamente de piroxeno (Lahsen *et al.*, 1985), en donde su contenido de SiO₂ varía entre 50,7 – 51,02% (Carrasco, 1995). Su distribución se presenta a lo largo del SFLO, en particular en la Península de Rollizos y en Cochamó (Carrasco, 1995) (Figura 3.2). Esta unidad se encuentra cubierta por depósitos morrénicos, glacialacustres y material volcánico de tamaño ceniza y lapilli (Lahsen *et al.*, 1985). La edad de estas secuencias se obtuvo mediante una datación de K – Ar realizada en muestras de la ribera oriental del Estuario de Reloncaví. En este caso se obtuvo una edad de 0,272 +- 0,1 Ma, correspondiente al comienzo de la Glaciación Riss (también llamada Santa María) por lo que fue abruptamente erosionada por la última glaciación del pleistoceno, llamada Wurm o Llanquihue (Lahsen *et al.*, 1985).

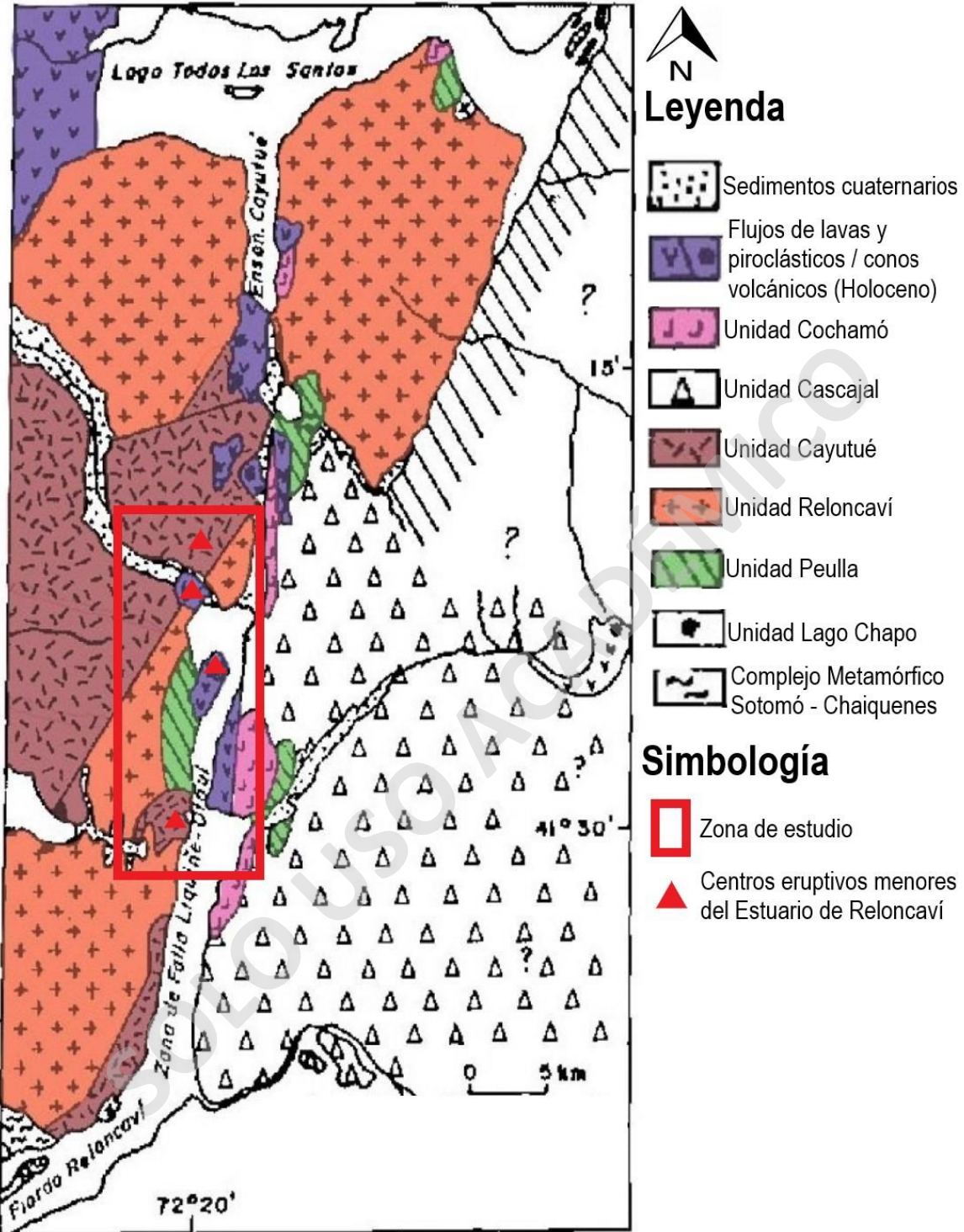


Figura 3.2. Mapa geológico entre los 41° y 41°45' S. El rectángulo rojo representa la zona del presente estudio, mientras que los triángulos rojos aluden a los CEMER. Realizado por Carrasco *et al.* (1991). Extraído y modificado de Mena (2015).

3.2.2. Geología de Centros Eruptivos Mayores

3.2.2.1. Volcán Osorno

El volcán Osorno ($41,1^{\circ}\text{S} - 72^{\circ}\text{W}$) se ubica en el límite de las provincias de Llanquihue y Osorno, específicamente a 45 km al noreste de la ciudad de Puerto Varas y a 80 km de la ciudad de Osorno (Moreno *et al.*, 2010). Es un estratovolcán que pertenece a la ZVSC, el cual presenta una altura de 2.661 m s.n.m., un área de 250 km² y un volumen aproximado de 160 km³. Representa el extremo suroccidental de la cadena volcánica que contiene a los volcanes La Picada, Cordón Cenizos y Punttiagudo (Moreno *et al.*, 2010).

Su composición predominante es basáltica y andesítico basáltica, la cual se asocia a estilos eruptivos hawaianos y estrombolianos, tanto en su cráter principal como en sus conos parásitos y en algunas fisuras reconocidas en sus flancos (Moreno *et al.*, 2010). En base a criterios morfoestructurales, edades y relaciones estratigráficas se han definido 4 unidades evolutivas (Figura 3.3).

La Unidad Osorno 1 se compone de lavas de composición basáltica y andesítico-basáltica que poseen intercalaciones de depósitos laháricos, y que se formaron durante el auge de la penúltima glaciación del Pleistoceno, denominada (por algunos) Santa María (260-132 ka; Porter, 1981; Clayton *et al.*, 1997) (Moreno *et al.*, 2010). Se destaca una fuerte erosión de esta unidad, generada por la última glaciación del Pleistoceno, nombrada en la región como Llanquihue (90-14 ka; Porter, 1981; Clapperton, 1993; Denton *et al.*, 1999) (Moreno *et al.*, 2010). Lahsen *et al.* (1985), obtuvieron edades radiométricas en base al método K / Ar de 0,149 +/- 0,1 Ma.

La Unidad Osorno 2 está compuesta por lavas de composición basáltica y andesítica, además de flujos laháricos. Se forma durante la Glaciación Llanquihue (90-14 ka; Porter, 1981; Clapperton, 1993; Denton *et al.*, 1999) (Moreno *et al.*, 2010) y en base a edades radiométricas y relaciones de contacto por depósitos morrénicos, se sugiere que esta unidad (Moreno *et al.*, 2010) es anterior al último avance de esta glaciación (30-14 ka; Denton *et al.*, 1999).

La Unidad Osorno 3 se constituye por lahares y lavas de composición basáltica y andesítico – basáltica que forman gran parte del edificio volcánico actual (Moreno *et al.*, 2010) y rellenan valles producidos por el último avance glacial del pleistoceno (30-14 ka; Denton *et al.*, 1999). Se puede

acotar la edad de esta unidad, dado que subyacen a depósitos volcánicos de erupciones generadas en el holoceno medio (ca. 4 ka) (Moreno *et al.*, 2010).

La Unidad Osorno 4 se compone por un conjunto de lavas y depósitos piroclásticos de composición basáltica y andesítico – basáltica que fueron emitidos por el cráter principal. Esta unidad constituye uno de los eventos más contemporáneos de este volcán (Moreno *et al.*, 2010).

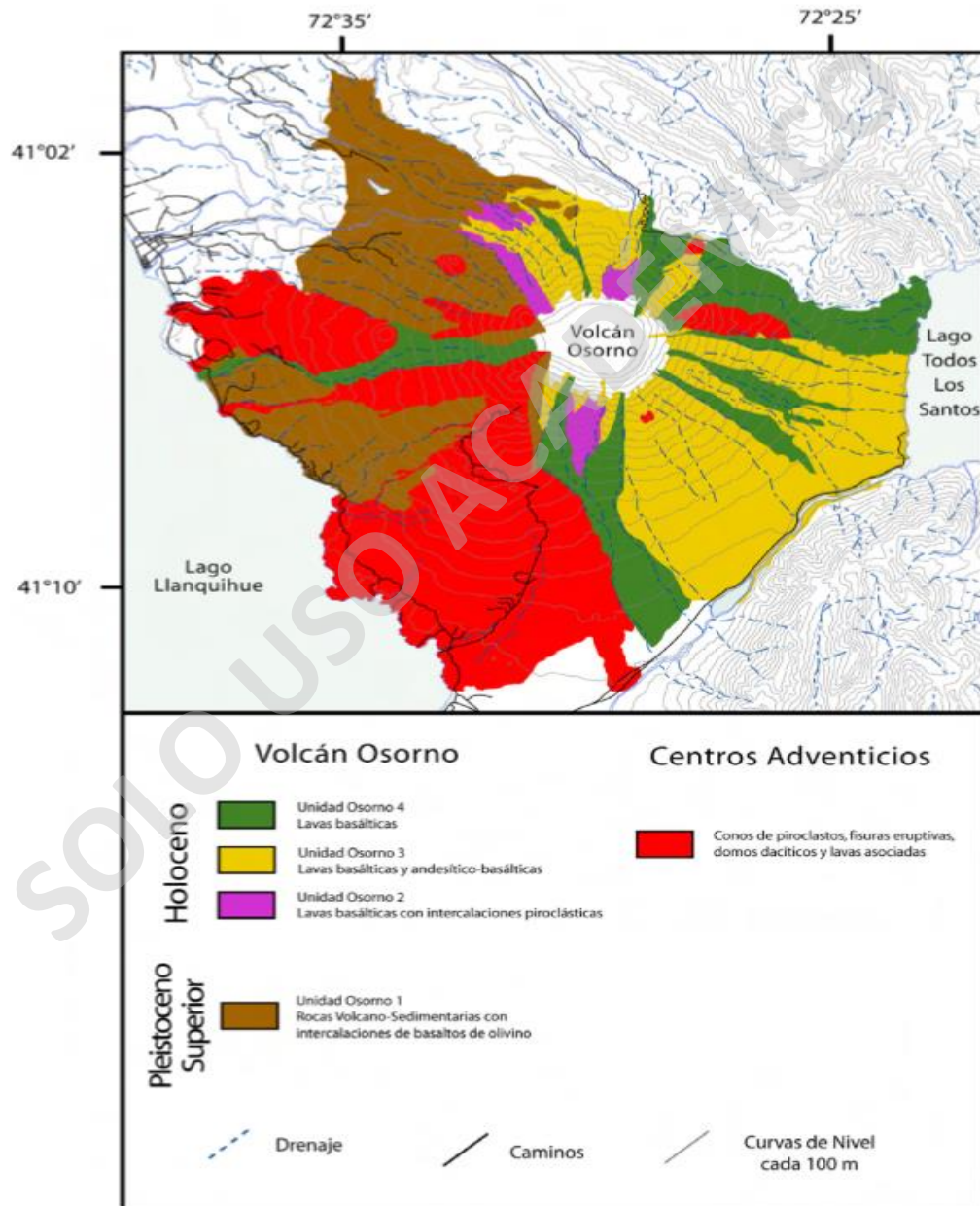


Figura 3.3. Mapa geológico del volcán Osorno. Modificado de Moreno, et al. (1985) y extraído de Orozco (2009).

3.2.2.2. Volcán Calbuco

El volcán Calbuco ($41^{\circ}20'S - 72^{\circ}37'W$) se ubica en la provincia de Llanquihue a unos 30 km al este de la ciudad de Puerto Varas y a 32 km al noreste de la ciudad de Puerto Montt. Es un estratovolcán que pertenece a la ZVSC, el cual presenta una altura de 2.003 m s.n.m., un área de aproximada de 180 km^2 y un volumen de $100 - 120 \text{ km}^3$ (Sellés y Moreno, 2011). A diferencia de otros centros volcánicos de la zona, este volcán no está evidentemente asociado o controlado por estructuras regionales como el SFLO (Sellés y Moreno, 2011).

Su composición predominante es andesítica y basáltica (en menor medida), la cual se asocia a erupciones de carácter efusivo y explosivo (Parada, 1990; Sellés y Moreno, 2011). En base a criterios morfoestructurales, disposición de los estratos, dirección de flujos, relaciones estratigráficas y grado de erosión, se ha dividido en 4 unidades (Lahsen *et al.*, 1985) (Figura 3.4).

La Unidad Calbuco 1 corresponde a una secuencia de lavas andesíticas de clino y ortopiroxeno, basaltos de olivino subordinados y aglomerados laháricos (Lahsen *et al.*, 1985; Thiele *et al.*, 1985). Las rocas de esta unidad constituyen la base del edificio volcánico actual y según Lahsen *et al.* (1985), por el método de K – Ar en lavas de la ladera oeste del volcán, obtuvo una edad de $0,113 \pm 0,04 \text{ Ma}$ (Pleistoceno tardío). De esta forma, se habría formado en el periodo interglaciar Riss – Wurm (Lahsen *et al.*, 1985).

La Unidad Calbuco 2 está compuesta por flujos de lavas andesíticas de clino y ortopiroxeno, con escasos cristales de olivino. Además, se presentan secuencias piroclásticas depositadas en valles glaciares que conforman parte de la Unidad Calbuco 1 (Lahsen *et al.*, 1985; Thiele *et al.*, 1985). Los afloramientos de esta unidad se distribuyen en los flancos occidental, suroriental y oriental del edificio volcánico actual (Lahsen *et al.*, 1985). Según Sellés y Moreno (2011) en base al método Ar – Ar en rocas del noreste y al oeste del volcán, se dataron con edades de $120 \pm 30 \text{ ka}$ y $30 \pm 20 \text{ ka}$, confirmando un rango de edades coincidentes con la Glaciación Llanquihue ($90 - 14,5 \text{ ka}$).

La Unidad Calbuco 3 consiste principalmente de coladas de lavas andesíticas de clino y ortopiroxeno, y subordinados basaltos y andesitas basálticas de olivino (Lahsen *et al.*, 1985; Thiele *et al.*, 1985). Estas secuencias se distribuyen sobre la ladera norte y sur del edificio volcánico actual, y depositaron sobre valles glaciares conformados por la Unidad Calbuco 2.

Según dataciones radiométricas de Ar / Ar intentados en rocas de esta unidad han arrojado valores <20 ka (Sellés y Moreno, 2011).

La unidad Calbuco 4 está representada por un cono central, al cual se asocian emisiones de flujos andesíticos de clino y ortopiroxeno, y en menor medida andesitas basálticas y basaltos (Lahsen *et al.*, 1985; Thiele *et al.*, 1985). Se dispone en el interior del cráter central, en donde se ha desarrollado sobre las unidades Calbuco 2 y 3 (Thiele *et al.*, 1985). Esta unidad constituye uno de los eventos más contemporáneos de este volcán, en donde algunos casos han sido observados (Sellés y Moreno, 2011).

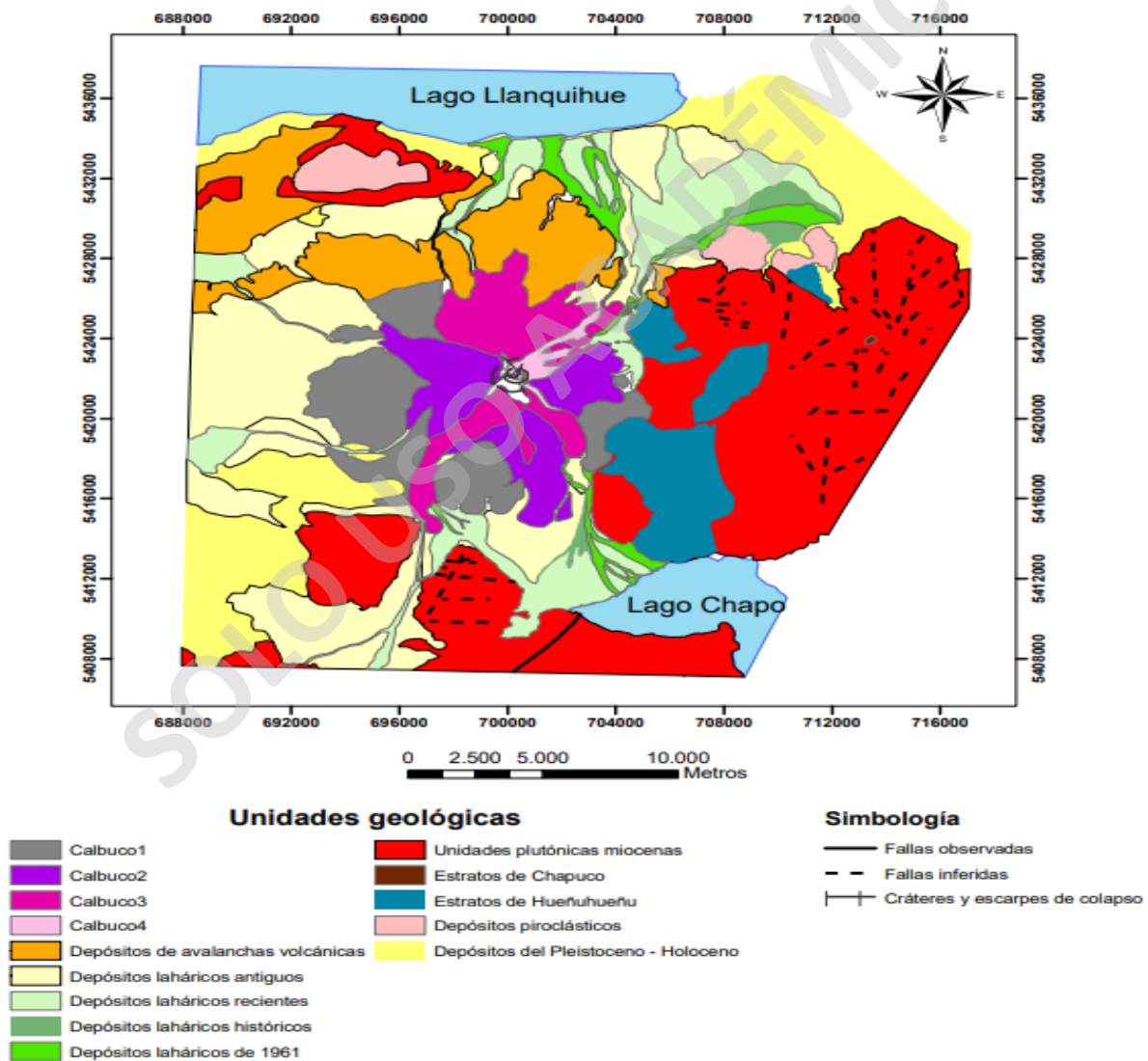


Figura 3.4. Mapa geológico simplificado del volcán Calbuco. Modificado de Lahsen *et al.* (1985) y extraído de Castruccio (2008).

3.2.3. Geología de Centros Eruptivos Menores

El volcanismo moderno, entre el Lago Todos los Santos y el Estuario de Reloncaví, se ha manifestado a partir de numerosos CEM que evidencian un fuerte control estructural (Parada, 1975) (Figura 3.5), dada su distribución (N – S) sobre el SFLO (Thiele *et al.*, 1985). A partir de estos centros, se ha generado una serie de flujos de lavas y material piroclástico que representan el volcanismo Cuaternario en esta zona.

De norte a sur, los CEM presentes en el área (Figura 3.5) se muestran en la Tabla 3.2.

Tabla 3.2. Centros eruptivos menores cercanos al área de estudio y del presente trabajo. Éstos últimos se nombran como CEMER (letra cursiva).

Centros Eruptivos Menores (CEM)
Centro Eruptivo Magneto
Centro Eruptivo Pichilaguna
Centro Eruptivo Cayutué
Centro Eruptivo Cabeza de Vaca
Centro Eruptivo Sin Nombre
<i>Centro Eruptivo San Antonio</i>
<i>Centro Eruptivo La Viguería</i>
<i>Centro Eruptivo Rollizos</i>
<i>Centro Eruptivo Pocolhuén</i>

3.2.3.1. Centro Eruptivo Magneto

Se presenta a 4 km al este del CEM Pichilaguna en las nacientes del estéreo El Manzano a unos 1250 m s.n.m. (Carraco, 1995). Corresponde a un cono de ceniza de unos 80 m de altura, con un cráter de 100 m de diámetro y una colada de lava basáltica tipo “aa” (Thiele *et al.*, 1985). Según Thiele *et al.* (1985), se construyó en una sola fase eruptiva y tendría una edad postglaciar. No se dispone de mayor información debido a las dificultades topográficas y de abundante vegetación que impiden el acceso para este CEM.

3.2.3.2. Centro Eruptivo Pichilaguna

Se ubica en el margen oriental de Ensenada Cayutué y está compuesto por 2 subcentros de emisión. Un centro corresponde a una estructura volcánica tipo maar, el cual presenta un cráter de 980 m de diámetro y está ocupado parcialmente por el lago Pichilaguna. El segundo centro se localiza a unos 1500 m al suroeste del maar y está representado por un cono sumergido en el fondo del brazo sur del lago Todos los Santos (Mena, 2015). Sus depósitos son principalmente rocas piroclásticas de tamaño bomba y lapilli grueso, inmersos en una matriz de tamaño ceniza gruesa a lapilli fino (Mena, 2015). La composición química varía entre basaltos y andesitas basálticas con presencia de cristales de clino y ortopiroxenos (Mena, 2015). Según Mena (2015), este CEM se habría generado posterior a la última glaciación del sur de Chile (Glaciación Llanquihue).

3.2.3.3. Centro Eruptivo Cayutué

Se ubica entre Ensenada Cayutué y el lago Cayutué, en donde se presentan 13 CEM que consisten en conos de piroclastos con y sin cráteres conservados, los cuales se asocian a coladas de lavas tipo "aa" (Mena, 2015). Estos conos poseen altura de 40 a 450 m con cráteres (algunos de explosión) que varían de 50 a 967 m de diámetro (Thiele *et al.*, 1985; Mena, 2015). Sus composiciones son principalmente basálticas en las secuencias de lavas, mientras que en los piroclastos están ligeramente más enriquecidos en SiO₂ (Mena, 2015; López – Escobar *et al.*, 1995b). Petrográficamente corresponden a basaltos de olivino y clinopiroxeno con abundantes vesículas (Carrasco, 1995). La edad de este centro sería posterior a la Glaciación Llanquihue en un rango de 12.000 a 4.000 años (Mena, 2015). Además, en base a dataciones de carbono – 14 (¹⁴C), se evidencia que la actividad volcánica cesó hace aproximadamente 1220 años (Mena, 2015).

3.2.3.4. Centro Eruptivo Cabeza de Vaca

Se encuentra a 4 km al sur del CEM Cayutué, entre el lago Cayutué y la bahía Ralún (Thiele *et al.*, 1985; Mena, 2015). Consiste en dos conos de piroclastos asociados con flujos de lavas tipo "aa". Sus alturas son 433 y 224 m con diámetros de cráteres de 349 y 337 m correspondientemente (Mena, 2015). La composición de estos centros va de basaltos con 51,4% de SiO₂ a andesitas basálticas con 54,69 % SiO₂ (Mena, 2015). Petrográficamente corresponden a basaltos de clinopiroxeno y olivino (Mena, 2015). La edad de este CEM sería posterior a la

Glaciación Llanquihue y en base a dataciones por ^{14}C se evidencia una actividad eruptiva de hace 450 años atrás (Mena, 2015).

3.2.3.5. Centro Eruptivo Sin Nombre

Se localiza 6 km al suroeste del CEM Cabeza de Vaca en la ribera norte del río Petrohué, cercano en su desembocadura en la bahía de Ralún (Thiele *et al.*, 1985). Consiste en un cono piroclástico de unos 100 m de altura con un cráter de 250 m de diámetro, del cual se asocia una colada de lava de 1300 m de extensión (Thiele *et al.*, 1985; Carrasco, 1995). Según Thiele *et al.* (1985), este centro se dispone sobre una fractura de rumbo N40°W. No se dispone de mayor información debido a las dificultades topográficas y de abundante vegetación que impiden el acceso para este CEM.

3.2.3.6. Centro Eruptivo San Antonio

Se encuentra 3 km al norte del CEM La Viguería, en la ribera norte del río Petrohué. Consiste en un cráter de explosión que está parcialmente llenado por la laguna San Antonio, reconocida localmente como El Abra. En su ladera sur presenta depósitos piroclásticos de tamaño lapilli (Naranjo, 1977).

3.2.3.7. Centro Eruptivo La Viguería

Se presenta 4 km al sureste del CEM Sin Nombre en la ribera sur del río Petrohué, cercano en su desembocadura en la bahía de Ralún (Thiele *et al.*, 1985). Consta de 2 conos piroclásticos sobreimpuestos, de los cuales se emitieron coladas de lavas que presentan una fuerte disyunción columnar en la ribera sur del río Petrohué (Naranjo, 1977; Lahsen *et al.*, 1985; Thiele *et al.*, 1985; Carrasco, 1995). Según Lahsen *et al.* (1985), uno de los conos presenta una altura de 250 m, en donde en una segunda fase eruptiva se generó la destrucción de gran parte de su estructura que ocasiona un cráter de 800 m de diámetro. Éste mismo, propone que el proceso eruptivo ocasionó un nuevo cono piroclástico de 130 m de altura, el cual exhibe un cráter bien conservado de 300 m de diámetro.

Su composición es principalmente basáltica (Carrasco, 1995; López – Escobar *et al.*, 1995b; Watt *et al.*, 2011), mientras que la petrografía de las coladas de lavas, se clasifican como basaltos de olivino (Lahsen *et al.*, 1985). Según Lahsen *et al.* (1985) y Thiele *et al.* (1985) este centro estaría

controlado por la intersección de fracturas corticales de rumbo N50°W, N-S Y N50°E. El último registro de actividad volcánica que se tiene para este CEM, se realizó en base a una datación de radiocarbono que entregó una edad entre 2333 a 1953 años antes del presente (Watt *et al.*, 2011). Por lo anterior y también por criterios geomorfológicos, el centro eruptivo La Viguera tendría una edad posterior a la Glaciación Llanquihue.

3.2.3.8. Centro Eruptivo Rollizos

Se ubica en el extremo noreste de la Península de Rollizos en el Estuario de Reloncaví, frente a la localidad de Ralún (Lahsen *et al.*, 1985). Consiste en un cono de cráter semicircular de unos 500 m de diámetro, el cual se encuentra abierto hacia el lado este, con evidencias de una intensa erosión (Lahsen *et al.*, 1985; Thiele *et al.*, 1985). La altura del edificio volcánico es de 270 m y se compone de tobas, tobas de lapilli y brechas volcánicas consolidadas, con fragmentos de tamaños bloque de naturaleza intrusiva (granitoides y gabros). De igual forma se presentan bombas basálticas de hasta 20 cm de diámetro (Lahsen *et al.*, 1985). Según Carrasco (1995) y López – Escobar *et al.* (1995b), sus composiciones serían andesitas basálticas. Este edificio volcánico se habría construido sobre la Unidad Cochamó y los basaltos de los Estratos de Reloncaví que afloran en gran parte de la Península de Rollizos.

3.2.3.9. Centro Eruptivo Pocolhuén

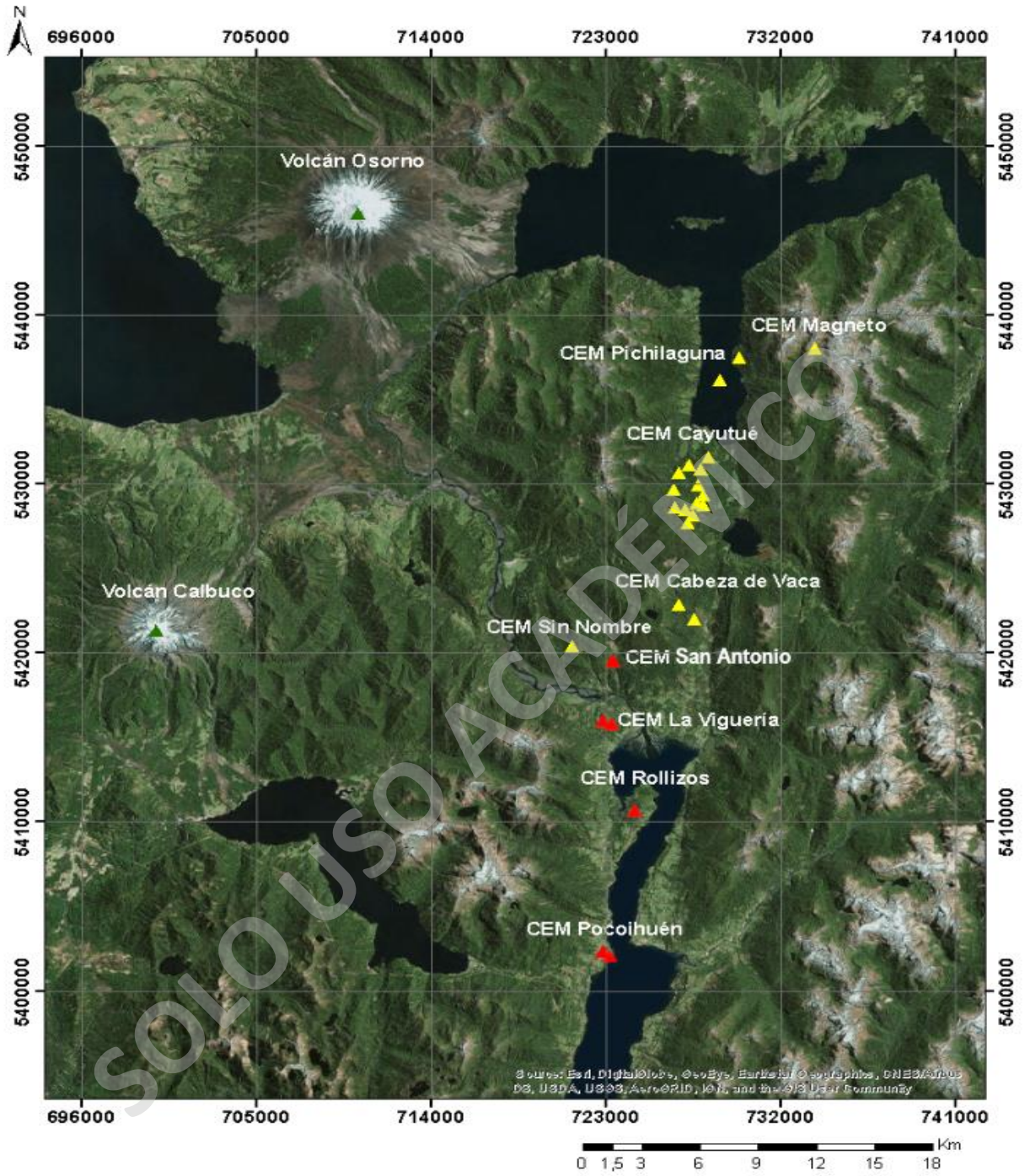
Se localiza en la Punta Pocolhuén, frente a la Bahía Cochamó, en el margen occidental del Estuario de Reloncaví (Lahsen *et al.*, 1985). Consiste en dos centros de emisión piroclástico: uno más antiguo, completamente afectado por la erosión glacial y otro más reciente, el cual se encuentra bien conservado con una altura de 100 m (Lahsen *et al.*, 1985; Thiele *et al.*, 1985).

El edificio volcánico antiguo consta de brechas volcánicas y tobas de cenizas y lapilli, bien consolidadas, las cuales están sobre la Unidad Cayutué y subyacen bajo algunos depósitos morrénicos (Lahsen *et al.*, 1985). Las brechas volcánicas, contienen clastos intrusivos angulosos y bombas basálticas de hasta 30 cm de diámetro. Esta estructura volcánica está fuertemente intruida por diques de composición basáltica de potencia de 5 a 30 m (Lahsen *et al.*, 1985). Debido a las características del edificio y a las unidades que la subyacen, este habría estado expuesto por la erosión de la Glaciación Llanquihue (Lahsen *et al.*, 1985).

El edificio más reciente se encuentra al oeste de la estructura volcánica más antigua y lo recubre. Consiste en un cono de unos 100 m de altura el cual ha emitido material piroclástico escoriáceo de tamaño lapilli fino de hasta 0,5 m de espesor (Lahsen *et al.*, 1985). La edad es postglacial, dado que se encuentra muy bien conservado (Lahsen *et al.*, 1985).

Según Carrasco (1995), el CEM Pocolhuén tendría una composición andesita basáltica. En cambio, López – Escobar *et al.* (1995b), obtiene muestras de una composición basáltica.

SOLO USO ACADÉMICO



SIMBOLOGÍA

- ▲ Centros Eruptivos Mayores Proximales
- ▲ Centros Eruptivos Menores Proximales
- ▲ Centros Eruptivos Menores del Estuario de Reloncaví (CEMER)

Figura 3.5. Distribución espacial de centros eruptivos menores y mayores. Realizado en el software ArcGIS 10.3.

3.3. TECTÓNICA DE LA ZONA

3.3.1. Zona de falla Liquiñe - Ofqui

La ZVSC, está controlada por la subducción de la Placa de Nazca bajo la Sudamericana, donde el ángulo y la oblicuidad con la que se subducta tiene fuertes implicancias en la formación de estructuras. Rosenau *et al.* (2006), proponen diferentes clasificaciones de estructuras para esta zona (de primer, segundo y tercer orden), los cuales se basan según la escala en que se exhiben.

Las estructuras de primer orden, presentan las mayores implicancias con respecto al magmatismo y el volcanismo. Son de carácter regional y tienen rumbos NNE - SSW y NW – SE, en donde se distribuyen de manera paralela y oblicua respectivamente, en relación al arco volcánico actual. Para las estructuras NNE se tienen cinemáticas dextrales, en cambio, para las fallas NW poseen una cinemática sinistral. El Sistema de Fallas Liquiñe – Ofqui (SFLO) es un claro ejemplo de una estructura de primer orden con mecanismo dextral (Figura 3.6).

Las estructuras de segundo orden, pueden estar vinculadas o no cinemáticamente a las estructuras de primer orden. Mientras que las de tercer orden corresponden a fallas de pequeña escala, las cuales pueden estar asociadas a las estructuras de primer y segundo orden.

El SFLO tiene una longitud de 1200 km y rumbo NNE (Cembrano y Lara, 2009). Las tasas de cizalle de ésta, en base a modelos cinemáticos realizados por Rosenau *et al.* (2006), aumentan de norte a sur, desde 13 a 32 mm/año. Su profundidad mínima sería de aproximadamente 8 km, en base a su evento sísmico más profundo, registrado en las cercanías de la localidad de Hornopirén (42° - 42,05°S) (Lange *et al.*, 2008).

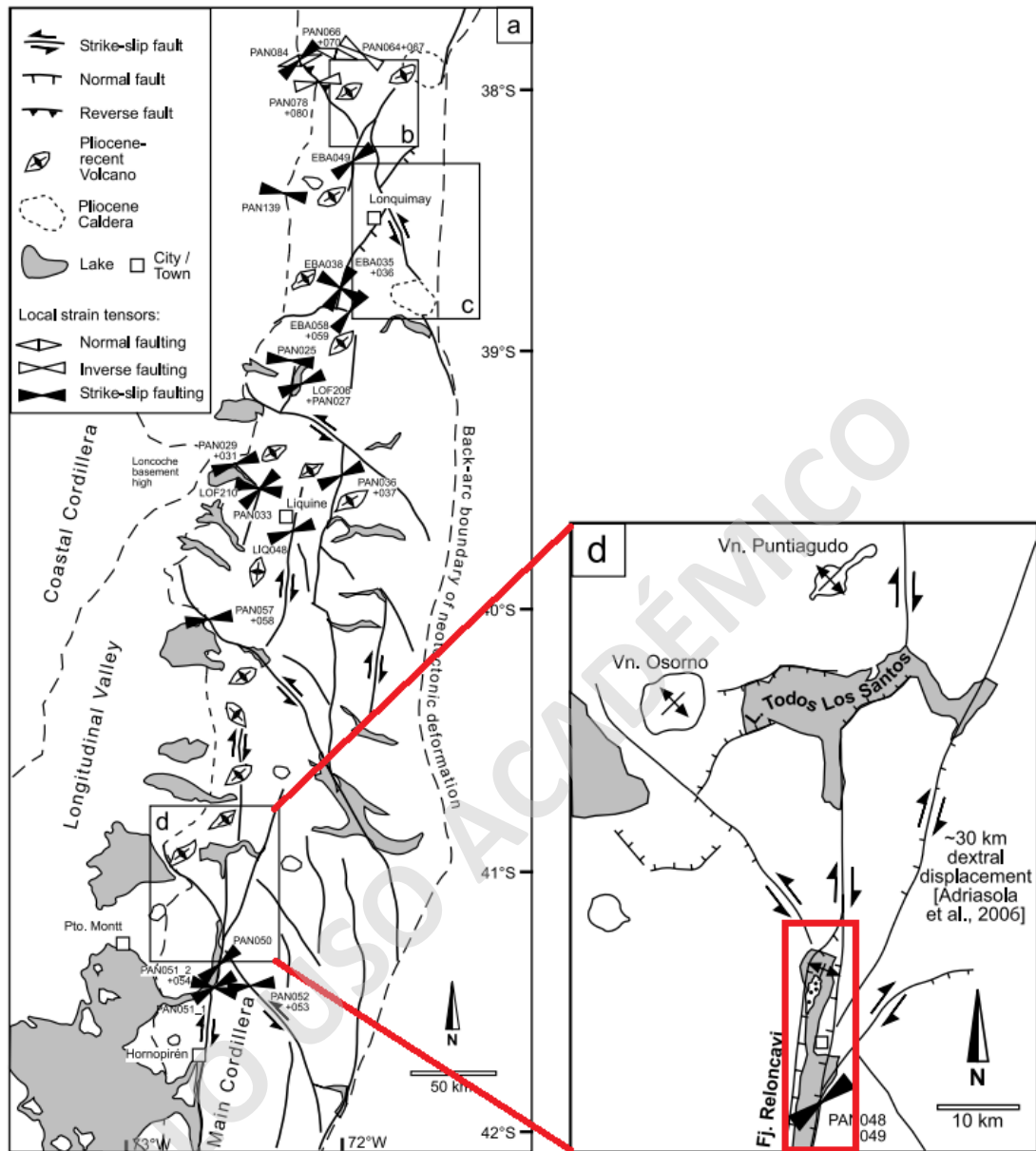


Figura 3.6. Marco estructural de la Zona de Falla Liquiñe – Ofqui. El rectángulo rojo alude a la zona del presente estudio. Extraído y modificado de Rosenau *et al.* (2006), donde interpreta el Estuario de Reloncaví como una cuenca alargada dextral, paralela al arco, la cual aloja un pequeño campo volcánico de dirección NNE – SSW (CEMER).

3.3.2. Relación entre tectónica y volcanismo

Según Cembrano y Lara (2009), el volcanismo en la ZVS depende de factores de primer y segundo orden. Los de primer orden, corresponden al espesor cortical y la presencia o ausencia de fisuras corticales intra-arco, como lo es el SFLO, mientras que el segundo factor se asocia a la naturaleza del basamento del sistema volcánico.

Se identifican dos asociaciones volcánico – tectónicas, a forma de dar cuenta las diferentes organizaciones espaciales que presenta el volcanismo a lo largo y ancho de la ZVS (Cembrano y Lara (2009) (Figura 3.7):

- I) Asociación cinemática acoplada: corresponde a una asociación espacial y temporal con las estructuras de segundo orden, derivadas del régimen transpresional dextral actual del arco volcánico. Se representa con casos de tendencias NE de estratovolcanes y conos monogenéticos. La mayoría de los magmas primitivos se encontraría en esta categoría, donde su ascenso (de manera rápida) es facilitado por fallas de rumbo subverticales.
- II) Asociación cinemática desacoplada: consiste en una asociación donde no se requiere el acoplamiento del régimen tectónico actual. Incluye estratovolcanes construidos en estructuras antiguas y conos monogenéticos que se encuentran sobre el SFLO como es el caso del presente estudio. Su mecánica estaría dada por fallas inversas o grietas subhorizontales que ocasionan un mayor tiempo de emplazamiento magmático, implicando, relativamente, mayores grados de diferenciación de los magmas. Sin embargo, se destaca que los conos monogenéticos que están situados sobre fallas maestras como lo es el SFLO, presentan la signatura geoquímica más primitiva de la ZVS.

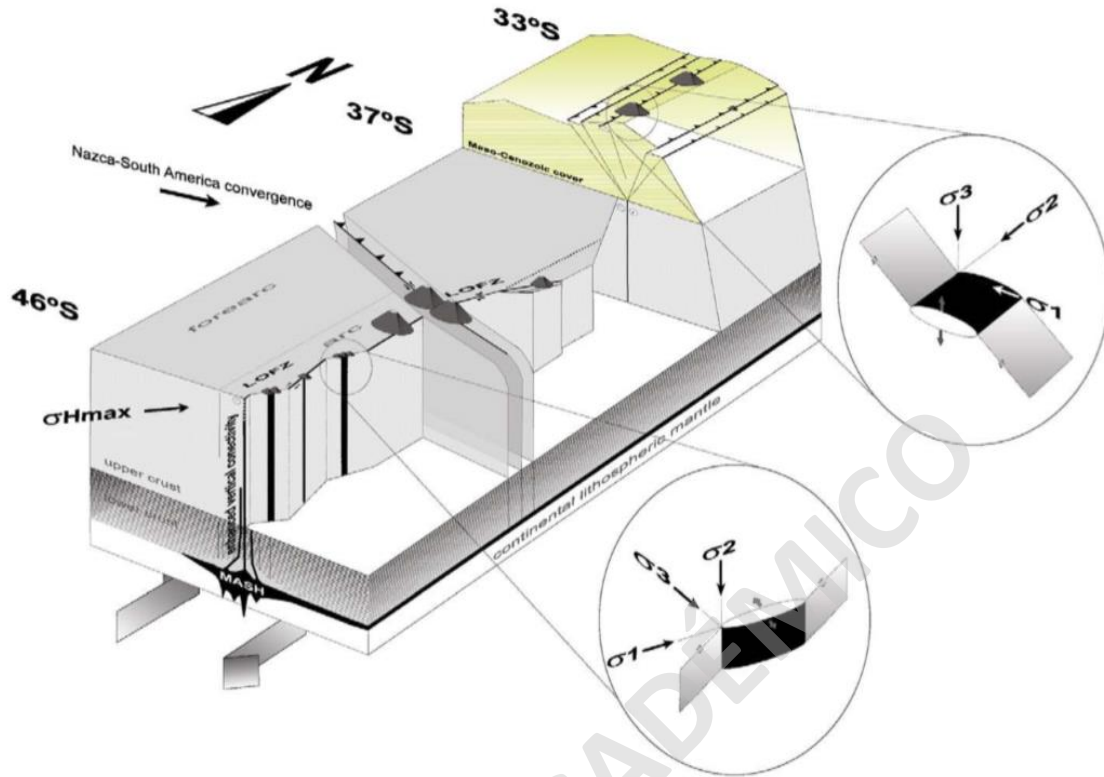


Figura 3.7. Esquema que resume los factores de primer y segundo orden que controlan las asociaciones volcánico – tectónicas de la ZVS. Extraído de Cembrano y Lara (2009).

4. CENTROS ERUPTIVOS MENORES DEL ESTUARIO DE RELONCAVÍ

4.1. GENERALIDADES

Los CEMER están conformados por 4 edificios volcánicos, que de norte a sur se denominan: San Antonio, La Viguera, Rollizos y Pocihuén. Se distribuyen en una distancia aproximada de 18 km y se presentan alineados en dirección NS.

Con el fin de representar la distribución de los centros eruptivos, el basamento en el cual se sitúan y las estructuras que están presentes, se realiza un mapeo geológico de la zona de estudio con el software ArcGIS 10.3 (Figura 4.1). Para delimitar estos centros de emisión, se trabajó con la información recabada en terreno, imágenes satelitales, un modelo de elevación digital regional (DEM) y perfiles de elevación mediante Google Earth Pro. Se destaca que en el mapeo geológico se omitieron las estructuras que afectan la zona, debido a que a la escala trabajada no son realmente observables.

De esta forma se diferenciaron morfologías características para cada CEMER como lo son coladas de lavas, alturas, diámetros de cráteres y área basal que cubren.

