

PROCESOS PETROGENÉTICOS DE LOS CENTROS ERUPTIVOS MENORES DE LLIZÁN (39°37'20" – 71°44'49"), ANDES DEL SUR

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

EMILIA DURÁN BENQUIS

PROFESOR GUÍA:

JAVIER REYES VIZCARRA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

LUIS LARA PULGAR

ÍTALO PAYACÁN PAYACÁN

SANTIAGO DE CHILE

AGOSTO, 2019

PROCESOS PETROGENÉTICOS DE LOS CENTROS ERUPTIVOS MENORES DE LLIZÁN (39°37'20" – 71°44'49"), ANDES DEL SUR

Resumen

Los Centros Eruptivos Menores de Llizán (CEMLI) corresponden a tres conos de piroclastos, a los que se les designó como nombre Cono 1, 2 y 3, y se encuentran levemente elongados en dirección NNW. Tienen composición basáltica y andesítico-basáltica con signatura calcoalcalina y forman parte de un gran número de Centros Eruptivos Menores (CEM) que rodean la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín caracterizados por la gran diversidad composicional entre sus productos.

Mediante correlaciones tefroestratigráficas, se determinó que el límite de edad mínimo de la erupción oscila entre los 10.700 y 9.700 años.

Se realizaron análisis geoquímicos para dilucidar los procesos de diferenciación involucrados en la formación del magma de los CEMLI. Mediante modelos de cristalización fraccionada en el software COMAGMAT 3.73 se observaron puntos de inflexión en el MgO y CaO, que se analizaron junto con elementos como el Ca, Ni, Co, V, Sc, Cr, Sr y Eu permitiendo sugerir procesos de cristalización fraccionada de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa. Por otro lado, se realizaron diagramas de variación de elementos mayores y trazas considerando las rocas sobre las que se emplazan los CEMLI (Complejo Metamórfico Liquiñe; CML e Intrusivos Cretácicos), evidenciando que los procesos de incipiente asimilación cortical están involucrados en la formación de estos magmas, siendo afectados mayormente los materiales del cono 2.

Se comparó geoquímicamente los CEMLI con otros CEM de la zona y con el Complejo Volcánico Quetrupillán (CVQ). Se determinó que los fundidos primitivos habrían tenido geoquímica y grados de fusión parcial distinta, por lo que no habría una relación genética entre ellos, aspecto que si se evidencia entre los CEMLI y el CVQ.

Agradecimientos

En primera instancia quiero agradecer a mis padres y hermana: Eveline, Enrique y Antonia por su amor y apoyo incondicional. Gracias por sus consejos, paciencia, hospitalidad y palabras de aliento. Fueron y serán siempre importantes en cada etapa de mi vida.

Muchísimas gracias a Matías por su amor y apoyo, sin duda esta etapa universitaria no hubiese sido lo mismo sin ti.

Agradecer eternamente a mi profesor guía, Javier Reyes, por su simpatía, amabilidad y cercanía, por haber compartido su conocimiento, consejos, por su paciencia, dedicación, disposición y comprensión durante todo este proceso.

A los miembros de la comisión, Luis Lara e Ítalo Payacán por sus comentarios y correcciones, que sin duda fueron de gran ayuda. También a Philippe Robidoux, por sus comentarios en momentos iniciales de este trabajo.

A los trabajadores del Fundo Paimún, por su ayuda y compañía en terreno, gracias por las conversaciones que demuestran las teorías -no erróneas- populares y folclóricas sobre los volcanes, basadas principalmente en observaciones.

A todos los integrantes de la Escuela de Geología, incluyendo a los que ya no están, por su transmisión de conocimientos y ayuda durante mi etapa universitaria. Gracias por la formación profesional que nos han entregado, es un gran orgullo ser parte de la primera generación de egresados de Geología de la universidad.

Agradezco también a la Vicerrectoría de Investigación de la Universidad Mayor que financió este proyecto a través de los Fondos de Incentivo a la Publicación 2018.

Por último y no menos importante, a todos mis compañeros que fueron parte de este proceso y con quienes compartí tardes y noches de estudio, de “estudio” y juntas. Me llevo muchas amistades valiosas.

TABLA DE CONTENIDO

LISTA DE ABREVIATURAS.....	XII
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Formulación del estudio	1
1.2 Hipótesis	2
1.3 Objetivos	2
1.3.1 Objetivo general.....	2
1.3.2 Objetivos específicos	2
1.4 Metodologías.....	3
1.4.1 Pre-terreno.....	3
1.4.2 Terreno	3
1.4.3 Preparación de muestras.....	3
1.4.4 Métodos analíticos.....	3
1.5 Ubicación y vías de acceso.....	4
CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO.....	6
2.1 Zonas de subducción	6
2.2 El magmatismo en zonas de subducción	6
2.3 Centros eruptivos menores	7
CAPÍTULO 3. MARCO GEOLÓGICO	10
3.1 Generalidades.....	10

3.2 Geología de la zona	11
3.2.1 Rocas estratificadas y metamórficas	12
Complejo Metamórfico Liquiñe (Paleozoico-Triásico; Hervé, 1977):	12
Formación Panquipulli (Triásico Superior; Rodríguez et al., 1999):.....	12
Estratos de Relicura (Paleoceno; Moreno y Lara, 2008):	12
Formación Curamallín (Moreno y Lara, 2008), Estratos del Lago Ranco (Lara y Moreno, 2004), de Pino Huacho y de Península Pucón (Moreno y Clavero, 2006) (Oligoceno-Mioceno; Campos et al., 1998; Niemeyer y Muñoz, 1983; Suárez y Emparán, 1995):.....	12
Estratos de Pitreño (Lara y Moreno, 2004) y Formación Curarrehue (Moreno y Lara, 2008) (Plioceno Inferior; Campos et al., 1998):	13
Formación Malleco (Plioceno-Pleistoceno Inferior; Suárez y Emparán, 1997):	13
3.2.2 Rocas Plutónicas	13
Intrusivos Jurásicos:	13
Intrusivos Cretácicos:	13
Granitoides Paimún (Lara y Moreno, 2004; ca. 135-74 Ma):.....	14
Intrusivos Miocenos:.....	14
3.2.3 Centros eruptivos mayores	14
Complejo Volcánico Villarrica	14
Complejo Volcánico Quetrupillán.....	15

Volcán Lanín.....	15
Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco.....	16
3.2.4 Centros Eruptivos Menores	16
3.2.5 Depósitos sedimentarios y volcanoclásticos	18
3.3 Geología estructural.....	20
3.4 Relación entre tectónica y volcanismo	20
3.5 Antecedentes bibliográficos	22
CAPÍTULO 4. CENTROS ERUPTIVOS MENORES DE LLIZÁN	26
4.1 Generalidades.....	26
4.2 Petrografía	32
4.3 Geoquímica de roca total	35
4.3.1 Elementos Mayores	37
4.3.2 Elementos Trazas.....	41
4.3.3 Tierras Raras	43
4.3.4 Multielementos.....	45
4.4 Depósitos de otros volcanes	47
CAPÍTULO 5. DISCUSIONES.....	51
5.1 Morfología.....	51
5.2 Edad.....	52
5.3 Análisis textural.....	53

5.4 Modelo de cristalización fraccionada	55
5.5 Asimilación	63
5.6 Evolución magmática	64
5.7 Comparación con los CEM y CVQ	69
CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES	73
BIBLIOGRAFÍA	75
ANEXO A. UBICACIÓN MUESTRAS	81
ANEXO B. DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS EN MICROSCOPIO BINOCULAR	83
ANEXO C. DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS EN MICROSCOPIO ÓPTICO	90
ANEXO D. DATOS GEOQUÍMICOS	111
ANEXO E. DATOS GEOQUÍMICOS DE TRABAJOS ANTERIORES	113

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Rutas y vías de acceso a los CEMLI. En rojo la ruta a seguir y en recuadro negro la zona de estudio.	5
Figura 2. Diagrama que muestra el vínculo teórico entre el volcanismo monogenético y poligenético.	8
Figura 3. Mapas esquemáticos de A. Zonas Volcánicas a lo largo del arco andino. B. subdivisión de la Zona Volcánica Sur.	11
Figura 4. Diagrama TAS (Le Maitre et al., 1989) de composiciones de los CEM de la zona de estudio y división entre series alcalina y subalcalina (Irvine and Baragar., 1971).	17
Figura 5. Diagrama AFM para clasificar entre serie toleítica y calco-alcalina (Irvine and Baragar., 1971).	18
Figura 6. Mapa simplificado de la zona de estudio.	19
Figura 7. Asociaciones volcano-tectónica en la ZVS de los Andes chilenos entre 33° y 44°S. A. Asociación cinemática asociada. B. Asociación cinemática desacoplada.	21
Figura 8. Ubicación de estratovolcanes y centros eruptivos menores.	25
Figura 9. Mapa de los depósitos recientes del CVQ y los CEMLI (tendencia en dirección NNW, ubicación de los CEMLI, de sus respectivas coladas de lavas y de las muestras extraídas).	27
Figura 10. Fotografía del cono 1 de los CEMLI.	28
Figura 11. Fotografía del cono 2 de los CEMLI.	29
Figura 12. Fotografía del cono 3 de los CEMLI.	29

Figura 13. Fotografía de los depósitos de escoria del cono 1 de los CEMLI subyaciendo a depósitos provenientes de otros volcanes del sector.	30
Figura 14. Fotografía de morfología de túmulo en colada de lava 2 de los CEMLI subyaciendo a vegetación.	31
Figura 15. Fotografía de la ladera de una morfología de túmulo en colada de lava 2 de los CEMLI subyaciendo a vegetación.	31
Figura 16. Microfotografías en nícoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de materiales emitidos por el cono 1	34
Figura 17 Microfotografías en nícoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de materiales emitidos por el cono 2.	34
Figura 18. Diagrama de clasificación Total Álcalis vs Sílice o TAS (Le Maitre et al., 1989) en las rocas de los CEMLI. La línea azul corresponde a la división entre las series alcalina y subalcalina (Irvine y Baragar, 1971).	37
Figura 19. Diagrama de clasificación Álcalis, óxidos de Fe y óxidos de Mg o AFM (Irvine y Baragar, 1971) en las rocas de los CEMLI. La línea azul corresponde a la división entre las series toleítica y calcoalcalina (Irvine y Baragar, 1971).	38
Figura 20. Diagrama de clasificación K_2O vs SiO_2 (Le Maitre et al., 1989) en las rocas de los CEMLI. Las líneas azules corresponden a la división entre las series toleítica con bajo K, calcoalcalina con medio K y alto K (Le Maitre et al., 1989). ...	38
Figura 21. Diagramas de variación de elementos mayores respecto al MgO para las rocas de los CEMLI.	41
Figura 22. Diagramas de variación de elementos HFS o “High Field Strength” para las rocas de los CEMLI.	42

Figura 23. Diagramas de variación de elementos LIL o “Large Ion Lithophile Elements” para las rocas de los CEMLI	42
Figura 24. Diagramas de variación de elementos de transición para las rocas de los CEMLI	43
Figura 25. Diagrama de REE normalizado a condrito (McDonough y Sun, 1995) para las rocas de los CEMLI.....	44
Figura 26. Diagramas de variación de razones de REE: A. La/Sm y B. Sm/Lu con respecto a la pendiente La/Yb para las rocas de los CEMLI.	44
Figura 27. Diagrama de multielementos normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para las rocas de los CEMLI.	45
Figura 28. Diagramas de variación de pendiente de elementos A. LIL/LREE (K/La), B. HFS/LREE (Nb/La) y C. LIL/HFS (K/Nb) con respecto a LREE/HREE (La/Yb) para las rocas de los CEMLI.....	46
Figura 29. Fotografía de depósitos de algunos centros eruptivos mayores que sobreyacen a los materiales de los CEMLI.....	47
Figura 30. Columna esquemática de los depósitos de los complejos volcánicos y sus nombres designados.....	50
Figura 31. Isópacas de dispersión de evento Neltume.....	53
Figura 32. Diagrama de variación de Nb versus Zr para las rocas de los CEMLI y CEMSJ.	56
Figura 33. Diagramas representativos del modelo de cristalización fraccionada para las rocas de los CEMLI en COMAGMAT 3.73 y sus materiales.	58
Figura 34. Diagrama de variación de Ni respecto al MgO para las rocas de los CEMLI.	59

Figura 35. Diagramas de variación de A. Sr, B. V y C. Sc con respecto al CaO de los CEMLI.....	61
Figura 36. Diagramas de elementos mayores representativos del modelo de cristalización fraccionada para las rocas de los CEMSJ en COMAGMAT 3.73, sus materiales, de los CEMLI, potenciales contaminantes, recta y porcentajes de asimilación.....	62
Figura 37. Diagramas de elementos trazas representativos del modelo de cristalización fraccionada para las rocas de los CEMSJ en COMAGMAT 3.73, sus materiales, de los CEMLI, potenciales contaminantes, recta y porcentajes de asimilación.....	64
Figura 38. Diagrama de variación de razones de A. Nb/Zr versus La/Yb. B. K/La versus Ba/Th. C. Sr/Th versus Th/Ce para las rocas de los CEMLI.	65
Figura 39. Representación esquemática de la evolución magmática de los CEMLI.	68
Figura 40. Diagramas de variación de A. Nb versus Zr y razones de B. Nb/Zr versus La/Yb. C. K/La versus Ba/Th. D. Sr/Th versus Th/Ce en las rocas de los CEM y CVQ.	71
Figura 41. Diagrama de REE normalizado a condrito (McDonough y Sun, 1995) para las rocas de los CEM y CVQ.....	71

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Valores para cálculos de elongación.....	26
Tabla 2. Tabla resumen de muestras, tipo de material y su proveniencia.....	32
Tabla 3. Datos geoquímicos analizados en este estudio, clasificados por unidad, número de muestra y tipo de material analizado. Los elementos mayores están expresados en porcentaje de peso (%wt) y los elementos traza en partes por millón (ppm), a excepción del Au que está expresado en partes por billón (ppb).....	36
Tabla 4. Tabla resumen de los CEM del sector.....	69

SOLO USO ACADÉMICO

LISTA DE ABREVIATURAS

AFC: Asimilación – Cristalización Fraccionada (sigla en inglés)

CEM: Centros Eruptivos Menores

CEMH: Centro Eruptivo Menor Huililco

CEMLI: Centros Eruptivos Menores de Lizán

CEMSJ: Centro Eruptivo Menor San Jorge

CML: Complejo Metamórfico Liquiñe

CVMCh: Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco

CVQ: Complejo Volcánico Quetrupillán

CVQ: Complejo Volcánico Quetrupillán

CVV: Complejo Volcánico Villarrica

REE: Tierras Raras (sigla en inglés)

SFLO: Sistema de Falla Liquiñe Ofqui

SFMV: Sistema de Falla Mocha-Villarrica

VL: Volcán Lanín

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

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1 Formulación del estudio

Los Centros Eruptivos Menores (CEM) son manifestaciones volcánicas que se presentan aislados y preferencialmente desarrollados en ambientes continentales (Valentine y Gregg, 2008). Pueden ser tanto monogenéticos como poligenéticos, con erupciones en un tiempo acotado y volumen reducido de material emitido (Németh y Kereszturi, 2015). Son principalmente de composición basáltica (e.g. campo volcánico de Auckland en Nueva Zelanda; McGee et al., 2012), aunque no exclusivamente (Kereszturi y Németh, 2013).

Los factores necesarios para producir magma varían según el ambiente tectónico en el que se generan. Sin embargo, en los arcos continentales activos es un problema el número de influencias potenciales que definen la química del magma, ya que existen variaciones en los componentes de la subducción, en los materiales de la placa subductada, en la tasa de fusión astenosférica y en la interacción magma-litósfera mantélica y magma-corteza continental. Todos estos parámetros generan variaciones químicas en los productos volcánicos. Es por esta razón que se estudian los CEM, ya que teóricamente, estos producen material poco evolucionado y por lo tanto serían la clave para conocer los parámetros que afectan la química en los arcos volcánicos (Hickey-Vargas et al., 2016).

En los productos volcánicos provenientes de estratovolcanes de la Zona Volcánica Sur de Los Andes (ZVS) se reconocen variaciones composicionales a gran escala, que abarcan desde basaltos hasta rocas más ácidas (López-Escobar et al., 1995b). Además, se pueden encontrar variaciones a pequeña escala (< 50 km²) en los materiales volcánicos, un buen ejemplo de esto es el caso de los CEM que rodean la cadena Villarrica-Quetupillán-Lanín, que muestran variaciones composicionales que incluyen basaltos, andesitas-basálticas y andesitas, estas se asocian principalmente a distintos grados de fusión parcial (Hickey-Vargas et al., 1989; Sun, 2001; Morgado, 2015; Flores, 2015; Valdivia, 2016; McGee et al., 2016; Hickey-Vargas et al., 2016).

Los Centros Eruptivos Menores de Llizán (CEMLI) son un sistema aparentemente monogenético conformado por al menos tres conos de piroclastos que expulsaron material de composición esencialmente andesítico y andesítico-basáltico (Sun, 2001). Están ubicados aproximadamente a 14 km al sur del cráter principal del Complejo Volcánico Quetrupillán (CVQ), en la ZVS. Son un sistema eruptivo poco estudiado, a pesar de estar localizado en una de las zonas volcánicas más activas de los Andes (cadena Villarrica-Quetrupillán-Lanín) y, además, debido a su mayor diferenciación constituiría una anomalía composicional con respecto a los otros CEM del sector (Sun, 2001).

1.2 Hipótesis

Los magmas que originaron los CEMLI, tendrían una signatura calcoalcalina típica de magmatismo de arco. Los magmas serían cogenéticos, es decir, se habrían formado a partir de un magma geoquímicamente similar. Su composición anómala en el sector estaría dada por procesos de diferenciación como cristalización fraccionada y asimilación cortical.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Comprender los procesos petrogenéticos (origen y diferenciación del magma) involucrados en la formación del magma de los CEMLI, proponer un modelo de diferenciación magmática para ellos y establecer una relación petrogenética con los centros eruptivos adyacentes.

1.3.2 Objetivos específicos

1. Comprender la petrografía, geoquímica y morfología de los CEMLI
2. Determinar los procesos que originan y diferencian los magmas de los CEMLI.
3. Proponer un modelo de diferenciación de los magmas de los CEMLI.
4. Relacionar la petrogénesis de los CEMLI con la propuesta para otros centros eruptivos mono- y poligenéticos adyacentes.

1.4 Metodologías

1.4.1 Pre-terreno

Se recopiló de información bibliográfica, que abarca estudios sobre subducción, volcanismo monogenético, procesos de diferenciación, geología regional y tectónica de la zona (objetivo específico 4).

1.4.2 Terreno

La campaña de terreno se llevó a cabo entre los días 8 al 14 de noviembre de 2018. Se realizó un reconocimiento geológico del área, que se encontraba cubierta por una abundante vegetación. De esta forma, se abordaron sectores que estuviesen cortados por la incisión del río o por caminos, encontrando lugares claves para la obtención de muestras y descripciones de relaciones estratigráficas (objetivo específico 1), así se recolectaron 16 muestras de los CEMLI, 4 del CEM Huililco (CEMH) y 1 del Complejo Metamórfico Liquiñe (CML). El equipo fue conformado por el Dr. Javier Reyes y los estudiantes memoristas Emilia Durán y Dante Paredes.

1.4.3 Preparación de muestras

La preparación de muestras inicial se realizó en el Laboratorio de Rocas de la Universidad Mayor, que consistió en la limpieza de las muestras y la selección de fragmentos más limpios para cortes transparentes y geoquímica. Posteriormente, en el Taller de Molienda del Laboratorio del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) se desarrolló el proceso de selección de los fragmentos que no estuviesen alterados para su envío al laboratorio de geoquímica.

1.4.4 Métodos analíticos

Se confeccionaron 18 cortes transparentes, 13 a los CEMLI, 4 al CEMH y 1 al CML en el Laboratorio de Cortes Transparentes de Rubén Espinoza ubicado en la comuna de Quinta Normal, Santiago. La descripción de los cortes transparentes se realizó en el Laboratorio de Microscopios de la Universidad Mayor, en un microscopio óptico marca Nikon, modelo Eclipse E200 con cámara DS-U3 (objetivo

1). Los cortes fueron escaneados para realizar un conteo modal con el software JMircoVision 1.2.7.

Por otro lado, se seleccionaron 7 muestras para análisis de geoquímica de roca total, que fueron enviadas a los Laboratorios Acme en su sucursal de Vancouver, Canadá. Los métodos utilizados son el análisis de roca total mediante espectrometría óptica (ICP-OES) para elementos traza y espectrometría de masa (ICP-MS) para elementos mayores (objetivo 1, 2, 3 y 4). Con los resultados se desarrollaron diagramas en Excel 2016 y modelos de cristalización fraccionada en el Software COMAGMAT 3.73 (Ariskin et al., 1993).

1.5 Ubicación y vías de acceso

Los CEMLI (39°37'20" – 71°44'49") se encuentran en la Comuna de Panguipulli, Provincia de Valdivia, Región de los Ríos. El camino principal desde Santiago es a través de la Ruta 5 Sur hasta llegar a Freire. Se continúa por la ruta 199 hasta la ciudad de Villarrica. Luego en dirección sureste se accede a la ruta S-95-T. En Licanray, se sigue por la ruta S-243-T; por este camino se llegará a Coñaripe, donde se debe tomar la ruta 201, hasta el poblado Liquiñe. Finalmente, desde esta última localidad, se debe conducir por aproximadamente 4.5 km por el camino en dirección noreste, para alcanzar la ruta T-435 y entrar al Fundo Paimún (Figura 1).

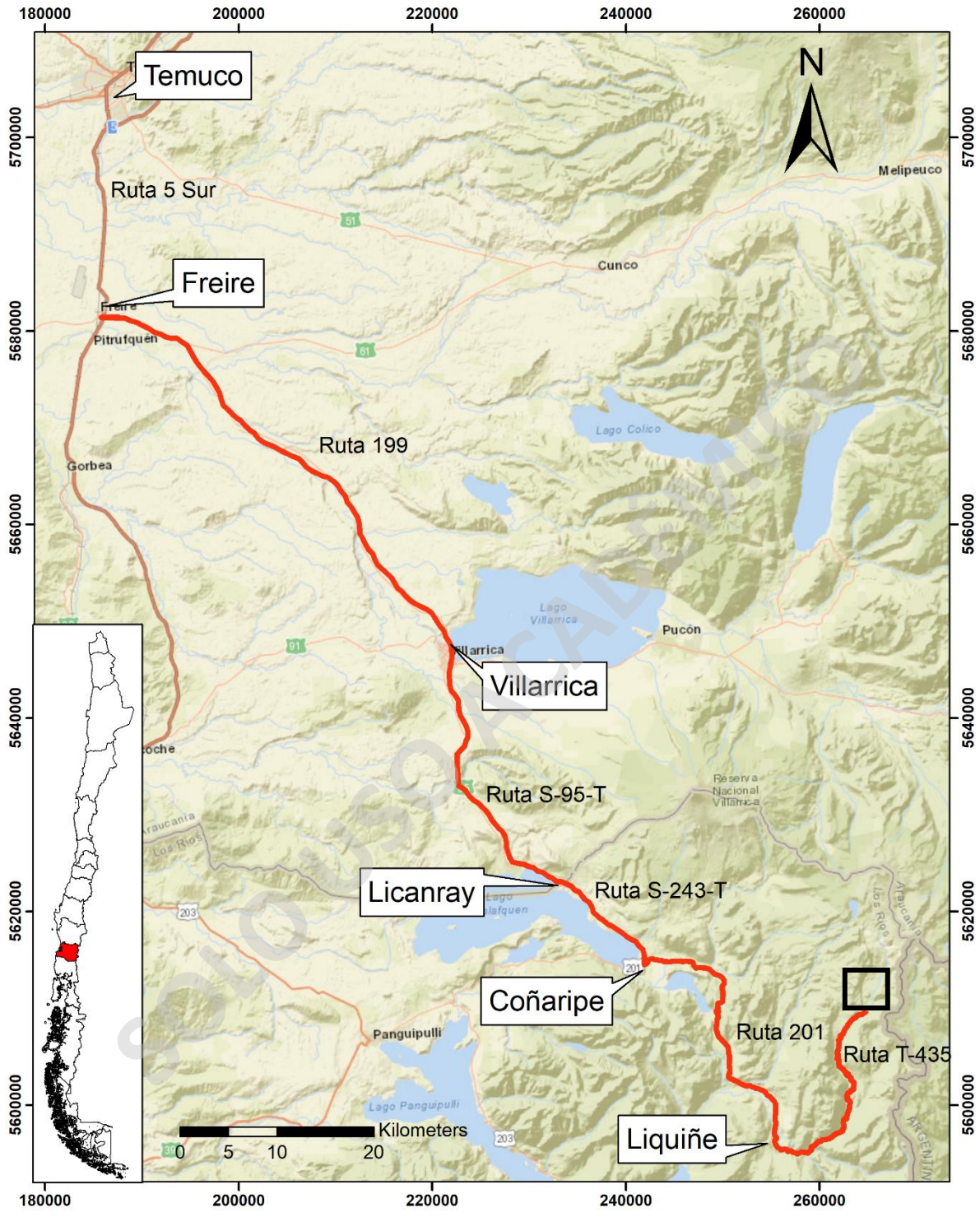


Figura 1. Rutas y vías de acceso a los CEMLI. En rojo la ruta a seguir y en recuadro negro la zona de estudio.

CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO

2.1 Zonas de subducción

Los magmas son principalmente generados entre los límites de placas tectónicas, que son divididos en convergentes, divergentes, transformantes y, además, en menor medida, pueden ser formados en sectores intraplaca (Gill, 2010).

Los bordes de placa convergentes son sectores donde se recicla corteza mediante la subducción de una placa tectónica relativamente más densa y fría bajo otra menos fría y densa, estas pueden ser ambas continentales, ambas oceánicas u oceánica-continental.

2.2 El magmatismo en zonas de subducción

En ambientes de subducción, el magma es generado por la adición de fluidos ricos en H₂O provenientes de los sedimentos del *slab* (Grove et al., 2002; Forneris y Holloway., 2003) o de la deshidratación de minerales metamorfizados durante el proceso de subducción (e.g., Jackson et al., 2003). La incorporación de estos fluidos a la cuña del manto provoca una disminución en la temperatura a la que se funden los materiales, facilitando el proceso de fusión parcial y la formación del fundido primitivo (Petford y Gallagher, 2001; e.g., Izbekov et al., 2004). Por diferencia de densidad con el medio, el fundido primitivo comienza a ascender por medio de fracturas (e.g., Cembrano y Lara, 2009). Durante el ascenso, el magma puede almacenarse en reservorios, donde podrían ocurrir procesos de diferenciación, como lo son la cristalización fraccionada (e.g., Grove et al., 2002), mezcla de magmas (e.g., DePaolo et al., 1992) y asimilación cortical (e.g., Petford y Gallagher, 2001). Estos procesos son muy importantes para producir magmas evolucionados (e.g., Annen et al., 2005).

La química de los arcos continentales está fuertemente influenciada por los fluidos provenientes del *slab* y por el material cortical. Es así como los magmas generados en los arcos volcánicos están enriquecidos en elementos inmóviles o incompatibles, los que pueden provenir del *slab* o la cuña del manto con alto contenido de estos elementos o también del enriquecimiento progresivo durante el

ascenso. Es por esta razón que las rocas generadas en arcos continentales presentan enriquecimiento en los elementos LILEs (Large Ion Lithophile Element) en relación con HFSEs (High Field Strength Elements) y en LREE (Light Rare Earth Element). Además, suelen ser empobrecidos en razones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y enriquecidos en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, lo que evidenciaría la interacción del magma con la corteza durante el ascenso magmático, generando la gran variedad composicional en los productos magmáticos en los arcos continentales (Sun, 2001).

2.3 Centros eruptivos menores

Los CEM pueden darse en distintos ambientes tectónicos (Valentine y Gregg, 2008; Németh, 2010; McGee et al., 2011). Expulsan material de manera continua (monogenético) o discontinua (poligenético) con diferentes composiciones, concentrándose mayormente la composición basáltica, escaseando los de signatura primitiva (Valentine y Gregg, 2008; McGee y Smith, 2016). Ocurren como rasgos aislados (Glazner et al., 1991), formando campos volcánicos conformados por conos de salpicadura, de piroclastos y de escoria, diatremas-maar, conos y anillos de toba que se alinean a lo largo de estructuras regionales (López-Escobar et al., 1995a; Connor et al., 2000; Valentine y Perry, 2007), a través de uno o múltiples pulsos de magma que ascienden por medio de uno o varios conductos (McGee y Smith, 2016). Además, presentan una amplia gama de procesos y estilos eruptivos entre los que destacan el estilo hawaiano, estromboliano, estromboliano violento o incluso leves emisiones de ceniza (Valentine y Gregg, 2008).

Algunos autores postulan que el gran espectro de características físicas y químicas de los CEM, responden a una transición entre los volcanes monogenéticos *sensu stricto* y los volcanes poligenéticos (Valentine y Gregg, 2008; Németh y Kereszturi, 2015). A partir de lo anterior, Németh y Kereszturi (2015) realizan la siguiente clasificación (Figura 2):

1. Volcanes formados por múltiples fases o incluso episodios eruptivos que se desarrollan por medio de varios conductos de ascenso individuales espaciados. Se caracterizan por erupciones acumulativas que forman un edificio con un volumen mayor a 1 km^3 . El tiempo de una erupción es de unos

años a cientos de años. Los magmas provienen de fuentes profundas y pueden o no ser almacenados en la corteza.

- Volcanes formados por un solo estilo de erupción que se desarrolla generalmente por medio de un conducto de ascenso magmático. Se caracteriza por erupciones efusivas extensas con grandes volúmenes asociados que van desde 1-5 km³ y que forman grandes campos de lava. El tiempo de una erupción es relativamente corto de días, meses o incluso algunos años (Fisher y Schmincke, 1984). Los magmas provienen de fuentes profundas y no suelen ser almacenados en la corteza, sin embargo, pueden serlo en un corto periodo de tiempo.

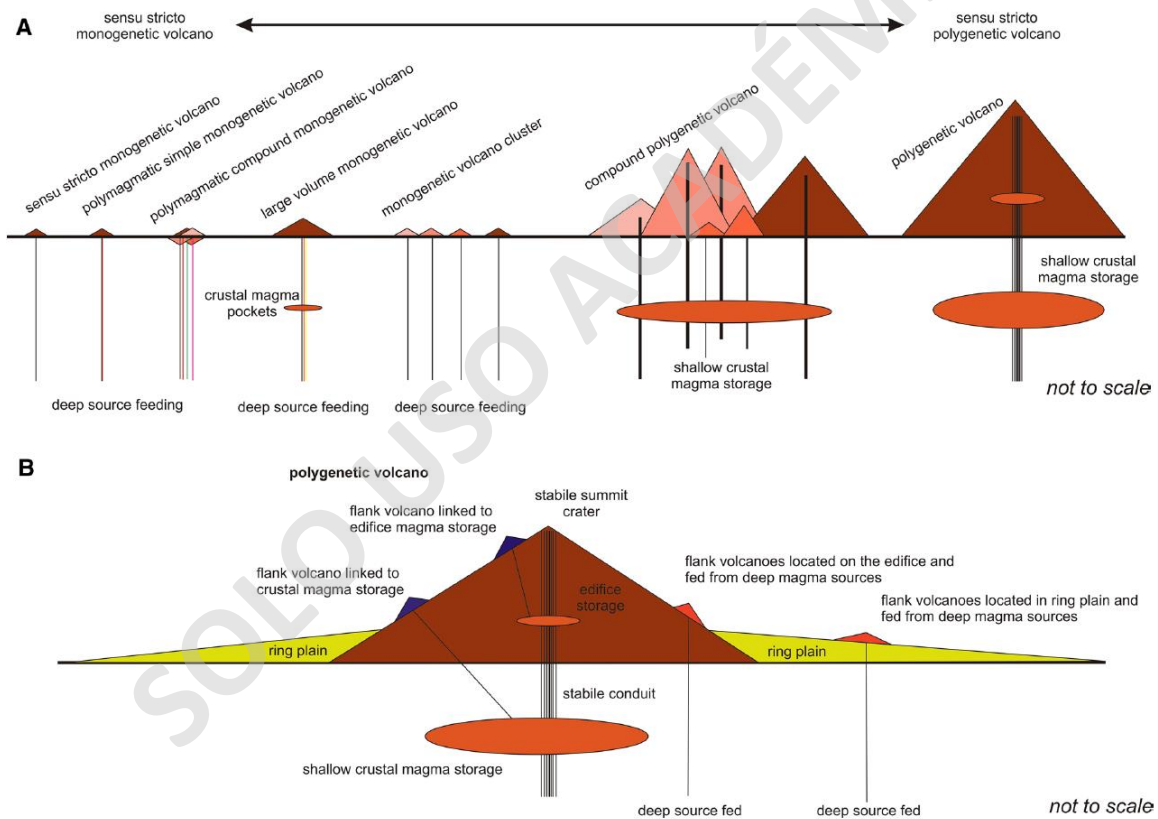


Figura 2. Diagrama que muestra el vínculo teórico entre el volcanismo monogenético y poligenético. A. Relación potencial entre los volcanes poligenéticos centrales de mayor volumen y B. los volcanes adventicios inferidos como monogenéticos. Tomado de Németh y Kereszturi (2015).

La formación de los CEM es producto de la interacción de mecanismos efusivos y explosivos, que pueden ocurrir o no simultáneamente (e.g., Valentine et al., 2006). Los mecanismos efusivos corresponden a la emisión de flujos de lava de composiciones básicas (Kereszturi y Németh, 2013). Mientras que, los mecanismos explosivos están controlados principalmente por los volátiles magmáticos (flujo de masa, grado de fragmentación, tamaño de clastos y frecuencia de la explosión), que expulsan material de forma balística construyendo el cono (Behncke et al., 2006).

La morfología volcánica resultante se ve influenciada por la relación temporal entre los mecanismos, es así como la liberación de volátiles puede ocurrir en conjunto con la emisión de lava, lo que morfológicamente formaría un cono con su centro de emisión bien definido. También, puede ocurrir una actividad explosiva y luego la emisión de flujos de lava, lo que generaría una abertura en el centro de emisión y consecuentemente una forma de herradura. Otra situación, sería que el centro de emisión central estuviese elongado en una dirección, lo que indicaría el movimiento de alguna estructura, una dirección preferencial del viento durante su formación (Valentine y Gregg, 2008) o incluso podría ocurrir por la emisión de material por dos centros de emisiones muy cercanos, situación que ocurre en el CEM de Huililco y que se ejemplifica en el trabajo de Valdivia. (2016).

La signatura química de los materiales expulsados por los CEM depende del ambiente tectónico en donde se forma. En zonas de subducción suelen ser sobresaturados en SiO_2 y con menor contenido de MgO (McGee y Smith, 2016). Esta situación ocurre principalmente por los procesos de diferenciación, que evolucionan la composición del magma progresivamente a través de la interacción con el medio. En el caso de los CEM, los procesos de diferenciación ocurren en bajo grado, razón que responde a la casi nula existencia de composiciones primitivas y ácidas (Valentine y Gregg, 2008; Németh, 2010 y referencias en él; McGee y Smith, 2016).

CAPÍTULO 3. MARCO GEOLÓGICO

3.1 Generalidades

La convergencia entre las placas oceánicas de Nazca y Antártica bajo la placa continental Sudamericana provoca características únicas en el margen occidental de Latinoamérica. Este régimen tectónico forma a lo menos cinco rasgos morfoestructurales en la zona: fosa Perú-Chile, depresión central, precordillera, cordillera principal o arco volcánico y trasarco andino (Lavenu y Cembrano, 1999). Además, controla la deformación en la Cordillera de Los Andes y la actividad volcánica en ella (e.g., Stern, 2004).

A lo largo del arco volcánico andino se han encontrado variaciones en las tendencias estructurales, morfoestructuras, espesor de la corteza, edad del basamento y volcanismo. Es por esta razón, que se ha dividido en cuatro segmentos: Zona Volcánica Norte (ZVN; 12°N - 5°S), Central (ZVC; 5° - 33°S), Sur (ZVS; 33 - 46°S) y Austral (ZVA; 46° - 56°S) (López-Escobar et al., 1995^a; Figura 3A).

La Zona Volcánica Sur de los Andes (ZVS) está limitada hacia el norte con el sector subductado por la Dorsal de Juan Fernández y hacia el sur con la Dorsal de Chile. Este segmento se caracteriza por la disminución del espesor de la corteza y distancia fosa-arco hacia el sur (>50 km – 30 km, >290 km - <270 km, respectivamente) (Stern, 2004). También se estima que la edad del basamento varía entre el Paleozoico y Mesozoico temprano (Munizaga et al., 1988). Además, la ZVS se relaciona con el Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (SFLO) que representa un rasgo estructural de primer orden en la zona y sobre el que se emplazan alrededor de 60 estratovolcanes y numerosos CEM (Stern, 2004). Esta zona se subdivide en otros cuatro subsegmentos (Figura 3B): Zona Volcánica Sur Norte (ZVSN; 33°-34.5°S), Transicional (ZVST; 34.5°-37°S), Central (ZVSC; 37°-42°S) y Sur (ZVSS; 42°-46°S) (López-Escobar et al., 1995a). Esta clasificación se realizó en base al cambio en la orientación de los esfuerzos principales, que provoca cambios en el rumbo a lo largo del arco, además de sutiles variaciones composicionales y

signaturas geoquímicas en los productos volcánicos (e.g., Hildreth y Moorbath, 1988; Cembrano y Lara, 2009).

El área de estudio se encuentra en la Zona Volcánica Sur Central (ZVSC) de los Andes, que se caracteriza por emitir materiales de composición esencialmente basáltica y andesítica-basáltica con signaturas toleíticas y calcoalcalinas con alto aluminio (López-Escobar et al., 1977; Hickey-Vargas et al., 1989). Las rocas de composiciones ácidas se encuentran en menor proporción que las básicas y suelen restringirse a algunos centros eruptivos particulares o formar parte de magmatismo bimodal (Cembrano y Lara, 2009).

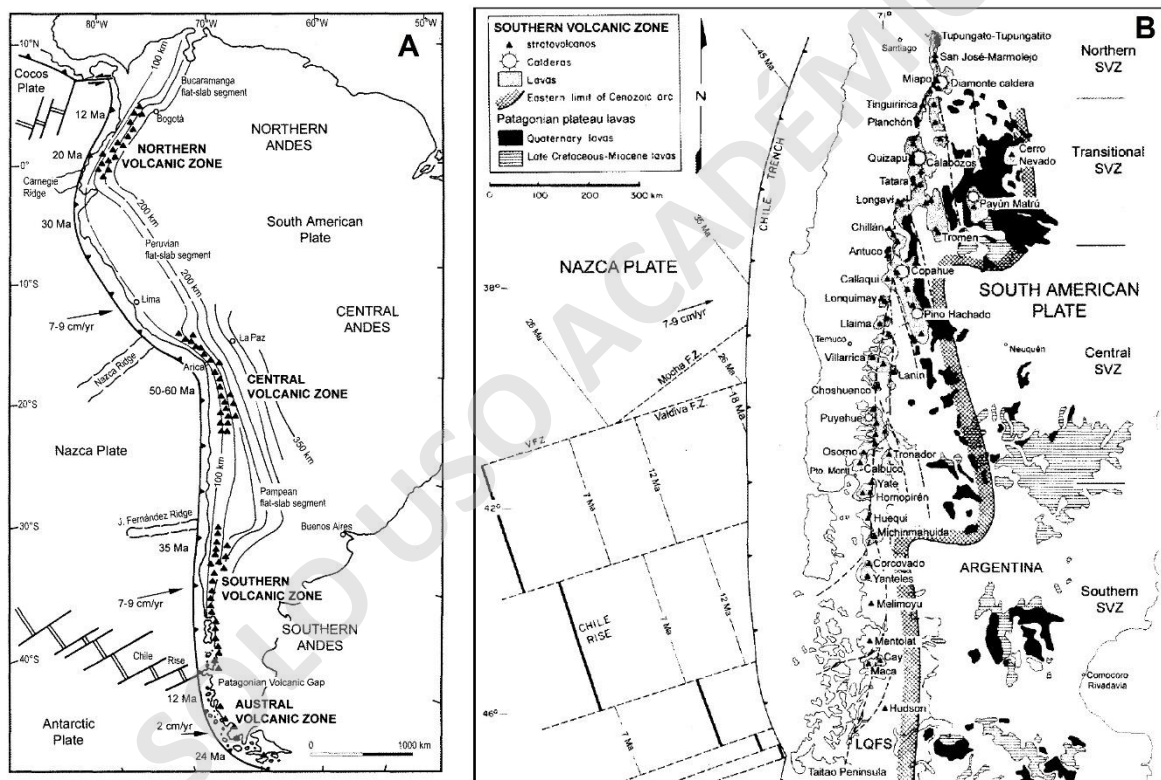


Figura 3. Mapas esquemáticos de A. Zonas Volcánicas a lo largo del arco andino. B. subdivisión de la Zona Volcánica Sur. Tomado de Stern (2004).

3.2 Geología de la zona

El área de estudio se localiza en la Cordillera Principal o arco volcánico. El basamento consta del Complejo Metamórfico Liquiñe de edad Paleozoico-Triásico, además de unidades sedimentarias, volcánicas y volcanoclásticas con edades que abarcan desde el Paleoceno al Pleistoceno Inferior. También afloran cuerpos

intrusivos con edades Jurásicas, Cretácicas y Miocenas. Estas unidades son cubiertas por depósitos volcánicos con edad Pleistoceno – Holoceno y depósitos sedimentarios y volcanoclásticos del Holoceno. En la Figura 6 se presenta un mapa simplificado de la zona (Lara, 2004; Lara y Moreno, 2004; Moreno y Clavero, 2006; Moreno y Lara, 2007; Moreno y Lara, 2008; Hernández – Moreno et al., 2014).

3.2.1 Rocas estratificadas y metamórficas

Complejo Metamórfico Liquiñe (Paleozoico-Triásico; Hervé, 1977): Conjunto de rocas metamórficas polideformadas. Lo conforman gneises de grano medio a grueso, esquistos micáceos con plagioclasa, cuarzo, micas y porfiroblastos de sillimanita, andalucita y granate, además, subordinadamente, esquistos anfibolíticos y milonitas de cuarzo, feldespato y micas. Esta unidad aflora en el sector del río Llizán, en las cercanías de los CEMLI y podrían ser un potencial contaminante para sus magmas.

Formación Panquipulli (Triásico Superior; Rodríguez et al., 1999): Secuencia sedimentaria rítmica compuesta por areniscas, cuarcitas y conglomerados cuarcíferos. Su base es desconocida, pero subyace a los Estratos del Lago Ranco (Lara y Moreno, 2004). Su edad fue designada por flora fósil recolectada en esta unidad, que corresponde a una edad Cárnico Superior Nórico (Herbst et al., 2005)

Estratos de Relicura (Paleoceno; Moreno y Lara, 2008): Unidad informal. Secuencia sedimentaria y volcánica compuesta por brechas volcánicas, tobas ignimbríticas y andesíticas con sectores alterados por clorita y epidota intercaladas con areniscas volcánicas, limolitas y tufitas. Su base se desconoce, pero subyace a la Formación Curarrehue (Moreno y Lara, 2008). Su edad fue calculada por medio de la intrusión de cuerpos plutónicos miocenos datados de 57.4 ± 3.2 y 64 Ma con método K-Ar en plagioclasa (Moreno y Lara, 2008).

Formación Curamallín (Moreno y Lara, 2008), Estratos del Lago Ranco (Lara y Moreno, 2004), de Pino Huacho y de Península Pucón (Moreno y Clavero, 2006) (Oligoceno-Mioceno; Campos et al., 1998; Niemeyer y Muñoz, 1983; Suárez y Emparán, 1995): Secuencia volcánica, sedimentaria y volcanosedimentaria. Compuesta por tobas ignimbríticas, areniscas tobáceas, brechas volcánicas y lavas

andesíticas, localmente intercaladas por lutitas y limonitas. Su edad ha sido asignada por medio de múltiples análisis, un ejemplo es la datación de circones a una toba, que fue calculada en 21.19 ± 0.4 Ma con método U-Pb SHRIMP (Moreno y Lara 2008).

Estratos de Pitreño (Lara y Moreno, 2004) y Formación Curarrehue (Moreno y Lara, 2008) (Plioceno Inferior; Campos et al., 1998): Secuencia sedimentaria, volcánica y volcanosedimentaria compuesta de tobas ignimbríticas, brechas volcánicas, conglomerados volcánicos y lavas andesíticas intercaladas con areniscas y limolitas. Sobreyace discordante sobre los Estratos del Lago Ranco (Lara y Moreno, 2004), Su edad fue calculada por medio de la intrusión de cuerpos plutónicos que datan de 5.8 ± 0.6 Ma por método K-Ar (Lara y Moreno, 2004) y ca. 5 Ma (Moreno y Lara, 2008).

Formación Malleco (Plioceno-Pleistoceno Inferior; Suárez y Emparán, 1997): Secuencia volcánica y volcanosedimentaria compuesta de brechas volcánicas, conglomerados volcánicos, tobas ignimbríticas y lavas de composición basáltica a andesítica y en algunos sectores dacítica. Sobreyace con discordancia angular a la Formación Curamallín (Moreno y Lara, 2008) y con discordancia erosiva con intrusivos del Mioceno, mientras que subyace a los productos volcánicos y en algunos sectores a depósitos morrénicos de la Glaciación Llanquihue. Se han realizado a lo menos 14 dataciones K-Ar a lavas y las edades calculadas varían desde 4.4 ± 0.5 a 0.8 ± 0.3 Ma (Suárez y Emparán. 1997; Lara et al., 2001).

3.2.2 Rocas Plutónicas

Intrusivos Jurásicos: Cuerpos plutónicos de composiciones tonalíticas y subordinadas granodioríticas. En algunos sectores están cubiertos por rocas del Oligoceno-Mioceno y depósitos piroclásticos. Su edad se obtuvo por medio los métodos K-Ar, ^{40}Ar - ^{39}Ar , ambas en anfíbola y biotita, además de U-Pb. Este grupo integra a las Tonalitas Pirehueico-Neltumé (ca. 180-170 Ma)

Intrusivos Cretácicos: Conjunto de cuerpos plutónicos correspondientes a tonalitas, granitos, granodioritas, dioritas y dioritas cuarcíferas. Se reconocen al este del SFLO (Lara y Moreno, 2004) y sus edades se calculan por medio de métodos K-Ar

en biotita y hornblenda y ^{39}Ar - ^{40}Ar . Los intrusivos que la conforman son Complejo Intrusivo Maichín (ca. 150-100 Ma), Granitoides Paimún (ca. 135-74 Ma, se describe con más detalle posteriormente), Granitoides Palguín (ca. 105 Ma), Granitoides Reigolil (ca. 85 Ma) y Granito Caburgua (ca. 80-60 Ma).

Granitoides Paimún (Lara y Moreno, 2004; ca. 135-74 Ma): Conjunto de rocas intrusivas de composición tonalítica y granodiorítica con subordinados gabros y granitos. Las composiciones tonalíticas se disponen circundantes al río Llizán, las que podrían corresponder a un potencial contaminante de los magmas de los CEMLI. Su edad se obtuvo por medio de análisis de K-Ar en biotita e isócronas de Rb-Sr en roca total.

Intrusivos Miocenos: Conjunto de cuerpos plutónicos correspondientes a dioritas, granitos, granodioritas, dioritas cuarcíferas y subordinadas tonalitas y gabros. Además de cuerpos subvolcánicos de composición andesítica y menor dacítica. Ubicadas entre los volcanes Villarrica y Quetrupillán. Sus edades han sido obtenidas mediante métodos K-Ar en roca total, K-Ar en biotita y ^{39}Ar - ^{40}Ar en biotita. Los intrusivos que la conforman son Granitoides Carhuello (ca. 14.5 Ma-11.5 Ma), Granitoides Trancura (ca. 14.5-5 Ma), Diorita Tres Horquetas (ca. 11 Ma), Granitos y Granodioritas Las Peinetas (ca. 10.5 Ma) y Complejo Intrusivo Huerquehue (ca. 11-4.5 Ma), Granito Liquiñe (ca. 15 Ma), Granitoides Pellaifa-Neltumé (ca. 5-8 Ma)

3.2.3 Centros eruptivos mayores

Complejo Volcánico Villarrica (CVV; *Rucapillán* en mapudungún traducido como “casa del Pillán”)

El Volcán Villarrica ($39^{\circ}25'S$; $71^{\circ}57'W$) con una altura de 2847 msnm, posee un cráter de 200 m de diámetro y un lago de 100-150 m de profundidad en él. Corresponde a uno de los estratovolcanes más activos de Sudamérica (Clavero y Moreno, 1994), y se asocia a él, 59 eventos eruptivos desde 1558 hasta la fecha (Moreno y Clavero, 2006).

Moreno y Clavero (2006) definen tres unidades temporales basadas en estratigrafía, geomorfología, estructuras y geocronología, que fueron nominadas

Unidad Villarrica I (Pleistoceno Medio-Superior), II (Pleistoceno Superior-Holoceno) y III (Holoceno tardío). A ellas se asocian colapsos y formación del edificio volcánico, además de productos piroclásticos, lávicos y laháricos de composición basáltico, andesítico-basáltico y dacíticos, también domos dacíticos. Las Ignimbrita Licán y Pucón pertenecen a la Unidad Villarrica II y corresponden a los productos expulsados con mayor volumen. Sobre la Unidad Villarrica III, se emplazan centros adventicios que son agrupados en el grupo Los Nevados y Chaillupén.

Complejo Volcánico Quetrupillán (CVQ; En mapudungún “pillán tímido”)

El volcán Quetrupillán (39°30'S; 71°45'W) con una altura de 2360 msnm, posee 5 km de diámetro basal. Es un estratovolcán inactivo que está integrado por una secuencia volcánica, que no ha sido datada, sin embargo, mediante el análisis geomorfológico del sector, fue posible definir edades estimadas que abarcan rangos pre-, intra- y post-glaciar, esta última corresponde al colapso del edificio volcánico (Pávez, 1997).

Pávez (1997) definió 4 unidades temporales basado en estratigrafía, geomorfología y estructuras, que fueron llamadas Unidad Quetrupillán I (pre e intraglaciario), II (intraglaciario), III (tardiglaciario) y IV (postglaciario). A ellas se asocian colapsos y formación del edificio volcánico, actividades fisurales y productos piroclásticos y lávicos de composición basáltico, andesítico-basáltico, dacítico y traquíticos (Brahm et al., 2018), además de domos dacíticos. Sobre la Unidad Quetrupillán IV se emplazan a lo menos 11 centros adventicios.

Volcán Lanín (VL; En mapudungún “roca muerta”)

El volcán Lanín (39°37'S; 71°30'W) con una altura de 3747 msnm, posee un diámetro basal de 17 km. Es un estratovolcán inactivo, que se encuentra ubicado en la frontera entre Chile y Argentina. De oeste a este es el último estratovolcán de la cadena Villarrica-Quetrupillán-Lanín con tendencia NW-SE. Sus edades han sido definidas por criterios geomorfológicos (Lara et al., 2004)

Lara, et al. (2004) definen 4 unidades temporales basadas en estratigrafía, geomorfología, estructuras y geocronología, que fueron nominadas Unidad Lanín I (Plioceno Tardío? – Pleistoceno Temprano?), II (Pleistoceno Medio - Tardío?), III (Pleistoceno Tardío? - Holoceno?) y IV (Holoceno). A ellas se les asocian erupciones fisurales y productos piroclásticos, lávicos y laháricos de composiciones basálticas, andesíticas y dacíticas. Sobre la Unidad Lanín IV se emplazan centros adventicios como serían el centro fisural Huinfiuca, fisural NE, basáltico W y Conos Paimún.

Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco (CVMCh; Choshuenco en Mapugundún traducido como “aguas amarillas”)

El CVMCh (39°55'S; 72°02'W) está integrado por los volcanes Mocho y Choshuenco con altura de 2422 y 2415 msnm, respectivamente. Tienen un diámetro basal de 18 km. Es un estratovolcán activo que ha tenido episodios volcánicos desde el Pleistoceno Medio hasta erupciones históricas. Están elongados en dirección SW-NE. Se asocia a él un gran evento nominado Neltume, el que expulsó entre 2.5 km³ y 5.3 km³ de material pumíceo (Echegaray, 2004; Rawson et al., 2015, respectivamente).

Moreno y Lara. (2007) definen 5 unidades temporales para el volcán Mocho y 2 para el volcán Choshuenco basadas en estratigrafía, geomorfología, estructuras y geocronología, que fueron nominadas Unidad Mocho 1 (Pleistoceno Medio), 2 (Pleistoceno Medio-Superior), Choshuenco 1 (Pleistoceno Medio), mocho 3 (Pleistoceno Superior) y Choshuenco 2 (Pleistoceno Superior). A ellas se les asocian colapsos y formación del edificio volcánico y productos piroclásticos, lávicos y laháricos de composición andesítico, andesítico-basáltico y dacítico. Sobre la Unidad Mocho 5 se emplazan centros adventicios que son agrupados en el grupo Fui y Chanchán.

3.2.4 Centros Eruptivos Menores

Rodeando a la cadena Villarrica-Quetupillán-Lanín se ubican varios centros eruptivos menores compuestos por material con signatura subalcalina (Figura 4) y

específicamente pertenecen a la serie calcoalcalina, a excepción del CEM San Jorge (CEMSJ) que corresponde a la serie toleítica (Figura 5).

Al noreste del CVV se localizan los CEM de Caburgua, Huelemolle, Cañi, Cañi Cordillera, Cerro Redondo, Relicura, La Barda y San Jorge (Figura 6). Sus productos son principalmente basaltos y en menor proporción andesitas-basálticas (Figura 4; Sun, 2001; McGee et al., 2017). A pesar de lo anterior, los CEM La Barda y San Jorge evidencian una composición menos evolucionada que el resto, es decir, con muy poca o nula diferenciación (Figura 4; McGee et al., 2017).

Al norte del CVQ, se encuentra el CEMH (Figura 6) con productos de composición esencialmente basáltica y andesítica-basáltica (Valdivia, 2016). Mientras que, hacia el sur, los CEMLI (Figura 6), tendrían materiales de composiciones andesítico-basáltico y andesítico (Figura 4; Sun, 2001), que serían las rocas más evolucionadas los CEM del sector, lo que sugiere que el magma durante su ascenso sufrió eventos de diferenciación (Sun, 2001).

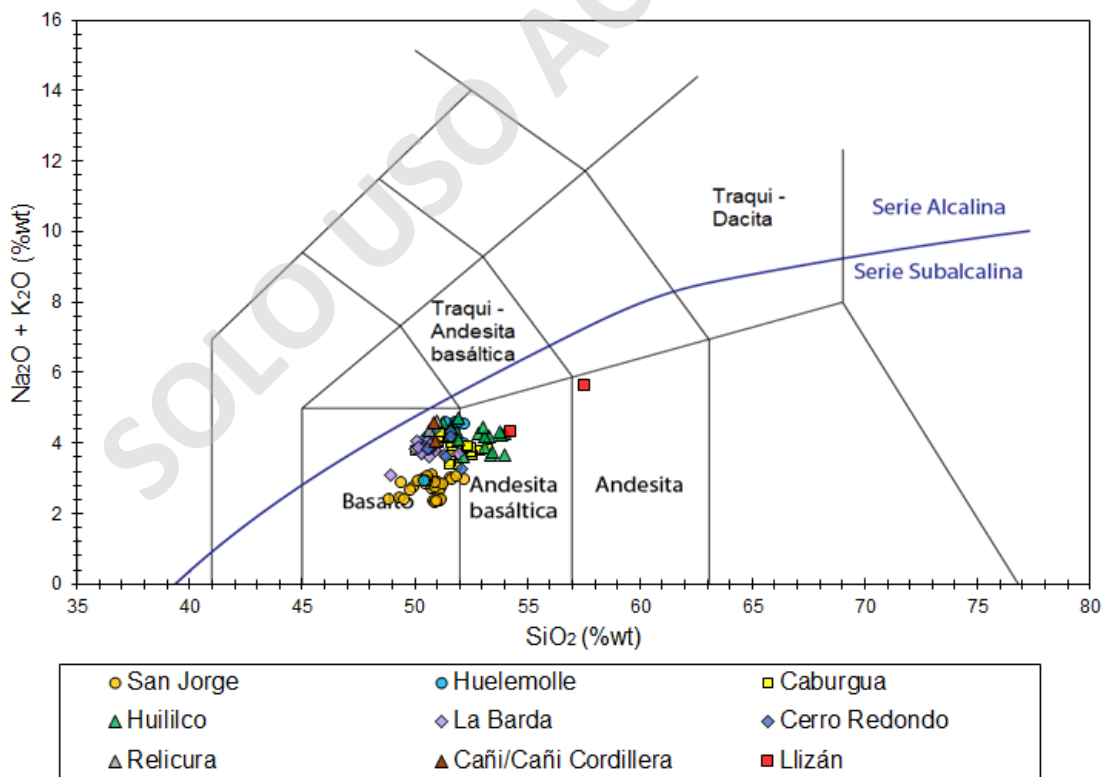


Figura 4. Diagrama TAS (Le Maitre et al., 1989) de composiciones de los CEM de la zona de estudio y división entre series alcalina y subalcalina (Irvine and Baragar., 1971). Datos tomados de Brahm et al. (2018); Hickey-Vargas et al. (1989); Hickey-Vargas y Sun. (2016); McGee et al. (2017); Morgado et al. (2015) y Sun. (2001).

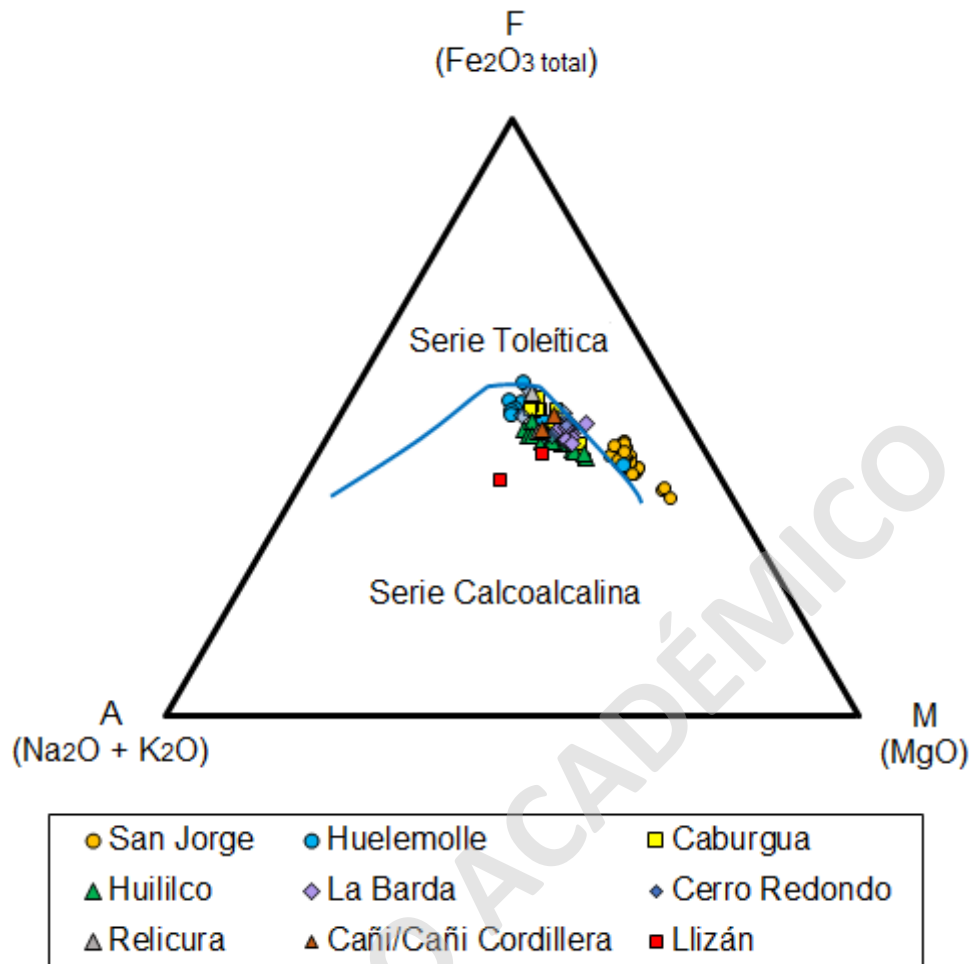


Figura 5. Diagrama AFM para clasificar entre serie toleítica y calco-alcalina (Irvine and Baragar., 1971). Datos tomados de Brahm et al. (2018); Hickey-Vargas et al. (1989); Hickey-Vargas y Sun. (2016); McGee et al. (2017); Morgado et al. (2015) y Sun. (2001).

3.2.5 Depósitos sedimentarios y volcanoclásticos

Corresponden a depósitos de edad holocena que se encuentran cubriendo las unidades estratificadas, metamórficas, plutónicas y volcánicas. Estos corresponden a depósitos de la Glaciación Llanquihue, coluviales, poligénicos, remoción en masa, litoral lacustre, deltaicos, aluviales y fluviales (Figura 6).

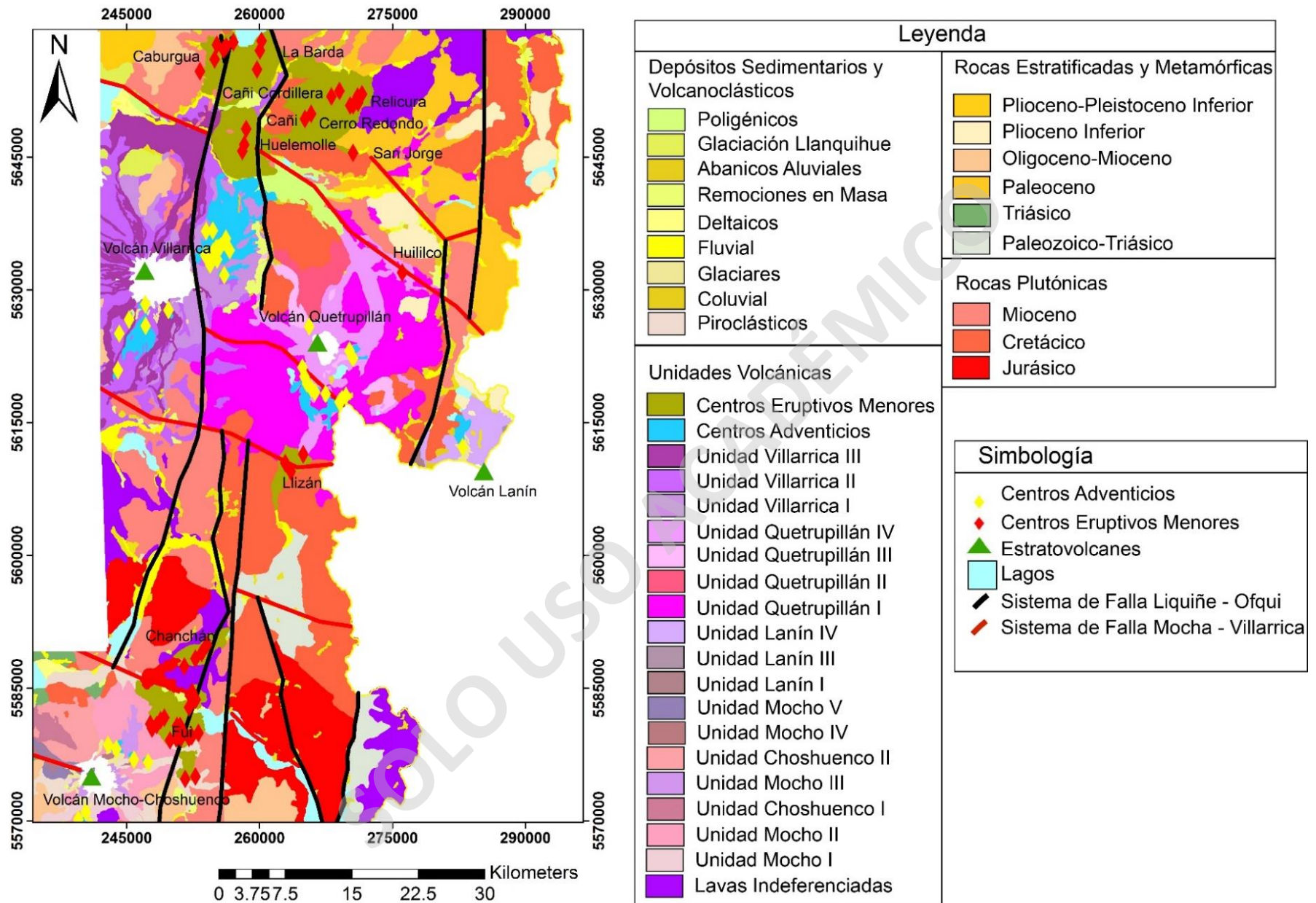


Figura 6. Mapa simplificado de la zona de estudio. Modificado de Lara (2004); Lara y Moreno (2004); Moreno y Clavero (2006); Moreno y Lara (2008); Hernández – Moreno et al. (2014), Moreno y Lara (2007).

3.3 Geología estructural

La tectónica de la ZVS está controlada por la subducción de la Placa de Nazca bajo la Sudamericana, su ángulo de subducción ($\sim 25^\circ$) y oblicuidad ($\sim 22-30^\circ$) con respecto a la fosa (López-Escobar et al., 1995b). Diversos autores han propuesto categorías de clasificación para las estructuras de la ZVS, Rosenau et al. (2006) se basan en la escala de las estructuras:

- Estructuras de primer orden: Corresponden a fallas de nivel regional que muestran dos tendencias: NNE-SSW y NW-SE que se alinean paralelas y oblicuas al arco, respectivamente. Se caracterizan por sus mecanismos dextral para la primera tendencia, y sinistral para la segunda (SFLO y Sistema de Falla Mocha-Villarrica; SFMV en Figura 6).
- Estructuras de segundo orden: Se dividen en vinculadas o no cinemáticamente a las estructuras de primer orden. Las estructuras vinculadas son colas de caballo, grietas de cola, *splays* y cuencas de *pull apart*. Mientras que las no vinculadas son estructuras *graven* y rajos de tensión.
- Estructuras de tercer orden: Corresponden a fallas de pequeña escala (afloramientos) con mecanismos de fallas normales, inversos o de rumbo. Están asociados a estructuras de primer y segundo orden.

Cembrano et al. (1996) se basa en lineamientos (Figura 3):

- Lineamiento en gran parte recto, con tendencias NNE. Correspondiente al SFLO (Figura 6)
- Lineamiento recto, con tendencia NE.
- Lineamiento curvo con tendencia NNW. Representada por el SFMV (Figura 6).

3.4 Relación entre tectónica y volcanismo

Cembrano y Lara (2009) generan un modelo que vincula la tectónica con el volcanismo en la ZVS, a través de parámetros de primer y segundo orden. Los parámetros de primer orden son el espesor cortical y la presencia o ausencia del

sistema de falla intra-arco (SFLO). Mientras que, el de segundo orden es la naturaleza del basamento del sistema volcánico. A partir de lo anterior, se crean dos categorías de interacciones (Figura 7):

- a. Asociación cinemática acoplada: Estructuras relacionadas al movimiento transpresional del arco volcánico. Alinea estratovolcanes, centros adventicios y centros eruptivos menores con una tendencia NE y ENE. La mecánica asociada a esta categoría implicaría fallas de rumbo subverticales que favorecerían el rápido ascenso del magma desde la cuña astenosférica o desde una zona de almacenamiento, por lo que existiría poca o nula contaminación cortical (Figura 7A).
- b. Asociación cinemática desacoplada: Estructuras no relacionadas al mecanismo transpresional del arco volcánico. Alinea estratovolcanes individuales y agrupados sobre estructuras antiguas con una tendencia WNW. La mecánica asociada a esta categoría implicaría fallas inversas o grietas subhorizontales que favorecerían tiempos de residencia más largos, formando magmas relativamente más evolucionados (Figura 7B).

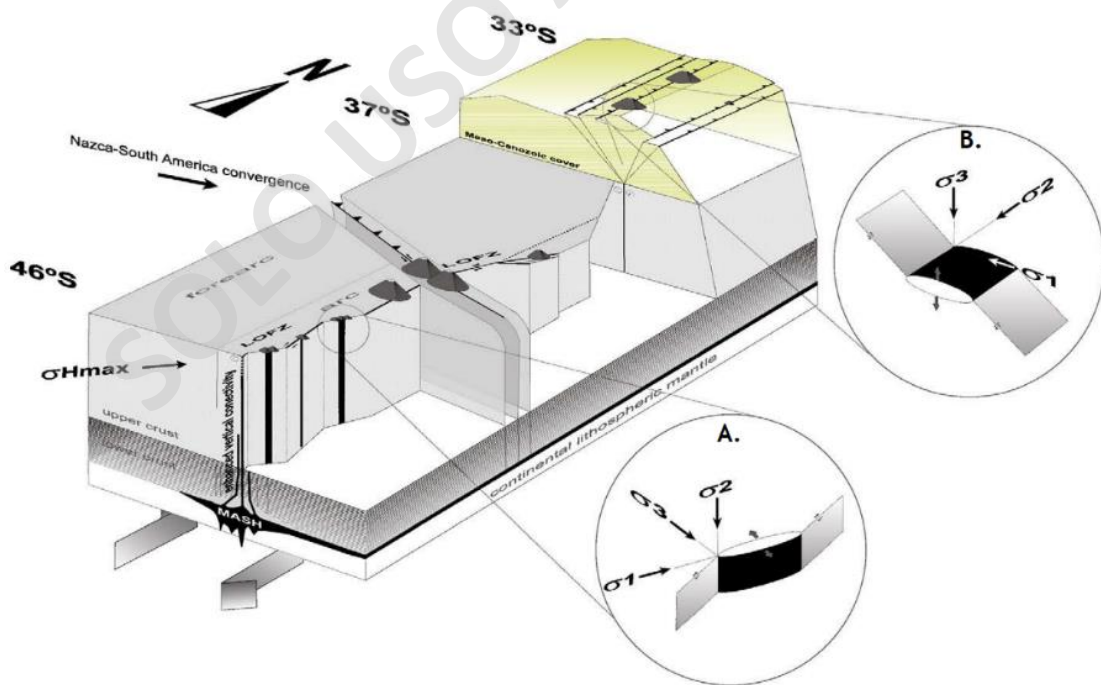


Figura 7. Asociaciones volcano-tectónica en la ZVS de los Andes chilenos entre 33° y 44°S. A. Asociación cinemática asociada. B. Asociación cinemática desacoplada. Tomado de Cembrano y Lara (2009).

3.5 Antecedentes bibliográficos

Los procesos petrogenéticos involucrados en la generación de magmas han sido estudiados por diversos autores en la ZVS (Jacques et al., 2014; Rawson et al., 2016; Hickey-Vargas et al., 2016; entre otros). Jacques et al. (2014) estudian las variaciones químicas en la ZVSC y las comparan con la ZVST. A partir de análisis químicos en distintos estratovolcanes y CEM concluyen que los productos volcánicos de la ZVSC son más enriquecidos en razones de elementos traza móviles/móviles (U/Th, Pb/Ce, Ba/Nb), Nd y Hf, mientras que son más empobrecidos en $\delta^{18}\text{O}$ y razones de LREE/HREE que la ZVST. Además, atribuyen la variación química a pequeña escala en el sector del volcán Villarrica a un enriquecimiento del manto por fluidos entrantes de la Placa de Nazca o por la alteración hidrotermal de la corteza oceánica inferior y serpentización del manto superior debido a la entrada de fluidos marinos por las Zonas de Falla Valdivia y Chiloé ubicadas sobre la Placa de Nazca.

Rawson et al. (2016) estudian la diversidad química a pequeña escala entre los magmas máficos del arco magmático. Se basan en tres grupos volcánicos: Grupo volcánico Puyuhuapi, CEM Caburgua-Huelemolle y el Campo volcánico Carrán-Los Venados. Los autores notan una diferencia química en los productos volcánicos de cada grupo y los diferencian como signatura “Normal de la ZVS” y “*Kagenchi*” (En mapudungún: de una forma diferente). La primera se asocia principalmente a estratovolcanes y sus centros adventicios, mientras que la segunda a CEM. Ambas signaturas tendrían magmas primitivos similares y sus depósitos se encontrarían en varios sectores interdigitados entre sí. Sus principales diferencias se centran en que la signatura *Kagenchi* se encuentra más enriquecida en elementos incompatibles, con mayor razón La/Yb, Dy/Yb, Ce/Pb y Nb/Yb, y una menor razón de Zr/Nb y U/Th que los productos correspondientes a la signatura Normal de la ZVS. Se concluye que la formación de las distintas signaturas se debe a la variación en las preservaciones de fundidos enriquecidos que ascienden por canales reactivos, en el caso de los magmas con signatura Normal de la ZVS se almacenan grandes volúmenes en la corteza, permitiendo la diferenciación; mientras que los correspondientes a *Kagenchi* ascienden por medio de canales periféricos, asistidos

por grandes fracturas (SFLO) que generarían expresiones aisladas de magmatismo primitivo enriquecido.

Los procesos petrogenéticos involucrados en la zona específica de la Cadena Villarrica-Quetrupillán-Lanín han sido material de estudio para varios autores (Hickey-Vargas et al., 1989; Sun, 2001; Morgado et al., 2015; McGee et al., 2017; Brahm et al, 2018). Sin embargo, la mayoría compara el estratovolcán Villarrica con algunos CEM de la zona, muchas veces dejando fuera los volcanes Quetrupillán y Lanín o algunos CEM. Hickey-Vargas et al. (2016) estudian la química del volcán Villarrica y los CEM Caburgua, La Barda, Cerro Redondo, Huelemolle y San Jorge (Figura 8). Utiliza la clasificación de basaltos de López-Escobar et al. (1995b), en la que diferencia los productos volcánicos de este sector como basaltos Tipo 1 y Tipo 2, esta clasificación sería la misma que realizan Rawson et al. (2016) pero con nombres distintos. Los basaltos Tipo 1 corresponden a la química típica de los estratovolcanes, mientras que los Tipo 2 se refiere a la química común de los CEM. Estos últimos suelen tener más altas razones de LREE/HREE y más bajas de elementos alcalinos (K, Rb y Cs) y Ba en relación a HFSE (Nb, Ta, Hf y Zr), y razones isotópicas de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$, $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ comparados a los basaltos Tipo 1. A partir de análisis químicos e isotópicos se sugiere que la generación de los magmas basálticos Tipo 1 corresponderían a grandes volúmenes de magma que estarían relacionados con la influencia de los materiales provenientes de la Placa de Nazca, mientras que los Tipo 2 serían pequeños volúmenes de magma que estarían relacionados a la fusión parcial de piroxenita envejecida relacionada a la subducción (Hickey-Vargas et al., 2016 y referencias en él). Además, como la distribución y extensión de la piroxenita es desconocida, se sugiere que los magmas basálticos Tipo 2 son de pequeño volumen, episódicos y recargarían los sistemas de los estratovolcanes.

Hickey-Vargas et al. (1989) analizan muestras de los estratovolcanes Villarrica y Lanín con los CEM Cerro Redondo, Caburga, Pichares, Huelemolle y Huililco (Figura 8). Concluyen que lavas silíceas del volcán Villarrica pueden ser modeladas por un sistema cerrado de cristalización fraccionada y mezcla de magma, sin poder

atribuir su evolución a contaminación cortical. Además, las diferencias geoquímicas entre los volcanes Villarrica y Lanín (Lanín tiene más altas concentraciones de elementos incompatibles y razón de LREE/HREE y bajas concentraciones de Zr/Nb y Ba/Nb) podrían deberse a la incorporación de fluidos con alta razón de Ba/Nb derivados del *slab* o que el fundido primitivo esté enriquecido en Ba/Nb. En relación con la diferencia geoquímica entre el volcán Villarrica y CEM, menciona que los magmas que forman al estratovolcán serían grandes pulsos de magma con composiciones variables que pueden ser agrupados y mezclados en zonas donde la producción de magma es alta. Mientras que los magmas que forman los CEM serían pulsos individuales que tendrían poco tiempo de almacenamiento, mostrando una composición similar a la inicial de formación y poca variabilidad entre ellos.