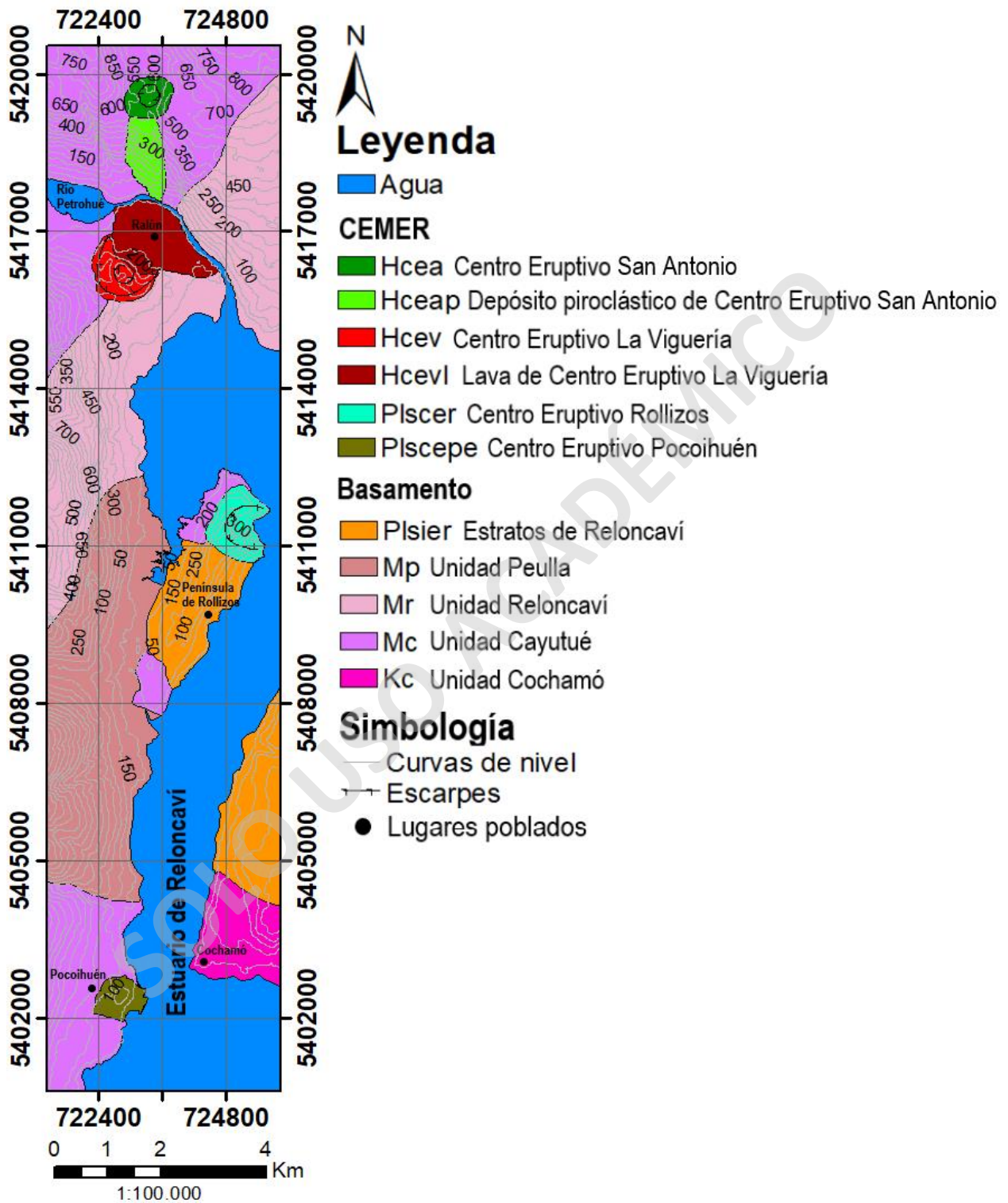


Figura 4.1. Mapeo geológico del área de estudio. Se da énfasis a los centros eruptivos menores y el basamento en el cual están situados. Mapa modificado de Carrasco *et al.* (1991) y Carrasco (1995). Realizado en el software ArcGIS 10.3.

En terreno se extrajeron 30 muestras de piroclastos, lavas y diques asociadas a los centros eruptivos, las cuales se exponen en la Tabla 4.1. La ubicación geográfica y espacial de estas se puede ver en el Anexo A.

Tabla 4.1. Muestras extraídas en terreno con sus respectivas coordenadas, proveniencia y tipo de material.

CÓDIGO	NORTE	ESTE	CEM	MATERIAL
ABR-01	5419432	723350	San Antonio	Escoria
ABR-02	5419432	723350	San Antonio	Escoria
ABR-03	5419135	723314	San Antonio	Escoria
ABR-04	5419135	723314	San Antonio	Escoria
ABR-05	5419135	723314	San Antonio	Escoria
ABR-06	5418278	723474	San Antonio	Toba semi-consolidada
RAL-01	5416250	725738	La Viguera	Escoria distal
RAL-02	5416250	725738	La Viguera	Escoria distal
RAL-03	5417595	723095	La Viguera	Lava
RAL-04	5417296	723290	La Viguera	Lava
RAL-05	5416353	723031	La Viguera	Escoria
RAL-06	5416353	723031	La Viguera	Escoria
RAL-07	5416353	723031	La Viguera	Escoria
RAL-08	5416425	724505	La Viguera	Lava
RAL-09	5416158	724314	La Viguera	Lava
RAL-10	5416470	723093	La Viguera	Escoria tipo Bomba
RAL-11	5416470	723093	La Viguera	Lava
RAL-12	5416470	723093	La Viguera	Escoria
PRO-01	5411328	725335	Rollizos	Basamento (Basalto de Reloncaví)
PRO-02	5411314	725337	Rollizos	Basamento (Basalto de Reloncaví)
PRO-03	5411351	725337	Rollizos	Dique
PRO-04	5411048	725501	Rollizos	Toba bien consolidada
PRO-05	5410794	725525	Rollizos	Escoria
PRO-06	5410794	725525	Rollizos	Basamento (Basalto de Reloncaví)
PRO-07	5410719	725332	Rollizos	Basamento (Basalto de Reloncaví)
POC-01	5402284	723300	Pocoihuén	Toba bien consolidada
POC-02	5402284	723300	Pocoihuén	Escoria
POC-03	5402335	723217	Pocoihuén	Dique
POC-04	5402535	723166	Pocoihuén	Dique
POC-05	5402542	723167	Pocoihuén	Escoria

4.2. MORFOLOGÍA

4.2.1. Morfología del Centro Eruptivo Menor San Antonio

El Centro Eruptivo San Antonio es un maar que se ubica al norte de la localidad de Ralún y del CEM La Viguera. Se presenta a 540 m s.n.m. con su cráter ocupado parcialmente por la laguna San Antonio de forma sub-circular (Figura 4.2 y Figura 4.6). Posee un diámetro de cráter de 880 m y cubre un área de 0,59 km². En su ladera sur, presenta un depósito piroclástico de 1,5 km de extensión y de pendiente generalmente entre 12 -31°, en su mayoría (Figura 4.6). Este cubre un área de 0,9 km² hasta llegar a la ribera norte del Río Petrohué.

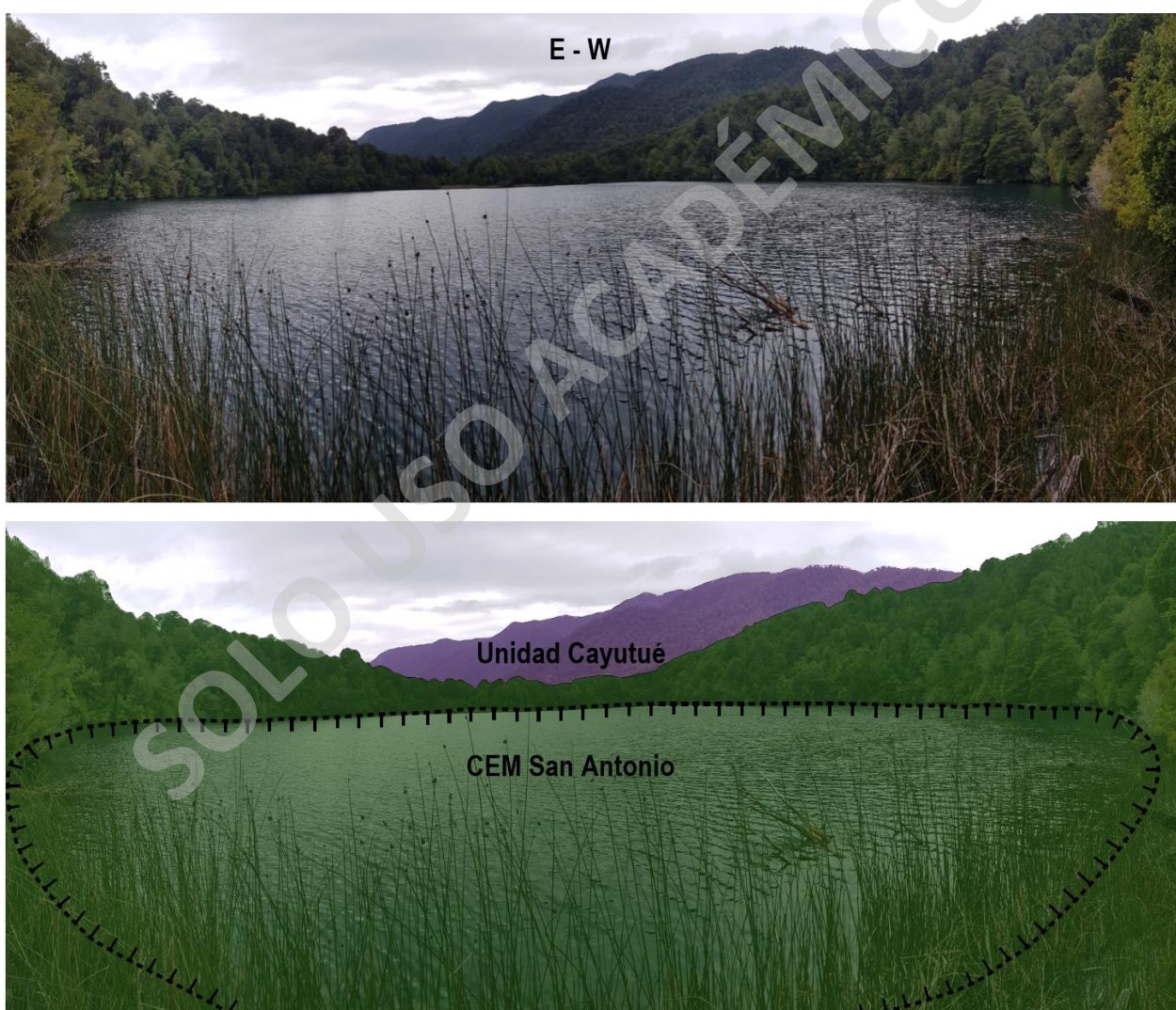


Figura 4.2. Fotografía del cráter sub-circular del CEM San Antonio, parcialmente ocupado por la laguna San Antonio.

4.2.2. Morfología del Centro Eruptivo Menor La Viguera

Se presenta en la ribera sur del río Petrohué, cercano en su desembocadura en la bahía de Ralún (Thiele *et al.*, 1985), a 3 km al sur del CEM San Antonio. Consta de 2 conos de escoria sobreimpuestos (Figura 4.6), donde el cono externo (Figura 4.3) se encuentra mal conservado y posee 30 m de altura. Su cráter presenta forma de herradura y exhibe 780 m de diámetro. El área que cubre es de 0,56 km² y su pendiente es entre 12 – 31° (Figura 4.6).

El cono interno se presenta bien conservado (Figura 4.3). Posee una altura de 125 m, un diámetro de cráter de 310 m con forma de herradura, un área basal de 0,28 km² y pendientes entre 12 – 31° (Figura 4.6). Este, en la zona de la herradura, exhibe una colada de lava de 1,4 km de extensión que cubre un área de 1,9 km² hasta llegar a la ribera sur del Río Petrohué (Figura 4.3).

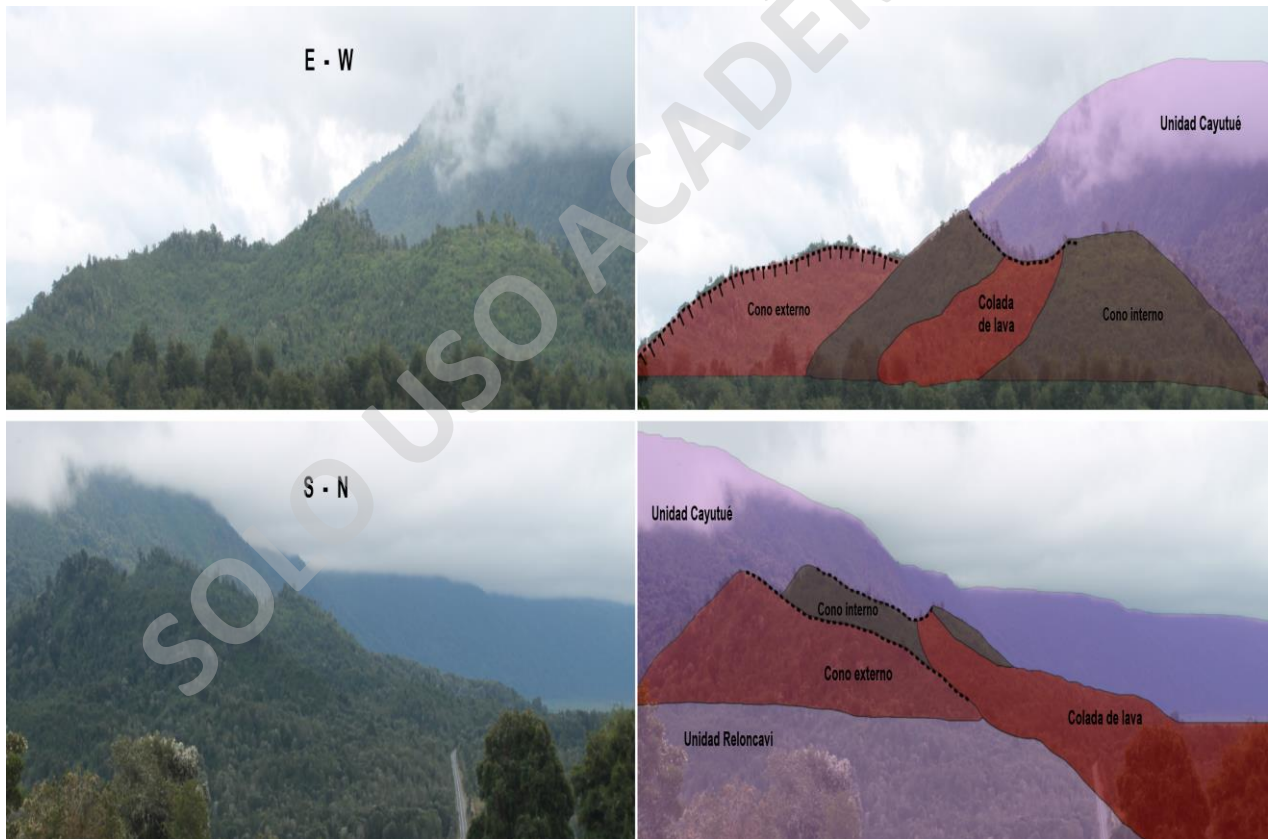


Figura 4.3. Fotografía del cono interno y externo del CEM La Viguera con su basamento respectivo. Las líneas segmentadas aluden al cráter de éstos.

4.2.3. Morfología del Centro Eruptivo Menor Rollizos

Se ubica en el extremo noreste de la Península de Rollizos en el Estuario de Relocanví, a 5 km al sureste del CEM La Viguera. Consiste en un cono de toba truncado (Figura 4.6), que se encuentra mal conservado (erosionado) y que posee una altura de 290 m. Su cráter es de forma semicircular de 600 m de diámetro, el cual se presenta abierto hacia su ladera este (Figura 4.4). El área basal del cono es de 1,17 km² y su pendiente va desde 12 – 31° (en menor medida) a fuertes escarpes de 31 – 85° en las cercanías al cráter (Figura 4.6).

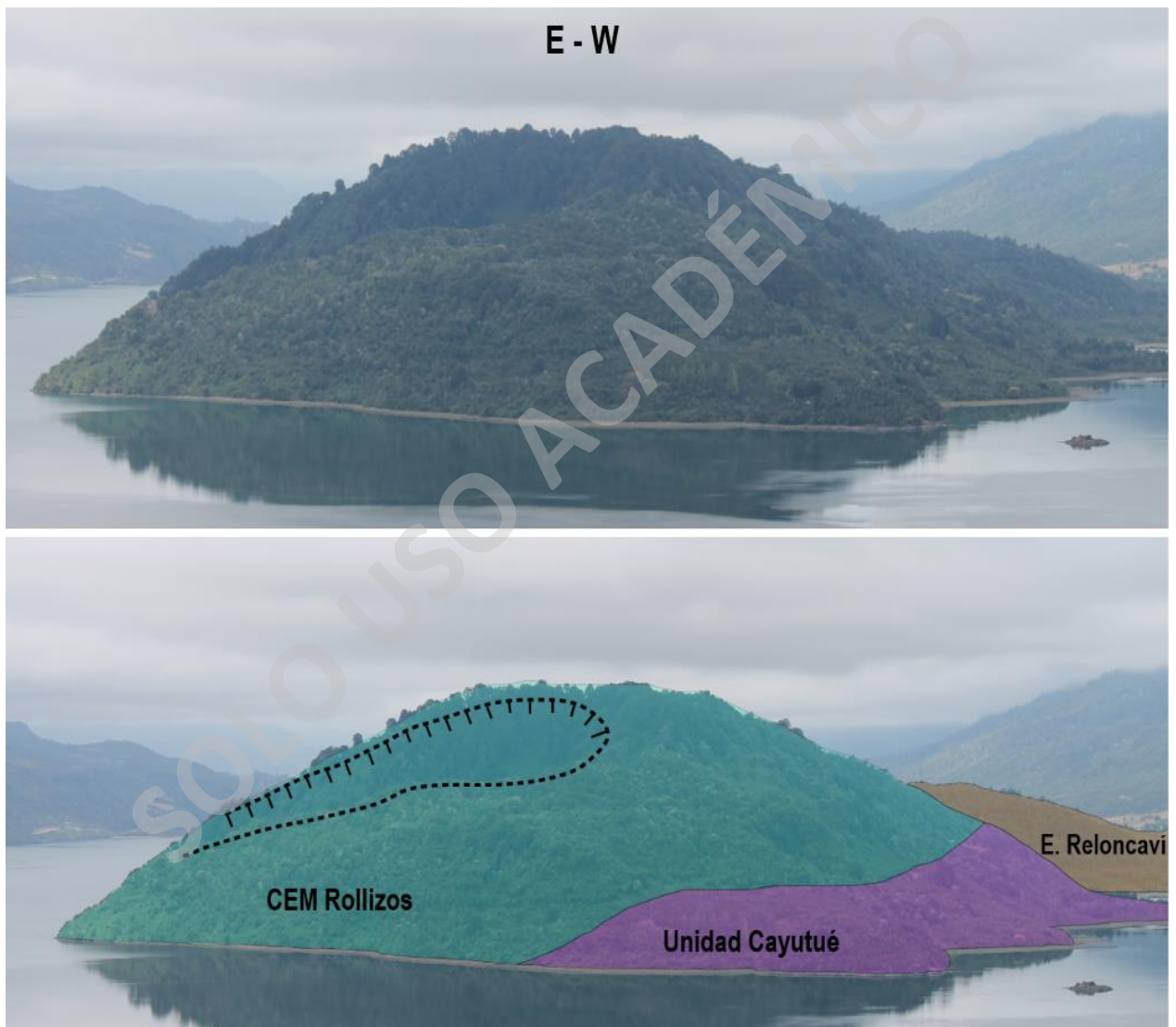


Figura 4.4. Fotografía del CEM Rollizos con su basamento respectivo. Las líneas segmentadas aluden al cráter de este mismo.

4.2.4. Morfología del Centro Eruptivo Menor Pocihuén

Se localiza en la Punta Pocihuén, frente a la Bahía Cochamó, en el margen occidental del Estuario de Reloncaví (Lahsen *et al.*, 1985), a 9 km al sur del CEM Rollizos. Consta de un cono de toba que se encuentra mal conservado (erosionado) y muy proximal al nivel del mar. Su área es de 0,51 km² y posee pendientes de 0 – 12°. Este posee un remanente de su canal de alimentación que cubierto altamente por vegetación de 80 m de altura y pendientes que van entre 12 – 31° (Figura 4.6).

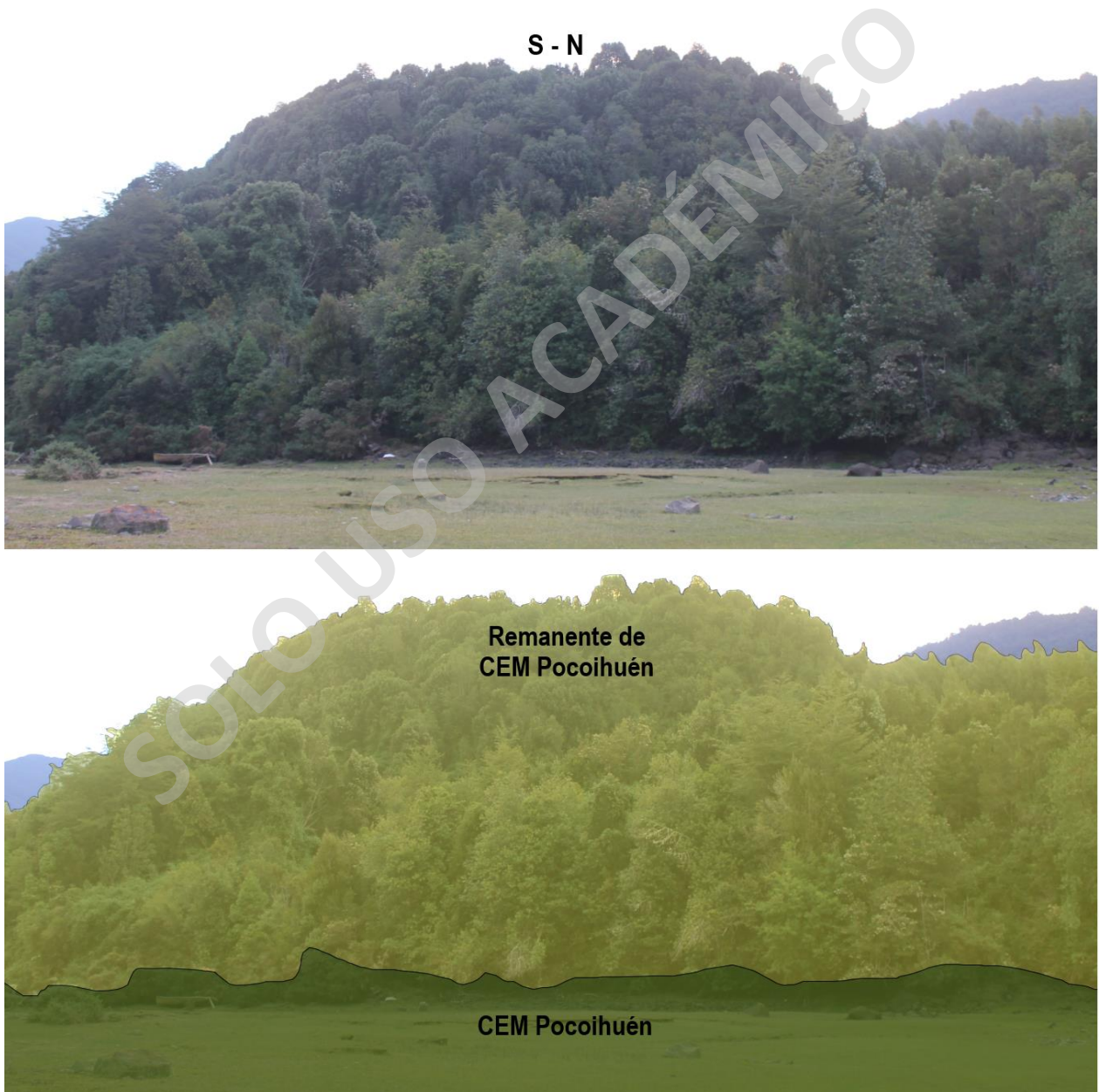


Figura 4.5. Fotografía del remanente cubierto por abundante vegetación del CEM Pocihuén.

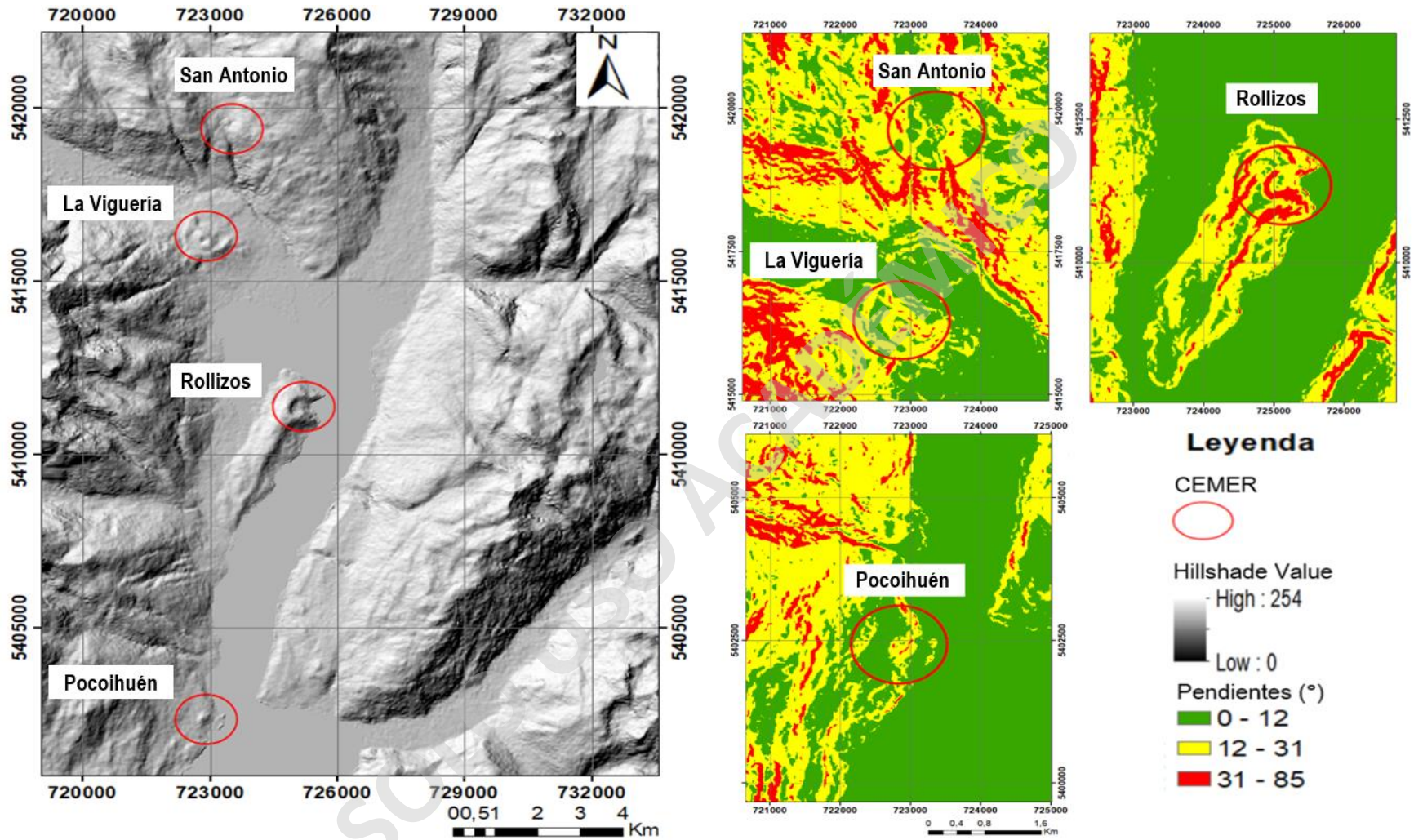


Figura 4.6. Mapa morfológico y de pendientes de los CEMER. Realizado en base a un modelo de elevación digital regional del área de estudio que se trabajó con el software ArcGIS 10.3.

4.3. PETROGRAFÍA

La descripción petrográfica de los CEMER se realiza en base a la información recabada en terreno. En este se describieron y recolectaron diferentes muestras (Tabla 4.1) asociadas a cada CEM. Para obtener mayor información de estas muestras se realizaron cortes transparentes con el fin de obtener sus componentes y texturas de una forma precisa. La ubicación geográfica y descripción a detalle se encuentran en el Anexo A y B, correspondientemente.

4.3.1. Petrografía del Centro Eruptivo Menor San Antonio

Consiste en depósitos piroclásticos no consolidados que poseen variaciones de acuerdo a la distancia en que se encuentran, con respecto a su cráter. En este se encuentra abundante material tamaño bomba o bloque a lapilli grueso que corresponden a fragmentos juveniles escoriáceos de color negro con textura de coliflor y vesículas (Figura 4.7. A). De igual forma, se distinguen fragmentos juveniles negros grisáceos con escasas vesículas y líticos accidentales con bordes angulosos de naturaleza intrusiva. Estos últimos, se encuentran por si solos e inmersos en los fragmentos juveniles (Figura 4.7. A).

En las lejanías del cráter, en la ladera sur, se pueden ver una secuencia de depósitos piroclásticos escoriáceos que presentan una inclinación de 18° al suroeste. En su base se componen de material tamaño bomba o bloque a lapilli grueso, compuestos por fragmentos juveniles escoriáceos y los mismos fragmentos líticos accidentales ya mencionados. Hacia el techo, se presentan secuencias escoriáceas que poseen laminación paralela interna y que van desde tamaño lapilli a ceniza (Figura 4.7. B y C). Sobre estos depósitos, se exhibe un nivel pumíceo de tonalidad amarilla, bien seleccionado con 18 cm de espesor.

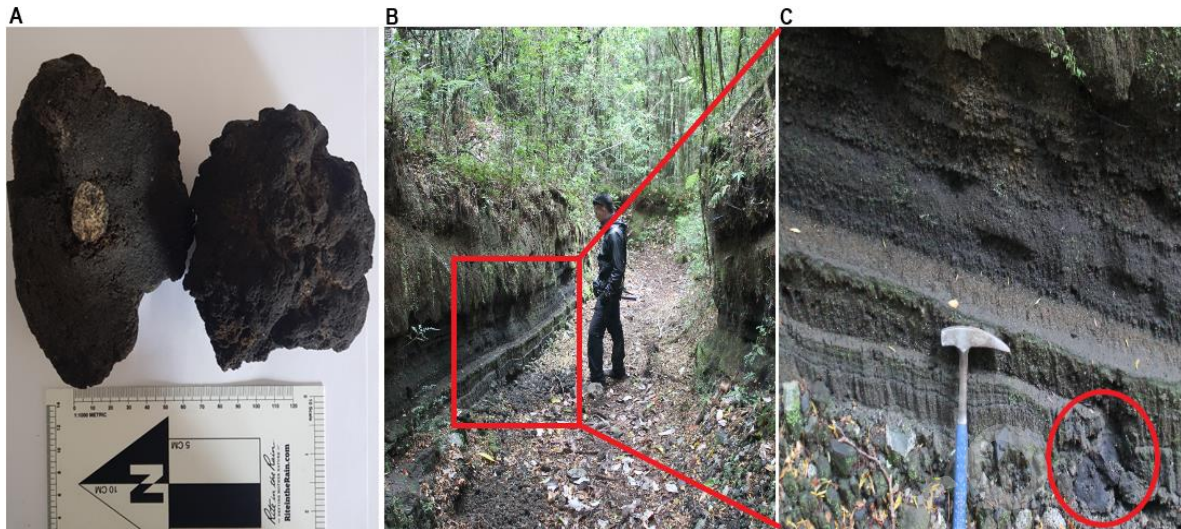


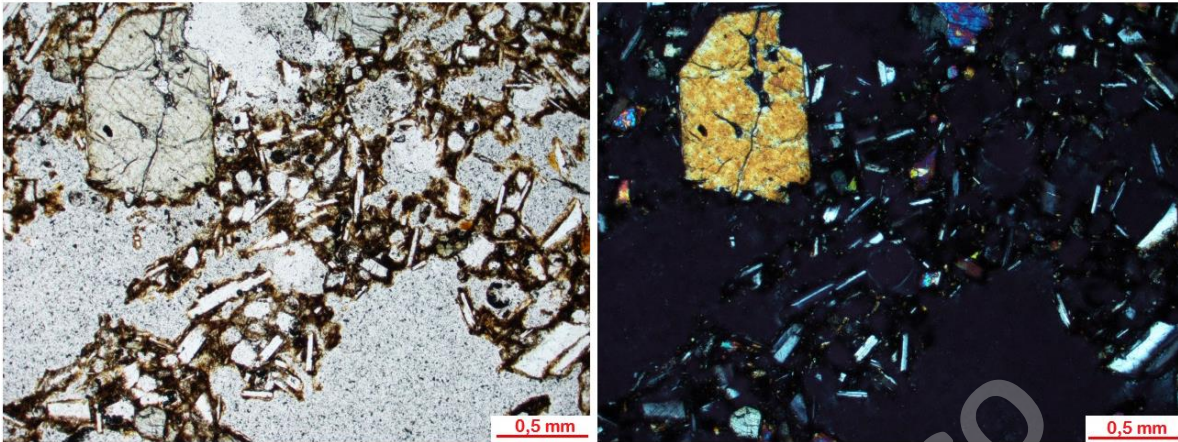
Figura 4.7. A) Fragmento juvenil escoriáceo con lítico accidental intrusivo y textura de coliflor (ABR-01). **B)** Secuencia de depósitos piroclásticos escoriáceos con presencia de laminación paralela. **C)** Acercamiento de las secuencias con laminación paralela y de los fragmentos tamaño bomba o bloque a lapilli grueso que se exhiben en la base de la secuencia (ABR-03). En círculo en rojo se enmarca un hundimiento balístico escoriáceo.

En los cortes transparentes, se identifican fenocristales (13 – 24% de la roca total) de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno, inmersos en una masa fundamental (68 – 77% de la roca total) que se compone de microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, óxidos de Fe – Ti y vidrio de tonalidad café con leve alteración a palagonita. Además, se presentan vesículas (8 – 11% de la roca total) de forma ovalada y alargada con bordes irregulares (Figura 4.8. A).

Las texturas presentes, de forma general en todas las muestras, son: hipocristalina, inequigranular, porfírica, vesicular, traquítica, subofítica en fenocristales de clinopiroxeno, zonación en fenocristales de plagioclasa y glomeroporfírica en fenocristales de olivino y clinopiroxeno. También se visualizan texturas de desequilibrio como esqueletal y sieve en fenocristales de olivino y plagioclasa correspondientemente.

Se destaca ABR-01 que presenta características distintivas con respecto a las demás muestras, como lo es una acumulación de microlitos de clinopiroxeno y plagioclasa (Figura 4.8. B) en un sector reducido. De igual forma se hace una distinción a ABR-06, dado que presenta un mayor grado de consolidación y se encuentra en niveles inferiores a las otras secuencias piroclásticas escoriáceas que representan las demás muestras. Se clasifica como una toba basáltica vítrea con presencia de laminación paralela y textura vesicular y esqueletal en cristales juveniles de olivino.

A



B



Figura 4.8. Microfotografías a nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). **A)** Muestra ABR-03 con fenocristales de clinopiroxeno, vidrio alterado a palagonita y vesículas de borde irregular. **B)** Muestra ABR-01 con acumulación de microlitos de clinopiroxeno y plagioclasa.

4.3.2. Petrografía del Centro Eruptivo Menor La Viguera

El cono interno se compone por una secuencia de depósitos piroclásticos escoriáceos no consolidados, que en su ladera norte presentan una inclinación de 32° al noreste. Poseen niveles de buena selección que difieren en su granulometría (de cada nivel) y que entre estos generan laminación paralela. De base a techo se tiene material bomba o bloque a lapilli grueso (RAL-07), lapilli fino, ceniza gruesa, ceniza fina y lapilli fino a medio (Figura 4.9).



Figura 4.9. Secuencia de depósitos piroclásticos escoriáceos de buena selección.

Este CEM, presenta flujos extensos de lavas basálticas grisáceas de tipo Aa que exhiben facies macizas y brechosas que, en las cercanías del CEM, están cubiertas por depósitos escoriáceos y un nivel pumíceo de tonalidad amarilla con 20 cm de espesor (Figura 4.10. A y B). En la ribera sur del Río Petrohué, cerca de la desembocadura en el Estuario de Reloncaví, se exhibe una colada de lava con una fuerte disyunción columnar, perpendicular a la superficie actual. Sus columnas alcanzan una potencia mínima de 10 m y son de forma recta (no se inclinan o deforman). En la zona superior de estas, se puede visualizar una zona caótica de pequeñas columnas sin una dirección preferencial que corresponde a la superficie de entablamiento (Figura 4.10. C y D).



Figura 4.10. A) Colada de lava Aa con facies macizas y brechosas (RAL-10), cubiertas con depósitos escoriáceo y un nivel pumíceo. **B)** Acercamiento de la facies brechosa que se acuña y se visualiza cubierta por depósitos piroclásticos de buena selección. **C)** Facies maciza de una colada de lava Aa con disyunción columnar (RAL-08). En la zona superior se visualiza la superficie de entablamiento. **D)** Acercamiento de la superficie de entablamiento.

En los cortes transparentes, se identifican fenocristales (4 – 37% de la roca total) de plagioclasa y olivino, inmersos en una masa fundamental (64 – 84% de la roca total) que se compone de microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, óxidos de Fe – Ti y vidrio de tonalidad café grisáceo. Además, se presentan vesículas (6 – 13% de la roca total) de forma ovalada y alargada con bordes sinuosos e irregulares.

Las texturas presentes, de forma general en cada muestra, son: hipocristalina, inequigranular, porfírica, vesicular, traquítica, intrafasciculada, zonación en fenocristales de plagioclasa y glomeroporfírica en fenocristales de olivino. También se visualizan texturas de desequilibrio como sieve en fenocristales de plagioclasa y bordes de reabsorción y esquelético en fenocristales de olivino (Figura 4.11. A).

Se destaca que las muestras pertenecientes a material piroclástico (Tabla 4.1), contienen tamaños de cristales más pequeños y un mayor porcentaje de vidrio y vesículas con respecto a las muestras de lavas. De igual forma, se hace una distinción a RAL-08 (muestra de los basaltos columnares), dado que presenta diferentes características con respecto a las otras muestras, como lo es su alto contenido en cristales y textura intergranular (Figura 4.11. B).

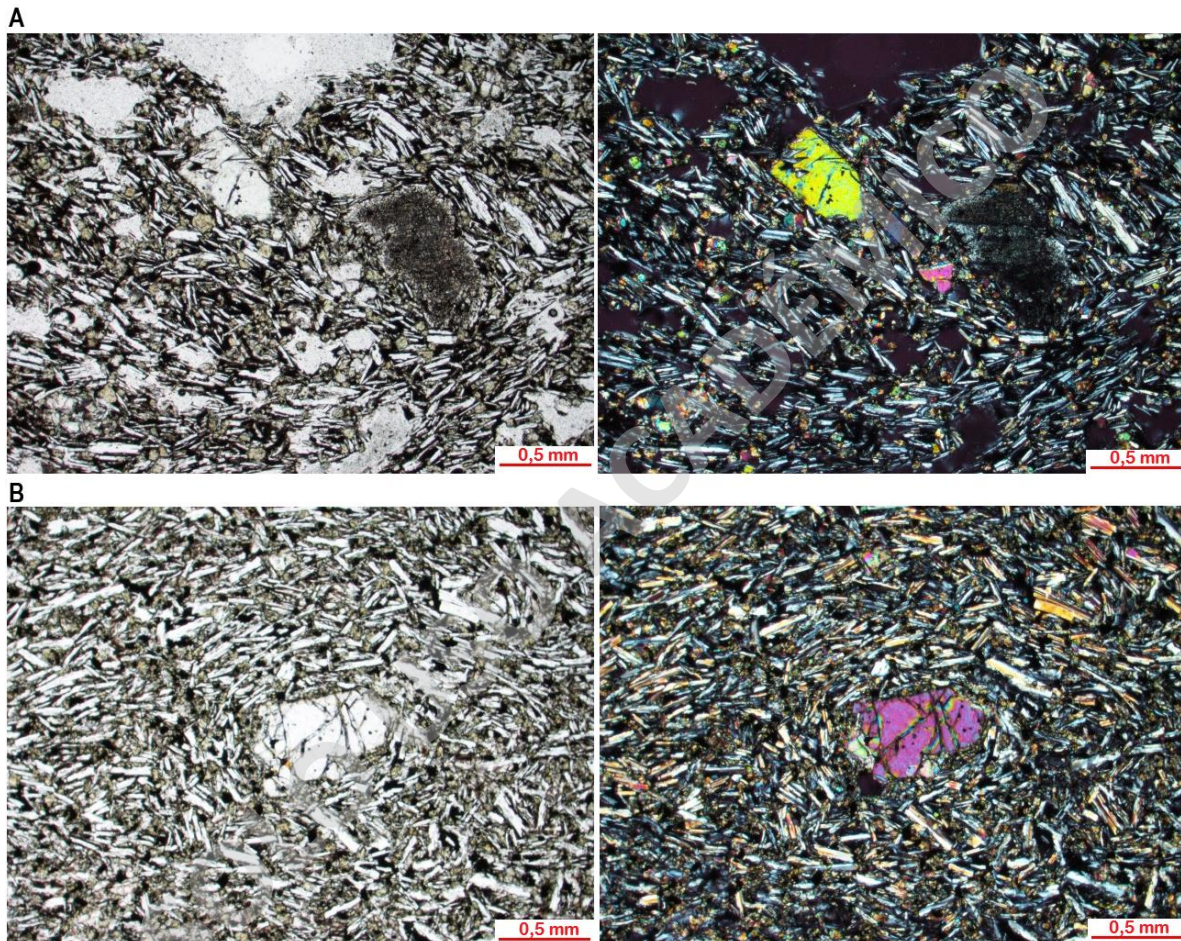


Figura 4.11. Microfotografías a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). **A)** Muestra RAL-03 con fenocristales de olivino y plagioclasa con textura esqueletal y sieve correspondientemente. **B)** Muestra RAL-08 con textura intergranular. Ambas muestras presentan textura traquítica.

4.3.3. Petrografía del Centro Eruptivo Menor Rollizos

Se compone por un edificio volcánico conformado por depósitos piroclásticos bien consolidados que poseen una inclinación de 25° al sur (en su ladera sur) y se clasifican como una toba de lapilli basáltica vítrea con presencia de una leve laminación paralela

(Figura 4.12. A), pero que en su mayoría se ausenta. Sus fragmentos son escorias de tonalidad grisáceo oscuro de tamaño milimétrico a centimétrico que se caracterizan por una alta densidad de vesículas (Figura 4.12. B). En menor medida se presentan fragmentos líticos accidentales de tonalidad grisáceo blanquecino con escasas vesículas (Figura 4.12. B) e intrusivos que están en menor proporción que estos últimos fragmentos. En su ladera sur, destacan abundantes rodados de los líticos accidentales de escasas vesículas y fragmentos de tonalidad oscura con presencia de vesículas, que pertenecen a los Estratos de Reloncaví, correspondiente a su basamento (Carrasco, 1995) por su petrografía y geoquímica similar.

En su ladera este, se puede identificar un dique de potencia centimétrica que corta el edificio volcánico de Rollizos (Figura 4.12. C).



Figura 4.12. A) Depósito piroclástico bien consolidado, clasificado como una toba de lapilli basáltica vítrea con presencia de laminación paralela (PRO-04). **B)** Diferencia de los líticos accidentales de tonalidad oscura y con abundantes vesículas (PRO-01), con respecto a los fragmentos grisáceos blanquecinos y con escasas vesículas (PRO-02) (Ambos pertenecen a los Estratos de Reloncaví). **C)** Dique de potencia centimétrica que corta el edificio volcánico de Rollizos. En el rectángulo en rojo se visualiza el cuerpo tabular (PRO-03).

En los cortes transparentes, se identifican fenocristales (21 – 36% de la roca total) de plagioclasa y olivino, inmersos en una masa fundamental (59 – 73% de la roca total) que se compone de microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, óxidos de Fe – Ti y vidrio de tonalidad café grisáceo. Además, se presentan vesículas (5 – 13% de la roca total) de forma alargada y ovalada con bordes sinuosos e irregulares.

Las texturas presentes, de forma general en todas las muestras, son: hipocristalina, inequigranular, porfírica, vesicular, traquítica, zonación en fenocristales de plagioclasa y glomeroporfírica entre fenocristales de olivino y plagioclasa. También se visualizan texturas de desequilibrio como sieve en fenocristales de plagioclasa y bordes de reabsorción y esquelética en fenocristales de olivino.

Se destaca PRO-02 y PRO-06 (Estratos de Reloncaví) que presentan características distintivas con respecto a las muestras restantes, como lo es su menor contenido de vidrio y vesículas, además de sus texturas intergranular, subofítica en microlitos de clinopiroxeno y coronítica en fenocristales de olivino con microlitos de clinopiroxeno (Figura 4.13. A). De igual forma se hace una distinción a PRO-04 que es parte del edificio volcánico del presente CEM, en donde se puede visualizar cristales juveniles de clinopiroxeno y olivino con textura esquelética, además de fragmentos líticos juveniles y accidentales (ver Anexo B para sus descripciones a detalle). Su vidrio es de tonalidad café amarillento y exhibe una fuerte alteración a palagonita, mientras que sus vesículas son de forma alargada y con bordes irregulares (Figura 4.13. B). Por último, se hace mención al gran parentesco petrográfico de PRO-03 (dique alimentador del CEM) y PRO-05 (juvenil del cono de Rollizos), debido a su similar tamaño de cristales y textura sieve y poiquilítica en fenocristales de plagioclasas con microlitos de olivino. Estas muestras corresponderían al magma del CEM Rollizos (además de su parentesco geoquímico) y no a los Estratos de Reloncaví que tienen apariencia similar.

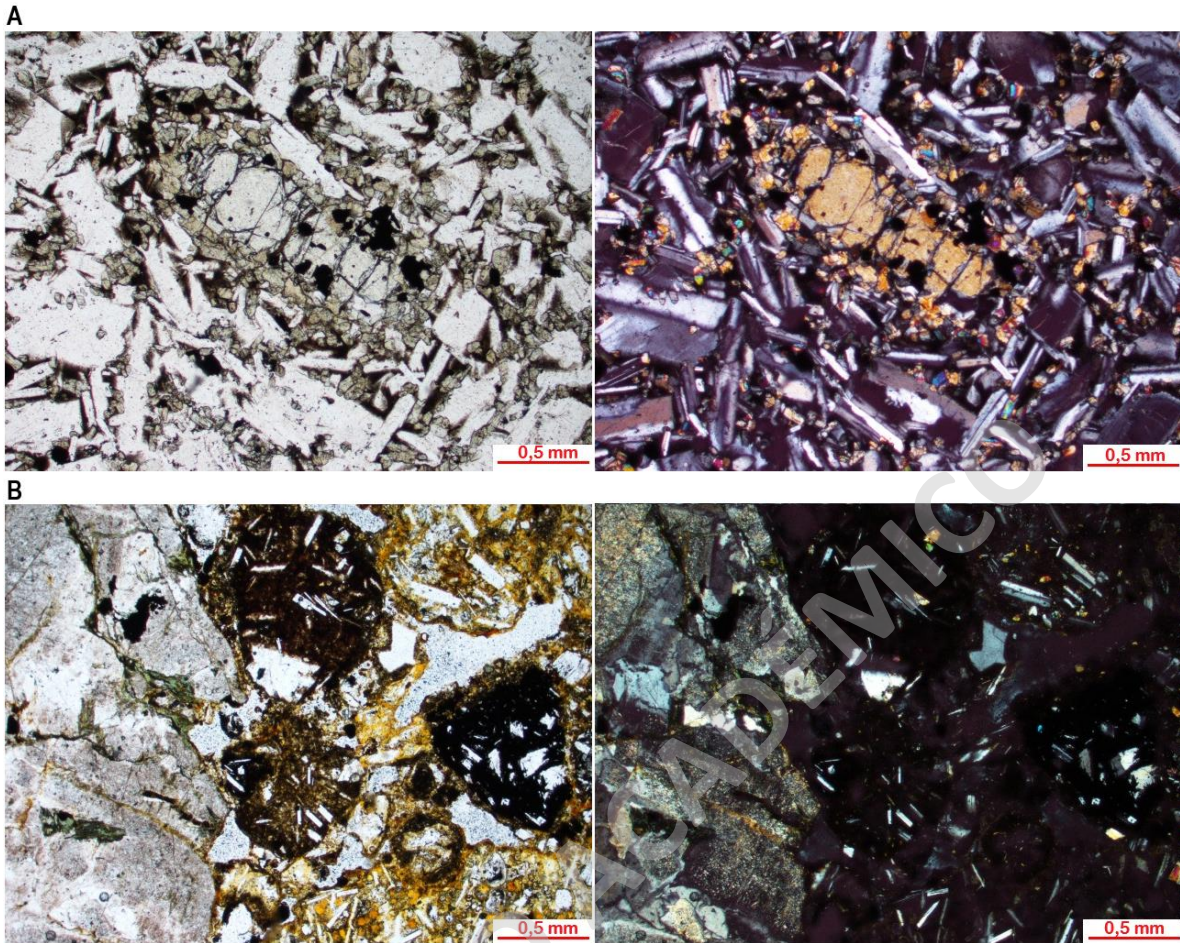


Figura 4.13. Microfotografías a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). **A)** Muestra PRO-02 con textura coronítica en fenocristal de olivino con microlitos de clinopiroxeno. **B)** Muestra PRO-04 con fragmentos líticos juveniles y accidentales (intrusivos). Presenta vesículas con bordes irregulares y vidrio alterado a palagonita.

4.3.4. Petrografía del Centro Eruptivo Menor Pocihuén

Se compone por depósitos piroclásticos bien consolidados que poseen una inclinación de 23° al noreste y se clasifican como una toba de lapilli basáltica escoriácea de carácter masivo, con una escasa laminación paralela. Sus fragmentos son escorias de tonalidad grisáceo oscuro de tamaño milimétrico a métrico que se caracterizan por una alta densidad de vesículas y textura cordada de tipo pahoehoe (Figura 4.14. A y B). En menor medida se presentan fragmentos líticos accidentales de naturaleza intrusiva y que son considerablemente más pequeños que los fragmentos escoriáceos. Este edificio volcánico, está fuertemente intruido por numerosos diques de potencias métricas (20 m máx.) que presentan disyunción columnar perpendicular a su contacto (Figura 4.14. C y D).



Figura 4.14. **A)** Depósito piroclástico bien consolidado con fragmentos juveniles escoriáceos de tamaño milimétrico a métrico (POC-01). **B)** Fragmento juvenil escoriáceo con textura cordada tipo pahoehoe (POC-02). **C)** Dique de potencia de 20 m con fuerte disyunción columnar (POC-03). **D)** Dique de potencia métrica con leve disyunción columnar perpendicular a su contacto.

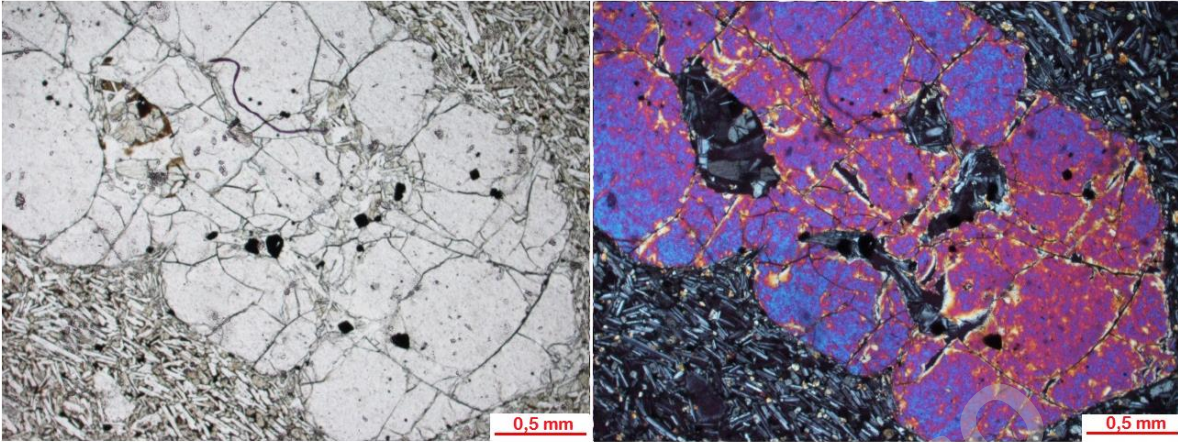
En los cortes transparentes, se identifican fenocristales (13 – 30% de la roca total) de plagioclasa y olivino, inmersos en una masa fundamental (70 – 84% de la roca total) que se compone de microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, óxidos de Fe – Ti y vidrio de tonalidad café grisáceo. Además, se presentan vesículas (5 – 9% de la roca total) de forma alargada y ovalada con bordes sinuosos e irregulares.

Las texturas presentes, de forma general en todas las muestras, son: hipocristalina, inequigranular, porfírica, traquítica, zonación en fenocristales de plagioclasa y glomeroporfírica entre fenocristales de olivino y plagioclasa. También se visualizan texturas de desequilibrio como bordes de reabsorción y esqueletal en fenocristales de olivino (Figura 4.15. A).

Se destaca POC-05 que presenta características distintivas con respecto a las muestras restantes, como lo es la presencia de un fragmento lítico accidental intrusivo y textura glomeroporfírica con cristales de olivino y clinopiroxeno. De igual forma se hace una distinción a POC-01 que es parte del edificio volcánico del presente CEM, en donde se puede visualizar cristales juveniles de clinopiroxeno y olivino con textura esqueletal, además de fragmentos líticos juveniles y accidentales de tono grisáceo con presencia de vidrio y otros de naturaleza intrusiva (ver Anexo B para sus descripciones a detalle). Su vidrio es de tonalidad café con alteración fuerte a palagonita, mientras que sus vesículas son de forma alargada y con bordes irregulares (Figura 4.15. B).

En los diques (PRO-03 y PRO-04), sus características distintivas son sus altos contenido de olivino, al igual que sus tamaños (cristales de hasta 3 mm; Figura 4.15. A) y una disminución en la cantidad de vidrio que genera la textura intergranular (PRO-03).

A



B

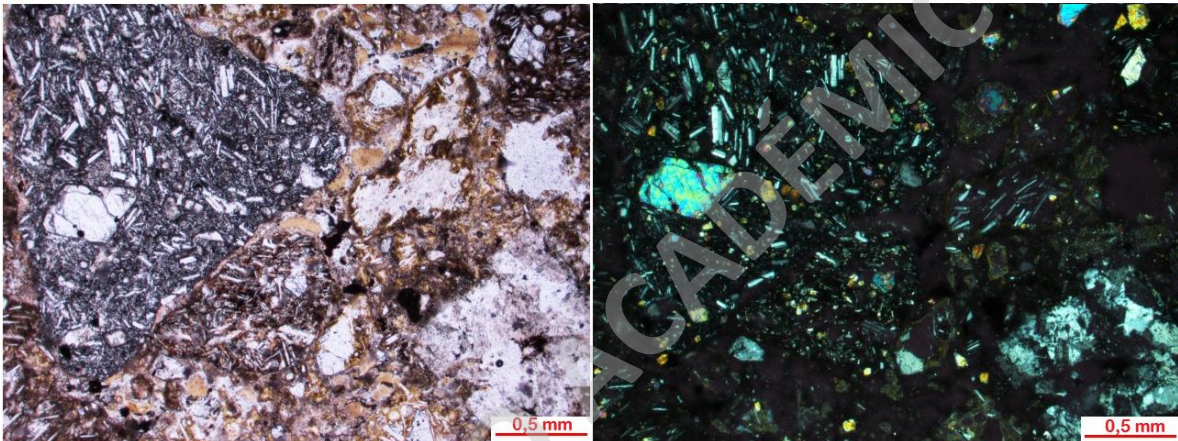


Figura 4.15. Microfotografías a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). **A)** Muestra POC-3 con textura de reabsorción en fenocristal de olivino. **B)** Muestra POC-01 con fragmentos líticos juveniles y accidentales (intrusivos y volcánicos). Presenta vesículas con bordes irregulares y vidrio alterado a palagonita.

4.4. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

Se realizó un análisis geoquímico a 20 muestras de los CEMER con el fin de obtener el contenido de sus elementos mayores, trazas y tierras raras. Los bajos contenidos de LOI presentes en estas, permite considerarlas apropiadas para el análisis geoquímico y petrogenético (Tabla 4.2).

Según su geoquímica, los CEMER no poseen signatura *Kangechi* y se clasifican como basaltos tipo 1 o de signatura normal (basado en los bajos contenido de P_2O_5 , La / Yb y altas razones de Zr / Nb). En el caso particular del CEM Rollizos, debido al gran parentesco petrográfico y geoquímico de PRO-03 (dique) y PRO-05 (juvenil escoriáceo), permite verificar que estas muestras representan al magma de Rollizos. En este sentido se excluyen del análisis PRO-01, PRO-02, PRO-06 y PRO-07, ya que corresponden a los Estratos de Reloncaví (basamento), los cuales no representan el magmatismo de este CEM. Por otro lado, en el CEM Pocolhuén, se descarta la muestra POC-05 dada la presencia de líticos accidentales intrusivos (menores a 2,2 mm; Anexo B) que alteran la composición química original de esta.

Los tratamientos y los métodos analíticos ocupados para las muestras, se exponen en el apartado de metodologías. Su ubicación espacial se presenta en el Anexo A y los datos geoquímicos, sin modificaciones, se encuentran en el Anexo C.

Tabla 4.2. Datos geoquímicos utilizados en este estudio, clasificados según centro eruptivo y tipo de material analizado. Los elementos mayores (normalizados al 100%) están en porcentaje de peso (%) y los elementos trazas en partes por millón (ppm).

CEMER	San Antonio			La Viguera							Rollizos					Pocoihuén				
Muestra	ABR-01	ABR-02	ABR-03	RAL-03	RAL-04	RAL-07	RAL-08	RAL-09	RAL-10	RAL-11	PRO-01	PRO-02	PRO-03	PRO-05	PRO-06	PRO-07	POC-02	POC-03	POC-04	POC-05
Material	Escoria	Escoria	Escoria	Lava	Lava	Escoria	Lava	Lava	Escoria	Lava	E.R	E.R	Dique	Escoria	E.R	E.R	Escoria	Dique	Dique	Escoria
SiO ₂	51,99	52,35	51,26	51,09	51,04	50,43	50,80	50,95	50,91	50,94	52,16	52,66	53,79	49,36	50,75	49,56	51,51	50,08	52,26	51,59
Al ₂ O ₃	18,64	18,71	19,08	17,50	17,40	17,88	17,25	17,39	17,17	17,30	17,35	16,88	17,02	17,06	16,87	16,59	16,58	15,83	16,75	16,75
Fe ₂ O ₃	9,42	8,91	9,74	9,06	9,34	9,91	9,38	9,25	9,39	9,25	9,54	9,64	8,56	10,87	9,97	10,22	9,42	9,94	9,83	9,34
MgO	5,50	5,48	5,48	7,67	7,65	7,49	7,94	7,76	7,94	7,97	6,46	6,47	5,98	7,75	7,69	9,08	7,83	10,55	7,13	7,78
CaO	9,32	9,46	9,32	9,98	9,90	9,65	9,91	9,96	9,84	9,88	9,00	8,77	9,15	9,68	9,27	9,71	10,06	9,19	9,00	10,01
Na ₂ O	3,12	3,10	3,08	2,85	2,82	2,77	2,84	2,84	2,84	2,82	3,07	3,08	3,15	2,96	3,06	2,79	2,68	2,54	2,90	2,80
K ₂ O	0,75	0,75	0,77	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,68	0,65	0,84	0,93	1,12	0,65	0,75	0,53	0,66	0,57	0,73	0,56
TiO ₂	0,89	0,89	0,90	0,83	0,84	0,84	0,85	0,83	0,85	0,84	1,07	1,06	0,86	1,19	1,13	1,06	0,90	0,87	1,01	0,83
P ₂ O ₅	0,20	0,20	0,20	0,17	0,17	0,17	0,18	0,17	0,18	0,17	0,32	0,32	0,22	0,26	0,29	0,22	0,16	0,16	0,21	0,13
MnO	0,15	0,15	0,16	0,15	0,15	0,16	0,15	0,15	0,16	0,15	0,16	0,16	0,14	0,19	0,17	0,17	0,16	0,17	0,16	0,16
Cr ₂ O ₃	0,01	0,004	0,006	0,024	0,025	0,025	0,028	0,026	0,027	0,028	0,024	0,024	0,018	0,040	0,041	0,069	0,041	0,084	0,029	0,042
Sum	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Ba	204	204	214	173	169	179	169	171	180	173	346	345	339	321	299	253	237	196	222	139
Ni	26	27	21	74	72	69	83	76	83	85	80	84	49	101	119	163	81	232	67	69
Sc	25	25	25	29	29	29	29	29	29	28	25	26	26	29	28	30	30	29	29	29
Co	25,1	24,8	28,5	31,7	32	31,2	33,5	31,7	32,7	33,7	31,1	29,7	27,7	35,6	34,2	38,5	33,6	41,1	31,4	32,8
Cs	0,6	0,5	0,7	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	1,3	0,2	0,2	0,2	1,1	0,9	0,5	0,7
Ga	18,5	18,7	19	16,7	17,4	16,6	16,4	16,9	16,1	17,1	17,1	17,1	16,9	15,6	16,2	15,8	16,6	15	16,6	16,2
Hf	2,3	2,3	2,6	1,9	1,9	2,1	2,2	2	2,1	2,1	3,3	2,9	3,3	2,5	2,8	2,2	2,2	2,1	2,7	2
Nb	2,5	2,4	2,8	2,1	2,1	2,1	2,2	2,1	2,3	2,2	4,1	3,9	3,8	2,7	3,7	2,4	2	1,9	2,9	1,5
Rb	11	11,4	12	8,4	8,6	8,9	8,2	8,5	9,2	8,4	13,6	15,8	23,6	8,7	10,3	6,4	14,4	11,2	12,3	9,3

Tabla 4.2. Continuación.

CEMER	San Antonio			La Viguera							Rollizos						Pocoihuén			
	Muestra	ABR-01	ABR-02	ABR-03	RAL-03	RAL-04	RAL-07	RAL-08	RAL-09	RAL-10	RAL-11	PRO-01	PRO-02	PRO-03	PRO-05	PRO-06	PRO-07	POC-02	POC-03	POC-04
Material	Escoria	Escoria	Escoria	Lava	Lava	Escoria	Lava	Lava	Escoria	Lava	E.R	E.R	Dique	Escoria	E.R	E.R	Escoria	Dique	Dique	Escoria
Sr	554,8	562,7	558,8	532,2	537,7	520,9	550	541,3	545,2	538,3	474,7	455,8	511	516,9	453	404	387,7	355,7	404,5	408,6
Ta	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	<0,1	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
Th	1,6	1,6	1,8	1,2	1,3	1,4	1,3	1,2	1,5	1,4	2,6	2,6	4,6	4,9	2,9	2,7	2,3	2,8	2,3	2,2
U	0,5	0,4	0,5	0,4	0,4	0,3	0,4	0,5	0,4	0,4	0,5	0,4	1,2	0,9	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5	0,6
V	234	235	230	239	242	234	245	236	240	234	213	220	203	257	240	244	234	223	235	220
Zr	90,1	88,3	91	75,9	77,7	80,3	78,5	78	81,9	78,2	129,1	127,8	130,9	91	110	88,5	82	77,1	108,9	76,5
Y	16,7	17,9	18,5	16,1	16,5	16,6	16,7	16,2	17	15,9	23,2	23,4	21	22,4	23,9	21,4	19,7	17,9	22,8	17,4
La	10,9	11,1	11,9	9,2	9,8	10	10	9,6	10,5	9,9	17,5	17,4	16,2	16,9	15,3	12,8	10,5	10,4	12,7	7,3
Ce	24,7	24,5	24,1	21,5	21,8	22,5	22,5	21,9	23,2	22,2	40,5	38,8	34,4	36,3	33,7	27,5	22,6	22,6	28,6	17,4
Pr	3,45	3,51	3,6	3,06	3,14	3,22	3,15	3,13	3,26	3,15	5,36	5,38	4,62	4,87	4,67	3,8	3,19	3,09	4,02	2,52
Nd	15,1	14,9	15,6	13,6	13,6	14,4	13,5	14	14,5	13,9	22,2	22,6	18,9	20,2	20,1	16,4	13,8	13,3	17,2	11,1
Sm	3,43	3,41	3,54	3,12	3,25	3,33	3,27	3,15	3,28	3,29	5	4,88	4	4,42	4,38	3,77	3,36	3,17	4,08	2,82
Eu	1,13	1,12	1,06	1,04	1,05	1,07	1,06	1,08	1,06	1,05	1,5	1,48	1,17	1,39	1,42	1,24	1,06	1	1,24	0,99
Gd	3,53	3,5	3,75	3,14	3,22	3,37	3,3	3,22	3,32	3,17	4,75	4,8	3,91	4,35	4,36	3,81	3,53	3,22	4,21	3,14
Tb	0,53	0,54	0,55	0,49	0,51	0,52	0,5	0,5	0,53	0,51	0,76	0,74	0,59	0,69	0,7	0,63	0,55	0,54	0,68	0,52
Dy	3,25	3,24	3,31	2,94	2,97	3,12	3,01	2,99	3,11	3	4,44	4,36	3,59	3,98	4,15	3,8	3,46	3,42	4,19	3,26
Ho	0,68	0,64	0,7	0,61	0,64	0,64	0,65	0,65	0,65	0,64	0,9	0,91	0,77	0,87	0,9	0,8	0,76	0,67	0,88	0,69
Er	1,88	2	1,94	1,75	1,85	1,86	1,84	1,78	1,89	1,82	2,59	2,59	2,28	2,53	2,53	2,31	2,15	2,01	2,65	2,07
Tm	0,28	0,27	0,32	0,26	0,28	0,27	0,27	0,26	0,27	0,27	0,37	0,38	0,33	0,34	0,37	0,33	0,31	0,3	0,37	0,29
Yb	1,86	1,77	1,85	1,62	1,62	1,68	1,67	1,69	1,69	1,61	2,32	2,45	2,13	2,3	2,36	2,12	1,98	1,94	2,41	1,85
Lu	0,27	0,27	0,3	0,26	0,26	0,27	0,27	0,26	0,26	0,25	0,37	0,38	0,33	0,36	0,36	0,31	0,31	0,31	0,37	0,31

4.4.1. Elementos Mayores

Las muestras analizadas de los CEMER, en condiciones normalizadas en base anhidra, exhiben bajos contenidos de SiO_2 (49,35 – 53,78%) y álcalis (3,11 – 4,26%). Según el diagrama de clasificación Total Álcalis vs Sílice o TAS (Le Bas *et al.*, 1986; Figura 4.16) los CEM San Antonio, Rollizos y Pocolihúen corresponden a basaltos y andesitas basálticas, mientras que La Viguera se posiciona netamente en el campo de basaltos. De igual forma en este diagrama, se muestra la línea divisora entre las series alcalina y subalcalina (Irvine y Baragar, 1971) que posiciona a los CEMER en la signatura subalcalina.

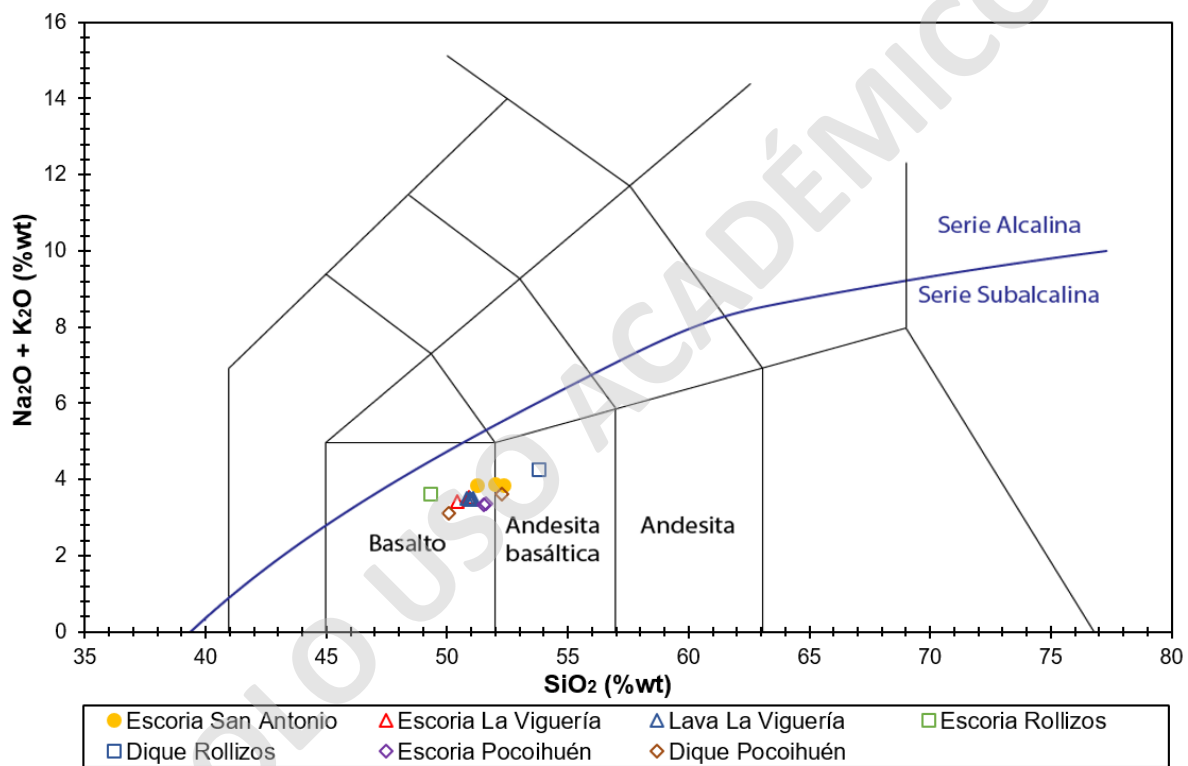


Figura 4.16. Diagrama de clasificación TAS (Le Bas *et al.*, 1986) realizado para las muestras de los CEMER. La Línea azul representa la división entre las series alcalina y subalcalina (Irvine y Baragar, 1971).

En el diagrama de álcalis, óxidos de Fe y óxidos de Mg o AFM (Irvine y Baragar, 1971), se observa que el CEM San Antonio exhiben una signatura calcoalcalina, mientras que para los CEM La Viguera y Pocolihúen sus muestras (en general) se encuentran en la línea divisora entre la serie toleítica y calcoalcalina. Para el caso del CEM Rollizos sus rocas se presentan en ambas series (Figura 4.17).

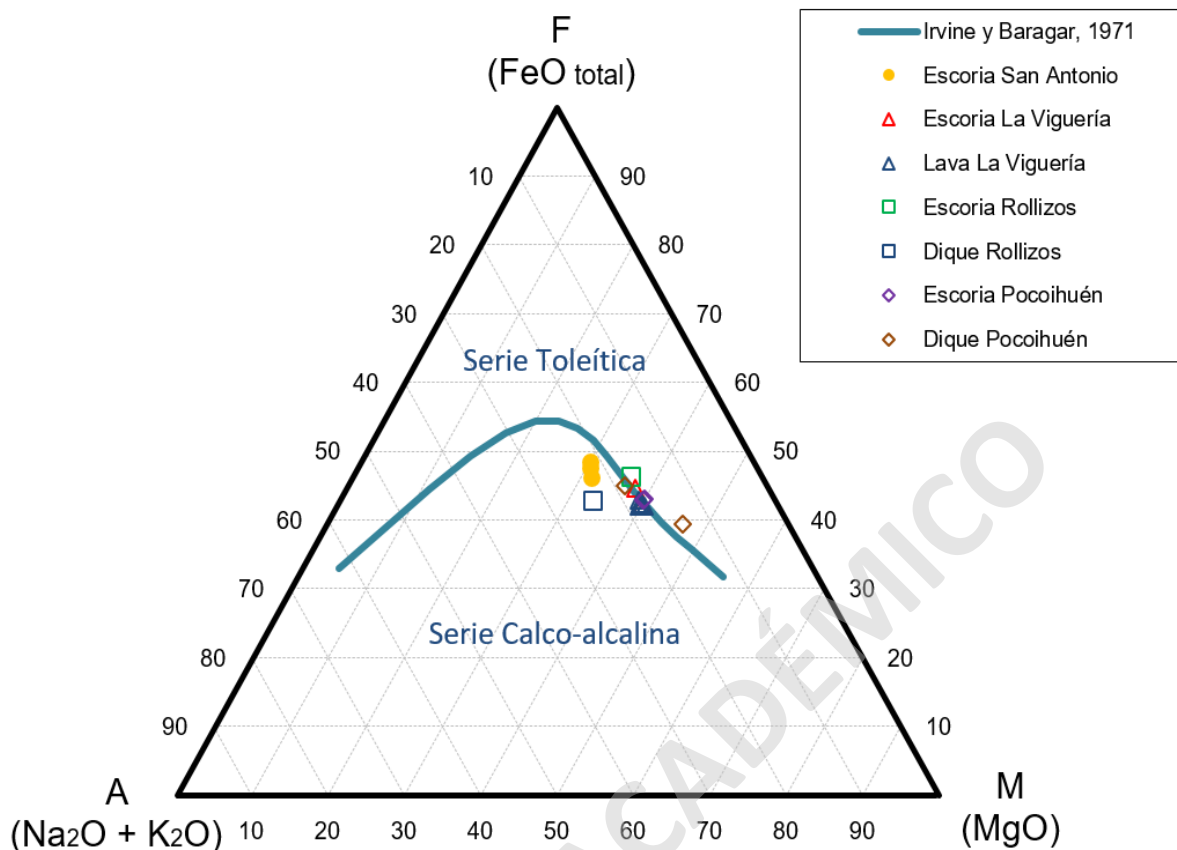


Figura 4.17. Diagrama de clasificación AFM realizado para las muestras de los CEMER. La Línea azul representa la división entre las series toleítica y calcoalcalina (Irvine y Baragar, 1971).

Los diagramas de variación de elementos mayores se realizaron con respecto al MgO, debido al rango acotado de SiO₂ (49,35 – 53,78%) presentes en las muestras de los CEMER. El contenido de MgO va desde 5,47 – 10,54%, donde los menores valores se obtienen en el CEM San Antonio (5,47 – 5,50%) y levemente mayor se presenta El CEM La Viguera (7,48 – 7,96%). En el caso de Rollizos (5,97 – 7,75%) el contenido es variable, obteniéndose su menor contenido en un dique, mientras que el mayor en un juvenil escoriáceo. Para el CEM Pocolihuén la mayoría de las muestras presentan un porcentaje similar a La Viguera (7,12 – 7,82%). Sin embargo, en uno de sus diques (con alto contenido de olivino) se obtiene la muestra con mayor contenido de MgO (10,54%).

Con respecto a los elementos mayores (Figura 4.18), se puede observar en general, una tendencia lineal entre los CEMER. Para el CaO, Cr₂O₃, MnO, P₂O₅ y Fe₂O₃ la tendencia es positiva, mientras que, para el SiO₂, Al₂O₃, Na₂O y K₂O se presenta negativa con respecto al MgO. Para el TiO₂, la tendencia es positiva para todos los CEMER, excluyendo Pocolihuén de tendencia negativa.

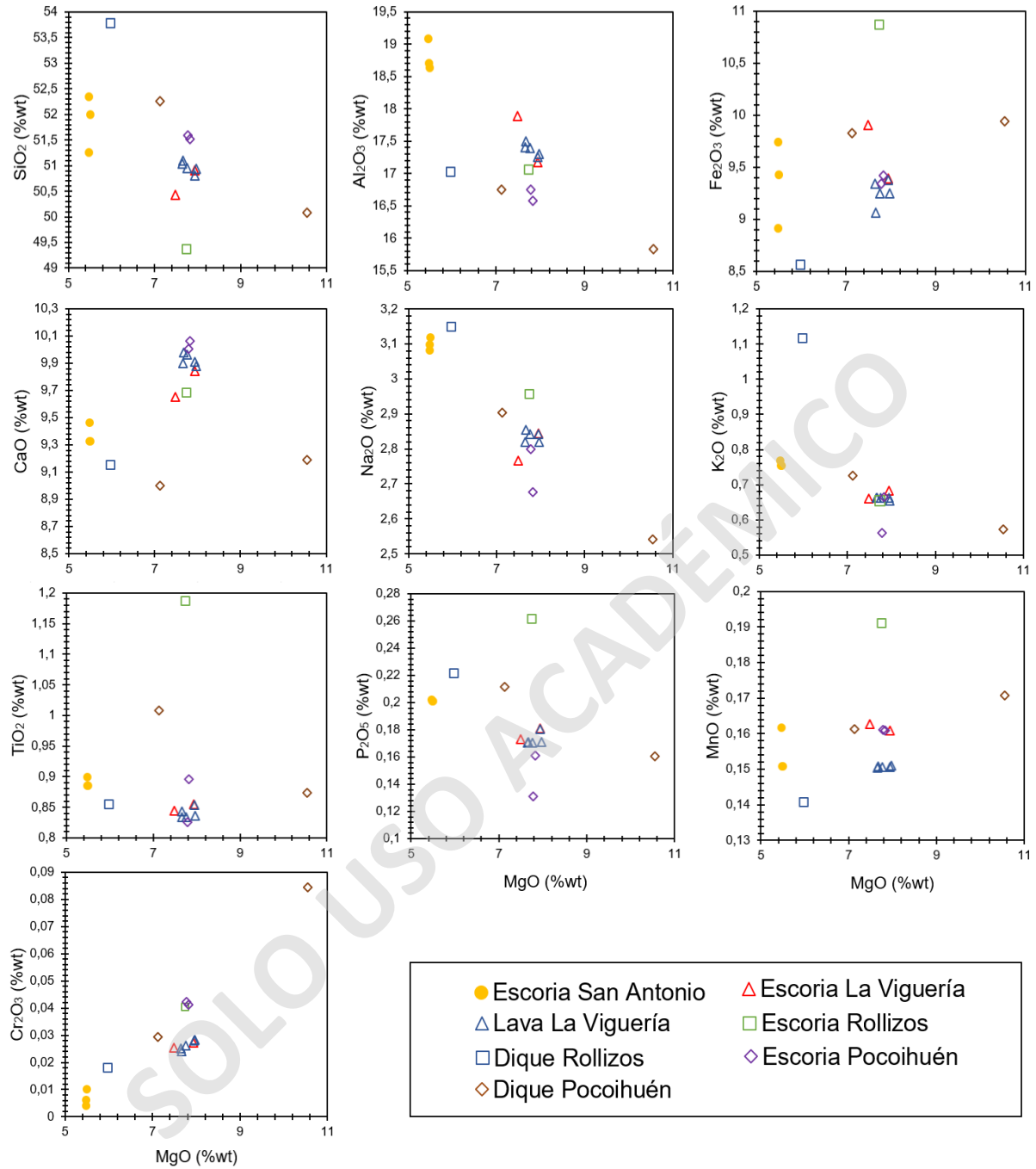


Figura 4.18. Diagramas de variación de elementos mayores (%wt) con respecto al MgO, en las muestras de los CEMER.

4.4.2. Elementos Trazas

Los diagramas de variación de elementos trazas se realizaron con respecto al MgO, al igual que con los elementos mayores. En los diagramas de LILE (Large Ion Lithophile Elements), se puede observar en general, una tendencia lineal de los CEMER y que es negativa con respecto al MgO (Figura 4.19). Caso particular exhibe el diagrama del Sr, dado que el CEM La Viguera presenta una tendencia positiva y en el CEM Rollizos es más bien constante. Otro rasgo distintivo lo presenta el CEM San Antonio con el Rb, debido a que se escapa de la tendencia lineal entre los CEMER, presentando contenidos similares a los del CEM Pocolihuén.

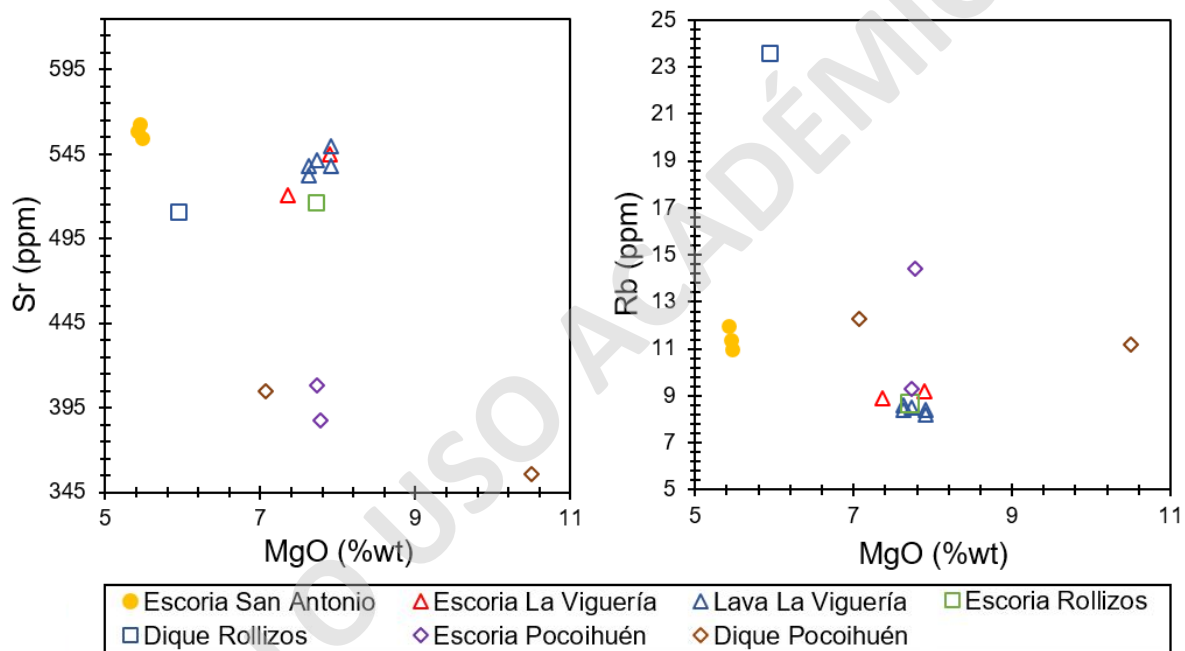


Figura 4.19. Diagramas de variación de LILE (ppm) con respecto al MgO, en las muestras de los CEMER.

Los diagramas de HFSE (High Field Strength Elements), exhiben en general tendencias lineales entre los CEMER que son negativas con respecto al MgO (Figura 4.20). Sin embargo, existen algunas excepciones para los CEM San Antonio y La Viguera, dado que su tendencia se escapa notoriamente para el primer caso y levemente para el segundo. En este último, también se puede observar en los elementos Nb, Zr, Hf y La una tendencia positiva. Situación similar del CEM La Viguera, sucede para las muestras de escoria del CEM Pocolihuén.

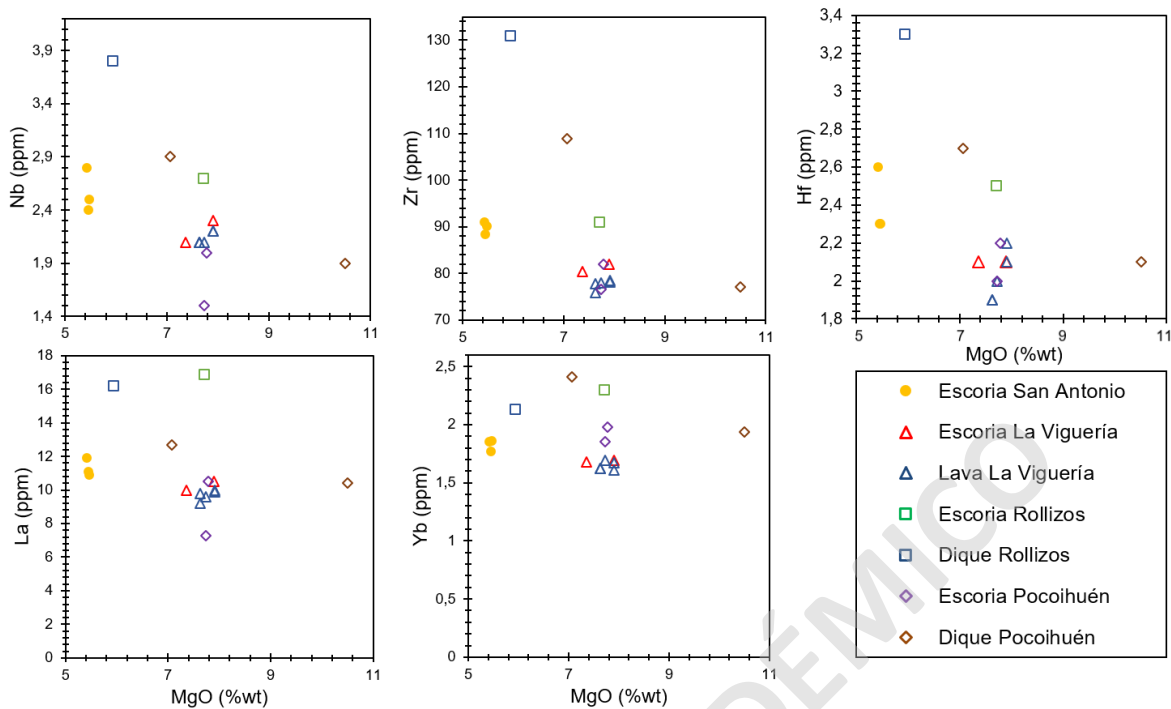


Figura 4.20. Diagramas de variación de HFSE (ppm) con respecto al MgO, en las muestras de los CEMER.

Los diagramas de elementos de transición, presentan en su mayoría (Ni, Cr, Sc, Co y V) tendencias lineales entre los CEMER que son positivas con respecto al MgO. Caso particular se da en el Ga (reemplaza aluminio) que exhibe una tendencia negativa (Figura 4.21). De igual forma, en el V, se puede observar que las rocas del CEM San Antonio y del dique con mayor contenido de MgO de Pocihuén (POC-03), se escapan de la tendencia lineal entre los CEMER.

Se destaca que los mayores contenidos de Ni, Cr y Co, se asocian al dique del CEM Pocihuén (POC-03), mientras que los menores corresponden al dique del CEM Rollizos y a las escorias del CEM San Antonio. Esto implicaría características más primitivas para el caso del dique y consecuentemente, un carácter más diferenciado para el CEM San Antonio y Rollizos, en comparación a los otros CEMER.

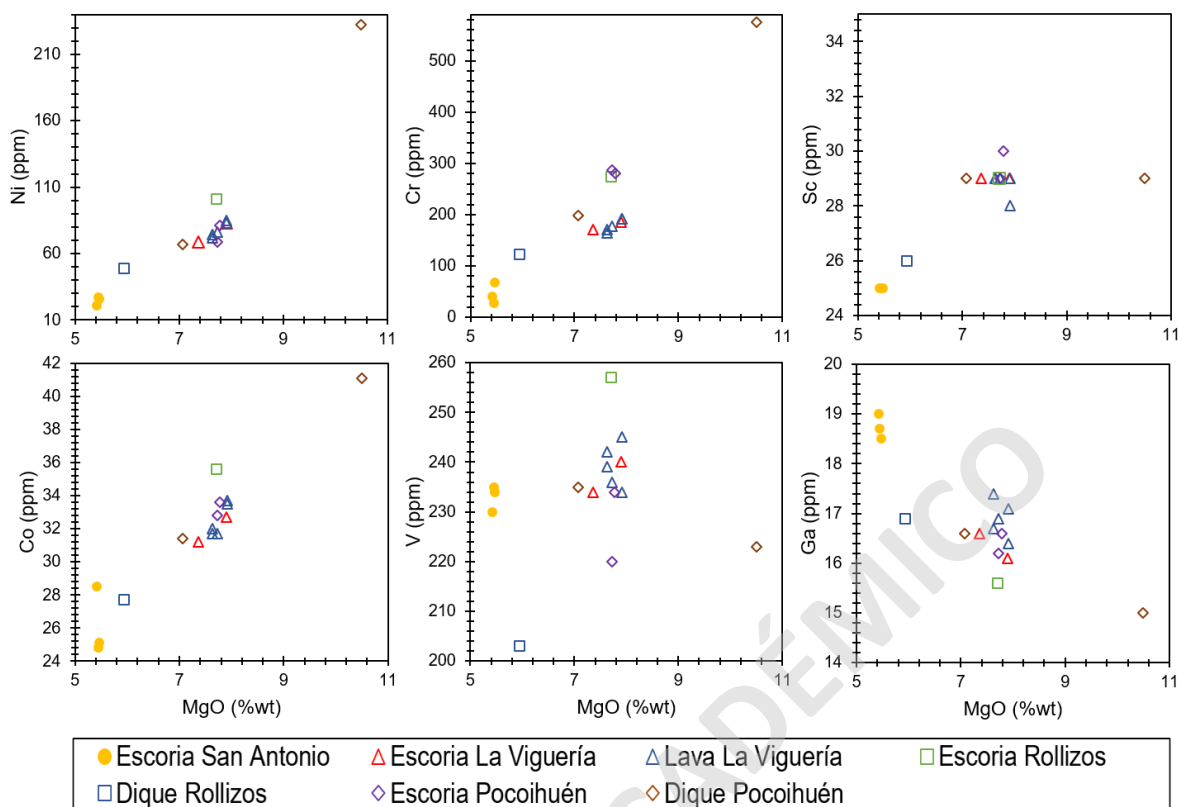


Figura 4.21. Diagramas de variación de elementos de transición (ppm) con respecto al MgO, en las muestras de los CEMER.

4.4.3. Tierras Raras

Los diagramas de tierras raras (REE) normalizados al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), presentan un comportamiento similar para las muestras de los CEMER que exhiben un mayor contenido de tierras raras livianas (LREE) que pesadas (HREE). En los CEM San Antonio y La Viguera el contenido de REE es similar (tanto en LREE y HREE). Para el caso de Rollizos este contenido varía levemente, dado que la muestra de material juvenil escoriáceo (PRO-05) se encuentra más enriquecida en REE en comparación al dique (PRO-03). En el CEM Pocihuén, las muestras varían notoriamente encontrándose unos de los diques (POC-04) como el más enriquecido en REE. En cambio, las muestras menos enriquecidas en REE, son el dique restante (POC-03 de potencia de 20 m) y unos de los materiales juveniles escoriáceos (POC-05). Esto podría indicar un carácter más primitivo para estas muestras (Figura 4.22. A).

Al realizar una comparación entre los CEMER, se exhibe que el mayor contenido de LREE lo presenta el CEM Rollizos y posteriormente San Antonio, La Viguera y Pocihuén (en

estos dos últimos se visualiza similar). En las HREE el mayor contenido lo sigue presentando el CEM Rollizos, pero también con uno de los diques del CEM Pocihuén (POC-04). Consecutivamente viene el resto de las muestras de Pocihuén que tienen similar contenido con el CEM San Antonio y finalmente La Viguera (Figura 4.22. B). Situación similar se visualiza en las razones de La/Sm y Sm/Lu con respecto a La/Yb (Figura 4.23). Se destacan leves anomalías de Eu en los CEM San Antonio, Rollizos y Pocihuén.