McGee et al. (2017) comparan los procesos magmáticos (signatura cortical y fusión por descompresión) del volcán Villarrica con los CEM Caburgua, Huelemolle, La Barda, Huililco y San Jorge (Figura 8) y los distingue según el ambiente tectónico local involucrado en cada uno. Se demuestra que, aunque todos los magmas de los centros eruptivos son producidos por una fuente similar con distintos grados de fusión parcial, los procesos de diferenciación (o no) que ocurren durante el ascenso, generan variaciones en los productos entre ellos. Además, a la teoría de Hickey-Vargas et al. (1989) sobre los pulsos de magma y su tiempo de almacenamiento, agregan la tectónica involucrada, la que afectaría los tiempos de residencia de cada pulso individual de magma. Sugieren que mientras más pequeños sean los pulsos de magma, mayor es la probabilidad de preservar detalles del evento de fusión inicial.

Brahm et al. (2018) estudian las lavas de edad Holocena del CVQ, para determinar los procesos de diferenciación que originaron las lavas de composición traquítica y las condiciones pre-eruptivas de este evento. A partir de los análisis de elementos mayores, traza e isótopos de Sr y Nd se concluye que la evolución del material traquítico habría ocurrido por medio del fraccionamiento de cristales desde un fundido de composición similar a las lavas basálticas del CEMH con ca. 67% de

cristalización y por procesos de mezcla de magmas, evidenciados por los análisis de química mineral.

Por último, el único trabajo que menciona los CEMLI es la investigación de Sun. (2001) que compara los procesos petrogenéticos involucrados en el ascenso magmático del volcán Villarrica con los CEM Caburgua, Huelemolle, La Barda, Cerro Redondo, Relicura, San Jorge, Huililco y Llizán (Figura 8). Establece diferencias geoquímicas entre ellos y genera modelos de ascenso magmático para cada uno en base a análisis de roca total e isótopos. El modelo creado para CEMLI es en base a dos muestras, donde sugiere que el fundido primitivo fue similar al del CEMSJ, pero que sufrió fraccionamiento a una profundidad somera (mezcla de magmas o AFC con contaminación cortical). El principal contaminante serían rocas silíceas del basamento (granito o gneiss) que tendrían una geoquímica similar a las lavas más evolucionadas expulsadas por volcán Villarrica.

En el marco del proyecto de investigación en que se efectúa este estudio, Paredes. (2019) investiga las condiciones pre-eruptivas de los CEMLI.

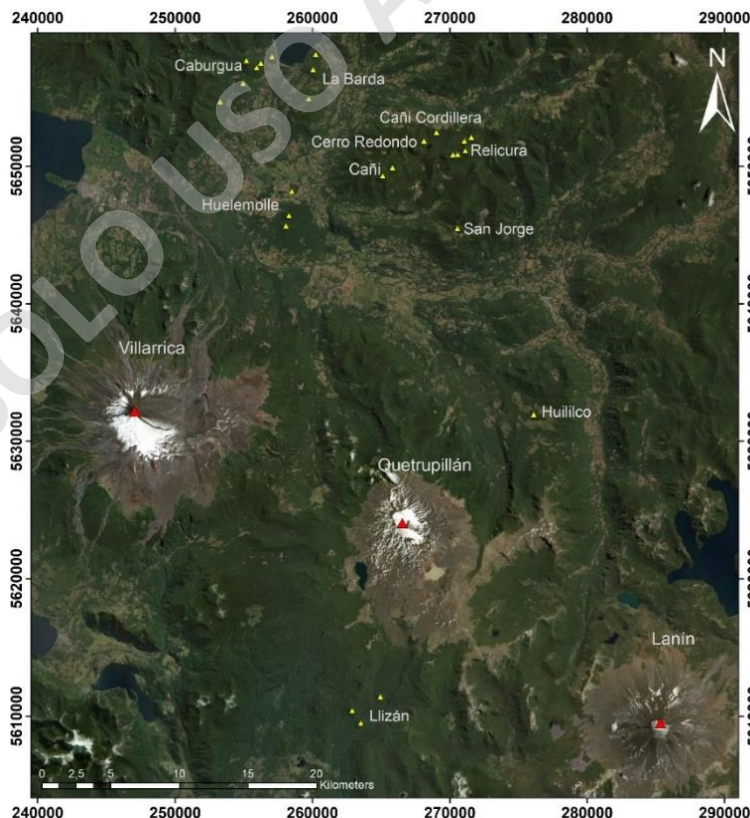


Figura 8. Ubicación de estratovolcanes y centros eruptivos menores.

CAPÍTULO 4. CENTROS ERUPTIVOS MENORES DE LLIZÁN

4.1 Generalidades

Los CEMLI están formados por 3 conos de piroclastos, que en este estudio se denominan Cono 1, 2 y 3 (Figura 9). Se encuentran levemente elongados en dirección NNW, lo que se calculó mediante la longitud de cada cono en dirección NNW (largo) dividido en la medida perpendicular a esta (ancho) usando imágenes satelitales. Si el resultado es mayor a 1, dicha tendencia existiría. En la Tabla 1 se exhiben los valores de ancho, largo y la razón entre ambas.

Tabla 1. Valores para cálculos de elongación.

	Cono 1	Cono 2	Cono 3
Largo (km)	1,02	1	0,88
Ancho (km)	0,9	0,94	0,72
Razón (largo/ancho)	1,13	1,06	1,22

En la Figura 9 se exhibe un mapa de los CEMLI, su tendencia NNW, los nombres asignados temporalmente a cada cono con sus coladas de lavas respectivas y la ubicación de las muestras extraídas. La delimitación de las coladas de lava se realizó mediante el análisis de perfiles de elevación en el software Google Earth Pro, de imágenes satelitales, del mapa geológico Liquiñe-Neltume a escala 1:100.000 (Lara y Moreno, 2004) y observaciones topográficas en terreno. Además, mediante el uso de geoquímica se pudo establecer que la muestra LLZ-12 corresponde a la colada de lava 1, debido a la mejor similitud química entre las muestras.

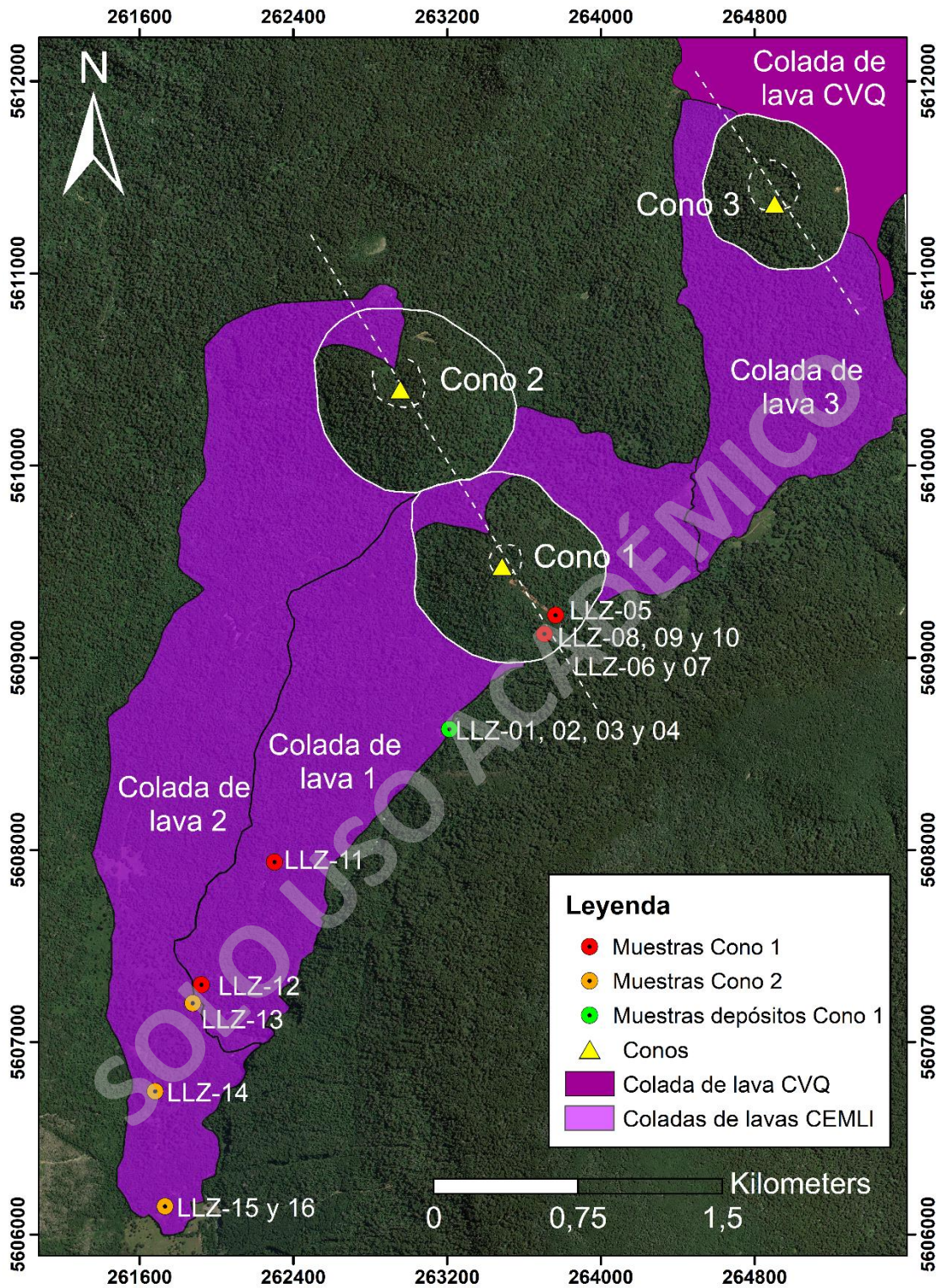


Figura 9. Mapa de los depósitos recientes del CVQ y los CEMLI (tendencia en dirección NNW, ubicación de los CEMLI, de sus respectivas coladas de lavas y de las muestras extraídas).

El cono 1 ($39^{\circ}38'S$; $71^{\circ}45'W$) tiene una forma cónica bien desarrollada con un centro de emisión bien definido (Figura 10), se encuentra elongado en una razón de 1.13 en dirección NNW (Figura 9). Tiene ~ 200 m de altura y ~ 1 km² de área basal. Este cono expulsó material piroclástico escoriáceo y una colada de lava con longitud máxima de ~ 3 km que cubre ~ 2.3 km² de superficie.



Figura 10. Fotografía del cono 1 de los CEMLI.

El cono 2 ($39^{\circ}37'S$; $71^{\circ}46'W$) (Figura 11) está levemente elongado con una razón de 1.06 en una tendencia NNW, exhibe su cráter abierto en la misma dirección y está alineado con el cono 1 en esta dirección (Figura 9). Tiene ~ 200 m de altura y ~ 0.9 km² de área basal. Este cono expulsó material piroclástico escoriáceo y una colada de lava con longitud máxima de ~ 4.7 km que cubre una superficie ~ 3.3 km².



Figura 11. Fotografía del cono 2 de los CEMLI.

El cono 3 ($39^{\circ}37'S$; $71^{\circ}44'W$) (Figura 12) está levemente elongado con una razón de 1.22 en una tendencia NNW, además de encontrarse abierto con forma de herradura en esta dirección (Figura 9). Tiene ~ 120 m de altura y ~ 0.4 km² de área basal. Se asocia a él material piroclástico escoriáceo y una colada de lava con ~ 2.4 km de longitud máxima que cubre una superficie de ~ 1.5 km².



Figura 12. Fotografía del cono 3 de los CEMLI.

Los depósitos piroclásticos escoriáceos, corresponden al material expulsado de forma balística abarcando tamaños desde cenizas hasta bloques y que construyen la forma del cono, pudiendo encontrarse en algunos sectores con un ángulo de reposo no mayor a 25° (Figura 13).

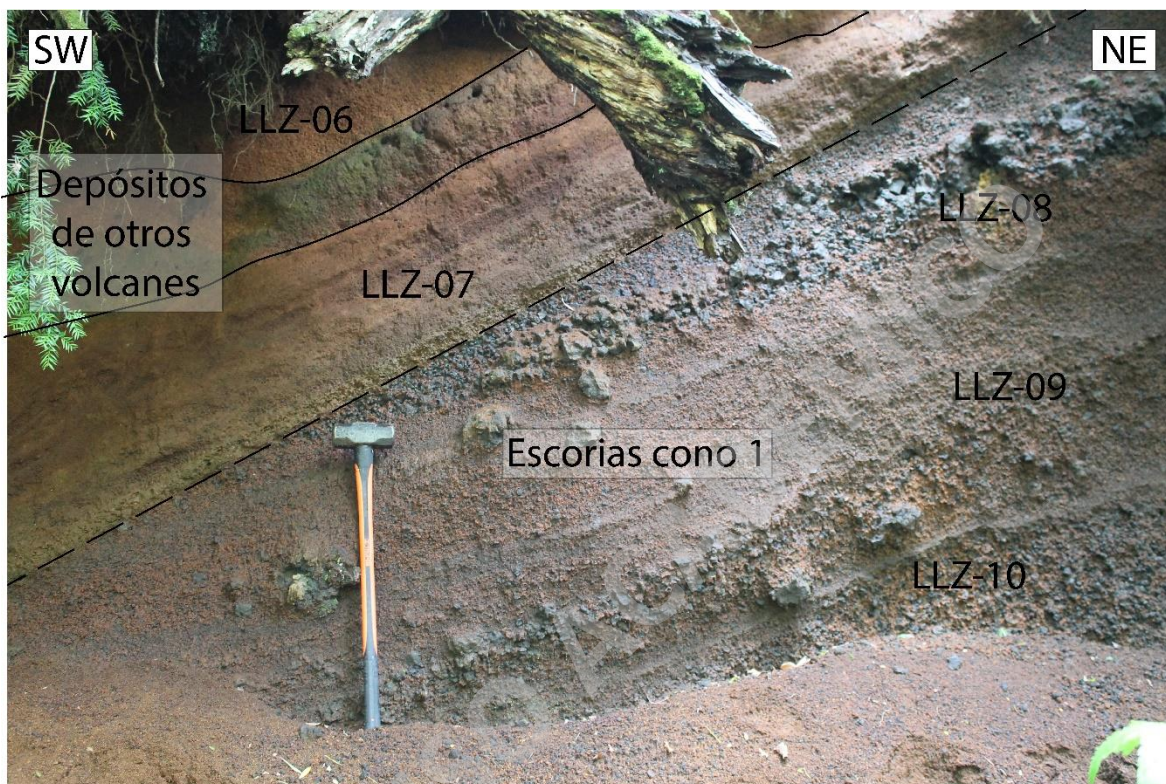


Figura 13. Fotografía de los depósitos de escoria del cono 1 de los CEMLI subyaciendo a depósitos provenientes de otros volcanes del sector.

Los depósitos de colada de lava se encuentran rellenando un valle glaciar y corresponden a un flujo de lava tipo Aa que migran en dirección sur, con superficie rugosa, autobrechizada y muy vesicular, mientras que la zona central posee muy pocas vesículas. Se reconocieron morfologías de túmulos de no más de 10 m de alto en el frente de la colada de lava 2 (Figuras 14 y 15). Sobreyaciendo a los depósitos piroclásticos escoriáceos y a los de coladas de lava, pueden encontrarse depósitos piroclásticos correspondientes a otros volcanes, además de una frondosa vegetación (Figuras 13, 14 y 15).



Figura 14. Fotografía de morfología de túmulo en colada de lava 2 de los CEMLI subyaciendo a vegetación.



Figura 15. Fotografía de la ladera de una morfología de túmulo en colada de lava 2 de los CEMLI subyaciendo a vegetación.

Se extrajeron 16 muestras (Figura 9; Anexo A), de las cuales 10 corresponden a materiales de los CEMLI, de ellos 4 son de depósitos piroclásticos escoriáceos y 6 de coladas de lava. Las 6 muestras restantes, pertenecen a depósitos provenientes de otros volcanes (Tabla 2).

Tabla 2. Tabla resumen de muestras, tipo de material y su proveniencia.

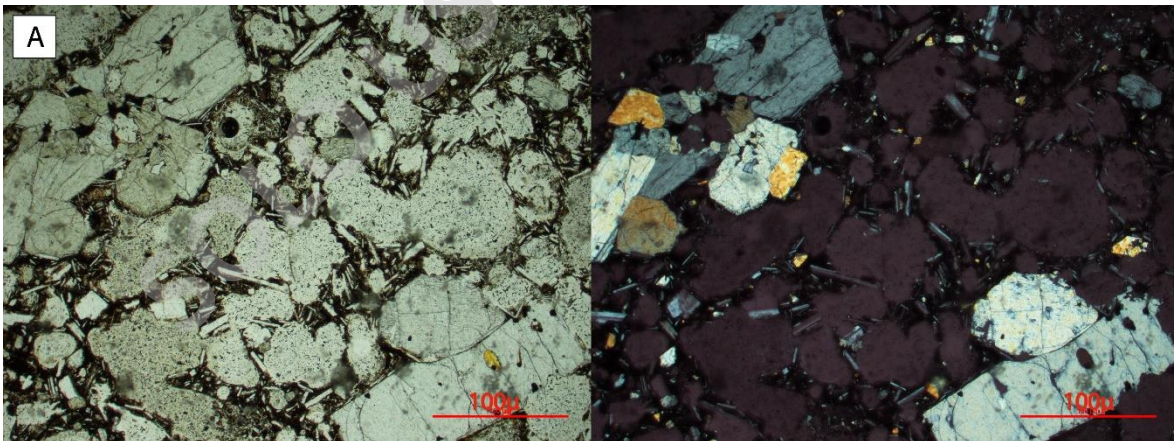
MUESTRA	MATERIAL	PROVENIENCIA
LLZ-01	Depósito de flujo piroclástico	Otros volcanes
LLZ-02	Depósito de caída piroclástica	Otros volcanes
LLZ-03	Depósito de flujo piroclástico	Otros volcanes
LLZ-04	Depósito de oleada piroclástica	Otros volcanes
LLZ-05	Depósito de caída piroclástica	CEMLI, Cono 1
LLZ-06	Depósito de caída piroclástica	Otros volcanes
LLZ-07	Depósito de oleada piroclástica	Otros volcanes
LLZ-08	Depósito de caída piroclástica	CEMLI, Cono 1
LLZ-09	Depósito de caída piroclástica	CEMLI, Cono 1
LLZ-10	Depósito de caída piroclástica	CEMLI, Cono 1
LLZ-11	Depósito de colada de lava	CEMLI, Cono 1
LLZ-12	Depósito de colada de lava	CEMLI, Cono 1
LLZ-13	Depósito de colada de lava	CEMLI, Cono 2
LLZ-14	Depósito de colada de lava	CEMLI, Cono 2
LLZ-15	Depósito de colada de lava	CEMLI, Cono 2
LLZ-16	Depósito de colada de lava	CEMLI, Cono 2

4.2 Petrografía

Para conocer las características petrográficas de los productos de los CEMLI, se realizaron cortes transparentes a LLZ-08, LLZ-09, LLZ-11, LLZ-12, LLZ-13, LLZ-14, LLZ-15 y LLZ-16, donde las cuatro primeras corresponden a materiales expulsados por el cono 1, mientras que las demás por el cono 2 (Tabla 2). Para llevar a cabo el reconocimiento, se utilizó un microscopio óptico para describir texturas intra- e

intercristalina, además de características de fenocristales y masa fundamental (Anexo C).

En los materiales expulsados por el cono 1, se distinguen dos tipos de depósitos: piroclástico escoriáceo y de colada de lava que se tratará en adelante como “colada de lava 1”. El depósito piroclástico escoriáceo se caracteriza por tener textura porfírica, en algunos sitios glomeroporfírica, intersertal y vesicular. Los fenocristales (15% de la roca total) corresponden principalmente a plagioclasas, clinopiroxenos y olivinos, la masa fundamental (60% de la roca total) está constituida por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, óxidos de Fe-Ti y vidrio, además de las vesículas (25% de la roca) (Figura 16.A). Por otro lado, los depósitos de colada de lava se caracterizan por contener texturas porfírica, glomeroporfírica, insertal, en algunos sectores traquítica y vesicular. Los fenocristales (15% de la roca total) corresponden a plagioclasa, clinopiroxeno y olivino, mientras que la masa fundamental (65 y 80% de la roca total) está constituida por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, óxidos de Fe-Ti y vidrio, además de las vesículas (5 y 20% de la roca total) (Figura 16.B).



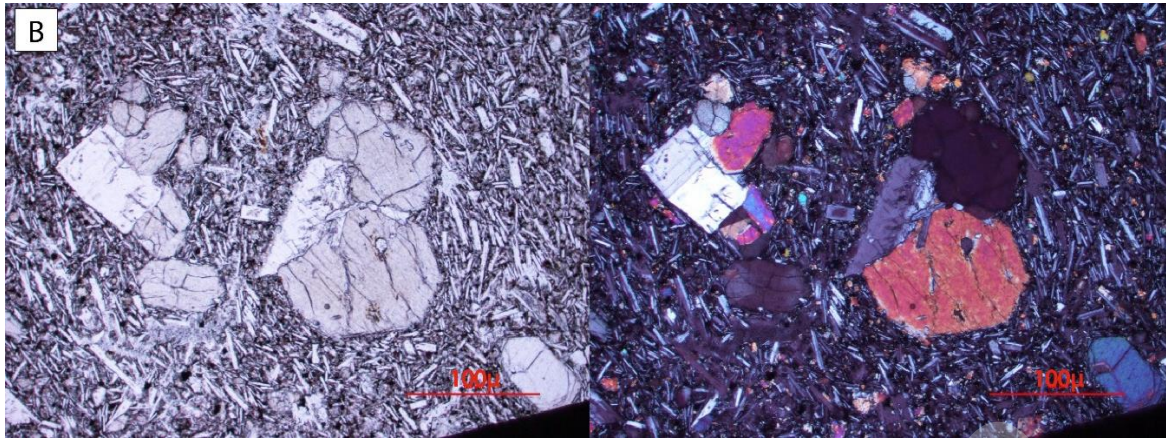


Figura 16. Microfotografías en nícoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de materiales emitidos por el cono 1. A. texturas glomeroporfírica, porfírica, intersertal, fragmentada, vesicular, sieve, bordes de reabsorción, zonación y textura poikilitica en cristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino en muestra LLZ-09. B. texturas porfírica, glomeroporfírica, traquítica, vesicular, sieve, bordes de reabsorción y zonación en cristales de olivino, plagioclasa y clinopiroxeno en la muestra LLZ-11.

Con respecto a los materiales expulsados por el cono 2, correspondientes a depósitos de coladas de lava que se tratará en adelante como “colada de lava 2”, de manera general, tienen texturas porfírica, glomeroporfírica, vesicular, intersertal y en algunos sectores traquítica. Los fenocristales (5 y 15% de la roca total) constan de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino, mientras que la masa fundamental (65 – 90% de la roca total) está constituida por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, óxidos de Fe-Ti y vidrio, además de vesículas (2 y 20 % de la roca total) (Figura 17).

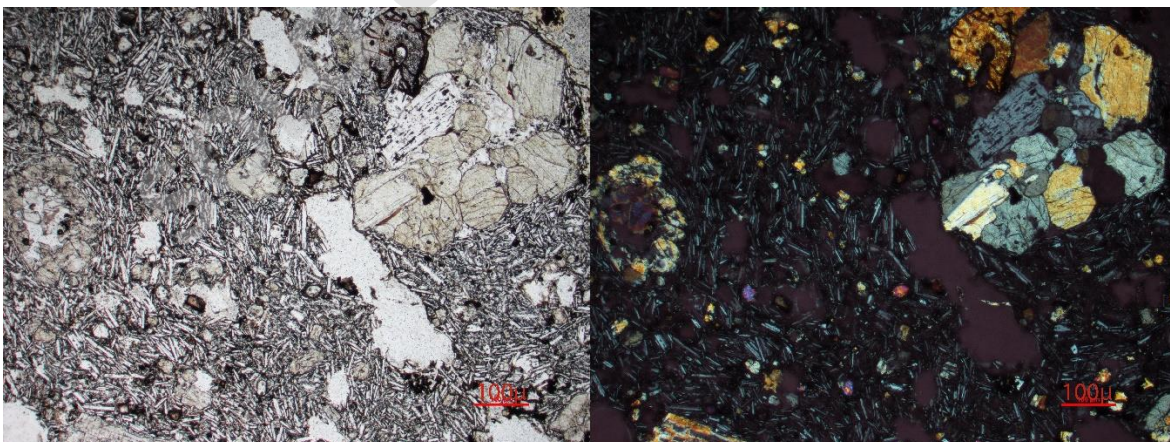


Figura 17 Microfotografías en nícoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de materiales emitidos por el cono 2. Se identifican texturas glomeroporfírica, porfírica, coronítica, intersertal, vesicular, sieve, bordes de reabsorción y zonación en cristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa en la muestra LLZ-13.

Tanto en los fenocristales de la colada de lava 1 como en la 2, se observan texturas de desequilibrio como coronítica, zonación, sieve o bordes de reabsorción (Figuras 16 y 17). Adicional a lo anterior, los fenocristales se han dividido en dos grupos, el Grupo A (40%) corresponde a fenocristales de olivinos y clinopiroxenos anhedrales con texturas coronítica y de reabsorción y plagioclasas subhedrales con texturas sieve y zonación; el Grupo B (60%) lo integran fenocristales de clinopiroxenos y olivinos subhedrales con texturas de desequilibrio y reabsorción y plagioclasas subhedrales sin textura sieve, pero con zonación.

4.3 Geoquímica de roca total

Se realiza una lectura de los resultados obtenidos en elementos mayores, traza y tierras raras, con el fin de conocer algunas de las características principales de la geoquímica de los magmas de los CEMLI. Los métodos analíticos se describen en la sección 1.4 Metodologías

En el marco de este estudio se realizaron análisis geoquímicos en 7 muestras (Tabla 3). Todas las muestras contienen bajo contenido de LOI, por lo que todas fueron consideradas adecuadas para realizar el análisis químico.

Para una caracterización más específica, se ha realizado el análisis considerando el material expulsado por cada cono (Tabla 3).

Tabla 3. Datos geoquímicos analizados en este estudio, clasificados por unidad, número de muestra y tipo de material analizado. Los elementos mayores están expresados en porcentaje de peso (%wt) y los elementos traza en partes por millón (ppm), a excepción del Au que está expresado en partes por billón (ppb).

Unidad	Caída piroclástica Cono 1	Colada de lava Cono 1	Colada de lava Cono 1	Colada de lava Cono 2	Colada de lava Cono 2	Colada de lava Cono 2	Colada de lava Cono 2
Muestra	LLZ-08	LLZ-11	LLZ-12	LLZ-13	LLZ-14	LLZ-15	LLZ-16
Material	Escoria	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava
SiO ₂	51,38	51,69	51,96	53,32	54,03	53,76	54,38
Al ₂ O ₃	17,17	17,03	17,09	17,31	16,82	16,97	16,79
Fe ₂ O ₃ ^{total}	8,96	8,89	8,73	8,53	8,05	8,17	7,98
MgO	7,21	7,21	7,03	6,43	6,30	6,30	6,12
CaO	10,89	10,74	10,54	9,08	9,50	9,39	9,23
Na ₂ O	2,61	2,64	2,76	3,10	3,10	3,17	3,22
K ₂ O	0,71	0,74	0,83	1,17	1,16	1,18	1,22
TiO ₂	0,75	0,76	0,75	0,77	0,74	0,75	0,75
P ₂ O ₅	0,13	0,13	0,13	0,13	0,14	0,15	0,15
MnO	0,15	0,15	0,15	0,14	0,14	0,14	0,14
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
TOTAL	100	100	100	100	100	100	100
Ba	238	239	271	308	324	350	323
Ni	54	52	50	49	49	47	45
Sc	30	31	30	27	27	27	26
Co	36,3	35,8	31,9	31,4	27,4	29,5	29
Cs	1,2	1,1	1,3	1,3	1,7	1,8	1,5
Ga	16,3	15,8	15,8	17,2	14,7	15,9	17,2
Hf	2	1,9	2,1	3,2	3	2,9	2,8
Nb	2,8	3,8	3	4,4	3,8	3,8	5,7
Rb	15,3	15,2	18,4	25,7	24,1	25,9	25,7
Sr	562,3	490,9	592,6	491,7	513,4	515,8	541,9
Th	4,1	4,8	4,4	5,6	5,4	5,1	5
U	1,3	1,3	1	1,8	1,5	1,4	1,4
V	219	219	209	183	192	189	190
Zr	74	75,7	86	122,5	110,4	115,7	120,8
Y	14,5	13,7	16,1	17,3	17,8	17	18,4
La	10,7	10,7	11,6	13,5	14,5	14,8	13,6
Ce	21,6	22,6	23	28,3	30,8	31,5	29,3
Pr	2,91	2,81	2,94	3,38	3,61	3,81	3,81
Nd	12,4	12,3	12,8	16	16,1	17,3	16,8
Sm	2,84	2,93	3,29	3,65	3,32	3,66	3,48
Eu	0,97	0,94	1,03	1,05	0,99	1,05	1,04
Gd	3,06	2,98	3,13	3,47	3,32	3,61	3,48
Tb	0,47	0,46	0,49	0,53	0,55	0,56	0,55
Dy	2,81	2,64	2,93	3,36	3,25	3,34	3,19
Ho	0,55	0,64	0,6	0,71	0,67	0,67	0,7
Er	1,61	1,62	1,77	2,15	2,1	2,05	2,13
Tm	0,22	0,24	0,24	0,32	0,28	0,3	0,3
Yb	1,54	1,65	1,7	2	1,79	1,97	1,93
Lu	0,27	0,26	0,27	0,33	0,3	0,31	0,33

4.3.1 Elementos Mayores

Las muestras de los CEMLI en general exhiben un bajo contenido de SiO_2 (51.38 – 54.38 %wt, normalizados) y álcalis (3.33 – 4.44 %wt, normalizados), lo que permite clasificar a los materiales del cono 1 como basaltos y a los del cono 2 como andesitas-basálticas según el diagrama de clasificación de Total Álcalis vs Sílice o “TAS” (Le Maitre et al., 1989; Figura 18). A partir de éste mismo diagrama, se obtiene la signatura geoquímica utilizando una línea divisoria entre la serie alcalina y subalcalina (Irvine y Baragar, 1971), perteneciendo tanto los materiales expulsados por el cono 1 como por el cono 2 a una serie subalcalina (Figura 18).

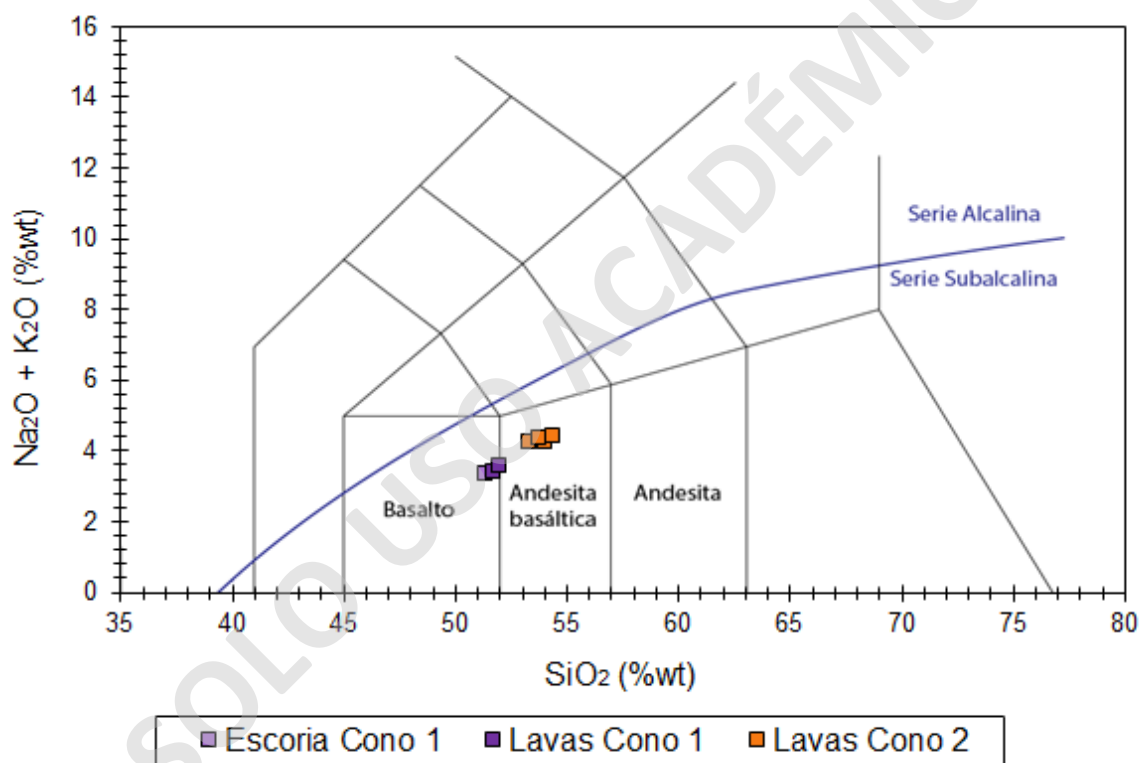


Figura 18. Diagrama de clasificación Total Álcalis vs Sílice o TAS (Le Maitre et al., 1989) en las rocas de los CEMLI. La línea azul corresponde a la división entre las series alcalina y subalcalina (Irvine y Baragar, 1971).

En el diagrama de Álcalis, óxidos de Fe y óxidos de Mg o “AFM” (Irvine y Baragar, 1971), se aprecia que las muestras de los CEMLI pertenecen a la serie calcoalcalina (Figura 19), lo que también se evidencia en el diagrama de K_2O vs SiO_2 (Le Maitre et al., 1989), clasificando los materiales de los CEMLI en la serie calcoalcalina con medio K (Figura 20).

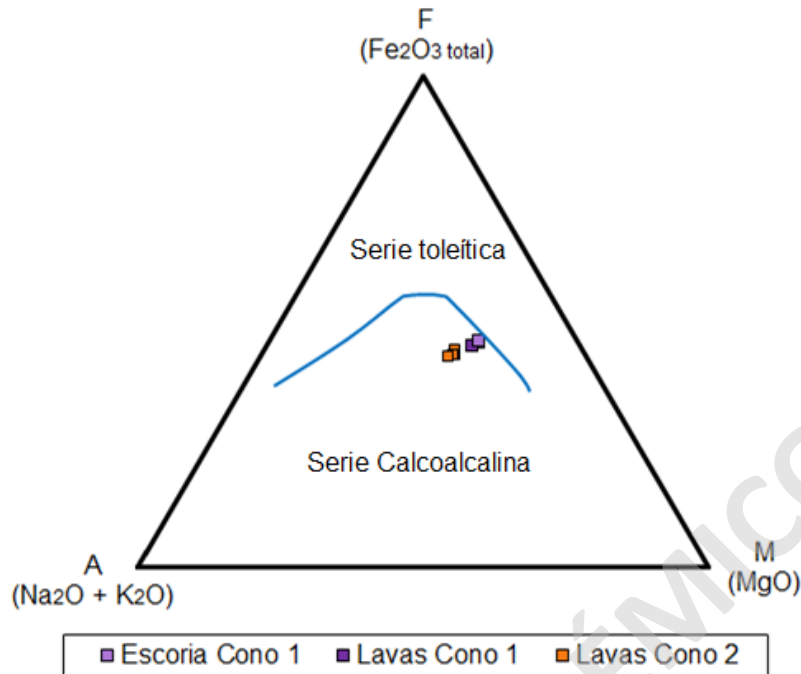


Figura 19. Diagrama de clasificación Álcalis, óxidos de Fe y óxidos de Mg o AFM (Irvine y Baragar, 1971) en las rocas de los CEMLI. La línea azul corresponde a la división entre las series toleítica y calcoalcalina (Irvine y Baragar, 1971).

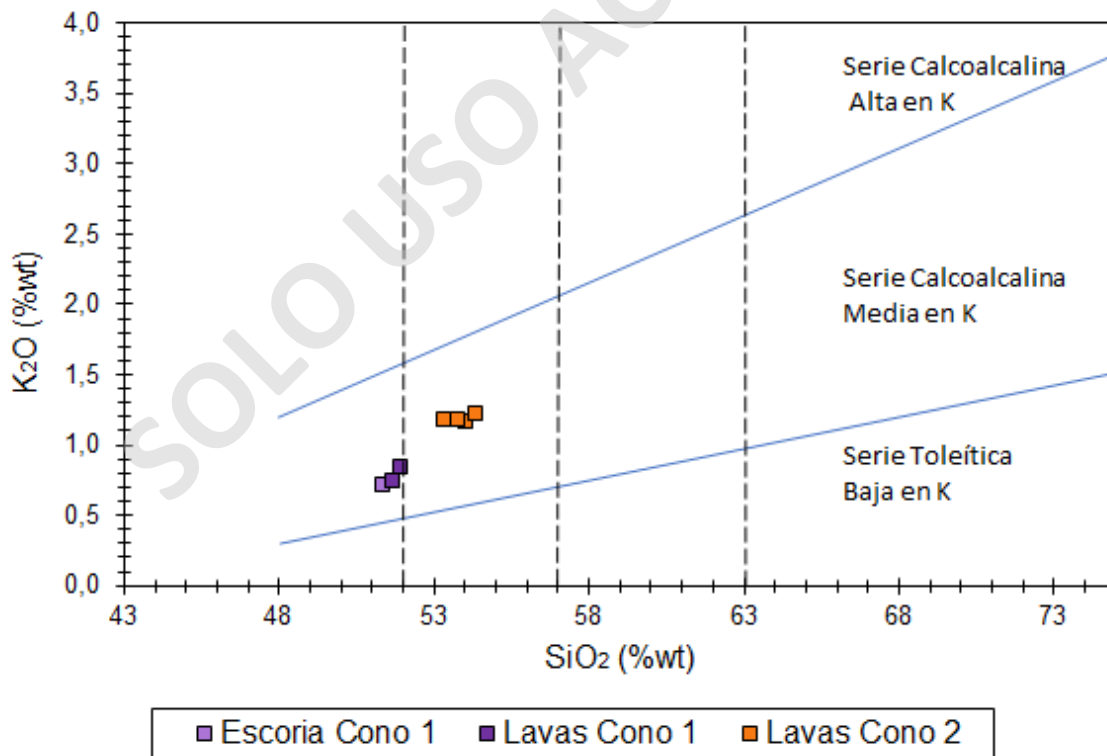
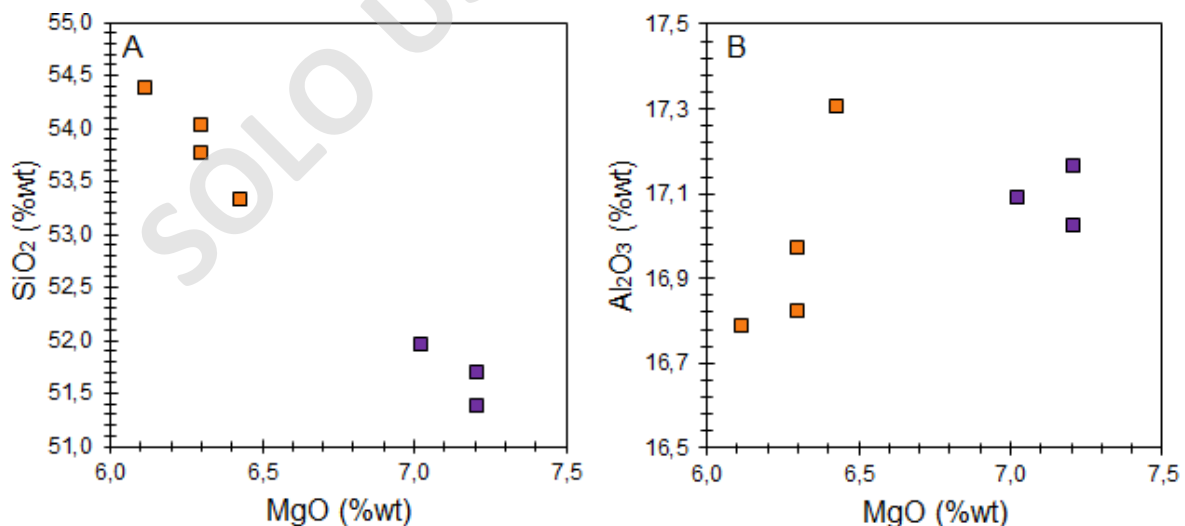


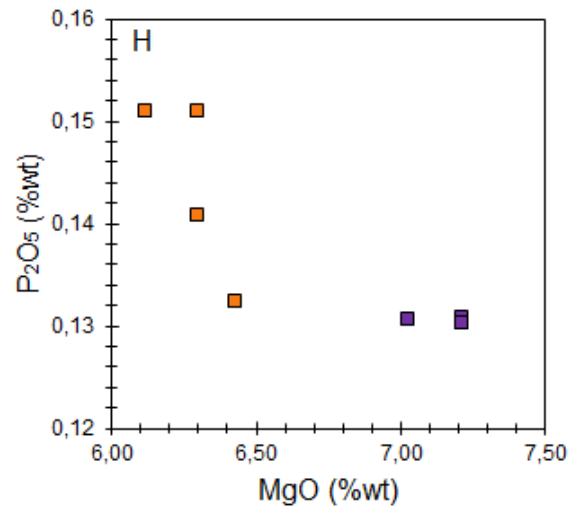
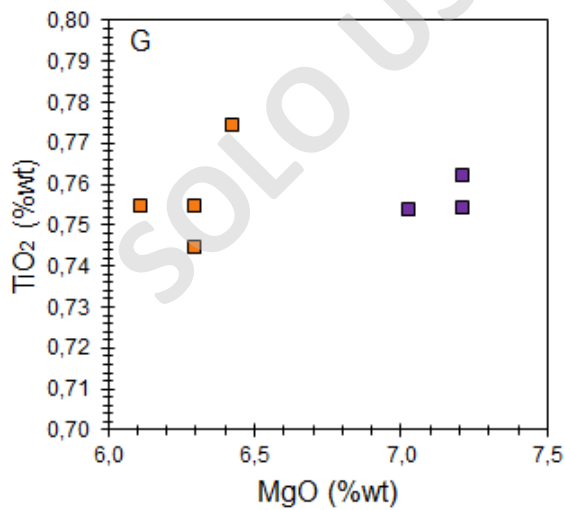
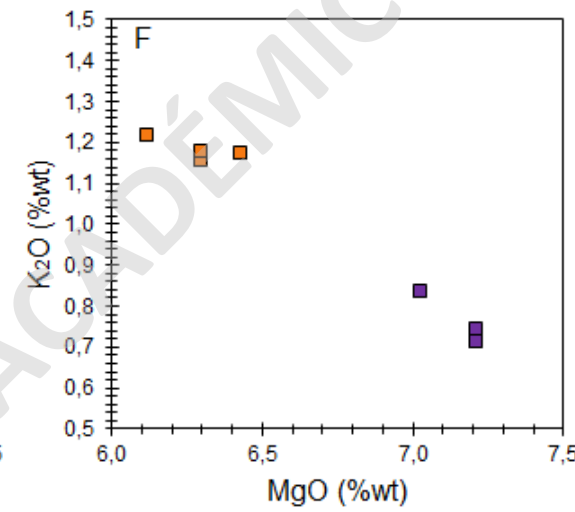
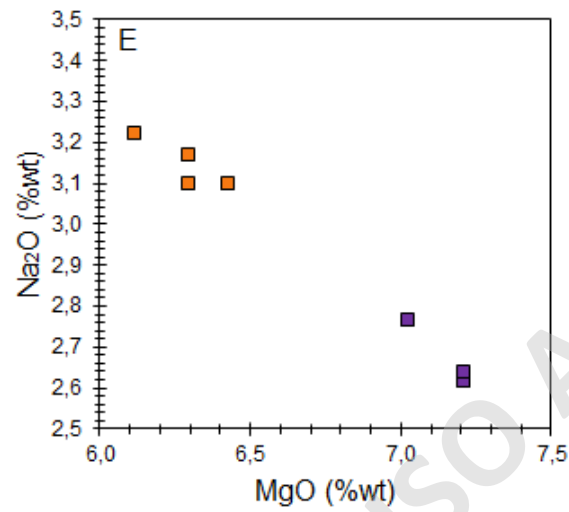
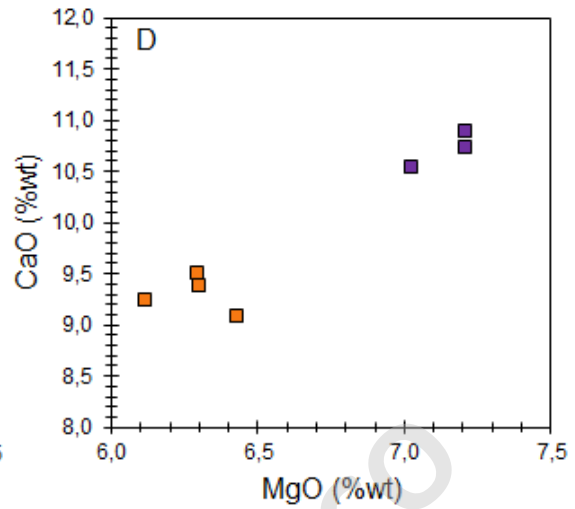
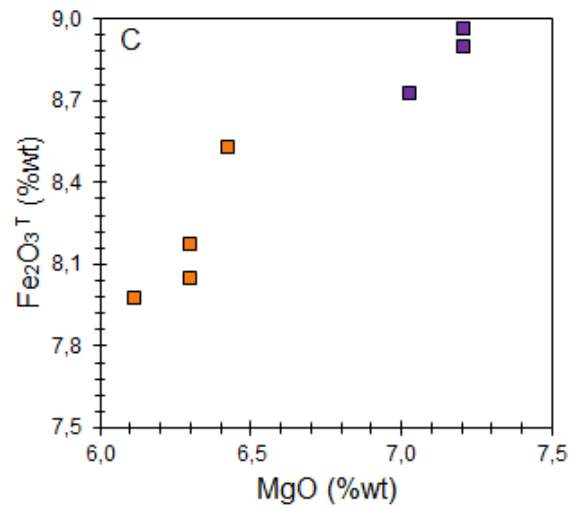
Figura 20. Diagrama de clasificación K₂O vs SiO₂ (Le Maitre et al., 1989) en las rocas de los CEMLI. Las líneas azules corresponden a la división entre las series toleítica con bajo K, calcoalcalina con medio K y alto K (Le Maitre et al., 1989).

Los diagramas de variación de elementos mayores fueron realizados respecto al MgO, debido al poco cambio en los valores de SiO₂ de las rocas de los CEMLI. Este análisis se realiza distinguiendo los materiales expulsados por el cono 1 y por el cono 2, debido a que los valores de concentración entre escoria y lavas del cono 1 son muy parecidos, en adelante se consideran como una sola unidad.

Los materiales correspondientes al cono 1 presentan rangos más altos de MgO (7.03 – 7.21 %wt) que los del cono 2 (6.12 – 6.43 %wt), lo que implica miembros más primitivos para el cono 1 y, por lo tanto, relativamente más diferenciados para el cono 2 (Figura 21).

En este tipo de diagramas se puede observar que los materiales de los conos 1 y 2 tienen una tendencia lineal entre ellos, exhibiendo mayores contenidos de uno de los conos con respecto al otro. Los materiales del cono 1 tienen un enriquecimiento en elementos como Fe₂O₃^{total}, CaO, MnO y Cr₂O₃ (Figura 21.C, D, I y J), un empobrecimiento de SiO₂, Na₂O, K₂O y P₂O₅ (Figura 21.A, E, F, H) y similar contenido de TiO₂ en comparación a los del cono 2 (Figura 21.G). Un caso particular es el Al₂O₃ que no muestra un enriquecimiento de un material respecto a otro (Figura 21.B). Lo anterior confirma la composición más primitiva de los materiales del cono 1 y relativamente más evolucionada de los del cono 2.





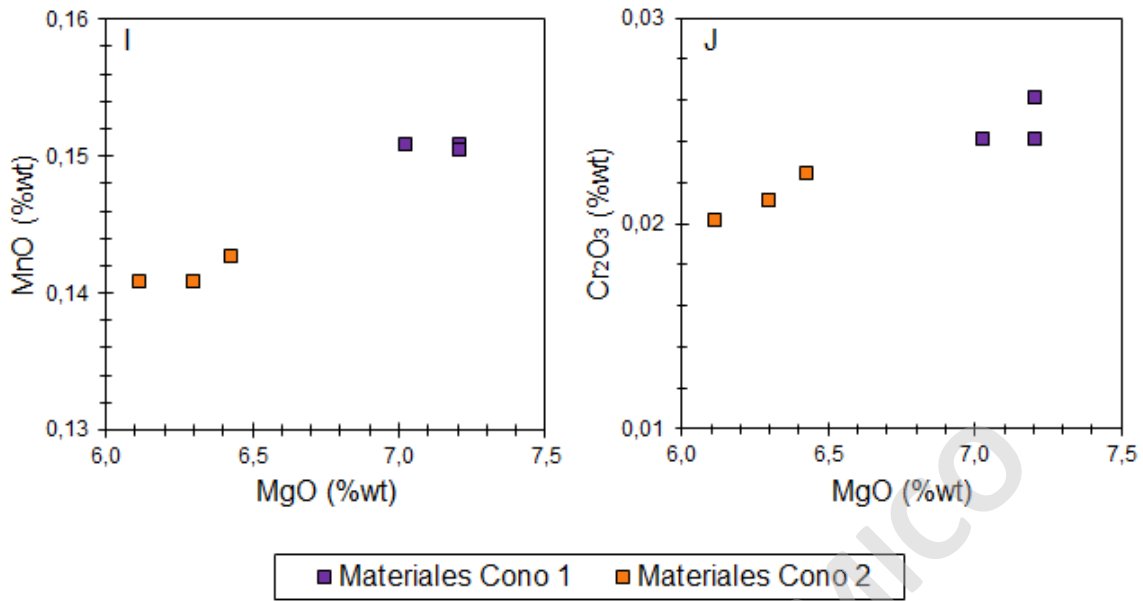
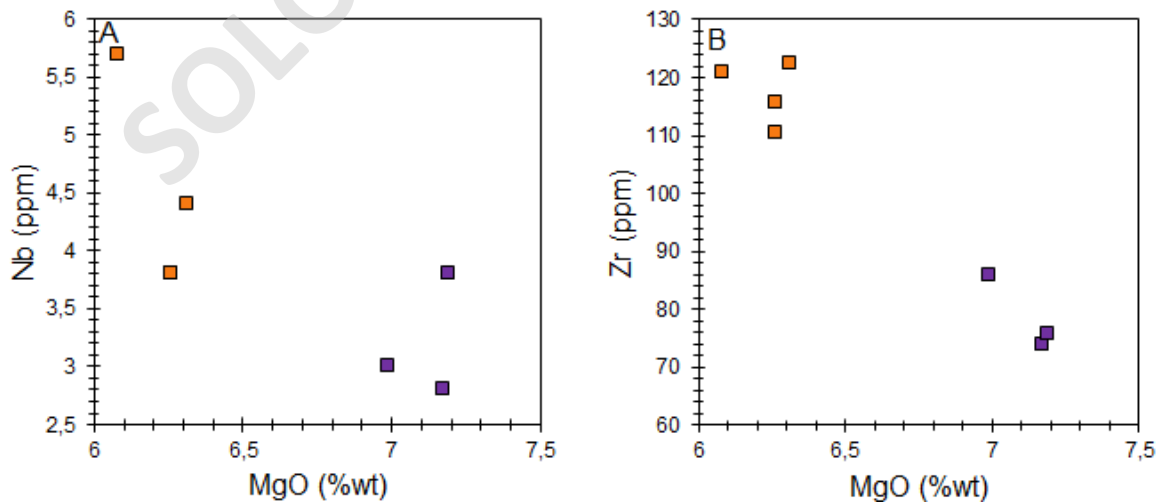


Figura 21. Diagramas de variación de elementos mayores respecto al MgO para las rocas de los CEMLI.

4.3.2 Elementos Trazas

Los diagramas de variación de elementos trazas fueron construidos, al igual que los anteriores, con respecto al MgO. Los diagramas de “HFSE” (High Field Strength Elements), en general expresan una tendencia negativa con respecto al MgO (Figura 22). Los materiales del cono 2 muestran un enriquecimiento en HFSE con respecto a los del cono 1, de hecho, en elementos como Zr, Hf, Y, La e Yb los contenidos son muy superiores a los del cono 1 (Figura 22.B, C y D), mientras que en el Nb los valores son solo levemente mayores (Figura 22.A).



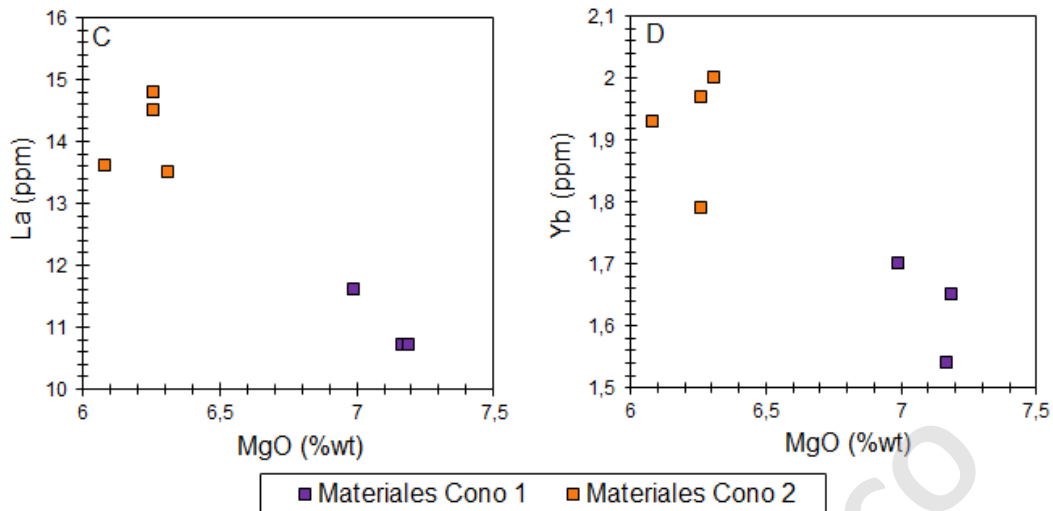


Figura 22. Diagramas de variación de elementos HFS o “High Field Strength”: A. Nb (Th y Ta), B. Zr (Hf y Y), C. La y D. Yb respecto al MgO para las rocas de los CEMLI. Los paréntesis indican los elementos con similar comportamiento geoquímico.

Los diagramas de “LILE” (Large Ion Lithophile Elements), en general exhiben una tendencia negativa con respecto al MgO (Figura 23). Los materiales del cono 2 expresan un enriquecimiento en LILE con respecto a los del cono 1, mostrando que en elementos como el Cs, Ba, Rb y Pb los valores de los materiales del cono 2 son muy superiores (Figura 23.A), mientras que en el Sr solo levemente superiores los del cono 1. En este último elemento, no se observa una tendencia lineal entre los materiales de los conos como ocurre en los demás LILE (Figura 23.B).

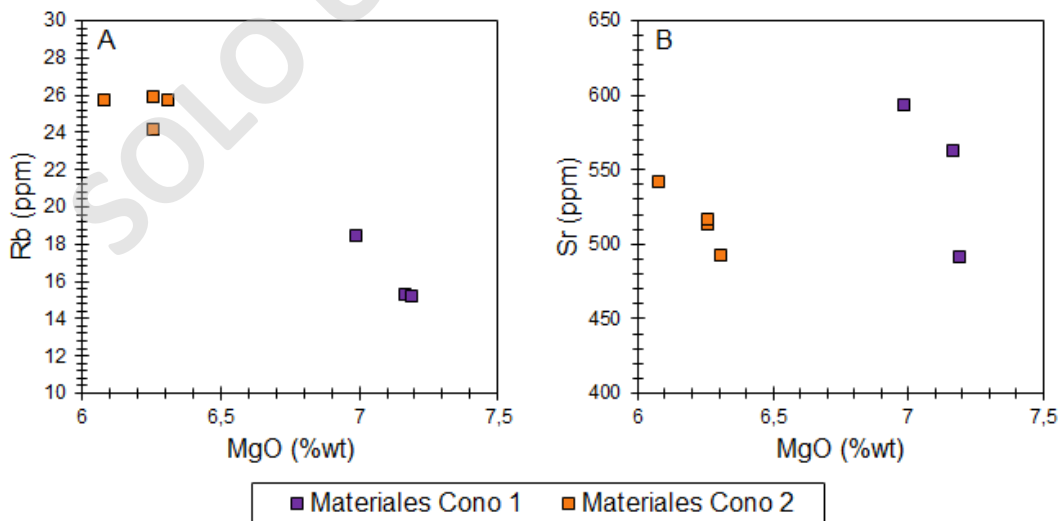


Figura 23. Diagramas de variación de elementos LIL o “Large Ion Lithophile Elements”: A. Rb (Ba y Cs) y B. Sr respecto al MgO para las rocas de los CEMLI. Los paréntesis indican los elementos con similar comportamiento geoquímico.

Los diagramas de elementos de transición versus MgO exhiben en elementos como Ni, Co, Cr, Sc y V una tendencia positiva, mostrando un enriquecimiento en los materiales del cono 1 respecto a los del cono 2 (Figura 24.A). Sin embargo, el Ga no presenta un patrón preferente, mostrando contenidos similares entre los materiales de los conos (Figura 24.B).

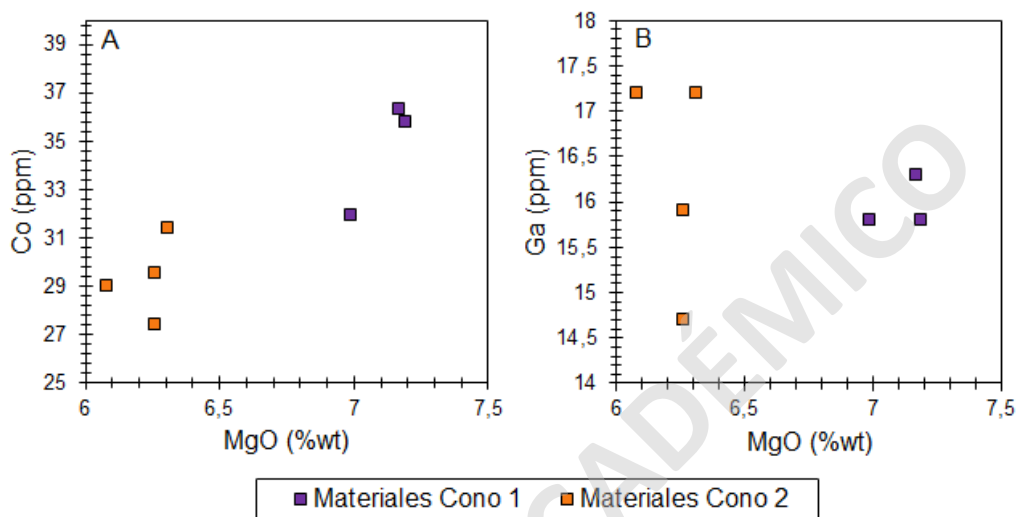


Figura 24. Diagramas de variación de elementos de transición: A. Ni (Co, V, Sc y Cr) y B. Ga respecto al MgO para las rocas de los CEMLI. Los paréntesis indican los elementos con similar comportamiento geoquímico.

4.3.3 Tierras Raras

Los diagramas de tierras raras (REE) normalizados a condrito (McDonough y Sun, 1995) muestran una tendencia similar para los materiales de cada cono, exhibiendo mayores concentraciones en LREE que de HREE (Figura 25). A pesar de lo anterior, los materiales del cono 1 presentan una menor pendiente de REE que el cono 2, situación que se evidencia en la razón La/Yb que va desde 6.48 a 6.95 con un promedio de 6.75 en el cono 1 y en un rango de 6.75 a 8.1 con un promedio de 7.35 en el cono 2. Al igual que los demás diagramas, el de REE (Figura 25) demuestra el carácter más primitivo de los materiales del cono 1 y relativamente más diferenciados de los del cono 2.

Los materiales del cono 1 en el diagrama de REE, exhiben anomalías positivas en Nd y levemente positivas en Ho, mientras que no presentan anomalías en Eu. Por otro lado, los materiales del cono 2 presenta anomalías positivas en Nd y levemente negativas en Eu (Figura 25).

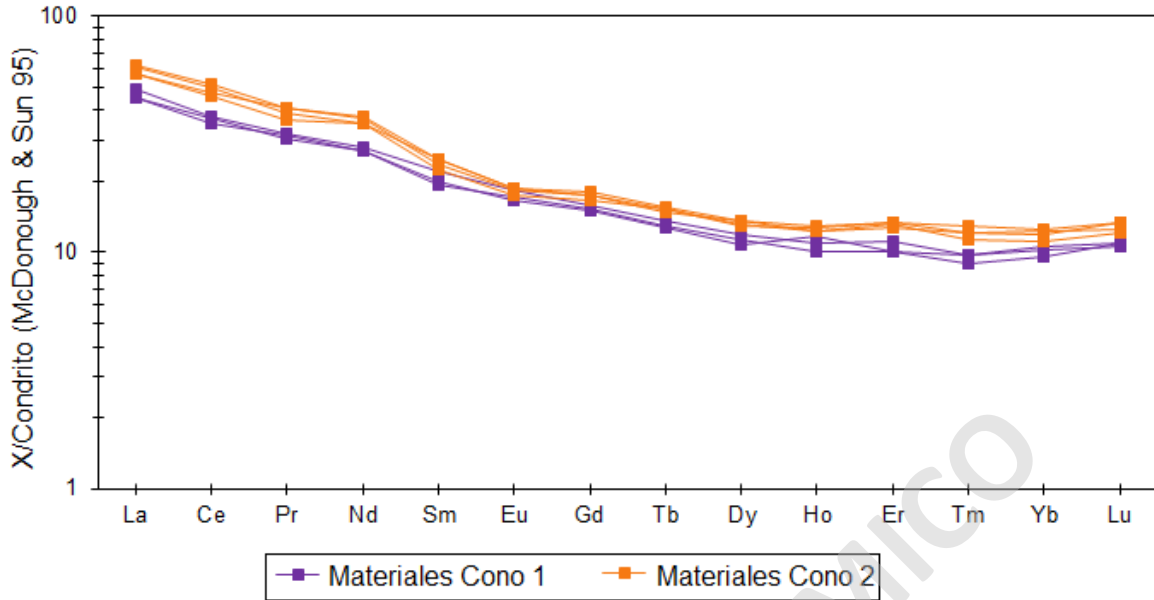


Figura 25. Diagrama de REE normalizado a condrito (McDonough y Sun, 1995) para las rocas de los CEMLI.

Los diagramas de razones de REE con respecto a la pendiente La/Yb (Figura 26), exhiben que los materiales del cono 1 tienen una menor pendiente entre LREE y MREE (La/Sm, valor promedio 3.65) que los del cono 2 (valor promedio, Figura 26.A) y una pendiente sutilmente mayor entre MREE y HREE (Sm/Yb; valor promedio 11.32) que los del cono 2 (valor promedio 11.12, Figura 26.B). Lo que podría sugerir distintos grados de fusión parcial.

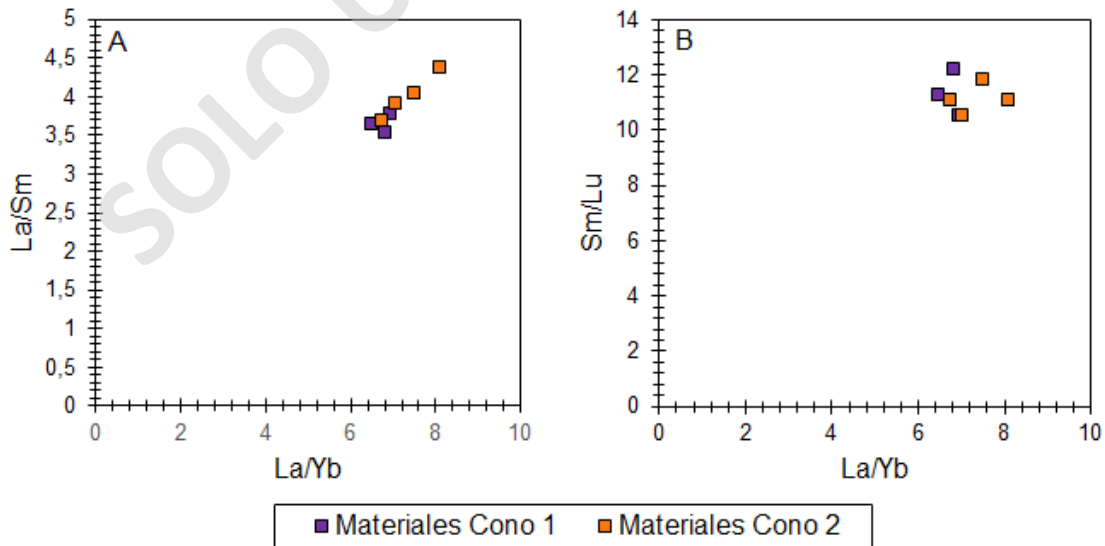


Figura 26. Diagramas de variación de razones de REE: A. La/Sm y B. Sm/Lu con respecto a la pendiente La/Yb para las rocas de los CEMLI.

4.3.4 Multielementos

Los diagramas de multielementos normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) exhiben una tendencia típica de magmatismo de arco, mostrando valores negativos en Nb, Ta y Ti, y positivos en Sr (Figura 27).

Se exhiben pendientes similares entre los materiales de los distintos conos, sin embargo, los materiales del cono 1 presentan concentraciones menores en todos los elementos respecto a los del cono 2 (Figura 27).

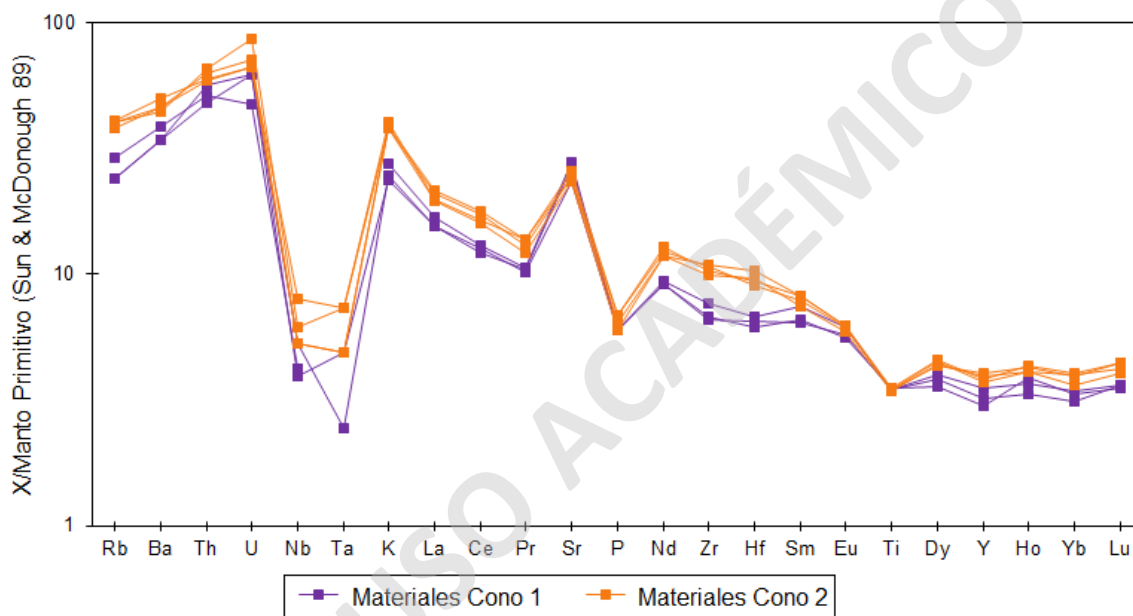


Figura 27. Diagrama de multielementos normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para las rocas de los conos 1 y 2.

Como se mencionó con respecto al diagrama de REE, las rocas de los conos 1 y 2 exhiben una clara tendencia de enriquecimiento de LREE/HREE (Figura 25) y comparándola con elementos LILE o HFSE, se muestran algunas altas concentraciones con respecto a estas agrupaciones de elementos (Figura 28). En general, el diagrama de multielementos muestra una clara tendencia de enriquecimiento en LILE con respecto a las LREE, un empobrecimiento de HFSE con respecto a las LREE y un enriquecimiento de LILE respecto a HFSE (Figura 28). Mientras que los diagramas de variación de pendientes exhiben que los materiales del cono 2 tienen un enriquecimiento de LILE con respecto a LREE (K/La,

valor promedio 690.10) en comparación a los del cono 1 (valor promedio 572.98; Figura 28.A). En los diagramas de HFSE versus LREE y LILE versus HFSE (Figura 28.A y B) se puede observar que en general las muestras de los conos se encuentran superpuestas. Sin embargo, analizando los valores promedio entre las muestras de cada cono, también ocurre un enriquecimiento en estas razones de los materiales del cono 2. Entonces, considerando la razón de Nb/La, los materiales del cono 2 exhiben un valor promedio de 0.32 y los del cono 1 de 0.29 (Figura 28.B), mientras que en la razón K/Nb, muestra valores promedio de 2250.05 para los materiales del cono 2 y 2006.12 para los del cono 1 (Figura 28.C).

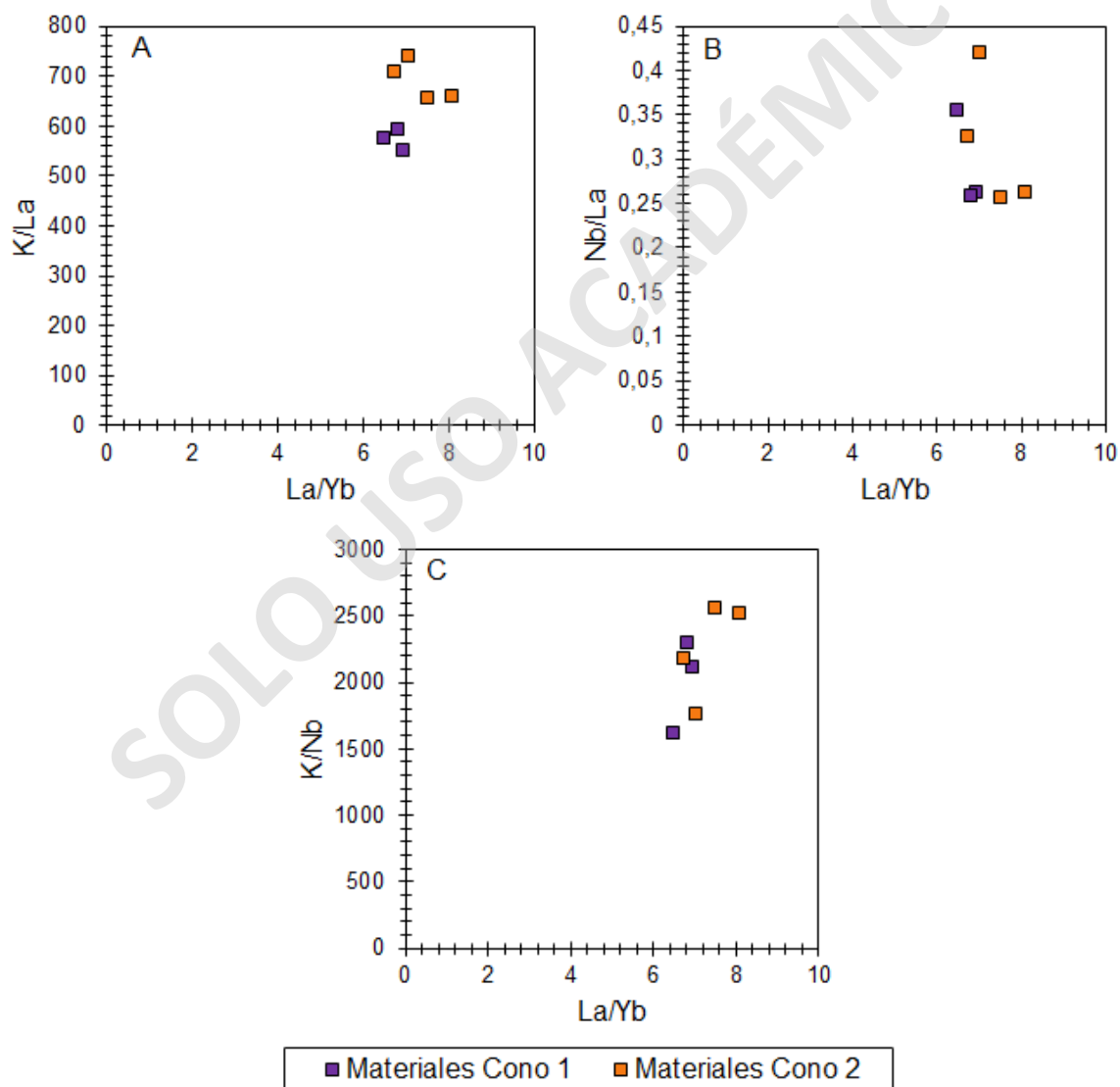


Figura 28. Diagramas de variación de pendiente de elementos A. LIL/LREE (K/La), B. HFS/LREE (Nb/La) y C. LIL/HFS (K/Nb) con respecto a LREE/HREE (La/Yb) para las rocas de los CEMLI.

4.4 Depósitos de otros volcanes

Como se mencionó anteriormente, los materiales de los CEMLI están cubiertos por depósitos piroclásticos provenientes de algunos complejos volcánicos de la zona (Figuras 13 y 29). El conocer de donde provienen y a que evento eruptivo corresponden ayuda a acotar la edad en que pudo ocurrir la erupción de los CEMLI.

En este contexto, se obtuvieron 6 muestras nominadas LLZ-01, LLZ-02, LLZ-03, LLZ-04, LLZ-06 y LLZ-07 (Tabla 2). Las descripciones realizadas de cada unidad se pueden encontrar en los Anexos B y Anexos C, además en las Figuras 13 y 29 se observan los depósitos a los que corresponde cada muestra.

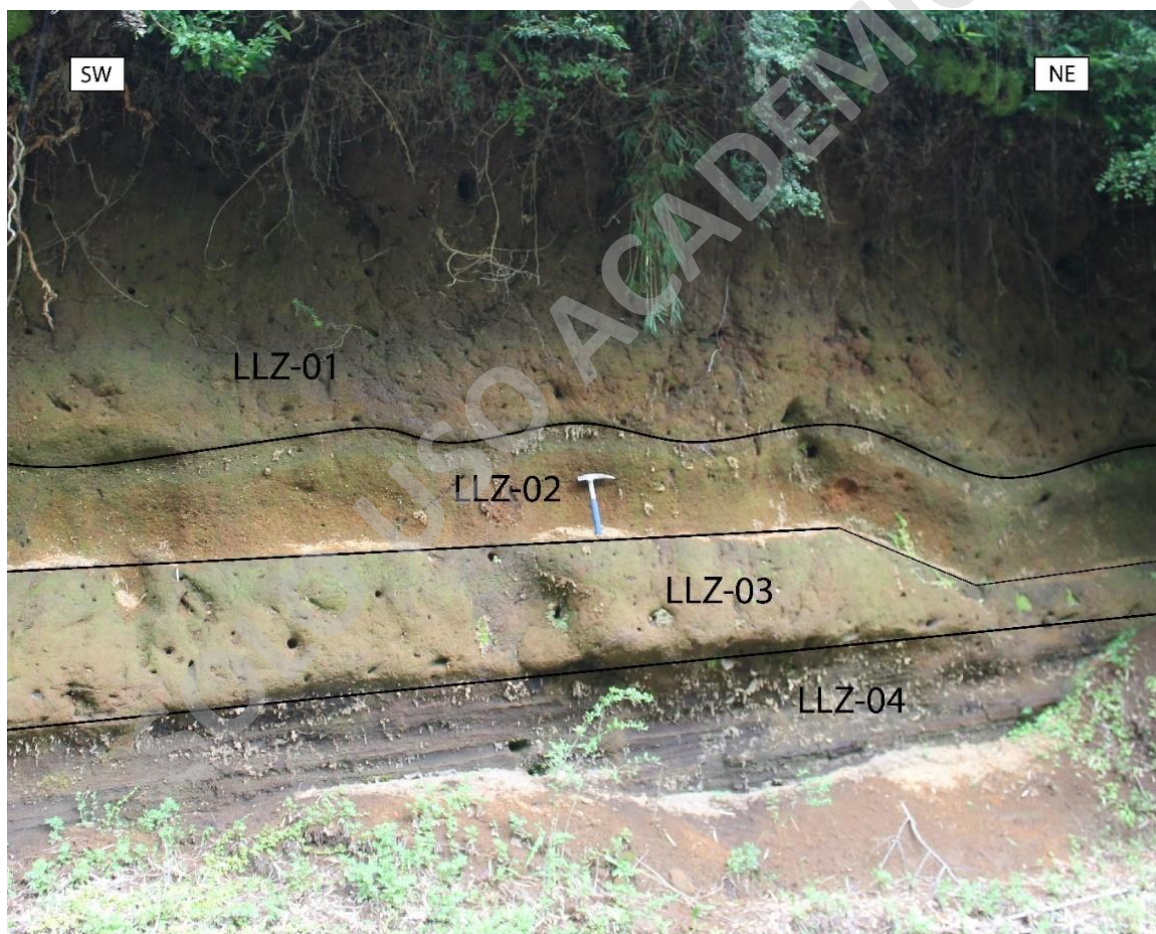


Figura 29. Fotografía de depósitos de algunos centros eruptivos mayores que sobreyacen a los materiales de los CEMLI.