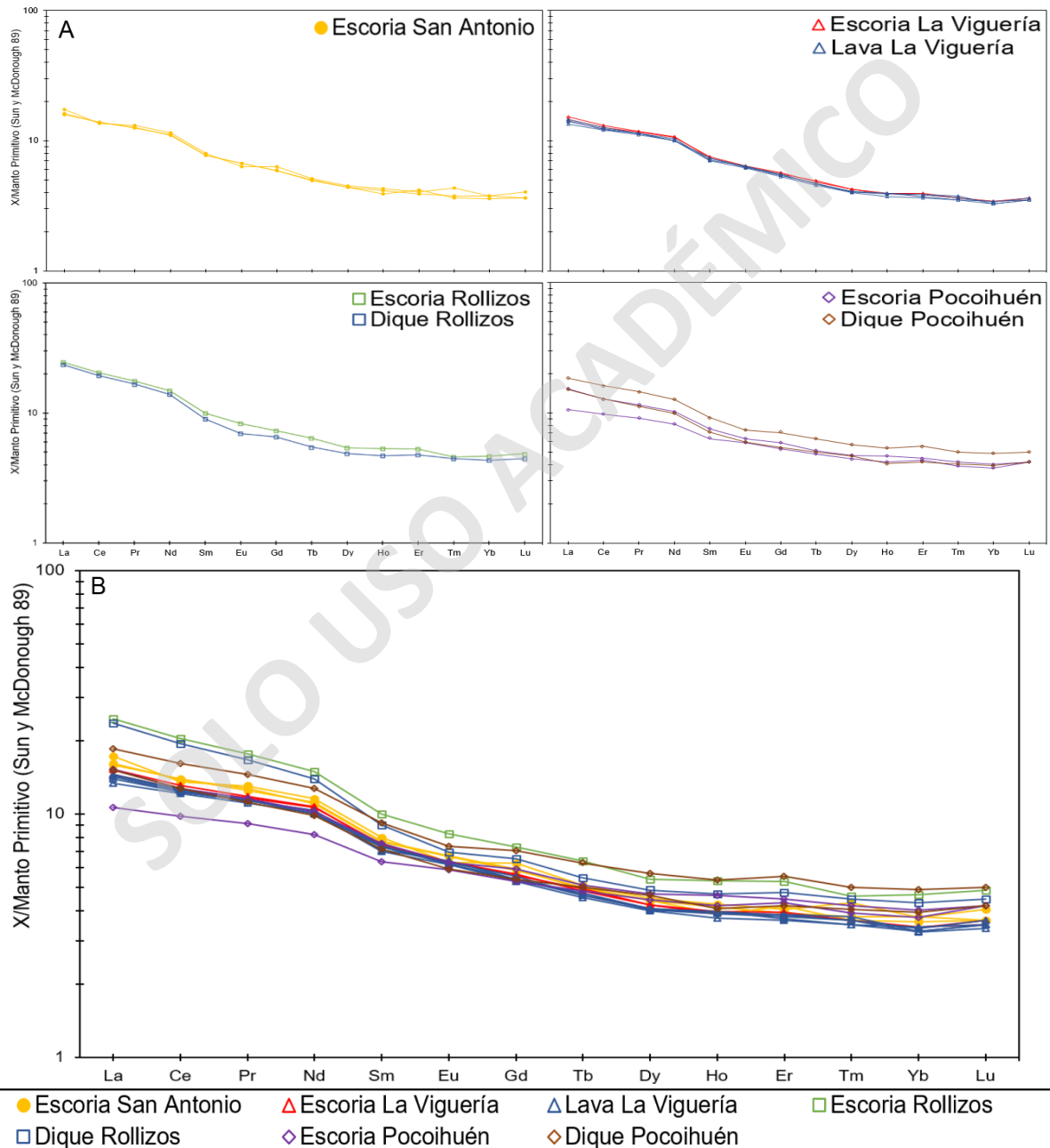


Figura 4.22. Diagramas de REE normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para las muestras de los CEMER. **A)** Comparación de muestras de cada CEM. **B)** Comparación de muestras entre los CEMER.

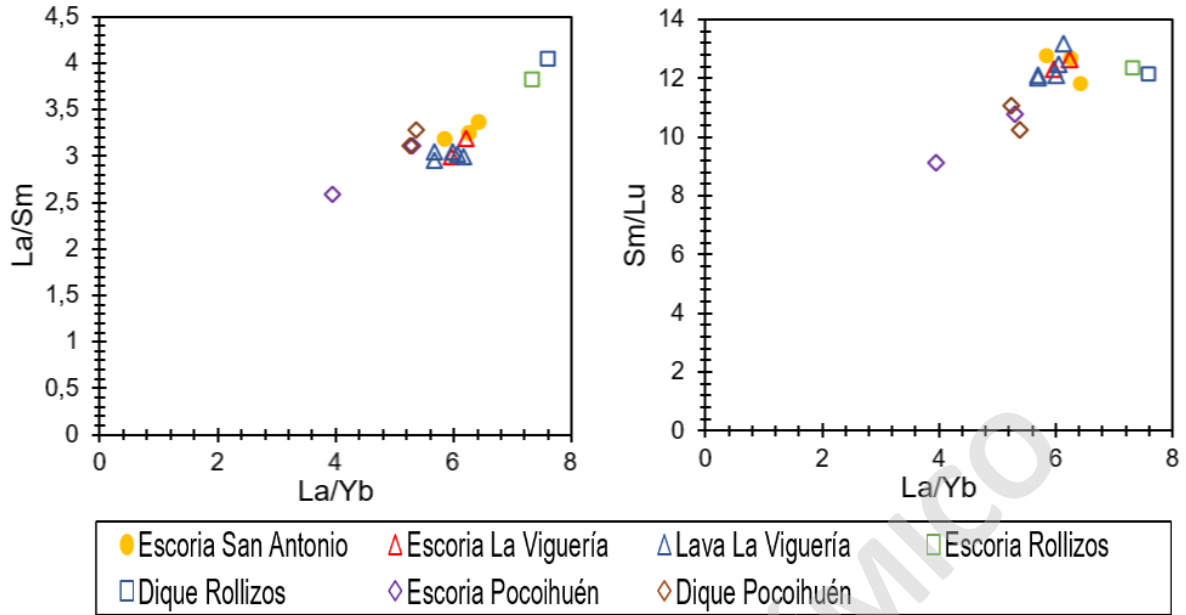


Figura 4.23. Diagrama de razones de REE. La/Sm y Sm/Lu con respecto a La/Yb para las muestras de los CEMER.

4.4.4. Multielementos

Los diagramas multielementos normalizados al manto primitivo (Sun y Mcdonough, 1989), exhiben un comportamiento típico de magmatismo de arco en las muestras de los CEMER, debido a que presentan valores altos en Sr y bajas de Nb, Ta y Ti (Figura 4.24). Al igual que en el capítulo de Tierras Raras, las muestras de cada CEM (Figura 4.24. A) y comparándolos entre sí (Figura 4.24. B), presentan una conducta similar, en donde se puede visualizar un enriquecimiento de LREE sobre HREE.

Con respecto a los LILE, HFSE y REE (Figura 4.24) se puede observar un enriquecimiento de LILE por sobre LREE, HFSE y HREE, y un empobrecimiento de HFSE en relación a LREE.

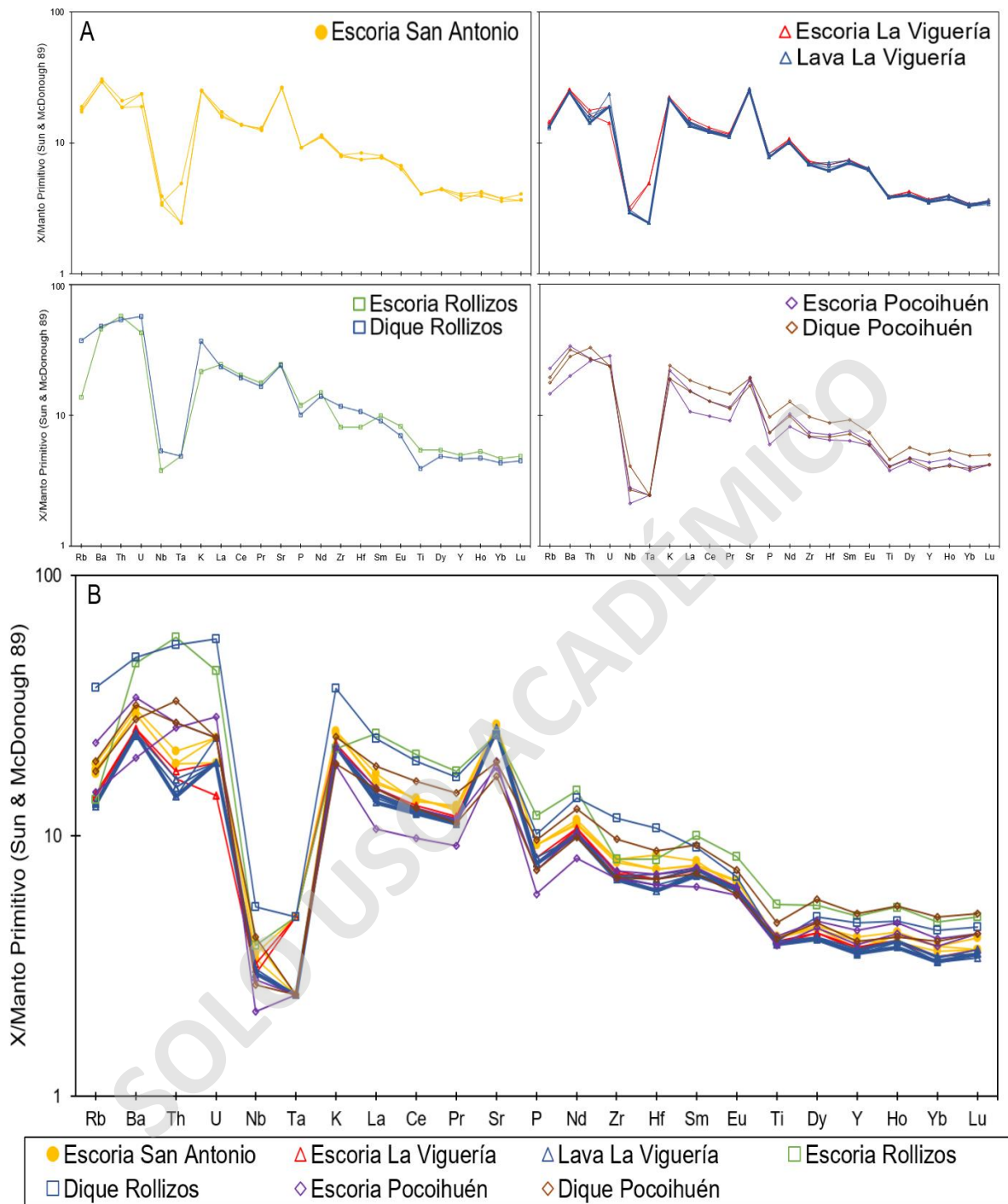


Figura 4.24. Diagrama de multielementos normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), para las muestras de los CEMER. **A)** Comparación de muestras de cada CEM. **B)** Comparación de muestras entre los CEMER.

5. DISCUSIÓN

5.1. EDAD

El estado de conservación de los edificios volcánicos y el grado de consolidación de sus depósitos, varía ampliamente entre los distintos CEMER. En primera instancia, se tiene los CEM San Antonio y La Viguera que exhiben depósitos no consolidados y una morfología que no demuestra evidencias de una erosión significativa. Caso contrario ostenta el CEM Rollizos que presenta depósitos semi-consolidados en un edificio volcánico truncado con un cráter abierto y sin una presencia de coladas de lavas o depósitos de colapso que podrían generar tal característica. Esto evidenciaría una posible erosión que no afectó a los CEM San Antonio y La Viguera, además de un mayor tiempo de consolidación para los depósitos de este centro, permitiendo establecer una edad relativa y más antigua para el CEM Rollizos. Situación similar se da en el CEM Pocolihuén que presenta un edificio volcánico con pendientes muy bajas y que exhibe un alto topográfico remanente sin un cráter visible. Estudios de Lahsen *et al.* (1985) evidencian esta erosión, debido al reporte de depósitos morrénicos sobre el edificio de Pocolihuén, que corresponderían a la última glaciación de la zona de edad Pleistoceno Superior, llamada Llanquihue (0,09 - 0,014 M.a; Denton *et al.*, 1999). Esto definiría a los CEM Rollizos y Pocolihuén que tienen el mismo grado de consolidación, en una edad previa a tal glaciación y más antiguos que los CEM San Antonio y La Viguera. La diferencia en el grado de erosión que presentan estos centros más antiguos, se podría explicar por qué en la península de Rollizos como afloran los Estratos de Reloncaví (Carrasco, 1995), estos podrían actuar como una unidad que disminuye la erosión del edificio volcánico del CEM Rollizos. En cambio, en el CEM Pocolihuén como estas unidades se ausentan, se permitiría un mayor grado de erosión. Sin embargo, no se descarta la posibilidad de que Rollizos sea levemente más reciente que Pocolihuén, explicando así su menor erosión.

A modo de restringir aún más la edad de estos CEM, se destaca que la penúltima glaciación de la zona, llamada Santa María, tiene una edad del Pleistoceno Medio (0,26 – 0,132 M.a; Clayton *et al.*, 1997). En este sentido, sería difícil que estos centros se conservaran durante dos glaciaciones debido a su abundante tamaño ceniza, fácil de erosionar, y a la falta de los depósitos morrénicos de la penúltima glaciación de la zona.

Las edades de los CEM más recientes, se pueden acotar en base a una correlación tefroestratigráfica que sobreyace a los edificios de estos CEM. El nivel guía, corresponde

al depósito pumíceo amarillo (ABR-05) que, por sus similares características petrográficas, granulométricas y de espesor en la proyección de isopacas (Figura 5.1), se correlaciona con el evento eruptivo Calbuco-12 (1919 – 1654 años) del estudio de Watt *et al.* (2011). En esta misma investigación, se realizaron dataciones de ^{14}C que otorgan una edad al CEM La Viguera de 2333 – 1953 años antes del presente. Sin embargo, esto no permite distinguir la temporalidad relativa entre los CEM San Antonio y La Viguera. No obstante, dada la cercanía de los dos CEM y el origen de los depósitos piroclásticos del CEM San Antonio, por oleadas basales, estos tendrían que estar sobre las coladas de lava del CEM La Viguera en la ribera del Río Petrohué (o proximal a esta zona), lo cual se ausenta. El motivo principal, es por la dinámica de una oleada piroclástica que tiene la capacidad, al ser un flujo turbulento, de recorrer grandes distancias y sobrepasar masas de agua. En especial, si se trata de distancias cortas como lo es este río en su desembocadura con el Estuario de Reloncaví. Tal aspecto podría sugerir que el CEM San Antonio es más antiguo que el CEM La Viguera (Ver tabla 5.1).

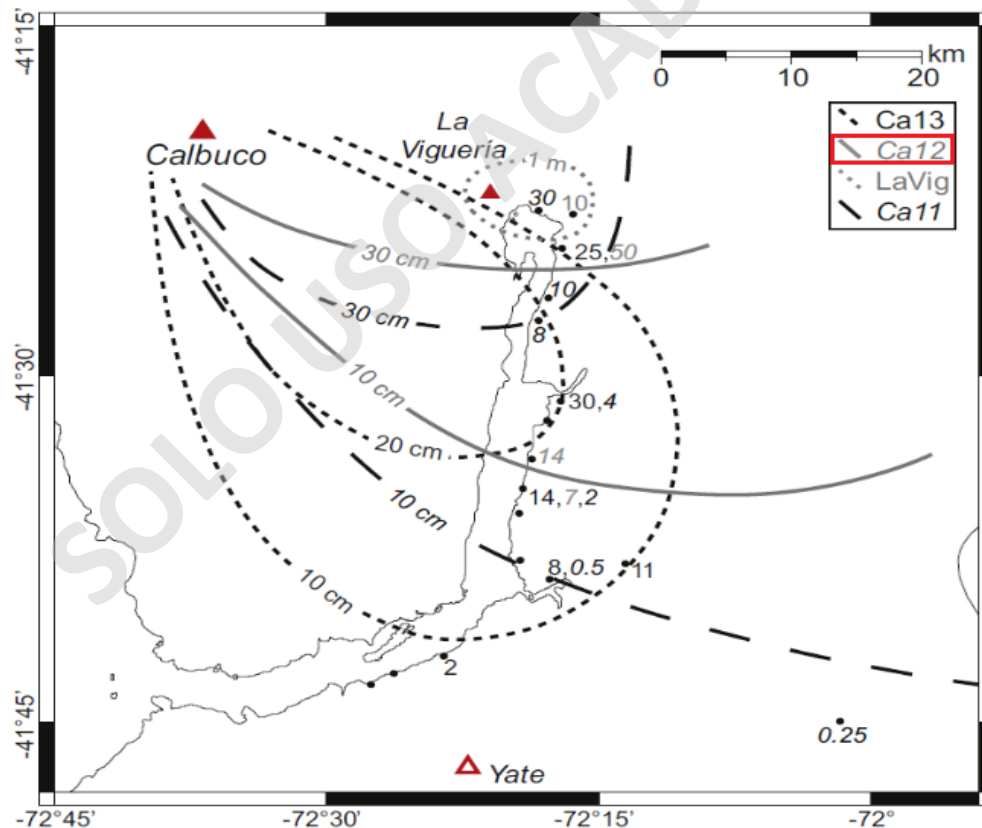


Figura 5.1. Isopacas de dispersión del evento Calbuco 12 (leyenda en rectángulo rojo) y del CEM La Viguera. Extraído y modificado de Watt *et al.* (2011).

Tabla 5.1. Resumen cronológico de los CEMER.

Resumen cronológico de los CEMER		
CEMER	Edades relativas y absolutas	Edades cronoestratigráficas
La Viguera	2333 - 1953 años (¹⁴ C; Watt <i>et al.</i> , 2011)	Holoceno
San Antonio	Depósito de oleada basal, no se presenta sobre lavas del CEM La Viguera en la ribera del Río Petrohué	
Rollizos y Pocihuén	Evidencias de un mayor grado de consolidación y una intensa erosión que se ausenta en los CEM San Antonio y La Viguera. Previos a glaciación Llanquihue (0,09 - 0,014 M.a; Pleistoceno Superior; Denton <i>et al.</i> , 1999) y posterior a glaciación Santa María (0,26 - 0,132 M.a; Pleistoceno Medio; Clayton <i>et al.</i> , 1997)	Pleistoceno Medio

5.2. EXPRESIÓN SUPERFICIAL DE LOS CEMER

Las diferentes arquitecturas monogenéticas reconocidas en los CEMER (conos de toba, maar y cono de escoria), reflejan variaciones en la razón agua/magma (Kurszlaukis y Lorenz, 2016) y profundidad del nivel freático (Sigurdsson, 1999), durante la formación de cada edificio volcánico (ver capítulo 2.2.1 de marco teórico). Esto, junto a la cronología relativa de los CEMER, permitiría sugerir una disminución de la razón agua/magma desde el Pleistoceno hasta el Holoceno en la zona del Estuario de Reloncaví (Figura 5.2). Estudios de Mena (2015) en los CEM de Cayutué (Holocenos), ubicados en las cercanías del lago Todos Los Santos y muy próximos a los CEMER (Figura 3.5), evidencian esta baja de la razón agua/magma, debido a la ocurrencia de conos de escoria, sobre cráteres de explosión (características freatomagmáticas).

Características petrográficas indican una diferencia en la profundidad de interacción del magma con el nivel freático para los CEMER. En el caso del CEM San Antonio (maar) por sus abundantes líticos accidentales intrusivos que se presentan de forma abundante en las secuencias piroclásticas, representan un basamento de roca dura. Según Lorenz (2003), la alta disponibilidad de este tipo de fragmento, característica esencial en maares (Sigurdsson, 1999), hablaría de la interacción de magma con agua subterránea, donde el único medio para formar este tipo de acuífero es mediante fracturas en el basamento (e.g. Lienlaf, 2019). Esto concuerda con la escasez de vesículas en los líticos juveniles, que también afirma la idea de una interacción con agua subterránea, ya que indica que la fragmentación del

magma se produjo antes de la exsolución sustancial de volátiles en el fundido (White y Ross, 2011), en niveles no someros.

En los casos de los CEM Rollizos y Pocihuén (conos de toba) como presentan menor abundancia de líticos accidentales intrusivos en comparación al CEM San Antonio, se produciría por una interacción de agua-magma en niveles más superficiales. Además, la abundante palagonita presente en los edificios volcánicos de Rollizos y Pocihuén, afirmaría que hubo una alta razón agua/magma y un ambiente acuoso en el momento de la depositación. Esto apoyaría la idea de una interacción de magma con agua en superficie, que según Brand y Brož (2014) se produciría en niveles superficiales como lagos o mares pocos profundos (Figura 5.2).

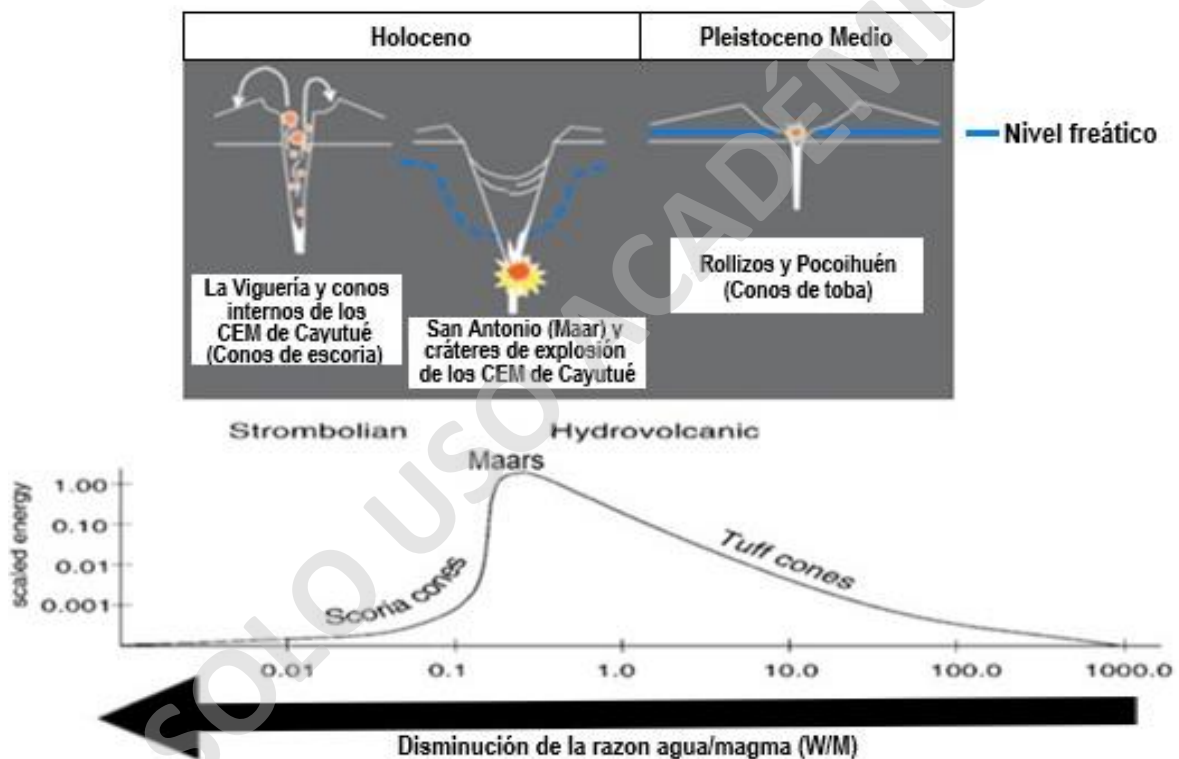


Figura 5.2. Disminución de la razón agua/magma y variación en la profundidad de interacción del magma con el nivel freático en la zona del Estuario de Reloncaví y lago Todos Los Santos. Extraído y modificado de Kurszlaukis y Lorenz (2016) y Sigurdsson (1999).

5.3. ANÁLISIS TEXTURAL

Las texturas expuestas en este capítulo corresponden a las muestras de los CEMER y no de su basamento. Se menciona esto, debido a que en el caso del CEM Rollizos por el gran parentesco petrográfico de PRO-03 (dique) y PRO-05 (juvenil escoriáceo), además de su similitud química en trazas, se descartaron las muestras PRO-01, PRO-02, PRO-06 y PRO-

07, ya que corresponden a los Estratos de Reloncaví (basamento de Rollizos), los cuales no representan el magma de este CEM.

Las muestras correspondientes a juveniles escoriáceos, lavas y diques (ver tabla 4.1) exhiben textura hipocristalina, porfírica e inequigranular que evidencian al menos 2 etapas de enfriamiento y cristalización. La primera, formó los fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, provenientes de una baja tasa de enfriamiento y nucleación que generó un mayor crecimiento de estos cristales, con respecto a los microlitos. La segunda tasa, en niveles más superficiales del magma en la corteza, se formaron los microlitos de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa en condiciones de una alta tasa de enfriamiento y nucleación, que generó la ocurrencia de vidrio y una mayor producción de cristales, pero con un bajo crecimiento. La textura intergranular, evidente por su escaso vidrio, en unos de los diques de Pocolhuén (PRO-03) y en la colada de lava con disyunción columnar de La Viguera (RAL-08), indican (relativamente) una baja tasa de enfriamiento en comparación a muestras de mayor contenido de vidrio. Esta se explicaría por su alto espesor, en los dos casos, lo que generaría un enfriamiento más lento y así una menor producción del vidrio (se destaca que las muestras fueron tomadas del centro o zonas macizas). La textura piroclástica evidente en todos los CEMER evidencia una actividad eruptiva explosiva.

Las texturas de bordes de reabsorción, esquelética y sieve, indican una perturbación a las condiciones iniciales (presión, temperatura y química) de formación de los fenocristales. Esto evidenciaría un fuerte desequilibrio de las fases cristalinas con el fundido magmático, que podría originarse por una disminución drástica de la presión en un ascenso rápido del fundido, o de igual forma, por un nuevo input de magma de mayor temperatura que sobrecalienta el sistema (Shelley, 1993). Como estas texturas no se exhiben en todos los fenocristales, evidenciarían diferentes familias de cristales que se originaron en condiciones distintas. El primer grupo corresponderían a fenocristales que sufrieron procesos de re-equilibrio con el fundido magmático, mientras que el segundo grupo se formaría posterior a este desequilibrio. Una evidencia de lo anterior, es la textura de zonación que afecta distintivamente a los fenocristales de plagioclasa. Esto demostraría la existencia de cristales que tuvieron tiempo para crecer, a medida que cambiaba gradualmente la composición química del magma, y otros, de crecimiento no afectado por cambios químicos, que no tuvieron tiempo para generar zonación o se formaron posteriormente a tal proceso.

Las texturas de intercrecimiento, agrupadas y definidas en este estudio, involucran un crecimiento coetáneo o posterior en entre dos fases minerales. En el caso de las texturas ofítica y subofítica, se podría explicar por una tasa de crecimiento mayor del clinopiroxeno, en comparación, a la plagioclasa, generando que la englobe total o parcialmente. No se descartaría la posibilidad de que estas texturas, se originaron por condiciones termodinámicas que favorecieron la posibilidad de cristalizar en primer lugar plagioclasa y posteriormente piroxeno. Este favorable crecimiento para el clinopiroxeno, se podría ocasionar por una mayor difusión iónica del cristal con el magma o por una mayor disponibilidad de los elementos de su estructura cristalina en el fundido. Por otro lado, la textura intrafasciculada y poiquilitica se da en fases minerales que tienen texturas de desequilibrio como sieve, bordes de reabsorción y esqueletal. Esto evidenciaría un crecimiento posterior del cristal interno, de forma anhedral, como un relleno de las cavidades ocasionadas por el desequilibrio.

La textura glomeroporfírica se podría explicar debido al crecimiento de cristales en forma de cúmulos por un ahorro energético (Shelley, 1993), a partir de una nucleación heterogénea. La textura traquítica, observada en material juvenil escoriáceo (en menor medida) y notoriamente en lavas, evidencian su flujo al interior del conducto volcánico y en la colada de lava, correspondientemente. La textura vesicular presente en estos mismos materiales, evidencia exsolución de volátiles en niveles superficiales y posteriormente su desgasificación (Ver tabla 5.2).

Tabla 5.2. Resumen de las texturas exhibidas en los CEMER.

CEMER	Texturas presentes en los CEMER					
	Intercristalinas	Desequilibrio	Intercrecimiento	Flujo	Nucleación heterogénea	Desgasificación
San Antonio	Hipocristalina; Porfírica; Inequigranular; Intergranular ⁽¹⁾ ; Piroclástica	Esqueletal y bordes de reabsorción en fenocristales de olivino; Sieve y zonación en fenocristales de plagioclasas ⁽²⁾	Ofítica; Subofítica	Traquítica	Glomeroporfírica entre fenocristales de olivino y clinopiroxeno	Vesicular
La Viguera			Intrafasciculada		Glomeroporfírica entre fenocristales de olivino	
Rollizos			Poiquilitica en fenocristales de plagioclasa con microlitos de olivino		Glomeroporfírica entre fenocristales de olivino y plagioclasa ⁽³⁾	
Pocoihuén			Se ausentan			

⁽¹⁾ Intergranular se ausenta en el CEM San Antonio; ⁽²⁾ Sieve en CEM Pocoihuén se ausenta; ⁽³⁾ En dique PRO-03 se presenta entre fenocristales de olivino.

5.4. ORIGEN DE LA COMPOSICIÓN MAGMÁTICA

5.4.1. Modelo de cristalización fraccionada

En general, las tendencias exhibidas en los diagramas de variación de elementos mayores (Figura 4.18), sugieren la cristalización fraccionada de olivino, clinopiroxeno, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti, que son minerales presentes en las muestras de los CEMER.

Con el fin de modelar la cristalización fraccionada, se utilizó el software COMAGMAT 3.72 (Ariskin *et al.*, 1993; Ariskin y Barmina, 2004) a modo de analizar la influencia que tuvo esta, en la composición química del magmatismo de los CEMER. Para que el modelo sea representativo y considere a todas las muestras, en una misma tendencia de formación, se debe visualizar un magmatismo cogenético, en otras palabras, que sus magmas primitivos sean geoquímicamente similares. Esto debido a que los modelos de cristalización fraccionada, se realizan a partir de la muestra más primitiva de los centros eruptivos.

A modo de ver si los magmas son cogenéticos, se utiliza el software PRIMACALC2 (Kimura y Ariskin, 2014) que emplea la termodinámica del modelo de cristalización fraccionada de COMAGMAT 3.72, para examinar magmas primarios (primer fundido en el manto). En este caso, se seleccionan las muestras más diferenciadas (ABR-02 – PRO-03) y primitivas (RAL-11 – POC-03) de los CEMER más antiguos (Pleistocenos; Rollizos - Pocihuén) y más recientes (Holocenos; San Antonio - La Viguera), con el objetivo de observar una posible discrepancia en sus magmas primarios, dada la diferencia de edades y composiciones. Para visualizar esto, se grafican las muestras de los CEMER y CEM de Cayutué (Mena, 2015), en conjunto con sus magmas primarios, en el diagrama de Nb versus Zr debido a que son elementos muy incompatibles y se fraccionan a tasas similares (Figura 5.3). Se exhibe que los magmas primarios para los centros de San Antonio, La Viguera y de Cayutué (este último Holoceno; Mena, 2015) poseen concentraciones similares de Nb y Zr, indicando un posible carácter cogenético entre sus magmas. Para los casos de Rollizos y Pocihuén (Pleistocenos) sus magmas primarios poseen concentraciones similares, pero que difieren del resto de los centros eruptivos. Tal característica evidenciaría que sus magmas son cogenéticos y que no pertenecerían al mismo magma primario de los centros eruptivos más recientes (Holocenos).

Las condiciones de entrada para el modelo de PRIMACALC2, fueron presiones entre 6 – 10 kbar y un contenido de H₂O menor a 1%, correspondientes a las calculadas por Mella (2008) en el CEM Cabeza de Vaca, que pertenece al grupo de los centros eruptivos de

Cayutué. El buffer de oxígeno utilizado es el QFM (Myers y Eugster, 1983) que se recomienda para magmas generados en zonas de subducción (e.g. Kelley y Cottrell, 2009). Se destaca que al modificar notoriamente el contenido de agua (entrada crítica para PRIMACALC2), no se observaron cambios considerables en el contenido de elementos trazas.

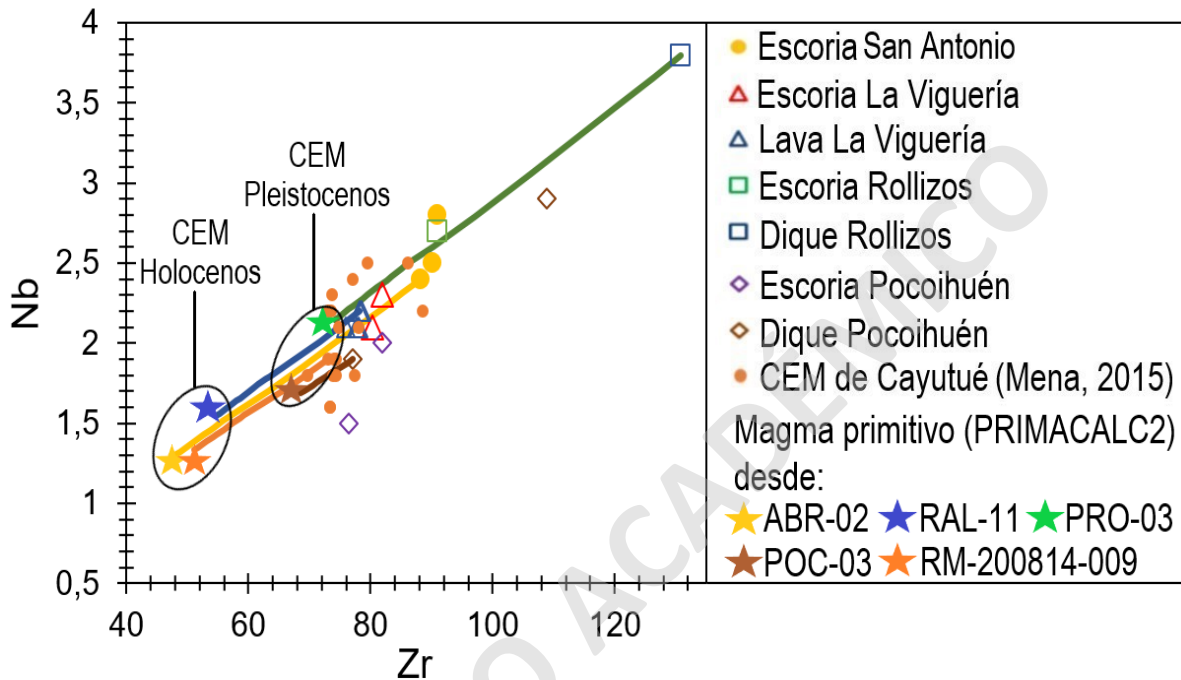


Figura 5.3. Diagrama de variación de Nb versus Zr para las muestras de los CEMER y CEM de Cayutué. Las líneas continuas corresponden a los modelos de magmas primitivos extraídos de PRIMACALC2 (Kimura y Ariskin, 2014).

Ya evidenciado que los magmas primarios de los CEMER Pleistocenos (Pocolihuen – Rollizos), difieren con respecto a los Holocenos (San Antonio – La Viguera – Cayutué), se selecciona la muestra más primitiva de estos dos grupos, en base al mayor contenido de MgO y menor de SiO₂, que corresponde a POC-03 de Pocolihuen y RAL-11 de La Viguera. Estos contenidos de MgO e incluso mayores, ya se han utilizados como magmas primitivos en centros eruptivos de la ZVS (e.g. Apagado; Watt *et al.*, 2013). De esta forma, se ayudará a visualizar si la diferencia química presente entre los CEMER y CEM de Cayutué, es solo por cristalización fraccionada o por algún otro proceso involucrado.

Las condiciones de entrada para este modelo, realizado mediante COMAGMAT 3.72, fueron las mismas que se utilizaron en PRIMACALC2. La diferencia está, en que se agregó un contenido de agua de 3,3%, que son valores alcanzados por magmas del centro eruptivo Apagado, ya que como se encuentra al sur de los CEMER (Watt *et al.*, 2013), es un valor

razonable en el cual podrían estar estos centros eruptivos. Este último contenido de agua, es el que mejor se ajusta a los demás CEM.

Los modelos de cristalización fraccionada de COMAGMAT 3.72, se plotearon con las muestras de los CEMER y de los CEM de Cayutué (Mena, 2015), en los diagramas de variación de elementos mayores. En estos se exhibe que los magmas de los centros eruptivos, se ajustan de buena forma a las curvas de los modelos en elementos corticales, explicando así la formación del resto de las muestras (a excepción de Rollizos; Figura 5.4. A y B). Mientras que, en los elementos de mayor afinidad con el manto se desvían de la tendencia (Figura 5.4 C, D y E). Este rasgo evidenciaría que la formación de los magmas de los CEMER y de los CEM de Cayutué, no se explicarían solo por cristalización fraccionada, sino que también por otro proceso ocurrido en su fuente (Mena, 2015). Además, se visualiza que el modelo desde el CEM La Viguera, se ajusta de mejor forma a las muestras de San Antonio y Cayutué, lo que reafirmaría su carácter cogenético.

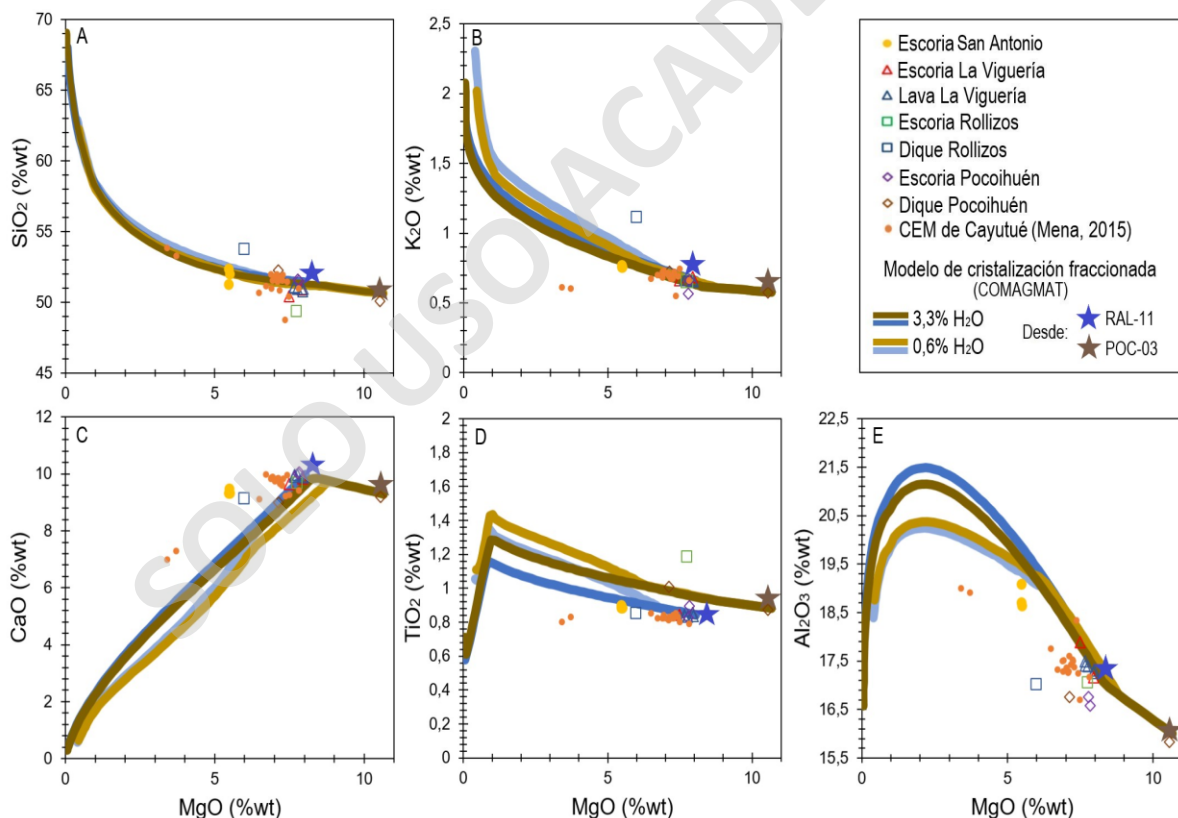


Figura 5.4. Diagrama de variación de elementos mayores para las muestras de los CEMER y CEM de Cayutué. Las líneas continuas corresponden a los modelos de cristalización fraccionada extraídos de COMAGMAT 3.72 (Ariskin *et al.*, 1993; Ariskin y Barmina, 2004).

Los puntos de inflexión en los modelos de cristalización fraccionada, evidencian el fraccionamiento de fases minerales que están presentes en las rocas de cada CEM. El diagrama de SiO_2 versus MgO (Figura 5.4. A), utilizado como un signo de cristalización fraccionada de olivino, muestra un comportamiento que coincide con las pendientes positivas de los diagramas de Ni y Co, con respecto al MgO (Figura 5.5. A y B). Estos elementos, como se incorporan en los cristales de olivino, evidencian el fraccionamiento de esta fase mineral, al igual que en el diagrama de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus MgO (Figura 5.5. C), que de igual forma, evidencia la cristalización de clinopiroxeno, dado que este incorpora CaO en su fórmula química. La pendiente positiva del diagrama de Co (Figura 5.5. B), que es un elemento que también incorpora el clinopiroxeno, evidenciaría el fraccionamiento de este, además del olivino.

Se destaca la muestra POC-03 que representa el dique de mayor potencia (20 m) del CEM Pocolhuén y que exhibe las concentraciones más primitivas con respecto a MgO . Este rasgo, diferenciable de las demás muestras de este centro eruptivo, se podría interpretar como un pulso tardío de una composición más primitiva. Se podría evidenciar con las texturas esquelética y de reabsorción en los fenocristales de olivino, causadas por la llegada de este nuevo pulso magmático, de mayor temperatura, que desequilibraría un posible reservorio magmático.