Mediante la descripción de los depósitos a nivel de afloramiento, microscopio binocular y óptico (Anexos B y C), se realizaron correlaciones entre ellos (Figura 30) y se designaron nombres temporales. Sus descripciones son:

Depósito de oleada piroclástica (LLZ-04 y LLZ-07; Figura 30): Depósito con estructuras de laminación paralela y en algunos sectores cruzada, bien seleccionado y matriz soportado. Subyace al depósito de flujo piroclástico I. Los fragmentos van desde tamaño lapilli medio-grueso y la matriz de tamaño lapilli fino. Está compuesto por fragmentos de pómez que representan entre el 40 y 70% del depósito y pómez oscuras entre el 30 y 60%, ambas con cristales de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, óxidos de Fe-Ti, vidrio y restos de vegetación carbonizada. Mediante un análisis petrográfico se observaron texturas importantes relacionadas a la formación de cristales en el magma, estas son las texturas porfírica y glomeroporfírica y también algunas de desequilibrio como sieve, zonación y bordes de reabsorción, además de la textura vesicular formada durante la expulsión de estos materiales del volcán (muestra LLZ-04 en Figura 29 y LLZ-07 en Figura 13).

Depósito de flujo piroclástico I (LLZ-03; Figura 30): Depósito macizo de tonalidad gris-rojiza con mala selección y clasto soportado. Sobreyace al depósito de oleada piroclástica y subyace al de caída piroclástica. Los fragmentos van desde tamaño lapilli medio – bomba con matriz de tamaño ceniza fina – lapilli fino. Está compuesto por fragmentos de pómez juveniles que no sobrepasan el 85% con cristales de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y vidrio, además de líticos que corresponden al 15% de la roca y son principalmente fragmentos de lava de composición basáltica. Mediante un análisis petrográfico se observaron las texturas porfírica, vitrofírica y de desequilibrio como sieve, zonación y bordes de reabsorción formadas durante el proceso de ascenso del magma. También existen texturas relacionadas con el proceso de expulsión magmática como la textura vesicular (muestra LLZ-03 en Figura 29).

Depósito de caída piroclástica (LLZ-02 y LLZ-06; Figura 30): Depósito macizo de tonalidad rojiza con mala selección y matriz soportado. Sobreyace al depósito de flujo piroclástico I y subyace al depósito de flujo piroclástico II. Los fragmentos van

desde tamaño lapilli fino – medio y matriz de ceniza fina – gruesa. Está compuesto por fragmentos de pómez juveniles que corresponden al 98% del depósito con cristales de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, vidrio y restos de vegetación, además de líticos que no sobrepasan el 2%. Mediante un análisis petrográfico se observaron texturas porfírica, glomeroporfírica y de desequilibrio como sieve, zonación y bordes de reabsorción que muestran procesos ocurridos durante el ascenso magmático. Adicionalmente, se observa la textura vesicular relacionada con procesos de expulsión del magma (muestra LLZ-02 en Figura 29 y LLZ-06 en Figura 13).

Depósito de flujo piroclástico II (LLZ-01; Figura 30): Depósito macizo de tonalidad gris-rojiza con mala selección y clasto soportado. Sobreyace al depósito de caída piroclástica y en él se ha formado la vegetación actual en el sector. Los fragmentos van desde tamaño lapilli medio – bloques y la matriz de ceniza fina – lapilli fino. Está compuesto por pómez juveniles que corresponden al 95% de la roca con cristales de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, vidrio y restos de vegetación, además de líticos que no sobrepasan el 2%. Mediante un análisis petrográfico se observaron las texturas porfírica, vitrofírica y de desequilibrio como zonación y bordes de reabsorción, que probablemente fueron formadas durante el proceso de ascenso magmático. Además, se observa la textura vesicular generada en el proceso de expulsión del material (muestra LLZ-01 en Figura 29).

Columna Río Llizán
263212E 5608629N

Columna Cono 1
263706E 5609124N

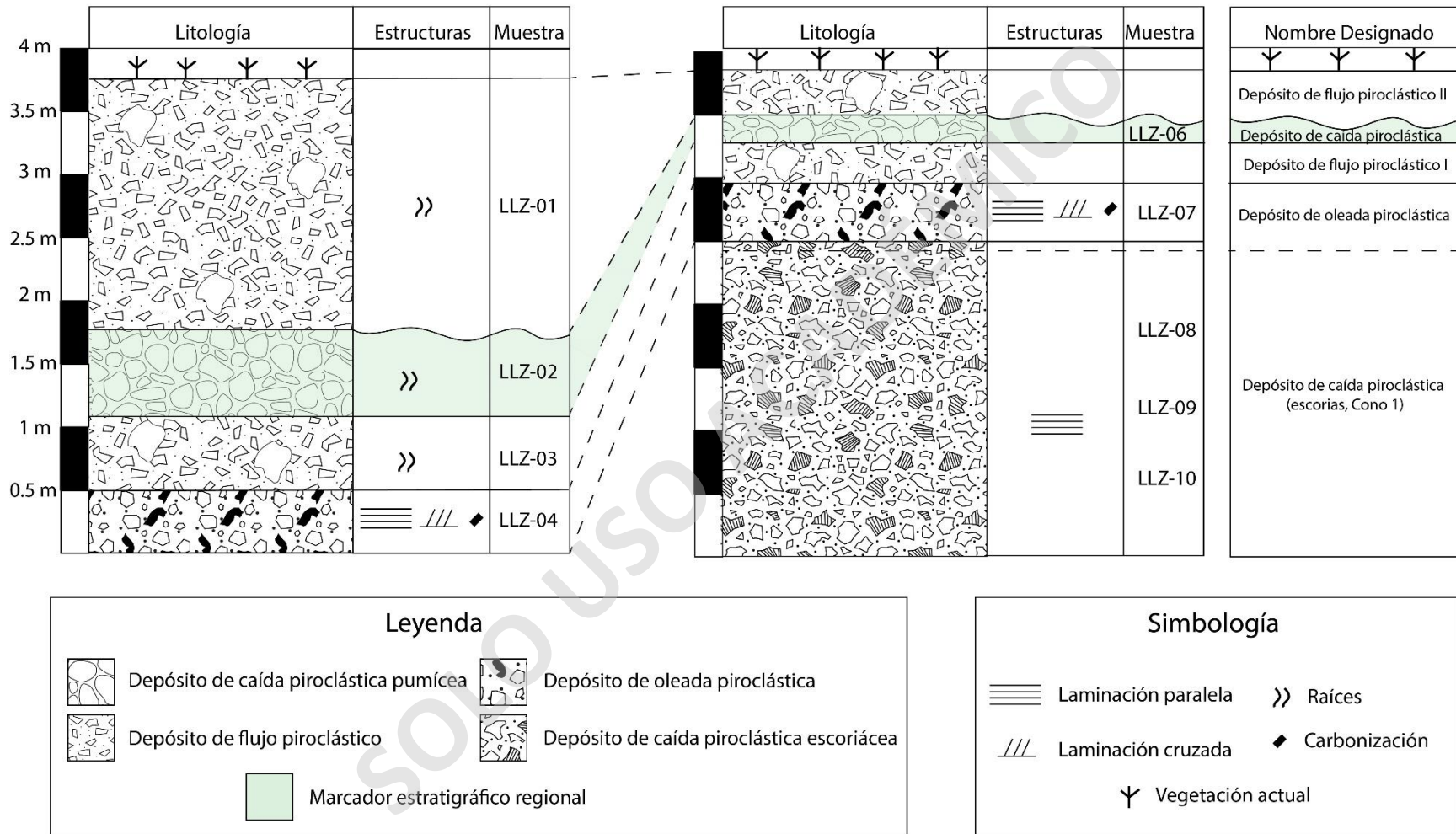


Figura 30. Columna esquemática de los depósitos de los complejos volcánicos y sus nombres designados.

CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

5.1 Morfología

Como se mencionó en el “Capítulo 2. Marco Teórico”, los conos de piroclastos son principalmente formados por mecanismos efusivos y explosivos, y es a partir de estos mecanismos, que se puede explicar la morfología de los CEMLI. La morfología del cono 1 evidencia que ambos mecanismos actuaron en conjunto, es decir, expulsó material de caída que construyó el cono y junto con este proceso, se emitió la colada de lava o también que los mecanismos actuaron en conjunto y culmine la actividad de manera explosiva, esto explicaría que su centro de emisión se encuentre bien definido o cerrado (Valentine y Gregg, 2008). Por otro lado, los conos 2 y 3 se encuentran abiertos con forma de herradura, a partir de esto se puede evidenciar un proceso de formación del cono, en el que se emitió material de caída y posteriormente la emisión de lava, lo que dejó abierto el centro de emisión.

Los tres conos de piroclastos tienen una forma levemente elongada en dirección NNW, esta situación podría explicarse como parte de sistemas de fallas regionales que siguen esta tendencia y que podrían ser el canal de ascenso de estos magmas. También se podrían elongar debido al efecto de la pendiente topográfica local. Otra situación que podría ocurrir es el movimiento preferencial del viento en esa dirección que, actuando durante la formación de los conos, podría generar la elongación de éstos. Sin embargo, esta situación es poco probable debido a que el tipo de erupción que formó estos conos generaría pequeñas columnas de material piroclástico, por lo que el viento no influiría. Es por esta razón, que es mayormente probable que sea producto de la existencia de algún sistema de falla que generaría diferencias en la topografía local y que ayudaría tanto al ascenso del magma como la formación de los conos elongados. Esta teoría se corroboraría por el estudio de Hernández-Moreno et al. (2014) en el que proponen que la traza del SFMV afloraría en las cercanías de los CEMLI (Figura 6).

5.2 Edad

Se realizan correlaciones de los depósitos detectados sobre los materiales de los CEMLI con bibliografía, en donde el producto más importante por intensidad de la erupción y volumen del material expulsado es el denominado para este trabajo “depósito piroclástico de caída”, que corresponde a un nivel pumíceo, macizo y de tonalidad rojiza, que pudo observarse en terreno en toda la región.

El depósito de caída piroclástica se correlaciona con el depósito Neltume (Echegaray et al., 1994). La correlación está principalmente basada en el tamaño de los fragmentos, tonalidades, composición, mineralogía y por las isópletas e isópacas propuestas por diversos autores. Echegaray. (2004) realiza una descripción del depósito Neltume, que corresponde a un depósito de caída con composiciones dacíticas a andesitas-basálticas que posee una distribución regional. En este documento, detallan su extensión hasta la ladera sur del CVV, depositándose en valles, quebradas, bordes de ríos y topografías elevadas. Los fragmentos van desde tamaño ceniza hasta bloque y está compuesto por un 90% de pómez juveniles y 10% de líticos. Los fragmentos pumíceos tienen tonalidades parda-amarillentas o parda-grisáceas y los líticos con coloraciones grisáceas. Además, calcula las isópletas e isópacas (Figura 31.A) y volumen del depósito (aproximadamente 2,5 km³).

Rawson et al. (2015) estudian la tefroestratigrafía del CVMCh, aquí caracterizan el volumen y dispersión del depósito Neltume, mediante la realización de columnas estratigráficas. En este documento se concluye que se trata de una erupción tipo pliniana que expulsa un total de 5.3 km³ de material en una dirección NNE, calculando isópacas que alcanzan los 10 cm en la ladera sur del volcán Llaima y aproximadamente los 50 cm en las cercanías de los CEMLI (Figura 31.B).

Trabajos como los de Moreno y Lara. (2007), Echegaray. (2004) y Echegaray et al. (1994) obtienen la edad de este depósito con el método ¹⁴C y su edad oscilaría entre los 10700 y 9700 años, correspondiendo a ésta, la edad máxima de los CEMLI.

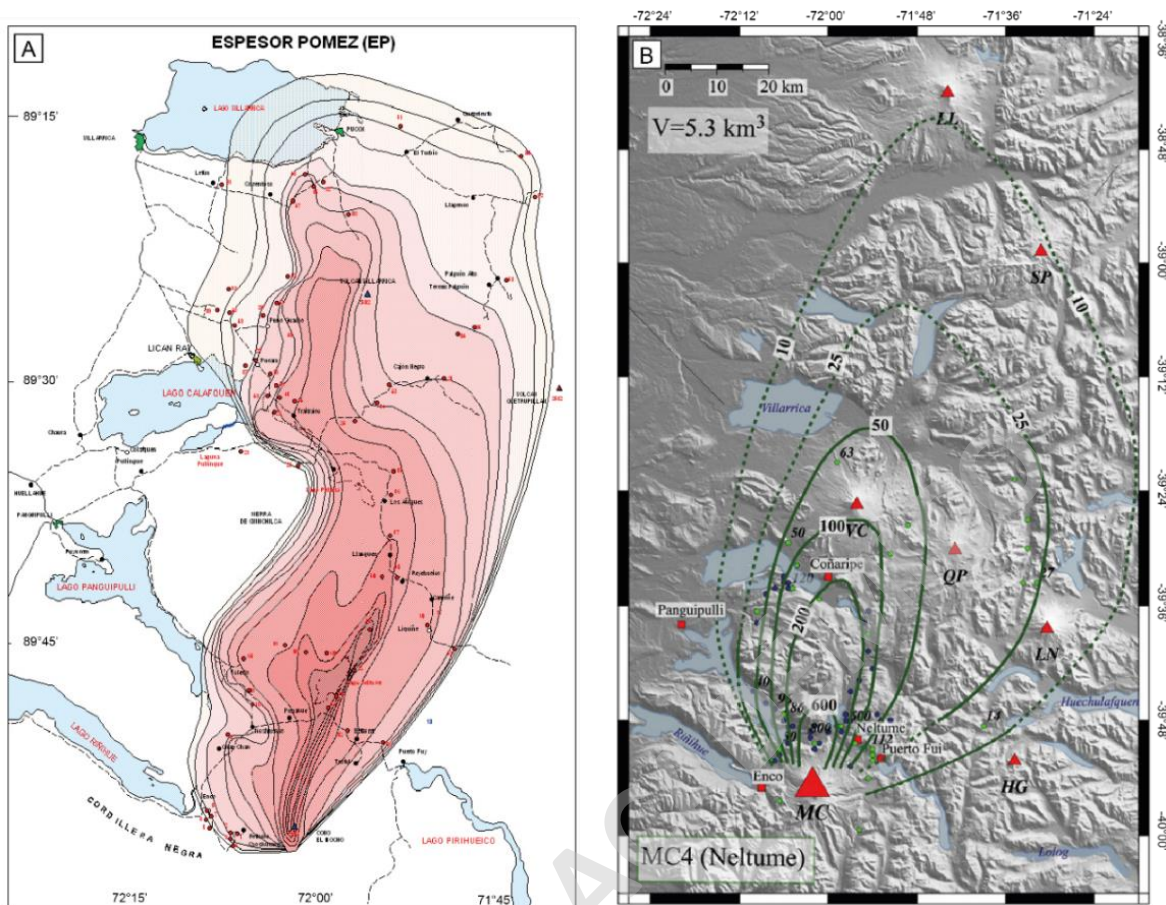


Figura 31. Isópachas de dispersión de evento Neltume. Tomado de A. Echegaray. (2004) y B. Rawson et al. (2015).

5.3 Análisis textural

En todas las muestras se observa la textura porfírica, que evidencia que hubo al menos 2 etapas de cristalización. La primera etapa, formó los fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino, a partir de una baja tasa nucleación, alta de crecimiento y baja de enfriamiento, lo que permitió que los pocos núcleos de cristales formados crezcan a una temperatura que descende paulatinamente, alcanzando tamaños de hasta 8 mm. Mientras que la segunda etapa, formó microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino a través de condiciones inversas a la primera etapa, es decir, alta tasa de nucleación, baja de crecimiento y alta de enfriamiento, con esto se formaron abundantes núcleos de cristales, los que aumentaron su tamaño a una temperatura que descendió bruscamente, por lo tanto, los cristales alcanzaron solo pequeños tamaños (no más de 0.3 mm).

La textura glomeroporfírica puede explicarse a partir de dos hipótesis. La primera es la formación de cristales en forma de cúmulos por un ahorro energético (Shelley, 1993). Otra hipótesis, y más probable en los CEMLI, consta en dos etapas: la primera etapa corresponde a la formación de cristales en forma de cúmulos por un pulso magmático inicial. La segunda etapa implica procesos más complejos, que corresponden a la llegada de un segundo pulso magmático que haya ascendido a una mayor velocidad aprovechando el mismo canal de ascenso que el pulso inicial, esto generaría la suspensión de los cúmulos y el desequilibrio de los cristales debido a la exposición de éstos a nuevas condiciones, que pueden ser más evolucionada o más primitivas (e.g. Brahm et al., 2018).

La textura sieve se observó en la mayoría de las muestras, reconociéndola en determinados fenocristales de plagioclasa. Esta textura se genera por el desequilibrio de las plagioclasas con el fundido magmático, que podría ocasionarse por un cambio abrupto en la presión, modificando las condiciones magmáticas desde muy profundas a someras, o también, por un cambio en la composición del fundido a partir de otro gran cuerpo de magma que lo sobrecaliente o por mezcla magmática (Shelley, 1993). Como esta textura está presente solo en algunos fenocristales de plagioclasa, se definieron dos etapas de formación de éstos. La primera etapa en que los fenocristales de plagioclasas sufrieron cambios en las condiciones de equilibrio y, por tanto, procesos de re-equilibrio con el fundido y una segunda etapa en que se formaron nuevos fenocristales de plagioclasa posterior a este re-equilibrio. Lo anterior queda evidenciado también a partir de otras texturas de desequilibrio, tales como texturas coroníticas, bordes de reabsorción en olivinos y clinopiroxenos, además de zonación en plagioclasas y clinopiroxenos, que afectan distintivamente a los fenocristales, pudiendo clasificarlos en dos familias: fenocristales con texturas de desequilibrio en cristales: (1) anhedrales y (2) subhedrales (excluyendo texturas sieve); lo que evidencia a lo menos dos procesos de re-equilibrio que sufrieron los fenocristales durante su evolución y ascenso.

La textura traquítica en algunos sectores de la colada de lava 2, estaría indicando la heterogeneidad típica de las coladas de lava tipo Aa. Esto sugiere que esta

textura típicamente se formaría en el núcleo de la colada de lava, sectores que se caracterizan por más densos (lo suficiente como para orientar las plagioclasas). Es por esta razón, que la muestra estaría exhibiendo el proceso de autobrechización, típico de coladas de lava tipo Aa, que se caracteriza por su movimiento rotacional tipo “caterpillar” u “oruga” que genera la exposición del núcleo más caliente en la superficie, formando clastos de igual geoquímica y petrografía (Harris y Rowland, 2015), pero distintas texturas microscópicas, como es este caso.

La textura intersertal también está presente en la mayoría de las muestras. Corresponde a huecos entre cristales de plagioclasa no orientados que son rellenados por vidrio en la masa fundamental (Shelley, 1993). Esta textura se relaciona a una última etapa de formación, esto principalmente porque en conjunto a la generación de los microlitos de plagioclasa, ocurriría la expulsión de magma y su rápido enfriamiento en los intersticios entre los cristales.

La textura vesicular que presentan tanto lavas como escorias, pero en distintos porcentajes, indica el escape de volátiles producto de la descompresión, exsolución e interacción entre los productos y la atmósfera. Es este caso, los porcentajes de vesículas de las muestras de colada de lava dependerán del sector donde se extrajo la muestra, teniendo menor porcentaje las muestras obtenidas del núcleo y mayor porcentaje las extraídas de la superficie de la colada de lava, mientras que las escorias poseen un mayor porcentaje de las coladas de lava.

5.4 Modelo de cristalización fraccionada

En los diagramas de variación de elementos mayores se pueden observar algunas tendencias positivas, negativas u horizontales que ayudan a dilucidar algunas fases de cristalización en el sistema. Existe una tendencia positiva en elementos como el $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{total}}$, CaO, MnO, y Cr_2O_3 ; negativa en SiO_2 , Na₂O, K₂O y P₂O₅; horizontal en TiO₂ y una falta de tendencia en el Al₂O₃ con respecto al MgO (Figura 21). En general, estas tendencias sugieren la cristalización fraccionada o acumulación de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y óxidos de Fe-Ti, que corresponden a minerales encontrados en el análisis petrográfico.

Se realizaron modelos de cristalización fraccionada en el software COMAGMAT 3.73 (Ariskin et al., 1993) con el fin de evaluar la eventual participación de cristalización fraccionada como explicación de la signatura. Como el modelo se realiza a partir de una muestra, inicialmente se debe conocer si los magmas son cogenéticos, es decir, que los magmas primitivos sean geoquímicamente similares, esto para que así el modelo considere a ambos en las tendencias de formación y sea lo mayormente representativo. Para esto se utiliza el diagrama de Nb versus Zr (Figura 32), debido a que ambos son elementos muy incompatibles y que se fraccionan a tasas similares. La tendencia lineal positiva entre las muestras de los CEMLI indica que estos serían magmas cogenéticos (Figura 32).

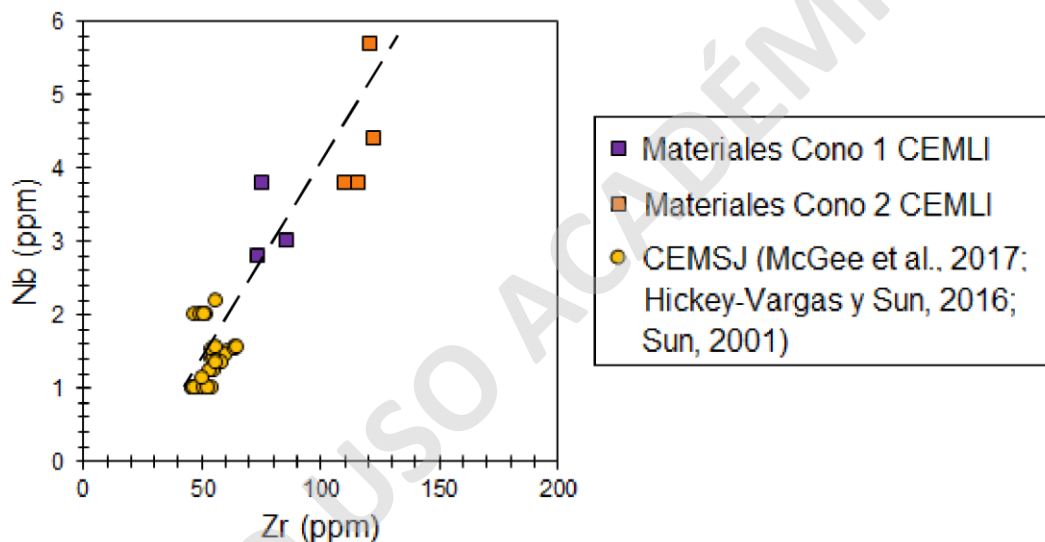


Figura 32. Diagrama de variación de Nb versus Zr para las rocas de los CEMLI y CEMSJ.

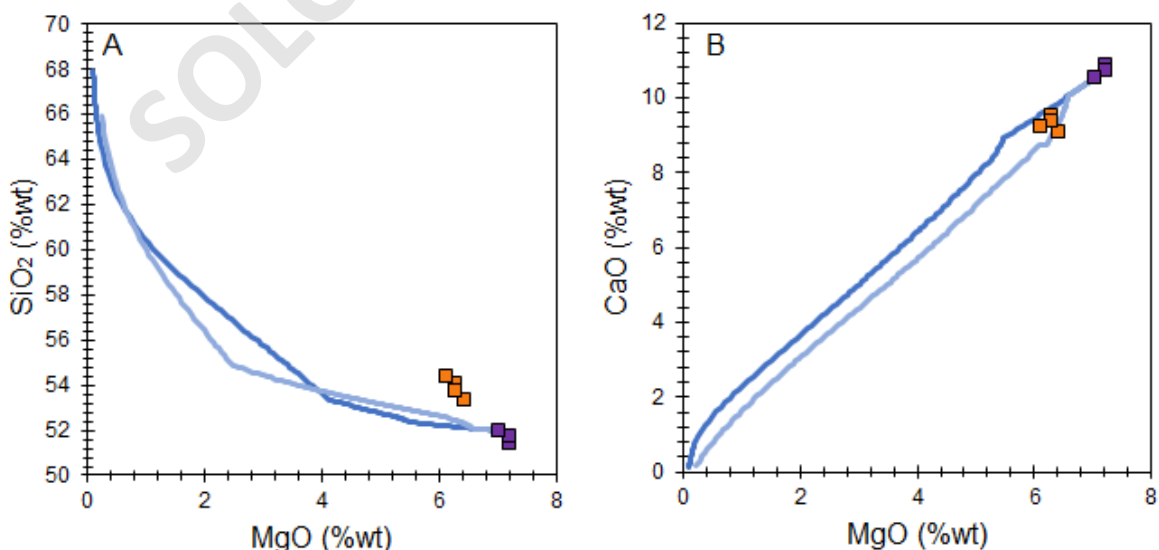
Conociendo que los magmas son cogenéticos, se debe definir qué cono, material y muestra específica se utilizará como magma inicial para realizar el modelo. Basado en el mayor contenido de MgO y menor de SiO₂, se seleccionó un magma parental con composición equivalente al material del cono 1. Esto ayuda a dilucidar si solo están involucrados procesos de cristalización fraccionada en la diferenciación de los magmas del cono 2.

Dentro de las rocas provenientes del cono 1 se seleccionaron las lavas como representativas del magma parental, debido a que las muestras del cono 2 solo corresponden a lavas y, en comparación con el material piroclástico escoriáceo,

estas habrían sido menos sometidas al transporte de volátiles. Finalmente, la muestra seleccionada corresponde a LLZ-12, debido a su menor grado de alteración y meteorización.

Para las condiciones de entrada del modelo se consideraron presiones de entre 4 y 8 kbar que corresponden a las calculadas por Paredes (2019), Buffer de oxígeno QFM (Myers y Eugster, 1983), una composición del fundido después de una cristalización del 80% (mayor porcentaje al que se ajustó el modelo) con 0.5% de incremento para cada iteración y contenidos de H₂O entre 1 y 3.3 %wt calculados por Brahm et al. (2018) para el CVQ. A pesar de realizarse diagramas con los contenidos extremos de H₂O, el que se ajusta mejor en todos los gráficos a las muestras de los materiales del cono 2 es la curva de los 3.3 %wt H₂O.

Se plotearon los materiales de los CEMLI y los modelos de cristalización fraccionada con distintos contenidos de agua en diagramas de elementos mayores, siendo la curva con 3.3 %wt de H₂O la que mejor se ajusta a los datos. En general, los diagramas exhiben que los magmas del cono 2 se aproximan bastante a las curvas de los modelos en elementos con mayor afinidad con el manto (Figura 33.B, C y D), mientras que no en elementos corticales (Figura 33.A). Esto corroboraría que la formación de los magmas del cono 2 podrían explicarse no solo por la cristalización fraccionada, sino que, por otro proceso de diferenciación ocurrido durante el ascenso.



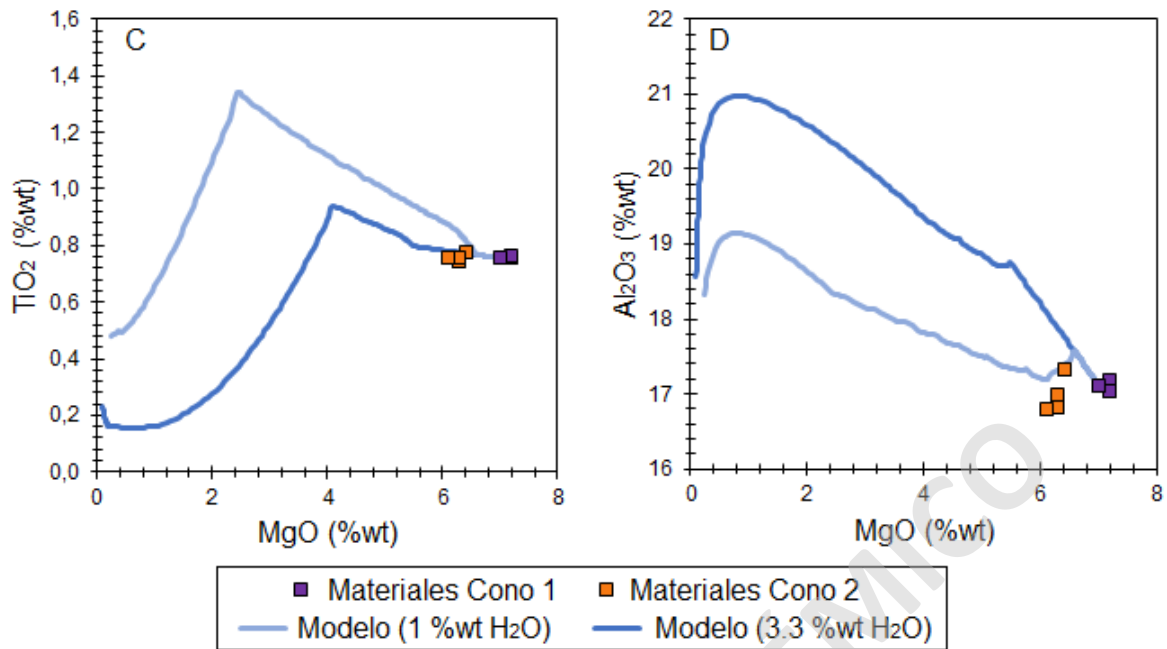


Figura 33. Diagramas representativos del modelo de cristalización fraccionada para las rocas de los CEMLI en COMAGMAT 3.73 y sus materiales.

En los modelos de cristalización fraccionada se exhiben puntos de inflexión en algunos elementos que evidencian cristalización de algunas fases minerales y que concuerdan con la mineralogía de los CEMLI. Algunos son muy leves, mientras que otros son claramente visibles. Es así, como en el diagrama de SiO_2 versus MgO (Figura 33.A), que es utilizado como un indicador de cristalización fraccionada de olivino, exhibe un leve punto de inflexión y que se condice con las pendientes positivas con respecto al MgO que poseen los diagramas de variación de elementos trazas como el Ni y Co que son elementos que tienden a entrar en la fórmula química del olivino (Figura 34). La pendiente positiva en el diagrama de Co versus MgO (Figura 34.B) se explica mejor considerando tanto la cristalización de olivino como de clinopiroxeno.

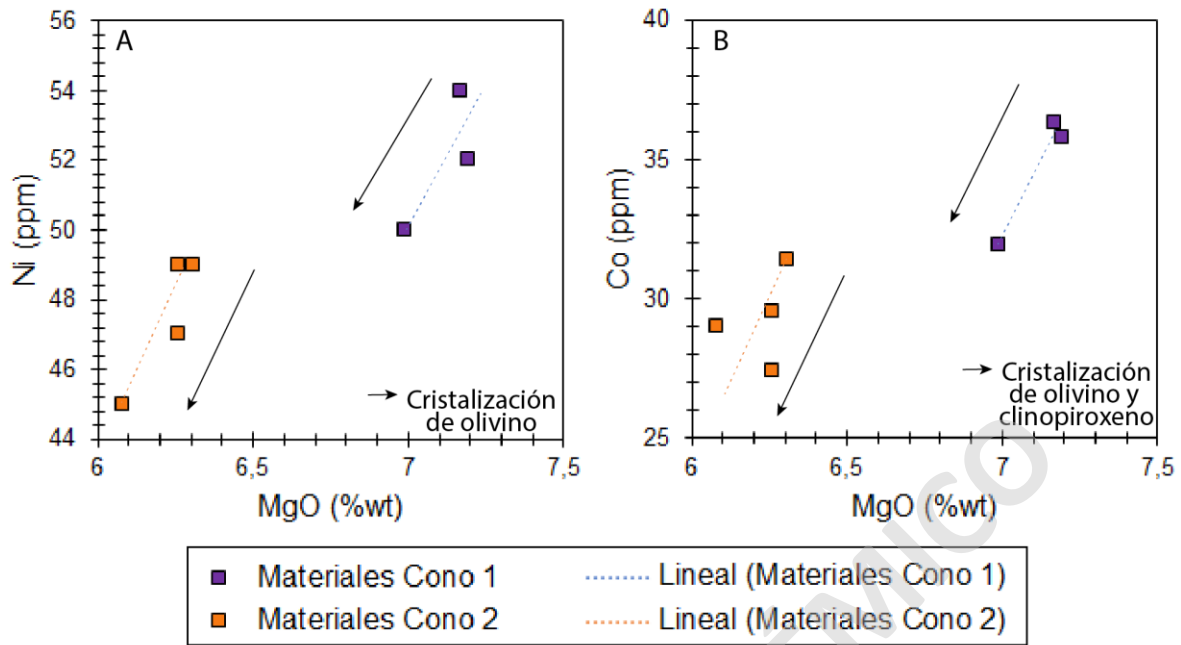


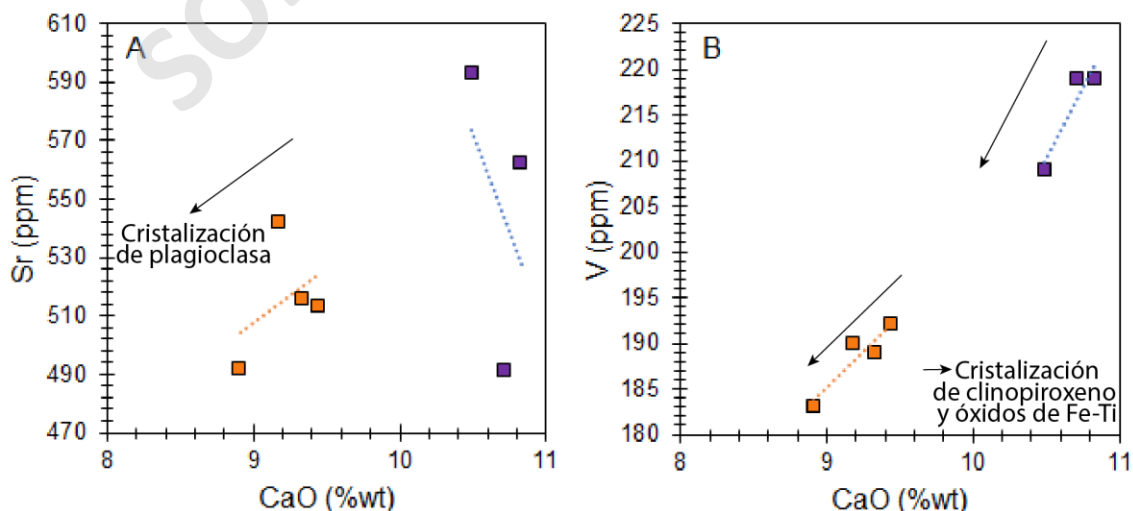
Figura 34. Diagrama de variación de Ni respecto al MgO para las rocas de los CEMLI.

La tendencia positiva del modelo de cristalización de CaO con respecto a MgO (Figura 33.B) sugiere cristalización de clinopiroxeno y/o plagioclasa. Sin embargo, se muestra un pequeño punto de inflexión en la tendencia observada que, a pesar de continuar una tendencia positiva, evidenciaría un cambio de composición con respecto al CaO (Figura 33.B). Para poder dilucidar el mineral que genera este cambio composicional, se analiza el Sr con respecto al CaO (Figura 35.A), que es un elemento que tiene un alto coeficiente de partición en la plagioclasa, debido a que reemplaza al Ca. En el diagrama de la Figura 35.A se observa una pendiente positiva en los materiales del cono 2 y negativa para los del cono 1, lo que indica que el Sr reemplaza al Ca solo en los materiales del cono 2, mientras que la tendencia negativa en los materiales del cono 1 podría explicarse por la cristalización de clinopiroxeno que genera típicamente un aumento en el Sr. Esta situación también se evidencia en el diagrama de Sr versus MgO (Figura 23.B) que no muestra una tendencia lineal negativa entre los materiales de los conos, como ocurre en los demás LILE, sino que, a pesar de tener un patrón negativo en cada cono particular, tiene valores similares de Sr para distintos valores de MgO comparando entre conos (Figura 23.B). Esto indica, que como los conos son

cogenéticos, los magmas del cono 2 comenzaron a ascender por otro conducto o en otro momento, produciendo plagioclasa con elementos como el Sr o el Eu (anomalía negativa en diagrama de REE de la Figura 25) en reemplazo del Ca. Sin embargo, esta situación no explicaría el pequeño cambio de composición del modelo, debido a que éste evidenciaría las variaciones composicionales internas del cono 1, no así las del cono 2, porque el modelo de cristalización fue realizado con muestras de los materiales del cono 1.

Otro caso que podría explicar este leve punto de inflexión (Figura 33.B), sería la cristalización de clinopiroxeno, para este caso se analizan el V y Sc respecto al CaO (Figura 35.B y C), que son elementos que tienen un alto coeficiente de partición en este mineral, reemplazando al Ca. Mientras que el reemplazo de estos elementos no ocurre en la plagioclasa. En los diagramas de variación del V y Sc, se observan pendientes positivas con respecto al Ca, es decir a medida que el magma asciende y se diferencia, se va agotando el CaO, V y Sc (Figura 35.B y C). Por lo que el reemplazo de estos elementos por el Ca explicaría este leve punto de inflexión.

El cambio de composición (punto de inflexión) en el diagrama de TiO₂ con respecto al MgO (Figura 33.C) indica la cristalización de óxidos de Fe – Ti, lo que se condice con el diagrama de variación de V versus CaO (Figura 35.B) que exhibe pendientes positivas que no solo indica cristalización de clinopiroxeno, sino también de óxidos de Fe – Ti. Estas tendencias de fraccionamiento explican las variaciones composicionales internas de cada cono, pero no la variación observada entre ellos.