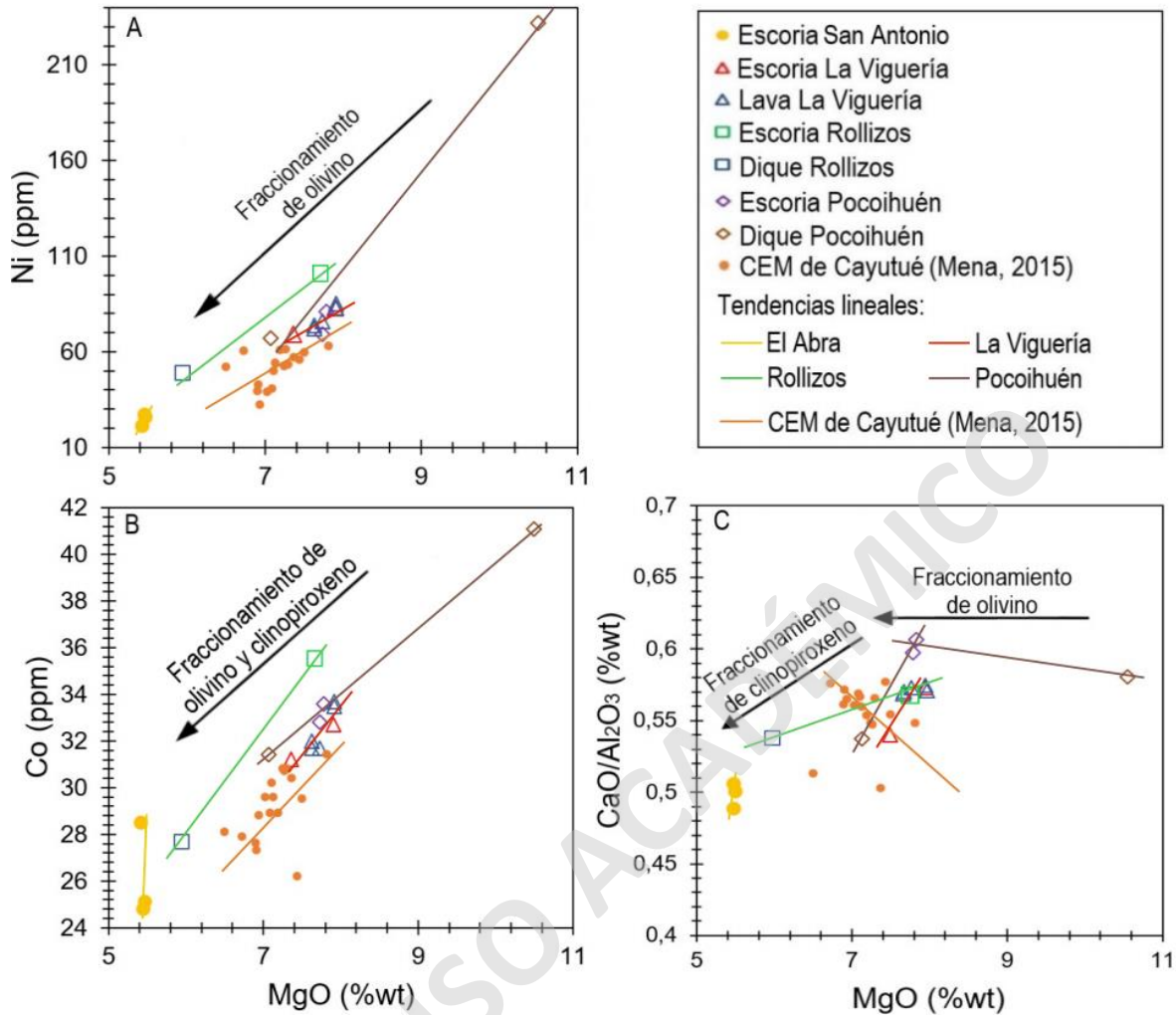


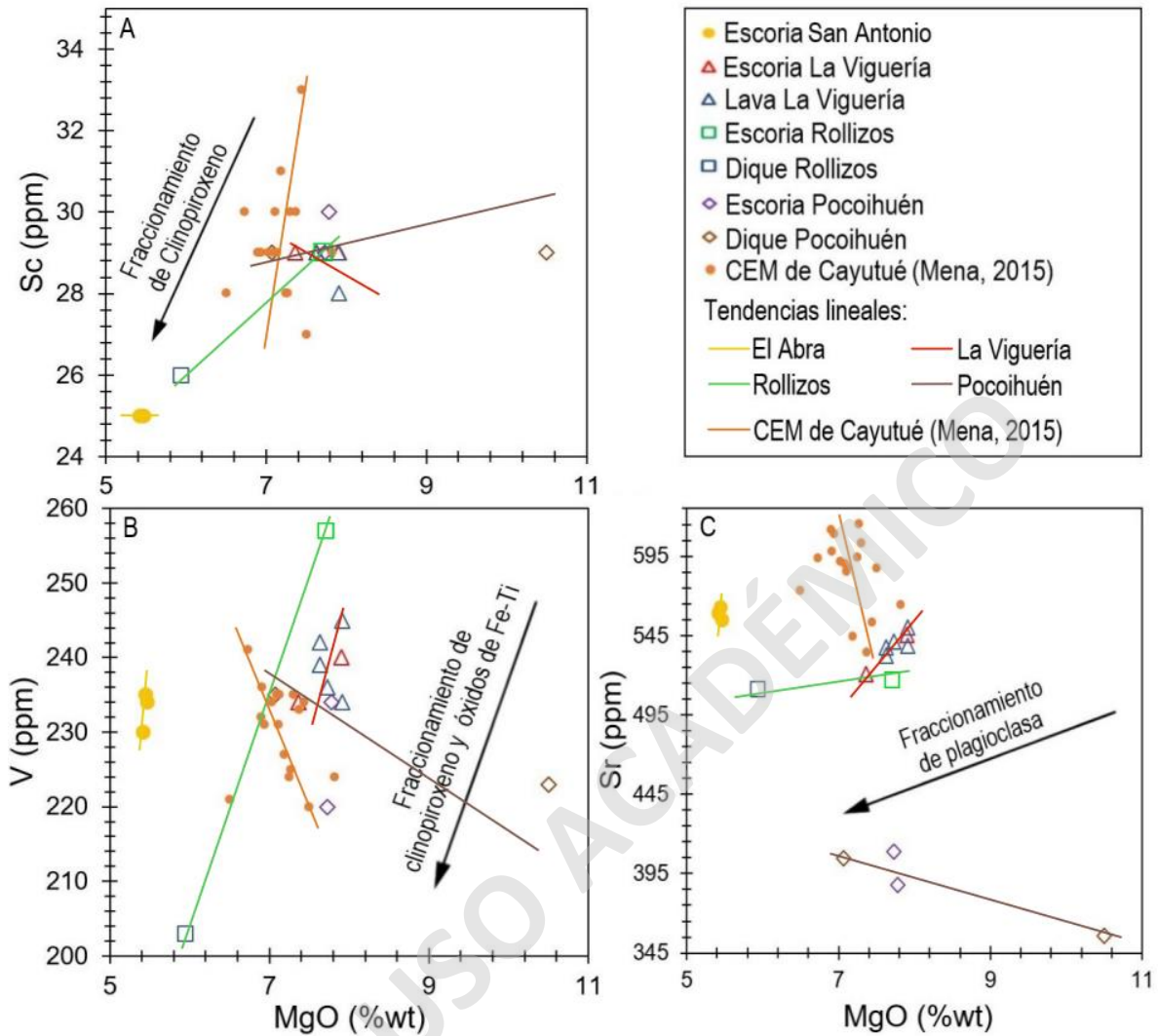
Figura 5.5. Diagrama de variación de Ni, Co y $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ con respecto al MgO, para las muestras de los CEMER y CEM de Cayutué.

El modelo de cristalización de CaO versus MgO (Figura 5.4. C), exhibe un punto de inflexión que demostraría el fraccionamiento de clinopiroxeno y/o plagioclasa. A modo de visualizar que fase mineral estaría fraccionando, se analizan los diagramas de Sc y V con respecto al MgO (Figura 5.6. A y B), que son elementos que remplazan al Ca en la estructura cristalina del clinopiroxeno y no en la plagioclasa. En el diagrama de Sc, se exhibe una tendencia positiva para los CEM de Rollizos, Pocolihuén y de Cayutué, mientras que La Viguera presenta una tendencia negativa. Caso particular lo presenta el CEM Abra, que no exhibe ninguna tendencia. Estas características se explicarían por un fraccionamiento de clinopiroxeno en los CEM de Rollizos, Pocolihuén y de Cayutué, pero que se ausenta en los centros eruptivos de San Antonio y La Viguera. Esto indicaría que sus magmas ascendieron por diferentes conductos, lo que calzaría con las distintas ubicaciones de estos centros eruptivos.

Otra alternativa para el punto de inflexión en el diagrama de CaO versus MgO (Figura 5.4. C) es el fraccionamiento de la plagioclasa. Para esto se analiza el diagrama de Sr versus MgO (Figura 5.6. C), ya que es un elemento que reemplaza al Ca en la plagioclasa. En este se visualizan pendientes positivas para los CEM San Antonio, La Viguera y Rollizos, que evidencia el fraccionamiento de esta fase mineral. Caso contrario se exhibe en los CEM Pocolhuén y de Cayutué, de pendiente negativa, que se explicaría debido a que los cristales de plagioclasa no se fraccionaron. Este rasgo de cristalización fraccionada diferencial, podría sugerir la idea de que los magmas ascendieron por diferentes conductos, porque en el caso contrario, se hubieran homogenizados y presentarían un similar fraccionamiento de cristales.

El punto de inflexión en el diagrama de TiO₂ versus MgO (Figura 5.4. D), sugiere la cristalización de óxidos de Fe-Ti que coincide con el diagrama de V con respecto al MgO (Figura 5.6. B), utilizado para ver el fraccionamiento de estas fases minerales, como también del clinopiroxeno. En este se exhiben pendientes positivas para los CEM San Antonio, La Viguera y Rollizos, mientras que en los centros eruptivos de Pocolhuén y Cayutué presentan tendencias negativas. Estas características, evidenciarían el fraccionamiento de óxidos de Fe-Ti para los CEM San Antonio, La Viguera y Rollizos, pero que se ausenta en los centros de Pocolhuén y Cayutué. En relación al fraccionamiento de clinopiroxeno, utilizando el diagrama de V (Figura 5.6. B), se explicaría solo en el caso del CEM Rollizos, debido a que en el gráfico de Sc versus MgO (Figura 5.6. A), las tendencias de los CEM San Antonio y La Viguera, no demuestran la cristalización de esta fase mineral.

Es importante destacar que estas tendencias de fraccionamiento, que se confirman con los resultados cuantitativos de COMAGMAT 3.72 (software detalla que minerales fraccionaron), explican las variaciones internas de cada centro eruptivo, pero no las diferencias composicionales entre cada CEM. En este sentido sería otro el factor que genera la variabilidad química entre los CEMER y CEM de Cayutué, que según los modelos de elementos mayores estaría ocurriendo en sus fuentes, a excepción del CEM Rollizos que se desvía en los elementos corticales (Figura 5.4 A y B).



5.4.2. Asimilación cortical

A modo de detectar el factor adicional que genera la variabilidad química entre los CEMER y CEM de Cayutué, se analiza la contaminación cortical como una posible alternativa. Para esto se grafican las unidades intrusivas (Carrasco, 1995) donde están emplazados los centros eruptivos (Figura 4.1), en los modelos de cristalización fraccionada de elementos corticales mayores como SiO_2 y K_2O (Figura 5.7).

En los diagramas se exhibe que el único centro que presenta una tendencia hacia los cuerpos intrusivos es el CEM Rollizos. Este se aleja del modelo de cristalización fraccionada (COMAGMAT 3.72) realizado desde Picoihuén (centros cogenéticos) y se acerca a la composición de los intrusivos. Tal característica indicaría una mayor contaminación cortical, que da respuesta al alto contenido de SiO_2 y K_2O presente en la muestra PRO-03 (dique de Rollizos), en comparación con los otros centros eruptivos. Este proceso se confirmaría con las altas razones de Th/Ce y la tendencia de asimilación en K/La versus Ba/Th (Figura 5.8. A y B), que posiciona al CEM Rollizos como el centro más diferenciado del presente estudio.

La contaminación cortical del CEM Rollizos, evidenciaría la idea de un mayor tiempo de residencia de su magma, lo que concuerda con la asociación cinemática desacoplada (Cembrano y Lara, 2009) presente en estos CEM y que ocasiona un mayor tiempo de emplazamiento magmático. El hecho de que este rasgo se ausente en los demás CEM, apoya la idea de que los magmas ascendieron por diferentes conductos y que su tiempo de residencia fue diferente. Sin embargo, se destaca que este tiempo fue relativamente corto, ya que en caso contrario se tendrían composiciones más diferenciadas. En este sentido el SFLO que es donde están emplazados los CEMER y CEM de Cayutué, actuaría como un conducto magmático que permite el ascenso rápido de los magmas, pero con pequeños tiempos de residencia que espacialmente difieren. En un caso contrario, el magma de estos centros se hubiera homogenizado y presentarían las mismas características químicas. Se destaca que además del SFLO, existen estructuras que lo intersectan con dirección NW y que están presentes en la zona, por lo que también podrían incidir en el ascenso de los magmas.

La asimilación cortical explicaría solo la variabilidad química del CEM Rollizos con respecto a los otros centros eruptivos, por lo que sería otro el proceso que origina la diferencia química entre ellos. Esta situación concuerda con la investigación de Mena (2015) que

también indica que la contaminación cortical, no sería un factor principal que determina la composición de los CEM de Cayutué.

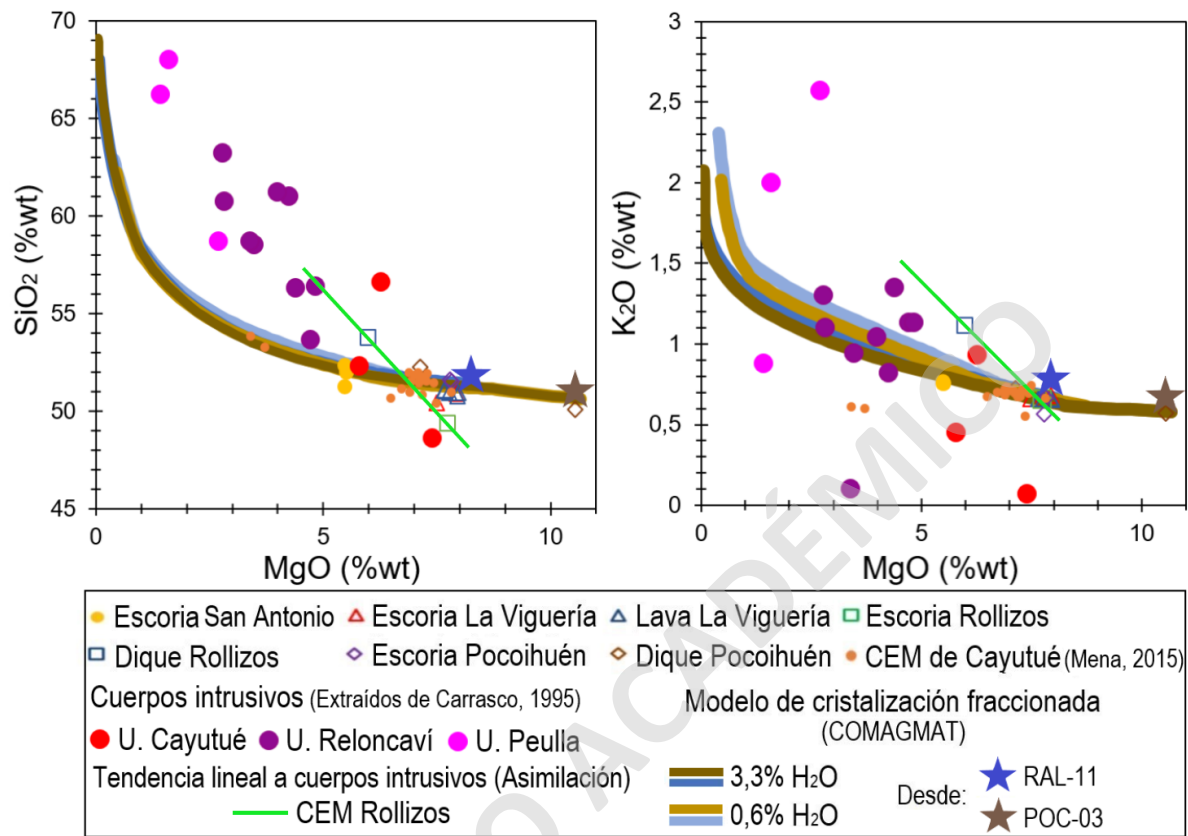


Figura 5.7. Diagrama de variación de SiO₂ y K₂O con respecto al MgO, para las muestras de los CEMER y CEM de Cayutué. Se agregan las unidades intrusivas (potenciales contaminantes) que constituyen el basamento de los centros eruptivos (extraídos de Carrasco, 1995). Las líneas continuas azules representan los modelos de cristalización fraccionada realizados en COMAGMAT 3.72 (Ariskin *et al.*, 1993; Ariskin y Barmina, 2004).

5.4.3. Adición de fluidos de la placa subductante

Los CEMER y CEM de Cayutué evidencian procesos de diferenciación magmática como cristalización fraccionada y contaminación cortical (caso particular de Rollizos). Sin embargo, como estos procesos no explican sus diferencias químicas, se analizan diagramas con razones de elementos trazas (e.g. McGee *et al.*, 2017), con el fin de observar la influencia de otro proceso que esté afectando en sus fuentes (Figura 5.8. A, B y C).

En un estudio de Borg *et al.* (1997) determinaron que la diversidad de magmas primitivos en el *Lassen Volcanic Center* (California, E.E.U.U.) estaría dada por la variabilidad de composición y cantidad, de los fluidos provenientes del *slab* en la fuente mantélica. Por otro lado, McGee *et al.* (2017) concluyeron que la diversidad química del CEM San Jorge (ubicado en las cercanías del volcán Villarrica, Chile) con respecto a otros CEM de la zona, también sería ocasionada por una diferencia en la adición de fluidos. Es así como se analiza esta variable como una posible alternativa que, efectivamente, se visualiza en los diagramas de Sr/Th versus Th/Ce y K/La versus Ba/Th (Figura 5.8. A y B), al tener grandes variaciones de estas razones entre los centros eruptivos. Se observa una mayor adición de fluidos (altas razones de Sr/Th y Ba/Th) para los CEM de Cayutué, La Viguera, San Antonio y en menor medida para Picoihúen y Rollizos. Con esto se confirma que los magmas de los CEM holocenos, no provienen del mismo magma primario que los CEM Pleistocenos y que fueron generados con una diferente adición de fluidos. Además, se aprecia que no hubo variaciones considerables en el grado de fusión parcial visible en las razones de Nb/Zr (Figura 5.8. C).

Evidenciando aún más la variable de adición de fluidos como origen de la variabilidad química entre los CEMER y CEM de Cayutué, se analiza el diagrama de Sr con respecto al MgO (Figura 5.8. D), debido a que el Sr es un elemento de alta movilidad en la adición de fluidos. En este se incluye el modelo de cristalización fraccionada (COMAGMAT 3.72) de los CEM Holocenos y Pleistocenos, a modo de observar si la variabilidad química de este elemento se puede explicar por fraccionamiento. Se exhibe que las muestras del CEM Picoihúen (Pleistoceno) se lograrían explicar por este proceso, al igual que las muestras de los CEM La Viguera, San Antonio y de Cayutué (Holocenos). Este rasgo apoya la idea de que el factor que causa más diversidad química entre los centros eruptivos, es la adición diferencial de fluidos, lo que genera magmas primitivos diferentes.

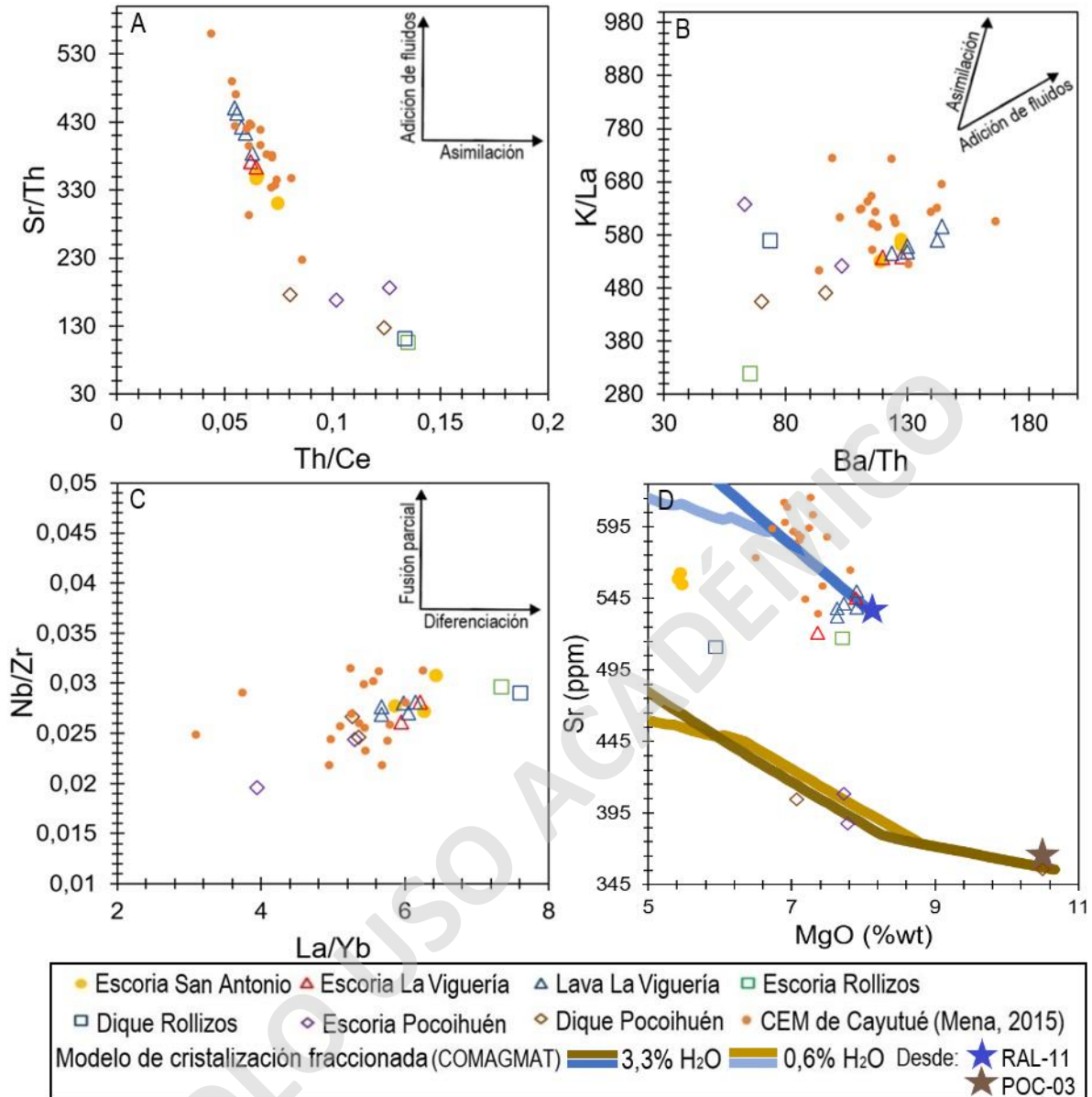


Figura 5.8. Diagramas de razones de elementos trazas y Sr con respecto al MgO, para las muestras de los CEMER y CEM de Cayutué. Las líneas continuas representan los modelos de cristalización fraccionada realizados en COMAGMAT 3.72 (Ariskin *et al.*, 1993; Ariskin y Barmina, 2004).

5.4.4. Modelo petrogenético

De esta forma, en base a la geoquímica y petrografía de los CEMER y CEM de Cayutué, se demuestra que estos centros de emisión fueron afectados por diferentes procesos implicados en su origen (fundamentalmente) y en el ascenso magmático. La generación de sus magmas estaría dada por una distinta influencia de los fluidos provenientes del *slab*, a una fuente mantélica de peridotita de espinela, determinada debido a la similitud del patrón de REE de los CEMER con los CEM de Cayutué (estos últimos trabajados por Mena, 2015), que no sugieren la presencia de plagioclasa o granate en la fuente. Esta adición de fluidos diferencial, que es mayor para los CEM Holocenos y menor para los CEM Pleistocenos, generaría una fusión parcial (Figura 5.9. A) de manera similar. Esto formaría un magmatismo de diferentes composiciones (según la edad), el cual se acumularía en reservorios espacialmente diferentes para todos los CEM, ya que en caso contrario sus magmas se hubiesen homogenizado (Figura 5.9. B). Las profundidades serían correspondientes a la base de la corteza (aprox. 33 km), calculadas por Mella (2008) para el CEM Cabeza de Vaca, donde cristalizarían los fenocristales exhibidos en las muestras en una alta tasa de crecimiento y baja de nucleación (Figura 5.9. B). El ascenso del magma estaría facilitado a través de fisuras corticales como lo es el SFLO, que sumado a eventuales recargas, causarían cambios en las condiciones químicas y termodinámicas (presión – temperatura). Estas nuevas condiciones serían propicias para generar texturas de desequilibrio en los fenocristales ya formados y también para el crecimiento de cristales en forma de cúmulos, producto de un ahorro energético (Figura 5.9. C). El magma seguiría ascendiendo a condiciones más superficiales, donde podría haber tiempo cortos de residencia magmática o ascensos más lentos, que para el caso del CEM Rollizos es mayor, provocando asimilación cortical. Estas condiciones más someras, provocarían un descenso de temperatura y presión, que serían las ideales para causar una baja tasa de crecimiento y alta de nucleación, formando los abundantes microlitos y el vidrio presente en las muestras (Figura 5.9. D), los cuales también se pueden formar en el momento de la extrusión. Las variaciones internas de cada CEM, se explicarían por el fraccionamiento de distintas fases minerales (olivino \pm clinopiroxeno \pm plagioclasa \pm óxidos de Fe-Ti) para cada centro (Figura 5.9. B, C y D).

Como no se encontraron rasgos químicos en común con respecto a las diferentes arquitecturas monogenéticas, se sugiere que la química magmática no es esencial para generar una estructura volcánica específica, sino que dé la razón agua/magma.

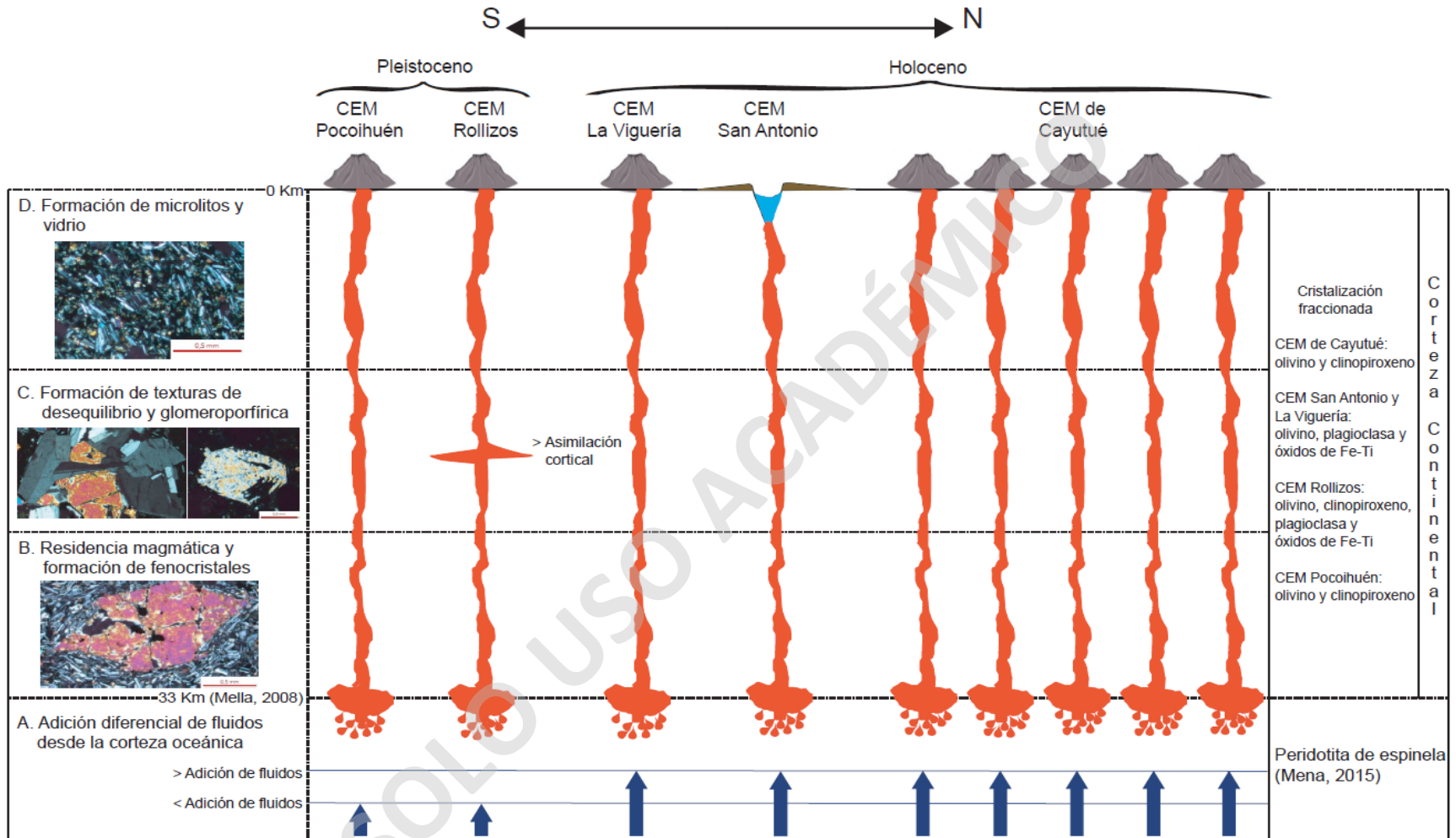


Figura 5.9. Representación esquemática de la evolución magmática de los CEMER y CEM de Cayutué. Las profundidades serían correspondientes a la base de la corteza (33 km), calculadas por Mella (2018) para el CEM Cabeza de Vaca. La fuente mantélica de peridotita de espinela fue demostrada por Mena (2015) para los CEM de Cayutué. Las líneas azules corresponden a los fluidos provenientes de la deshidratación de la corteza oceánica, donde los mayores tamaños corresponden a los CEM que exhiben una mayor adición de fluidos.

5.4.5. Comparación entre centros eruptivos menores y mayores

Como el volcán Osorno y Calbuco son los centros eruptivos mayores más cercanos a los CEMER y CEM de Cayutué, se realiza un análisis a modo de observar una posible relación genética entre sus magmas, en los diagramas de Nb versus Zr y de las razones de elementos trazas (Figura 5.10). Además, a modo de comparar, se adjuntan otros CEM de la ZVS como el campo volcánico Carran-Los Venados, conos de signatura *Kangechi* y normal (en relación a la ZVS) de *Mocho-Coshuenco* (Rawson *et al.*, 2016) y los CEM de Caburgua y Huelemolle (McGee *et al.*, 2017).

En el diagrama de Nb versus Zr (Figura 5.10. A) se observa que el volcán Osorno y Calbuco presentan tendencias similares al modelo de magma primitivo (PRIMACALC2). Esto indicaría que sus magmas provendrían de una fuente similar, pero que han tenido procesos de diferenciación magmática de mayor intensidad, como lo es la contaminación cortical evidenciada en diagrama de K/La versus Ba/Th (Figura 5.10. B). Apoyando a esta idea, López-Escobar *et al.* (1995b) sugieren que el SFLO actuó como un canal magmático rápido para los CEM, mientras que para el volcán Osorno su ascenso debió ser más complejo, favoreciendo la asimilación cortical. Además, proponen que las composiciones parentales de las andesitas del Calbuco, provienen de magmas basálticos y andesíticos basálticos similares a los del volcán Osorno, que fueron sometidos a intensos procesos de cristalización fraccionada y asimilación cortical. Otro rasgo característico, es la gran variabilidad que presentan los CEM en las razones de trazas con respecto a los centros eruptivos mayores. Esto evidenciaría la mínima homogenización que poseen los CEM en comparación a estratovolcanes, demostrando la importancia de sus estudios, en relación al conocimiento de las diferentes variables que actúan en la fuente para su fusión y generación de magmas.

Comparando los otros CEM de la ZVS, se visualiza en el diagrama de Nb versus Zr (Figura 5.10. A) que los conos de signatura normal de la ZVS de Mocho-Coshuenco podrían provenir de un magma geoquímicamente similar, debido a su semejante tendencia. En cambio, el campo volcánico Carran-Los Venados, los conos de signatura *Kangechi* de Mocho-Coshuenco y los CEM de Caburgua y Huelemolle, como presentan una tendencia distinta, indicarían que provienen de magmas de diferentes condiciones de formación. Además, en base a los diagramas de razones trazas (Figura 5.10. B, C y D), se sugeriría que la variabilidad geoquímica entre los CEM se provocaría por diferentes *inputs* de fluidos, grados de fusión parcial y asimilación cortical. En esta última, la variabilidad en la

composición de los basamentos y el diferente tiempo de residencia magmática, podrían ser factores que aportarían a las heterogeneidades geoquímicas exhibidas.

Los CEM que tendrían similar geoquímica con los del presente estudio, son los de la signatura normal de la ZVS provenientes de Mocho-Coshuenco, en donde sus diferencias estarían dadas por un mayor grado de asimilación cortical en este último (Figura 5.10. B y C).

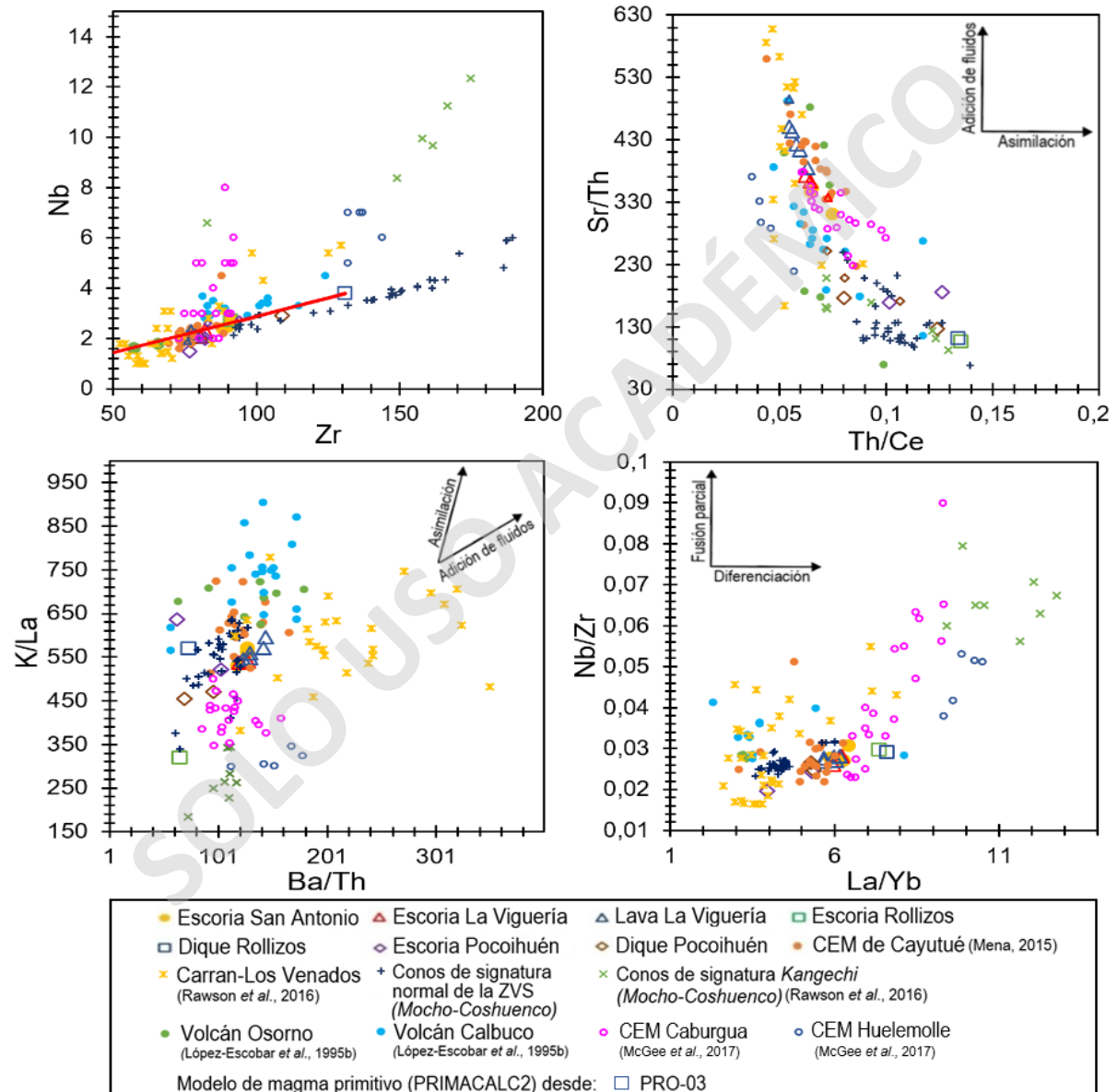


Figura 5.10. Diagramas de Nb versus Zr y de las razones de elementos trazas para los CEMER, CEM de Cayutué (Mena, 2015), campo volcánico Carran-Los Venados, conos de signatura *Kangechi* y normal de *Mocho-Coshuenco* (Rawson et al., 2016) y los CEM de Caburgua y Huelemolle (McGee et al., 2017). Los datos de tamaño más pequeño en la simbología de los CEMER provienen de López-Escobar et al. (1995b; 1992), al igual que los del volcán Osorno y Calbuco. De estos últimos también se agregan datos mínimos de Watt et al. (2011), Jacques et al. (2014) y de Rawson et al. (2016). La línea roja es la tendencia del modelo de magma primitivo.

6. CONCLUSIONES

- Los centros eruptivos menores del Estuario de Reloncaví (CEMER), corresponden a diferentes arquitecturas monogenéticas. El CEM San Antonio se define como un maar, La Viguera como conos de escoria, y Rollizos y Pocihuén como conos de toba.
- La edad de los CEMER es Pleistocena-Holocena, donde los centros más antiguos corresponden a Rollizos y Pocihuén (Pleistocenos). Posteriormente, se genera el CEM San Antonio y finalmente La Viguera (ambos Holocenos).
- En términos geoquímicos los CEMER poseen composiciones entre basáltica y andesítico-basáltica que no presentan grandes variabilidades en términos de elementos mayores, pero sí en elementos trazas, a pesar de su gran proximidad. Se observa un enriquecimiento de LILE por sobre LREE, HFSE y HREE, y un empobrecimiento de HFSE en relación a LREE.
- En cuanto al origen de la composición magmática, se determinó que las variabilidades composicionales entre los CEMER y CEM de Cayutué, se atribuyen a procesos de cristalización fraccionada (distinta en cada CEM) y diferencias en el aporte de fluidos de la placa subductante. Se tiene una mayor adición de fluidos para los CEM Holocenos y menor para los Pleistocenos. Mientras que no se aprecian variaciones considerables en el grado de fusión parcial ni en la influencia de contaminación cortical, salvo en el CEM Rollizos que es el único que exhibe una tendencia de asimilación (visibles en razones de K/La, Ba/Th y Nb/Zr). La no homogenización de estas variabilidades geoquímicas, se debe a un ascenso rápido del magma que es facilitado por el SFLO, impidiendo la mezcla de estos y la acumulación en una cámara magmática común.
- Comparando los CEM con los volcanes Osorno y Calbuco, se observó que sus magmas provienen de una fuente similar, pero que han tenido procesos de diferenciación magmática de mayor intensidad como lo es la asimilación cortical (evidenciado en el diagrama de K/La versus Ba/Th), cristalización fraccionada y mezcla de magmas basáltico y silíceo (caso particular del volcán Osorno; López-Escobar *et al.*, 1995b). Comparando con otros CEM de la ZVS, se exhibe que los factores que causarían mayor variabilidad geoquímica, son la diferencia en el *input* de fluidos, grados de fusión parcial y asimilación cortical.

- En cuanto a su expresión superficial, las diferentes arquitecturas monogenéticas, junto a la cronología relativa, permitiría sugerir una disminución de la razón agua/magma desde el Pleistoceno (conos de tobas) hasta el Holoceno (maares y conos de escoria) en la zona del Estuario de Reloncaví y del lago Todos Los Santos.
- Se determina que la interacción de agua/magma para el CEM San Antonio se produce con aguas subterráneas, mientras que para Rollizos y Pocihuén es superficial.
- Se sugiere análisis de microsonda y/o geofísicos para evaluar la profundidad y la existencia, de cámaras magmáticas actuales de todos los CEMER y CEM de Cayutué. Esto para conocer si todos presentan la misma profundidad de cristalización de sus fenocristales y debido a la alta proximidad con sectores poblados que pueden ser afectados ante una posible reactivación del volcanismo. Esta reactivación en el tiempo ha sido evidenciada con la superposición de conos en los CEM La Viguera y de Cayutué.
- Finalmente, el estudio del volcanismo monogenético con abundantes muestras, evidencia una alta complejidad que pone en tela de juicio la supuesta simpleza genética del volcanismo monogenético. Esto debido a los diferentes procesos involucrados en su fuente y ascenso magmático, como cristalización fraccionada, *inputs* diferenciales de fluidos, asimilación cortical y fusión parcial.

7. BIBLIOGRAFÍA

Ariskin, A. A., Barmina, G. S. 2004. COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrological applications. *Geochemistry Int.* 42, s1-s1 57.

Ariskin, A. A., Frenkel, M. Y., Barmina, G. S., Nielsen, R. L. 1993. COMAGMAT: a Fortran program to model magma differentiation processes. *Computers & Geosciences*, 19 (8), 1155–1170.

Borg, L. E., Clyne, M. A., Bullen, T. D. 1997. The variable role of slab-derived fluids in the generation of a suite of primitive calc-alkaline lavas from the southernmost Cascades, California: *Canadian Mineralogist*, v. 35, p. 425–452.

Brož, P., Nemeth, K. 2015. Tuff ring. *Encyclopedia of Planetary Landforms*, 2204 – 2210.

Brand, B. D., Brož, P. 2014. Tuff Cone. *Encyclopedia of Planetary Landforms*, 1–8.

Bucchi, F., Lara, L. E., Gutiérrez, F. 2015. The Carrán–Los Venados volcanic field and its relationship with coeval and nearby polygenetic volcanism in an intra-arc setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 308, 70.

Cañón-Tapia, E. 2015. Reappraisal of the significance of volcanic fields. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 310, 26–38.

Carrasco, V. M. 1995. Geología y geoquímica del Batolito Norpatagónico y rocas volcánicas, asociadas a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. Andes del sur, (41°05'–41°40'L.S.). X región. Memoria de Geólogo. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. p. 17-90.

Carrasco, V., Parada, M. A., López-Escobar, L. 1991. Nuevos antecedentes del batolito nor-patagónico asociado a la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui a los 41°30'S, Región de los Lagos, Sur de Chile. *Congreso Geológico Chileno*. p. 565-568.

Castruccio, A. 2008. Comparación y modelación numérica de los lahares calientes en el volcán Calbuco (41,3°S) y lahares fríos en el volcán Villarica (39,5°S), Andes del Sur. Memoria de Magister en Ciencias, Mención Geología. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. p. 39-42.

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.

Clapperton, C. 1993. Quaternary geology and geomorphology of South America. Elsevier Science Publishers, Amsterdam.

Clayton, J., Clapperton, C., Antinao, J. 1997. Las glaciaciones pleistocenas en la cuenca del lago Villarrica, Andes del Sur. In Congreso Geológico de Chile 8, Actas 1: 307-311. Antofagasta.

Courtland, L., Kruse, S., Connor, C. 2013. Violent Strombolian or not? Using ground-penetrating radar to distinguish deposits of low- and high-energy scoria cone eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 75(12).

Denton, G. H., Lowell, T. V., Heusser, C. J., Schlüchter, C., Andersen, B. G., Heusser, Linda E., Moreno, P.I., Marchant, D.R. 1999. Geomorphology, stratigraphy, and radiocarbon chronology of Llanquihue drift in the area of the southern Lake District, Seno Reloncaví and Isla Grande de Chiloé, Chile. *Geografiska Annaler*, 81 A (2): 167-229.

Earle, S. 2015. Physical Geology. Victoria, B.C.: BCcampus.

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(1-2), 187–201.

Gençalioglu-Kuşcu, G., Atilla, C., Cas, R. A. F., Kuşcu, İ. 2007. Base surge deposits, eruption history, and depositional processes of a wet phreatomagmatic volcano in Central Anatolia (Cora Maar). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159(1-3), 198–209.

Geology In. 5 de junio del 2019. The relationship between igneous rocks & tectonic plates. Recuperado de <http://www.geologyin.com/2015/01/the-relationship-between-igneous-rocks.html>.

Hickey-Vargas, R., Sun, M., Holbik, S. 2016. Geochemistry of basalts from small eruptive centers near Villarrica stratovolcano, Chile: Evidence for lithospheric mantle components in continental arc magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 185, 358-382.

Hickey-Vargas, R., Sun, M., Lopez-Escobar L., Moreno-Roa H., Reagan M. K., Morris J. D. 2002. Multiple subduction components in the mantle wedge; evidence from eruptive centers in the central Southern volcanic zone, Chile. *Geology* 30, 199–202.

Houghton, B., White, J. D. L., Van Eaton, A. R. 2015. Phreatomagmatic and Related Eruption Styles. *The Encyclopedia of Volcanoes*, 537–552.

Irvine, T. N., Baragar, W. R. 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*. Vol. 8, 1971.

Kimura, J. I., Ariskin, A. A. 2014. Calculation of water-bearing primary basalt and estimation of source mantle conditions beneath arcs: PRIMACALC2 model for WINDOWS. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 15, 1494–1514.

Kereszturi, G., Németh, K. 2012. Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic Classification, Growth, Geomorphology and Degradation. *Updates in Volcanology - New Advances in Understanding Volcanic Systems*.

Kurszlaukis, S., Lorenz, V. 2016. Differences and similarities between emplacement models of kimberlite and basaltic maar-diatreme volcanoes. *Geological Society, London, Special Publications*.

Lahsen, A., Moreno, H., Varela, J., Munizaga, F., López-Escobar, L. 1985. Geología y riesgo volcánico del Volcán Calbuco y centros eruptivos menores. Central Canutillar. Depto. de Geología y Geofísica, Universidad de Chile.

Lange, D., Cembrano, J., Rietbrock, A., Haberland, C., Dahm, T., Bataille, K. 2008. First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the southern Andes. *Tectonophysics*. 455 (2008), 14-24.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based On the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal Petrology* (1986) 27 (3): 745-750.

Lienlaf, J. 2019. Volcanismo freatomagmático del Mioceno Superior de Los Andes Centrales del Norte de Chile. Memoria de Geóloga. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.

López-Escobar, L., Parada, M. A., Moreno, H., Frey, F., Hickey-Vargas, R. L. 1992. A contribution to the petrogénesis of Osorno and Calbuco volcanoes, Southern Andes (41°00'-41°30'S): comparative study. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 19, No. 2, pp. 211-226, 7 Figs., 1 Table, December 1992.

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

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

Lorenz, V. (2003). Maar-diatreme volcanoes, their formation, and their setting in hard-rock or soft-rock environments. *Geolines*, 15, 72-83.

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).

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.

Mena, R. 2015. Geoquímica, Desarrollo y cronología de los Centros Eruptivos Menores de Cayutué situados sobre la traza de Falla Liquiñe-Ofqui, entre S41°10' Y S41°20', Región de Los Lagos. Memoria de Geólogo. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.

Moreno, H., Lara, L., Orozco, G. 2010. Geología del Volcán Osorno. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica No 126. Escala 1:50.000. Santiago.

Moreno, H., Varela, J., López, L., Munizaga, F., Lahsen, A. 1985. Geología y riesgo volcánico del volcán Osorno y centros eruptivos menores. Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile.

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

Myers, J., and Eugster, H.P. 1983. The system Fe-Si-O: Oxygen buffer calibrations to 1,500K. *Contrib. Mineral. Petrol.* 82, 75-90.

Naranjo, J. A. 1977. Geología entre el lago Todos los Santos y Bahía Ralún. Proyecto Central Petrohué – Endesa, (inérito).

Németh, K., Kereszturi, G. 2015. Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *International Journal of Earth Sciences*, 104(8), 2131–2146.

Orozco, G. 2009. Sistema de Centros Eruptivos de Flanco de la Erupción de 1835 A.D., Volcán Osorno (SCEFVO-1835): Significado Tectónico. Memoria de Geólogo. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. p. 25.