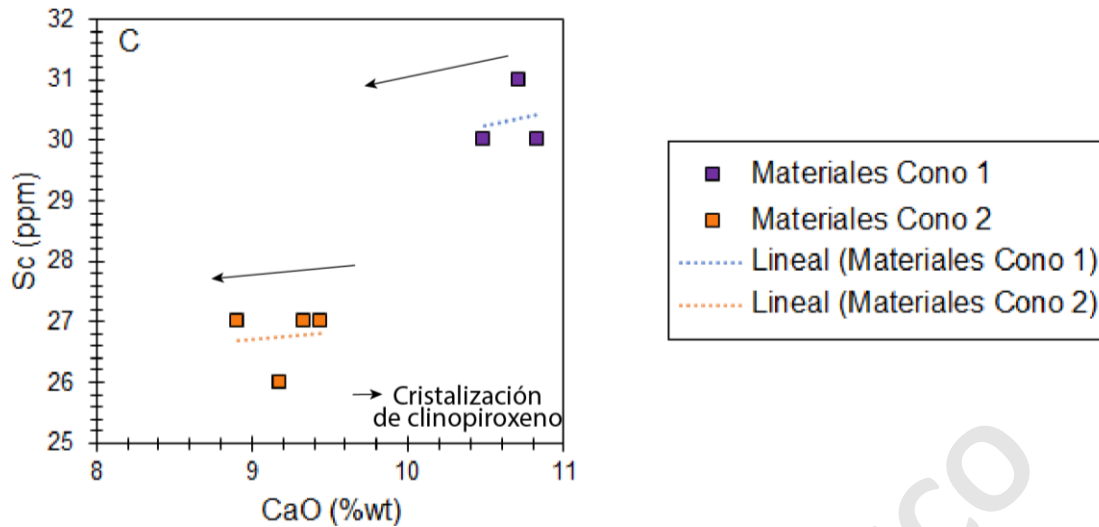


Figura 35. Diagramas de variación de A. Sr, B. V y C. Sc con respecto al CaO de los CEMLI.

Además, en los modelos de cristalización fraccionada se observa que los materiales del cono 2, a pesar de seguir la misma tendencia que la curva del modelo, tienen un pequeño desplazamiento de ella (Figura 33), lo que sugiere que la formación de estos magmas se explicaría no solo por cristalización fraccionada, sino que por otro proceso de diferenciación. A pesar de lo anterior, los modelos de cristalización se realizaron a partir de las muestras del cono 1, por lo que solo se conoce una comparación entre los productos de los CEMLI. Para conocer si en la formación de los materiales del cono 1 también están involucrados otros procesos de diferenciación, se considera el CEMSJ, que corresponde a los materiales más primitivos en la zona. En el diagrama de Nb versus Zr (Figura 32) se sugiere que los magmas de los CEMLI y CEMSJ podrían ser cogenéticos, por lo que se utiliza para realizar un modelo de cristalización fraccionada, utilizando la muestra de lava más primitiva de este CEM.

Las condiciones de entrada del modelo fueron presiones de 4 y 8 kbar, al igual que para los CEMLI, Buffer de oxígeno QFM, una composición del fundido después de una cristalización del 80% (mayor porcentaje al que se ajustó el modelo) con 0.5% de incremento para cada iteración y contenidos de H₂O entre 4 y 5 %wt calculados por Lohmar (2008) para las lavas del CVV. Se utilizan estos valores de H₂O debido a la similitud geoquímica que presenta el CEMSJ y el CVV, mostrando poca variación entre ellos.

Los diagramas de los modelos de cristalización (Figura 36) se plotearon junto con las muestras del CEMSJ, CEMLI. En ellos se exhiben que los CEMLI muestran tendencias similares que los modelos de los CEMSJ. Sin embargo, se muestran desplazados de la curva, siendo mayormente notorio en elementos corticales como SiO_2 o K_2O (Figura 36.A y B versus C y D), lo que sugiere que tanto los magmas del cono 1, como del cono 2 serían formados por otro proceso de diferenciación adicional a la cristalización fraccionada.

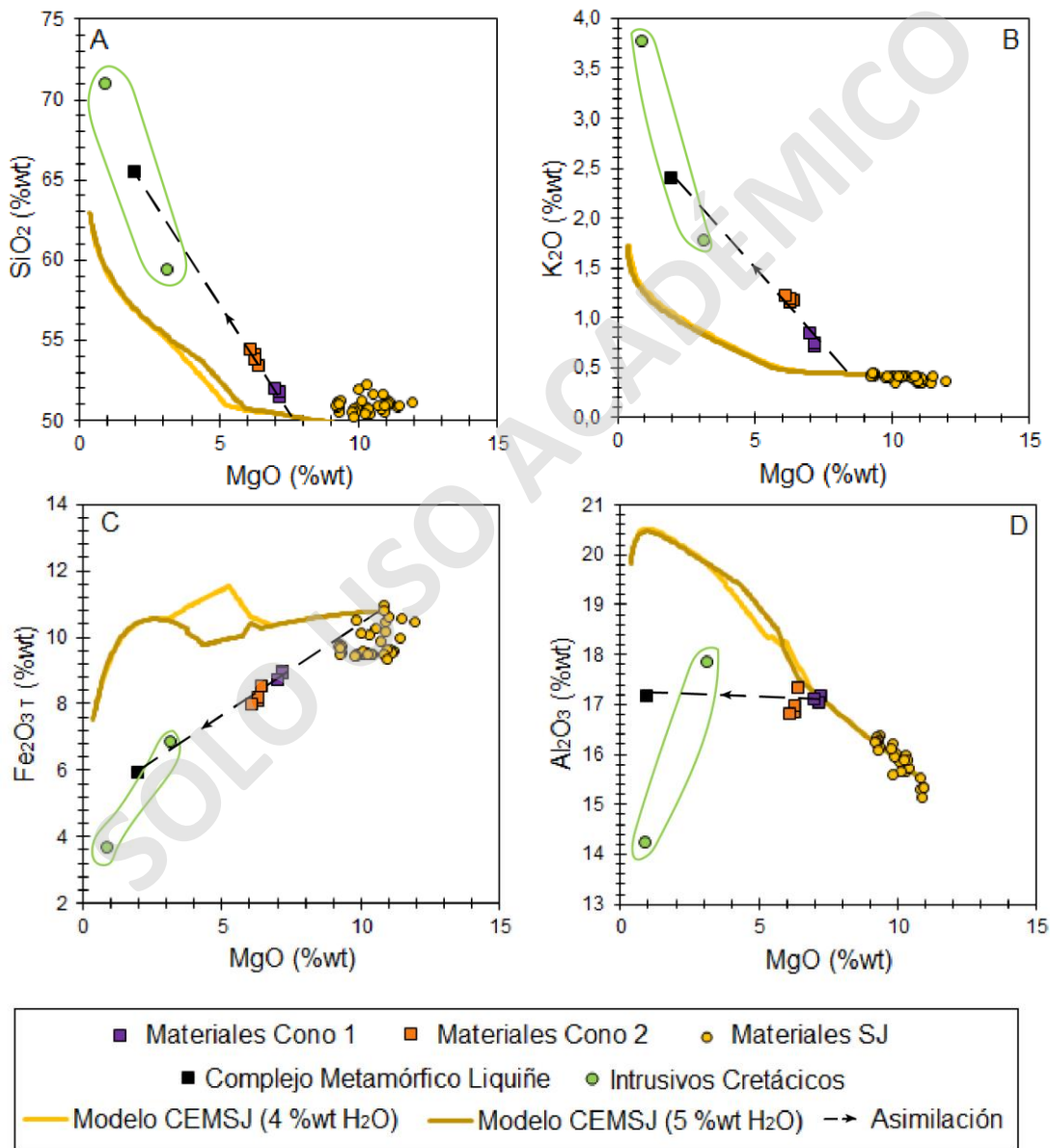


Figura 36. Diagramas de elementos mayores representativos del modelo de cristalización fraccionada para las rocas de los CEMSJ en COMAGMAT 3.73, sus materiales, de los CEMLI, potenciales contaminantes (Datos inéditos y McGee et al., 2017), recta y porcentajes de asimilación.

5.5 Asimilación

Como se mencionó en el apartado anterior, los CEMLI necesitarían otro proceso de diferenciación adicional a la cristalización fraccionada para explicar su formación. Como alternativa, se propone evaluar el efecto de procesos de asimilación cortical que puedan explicar el desacople entre los modelos de fraccionamiento y las composiciones de los CEMLI.

Los potenciales contaminantes para los magmas de los CEMLI son el CML e intrusivos Cretácicos, que corresponden al material sobre el cual se emplazan los CEMLI. Para confirmar esta teoría se utilizaron datos geoquímicos de los intrusivos Cretácicos que se extrajeron de bibliografía (xenolitos de granito y granodiorita; McGee et al., 2017) y un dato del CML obtenido para este estudio (gneiss anfibolítico de grano medio a grueso; Anexo A, C y D).

Se exponen los diagramas más representativos de variación de elementos mayores respecto al MgO (Figura 36) en los que se muestran las curvas de los modelos de cristalización fraccionada, CEMSJ, CEMLI, CML e intrusivos Cretácicos. Los magmas de los CEMLI están en la línea de mezcla entre la composición del CML y la de los magmas simulados por cristalización fraccionada a partir del CEMSJ. Se observa que los materiales del cono 2 presentan una mayor influencia de la composición del CML, indicando una mayor contaminación cortical. Además, se exhibe una clara tendencia lineal entre los materiales de los CEMLI y el CML, siendo parte también del área de los intrusivos Cretácicos (Figura 36). Sin embargo, en los diagramas de variación de elementos traza respecto al MgO, también se observa la tendencia lineal entre los CEMLI y el CML, mientras que no se observa un patrón con los intrusivos Cretácicos (Figura 37). Además, en estos diagramas se muestra que los materiales del cono 1 pueden explicarse mayormente por cristalización fraccionada más que por asimilación cortical, debido a su poco desviamiento de la curva del modelo (Figura 37).

La tendencia lineal de contaminación cortical dentro del rango de intrusivos Cretácicos en los diagramas de elementos mayores (Figura 36), sugeriría que ellos aportarían a la diferenciación magmática de los productos de los CEMLI. Sin

embargo, es importante mencionar que los diagramas de elementos trazas (Figura 37) son más confiables en este caso, debido al carácter más inmóvil de los elementos expuestos (HFSE). Son estas razones las que evidencian la influencia de la química del CML en los magmas de Lizán, comprobando la contaminación cortical en ellos.

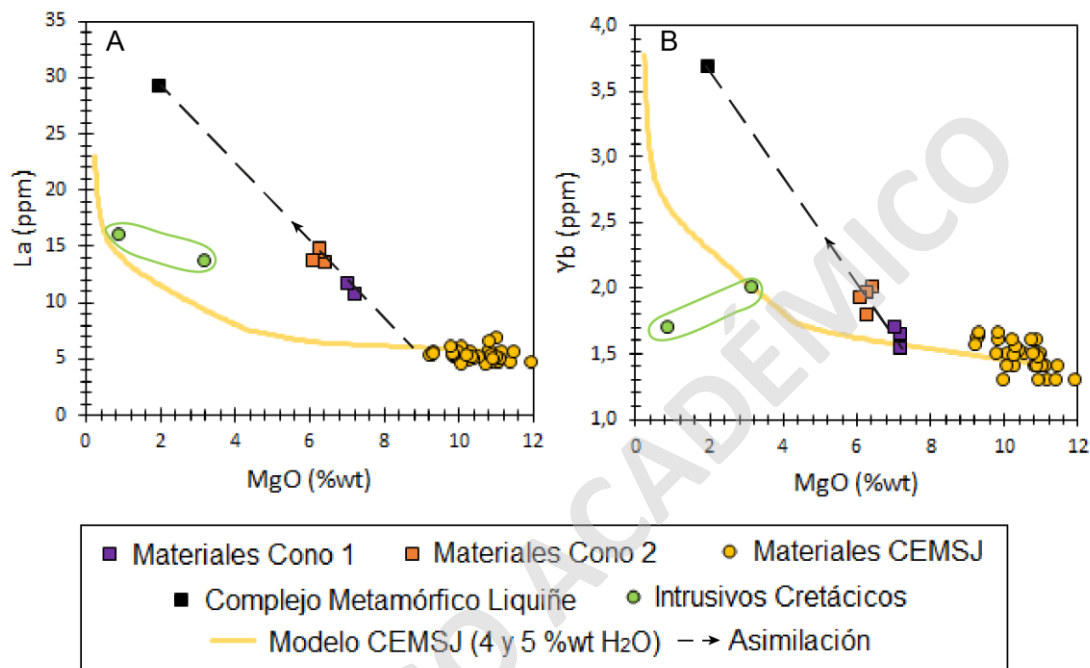


Figura 37. Diagramas de elementos trazas representativos del modelo de cristalización fraccionada para las rocas de los CEMSJ en COMAGMAT 3.73, sus materiales, de los CEMLI, potenciales contaminantes (tomados de McGee et al., 2017), recta y porcentajes de asimilación.

5.6 Evolución magmática

La petrografía y geoquímica de los CEMLI evidencia que estos conos pasaron por procesos más complejos de diferenciación y ascenso que lo estipulado teóricamente para conos monogenéticos. Esta situación también ha sido demostrada en otros trabajos de la zona, como McGee et al. (2017) o Sun. (2001). Es así como se analizaron los resultados obtenidos para realizar una historia evolutiva de los magmas de los CEMLI.

Los patrones lineales en los diagramas de elementos mayores y trazas entre los materiales de los conos y en el diagrama de Nb versus Zr (Figura 32) sugieren que éstos provendrían de un mismo origen. Por otro lado, el diagrama de Nb/Zr versus

La/Yb (Figura 38.A) exhibe valores sutilmente distintos entre las razones de los materiales de cada cono. Los materiales del cono 2, tienen un promedio de La/Yb (7.35) levemente mayor que los del cono 1 (6.75), lo que evidencia el carácter más diferenciado de los productos del cono 2. Lo anterior, se evidencia también en los diagramas de K/La versus Ba/Th y Sr/Th versus Th/Ce (Figura 38.B y C, respectivamente) en los que puede observarse que las muestras de los materiales siguen notoriamente la tendencia de asimilación, mientras que no es posible establecer una tendencia en torno a la recta de adición de fluidos (Figura 38.B y C). Esto indica que las variaciones geoquímicas entre los conos de los CEMLI estarían dadas principalmente por cristalización fraccionada y asimilación cortical, no así por influencia de fluidos provenientes del *slab*, debido a que estos tendrían un grado de influencia similar en cada uno de ellos (Figura 38.B y C).

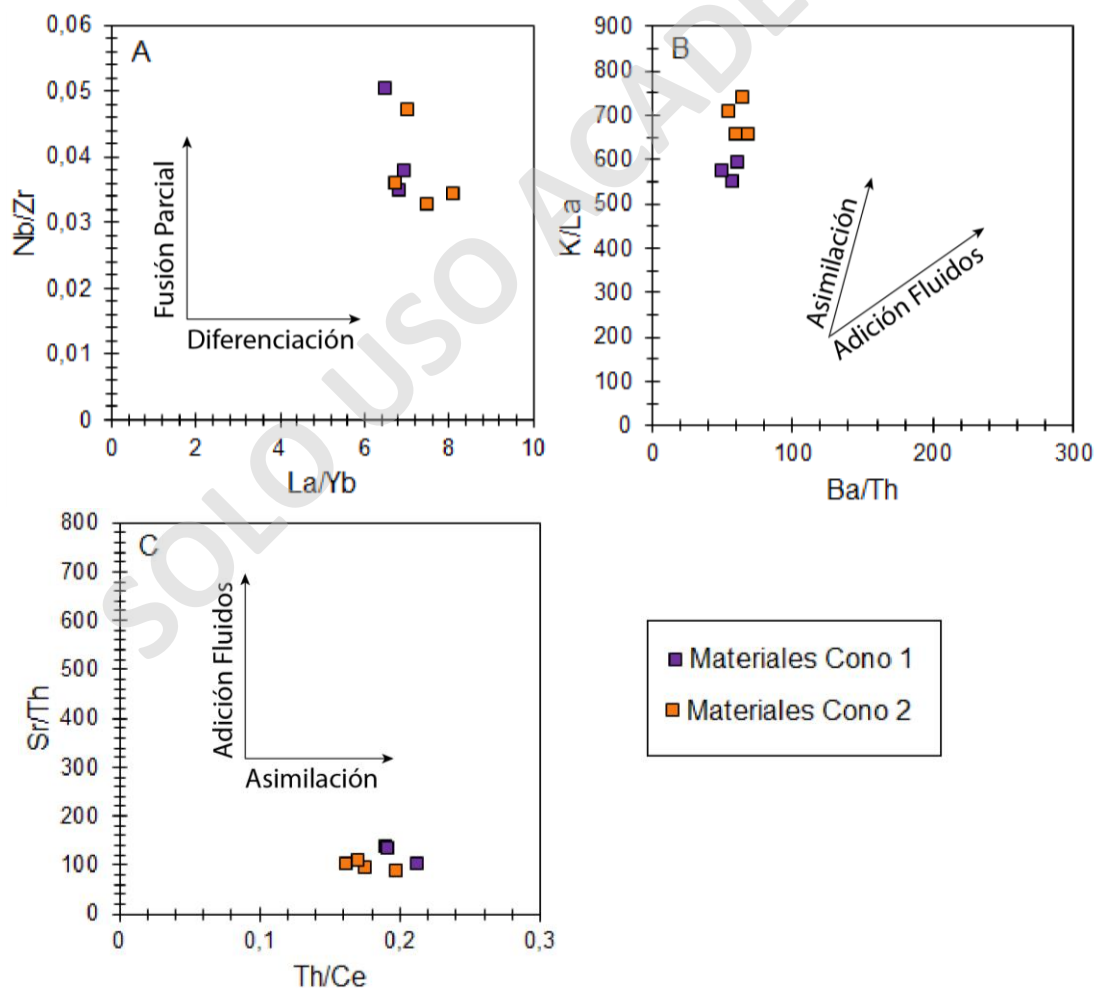


Figura 38. Diagrama de variación de razones de A. Nb/Zr versus La/Yb. B. K/La versus Ba/Th. C. Sr/Th versus Th/Ce para las rocas de los CEMLI.

Teóricamente, el manto rico en fluidos provenientes del *slab* generaría pequeños pulsos de magma que ascienden relativamente rápido (Valentine y Gregg, 2008), sin embargo, en estudios realizados en distintos CEM, se ha demostrado que los magmas pasarían por procesos de almacenamiento (e.g. Sun, 2001, Morgado et al., 2015), en donde ocurrirían procesos de diferenciación. Bajo este contexto, el pulso magmático traería con él algunos antecristales, es decir, cristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno formados anteriormente, pero con química similar (grupo 1 de fenocristales; Paredes, en prep; Figura 39.A). Las nuevas condiciones, formarían texturas de desequilibrio en los fenocristales del grupo 1 y se generarían las condiciones propicias de baja tasa de nucleación y alta de crecimiento, fraccionando cristales de olivino, clinopiroxeno, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti en forma individual y en cúmulos producto de un ahorro energético (grupo 2 de fenocristales; Figura 39.B).

El reemplazo de Sr o Eu por Ca en los magmas del cono 2 y no en el 1, indicaría que en algún momento los magmas se separaron siguiendo distintos conductos (Figura 39. Hipótesis 1) o también podría ocurrir que provenga de otro pulso (Figura 39. Hipótesis 2). A pesar de lo anterior, el magma que dio origen a los del cono 2 serían geoquímicamente muy similares a los del cono 1 y también traería consigo antecristales.

El ascenso de los magmas generaría cambios en las condiciones químicas y formaría texturas de desequilibrio en cristales anhedrales (grupo 1) y subhedrales (grupo 2; Figura 39. B y C). A medida que los magmas continúan ascendiendo van asimilando al CML, en mayor razón los magmas del cono 2. Este ascenso generaría cambios químicos y físicos como disminución de presión y temperatura debido al ascenso magmático y se formarían condiciones de alta tasa de nucleación y baja de crecimiento que servirían para cristalizar microlitos de olivino, clinopiroxeno, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti, además de vidrio intersticial entre éstos, formando así las texturas porfírica y glomeroporfírica (Figura 39.D) que fueron emitidas en un evento con mecanismo tanto explosivo como efusivo, lo que daría origen a los CEMLI con una orientación acorde al régimen tectónico local.

Con la información expuesta, es importante mencionar que los CEMLI no corresponderían a una anomalía composicional en el sector como se expuso en la hipótesis de este trabajo, la que se realizó en base al único estudio que mencionaba a los CEMLI. En el estudio de Sun (2001) se extrajo dos muestras sin especificar sus ubicaciones y debido a la interdigitación existente entre los productos de los distintos volcanes de la zona, se sugiere que la muestra más evolucionada podría corresponder al CVQ y la menos evolucionada sí correspondería a Llizán debido a su semejanza geoquímica.

SOLO USO ACADÉMICO

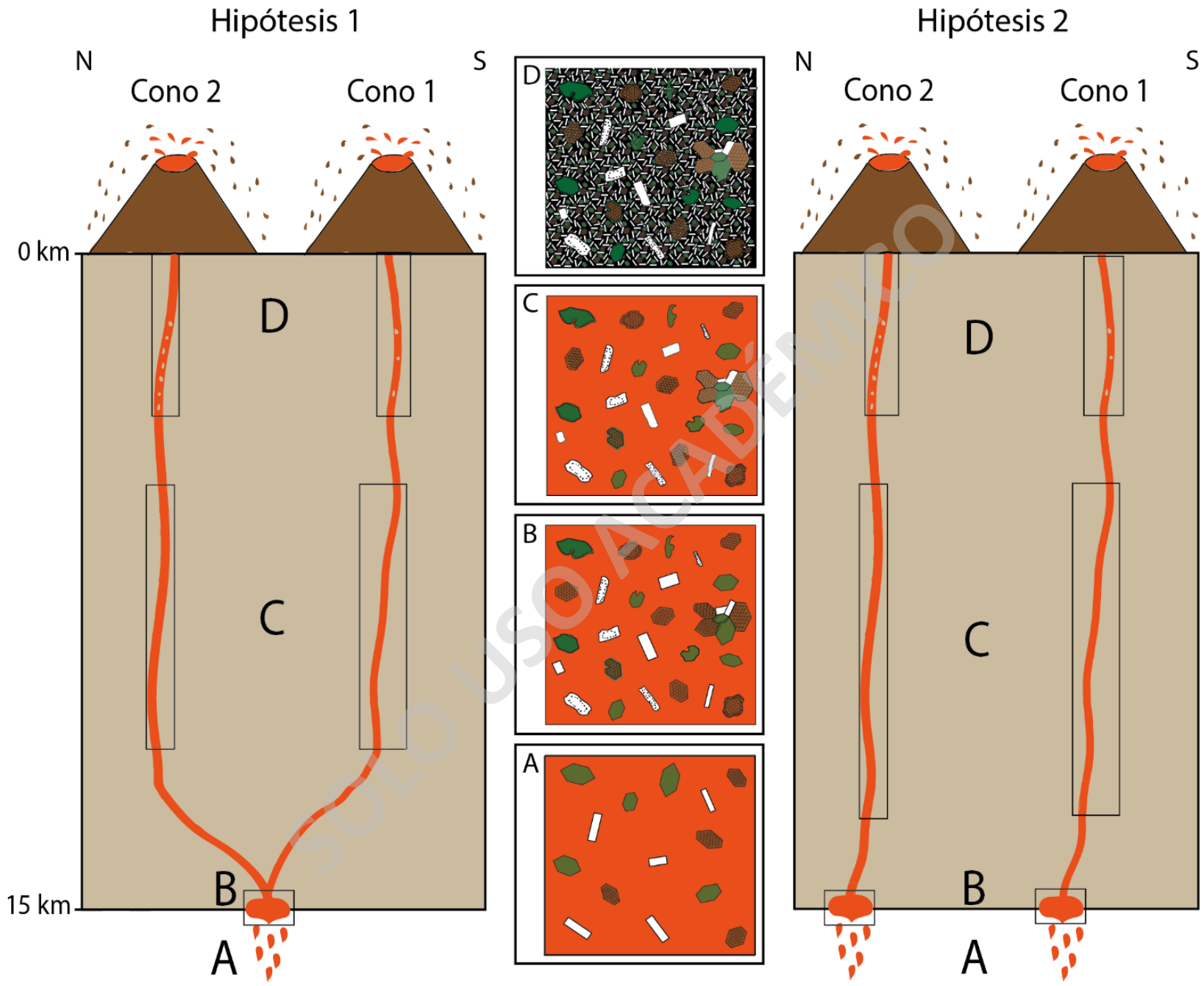


Figura 39. Representación esquemática de la evolución magmática de los CEMLI.

5.7 Comparación con los CEM y CVQ

Como se mencionó en el Capítulo 3, rodeando a la cadena Villarrica-Quetrupillán-Lanín, existen diversos CEM que reflejan distintos procesos evolutivos en sus productos. Se realiza un análisis comparativo de los CEM del sector y el CVQ con los CEMLI a partir de datos bibliográficos (Brahm et al., 2018; Hickey-Vargas et al., 1989; Hickey-Vargas y Sun, 2016; McGee et al., 2017; Morgado et al., 2015 y Sun, 2001; Anexo E) y datos inéditos del CEMH obtenidos para este estudio (Anexo D) con el fin de conocer características similares entre los CEM con los CEMLI y establecer una relación genética entre Llizán, Huililco y el CVQ. La Tabla 4 muestra un listado con los CEM, ubicación geográfica, altura, cantidad de conos que lo integran y dirección de elongación.

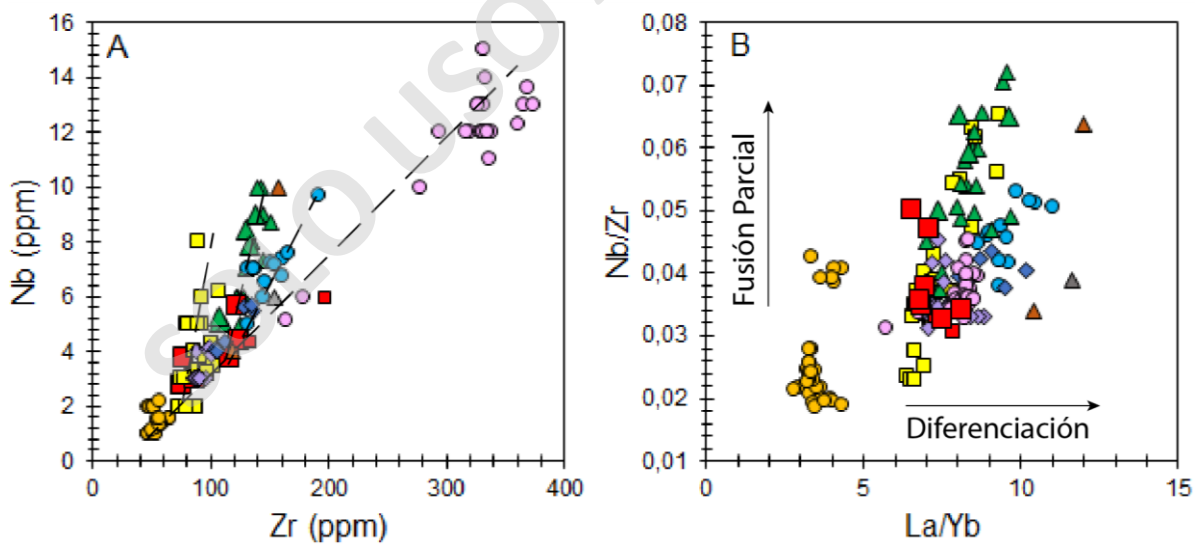
Tabla 4. Tabla resumen de los CEM del sector. Datos obtenidos en el software Google Earth y tomados de Morgado et al. (2015), Sun. (2001).

CEM	Coordenadas	Altura (m)	Conos	Elongación
Caburgua	39° 12'S; 71°49,6'W	150 - 380	4	NE-SW
La Barda	39°13,3'S; 71°46,9'W	270 - 700	3	N-S
Huelemolle	39°17,9'S; 71°48,2'W	100 - 490	3	N-S
Relicura	39°15,5'S; 71°39,2'W	100 - 300	3	NEE-SWW
Cerro Redondo	39°16,1'S; 71°42,9'W	150	1	NE-SW
Cañi Cordillera	39°15,1'S; 71°41,2'W	70 - 90	2	NE-SW
Cañi	39°16,4'S; 71°43,3'W	150	1	NE-SW
San Jorge	39°18,6'S; 71°39,7'W	150	1	NWW-SEE
Huililco	39°25,9'S; 71°36,1'W	200	1	W-E
Llizán	39°37,2'S; 71°44,4'W	120-200	3	NW-SE

En el diagrama de variación de Nb versus Zr (Figura 40.A), se observa que los centros eruptivos de la zona siguen tendencias distintas. Con esto, se pueden agrupar en cuatro grupos. El primero y más visible agrupa a los CEM San Jorge, Llizán, Cañi, Relicura, Cerro Redondo, La Barda y el CVQ. La segunda al CEM Huelemolle. La tercera a Huililco y Cordillera Cañi y la cuarta al CEM Caburgua

(Figura 40.A), Pudiendo demostrar que no todos tienen una génesis similar. Además, se evidencia que los magmas de los CEMLI siguen una tendencia lineal con el CVQ, siendo este último el que tiene material más diferenciado. Esto refleja que los magmas de Quetrupillán estarían formados por uno con química similar a Llizán, pero que habría tenido procesos adicionales de diferenciación.

El diagrama de variación de razones de Nb/Zr versus La/Yb exhibe que los centros eruptivos del sector tienen distintos grados de fusión parcial, teniendo el mayor grado el CEMH y el menor el CEMSJ (Figura 40.B). Esta situación también la exponen autores como McGee et al. (2017) que lo demuestran con el diagrama de REE (Figura 41), donde explican que las distintas pendientes son producto del distinto grado de fusión parcial de los CEMs y que esto podría deberse a la distinta influencia de los fluidos derivados del *slab* (McGee et al., 2017) que provendrían de la corteza oceánica alterada distintivamente (Sun, 2001). En los diagramas de K/La versus Ba/Th y Sr/Th versus Th/Ce (Figura 40.C y D, respectivamente), se observan las distintas influencias de los fluidos provenientes del *slab*, teniendo un mayor dominio en el CEMSJ (Figura 40.C y D).



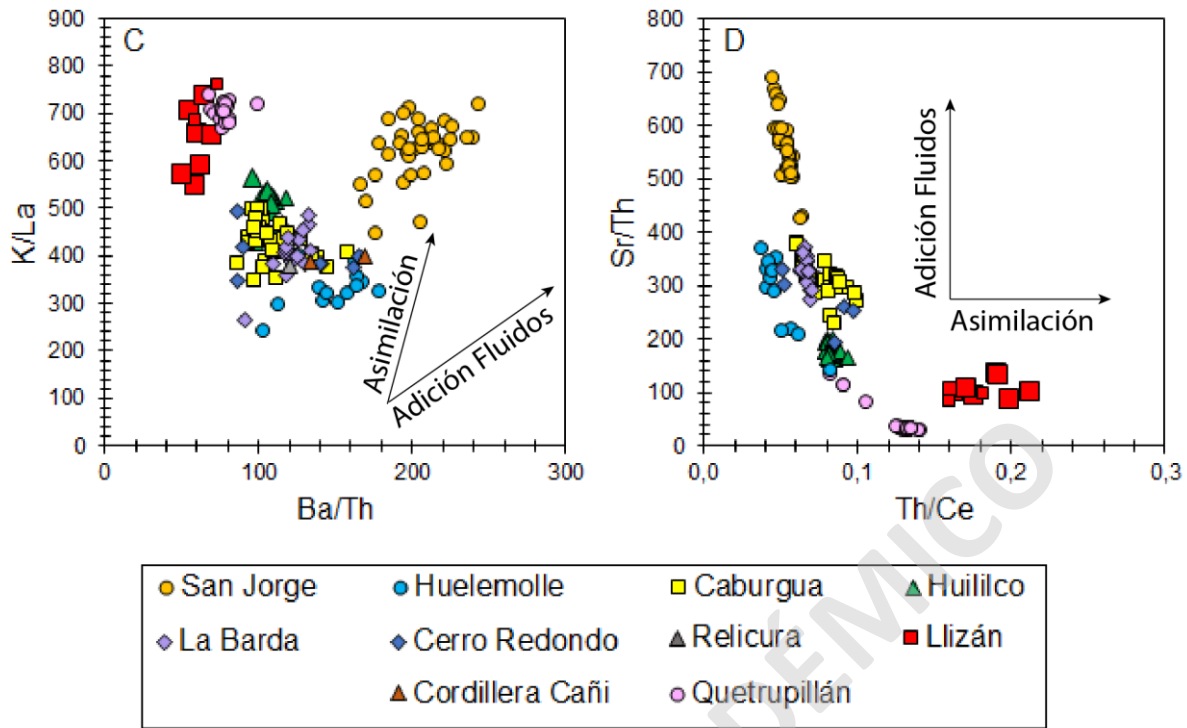


Figura 40. Diagramas de variación de A. Nb versus Zr y razones de B. Nb/Zr versus La/Yb. C. K/La versus Ba/Th. D. Sr/Th versus Th/Ce en las rocas de los CEM y CVQ. Datos inéditos (íconos más grandes) y tomados de Brahm et al. (2018); Hickey-Vargas et al. (1989); Hickey-Vargas y Sun. (2016); McGee et al. (2017); Morgado et al. (2015), Sun. (2001).

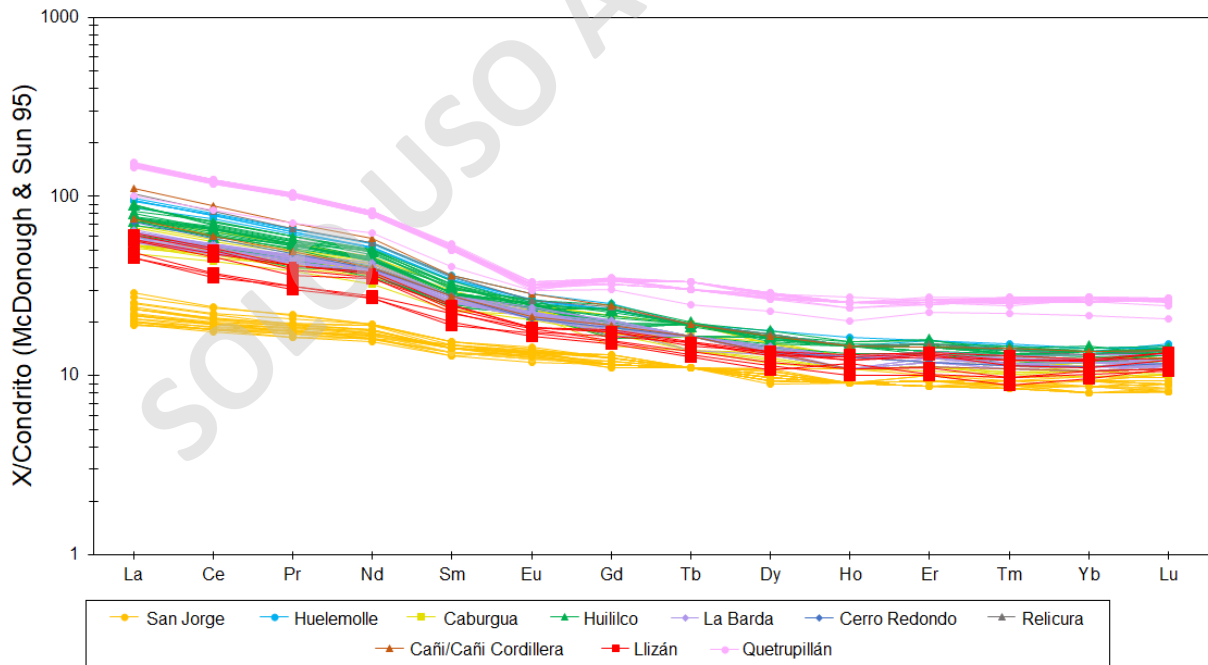


Figura 41. Diagrama de REE normalizado a condrito (McDonough y Sun, 1995) para las rocas de los CEM y CVQ. Datos inéditos (íconos más grandes) y tomados de Brahm et al. (2018); Hickey-Vargas et al. (1989); Hickey-Vargas y Sun. (2016); McGee et al. (2017); Morgado et al. (2015), Sun. (2001).

Con el análisis anteriormente realizado a partir de los gráficos expuestos, se evidencia la relación genética entre los CEMLI y el CVQ, no siendo muy evidente la relación con el CEMH. Es decir, los magmas de Lizán y Quetrupillán provendrían de un magma geoquímicamente similar.

Los procesos de formación propuestos para los distintos CEM son similares (Sun, 2001; Hickey-Vargas et al., 2016; McGee et al., 2017). Sin embargo, las distinciones geoquímicas podrían deberse a la distinta génesis entre ellos, debido a distintos factores, como los variados grados de fusión parcial dada por la influencia de fluidos provenientes del *slab*. Por lo demás, los CEM se encuentran emplazados en rocas intrusivas de edad cretácica con distinta composición que contaminaría los magmas y generaría distinciones geoquímicas entre ellos. Otra razón estaría dada por los tiempos de residencia de los magmas, en donde mientras mayor sea, mayor sería el tiempo para diferenciarse.

SOLO USO ACADÉMICO

CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES

- Los CEMLI están integrados por tres conos de piroclastos orientados en dirección NNW, posiblemente debido al paso del SFMV (Hernández-Moreno et al., 2014).
- La morfología de los centros de emisión de los conos 2 y 3 sugiere dos mecanismos que actuarían por separado, el primero explosivo que forma el cono y el segundo efusivo con emisión de lava, lo que generaría la forma de herradura. Por otro lado, el centro de emisión bien definido del cono 1, estaría dada por ambos mecanismos actuando en conjunto.
- El límite de edad mínimo de los CEMLI sería entre los 10.700 y 9.700 años AP, evidenciado por correlaciones tefroestratigráficas entre productos sobreyacentes a los materiales de los CEMLI, correspondiendo un nivel guía al CVMCh.
- Los materiales del cono 1 son basaltos y los del cono 2 son andesitas-basálticas, ambos poseen una signatura calcoalcalina con medio K.
- Los materiales del cono 2 tendrían una mayor cantidad de REE, HFSE y LILE, además de la menor cantidad de elementos de transición que los del cono 1.
- Existe evidencia geoquímica que los procesos de diferenciación ocurridos son cristalización fraccionada y asimilación cortical.
- Las diferencias en la geoquímica de roca total entre los productos de los CEMLI, estaría dado por distintos grados en los procesos de diferenciación. Debido a que los procesos de diferenciación son los mismos (cristalización fraccionada, asimilación y mezcla) y a que poseen un grado de fusión parcial similar evidenciado en el diagrama de Nb/Zr versus La/Yb.
- Los materiales del cono 2 tendrían una mayor asimilación cortical que los materiales del cono 1, situación evidenciada por los modelos de cristalización fraccionada que exhiben que los magmas de Lizán serían el resultado entre el CML y la curva modelada de los magmas del CEMSJ, mostrando que los magmas de los CEMLI están desplazados de ésta.

- Comparando la petrogénesis de los CEMLI con los CEM de la zona y el CVQ se concluye que, a pesar de que los procesos de diferenciación formadores son similares, la génesis de ellos no sería la misma, razón por la cual, la geoquímica variaría entre ellos.
- Se demuestra la relación genética entre los CEMLI y el CVQ, no siendo evidente con el CEMH.
- Se sugiere, además, realizar un próximo estudio con isótopos para los magmas de los CEMLI.

SOLO USO ACADÉMICO

BIBLIOGRAFÍA

- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J. 2005. The genesis of intermediate and silicic magmas in Deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*, 47, 505-539.
- 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, 1155–1170.
- Behncke, B., Neri, M., Pecora, E., Zanon, V., 2006. The exceptional activity and growth of Southeast Crater, Mount Etna (Italy), between 1996 and 2001. *Bulletin of Volcanology* 69, 149–173. doi:10.1007/s00445-006-0061-x.
- Brahm, R., Parada, M.A., Morgado, E., Contreras, C., McGee, L.E. 2018. Origin of Holocene trachyte lavas of the Quetupillán volcanic complex, Chile: Examples of residual melts in a rejuvenated crystalline mush reservoir. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 357, 163-176.
- Campos, A., Moreno, H., Muñoz, J., Antinao, J., Clayton, J., Martin, M. 1998. Área de Frutono-Lago Ranco, Región de los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, No. 8, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Cembrano, J., Lara, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*, v.471, p.96-113.
- Cembrano, J., Hervé, F., Lavenu, A., 1996. The Liquiñe–Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault Zone in southern Chile. *Tectonophysics* 259, 55–66.
- Clapperton, C. 1993. Quaternary geology and geomorphology of South America. *Elsevier Science Publishers*, 779 p. Amsterdam, Holanda.
- Clavero, J., Moreno, H. 1994. Ignimbritas Licán y Pucón: Evidencias de erupciones explosivas andesítico-basálticas postglaciales del volcán Villarrica, Andes del Sur, 39°25' S. *In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas, Vol. 1*, p. 250-254. Concepción.
- Connor, C.B., Conway, F.M., 2000. Basaltic Volcanic Fields. In: Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, pp. 331–343.
- DePaolo, D. J., Perry, F. V. & Baldrige, W. S. 1992. Crustal versus mantle sources of granitic magmas—a 2-parameter model based on Nd isotopic studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 83, 439–446.
- Echegaray, J., Moreno, H., López, L. 1994. El depósito de pómez pliniana del grupo volcánico Mocho-Choshuenco, Andes del Sur (40°S), Chile. *In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas 1*: 269-272. Concepción.
- Echegaray, J. 2004. Evolución geológica y geoquímica del centro volcánico Mocho-Choshuenco, Andes del Sur, 40°S. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 121 p., 1 mapa escala 1:30.000, Santiago.

Fisher, R.V., Schmincke, H.-U., 1984. Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, Berlin. 472 pp.

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

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

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

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

Grove, T. L., Parman, S. W., Bowring, S. A., Price, R. C. & Baker, M. B. 2002. The role of an H₂O-rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from Mt. Shasta region, N California. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 142, 375–396.

Harris, A., Rowland, S. 2015. Lava Flows and Rheology. *The Encyclopedia of Volcanoes*: 321–342.

Herbst, R., Troncoso, A., Muñoz, J. 2005. The Triassic taphofloras from the Lake District, X Región, Chile. *Ameghiniana* 42 (2): 377-394.

Hernández-Moreno, C., Speranza, F., Di Chiara, A. 2014. Understanding kinematics of intra-arc transcurrent deformation: Paleomagnetic evidence from the Liquiñe-Ofqui fault zone (Chile, 38-41°S), *Tectonics*, 33, 1964-1988, doi:10.1002/2014TC003622.

Hickey-Vargas, R., Moreno, H., López-Escobar, L., Frey, F. 1989. Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanín volcanic chain (39.5°S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crystal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 103, p. 361-386.

Hickey-Vargas, R., Sun, M., Holbik, S. Geochemistry of basalts from small eruptive centers near Villarrica stratovolcano, Chile: Evidence for lithospheric mantle components in continental arc magmas *Geochimica Et Cosmochimica Acta*. DOI: 10.1016/j.gca.2016.03.033.

Hildred, W., Singer, B., Godoy, E., Munizaga, F. 1988. The age and constitution of Cerro Campanario, a mafic stratovolcano in the Andes of Central Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 25, No. 1, p. 17-28.

Hildreth, W., Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 455–489.

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548.

Izbekov, P., Gardner, J. E., Eichelberger, J. C. 2004. Comagmatic granophyre and dacite from Karymsky volcanic center, Kamchakta; experimental constraints and magma storage conditions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 131, 1–18.

Jackson, M. D., Cheadle, M. J. & Atherton, M. P. 2003. Quantitative modeling of granitic melt generation and segregation in the continental crust. *Journal of Geophysical Research* 108, no. 2332.

Jacques, G., Hoernle, K., Gill, J., Wehrmann, H., Bindeman, I., Lara, L.E. 2014. Geochemical variations in the Central Southern Volcanic Zone, Chile (38°-43°S): The role of fluids in generating arc magmas. *Chemical Geology*. 371, 27-45. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2014.01.015.

Kereszturi, G., Németh, K. 2013. Monogenetic basaltic volcanoes: genetic classification, growth, geomorphology and degradation. In Németh, K (Ed.), *Upgrade in Volcanology-New Advances in Understanding Volcanic System*. InTech, ISBN 978-953-51-0915-0, pp. 3-88. DOI: 10.5772/51387.

Lara, L., Rodríguez, C., Moreno, J., Pérez de Arce, C. 2001. Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo plioceno superior-pleistoceno de los Andes de Sur (39°-42°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 28, No 1, p. 67-90.

Lara, L., 2004. Geología del Volcán Lanín, Región de la Araucanía. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 88, 14 p., 1 mapa escala 1:50.000, Santiago.

Lara, L.E., Moreno, H., 2004. Geología del área Liquiñe-Neltume, regiones de Los Lagos y de La Araucanía. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 83, 19 p., 1 mapa escala 1:100.000, Santiago.

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

Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. and Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.

López-Escobar, L., Frey, F., Vergara, M. 1977. Andesites and high alumina basalts from the central-south Chile High Andes: Geochemical evidences bearing on their petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 63, p. 199-228.

López-Escobar, L., Parada, M.A., Hickey-Vargas, R., Frey, F.A., Kempton, P.D., Moreno, H., 1995a. Calbuco volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquiñe-Ofqui fault zone, Chile (41°–42° S): contrasting origin of andesitic and

basaltic magma in the southern volcanic zone of the Andes. *Contrib. Mineral. Petrol.* 119 (4), 345–361.

López-Escobar L., Cembrano J. and Moreno H. 1995b Geochemistry and tectonics of the Southern Andes basaltic Quaternary volcanism associated with the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, (37_–46_S). *Revista Geológica de Chile* 22, 219–234. DOI: 10.5027/andgeoV22n2-a06.

MacDonald, G.A. 1972. *Volcanoes*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, pp 1–510.

Manville, V., Németh, K., Kano, K. 2009 Source to sink: a review of three decades of progress in the understanding of volcanoclastic processes, deposits, and hazards. *Sed Geol* 220:136–161.

McGee, L., Beier, C., Smith, I., Turner, S., 2011. Dynamics of melting beneath a small-scale basaltic system: a U–Th–Ra study from Rangitoto volcano, Auckland volcanic field, New Zealand. *Contrib. Mineral. Petrol.* 162 (3), 547–563.

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

McGee, L. E., Brahm, R., Rowe, M. C., Handley, H. K., Morgado, E., Lara, L. E., Turner, M. B., Vinet, N., Parada, M.A., Valdivia, P. 2017. A geochemical approach to distinguishing competing tectono-magmatic processes preserved in small eruptive centres. *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 172, 6, 26p., 44.

Melnick, D., Sánchez, M., Echtler, H., Pineda, V., 2003. Geología estructural de la Isla Mocha, centro-sur de Chile (38°30'S,74°W): Implicancias en la tectónica regional. X Congreso Geológico Chileno, Extended Abstracts.

Moreno, H., Clavero, R., 2006. Geología del Volcán Villarrica, Regiones de la Araucanía y de los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 98, 37 p., 1 mapa escala 1:50.000, Santiago.

Moreno, H., Lara, L. 2007. Geología del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco, Región de Los Ríos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 107, 27 p., 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.

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

Morgado, 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. Tesis para optar al grado de magíster en ciencias, mención Geología. Universidad de Chile, Santiago.

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. *J Volcanol Geoth Res* 306:1–16.

- Munizaga, F., Hervé, F., Drake, R., Pankhurst, R.J., Brook, M., Snelling, N. 1988. Geochronology of the Lake Region of south-central Chile (39°-42°S): Preliminary results. *Journal South American Earth Sciences*, Vol. 1, p. 309-316.
- Musumeci, G., Mazzarini, f., Corti, G., Barsella, M., Montanari, D., 2005. Magma emplacement in a thrust ramp anticline: the Gavorrano Granite (northern Apennines Italy). *Tectonics* 24, TC6009. doi:10.1029/2005TC001801.
- Myers, J., and Eugster, H.P. 1983. The system Fe-Si-O: Oxygen buffer calibrations to 1,500K. *Contrib. Mineral. Petrol.* 82, 75-90.
- Németh, K. 2010 Monogenetic volcanic fields: origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism. In: Canon- Tapia E, Szakacs A (eds) *What Is a Volcano?* Geological Society of America, Boulder, pp 43–66.
- Németh, K., Kereszturi, G., 2015. Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 2131-2146, doi:10.1007/s00531-015-1243-6.
- Niemeyer, H., Muñoz, J. 1983, *Geología de la hoja 57 Laguna de La Laja, Región de Bío Bío: Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago de Chile, scale 1:250.000.*
- Parfitt, E.A. 2004. A discussion of the mechanisms of explosive basaltic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 134, 77–107.
- Pávez, A. 1997. *Geología e historia evolutiva del Complejo Volcánico Quetrupillán, Andes del Sur, 39.5°L.S. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1443-1447, Universidad Católica del Norte, Antofagasta.*
- Petford, N., Gallagher, K. 2001. Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma. *Earth and Planetary Science Letters* 193, 483–489.
- Rawson, H., Keller, T., Fontijn, K., Pyle, D.M., Mather, A., Smith, V., 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. DOI: 10.1016/j.epsl.2016.09.056.
- Rodríguez, C., Pérez, Y., Moreno, H., Clayton, J., Antinao, J., Duhart, P., Martin, M. 1999. *Área de Panguipulli-Riñihue, Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos 10, 1 mapa escala 1:100.000.*
- 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*, vol. 25, TC4013, doi:10.1029/2005TC001943.
- Shelley, D. 1993. *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope: Classification, textures, microstructures and mineral preferred orientations.* Chapman and Hall, London.

Stern, C.R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, vol. 31, no. 2. Pp 161-206.

Suárez, M., Emparan, C. (1995). The stratigraphy, geochronology and paleo-physiography of a Miocene fresh-water interarc basin, southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(1), 17-31.

Suárez, M., Emparan, C. (1997). Hoja Curacautin: Regiones de la Araucanía y del Biobío. SERNAGEOMIN.

Sun, M., 2001. Geochemical variation among small eruptive centers in the central SVZ of the Andes: an evaluation of subduction, mantle and crystal influences. FIU Electronic Theses and Dissertations, doi: 10.25148/etd.FI15071601.

Valdivia, P. 2016. Estudio petrológico y geoquímico del volcán Huililco, IX región, Chile. Tesis para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile, Santiago.

Valentine, G.A. 1993. Note on the distribution of basaltic volcanism associated with large silicic centers. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 56, 167–170.

Valentine, G.A., Gregg, T.K.P. 2008. Continental basaltic volcanoes—Processes and problems: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 177, p. 857–873, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.01.050.

Valentine, G.A., Perry, F.V. 2007. Tectonically controlled, time-predictable basaltic volcanism from a lithospheric mantle source (central basin and Range Province, USA). *Earth Planet. Sci. Lett.* 261, 201–216.

Valentine, G.A., Perry, F.V., Krier, D., Keating, G.N., Kelley, R.E., Cogbill, A.H., 2006. Small volume basaltic volcanoes: eruptive products and processes, and post-eruptive geomorphic evolution in Crater Flat (Pleistocene), southern Nevada. *Geological Society of America Bulletin* 118, 1313–1330. doi:10.1130/B25956.1.

Walker, G.P.L. 1993. Basaltic-volcano systems. In: Prichard HM, Alabaster T, Harris NBW, Nearly CR (eds) *Magmatic processes and plate tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, pp 3–38.

Walker, G.P.L. 2000. Basaltic volcanoes and volcanic systems. In: Sigurdsson H (ed) *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, San Diego, pp 283–289.

ANEXO A. UBICACIÓN MUESTRAS

SOLO USO ACADÉMICO

MUESTRA	COORD. ESTE	COORD. NORTE	MATERIAL	PROVENIENCIA
LLZ-01	263212	5608629	Depósito de flujo piroclástico	Otros volcanes
LLZ-02	263212	5608629	Depósito de caída piroclástica	CVMC
LLZ-03	263212	5608629	Depósito de flujo piroclástico	Otros volcanes
LLZ-04	263212	5608629	Depósito de oleada piroclástica	Otros volcanes
LLZ-05	263765	5609222	Depósito de caída piroclástica	CEMLI, Cono 1
LLZ-06	263706	5609124	Depósito de caída piroclástica	CVMC
LLZ-07	263706	5609124	Depósito de oleada piroclástica	Otros volcanes
LLZ-08	263706	5609124	Depósito de caída piroclástica	CEMLI, Cono 1
LLZ-09	263706	5609124	Depósito de caída piroclástica	CEMLI, Cono 1
LLZ-10	263706	5609124	Depósito de caída piroclástica	CEMLI, Cono 1
LLZ-11	262302	5607937	Colada de lava	CEMLI, Cono 1
LLZ-12	261922	5607299	Colada de lava	CEMLI, Cono 1
LLZ-13	261877	5607203	Colada de lava	CEMLI, Cono 2
LLZ-14	261681	5606744	Colada de lava	CEMLI, Cono 2
LLZ-15	261733	5606146	Colada de lava	CEMLI, Cono 2
LLZ-16	261733	5606146	Colada de lava	CEMLI, Cono 2
HUI-01	276669	5632467	Colada de lava NE	CEMH
HUI-02	277177	5632507	Depósito de caída piroclástica	CEMH
HUI-03	276286	5631309	Colada de lava SW	CEMH
HUI-04	275564	5631405	Colada de lava SW	CEMH
MET	258677	5596195	Roca Metamórfica	CML

ANEXO B. DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS EN
MICROSCOPIO BINOCULAR

SOLO USO ACADÉMICO

MUESTRA: LLZ-01

CARACTERÍSTICAS DEL DEPÓSITO: Depósito masivo de tonalidad gris-rojiza con mala selección y matriz-soportada. Sobre él se ha formado la vegetación actual.

TAMAÑO DE GRANO:

- Fragmentos Mayores: Lapilli medio – Bloques (40%)
- Matriz: Ceniza fina – lapilli fino (60%)

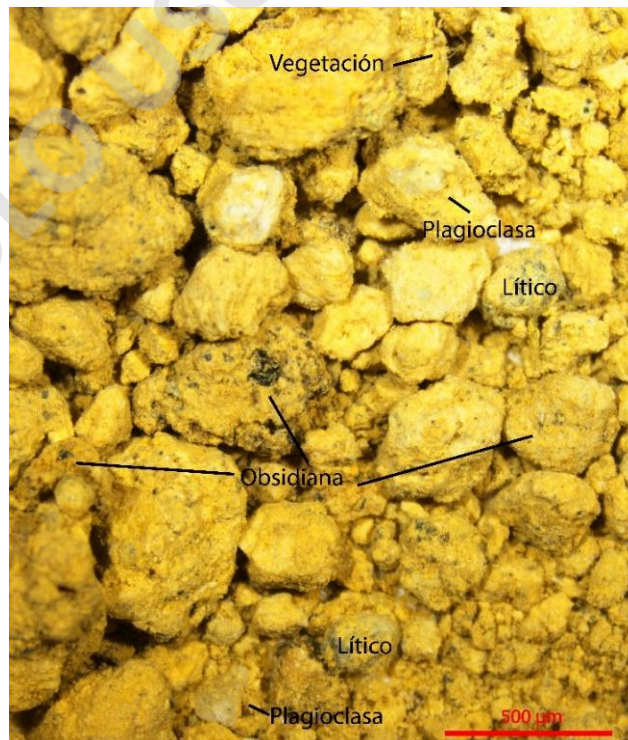
GÉNESIS

COMPONENTES			%	OBSERVACIONES
Fragmentos	Juveniles	Pómez	70%	Irregulares, sub-anguloso, mala esfericidad y alta vesicularidad
	Líticos		< 5%	Redondeados y poco esféricos
Cristales	Juveniles	Plagioclasa	10%	Euhedrales, <1mm
		Obsidiana	15%	Amorfo
	Xenolitos	-	-	-

OBSERVACIONES: Se encuentran pequeñas raíces de vegetación actual.

INTERPRETACIÓN: Depósito de flujo piroclástico.

NOMBRE: TOBA DE LAPILLI PUMÍCEA



MUESTRA: LLZ-02

CARACTERÍSTICAS DEL DEPÓSITO: Depósito masivo de tonalidad rojiza, con mala selección y matriz-soportado.

TAMAÑO DE GRANO:

- Fragmentos Mayores: Lapilli medio (10%)
- Matriz: Ceniza fina – lapilli fino (90%)

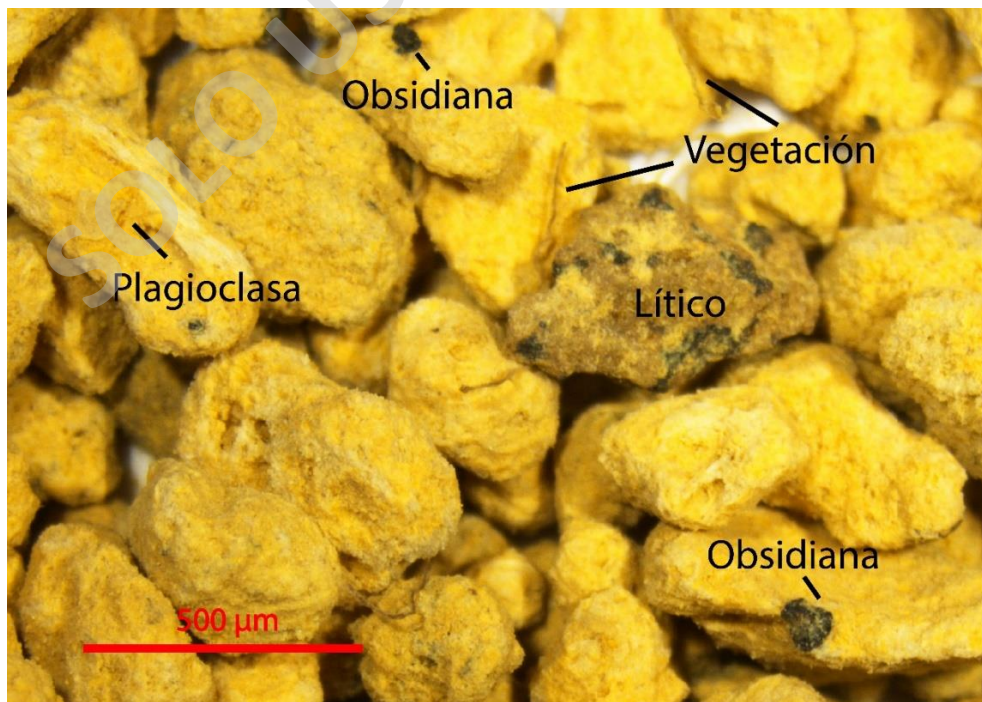
GÉNESIS

COMPONENTES			%	OBSERVACIONES
Fragmentos	Juveniles	Pómez	80%	Irregulares, sub-anguloso, mala esfericidad y alta vesicularidad
	Líticos		< 5%	Pómez muy vidriosa con mucha obsidiana.
Cristales	Juveniles	Plagioclasa	5%	Euhedrales, <1mm
		Obsidiana	10%	Amorfo
	Xenolitos	-	-	-

OBSERVACIONES: Se encuentran pequeñas raíces de vegetación actual.

INTERPRETACIÓN: Depósito de caída piroclástica.

NOMBRE: TOBA PUMÍCEA



MUESTRA: LLZ-03

CARACTERÍSTICAS DEL DEPÓSITO: Depósito masivo de tonalidad gris-rojiza, con mala selección y matriz-soportado.

TAMAÑO DE GRANO:

- Fragmentos Mayores: Lapilli fino – Bomba (45%)
- Matriz: Ceniza fina – Lapilli fino (55%)

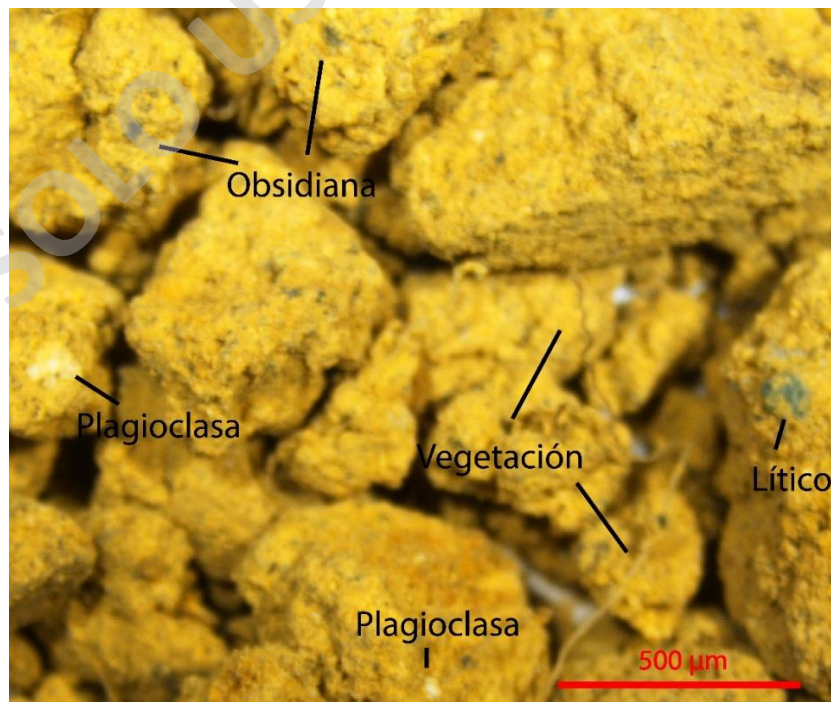
GÉNESIS

COMPONENTES		%	OBSERVACIONES	
Fragmentos	Juveniles	Pómez	60%	Irregulares, sub-anguloso, mala esfericidad y alta vesicularidad
	Líticos		10%	Pómez muy vidriosa con mucha obsidiana.
Cristales	Juveniles	Plagioclasa	10%	Euhedrales, <1mm
		Obsidiana	20%	Amorfo
	Xenolitos	-	-	-

OBSERVACIONES: Se encuentran pequeñas raíces de vegetación actual.

INTERPRETACIÓN: Depósito de flujo piroclástico.

NOMBRE: TOBA DE LAPILLI PUMÍCEA



MUESTRA: LLZ-04

CARACTERÍSTICAS DEL DEPÓSITO: Depósito con laminación paralela y en algunos sectores cruzada, con mala selección y clasto-soportada.

TAMAÑO DE GRANO:

- Fragmentos Mayores: Lapilli medio – grueso (65%)
- Matriz: Lapilli fino (35%)

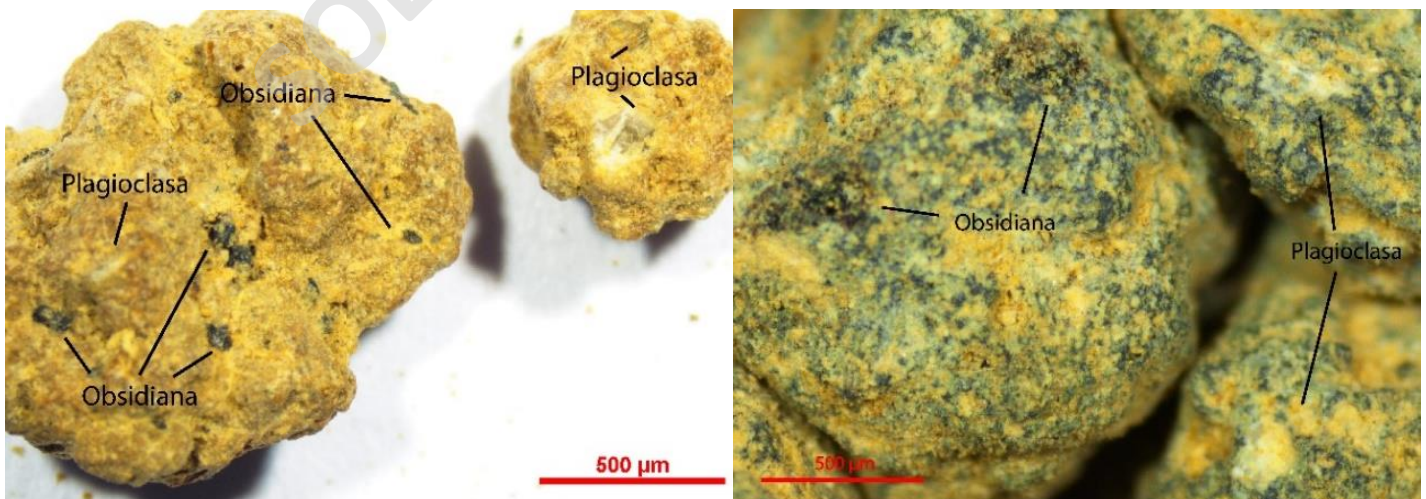
GÉNESIS

COMPONENTES		%	OBSERVACIONES	
Fragmentos	Juveniles	25%	No se reconoce cuáles son los juveniles y cuales los líticos. <u>Pómez</u> : Irregulares, sub-angulosa, mala esfericidad y alta vesicularidad. <u>Pómez oscuras</u> : Superficie irregular sub-redondeada a sub-angulosa, mala esfericidad y mediana vesicularidad.	
	Líticos			35%
Cristales	Juveniles	15%	Euhedrales, <1mm	
		Obsidiana	25%	Amorfo
	Xenolitos	-	-	-

OBSERVACIONES: Se encuentran restos de carbonización.

INTERPRETACIÓN: Depósito de oleada piroclástica.

NOMBRE: TOBA DE LAPILLI PUMÍCEO



MUESTRA: LLZ-06

CARACTERÍSTICAS DEL DEPÓSITO: Depósito masivo de tonalidad rojiza, con mala selección y matriz-soportado

TAMAÑO DE GRANO:

- Fragmentos Mayores: Lapilli medio – grueso (15%)
- Matriz: Ceniza fina – lapilli fino (85%)

GÉNESIS

COMPONENTES			%	OBSERVACIONES
Fragmentos	Juveniles	Pómez	80%	Irregulares, sub-anguloso, mala esfericidad y alta vesicularidad
	Líticos		< 5%	Sub-anguloso, mala esfericidad
Cristales	Juveniles	Plagioclasa	10%	Euhedrales, <1 – 1mm
		Obsidiana	5%	Amorfo
	Xenolitos	-	-	-

OBSERVACIONES:

INTERPRETACIÓN: Depósito de caída piroclástica.

NOMBRE: TOBA PUMÍCEA



MUESTRA: LLZ-07

CARACTERÍSTICAS DEL DEPÓSITO: Depósito con laminación paralela y en algunos sectores cruzada, con mala selección y clasto-soportada.

TAMAÑO DE GRANO:

- Fragmentos Mayores: Lapilli medio – grueso (60%)
- Matriz: Ceniza gruesa – lapilli fino (40%)

GÉNESIS

COMPONENTES			%	OBSERVACIONES
Fragmentos	Juveniles	Pómez Pómez oscuras	55% 15%	No se reconoce cuáles son los juveniles y cuales los líticos. <u>Pómez</u> : Irregulares, sub-angulosa a angulosa, mala esfericidad y mediana vesicularidad. <u>Pómez oscuras</u> : Superficie irregular sub-angulosa, mala esfericidad y mediana vesicularidad.
	Líticos			
Cristales	Juveniles	Plagioclasa	10%	Euhedrales, <1mm
		Obsidiana	20%	Amorfo
	Xenolitos	-	-	-

OBSERVACIONES: Se encuentran restos de carbonización.

INTERPRETACIÓN: Depósito de oleada piroclástica.

NOMBRE: TOBA DE LAPILLI PUMÍCEO



ANEXO C. DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS EN
MICROSCOPIO ÓPTICO

SOLO USO ACADÉMICO

MUESTRA: LLZ-01

OBSERVACIONES GENERALES: Se observan algunas siluetas de minerales que no son distinguibles debido a que fueron fragmentados y rellenados por vidrio

COMPONENTES:

FENOCRISTALES: 2%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	70	Subhedral -Anhedral	0.2 – 0.4	Macla polisintética, zonación
Clinopiroxeno	20	Subhedral -Anhedral	0.2	Bordes de reabsorción, zonación
Olivino	10	Subhedral -Anhedral	0.3 – 0.4	Bordes de reabsorción

MASA FUNDAMENTAL: 75%

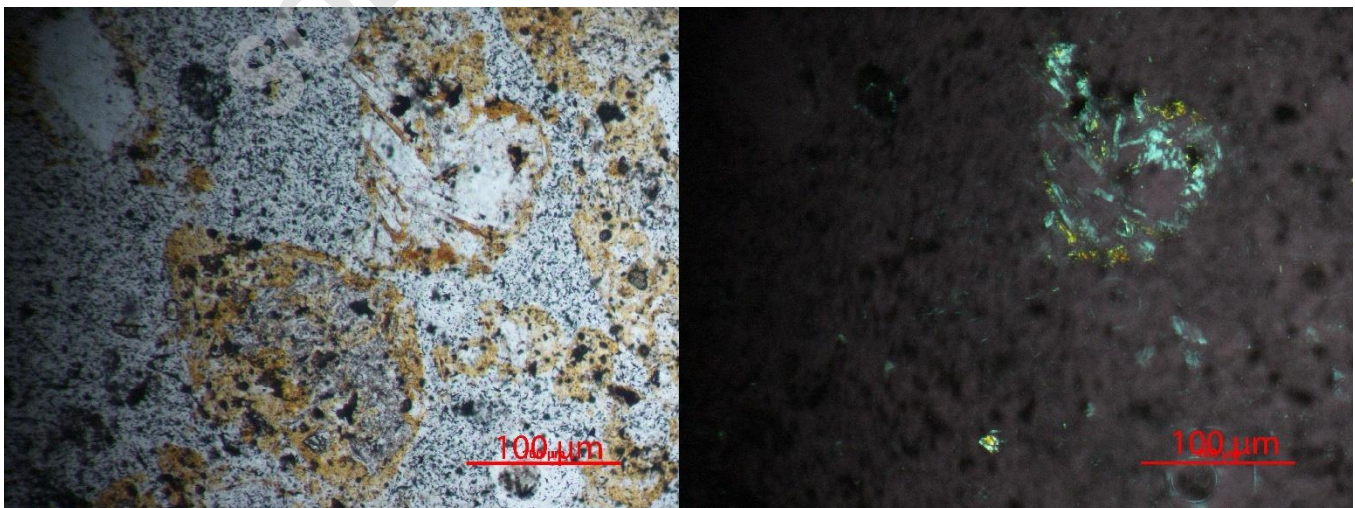
MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	10	Subhedral	< 0.2	Macla polisintética, carlsbad y zonación
Vidrio	90	Amorfo		

VESÍCULAS: 18%. Son irregulares, redondeadas, con mala esfericidad y sin orientación.

LÍTICOS: 5%. Principalmente de roca volcánica.

TEXTURAS: Vitrofírica, porfírica y vesicular

NOMBRE: TOBA DE LAPILLI PUMÍCEA DE CLINOPIROXENO



MUESTRA: LLZ-03

COMPONENTES:

FENOCRISTALES: 8%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	40	Subhedral	0.5 - 1	Textura sieve, macla polisintética, carlsbad y zonación
Clinopiroxeno	35	Subhedral	0.3 - 1.2	Bordes de Reabsorción, macla carlsbad y zonación
Olivino	25	Subhedral	0.2 - 0.8	Bordes de reabsorción

MASA FUNDAMENTAL: 70%

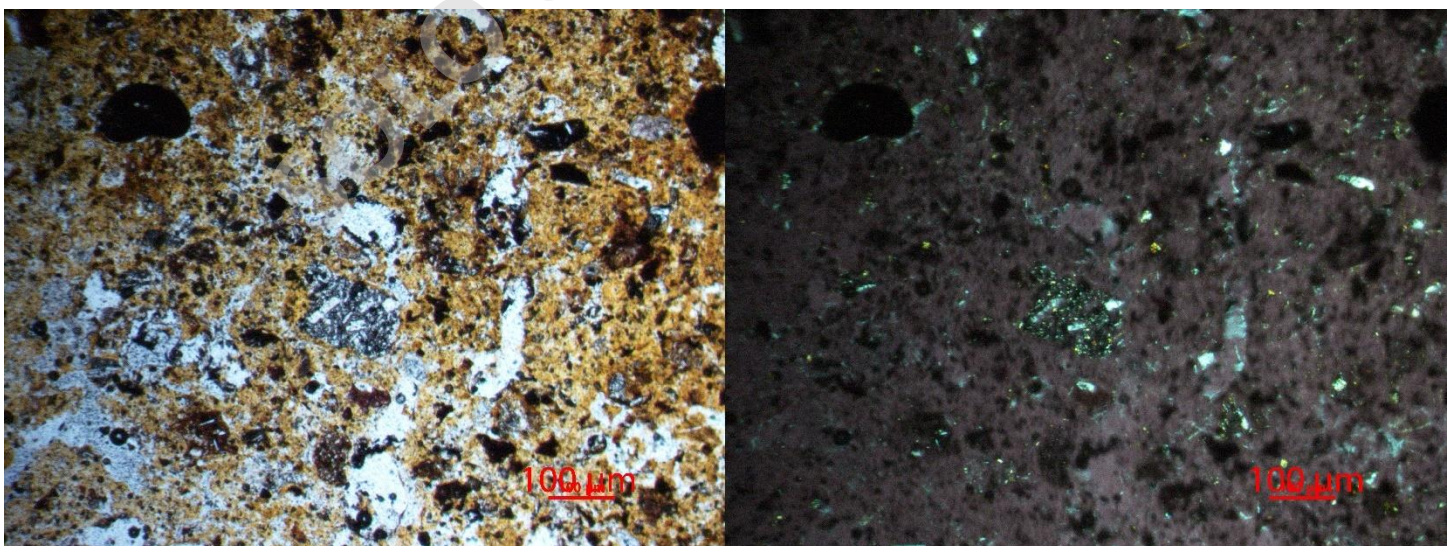
MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	15	Subhedral-euhedral	<0.5	Macla polisintética, carlsbad y zonación
Clinopiroxeno	10	Subhedral-euhedral	<0.3	Macla carlsbad y zonación
Olivino	5	Subhedral-euhedral	<0.2	
Vidrio	70			

VESÍCULAS: 20%. Son irregulares, redondeadas, con mala esfericidad y sin orientación.

LÍTICOS: 2%

TEXTURAS: Porfírica o vitrofírica y vesicular

NOMBRE: TOBA DE LAPILLI PUMÍCEA DE CLINOPIROXENO



MUESTRA: LLZ-04

OBSERVACIONES GENERALES: El depósito está integrado por fragmentos un 25% de pómez y 35% de pómez oscuras.

COMPONENTES PÓMEZ OSCURA:

FENOCRISTALES: 5%

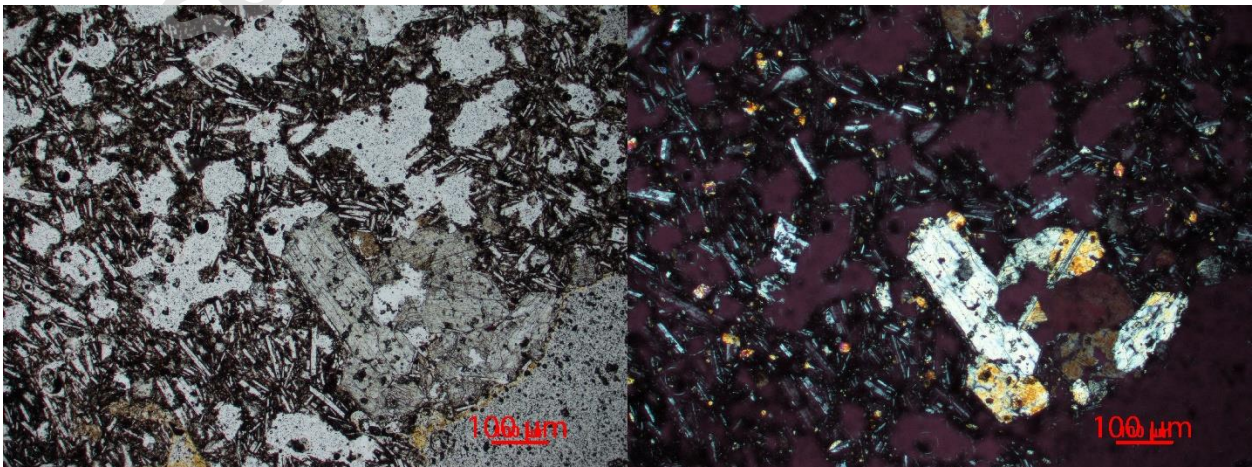
MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	35	Subhedral	0.3 – 1.5	Textura sieve, macla polysintética, carlsbad y zonación
Clinopiroxeno	35	Subhedral	0.6 – 0.9	Bordes de reabsorción, macla carlsbad y zonación
Olivino	30	Subhedral	0.2 – 0.4	Bordes de reabsorción

MASA FUNDAMENTAL: 70%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	20	Euhedral	<0.3	Macla polisintética, carlsbad y zonación
Clinopiroxeno	5	Subhedral -euhedral	<0.6	Macla carlsbad y zonación
Olivino	15	Subhedral -euhedral	<0.2	
Vidrio	60	Amorfo		

VESÍCULAS: 25%. Son irregulares, redondeadas, con mala esfericidad y sin orientación.