Parada, M. A. 1990. Composición de fenocristales en lavas del volcán Calbuco y sus implicancias en la historia temprana de cristalización. En XI Congreso Geológico Argentino, San Juan, Argentina. p. 101-103.

Plank, T., Langmuir, C. H. 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145(3-4), 325–394.

Porter, S. C. 1981. Pleistocene glaciation in the Southern Lake District of Chile. *Quaternary Research* 16: 263-292

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.

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.

Sellés, D., Moreno, H. 2011. Geología del volcán Calbuco, Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 130: 38 p., 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.

SERNAGEOMIN. 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.

Shelley, D. 1993. *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope: Classification, textures, microstructures and mineral preferred orientations.* Chapman and Hall, London.

- Sigurdsson, H. 1999.** Encyclopedia of volcanoes, academic press, pp. 683-694.
- Stern, C. R. 2004.** Active Andean Volcanism: its geologic and tectonic setting. Revista Geológica de Chile, Vol. 31, n° 2. Pp 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.
- Sun, S.–s., McDonough, W. F. 1989.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 1989, v.42; p313-345.
- 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, p. 433-454.
- Thiele, R., Godoy, E., Hervé, F., Parada, M. A., Varela, J. 1985.** Estudio Geológico - Estructural Regional y Tectónico. Central Canutillar. Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile.
- Thiele, R., E., Hervé, F., Parada, M. A., Godoy, F. 1986.** La Megafalla Liquiñe – Ofqui en el Fiordo de Reloncaví (41°30'), Chile. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Comunicaciones N° 37, 31 – 47.
- Valentine, G. A., Gregg, T. K. P. 2008.** Continental basaltic volcanoes — Processes and problems. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 177(4), 857–873.
- Watt, S. F. L., Pyle, D. M., Naranjo, J. A., Rosqvist, G., Mella, M., Mather, T. A., Moreno, H. 2011.** Holocene tephrochronology of the Hualaihue region (Andean southern volcanic zone, ~42° S), southern Chile. Quaternary International, 246, 324 – 343.

Watt, S. F. L., Pyle, D. M., Mather, T. A., Naranjo, J. A. 2013. Arc magma compositions controlled by linked thermal and chemical gradients above the subducting slab. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 2550–2556.

White, D. L., Ross, P. S. 2011. Maar-diatreme volcanoes: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1-4), 1-29.

Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach.* Chapman & Hall, 466 pp.

Wohletz, K. H., Sheridan, M. F. 1983. Hydrovolcanic explosions; II, Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *American Journal of Science*, 283(5), 385–413.

Wood, C.A., 1980. Morphometric analysis of cinder cone degradation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8: 137-160

SOLO USO ACADÉMICO

8. ANEXOS

8.1. ANEXO A. UBICACIÓN GEOGRÁFICA DE MUESTRAS (GOOGLE EARTH PRO)

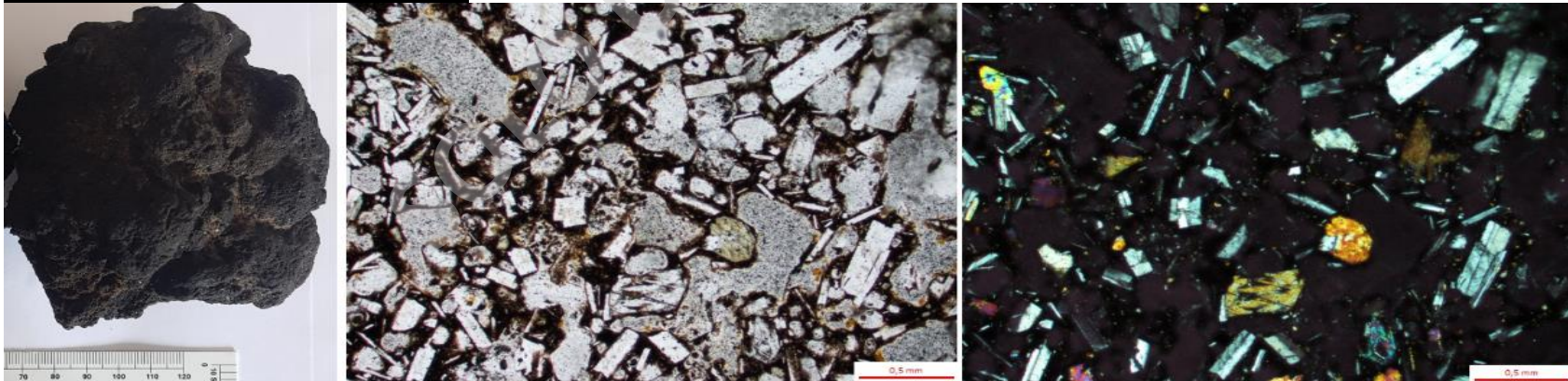




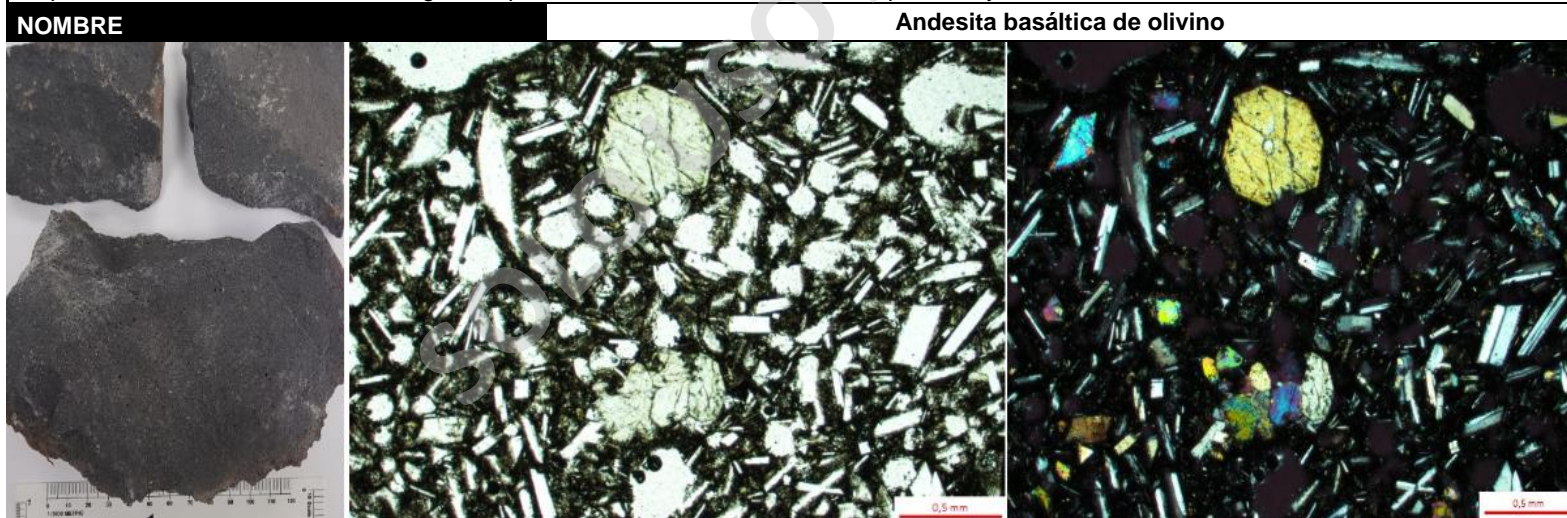


8.2. ANEXO B. DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS A DETALLE

1. Centro eruptivo menor San Antonio

CÓDIGO DE MUESTRA		ABR-01		
CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO				
Rodados escoriáceos de tonalidad grisácea con textura de coliflor que se encuentra en las orillas de la laguna del CEM San Antonio. Sus tamaños son bomba o bloque, lapilli grueso y lapilli medio. Se destaca la presencia abundante de fragmentos líticos accidentales de naturaleza intrusiva (tonalitas y dioritas) con bordes angulosos y de baja esfericidad. Se describe como lava, dado que el corte transparente corresponde solo al material juvenil				
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	21			
Olivino	4	Euhedral - subhedral	0,2 - 0,7	Integridad media - alta
Clinopiroxeno	3	Euhedral - subhedral	0,2 - 0,4	Integridad media - alta
Plagioclasa	14	Euhedral - subhedral	0,2 - 1	Integridad media - alta
MASA FUNDAMENTAL	69			
Plagioclasa	19	Euhedral - subhedral	< 0,2	Integridad media - alta
Clinopiroxeno	14	Subhedral - anhedral	< 0,2	Integridad baja - media
Olivino	3	Subhedral - anhedral	< 0,2	Integridad baja - media
Opacos	6	Subhedral	< 0,1	Integridad media
Vidrio	27	Masivo		Tonalidad café grisáceo
VESÍCULAS	10	Alargada y ovalada		Bordes irregulares con superficie lisa
TEXTURAS				
Hipocristalina; inequigranular; porfírica; vesicular; traquítica; zonación en fenocristales de plagioclasa; esquelético en fenocristales de olivino; subofítica en fenocristales de clinopiroxeno; glomeroporfírica entre fenocristales de clinopiroxeno y olivino				
NOMBRE		Andesita basáltica de olivino		
				

CÓDIGO DE MUESTRA		ABR-02		
CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO				
Rodados escoriáceos de tonalidad grisáceo que se encuentra en las orillas de la laguna del CEM San Antonio. Sus tamaños son bomba o bloque, lapilli grueso y lapilli medio				
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES				
	24			
Olivino	4	Euhedral - subhedral	0,2 - 0,8	Integridad baja - media
Clinopiroxeno	3	Euhedral - subhedral	0,2 - 0,7	Integridad media - alta; zonado
Plagioclasa	17	Euhedral - subhedral	0,2 - 0,9	Integridad media - alta
MASA FUNDAMENTAL				
	68			
Plagioclasa	21	Euhedral - subhedral	< 0,2	Integridad media - alta
Clinopiroxeno	7	Subhedral - anhedral	< 0,1	Integridad baja - media
Olivino	4	Subhedral - anhedral	< 0,2	Integridad baja - media
Opacos	6	Subhedral	< 0,1	Integridad media
Vidrio	30	Masivo		Tonalidad café grisáceo
VESÍCULAS	8	Alargada y ovalada	< 2	Bordes sinuosos con superficie lisa
TEXTURAS				
Hipocristalina; inequigranular; porfírica; vesicular; traquítica localmente; zonación y en menor medida sieve en fenocristales de plagioclasa; esqueletal en fenocristales de olivino; glomeroporfírica entre fenocristales de clinopiroxeno y olivino				



CÓDIGO DE MUESTRA **ABR-03**

CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO

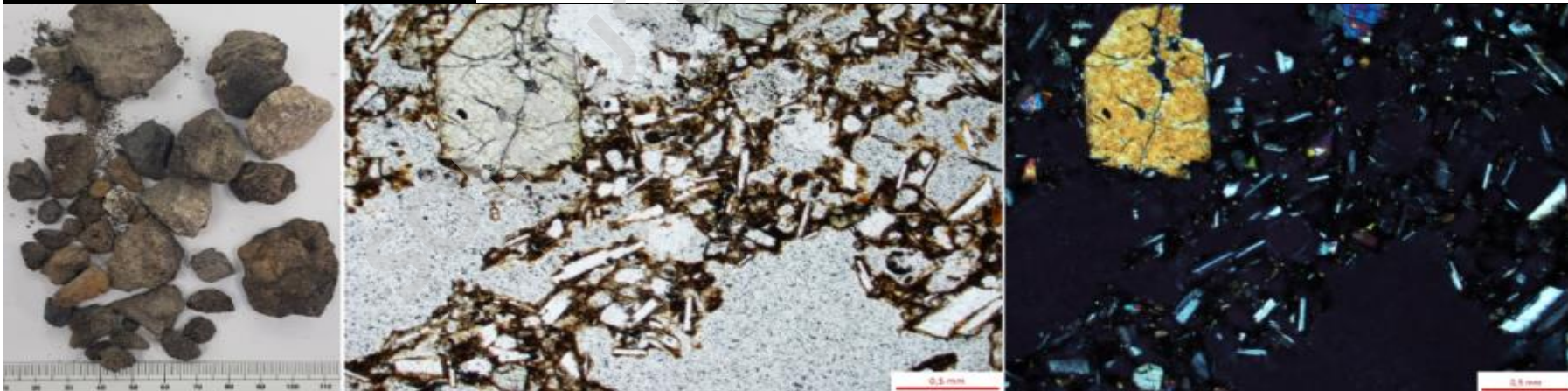
Afloramiento proximal en la ladera sur del CEM San Antonio (Figura 4.7. B). Se encuentra un depósito piroclástico escoriáceo con presencia de fragmentos accidentales intrusivos (tonalitas y dioritas) y con laminación paralela interna en sus capas. De techo a base se tiene: a) Suelo de 40 cm de potencia; b) Calbuco 12 de potencia de 18 cm de tamaño lapilli medio a ceniza gruesa con tonalidad amarilla. Presenta buena selección (ABR-05); c) suelo de potencia de 40 cm; d) lapilli gruesa-media de potencia de 45 cm (ABR-04); e) lapilli media a ceniza gruesa de potencia de 25 cm; f) ceniza gruesa a media de 4 cm; g) **presente descripción: bomba o bloque a lapilli grueso de tonalidad grisácea de 15 cm de potencia mínima (ABR-03; fragmento juvenil)**

	%	DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES		OBSERVACIONES
		FORMA	TAMAÑO (mm)	
FENOCRISTALES	20			
Olivino	4	Euhedral - subhedral	0,2 - 0,6	Integridad baja - media
Clinopiroxeno	3	Euhedral - subhedral	0,2 - 0,8	Integridad media - alta; zonado
Plagioclasa	13	Euhedral - subhedral	0,2 - 0,8	Integridad media - alta
MASA FUNDAMENTAL	69			
Plagioclasa	18	Euhedral - subhedral	< 0,2	Integridad media - alta
Clinopiroxeno	9	Subhedral - anhedral	< 0,2	Integridad baja - media
Olivino	3	Subhedral - anhedral	< 0,2	Integridad baja - media
Opacos	6	Subhedral	< 0,1	Integridad media
Vidrio	33	Masivo		Tonalidad café con alteración a palagonita
VESÍCULAS	11	Alargada	< 3	Bordes irregulares con superficie lisa

TEXTURAS

Hipocristalina; inequigranular; porfírica; vesicular; traquítica localmente; zonación en fenocristales de plagioclasa; esquelético en fenocristales de olivino; glomeroporfírica entre fenocristales de clinopiroxeno y olivino

NOMBRE **Basalto de olivino**



CÓDIGO DE MUESTRA**ABR-04****CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO**

Afloramiento proximal en la ladera sur del CEM San Antonio (Figura 4.7. B). Se encuentra un depósito piroclástico escoriáceo con presencia de fragmentos accidentales intrusivos (tonalitas y dioritas) y con laminación paralela interna en sus capas. De techo a base se tiene: a) Suelo de 40 cm de potencia; b) Calbuco 12 de potencia de 18 cm de tamaño lapilli medio a ceniza gruesa con tonalidad amarilla. Presenta buena selección (ABR-05); c) suelo de potencia de 40 cm; **d) presente descripción:** lapilli gruesa-media de potencia de 45 cm (**ABR-04; fragmento juvenil**); e) lapilli media a ceniza gruesa de potencia de 25 cm; f) ceniza gruesa a media de 4 cm; g) bomba o bloque a lapilli de tonalidad grisácea de 15 cm de potencia mínima (ABR-03)

DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES

	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	13			
Olivino	3	Euhedral - subhedral	0,2 - 0,5	Integridad baja - media
Plagioclasa	10	Euhedral - subhedral	0,2 - 0,3	Integridad media - alta
MASA FUNDAMENTAL	77			
Plagioclasa	26	Euhedral - subhedral	< 0,2	Integridad media - alta
Clinopiroxeno	9	Subhedral - anhedral	< 0,1	Integridad baja - media
Olivino	5	Subhedral - anhedral	< 0,2	Integridad baja - media
Opacos	5	Subhedral	< 0,1	Integridad media
Vidrio	32	Masivo		Tonalidad café con leve alteración a palagonita
VESÍCULAS	10	Alargada y ovalada	< 3	Bordes irregulares con superficie lisa

TEXTURAS

Hipocristalina; inequigranular; porfírica; vesicular; zonación y escaso sieve en fenocristales de plagioclasa; esquelético en fenocristales de olivino

NOMBRE**Basalto de olivino**

CÓDIGO DE MUESTRA

ABR-05

CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO

Afloramiento proximal en la ladera sur del CEM San Antonio (Figura 4.7. B). Se encuentra un depósito piroclástico escoriáceo con presencia de fragmentos accidentales intrusivos (tonalitas y dioritas) y con laminación paralela interna en sus capas. De techo a base se tiene: a) Suelo de 40 cm de potencia; **b) presente descripción:** Calbuco-12 de potencia de 18 cm de tamaño lapilli medio a ceniza gruesa con tonalidad amarilla. Presenta buena selección (**ABR-05**); c) suelo de potencia de 40 cm; d) lapilli gruesa-media de potencia de 45 cm (ABR-04); e) lapilli media a ceniza gruesa de potencia de 25 cm; f) ceniza gruesa a media de 4 cm; g) bomba o bloque a lapilli de tonalidad grisácea de 15 cm de potencia mínima (ABR-03)

DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES

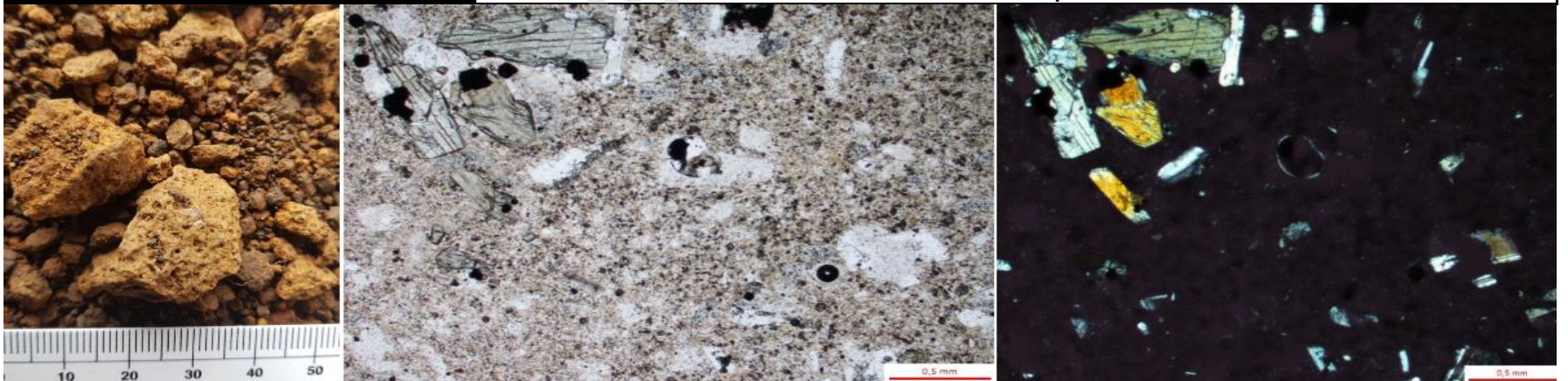
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	19			
Ortopiroxeno	6	Subhedral	0,2 - 0,8	Integridad baja
Clinopiroxeno	2	Subhedral	0,2 - 0,6	Integridad media
Plagioclasa	11	Euhedral - subhedral	0,2 - 0,8	Integridad media - alta
MASA FUNDAMENTAL	71			
Plagioclasa	19	Subhedral	< 0,2	Integridad media - alta
Clinopiroxeno	2	Subhedral - anhedral	< 0,2	Integridad baja - media
Ortopiroxeno	5	Subhedral - anhedral	< 0,2	Integridad baja - media
Opacos	5	Subhedral	< 0,2	Integridad media
Vidrio	40	Masivo		Tonalidad café amarillento con leve alteración a palagonita
VEŚICULAS	10	Alargada	< 2	Bordes irregulares con superficie lisa

TEXTURAS

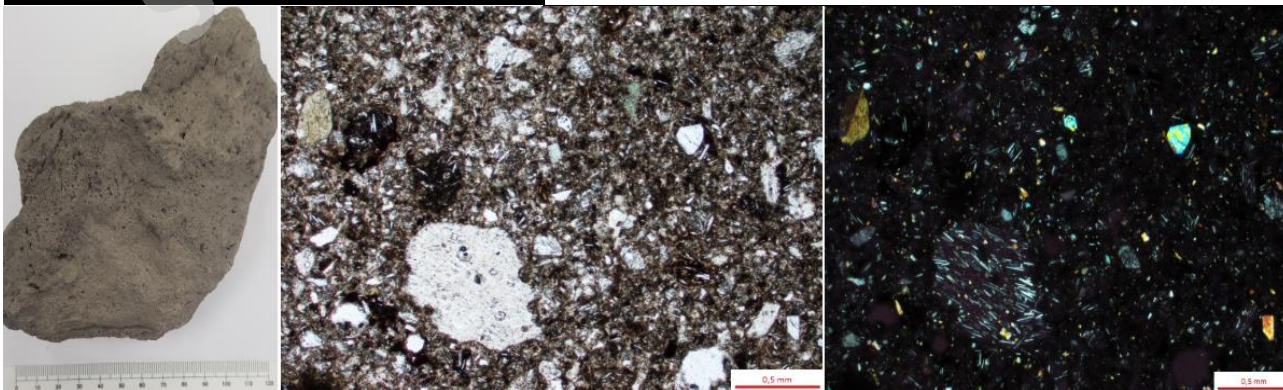
Hipocristalina; inequigranular; porfírica; vesicular; zonación, sieve en fenocristales de plagioclasa; ofítica en fenocristales de clinopiroxeno; glomeroporfírica en fenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa

NOMBRE

Andesita de ortopiroxeno

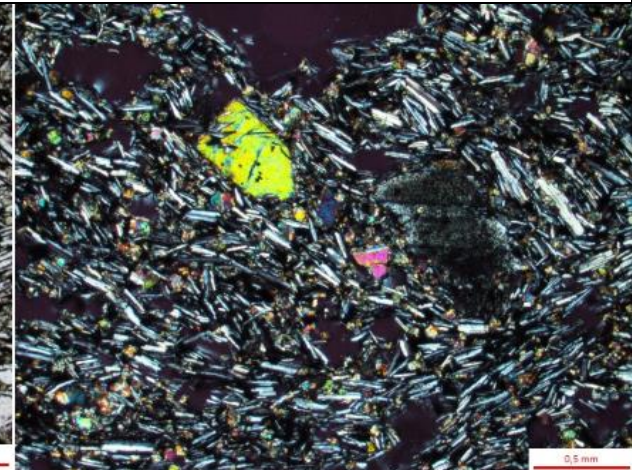
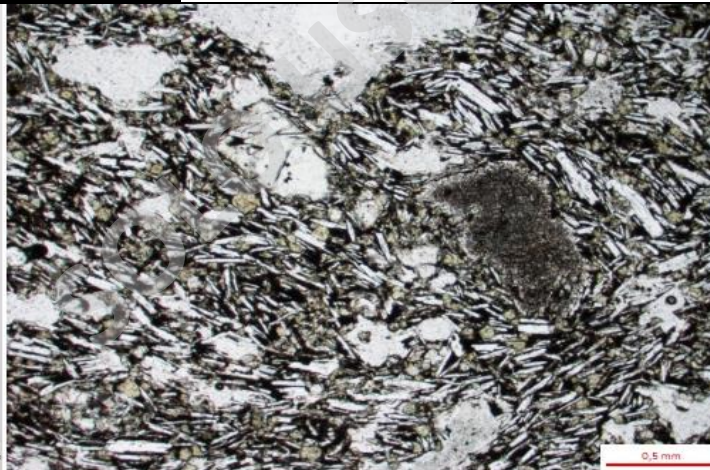


CÓDIGO DE MUESTRA	ABR-06			
CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO				
Concentración de rodados piroclásticos ubicados en la ladera sur del CEM San Antonio, en una altura menor con respecto a las otras muestras. Se presenta semi-consolidado, es de tonalidad blanquecino grisáceo y exhibe una leve laminación paralela.				
CLASIFICACIÓN POR TAMAÑO DE GRANO				
	%			
FRAGMENTOS MAYORES	48			
Lapilli fino (2 - 16 mm)	10			
Ceniza gruesa (1/16 - 2)	38			
MATRIZ	42			
Ceniza media (< 1/16)	42			
VESÍCULAS	10 - Se excluyen de la clasificación por tamaño			
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FRAGMENTOS MAYORES	48			
CRISTALES JUVENILES	35			
Olivino	6	Subhedral - anhedral	1/16 - 0,4	Integridad baja - media
Clinopiroxeno	4	Subhedral - anhedral	1/16 - 0,1	Integridad baja - media
Plagioclasa	21	Euhedral - subhedral	1/16 - 0,2	Integridad media - alta
Opacos	4	Subhedral	1/16 - 0,1	Integridad media
	10	Alargados y ovalados	0,2 - 1	Escoria de tonalidad grisáceo oscuro con bordes sinuosos y abundantes vesículas. Presenta: - Fenocristales de plagioclasa - Microlitos de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa. Se observa textura traquítica. Se destaca que hay fragmentos que tienen tonalidades más oscuras.
FRAGMENTOS JUVENILES				
	3	semiesférico y anguloso	0,3 - 0,7	Fragmento intrusivo con bordes irregulares y rectos (tonalita de hornblenda)
FRAGMENTOS LÍTICOS A (ACCIDENTAL)				
MATRIZ	42			
Vidrio	42	Masivo		Tonalidad café con alteración a palagonita
VESÍCULAS	10	Alargada, ovalada y angulosa	> 1,5	Bordes irregulares con superficie rugosa
TEXTURAS				
Piroclástica (cristales altamente fragmentados); vesicular; zonación en cristales de plagioclasa; esqueletal en escasos cristales de olivino				
NOMBRE	Toba basáltica vítrea			

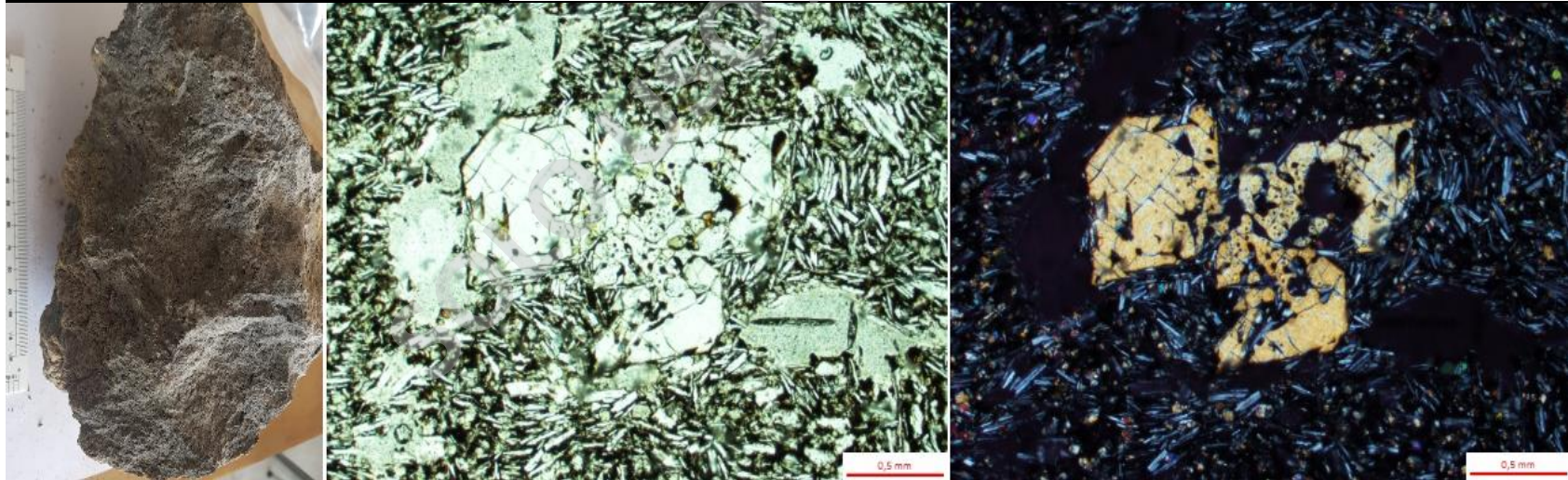


2. Centro eruptivo menor La Viguera

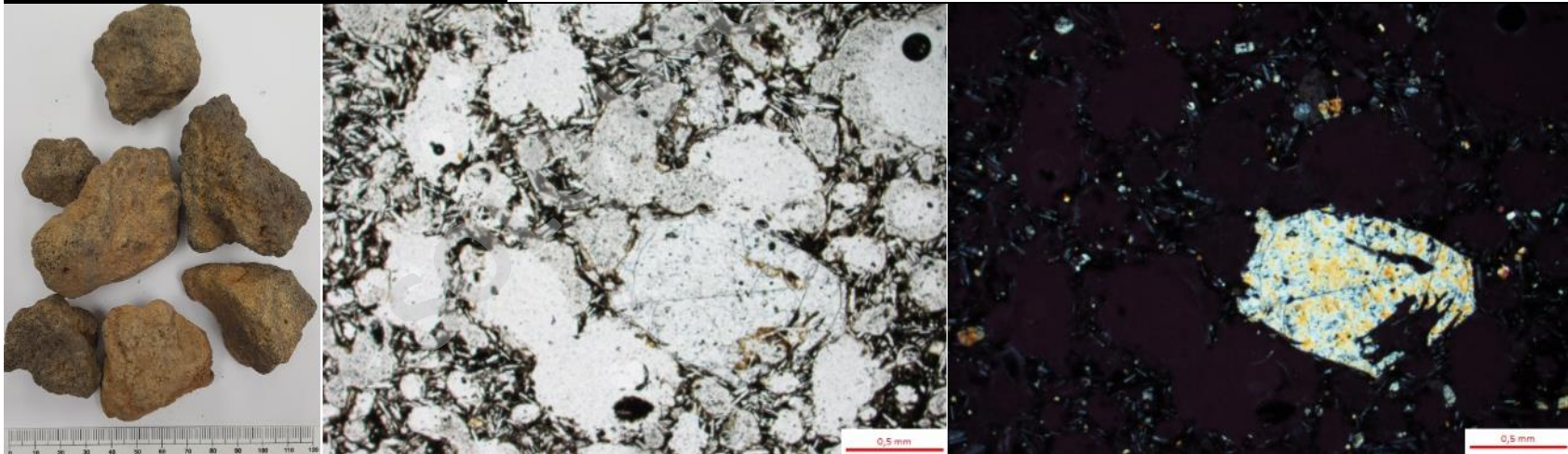
CÓDIGO DE MUESTRA	RAL-03			
CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO				
Afloramiento presente en la ribera sur del Río Petrohué que exhibe una colada de lava grisácea de carácter macizo y de gran extensión				
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	25			
Olivino	7	Euhedral - subhedral	0,2 - 1,3	Integridad baja - media
Plagioclasa	18	Euhedral - subhedral	0,2 - 0,5	Integridad media - alta
MASA FUNDAMENTAL	67			
Plagioclasa	24	Euhedral - subhedral	< 0,2	Integridad media - alta
Clinopiroxeno	17	Subhedral - anhedral	< 0,2	Integridad baja - media
Olivino	3	Subhedral - anhedral	< 0,2	Integridad baja - media
Opacos	8	Subhedral	< 0,2	Integridad media
Vidrio	15	Masivo		Tonalidad café grisáceo
VESÍCULAS	8	Alargada y ovalada	< 2	Bordes sinuosos e irregulares con superficie lisa
TEXTURAS				
Hipocristalina; inequigranular; porfírica; vesicular; traquítica; zonación y escaso sieve en fenocristales de plagioclasa; bordes de reabsorción, esquelético y glomeroporfírica en fenocristales de olivino				
NOMBRE	Basalto de olivino			



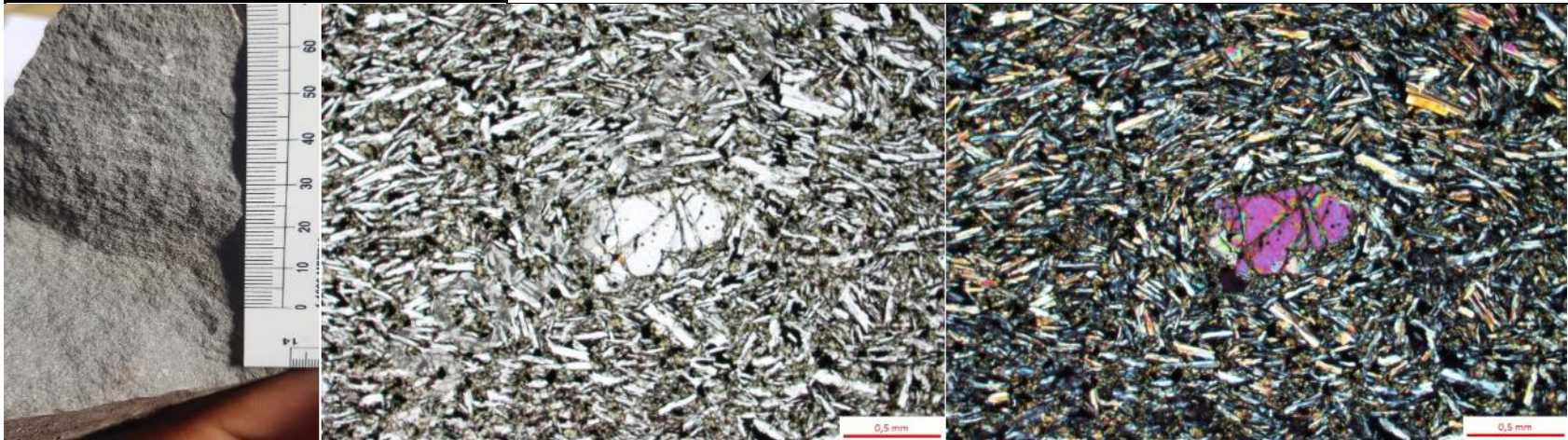
CÓDIGO DE MUESTRA	RAL-04			
CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO				
Zona brechosa de una colada de lava de tonalidad grisácea con abundantes vesículas. Se encuentra a mayor altura que la muestra RAL-03 que representa la facies maciza de la misma colada (lava tipo Aa)				
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	22			
Olivino	7	Euhedral - subhedral	0,2 - 1,2	Integridad baja - media; leve alteración a iddingsita
Plagioclasa	15	Euhedral - subhedral	0,2 - 0,5	Integridad media - alta
MASA FUNDAMENTAL	66			
Plagioclasa	22	Euhedral - subhedral	< 0,2	Integridad media - alta
Clinopiroxeno	16	Subhedral - anhedral	< 0,1	Integridad baja - media
Olivino	2	Subhedral - anhedral	< 0,1	Integridad baja - media
Opacos	6	Subhedral	<0,1	Integridad media
Vidrio	20	Masivo		Café grisáceo
VESÍCULAS	12	Alargada y ovalada	< 2	Bordes sinuosos e irregulares con superficie lisa
TEXTURAS				
Hipocristalina; inequigranular; porfírica; vesicular; traquítica; intrafasciculada; zonación y sieve en fenocristales de plagioclasa; esquelético, bordes de reabsorción y glomeroporfírica en fenocristales de olivino				
NOMBRE	Basalto de olivino			



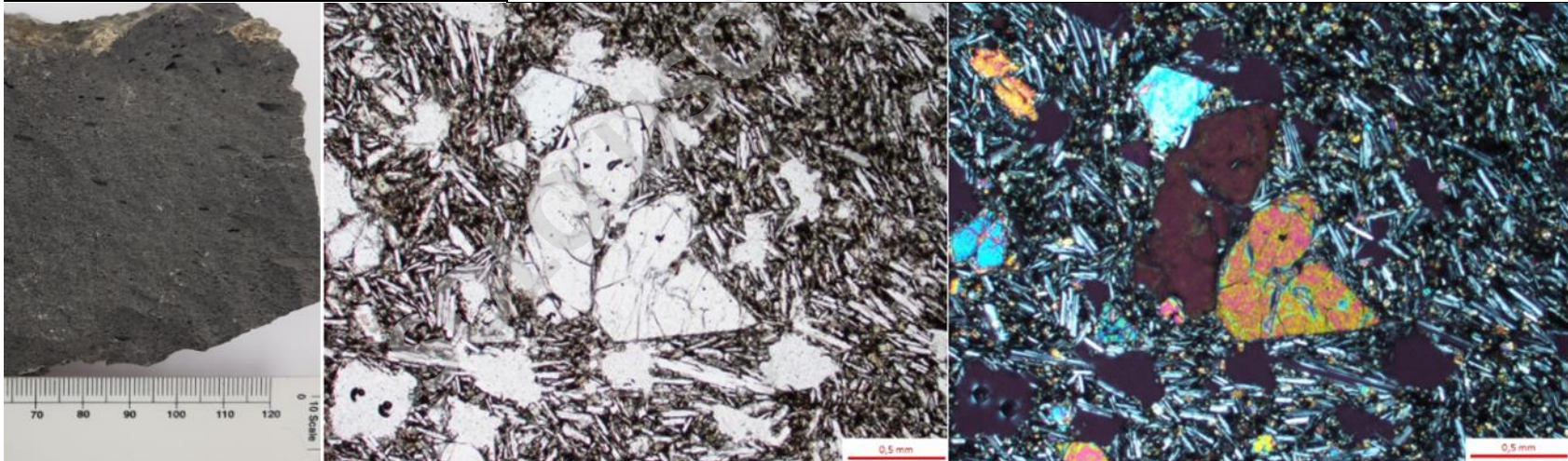
CÓDIGO DE MUESTRA		RAL-07		
CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO				
Afloramiento muy proximal al CEM La Vigería en su ladera noreste (Figura 4.9). Se encuentran depósitos piroclásticos escoriáceos con presencia de laminación paralela dada por distintas capas de buena selección que difieren en su granulometría. De techo a base se tiene: a) lapilli fino a medio de potencia de 50 cm (RAL-05) ; b) ceniza fina de potencia de 5 cm ; c) ceniza gruesa de 30 cm (RAL-06) ; d) lapilli fino de potencia de 3 cm y la presente descripción; e) bomba o bloque a lapilli grueso a medio de una potencia mínima de 30 cm (RAL-07)				
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	18			
Olivino	4	Euhedral - subhedral	0,2 - 1,2	Integridad baja - media
Plagioclasa	14	Euhedral - subhedral	0,2 - 0,3	Integridad media - alta
MASA FUNDAMENTAL	69			
Plagioclasa	18	Euhedral - subhedral	< 0,2	Integridad media - alta
Clinopiroxeno	14	Subhedral - anhedral	< 0,1	Integridad baja - media
Olivino	4	Subhedral - anhedral	< 0,2	Integridad baja - media
Opacos	5	Subhedral	< 0,2	Integridad media
Vidrio	28	Masivo		Tonalidad café grisáceo oscuro
VESÍCULAS	13	Alargada y ovalada	< 3	Bordes sinuosos e irregulares con superficie lisa
TEXTURAS				
Hipocristalina; inequigranular; porfírica; vesicular; zonación en fenocristales de plagioclasa; esquelética y glomeroporfírica en fenocristales de olivino; fragmento de textura coronítica entre fenocristales de olivino con microlitos de clinopiroxeno				
NOMBRE	Basalto de olivino			



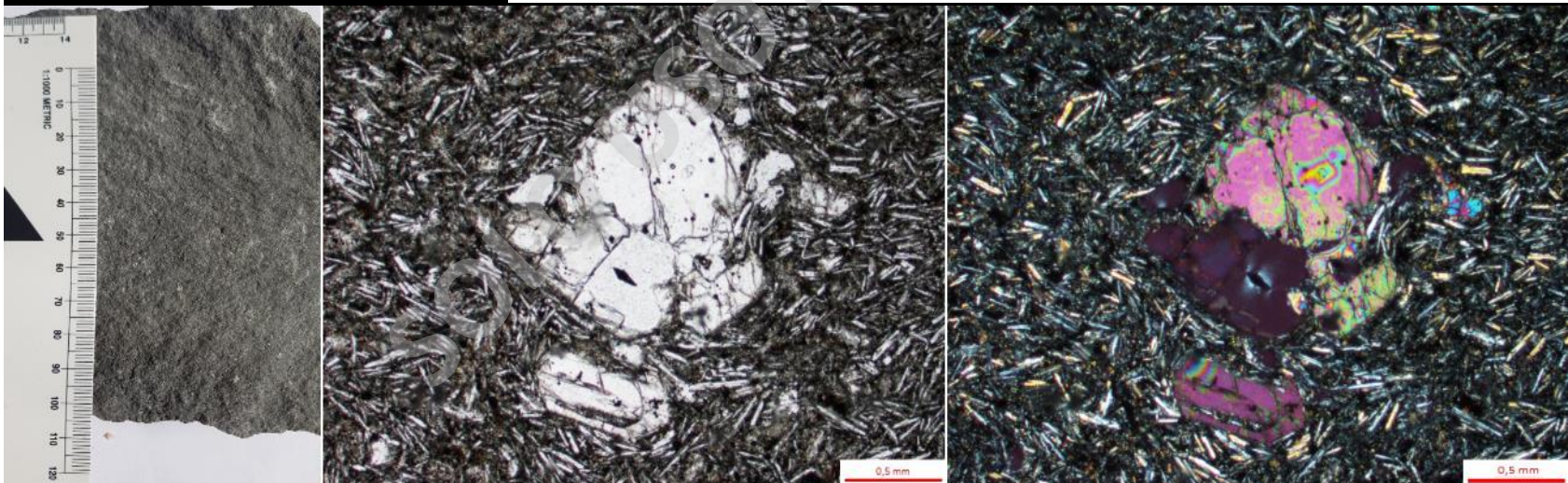
CÓDIGO DE MUESTRA		RAL-08		
CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO				
Basaltos columnares grisáceos de potencia de ~20 m (Figura 4.10. C y D). En la parte alta se visualiza la superficie de entablamiento de ~2 m, en donde se aprecian diaclasas en distintas direcciones				
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	37			
Olivino	7	Euhedral - subhedral	0,2 - 1	Integridad baja - media
Plagioclasa	30	Euhedral - subhedral	0,2 - 0,5	Integridad media - alta
MASA FUNDAMENTAL	67			
Plagioclasa	28	Euhedral - subhedral	< 0,2	Integridad media - alta
Clinopiroxeno	24	Subhedral - anhedral	< 0,1	Integridad baja - media
Olivino	2	Subhedral - anhedral	< 0,1	Integridad baja - media
Opacos	5	Subhedral	<0,1	Integridad baja - media
Vidrio	8	Masivo		Café grisáceo
TEXTURAS				
Hipocristalina; inequigranular; porfírica; intergranular; traquítica; zonación y sieve en fenocristales de plagioclasa; esquelética, bordes de reabsorción y glomeroporfírica en fenocristales de olivino				
NOMBRE	Basalto de olivino			



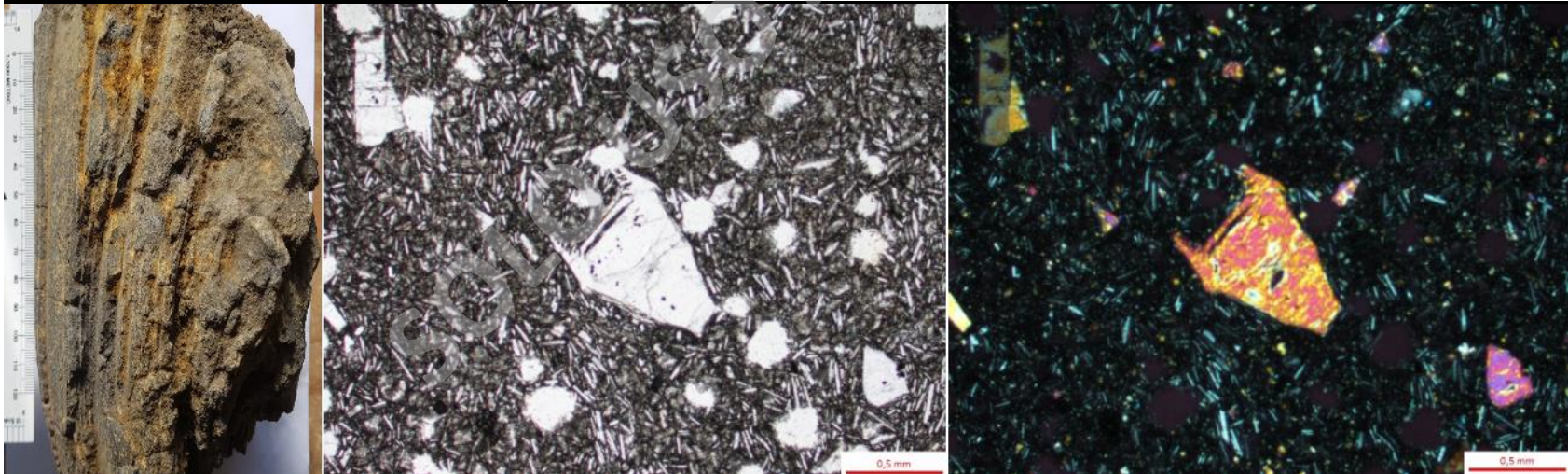
CÓDIGO DE MUESTRA	RAL-09			
CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO				
Zona brechosa de una colada de lava de tonalidad grisácea con abundantes vesículas. Se encuentra a mayor altura que la muestra RAL-08 que representa la facies maciza de la misma colada (lava tipo Aa).				
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	25			
Olivino	7	Euhedral - subhedral	0,2 - 0,1	Integridad baja - media
Plagioclasa	18	Euhedral - subhedral	0,2 - 0,5	Integridad alta
MASA FUNDAMENTAL	67			
Plagioclasa	24	Euhedral - subhedral	< 0,2	Integridad media - alta
Clinopiroxeno	20	Subhedral - anhedral	< 0,1	Integridad baja - media
Olivino	2	Subhedral - anhedral	< 0,1	Integridad baja - media
Opacos	5	Subhedral	<0,1	Integridad media
Vidrio	16	Masivo		Café grisáceo
VESÍCULAS	8	Alargada y ovalada	< 3	Bordes sinuosos e irregulares con superficie lisa
TEXTURAS				
Hipocristalina; inequigranular; porfírica; vesicular; traquítica; zonación en fenocristales de plagioclasa; bordes de reabsorción, esqueletal y glomeroporfírica en fenocristales de olivino				
NOMBRE	Basalto de olivino			



CÓDIGO DE MUESTRA	RAL-10			
CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO				
Afloramiento proximal al CEM La Viguera en su ladera noreste (Figura 4.10. A y B). Se presenta una colada de lava tipo Aa con facies macizas y brechosas que sobreyacen y se cubren por depósitos piroclásticos escoriáceos de buena selección. Esta descripción corresponde a la zona brechosa				
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	30			
Olivino	9	Euhedral - subhedral	0,2 - 1,2	Integridad baja - media
Plagioclasa	21	Euhedral - subhedral	0,2 - 0,5	Integridad media - alta
MASA FUNDAMENTAL	64			
Plagioclasa	18	Euhedral - subhedral	< 0,2	Integridad media - alta
Clinopiroxeno	20	Subhedral - anhedral	< 0,1	Integridad baja - media
Olivino	2	Subhedral - anhedral	< 0,2	Integridad baja - media
Opacos	6	Subhedral	< 0,1	Integridad media
Vidrio	18	Masivo		Tonalidad café grisáceo
VESÍCULAS	6	Alargada y ovalada	< 1	Bordes sinuosos e irregulares con superficie lisa
TEXTURAS				
Hipocristalina; inequigranular; porfírica; vesicular; traquítica; zonación en fenocristales de plagioclasa; bordes de reabsorción, esqueletal y glomeroporfírica en fenocristales de olivino				
NOMBRE	Basalto de olivino			



CÓDIGO DE MUESTRA		RAL-11		
CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO				
Fragmento juvenil tipo bomba de tonalidad grisáceo oscuro muy proximal al CEM La Viguera en su ladera noreste (Figura 4.10. A y B). Se caracteriza por una alta densidad de fractura en los bordes de manera radial y estructura tipo PJB. Se presentaba en la base de un flujo de lava de carácter macizo				
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	20			
Olivino	6	Euhedral - subhedral	0,2 - 1	Integridad baja - media
Plagioclasa	14	Euhedral - subhedral	0,2 - 0,4	Integridad media - alta
MASA FUNDAMENTAL	72			
Plagioclasa	22	Euhedral - subhedral	< 0,2	Integridad media - alta
Clinopiroxeno	15	Subhedral - anhedral	< 0,1	Integridad baja - media
Olivino	4	Subhedral - anhedral	< 0,2	Integridad baja - media
Opacos	6	Subhedral	< 0,1	Integridad media
Vidrio	25	Masivo		Tonalidad café grisáceo
VESÍCULAS	8	Alargada y ovalada	< 2	Bordes sinuosos e irregulares con superficie lisa
TEXTURAS				
Hipocristalina; inequigranular; porfírica; vesicular; zonación y escaso sieve en fenocristales de plagioclasa; traquítica localmente; bordes de reabsorción, esqueletal y glomeroporfírica en fenocristales de olivino				
NOMBRE	Basalto de olivino			



CÓDIGO DE MUESTRA

RAL-12

CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO

Secuencia proximal volcánica con intercalaciones sedimentarias en la ladera sureste del CEM La Viguería (Figura 4.10. A y B). Se compone de techo a base por: a) suelo de potencia de 40 cm; b) depósito piroclástico café amarillento (Calbuco 12) de buena selección y de potencia de 20 cm; c) depósito piroclástico escoriáceo de buena selección con laminación paralela. Se visualiza tamaño lapilli y ceniza teniendo una potencia de 40 cm; d) zona brechoza de lava de 50 cm de potencia (RAL-10); e) zona maciza de lava de 2 metros de potencia. En su base se encuentra un fragmento juvenil tipo bomba (RAL-11); f) zona brechizada de lava de 130 cm de potencia; g) depósito piroclástico escoriáceo de tamaño lapilli grueso y medio de potencia de 20 cm; h) depósito aluvial macizo de carácter polimíctico de potencia de 50 c; **i) presente descripción:** depósito escoriáceo de tamaño bomba o bloque a lapilli grueso de 30 cm de potencia (**RAL-12**); j) depósito aluvial macizo polimíctico de 1 metro de potencia; k) depósito piroclástico escoriáceo con buena selección de tamaño lapilli grueso a fino de una potencia mínima de 30 cm

DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES

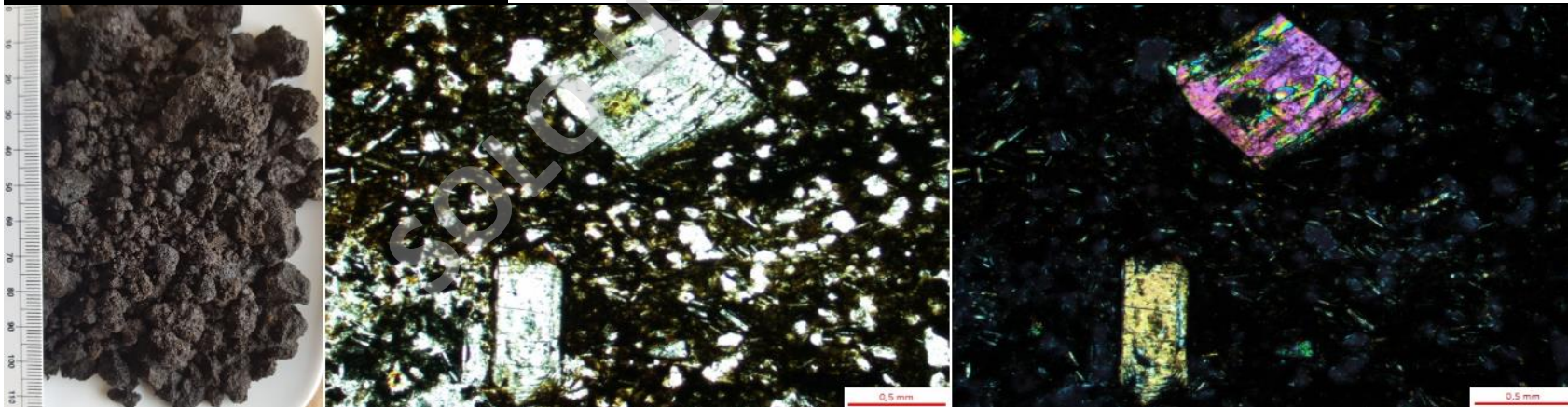
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	4			
Olivino	4	Euhedral - subhedral	0,2 - 1	Integridad baja - media
MASA FUNDAMENTAL	84			
Plagioclasa	31	Euhedral - subhedral	< 0,2	Integridad media - alta
Clinopiroxeno	12	Subhedral - anhedral	< 0,1	Integridad baja - media
Olivino	3	Subhedral - anhedral	< 0,2	Integridad baja - media
Opacos	5	Subhedral	< 0,1	Integridad media
Vidrio	33	Masivo		Tonalidad café grisáceo a tonalidades más oscuras
VESÍCULAS	12	Alargada y ovalada	< 3	Bordes sinuosos e irregulares con superficie lisa

TEXTURAS

Hipocristalina; inequigranular; porfírica; vesicular; traquítica localmente; esquelética y glomeroporfírica en fenocristales de olivino

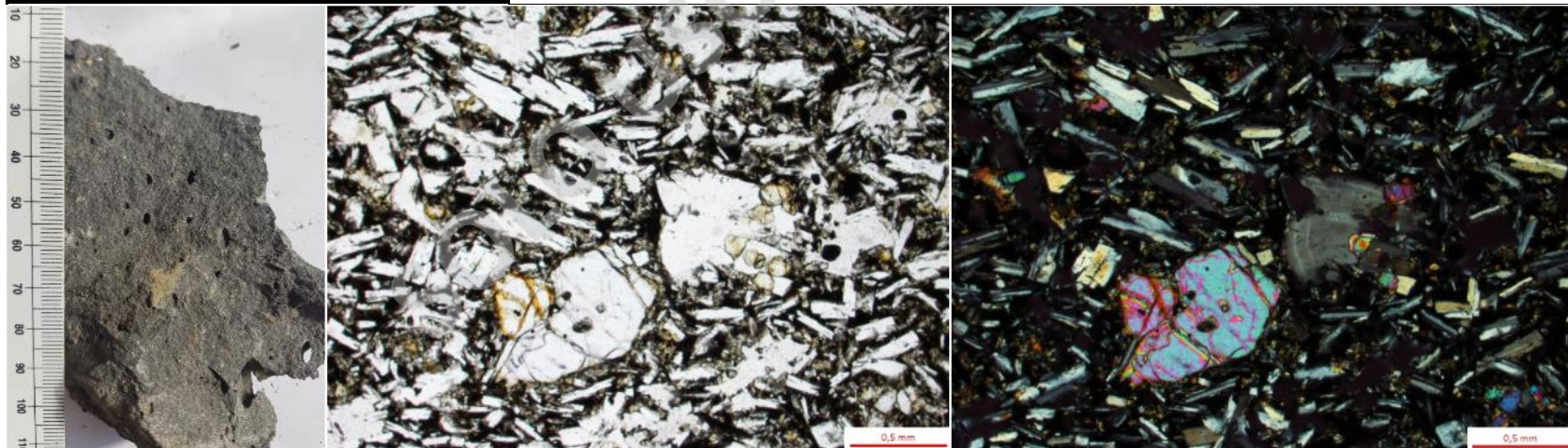
NOMBRE

Basalto de olivino

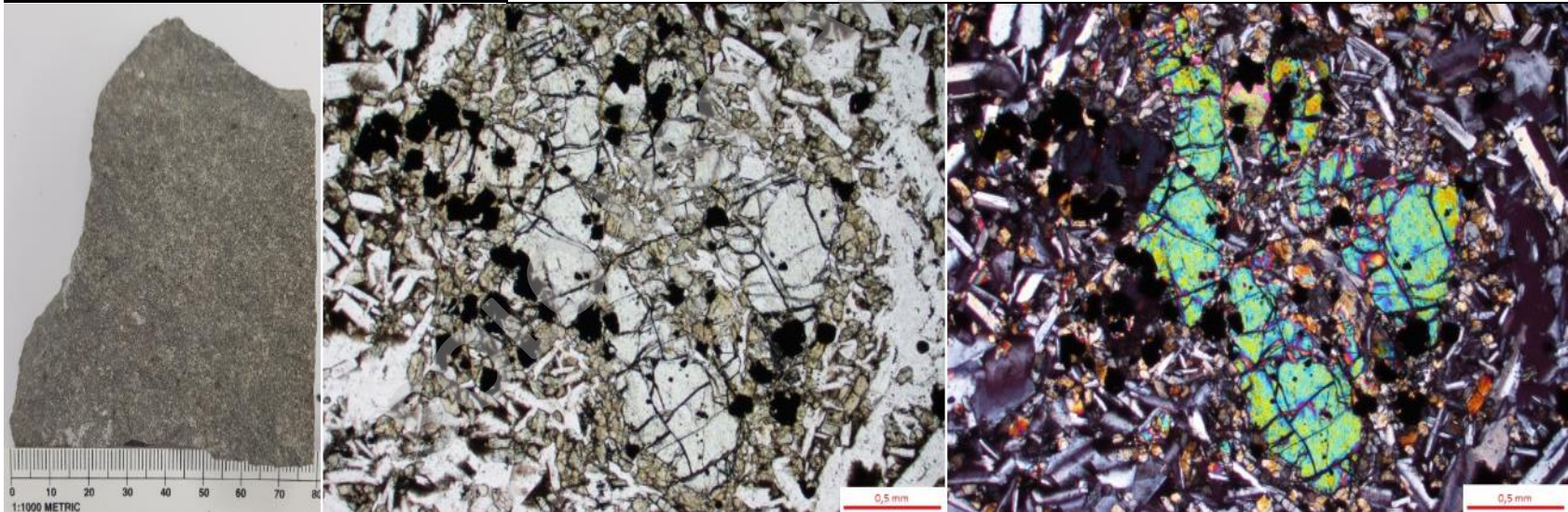


3. Centro eruptivo menor Rollizos

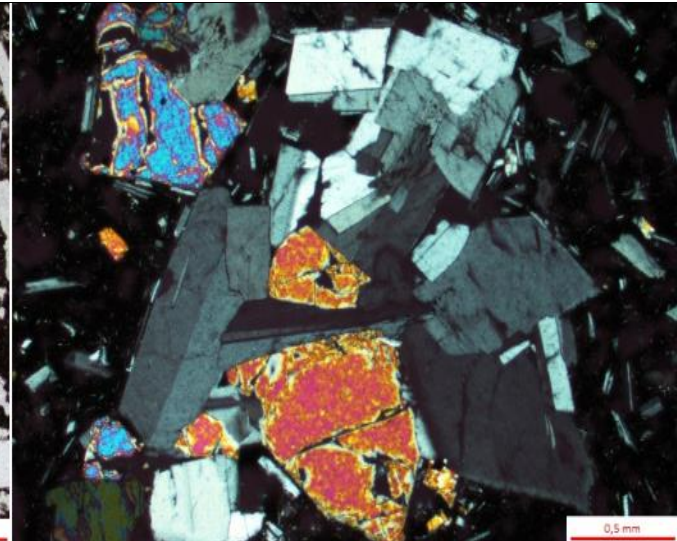
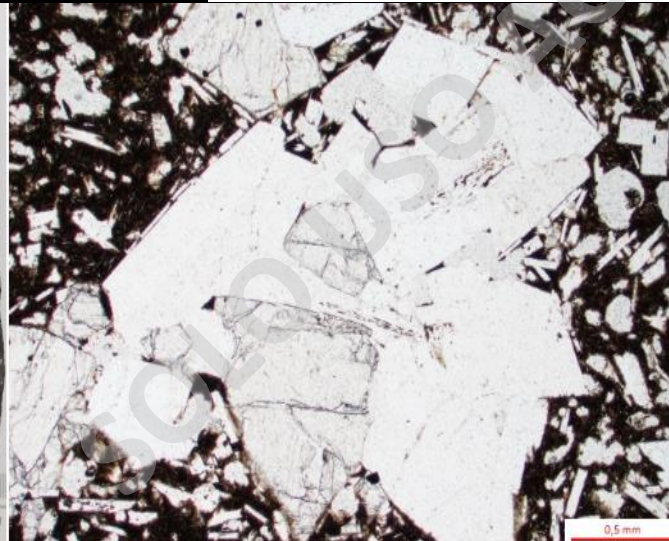
CÓDIGO DE MUESTRA		PRO-01		
CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO				
Alta densidad de rodados vesiculares negros grisáceos y grisáceos blanquecino con escasas vesículas que están en la ladera este del CEM Rollizos (Figura 4.12. B). Esta descripción corresponde a los rodados vesiculares (corresponde al basamento, Estratos de Reloncavi)				
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
FENOCRISTALES	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	36			
Olivino	12	Euhedral - subhedral	0,2 - 1,2	Integridad media - alta; leve alteración a iddingsita
Plagioclasa	24	Euhedral - subhedral	0,2 - 0,1	Integridad media - alta
MASA FUNDAMENTAL	59			
Plagioclasa	18	Euhedral - subhedral	< 0,2	Integridad media - alta
Clinopiroxeno	15	Subhedral - anhedral	< 0,2	Integridad baja - media
Olivino	5	Euhedral - Subhedral	< 0,2	Integridad media
Opacos	5	Subhedral	< 0,2	Integridad media
Vidrio	16	Masivo		Tonalidad café grisáceo
VESÍCULAS	5	Alargadas y ovaladas	< 2	Bordes irregulares con superficie lisa
TEXTURAS				
Hipocristalina; inequigranular; porfírica; vesicular; traquítica; zonación en fenocristales de plagioclasa; bordes de reabsorción, glomeroporfírica y esqueletal en fenocristales de olivino				
NOMBRE		Andesita basáltica de olivino		



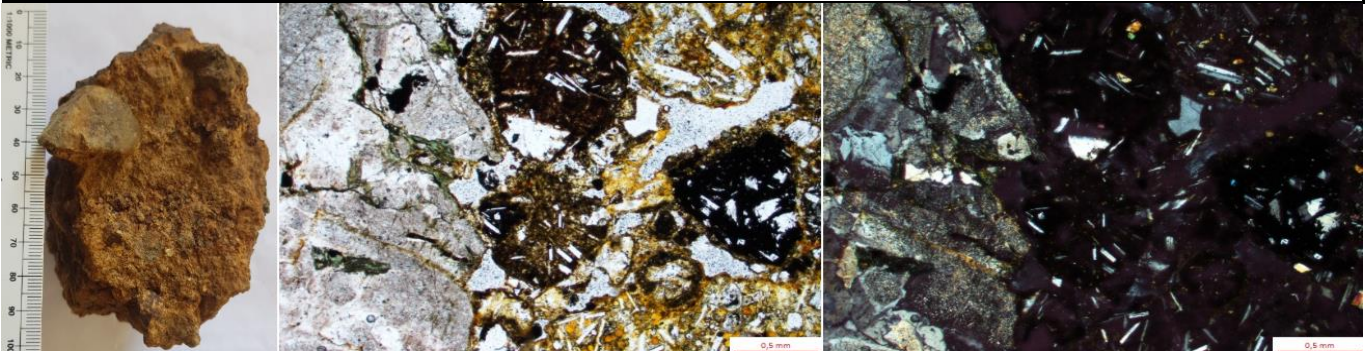
CÓDIGO DE MUESTRA	PRO-02		
CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO			
Alta densidad de rodados vesiculares negros grisáceos y grisáceos blanquecino con escasas vesículas que están en la ladera este del CEM Rollizos (Figura 4.12. B) Esta descripción corresponde a los rodados con escasas vesículas (corresponde al basamento, Estratos de Reloncaví)			
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES			
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)
FENOCRISTALES	33		
Olivino	5	Euhedral - subhedral	0,2 - 1,1
Plagioclasa	28	Euhedral - subhedral	0,2 - 0,7
MASA FUNDAMENTAL	67		
Plagioclasa	25	Euhedral - subhedral	< 0,2
Clinopiroxeno	20	Subhedral - anhedral	< 0,1
Olivino	2	Subhedral - anhedral	< 0,2
Opacos	10	Subhedral	< 0,2
Vidrio	10	Masivo	
		TEXTURAS	
Hipocristalina; inequigranular; porfírica; intergranular; vesicular; traquítica localmente; subofítica en microlitos de clinopiroxeno; zonación en fenocristales de plagioclasas; esquelética en fenocristales de olivino; coronítica en fenocristales de olivino con microlitos de clinopiroxeno			
NOMBRE	Andesita basáltica de olivino		



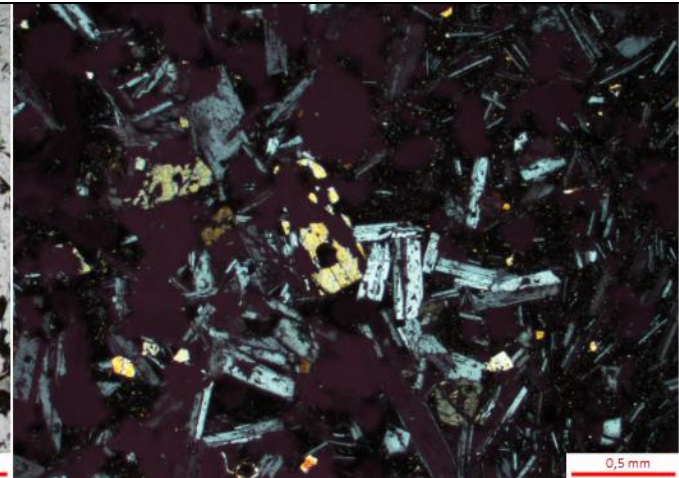
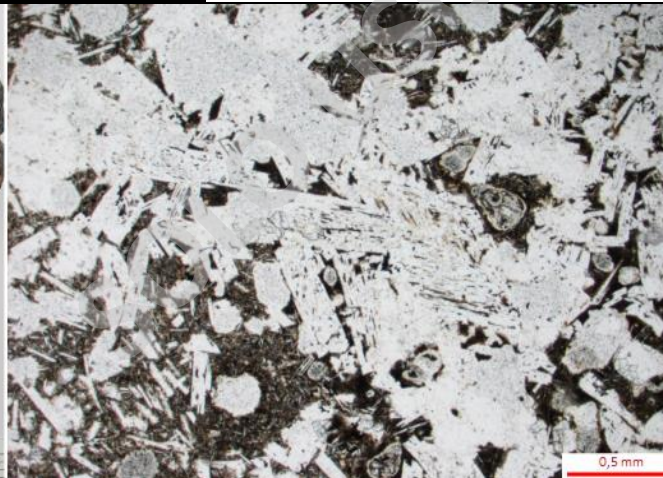
CÓDIGO DE MUESTRA	PRO-03			
CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO				
Dique de tonalidad negro grisáceo que corta a la estructura volcánica del CEM Rollizos (PRO-04) en su ladera este (Figura 4.12. C)				
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	26			
Olivino	10	Euhedral - subhedral	0,2 - 1	Integridad media - alta
Plagioclasa	16	Euhedral - subhedral	0,2 - 1,1	Integridad media - alta
MASA FUNDAMENTAL	62			
Plagioclasa	17	Euhedral - subhedral	< 0,2	Integridad media - alta
Clinopiroxeno	2	Subhedral	< 0,2	Integridad baja - media
Olivino	10	Euhedral - Subhedral	< 0,2	Integridad media - alta
Opacos	5	Subhedral	< 0,2	Integridad media
Vidrio	28	Masivo		Tonalidad café grisáceo
VESÍCULAS	12	Alargadas y ovaladas	< 2	Bordes sinuosos con superficie lisa
TEXTURAS				
Hipocristalina; inequigranular; porfírica; vesicular; zonación y sieve (en menor medida) en fenocristales de plagioclasas; bordes de reabsorción y esqueletal en fenocristales de olivino; glomeroporfírica entre fenocristales de olivino y plagioclasa; poiquilítica en fenocristales de plagioclasas con microlitos de olivino				
NOMBRE	Andesita basáltica de olivino			



CÓDIGO DE MUESTRA		PRO-04			
CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO					
Afloramiento brechoso semi-consolidado con abundantes fragmentos escoriáceos de tonalidad grisáceo oscuro de tamaño milimétrico a centimétrico. Se caracterizan por una alta densidad de vesículas. Se destacan fragmentos de tonalidad grisácea con escasas vesículas e intrusivos que están en menor proporción que los fragmentos escoriáceos. Se puede observar una leve laminación paralela (Figura 4.12. A)					
CLASIFICACIÓN POR TAMAÑO DE GRANO					
FRAGMENTOS MAYORES		%			
Bomba o bloque (> 64 mm)		8			
Lapilli grueso (32 - 64)		7			
Lapilli medio (16 - 32)		11			
Lapilli fino (2 - 16)		10			
Ceniza gruesa (1/16 - 2)		20			
MATRIZ		37			
Ceniza media (< 1/16)		37			
VESÍCULAS		7 - Se excluyen de la clasificación por tamaño			
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES					
FRAGMENTOS MAYORES	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES	
CRISTALES JUVENILES	56				
Olivino	5	Subhedral - anhedral	1/16 - 0,9	Integridad baja - media	
Clinopiroxeno	3	Subhedral - anhedral	1/16 - 0,8	Integridad baja - media	
Plagioclasa	9	Euhedral - subhedral	1/16 - 0,6	Integridad media - alta	
Opacos	2	Subhedral	1/16 - 0,1	Integridad media	
	18	Alargados y ovalados	0,5 - 200	Escoria de tonalidad grisácea oscura con bordes sinuosos y abundantes vesículas. Presenta: -Fenocristales de olivino, plagioclasa y en menor medida clinopiroxeno -Microlitos de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa. Se observa textura traquítica y esquelética y glomeroporfírica en fenocristales de olivino. Se destaca que hay fragmentos que poseen diferentes grados de alteración a palagonita.	
FRAGMENTOS JUVENILES					
FRAGMENTOS LÍTICOS A (ACCIDENTAL)	9	Alargado, semiesférico y anguloso	0,4 - 60	Fragmento intrusivo con bordes irregulares y rectos (tonalita de hornblenda)	
FRAGMENTOS LÍTICOS B (ACCIDENTAL)	10	Anguloso	0,5 - 50	Fragmento basáltico de tonalidad grisácea con bordes rectos. Presenta: - Fenocristales de plagioclasa y escasos olivinos -Microlitos de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa. Se destaca la ausencia de: vesículas, textura esquelética en olivinos y que no están alterados a palagonita	
MATRIZ		37			
Vidrio	37	Masivo		Tonalidad café amarillento con fuerte alteración a palagonita	
VESÍCULAS		7	Alargada y angulosa	> 1	Bordes irregulares con superficie rugosa
TEXTURAS					
Piroclástica (cristales altamente fragmentados); vesicular; zonación en cristales de plagioclasa; esquelética en cristales de olivino					
NOMBRE		Toba de lapilli basáltica vítrea			



CÓDIGO DE MUESTRA	PRO-05			
CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO				
Fragmento juvenil escoriáceo vesicular de la estructura volcánica del CEM Rollizos				
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	26			
Olivino	8	Euhedral - subhedral	0,2 - 0,8	Integridad baja - media
Plagioclasa	18	Euhedral - subhedral	0,2 - 1,2	Integridad media - alta
MASA FUNDAMENTAL	61			
Plagioclasa	21	Euhedral - subhedral	< 0,2	Integridad media - alta
Clinopiroxeno	3	Subhedral	< 0,2	Integridad baja - media
Olivino	8	Euhedral - Subhedral	< 0,2	Integridad media - alta
Opacos	5	Subhedral	< 0,2	Integridad media
Vidrio	24	Masivo		Tonalidad café grisáceo
VESÍCULAS	13	Alargadas y ovaladas	< 2	Bordes sinuosos e irregulares con superficie lisa
TEXTURAS				
Hipocristalina; inequigranular; porfírica; vesicular; zonación y sieve en fenocristales de plagioclasas; bordes de reabsorción y esquelético en fenocristales de olivino; glomeroporfírica entre fenocristales de olivino y plagioclasa; poiquilítica en fenocristales de plagioclasas con microlitos de olivino				
NOMBRE	Basalto de olivino			



CÓDIGO DE MUESTRA PRO-06

CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO

Fragmento lítico accidental de tonalidad blanquecino grisáceo (**basamento Estratos de Relocanví**) contenido en la estructura volcánica del CEM Rollizos

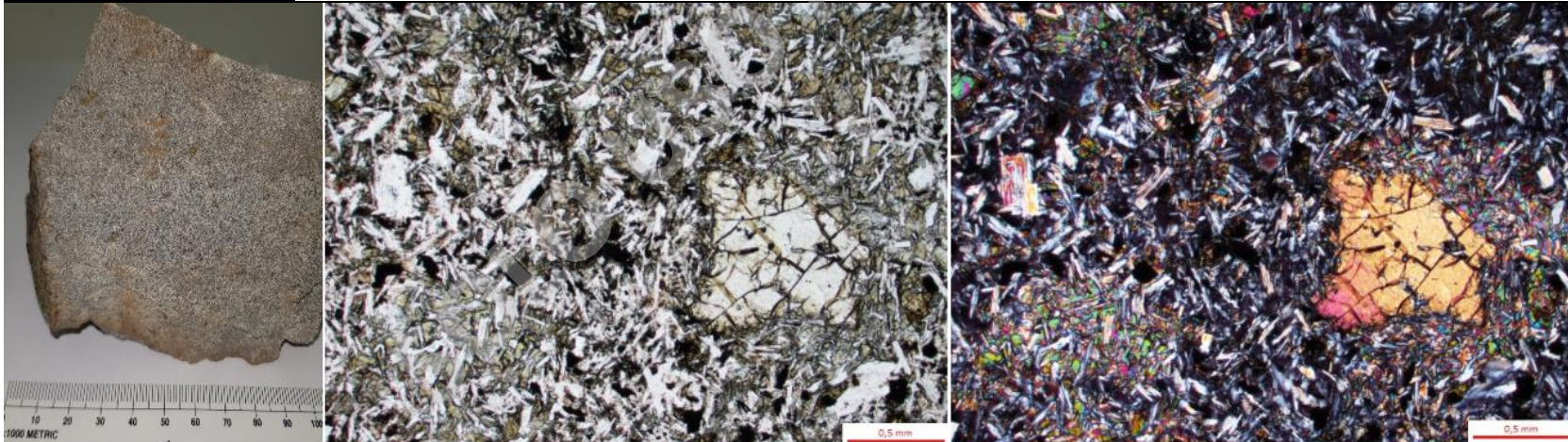
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES

	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	27			
Olivino	7	Euhedral - subhedral	0,3 - 1,5	Integridad media - alta
Plagioclasa	20	Euhedral - subhedral	0,3 - 0,7	Integridad media - alta
MASA FUNDAMENTAL	73			
Plagioclasa	29	Euhedral - subhedral	< 0,3	Integridad media - alta
Clinopiroxeno	26	Subhedral - anhedral	< 0,3	Integridad baja - media; Microlitos de clinopiroxeno se acumulan en ciertos sectores
Opacos	8	Subhedral	< 0,3	Integridad media - alta
Vidrio	10	Masivo		Tonalidad café grisáceo

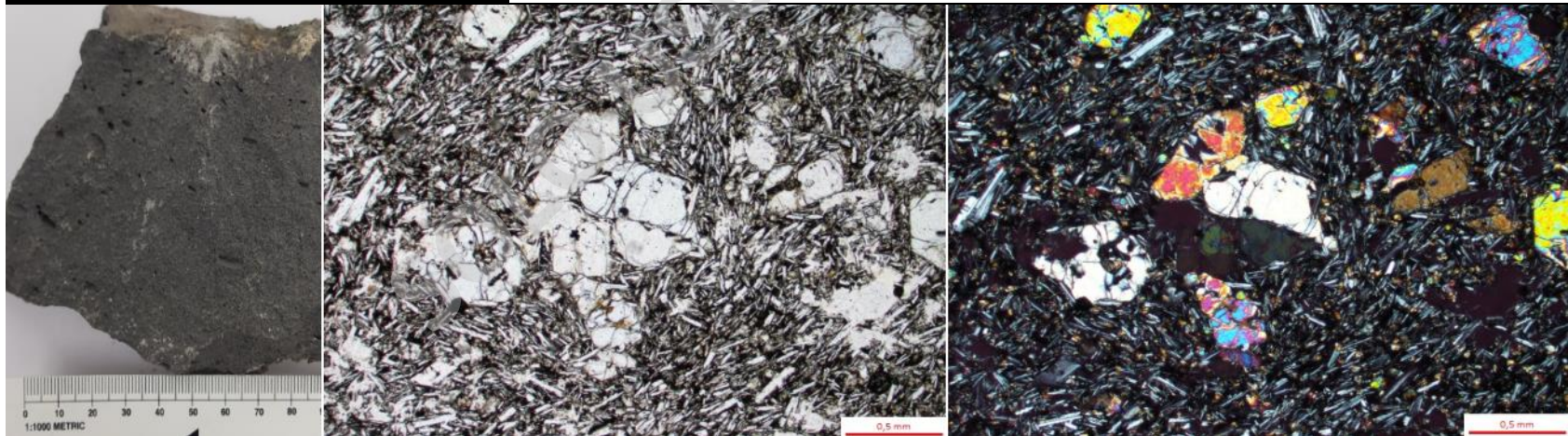
TEXTURAS

Hipocristalina; inequigranular; porfírica; intergranular; traquítica localmente; subofítica entre microlitos de clinopiroxeno y plagioclasa; zonación en fenocristales de plagioclasas; bordes de reabsorción, esquelético y glomeroporfírico en fenocristales de olivino

NOMBRE Basalto de olivino

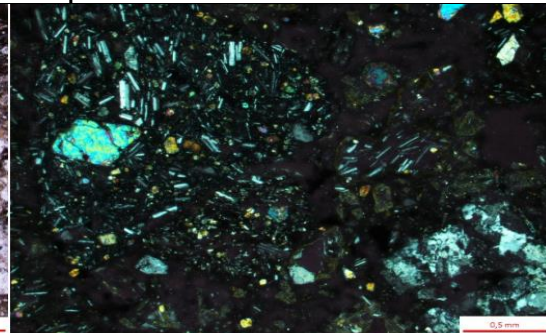
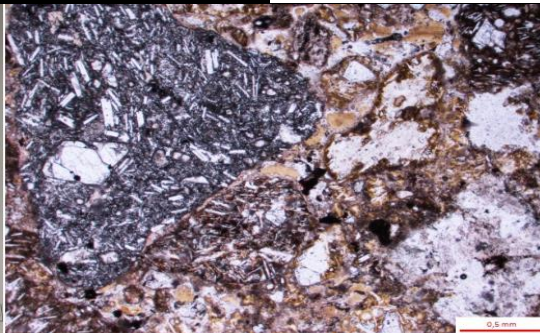


CÓDIGO DE MUESTRA	PRO-07			
CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO				
Alta densidad de rodados vesiculares de tonalidad grisácea (basamento Estratos de Reloncaví) al sureste del CEM Rollizos				
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	21			
Olivino	6	Euhedral - subhedral	0,2 - 1,2	Integridad media
Plagioclasa	15	Euhedral - subhedral	0,2 - 0,5	Integridad media - alta
MASA FUNDAMENTAL	73			
Plagioclasa	27	Euhedral - subhedral	< 0,2	Integridad media - alta
Clinopiroxeno	20	Subhedral - anhedral	< 0,2	Integridad baja - media
Olivino	2	Subhedral - anhedral	< 0,2	Integridad media
Opacos	10	Subhedral	< 0,2	Integridad media
Vidrio	14	Masivo		Tonalidad café grisáceo
VESÍCULAS	6	Alargada y ovalada	< 5	Bordes sinuosos e irregulares con superficie lisa
TEXTURAS				
Hipocristalina; inequigranular; porfírica; vesicular; traquítica; zonación en fenocristales de plagioclasas; bordes de reabsorción, esqueletal y glomeroporfírica en fenocristales de olivino				
NOMBRE	Basalto de olivino			

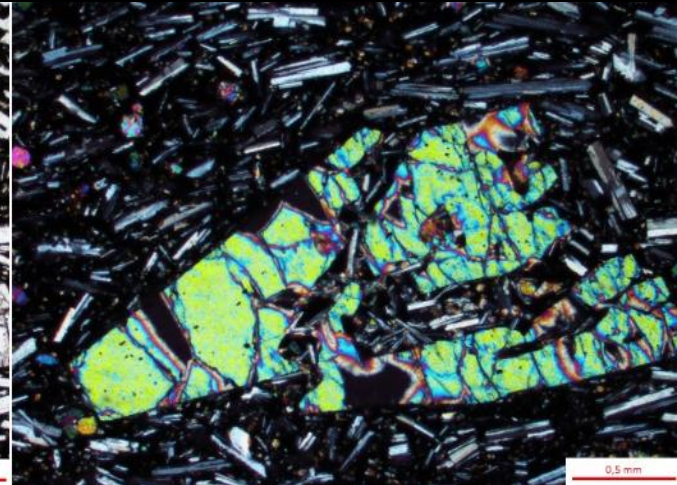


4. Centro eruptivo menor Pocihuén

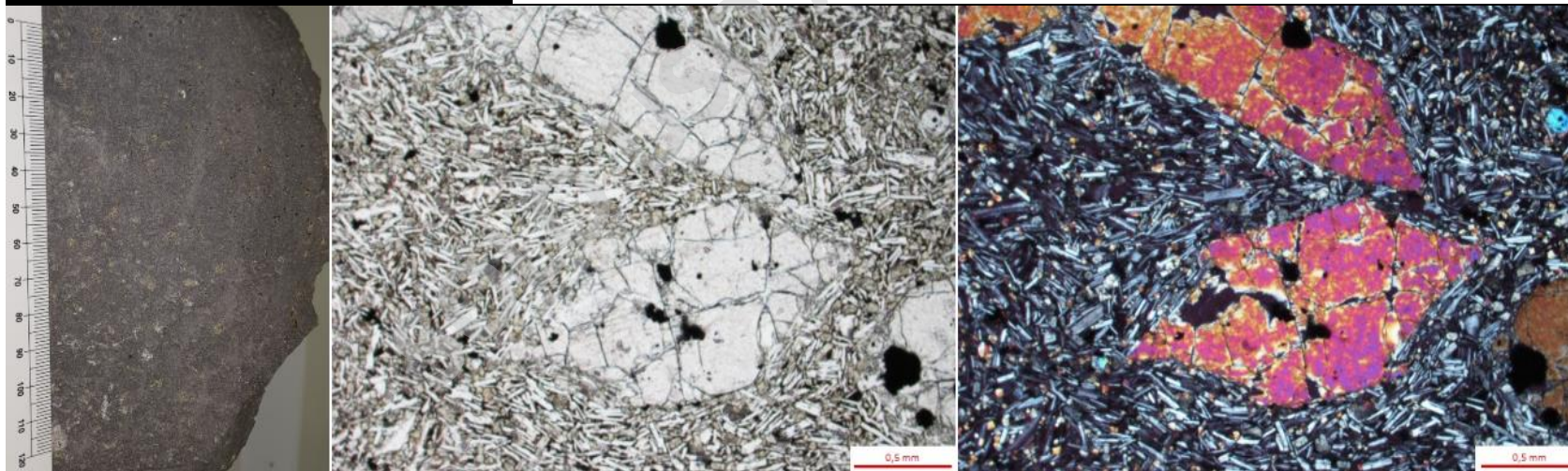
CÓDIGO DE MUESTRA		POC-01		
CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO				
Afloramiento brechoso semi-consolidado con abundantes fragmentos escoriáceos de tonalidad grisácea de tamaño milimétrico a métricos. Presentan una alta densidad de vesículas y textura cordada de tipo pahoehoe. Se destacan fragmentos intrusivos escasos y que son considerablemente más pequeños que los fragmentos escoriáceos. Se puede observar una leve laminación paralela (Figura 4.14. A y B)				
CLASIFICACIÓN POR TAMAÑO DE GRANO				
FRAGMENTOS MAYORES		%		
Bomba o bloque (> 64 mm)		63		
Lapilli grueso (32 - 64)		13		
Lapilli medio (16 - 32)		12		
Lapilli fino (2 - 16)		10		
Ceniza gruesa (1/16 - 2)		18		
MATRIZ		32		
Ceniza media (< 1/16)		32		
VEŚÍCULAS		5 - Se excluyen de la clasificación por tamaño		
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FRAGMENTOS MAYORES	62			
CRISTALES JUVENILES	16			
Olivino	4	Subhedral - anhedral	1/16 - 0,8	Integridad baja - media
Clinopiroxeno	2	Subhedral - anhedral	1/16 - 0,1	Integridad baja - media
Plagioclasa	8	Euhedral - subhedral	1/16 - 0,4	Integridad media - alta
Opacos	2	Subhedral	1/16 - 0,1	Integridad media - alta
	36	Alargados y de baja esfericidad	0,5 - 1500	Escoria de tonalidad grisácea oscura con bordes sinuosos y abundantes vesículas. Presenta: -Fenocristales de olivino y plagioclasa -Microlitos de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa. Se observa textura traquítica y esquelética en fenocristales de olivino. Se destaca que hay fragmentos que poseen diferentes grados de alteración a palagonita.
FRAGMENTOS JUVENILES				
FRAGMENTOS LÍTICOS A (ACCIDENTAL)	6	Alargado, semiesférico y anguloso	0,4 - 35	Fragmento intrusivo con bordes irregulares y rectos (tonalita de hbl)
	4	Anguloso	0,4 - 20	Fragmento de tonalidad grisácea con bordes rectos. Presenta: -Fenocristales de olivino y plagioclasa -Microlitos de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa. Se observa textura traquítica y se destaca la ausencia de: vesículas, textura esquelética en olivinos y que no están alterados a palagonita
FRAGMENTOS LÍTICOS B (ACCIDENTAL)				
MATRIZ	33			
Vidrio	33	Masivo		Tonalidad café con alteración a palagonita
VEŚÍCULAS	5	Alargada, semiesférica y angulosa	< 2	Bordes irregulares con superficie rugosa
TEXTURAS				
Piroclástica (cristales altamente fragmentados); vesicular; esquelética en cristales de olivino				
NOMBRE	Toba de lapilli basáltica escoriácea			



CÓDIGO DE MUESTRA		POC-02		
CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO				
Fragmento juvenil escoriáceo de tonalidad grisácea con textura pahoehoe (Figura 4.14. B), contenido en la estructura volcánica del CEM Pocihuén (POC-01)				
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
FENOCRISTALES	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
	30			
Olivino	10	Euhedral - subhedral	0,2 - 1	Integridad media - alta
Plagioclasa	20	Euhedral - subhedral	0,2 - 0,5	Integridad media - alta
MASA FUNDAMENTAL	70			
Plagioclasa	15	Euhedral - subhedral	< 0,2	Integridad media - alta
Clinopiroxeno	18	Euhedral - subhedral	< 0,2	Integridad media
Olivino	10	Euhedral - subhedral	< 0,2	Integridad media
Opacos	5	Subhedral	< 0,1	Integridad media
Vidrio	22	Masivo		Tonalidad grisáceo oscuro
TEXTURAS				
Hipocristalina; inequigranular; porfírica; traquítica; zonación en fenocristales de plagioclasa; esqueletal y bordes de reabsorción en fenocristales de olivino; glomeroporfírica entre fenocristales de plagioclasa y olivino				
NOMBRE		Basalto de olivino		



CÓDIGO DE MUESTRA	POC-03			
CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO				
Dique grisáceo con disyunción columnar que corta a la estructura volcánica del CEM Pocihuén (POC-01). Posee una potencia de 20 m (Figura 4.14. C)				
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES				
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	16			
Olivino	16	Euhedral - subhedral	0,4 - 3	Integridad media - alta
MASA FUNDAMENTAL	84			
Plagioclasa	45	Euhedral - subhedral	< 0,4	Integridad media - alta
Clinopiroxeno	18	Subhedral - anhedral	< 0,1	Integridad baja - media
Olivino	5	Subhedral - anhedral	< 0,4	Integridad baja - media
Opacos	8	Subhedral	< 0,1	Integridad media
Vidrio	8	Masivo		Tonalidad café grisáceo
TEXTURAS				
Hipocristalina; inequigranular; porfírica; intergranular; zonación en microlitos de plagioclasa; traquítica localmente bordeando fenocristales de olivino; esquelético y bordes de reabsorción en fenocristales de olivino; glomeroporfírica entre fenocristales de olivino				
NOMBRE	Basalto de olivino			



CÓDIGO DE MUESTRA POC-04

CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO

Dique grisáceo de potencia métrica que corta a la estructura volcánica del CEM Pocihuén (POC-01)

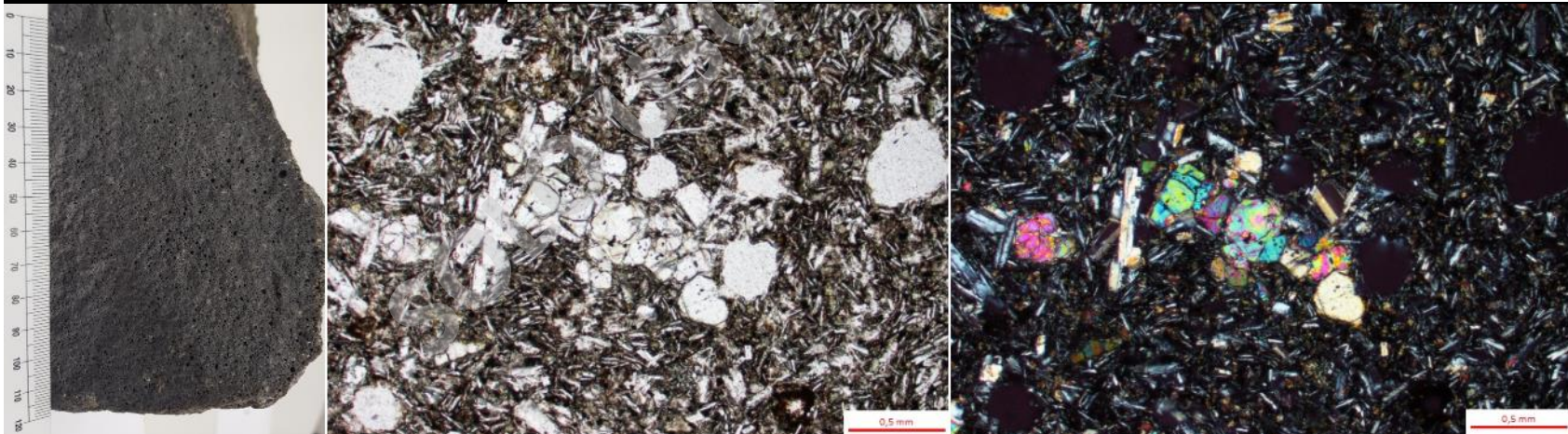
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES

	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	13			
Olivino	13	Euhedral - subhedral	0,4 - 2,5	Integridad media - alta
MASA FUNDAMENTAL	79			
Plagioclasa	36	Euhedral - subhedral	< 0,4	Integridad media - alta
Clinopiroxeno	15	Subhedral - anhedral	< 0,1	Integridad baja - media
Olivino	8	Subhedral - anhedral	< 0,4	Integridad baja - media
Opacos	7	Subhedral	< 0,1	Integridad media
Vidrio	13	Masivo		Tonalidad café grisáceo
Vesículas	8	Alargada y ovalada	< 2	Bordes sinuosos con superficie lisa

TEXTURAS

Hipocristalina; inequigranular; porfírica; vesicular; zonación en microlitos de plagioclasa; traquítica localmente bordeando fenocristales de olivino; esqueletal y bordes de reabsorción en fenocristales de olivino; glomeroporfírica en fenocristales de olivino; glomeroporfírica entre microlitos de plagioclasa y olivino

NOMBRE Andesita basáltica de olivino



CÓDIGO DE MUESTRA POC-05

CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO

Fragmento juvenil escoriáceo de tonalidad grisáceo con abundantes vesículas, contenido en la estructura volcánica del CEM Pocihuén (POC-01)

CLASIFICACIÓN POR TAMAÑO DE GRANO

	%
FRAGMENTOS MAYORES	25
Ceniza gruesa (1/16 - 2 mm)	25
MATRIZ	66
Ceniza media (< 1/16)	66
VESÍCULAS	9 - Se excluyen de la clasificación por tamaño

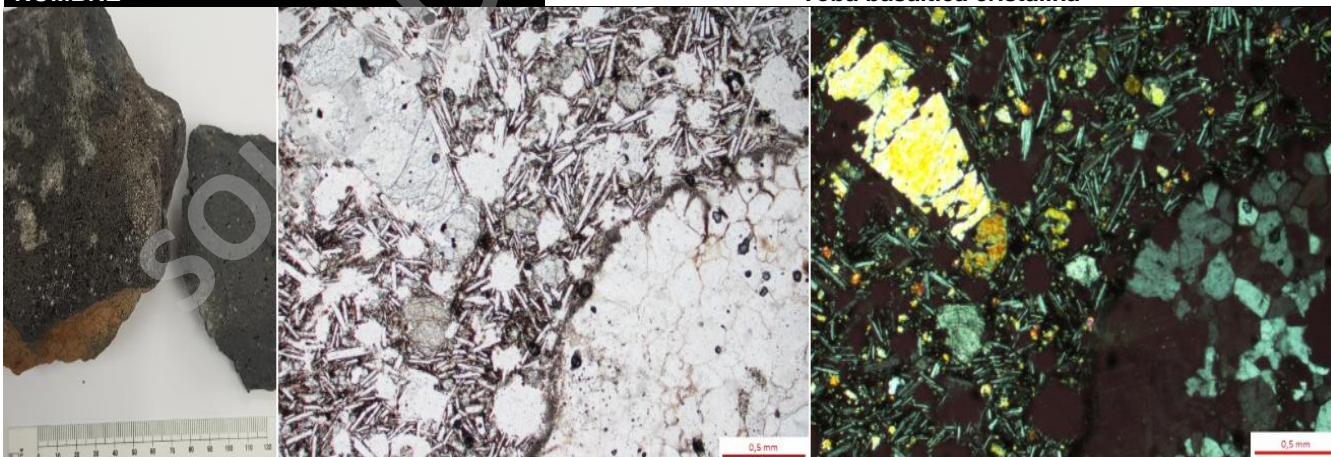
DESCRIPCIÓN DE COMPONENTES

	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FRAGMENTOS MAYORES	25			
CRISTALES JUVENILES	22			
Olivino	4	Subhedral	0,1 - 1,1	Integridad baja - media
Clinopiroxeno	3	Subhedral	0,1 - 1	Integridad baja - media
Plagioclasa	15	Euhedral - subhedral	0,2 - 0,3	Integridad media - alta
FRAGMENTOS LÍTICOS	3	Alargado, semiesférico y anguloso	< 2,2	Fragmento intrusivo con bordes irregulares (tonalita)
MATRIZ	66			
Plagioclasa	21	Euhedral - subhedral	< 0,2	Integridad media - alta
Clinopiroxeno	10	Subhedral - anhedral	< 0,1	Integridad baja - media
Olivino	5	Subhedral - anhedral	< 0,1	Integridad baja - media
Opacos	5	Subhedral	< 0,1	Integridad media - alta
Vidrio	25	Masivo		Tonalidad café grisáceo
VESÍCULAS	9	Alargada y ovalada	< 5	Bordes sinuosos e irregulares con superficie lisa

TEXTURAS

Piroclástica (cristales altamente fragmentados); vesicular; traquítica alrededor de fragmentos líticos; glomeroporfírica entre cristales de olivino y clinopiroxeno; zonación en fenocristales de plagioclasas; esquelética en fenocristales de olivino

NOMBRE Toba basáltica cristalina



8.3. ANEXO C. DATOS GEOQUÍMICOS INÉDITOS (FORMATO LABORATORIO)

CEMER	San Antonio			La Viguera						Rollizos						Pocoihuén				
MUESTRA	ABR-01	ABR-02	ABR-03	RAL-03	RAL-04	RAL-07	RAL-08	RAL-09	RAL-10	RAL-11	PRO-01	PRO-02	PRO-03	PRO-05	PRO-06	PRO-07	POC-02	POC-03	POC-04	POC-05
MATERIAL	Escoria	Escoria	Escoria	Lava	Lava	Escoria	Lava	Lava	Escoria	Lava	Escoria	E.R	Dique	Escoria	E.R	Escoria	Escoria	Dique	Dique	Escoria
SiO ₂	51,69	52,05	50,74	50,84	50,88	49,58	50,59	50,74	50,64	50,58	52,06	52,56	53,47	49,1	50,67	49,23	51,2	49,86	51,85	51,25
Al ₂ O ₃	18,53	18,6	18,89	17,41	17,35	17,58	17,18	17,32	17,08	17,18	17,32	16,85	16,92	16,97	16,84	16,48	16,48	15,76	16,62	16,64
Fe ₂ O ₃	9,37	8,86	9,64	9,02	9,31	9,74	9,34	9,21	9,34	9,18	9,52	9,62	8,51	10,81	9,96	10,15	9,36	9,9	9,75	9,28
MgO	5,47	5,45	5,42	7,63	7,63	7,36	7,91	7,73	7,9	7,91	6,45	6,46	5,94	7,71	7,68	9,02	7,78	10,5	7,07	7,73
CaO	9,27	9,41	9,23	9,93	9,87	9,49	9,87	9,92	9,79	9,81	8,98	8,75	9,1	9,63	9,26	9,65	10	9,15	8,93	9,94
Na ₂ O	3,1	3,08	3,05	2,84	2,81	2,72	2,83	2,83	2,83	2,8	3,06	3,07	3,13	2,94	3,06	2,77	2,66	2,53	2,88	2,78
K ₂ O	0,75	0,75	0,76	0,66	0,66	0,65	0,66	0,66	0,68	0,65	0,84	0,93	1,11	0,65	0,75	0,53	0,66	0,57	0,72	0,56
TiO ₂	0,88	0,88	0,89	0,83	0,84	0,83	0,85	0,83	0,85	0,83	1,07	1,06	0,85	1,18	1,13	1,05	0,89	0,87	1	0,82
P ₂ O ₅	0,2	0,2	0,2	0,17	0,17	0,17	0,18	0,17	0,18	0,17	0,32	0,32	0,22	0,26	0,29	0,22	0,16	0,16	0,21	0,13
MnO	0,15	0,15	0,16	0,15	0,15	0,16	0,15	0,15	0,16	0,15	0,16	0,16	0,14	0,19	0,17	0,17	0,16	0,17	0,16	0,16
Cr ₂ O ₃	0,01	0,004	0,006	0,024	0,025	0,025	0,028	0,026	0,027	0,028	0,024	0,024	0,018	0,04	0,041	0,069	0,041	0,084	0,029	0,042
LOI	0,3	0,3	0,7	0,2	0	1,4	0,1	0,1	0,2	0,4	-0,1	-0,1	0,3	0,2	-0,2	0,3	0,3	0,1	0,5	0,4
Sum	99,72	99,734	99,686	99,704	99,695	99,705	99,688	99,686	99,677	99,688	99,704	99,704	99,708	99,68	99,651	99,639	99,691	99,654	99,719	99,732
Ba	204	204	214	173	169	179	169	171	180	173	346	345	339	321	299	253	237	196	222	139
Ni	26	27	21	74	72	69	83	76	83	85	80	84	49	101	119	163	81	232	67	69
Sc	25	25	25	29	29	29	29	29	29	28	25	26	26	29	28	30	30	29	29	29
Be	2	<1	2	<1	<1	<1	1	1	<1	2	<1	1	1	1	2	<1	1	1	<1	<1
Co	25,1	24,8	28,5	31,7	32	31,2	33,5	31,7	32,7	33,7	31,1	29,7	27,7	35,6	34,2	38,5	33,6	41,1	31,4	32,8
Cs	0,6	0,5	0,7	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	1,3	0,2	0,2	0,2	1,1	0,9	0,5	0,7
Ga	18,5	18,7	19	16,7	17,4	16,6	16,4	16,9	16,1	17,1	17,1	16,9	15,6	16,2	15,8	16,6	15	16,6	16,2	16,2
Hf	2,3	2,3	2,6	1,9	1,9	2,1	2,2	2	2,1	2,1	3,3	2,9	3,3	2,5	2,8	2,2	2,2	2,1	2,7	2
Nb	2,5	2,4	2,8	2,1	2,1	2,1	2,2	2,1	2,3	2,2	4,1	3,9	3,8	2,7	3,7	2,4	2	1,9	2,9	1,5
Rb	11	11,4	12	8,4	8,6	8,9	8,2	8,5	9,2	8,4	13,6	15,8	23,6	8,7	10,3	6,4	14,4	11,2	12,3	9,3
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	554,8	562,7	558,8	532,2	537,7	520,9	550	541,3	545,2	538,3	474,7	455,8	511	516,9	453	404	387,7	355,7	404,5	408,6
Ta	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	<0,1	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
Th	1,6	1,6	1,8	1,2	1,3	1,4	1,3	1,2	1,5	1,4	2,6	2,6	4,6	4,9	2,9	2,7	2,3	2,8	2,3	2,2
U	0,5	0,4	0,5	0,4	0,4	0,3	0,4	0,5	0,4	0,4	0,5	0,4	1,2	0,9	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5	0,6
V	234	235	230	239	242	234	245	236	240	234	213	220	203	257	240	244	234	223	235	220
W	<0,5	<0,5	35,1	<0,5	<0,5	1,6	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5

CEMER	San Antonio			La Viguera							Rollizos						Pocoihuén			
MUESTRA	ABR-01	ABR-02	ABR-03	RAL-03	RAL-04	RAL-07	RAL-08	RAL-09	RAL-10	RAL-11	PRO-01	PRO-02	PRO-03	PRO-05	PRO-06	PRO-07	POC-02	POC-03	POC-04	POC-05
MATERIAL	Escoria	Escoria	Escoria	Lava	Lava	Escoria	Lava	Lava	Escoria	Lava	Escoria	E.R	Dique	Escoria	E.R	Escoria	Escoria	Dique	Dique	Escoria
Zr	90,1	88,3	91	75,9	77,7	80,3	78,5	78	81,9	78,2	129,1	127,8	130,9	91	110	88,5	82	77,1	108,9	76,5
Y	16,7	17,9	18,5	16,1	16,5	16,6	16,7	16,2	17	15,9	23,2	23,4	21	22,4	23,9	21,4	19,7	17,9	22,8	17,4
La	10,9	11,1	11,9	9,2	9,8	10	10	9,6	10,5	9,9	17,5	17,4	16,2	16,9	15,3	12,8	10,5	10,4	12,7	7,3
Ce	24,7	24,5	24,1	21,5	21,8	22,5	22,5	21,9	23,2	22,2	40,5	38,8	34,4	36,3	33,7	27,5	22,6	22,6	28,6	17,4
Pr	3,45	3,51	3,6	3,06	3,14	3,22	3,15	3,13	3,26	3,15	5,36	5,38	4,62	4,87	4,67	3,8	3,19	3,09	4,02	2,52
Nd	15,1	14,9	15,6	13,6	13,6	14,4	13,5	14	14,5	13,9	22,2	22,6	18,9	20,2	20,1	16,4	13,8	13,3	17,2	11,1
Sm	3,43	3,41	3,54	3,12	3,25	3,33	3,27	3,15	3,28	3,29	5	4,88	4	4,42	4,38	3,77	3,36	3,17	4,08	2,82
Eu	1,13	1,12	1,06	1,04	1,05	1,07	1,06	1,08	1,06	1,05	1,5	1,48	1,17	1,39	1,42	1,24	1,06	1	1,24	0,99
Gd	3,53	3,5	3,75	3,14	3,22	3,37	3,3	3,22	3,32	3,17	4,75	4,8	3,91	4,35	4,36	3,81	3,53	3,22	4,21	3,14
Tb	0,53	0,54	0,55	0,49	0,51	0,52	0,5	0,5	0,53	0,51	0,76	0,74	0,59	0,69	0,7	0,63	0,55	0,54	0,68	0,52
Dy	3,25	3,24	3,31	2,94	2,97	3,12	3,01	2,99	3,11	3	4,44	4,36	3,59	3,98	4,15	3,8	3,46	3,42	4,19	3,26
Ho	0,68	0,64	0,7	0,61	0,64	0,64	0,65	0,65	0,65	0,64	0,9	0,91	0,77	0,87	0,9	0,8	0,76	0,67	0,88	0,69
Er	1,88	2	1,94	1,75	1,85	1,86	1,84	1,78	1,89	1,82	2,59	2,59	2,28	2,53	2,53	2,31	2,15	2,01	2,65	2,07
Tm	0,28	0,27	0,32	0,26	0,28	0,27	0,27	0,26	0,27	0,27	0,37	0,38	0,33	0,34	0,37	0,33	0,31	0,3	0,37	0,29
Yb	1,86	1,77	1,85	1,62	1,62	1,68	1,67	1,69	1,69	1,61	2,32	2,45	2,13	2,3	2,36	2,12	1,98	1,94	2,41	1,85
Lu	0,27	0,27	0,3	0,26	0,26	0,27	0,27	0,26	0,26	0,25	0,37	0,38	0,33	0,36	0,36	0,31	0,31	0,31	0,37	0,31
Mo	1,2	0,7	1,4	0,4	0,4	1	0,6	0,5	0,5	0,4	0,6	0,7	0,6	1	0,5	0,7	0,6	0,6	0,9	0,6
Cu	22,1	49,2	46	55,3	72,8	66,1	73,2	51,4	54	48,8	64,6	46,6	50,8	54	38,8	65,1	38,1	65,2	63,1	64,6
Pb	2,3	2,1	2	1,9	1,4	2,4	3,1	1,5	2,1	1,6	2,2	2,8	2,8	3,1	2	2,7	1,3	1,8	2,8	2,4
Zn	188	67	307	68	90	118	85	69	113	84	66	53	57	103	79	101	56	104	62	69
Ni	27,3	24,4	27,7	58,3	65,2	66,4	60,4	68,8	65	76,9	64,2	38,1	36	101,5	86,7	152,4	76,1	175,4	62,8	59,1
As	0,8	<0,5	1,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,9	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	1	1,9	1,2	<0,5	1,2	1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,6	0,6	0,6	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1	0,6
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5

8.4. ANEXO D. DATOS GEOQUÍMICOS DE CEM DE LA ZONA DE ESTUDIO DE TRABAJOS ANTERIORES

AUTOR	Mena (2015)	Mena (2015)	Mena (2015)	Mena (2015)	Mena (2015)	Mena (2015)	Mena (2015)	Mena (2015)	Mena (2015)	Mena (2015)	Mena (2015)	Mena (2015)	Mena (2015)	Mena (2015)
COD MUESTRA CENTRO ERUPTIVO	RM-190814-003	RM-190814-004	RM-190814-001	RM-190814-002	RM210814-004	RM-210814-003	RM-210814-005	RM-200814-013	RM-210814-002	RM-210814-006	RM-210814-007	RM-200814-005	RM-200814-006	RM-200814-007
	Pichilaguna	Pichilaguna	Pichilaguna	Pichilaguna	Cayutué	Cayutué	Cayutué	Cayutué	Cayutué	Cayutué	Cayutué	Cayutué	Cayutué	Cayutué
MATERIAL	bomba	lapilli	lapilli	lapilli	lava	lava	lapilli	lava	lava	lava pardo	lava pardo	lava	lapilli	lapilli
SiO ₂	51,54	50,38	51,55	51,96	50,67	51,79	51,95	51,82	51,14	50,83	51,45	48,75	51,42	51,93
TiO ₂	0,84	0,8	0,82	0,82	0,85	0,83	0,82	0,82	0,82	0,83	0,83	0,85	0,81	0,82
Al ₂ O ₃	17,51	16,69	17,52	17,49	17,75	17,59	17,25	17,36	17,32	17,42	17,24	18,33	17,28	17,37
Fe ₂ O ₃	8,75	8,46	8,83	8,75	9,1	8,88	8,79	8,8	10	9,11	9	9,81	8,76	8,9
MnO	0,15	0,14	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15
Cr ₂ O ₃	0,021	0,029	0,025	0,022	0,022	0,023	0,022	0,023	0,023	0,025	0,029	0,026	0,025	0,026
MgO	6,94	7,5	7,25	6,9	6,5	7,13	7,09	7,03	6,73	7,19	7,44	7,37	7,11	7,3
CaO	9,89	9,25	9,6	9,81	9,1	9,84	9,81	9,73	9,97	9,64	9,94	9,21	9,79	9,82
Na ₂ O	2,9	2,75	2,9	2,84	2,67	2,92	2,78	2,83	2,81	2,75	2,78	2,45	2,69	2,84
K ₂ O	0,73	0,74	0,67	0,72	0,67	0,69	0,71	0,71	0,7	0,67	0,69	0,55	0,7	0,72
P ₂ O ₅	0,18	0,18	0,18	0,17	0,17	0,18	0,16	0,16	0,17	0,2	0,2	0,14	0,16	0,16
Mg#														
LOI	0,3	2,8	0,2	0,1	2,1	-0,3	0,2	0,3	-0,1	1	0	2,1	0,8	-0,3
Total	99,73	99,72	99,73	99,73	99,74	99,74	99,73	99,74	99,75	99,79	99,77	99,75	99,73	99,74
Y	16,8	17	17,4	18,1	19,1	17	15,3	17	16,7	15,4	14,6	16,2	15,5	16,1
Zr	73,6	78,1	77,1	74,8	87,9	73,8	74,3	74,4	73	69,6	73,7	77,4	73,3	74
Nb	2,2	2,1	2,4	2,1	4,5	1,8	1,8	1,9	2,2	1,8	2,3	1,8	1,6	1,9
Mo	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	<0,1	<0,1	0,2	0,6	0,2	0,2	0,4	0,2	0,3
Pb	2,2	1,3	1,5	1,3	2,2	0,4	1	0,9	1,2	1	0,7	2,3	1	1,3
P														
Sc	29	27	28	29	28	29	29	29	30	31	33	30	30	30
V	231	220	224	232	221	235	235	234	241	227	234	233	231	235
Cr														
Co	28,8	29,5	30,8	27,6	28,1	29,6	28,9	29,6	27,9	28,9	26,2	30,4	30,2	30,8
Ni	32,2	59,3	52,3	39,4	51,8	54,1	40,5	38,9	60,2	60,9	55,5	57,1	49,7	53,1
Cu	43,8	52,2	42	36,5	48,9	22,2	39,7	47,9	22,9	32,3	33,6	32,1	37,5	34,3
Zn	17	29	37	32	36	32	34	34	56	28	32	33	34	31
Ga	16,5	15,2	16,6	16,6	16,2	15,5	15,1	15,7	17,1	18,1	17,1	17,2	16,3	16,6
Rb	10,6	11,3	9,2	10,3	13,4	9,2	10,1	10,9	10	9,8	10	7,8	10	10,4
Sr	608,7	587,6	594,2	611,8	573,1	587,5	589,8	591,4	593,5	544,2	553,2	534,2	585,2	603,3

AUTOR	Mena (2015)	Mena (2015)	Mena (2015)	Mena (2015)	Mena (2015)	Mena (2015)	Mena (2015)	Mena (2015)	Mena (2015)	Mena (2015)	Mena (2015)	Mena (2015)	Mena (2015)	Mena (2015)
COD MUESTRA	RM-190814-003	RM-190814-004	RM-190814-001	RM-190814-002	RM-210814-004	RM-210814-003	RM-210814-005	RM-200814-013	RM-210814-002	RM-210814-006	RM-210814-007	RM-200814-005	RM-200814-006	RM-200814-007
CENTRO ERUPTIVO	Pichilaguna	Pichilaguna	Pichilaguna	Pichilaguna	Cayutué	Cayutué	Cayutué	Cayutué	Cayutué	Cayutué	Cayutué	Cayutué	Cayutué	Cayutué
MATERIAL	bomba	lapilli	lapilli	lapilli	lava	lava	lapilli	lava	lava	lava pardo	lava pardo	lava	lapilli	lapilli
Ba	185	202	183	178	197	171	188	188	173	162	152	150	174	182
Be	<1	1	<1	3	2	<1	<1	<1	<1	2	2	3	1	<1
Ce	22,2	23,1	25,4	23	23,1	22,3	20,9	24,4	22,4	19,4	20,8	22,3	22,8	22,1
Th	1,6	1,4	1,4	1,6	1,7	1,2	1,7	1,5	1,5	1,3	1,3	1,6	1,7	1,6
U	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5	0,3	0,4	0,4	0,6	0,6	0,5	0,5	0,6	0,5
Cs	0,7	0,8	0,4	0,4	1,2	0,6	0,7	0,8	0,5	0,6	0,8	0,5	0,8	0,6
La	10,1	9,1	10,6	9,5	10,1	9,1	9,4	9,8	8,9	9,1	9,2	8,9	9,5	9,3
Pr	3	2,99	3,28	2,96	3,03	3,19	2,94	2,89	3	2,77	2,79	3,11	2,97	2,93
Nd	13,5	13,3	14	12,4	14,5	12,7	12,3	13,3	13,9	11,8	12,1	13,7	14,1	14,4
Sm	3,24	3,29	3,55	3,09	3	3,31	2,77	2,7	3	2,83	2,83	3,22	3,03	3,16
Eu	1,14	0,96	1,05	1,05	0,96	0,98	1,05	1,06	1,06	0,96	0,88	0,97	1,03	0,92
Gd	3,41	3,33	3,44	3,46	3,61	3,29	3,31	3,36	3,26	3	3,06	3,1	3,15	3,3
Tb	0,53	0,49	0,54	0,55	0,53	0,52	0,54	0,53	0,56	0,47	0,46	0,51	0,51	0,52
Dy	3,12	3,04	3,24	3,26	3,55	3,19	2,98	3,06	3,11	2,98	2,74	2,81	3,03	3,22
Ho	0,58	0,57	0,67	0,63	0,74	0,61	0,62	0,67	0,66	0,51	0,53	0,62	0,61	0,66
Er	1,72	1,79	2,04	1,87	2,07	1,85	1,72	1,66	1,76	1,45	1,58	1,7	1,81	1,65
Tm	0,28	0,26	0,26	0,27	0,31	0,28	0,26	0,27	0,23	0,24	0,25	0,27	0,25	0,26
Yb	1,86	1,73	1,88	1,58	2,11	1,83	1,63	1,8	1,6	1,57	1,47	1,63	1,67	1,82
Lu	0,26	0,27	0,27	0,29	0,29	0,27	0,27	0,27	0,24	0,21	0,24	0,28	0,23	0,27
Hf	2,2	2	2	1,8	2,5	1,8	2	1,7	2,1	1,8	2,3	2,1	1,8	2,2
Ta	0,3	<0,1	0,2	0,2	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	<0,1
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
As	<0,5	<0,5	1	<0,5	1,1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,6	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
W	<0,5	1	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,7	0,7	<0,5	<0,5
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	2,7	0,8	2,8	2,9	1,8	1,3	2,4	3,8	1,5	1,8	2,6	2,8	1,2	3,4
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5

AUTOR	Mena (2015)	Mena (2015)	Mena (2015)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)
COD MUESTRA	RM-200814-008	RM-200814-009	RM-200814-012	201282-1	RM-210814-008	RM-210814-001	803-5C	4476-1b	151284-4	25784-1	16185-3	151284-1	151284-2
CENTRO ERUPTIVO	Cayutué lapilli pardo	Cayutué lapilli	Cayutué lapilli pardo	Cayutué lava	Cabeza de Vaca lava	Cabeza de Vaca lava	La Viguera Juvenil	La Viguera lava	La Viguera lava	Rollizos	Pocoihuén	Pocoihuén	Pocoihuén
MATERIAL													
SiO ₂	51,51	50,98	53,85	51,79	53,27	50,97	49,25	50,57	51,54	53,16	51,81	51,86	52,65
TiO ₂	0,84	0,79	0,8	0,87	0,83	0,82	0,85	0,66	0,83	1,08	0,91	0,91	0,94
Al ₂ O ₃	17,49	17,17	18,99	17,34	18,91	17,28	18,13	17,64	17,58	17,18	16,96	16,9	17,41
Fe ₂ O ₃	8,77	9,22	9,05	8,52	9,12	9,54	8,45	10,81	8,93	9,43	9,13	9,19	9,2
MnO	0,15	0,15	0,16	0,17	0,16	0,16	0,15	0,16	0,15	0,16	0,16	0,16	0,16
Cr ₂ O ₃	0,026	0,028	0,002		<0,002	0,023							
MgO	7,27	7,82	3,42	6,54	3,72	6,91	7,94	7,33	7,47	6,22	7,49	7,67	6,88
CaO	9,57	9,41	6,99	9,9	7,28	9,87	9,12	10,05	9,86	8,72	9,94	9,83	9,35
Na ₂ O	2,91	2,64	3,31	2,91	3,32	2,75	2,64	2,86	2,8	3,14	2,77	2,69	2,88
K ₂ O	0,7	0,66	0,61	0,78	0,6	0,68	0,59	0,62	0,67	0,95	0,64	0,65	0,68
P ₂ O ₅	0,18	0,17	0,13	0,14	0,18	0,16	0,2	0,2	0,19	0,35	0,18	0,18	0,2
Mg#							65,03	57,3	62,34				
LOI	0,3	0,7	2,5		2,4	0,6	1,41						
Total	99,72	99,73	99,85	98,96	99,82	99,74	98,73	100,9	100,02	100,39	99,99	100,4	100,35
Y	17,3	15,3	19,9	18,1	17,1	16,9	17		17,2	25,4	20,1	20,1	21,3
Zr	79,5	73,1	88,6	95	86,1	73,3	77		76	131	83	82	94
Nb	2,5	1,9	2,2	3,7	2,5	1,6	2,4		1,9	4,45	2,6	2	2,75
Mo	0,2	0,2	0,4		0,3	0,4							
Pb	1	0,9	1,3		1,2	1,3	7,2		8,3	9,7	7,6	8,8	6,9
P													
Sc	28	29	18	29,9	21	29	32	32	29	25,6	31,7	30,7	30,8
V	225	224	155	217	164	236	267		213	195	220	219	211
Cr				156			202	200	177	164	264	277	195
Co	30,7	31,4	16	28,8	16	27,3	38	37					
Ni	61	63	3,9	49,6	3,6	42,7	91	53	78	84	85	91	69
Cu	38,6	27,3	10,8		9,3	37,7	75						
Zn	40	26	22	82	24	55	79		82	86	81	79	84
Ga	15	14	16,6	18,2	18,9	15,7	19		17,6	17,4	16,4	16,7	16,9
Rb	9,2	9,8	15	12,2	14,2	9,2	9	8,8	8,9	17,4	12,7	12,5	13,2
Sr	615,4	564,3	340,3	612	322,1	597,9	539	594	584	483	418	412	419

AUTOR	Mena	Mena	Mena	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)
COD MUESTRA	RM-200814-008	RM-200814-009	RM-200814-012	201282-1	RM-210814-008 Cabeza de Vaca	RM-210814-001 Cabeza de Vaca	803-5C	4476-1b	151284-4	25784-1	16185-3	151284-1	151284-2
CENTRO ERUPTIVO	Cayutué lapilli pardo	Cayutué lapilli	Cayutué lapilli pardo	Cayutué lava	Cayutué lava	Cayutué lava	La Viguera Juvenil	La Viguera lava	La Viguera lava	Rollizos	Pocoihuén	Pocoihuén	Pocoihuén
MATERIAL													
Ba	183	168	149	204	136	165	159	190	188	395	212	218	211
Be	<1	2	<1		2	<1							
Ce	24,9	21,7	17,4	26	17,9	22,6	22	22	22,7	40,8	23	22,7	24,9
Th	1,1	1,2	1,5	1,73	1,1	1,4	1,6	1,2	0,89		2,45	1,64	2,01
U	0,3	0,5	0,3		0,3	0,4	0,5						
Cs	0,6	0,6	1,3	0,69	1,3	0,4		0,5	0,3	0,14	0,46	0,5	0,55
La	9,6	8,8	7	10,3	6,9	9,5	9	9,2	9	16,9	9,52	9,23	10
Pr	3,33	2,83	2,52		2,42	2,79	3,1						
Nd	14	13,4	12,3	14,4	10,5	14	14	12,9	13,3	21,5	14	13,8	15
Sm	3,44	3,23	3,31	3,58	2,71	2,79	3,5	3,19	3,22	4,93	3,41	3,38	3,61
Eu	1,07	0,98	1,03	1,14	0,95	1,1	1,1	1,1	0,99	1,47	1,07	1,06	1,1
Gd	3,53	3,08	3,38		3,25	3,12	3,5						
Tb	0,56	0,5	0,55	0,41	0,54	0,51	0,5	0,53	0,44	0,7	0,47	0,5	0,54
Dy	3,52	3,04	3,54		3,12	3,13	3,3						
Ho	0,58	0,62	0,75		0,65	0,65	0,7						
Er	1,84	1,71	2,04		1,83	1,83	1,8						
Tm	0,27	0,26	0,34		0,28	0,25	0,3						
Yb	1,83	1,64	2,26	1,7	1,84	1,92	1,7	1,7	1,63	2,33	2	2,03	2,24
Lu	0,27	0,27	0,34	0,28	0,3	0,25	0,3	0,26	0,26	0,36	0,29	0,27	0,32
Hf	2,2	1,8	2,5	2,1	2,5	1,8	2,2	2	1,8	3,18	1,92	1,99	2,25
Ta	0,2	<0,1	0,2	0,21	0,1	<0,1	0,1	0,13					
Sn	<1	<1	<1		1	<1							
As	<0,5	<0,5	3		2,5	0,5							
W	<0,5	<0,5	0,8		0,9	<0,5							
Cd	<0,1	<0,1	<0,1		<0,1	<0,1							
Sb	<0,1	<0,1	<0,1		<0,1	<0,1							
Bi	<0,1	<0,1	<0,1		<0,1	<0,1							
Ag	<0,1	<0,1	<0,1		<0,1	<0,1							
Au	1,2	0,6	1,4		0,7	<0,5							
Hg	<0,01	<0,01	<0,01		<0,01	<0,01							
Tl	<0,1	<0,1	<0,1		<0,1	<0,1							
Se	<0,5	0,6	<0,5		<0,5	<0,5							

8.5. ANEXO E. DATOS GEOQUÍMICOS DE CENTROS ERUPTIVOS MAYORES PROXIMALES

AUTOR	Jacques <i>et al.</i> (2014)	Jacques <i>et al.</i> (2014)	Rawson (2016)	López- Escobar <i>et al.</i> (1992) 250281- 03	López- Escobar <i>et al.</i> (1992) 230483-1	López- Escobar <i>et al.</i> (1992) 250281-01	López- Escobar <i>et al.</i> (1992) 161282-08	López- Escobar <i>et al.</i> (1992) 230483-03	López- Escobar <i>et al.</i> (1992) 080385-04	López- Escobar <i>et al.</i> (1992) 060385-3*	López- Escobar <i>et al.</i> (1992) 060385- 06*	López- Escobar <i>et al.</i> (1995b) 6385-3	López- Escobar <i>et al.</i> (1995b) 6385-6	López- Escobar <i>et al.</i> (1995b) 060385- 01*	López- Escobar <i>et al.</i> (1995b) 6385-1
COD MUESTRA	098(a)	102(a)	CLD339A	03	230483-1	250281-01	161282-08	230483-03	080385-04	060385-3*	06*	6385-3	6385-6	060385- 01*	6385-1
CENTRO ERUPTIVO	Osorno	Osorno	Osorno	Osorno-3	Osorno-3	Osorno-3	Osorno-3	Osorno-3	Osorno-3	Osorno-3	Calbuco-1	Calbuco-1	Calbuco-1	Calbuco-1	Calbuco-2
SiO ₂	52,24	51,63	52,02	51,43	51,91	54,17	54,65	63,09	68,48	57,03	59,15	56,1	60,29	57,22	57,08
TiO ₂	0,90	0,84	0,89	0,99	0,92	1,4	1,42	0,79	0,56	0,78	0,73	0,79	0,7	0,97	0,98
Al ₂ O ₃	18,86	20,95	20,61	16,96	17,48	16	16,07	16,31	14,45	18,46	18,15	19,02	17,83	17,83	18,01
Fe ₂ O ₃	10,48	9,14	8,25	10,29	9,55	11,72	11,38	6,59	4,69	7,11	7,76	7,14	7,19	8,72	8,4
MnO	0,15	0,13	0,13	0,17	0,17	0,17	0,19	0,12	0,08	0,14	0,18	0,13	0,18	0,17	0,16
MgO	4,83	3,79	3,85	6,48	6,27	3,79	3,75	1,72	1,1	3,55	2,32	3,54	2,35	3,15	3,1
CaO	9,97	10,84	10,56	9,99	10	7,86	7,89	5,1	3,51	8,65	6,14	8,72	6,04	7,29	7,42
Na ₂ O	2,98	3,01	3,08	2,77	3,03	3,67	3,87	4,53	4,36	3,52	4,37	3,8	4,54	3,56	3,84
K ₂ O	0,49	0,45	0,48	0,5	0,51	0,82	0,85	1,45	2,12	0,77	0,65	0,84	0,7	0,69	0,77
P ₂ O ₅	0,14	0,13	0,13	0,15	0,17	0,26	0,21	0,25	0,16	0,24	0,23	0,25	0,23	0,18	0,17
Mg#	47,70	45,08	48,02												
LOI			-0,14	0,08	0,2	0,27	0,29	0,33		0,52	0,82			0,42	
Total	101,04	100,91	99,86	99,81	100,21	100,13	100,57	100,28	99,51	100,77	100,5	100,33	100,05	100,2	99,93
Y	16,8	16,6	17	18,7	18,2	27,9	28,2	33,2	42,2			14,8	22,8		23
Zr	57,4	57,1	66									89	104		101
Nb	1,62	1,62	2									3,2	3,4		3,3
Pb	5,17	4,93	6									7,8	7,6		8,1
Sc	31,5	28,7	32									16,1	13,3		26,7
V	250	240	276									158	57		204
Cr	74,9	68,8	75	177	150	25	21	4		14	4	14	3,5	3	2,9
Co	26,8	22,6	25												

AUTOR	Jacques <i>et al.</i> (2014)	Jacques <i>et al.</i> (2014)	Rawson (2016)	López- Escobar <i>et al.</i> (1992)	López- Escobar <i>et al.</i> (1992)	López- Escobar <i>et al.</i> (1992)	López- Escobar <i>et al.</i> (1992)	López- Escobar <i>et al.</i> (1992)	López- Escobar <i>et al.</i> (1992)	López- Escobar <i>et al.</i> (1992)	López- Escobar <i>et al.</i> (1992)	López- Escobar <i>et al.</i> (1995b)	López- Escobar <i>et al.</i> (1995b)	López- Escobar <i>et al.</i> (1995b)	López- Escobar <i>et al.</i> (1995b)	
COD MUESTRA CENTRO ERUPTIVO	098(a)	102(a)	CLD339A	250281- 03	230483-1	250281-01	161282-08	230483-03	080385-04	060385-3*	060385- 06*	6385-3	6385-6	060385- 01*	6385-1	
	Osorno	Osorno	Osorno	Osorno-3	Osorno-3	Osorno-3	Osorno-3	Osorno-3	Osorno-3	Osorno-3	Calbuco-1	Calbuco-1	Calbuco-1	Calbuco-1	Calbuco-2	Calbuco-2
Ni	25,2	20,5	22	62	57	11	19	10	11	19	6	19	6	8	8	
Cu	80,8	84,6	100													
Zn	77,5	73,7	90									79	98			102
Ga	18,4	20,6	23									20,9	20,1			20
Rb	12,1	11,6	13,2	13,4	13,9	22,5	23,5	45,6	69,1	9,1	12,1	9,1	12,1	18,8	18,8	
Sr	360	412	448	327	339	337	336	294	190	881	381	381	381	339	339	
Ba	141	132	149	144	149	238	257	396	550	190	214	190	214	215	215	
Ce	13,7	13,3	15	15,3	15,5	27,4	29,1	43,4	61,9	28,1	21,2	28,1	21,2	21,6	21,6	
Th	1,01	0,856	1,1	0,8		1,9	1,8	4,3	8,6	3,3	1,5	3,3	1,5	1,9	1,9	
U	0,303	0,275	0,35													
Cs	1,04	0,959	1,16									0,2	0,45			1
La	5,63	5,37	6	5,89	5,92	10,6	10,3	17	26	11,3	8,34	11,3	8,34	8,48	8,48	
Pr	2	1,93	2,2													
Nd	9,54	9,28	11	10,1	9,9	16,3	16,6	21,9	29,2	15,6	13,9	15,6	13,9	12,7	12,7	
Sm	2,64	2,53	2,7	2,81	2,85	4,33	4,32	5,73	6,65	3,46	3,65	3,14	3,65	3,47	3,47	
Eu	0,919	0,884	0,97	0,93	0,88	1,3	1,37	1,26	1,14	1,1	1,22	1,1	1,22	1,09	1,09	
Gd	2,91	2,79	3,24													
Tb	0,483	0,461	0,52	0,52	0,48	0,84	0,53	1,07	1,12	0,44	0,47	0,44	0,47	0,53	0,53	
Dy	3,07	2,95	3,3													
Ho	0,637	0,605	0,68													
Er	1,79	1,69	1,94													
Tm	0,267	0,252	0,28													
Yb	1,78	1,67	1,9	1,98	1,71	2,98	2,89	3,41	4,33	1,39	2,38	1,39	2,38	2,39	2,39	
Lu	0,268	0,252	0,29	0,3	0,28	0,42	0,42	0,53	0,67	0,18	0,38	0,18	0,39	0,36	0,36	
Hf	1,73	1,62	1,97									2,21	2,72			2,6
Ta	0,107	0,097	0,10													

AUTOR	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1992)	López-Escobar et al. (1992)	López-Escobar et al. (1992)	Watt et al. (2011)	Watt et al. (2011)	Watt et al. (2011)
COD MUESTRA	7385-5	030282-05*	030284-04*	13685-1	111284-1	3282-5	7385-1	3282-4	3282-3	3282-3	030282-02*	3282-2	7385-7	Déruelle, 82-19J	Déruelle, 82-19K	25-5c	25-5n	23-2A	
CENTRO ERUPTIVO	Calbuco-2	Calbuco-3	Calbuco-3	Calbuco-3	Calbuco-3	Calbuco-3	Calbuco-3	Calbuco-3	Calbuco-3	Calbuco-3	Calbuco-4	Calbuco-4	Calbuco-4	Calbuco literature	Calbuco literature	Calbuco	Calbuco	Calbuco	
SiO ₂	60,03	56,01	57,68	55,43	55,32	55,96	55,87	57,82	56,54	55,66	55,76	56,48	50,9	56,35	50	65	57		
TiO ₂	0,66	0,85	0,81	0,86	0,92	0,84	0,8	0,82	0,83	0,89	0,89	0,79	1	0,89	1,7	0,9	1		
Al ₂ O ₃	19,56	18,5	18,48	18,7	19,03	18,52	18,45	18,49	18,17	18,59	18,59	18,75	20,1	17,74	23,3	18	17,7		
Fe ₂ O ₃	5,57	8,94	7,82	8,74	8,02	8,88	8,6	7,82	7,91	8,59	8,6	8,07	8,39	8,05	12,8	7,3	8,2		
MnO	0,11	0,16	0,14	0,15	0,15	0,17	0,16	0,14	0,16	0,14	0,16	0,14	0,13	0,15	0,1	0,1	0,2		
MgO	1,85	3,92	3,42	4,11	3,74	3,9	4,09	3,42	3,58	4,2	4,21	3,76	4,31	3,07	5,3	2,4	3,3		
CaO	7,2	8,18	7,52	7,98	8,56	8,17	7,63	7,53	7,55	8,08	8,07	7,66	10,22	7,14	3,2	2,7	6,8		
Na ₂ O	4,29	3,02	3,36	3,44	3,36	3,29	3,68	3,58	3,55	3,37	3,54	3,83	2,94	3,66	2,8	2	3,9		
K ₂ O	0,84	0,52	0,7	0,58	0,64	0,54	0,59	0,71	0,68	0,61	0,61	0,68	0,43	0,73	0,2	0,7	0,9		
P ₂ O ₅	0,19	0,18	0,16	0,15	0,13	0,17	0,16	0,17	0,16	0,16	0,16	0,15	0,09	0,15					
LOI													1,88	0					
Total	100,3	100,28	100,09	100,14	99,87	100,44	100,03	100,5	99,13	100,29	100,59	100,31	100,39	97,93					
Y	24,6			20,3	19,6	19,6	19,4	19,5			18,7	19,1			9	17	19		
Zr	124			84	82	85	83	102	104		83	88			115	81	97		
Nb	4,5			2,9	2,8	3,5	3,3	3,4	3,6		3	3,2			3,3	3,7	2,9		
Mo															0,4	0,7	0,7		
Pb	7,4			6,9	9,2	14,9	7,8						6,7		11,8	9,3	8,8		
Sc	14,4			23,5	31,1	20,7	21,5	18,8	19,4		22,7	18,7			32	29	20		
V	70			177	261	136	163	120	129		151	128			375	224	192		
Cr	6,3	3	5	9,9	17	3,2	14,6	4,6	4,1	9	9,4	7,6	66	49					
Co						19,9		17,8	18,7		22,5				30	17	22		

AUTOR	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1995b)	López-Escobar et al. (1992)	López-Escobar et al. (1992)	López-Escobar et al. (1992)	Watt et al. (2011)	Watt et al. (2011)	Watt et al. (2011)
COD MUESTRA	7385-5	030282-05*	030284-04*	13685-1	111284-1	3282-5	7385-1	3282-4	3282-3	3282-3	030282-02*	3282-2	7385-7	Déruelle, 82-19J	Déruelle, 82-19K	25-5c	25-5n	23-2A
CENTRO ERUPTIVO	Calbuco-2	Calbuco-3	Calbuco-3	Calbuco-3	Calbuco-3	Calbuco-3	Calbuco-3	Calbuco-3	Calbuco-3	Calbuco-3	Calbuco-4	Calbuco-4	Calbuco-4	Calbuco literature	Calbuco literature	Calbuco	Calbuco	Calbuco
Ni	8	9	10	11	10	9	14	10	10	15	15	12	8	7				
Cu																27	26	33
Zn	64			88	96	83,6	90	76,8	75,1		76,7	79			103	78	93	
Ga	19,8			20,1	21,5		19	18,7			18,4	19,3			29	23	21	
Rb	19,8	11,5	17,7	13,5	15,9	11,5	14,4	17,7		16,3	16,27	18,1	10	15	1	23	16	
Sr	340	347	340	323	345	347	324	340	352	342	342	350	310	333	138	130	330	
Ba	244	156	184	154	186	156	167	184	195	156	156	175	109	175	36	177	174	
Ce	25	19	20,2	17,6	17,9	19	18,4	20,2	19,9	18,2	18,2	17,3	11,7	17	7	21	18	
Th	1,8	0,9	1,3	1	1,1	0,9	1,1	1,3	1,3	1,2	1,2	1,4	0,63	1,23				
U															0,8	1,2	0,4	
Cs	0,34			0,64	0,34	0,28		0,4			1,17	0,9						
La	9,43	6,79	7,8	6,55	6,58	6,79	6,5	7,8	7,55	6,47	6,47	6,59	4,1	6,7	3	10	7	
Pr															1,1	2,7	2,5	
Nd	14,1	12	12,5	12	10,8	12	11,2	12,5	12,1	11,6	11,6	10,9			5	12	12	
Sm	3,74	3,33	3,44	3,28	2,86	3,33	2,91	3,44	3,32	3,13	3,13	2,89			1,5	2,7	3,1	
Eu	1,16	1,06	1,04	1,04	0,97	1,06	1	1,04	1,03	1,03	1,03	0,95	0,86	1,07				
Gd															1,7	3,1	3,4	
Tb	0,58	0,63	0,55	0,5	0,43	0,63	0,53	0,55	0,5	0,52	0,52	0,45	0,42	0,51	0,3	0,5	0,6	
Dy															1,9	3,0	3,5	
Ho															0,4	0,6	0,7	
Er															1,3	1,9	2,2	
Tm															0,2	0,3	0,3	
Yb	2,43	2,13	2,09	2,13	2,02	2,13	1,9	2,09	2,1	2,05	2,05	1,9			1,3	1,9	2,1	
Lu	0,36	0,37	0,31	0,29	0,32	0,37	0,3	0,31	0,32	0,3	0,3	0,27			0,2	0,3	0,3	
Hf	3,08			2,28	2,13	2,25	2,24	2,62	2,69			2,28	2,38					
Ta				0,15		0,19	0,17	0,22	0,2			0,22			0,3	0,3	0,2	