TEXTURAS: Porfírica, glomeroporfírica y vesicular



COMPONENTES PÓMEZ ROJIZO:

FENOCRISTALES: 2%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	40	Subhedral	0.2 – 1	Textura sieve, macla polisintética, carlsbad y zonación
Clinopiroxeno	30	Subhedral	0.3 – 1.5	Textura coronítica, bordes de reabsorción, macla carlsbad y zonación
Olivino	30	Subhedral	0.5 – 0.7	Bordes de reabsorción

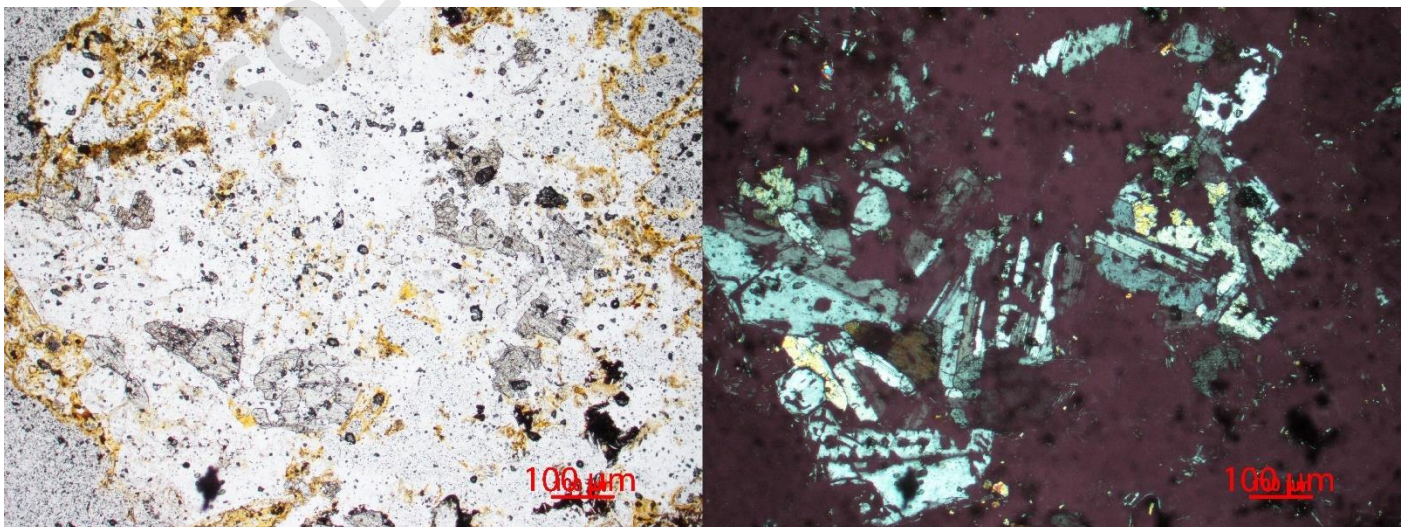
MASA FUNDAMENTAL: 70%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	10	Euhedral	<0.2	Macla polisintética, carlsbad y zonación
Clinopiroxeno	5	Subhedral-euhedral	<0.3	Macla carlsbad y zonación
Olivino	5	Subhedral-euhedral	<0.5	
Vidrio	80	Amorfo		

VESÍCULAS: 18%. Son irregulares, redondeadas, con mala esfericidad y sin orientación.

TEXTURAS: Porfírica, glomeroporfírica y vesicular.

NOMBRE: TOBA DE LAPILLI PUMÍCEO



MUESTRA: LLZ-06

COMPONENTES:

FENOCRISTALES: 8%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	40	Subhedral	0.5 - 1.9	Textura sieve, macla polisintética, carlsbad y zonación
Clinopiroxeno	30	Subhedral	0.2 – 0.7	Bordes de reabsorción, macla carlsbad y zonación
Olivino	30	Subhedral	0.2 – 0.5	Bordes de reabsorción

MASA FUNDAMENTAL: 70%

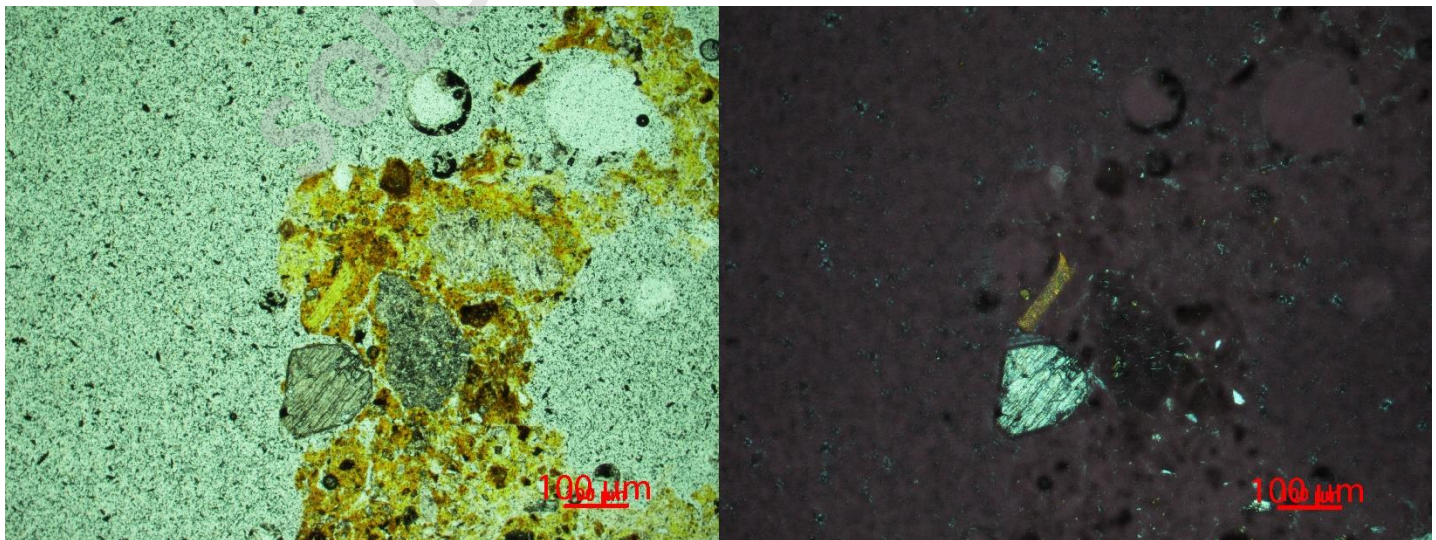
MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	20	Euhedral	<0.5	Macla polisintética, carlsbad y zonación
Olivino	10	Subhedral -euhedral	<0.2	
Vidrio	70	Amorfo		

VESÍCULAS: 20%. Son irregulares, redondeadas, con mala esfericidad y sin orientación.

LÍTICOS: 2%. Contienen grandes cristales de biotita.

TEXTURAS: Porfírica o vitrofírica, glomeroporfírica y vesicular.

NOMBRE: TOBA PUMÍCEA DE CLINOPIROXENO



MUESTRA: LLZ-07

OBSERVACIONES GENERALES: El depósito está integrado por fragmentos un 70% de pómez y 30% de pómez oscuras.

COMPONENTES PÓMEZ OSCURA:

FENOCRISTALES: 5%

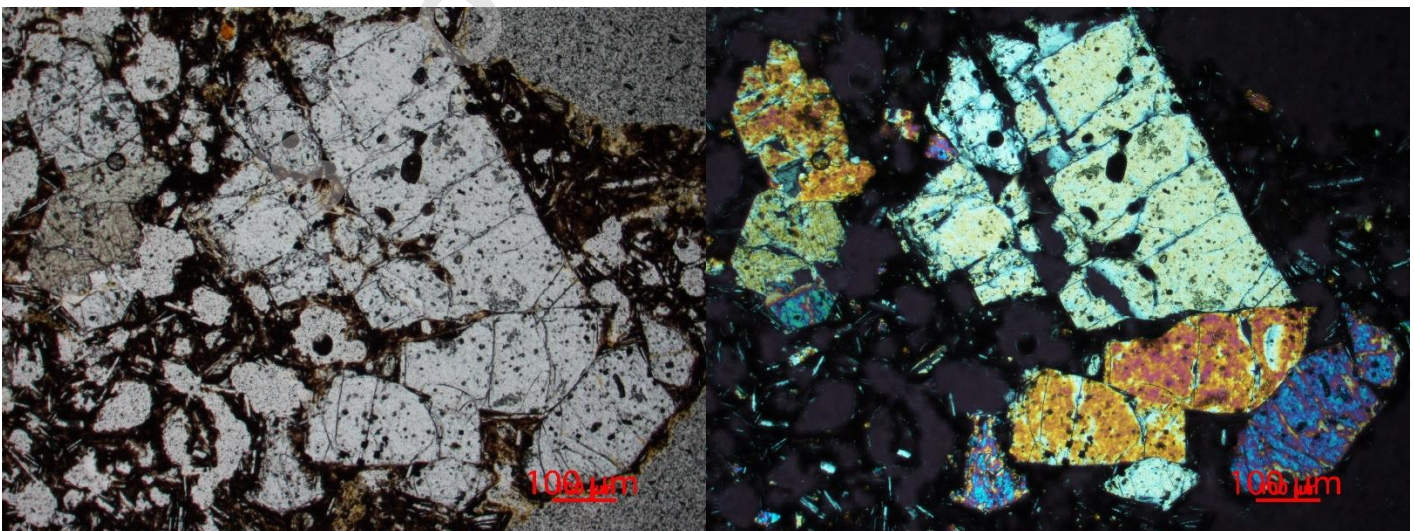
MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	35	Subhedral	0.3 – 1.3	Textura sieve, macla polisintética, carlsbad y zonación
Clinopiroxeno	30	Subhedral	0.3 – 0.8	Bordes de reabsorción, macla carlsbad y zonación
Olivino	35	Subhedral	0.5 – 1.5	Bordes de reabsorción

MASA FUNDAMENTAL: 70%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	15	Euhedral	<0.3	Macla polisintética, carlsbad y zonación
Clinopiroxeno	5	Subhedral-euhedral	<0.3	Macla carlsbad y zonación
Olivino	10	Subhedral-euhedral	<0.5	
Vidrio	70	Amorfo		

VESÍCULAS: 25%. Son irregulares, redondeadas, con mala esfericidad y sin orientación.

TEXTURAS: Porfírica, glomeroporfírica y vesicular



COMPONENTES PÓMEZ ROJIZO:

FENOCRISTALES: 2%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	35	Subhedral	0.3 – 0.7	Textura sieve, macla polisintética, carlsbad y zonación
Clinopiroxeno	30	Subhedral	0.3 – 1	Bordes de reabsorción, macla carlsbad y zonación
Olivino	35	Subhedral	0.2 – 0.5	Bordes de reabsorción

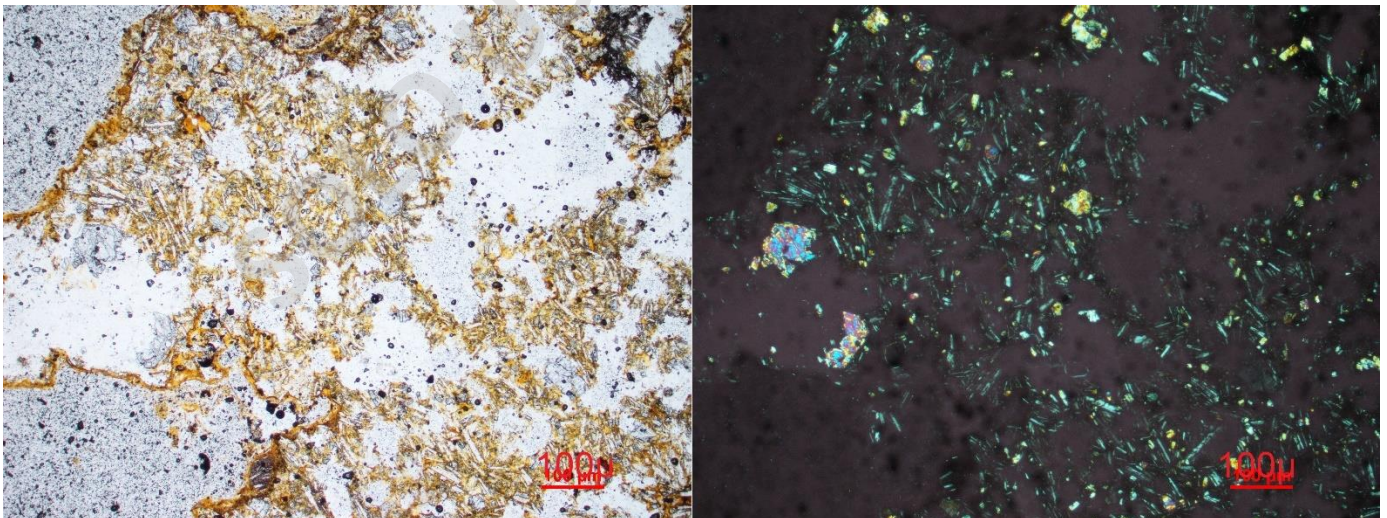
MASA FUNDAMENTAL: 80%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	20	Euhedral	<0.3	Macla polisintética, carlsbad y zonación
Clinopiroxeno	5	Subhedral-euhedral	<0.3	Macla carlsbad y zonación
Olivino	10	Subhedral-euhedral	<0.2	
Vidrio	65	Amorfo		

VESÍCULAS: 18%. Son irregulares, redondeadas, con mala esfericidad y sin orientación.

TEXTURAS: Porfírica, glomeroporfírica y vesicular.

NOMBRE: TOBA DE LAPILLI PUMÍCEO



MUESTRA: LLZ-08

COMPONENTES:

FENOCRISTALES: 15%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	40	Subhedral	1 – 2.1	Algunas con textura sieve y otras no, macla carlsbad, polisintética y zonación
Clinopiroxeno	30	Subhedral	0.5 – 2.5	Bordes de reabsorción, macla parallel, reloj de arena y zonación
Olivino	30	Subhedral	0.5 – 1.8	Bordes de reabsorción, opacos

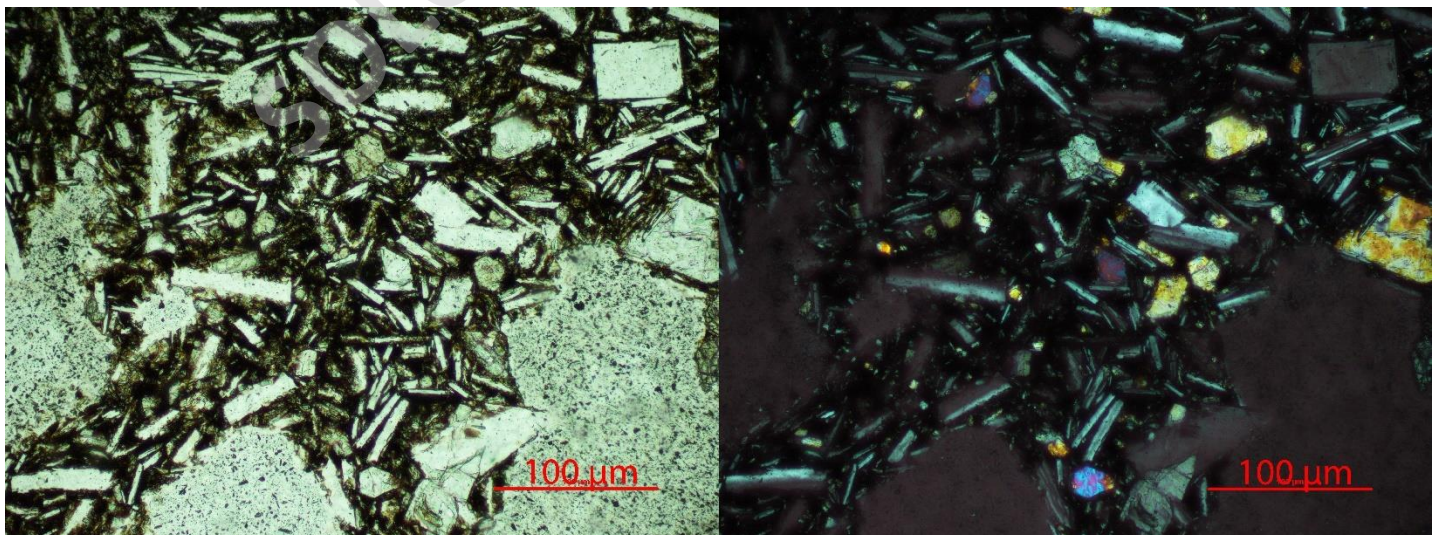
MASA FUNDAMENTAL: 60%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	30	Euhedral-subhedral	<1	Macla polisintética, carlsbad y zonación
Clinopiroxeno	20	Euhedral-subhedral	<0.5	Macla polisintética, reloj de arena, carlsbad y zonación
Olivino	15	Euhedral-subhedral	<0.5	
Vidrio	35	Amorfo		

VESÍCULAS: 25%. Son irregulares, subredondeadas y con mala esfericidad.

TEXTURAS: porfírica, glomeroporfírica, intersertal y vesicular

NOMBRE: ESCORIA BASÁLTICA DE OLIVINO



MUESTRA: LLZ-09

COMPONENTES:

FENOCRISTALES: 15%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO	OBSERVACIONES
Plagioclasa	45	Subhedral	0.5 - 2.3	Textura sieve en algunos, macla carlsbad, polisintética y zonación
Clinopiroxeno	25	Subhedral-anhedral	0.6 – 1	Texturas de reabsorción, macla carlsbad, reloj de arena, parallel, coronítica y zonación
Olivino	30	Subhedral-Anhedral	0.5 - 1.3	Bordes de reabsorción y reacción, textura esquelética y coronítica. Contiene opacos

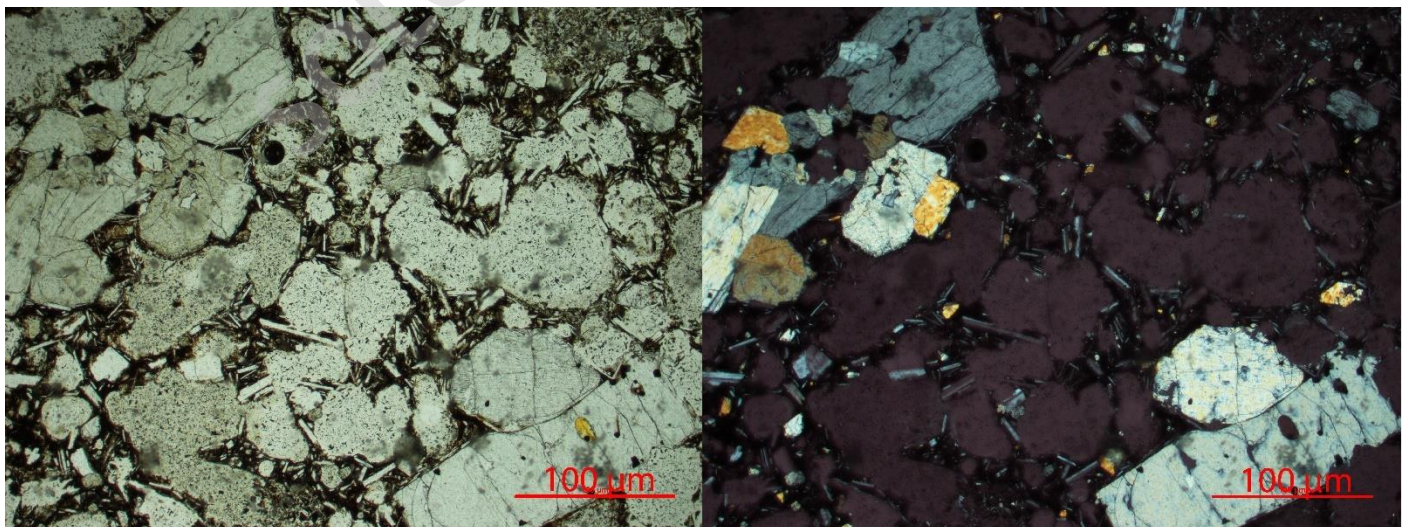
MASA FUNDAMENTAL: 60%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO	OBSERVACIONES
Plagioclasa	25	Subhedral-Euhedral	<0.5	Macla carlsbad, polisintética, parallel y zonación
Clinopiroxeno	20	Subhedral-Euhedral	<0.6	Macla carlsbad y zonación
Olivino	15	Subhedral-euhedrales	<0.5	
Vidrio	40	Amorfo		

VESÍCULAS: 25%

TEXTURAS: Porfírica, glomeroporfírica, intersertal y vesicular.

NOMBRE: ESCORIA BASÁLTICA DE OLIVINO



MUESTRA: LLZ-11

COMPONENTES:

FENOCRISTALES: 15%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO	OBSERVACIONES
Plagioclasa	45	Euhedral-anhedra	0.4 - 1.9	Textura sieve en algunas, macla carlsbad, polisintética y zonación
Clinopiroxeno	25	Subhedral-anhedral	0.4 – 1.2	Bordes de absorción, y macla parallel, reloj de arena, coronítica y zonación
Olivino	30	Euhedrales-Anhedrales	0.8 – 2.4	Bordes de reabsorción, textura coronítica. Contiene opacos

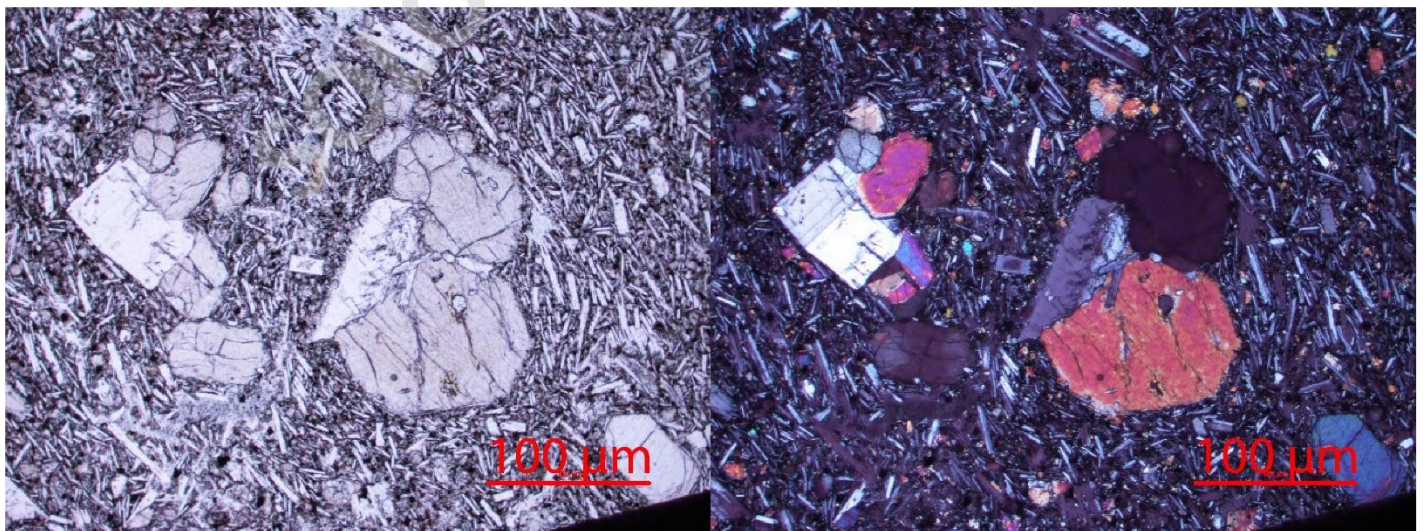
MASA FUNDAMENTAL: 80%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO	OBSERVACIONES
Plagioclasa	30	Euhedral-subhedral	<0.4	Carlsbad, polisintética, zonación
Clinopiroxeno	25	Euhedral – anhedral	<0.4	Macla de reloj de arena, Carlsbad y zonación
Olivino	20	Subhedral-euhedral	<0.8	Contienen óxidos de Fe y Ti
Vidrio	25	Amorfo		

VESÍCULAS: 5%

TEXTURAS: Porfírica, glomeroporfírica, traquítica y vesicular

NOMBRE: BASALTO DE OLIVINO



MUESTRA: LLZ-12

COMPONENTES:

FENOCRISTALES: 15%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	40	Subhedrales	0.9 - 2.2	Textura sieve, macla carlsbad, polisintética, poikilitica con clinopx y zonación
Clinopiroxeno	25	Anhedral-euhedral	0.6 – 1.1	Bordes de reacción y reabsorción, macla carlsbad, parallel, reloj de arena y zonación
Olivino	35	Anhedral-euhedral	0.4 -1.5	Bordes de absorción y alteración a iddingsita en fracturas. Contiene opacos

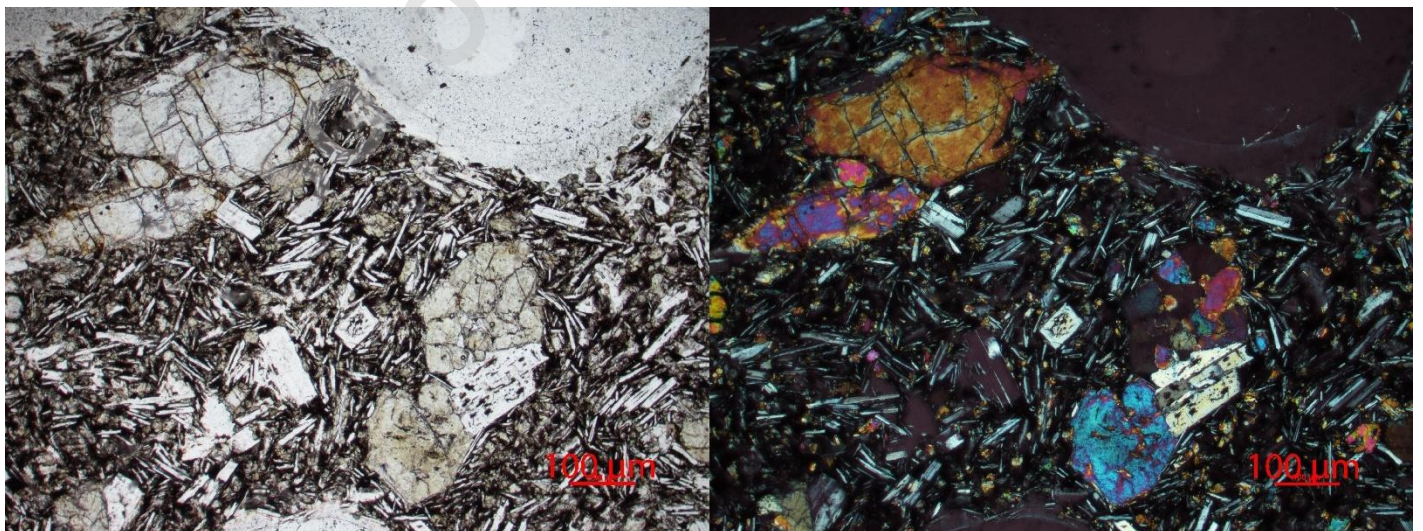
MASA FUNDAMENTAL: 65%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO	OBSERVACIONES
Plagioclasa	35	Euhedrales-subhedrales	<0.9	Macla carlsbad, polisintética y zonación
Clinopiroxeno	30	Subhedrales-Euhedrales	<0.6	Macla de carlsbad, parallel y zonación
Olivino	20	Subhedrales-Euhedrales	<0.4	
Vidrio	15	Amorfo		

VESÍCULAS: 20%

TEXTURAS: Porfírica, intersertal, glomeroporfírica y vesicular

NOMBRE: BASALTO DE OLIVINO



MUESTRA: LLZ-13

COMPONENTES:

FENOCRISTALES: 8%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	30	Euhedral-anhedral	0.6 - 3.2	Textura sieve, macla polisintética, carlsbad y parallel
Clinopiroxeno	50	Subhedral-Anhedral	0.3 – 0.9	Bordes de absorción, textura coronítica, macla de reloj de arena, carlsbad y zonación
Olivino	20	Anhedrales-euhedrales	0.4 - 1.7	Bordes de absorción y textura coronítica. Relieve muy alto. Contiene opacos

MASA FUNDAMENTAL: 90%

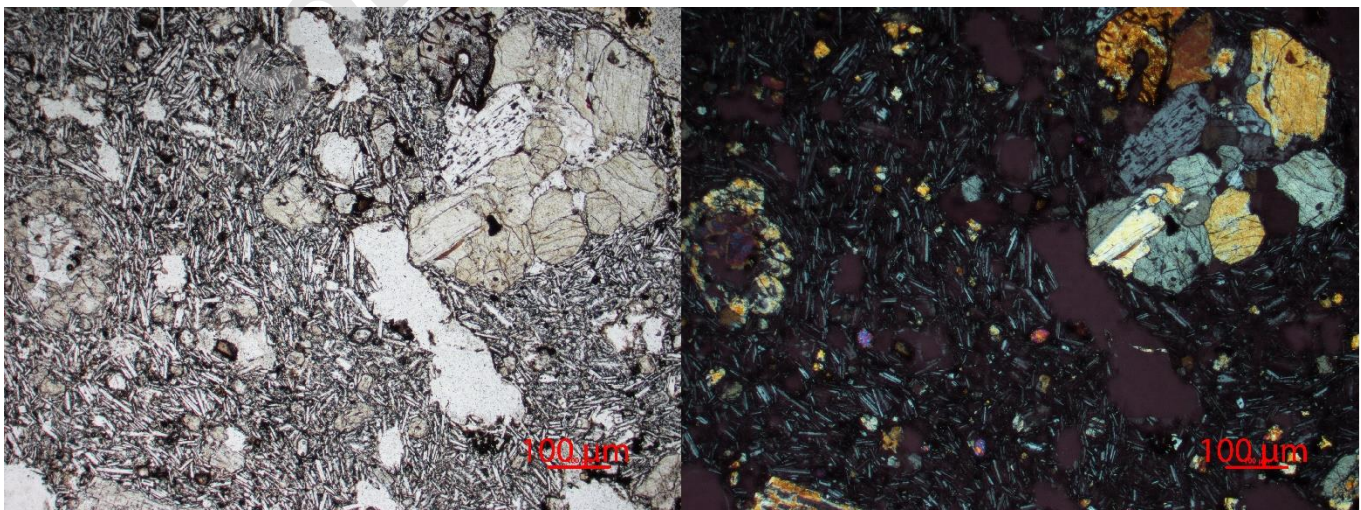
MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO	OBSERVACIONES
Plagioclasa	30	Euhedrales-subhedrales	<0.6	Macla polisintética, Carlsbad y zonación
Clinopiroxeno	20	Subhedrales-euhedrales	<0.3	Macla carlsbad, reloj de arena y zonación
Olivino	15	Subhedrales-euhedrales	<0.4	Relieve muy alto
Vidrio	35	Amorfo		

VESÍCULAS: 2%

TEXTURAS: Porfírica, intersertal, glomeroporfírica, en sectores traquítica.

OBSERVACIONES GENERALES: Se puede observar en el corte un sector con mayor cantidad y más grandes plagioclasas en la masa fundamental, este sector correspondería a un sector autobrechizado. Se observa un xenocristal de biotita.

NOMBRE: ANDESITA-BASÁLTICA DE CLINOPIROXENO



MUESTRA: LLZ-14

COMPONENTES:

FENOCRISTALES: 5%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	25	Subhedral-euhedral	0.7 - 1.6	Textura sieve, macla carlsbad, polisintética y parallel
Clinopiroxeno	45	Subhedral-euhedrales	0.4 - 0.9	Bordes de absorción, textura coronítica, macla de reloj de arena, carlsbad, poikilitica con plagioclasa y zonación
Olivino	30	Subhedral-euhedral	0.9 - 1.1	Bordes de reabsorción, textura coronítica. Contiene opacos

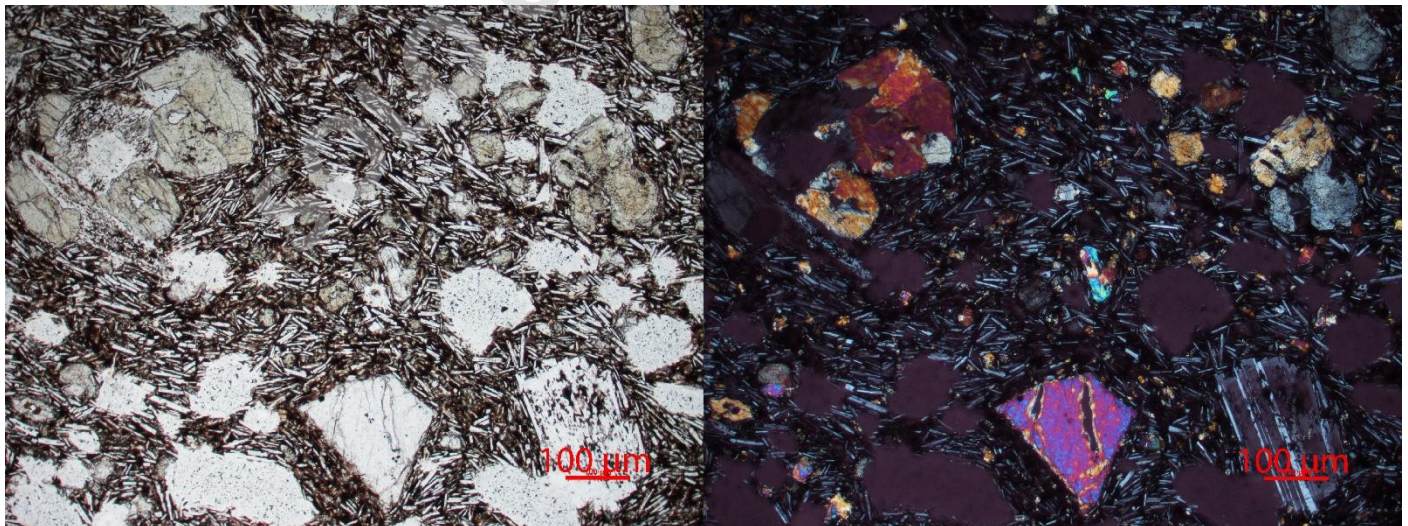
MASA FUNDAMENTAL: 85%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO	OBSERVACIONES
Plagioclasa	40	Subhedral-euhedral	<0.7	Macla carlsbad, polisintética y zonación
Clinopiroxeno	25	Subhedral-euhedral	<0.4	Macla reloj de arena, carlsbad, parallel y zonación
Olivino	20	Subhedral-euhedral	<0.9	
Vidrio	15	Amorfo		

VESÍCULAS: 10%

TEXTURAS: Porfírica, intersertal, glomeroporfírica, vesicular

NOMBRE: ANDESITA-BASÁLTICA DE CLINOPIROXENO



MUESTRA: LLZ-15

COMPONENTES:

FENOCRISTALES: 10%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	50	Subhedral	1.1 - 3.5	Textura sieve en algunas, macla carlsbad, polisintética y zonación
Clinopiroxeno	30	Subhedral	0.6 – 1.3	Textura poikilítica con olivino, coronítica, macla carlsbad, reloj de arena, parallel y zonación
Olivino	20	Subhedral	0.6 - 1.5	Bordes de reabsorción, textura coronítica y fracturas alteradas a iddingsita. Contiene opacos

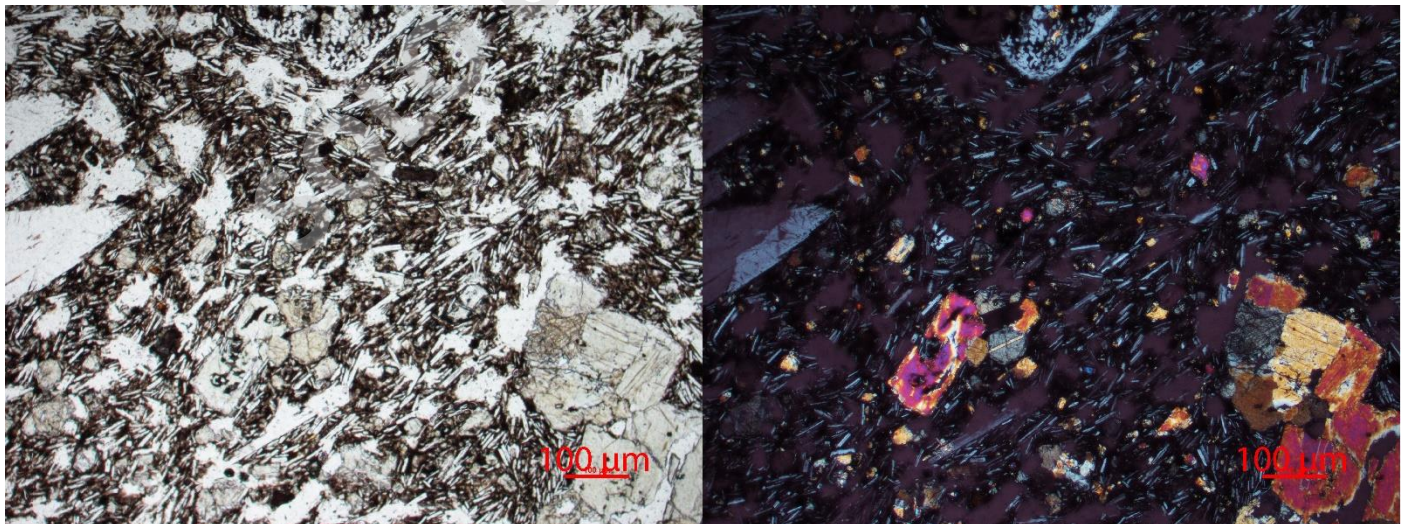
MASA FUNDAMENTAL: 85%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO	OBSERVACIONES
Plagioclasa	35	Subhedral-euhedral	<1.1	Macla polisintética, Carlsbad y zonación
Clinopiroxeno	20	Subhedral-euhedral	<0.6	Macla reloj de arena, Carlsbad y zonación
Olivino	15	Subhedral-euhedral	<0.6	Bordes de reabsorción
Vidrio	30			

VESÍCULAS: 5%

TEXTURAS: Porfírica, intersertal, glomeroporfírica y vesicular

NOMBRE: ANDESITA-BASÁLTICA DE CLINOPIROXENO



MUESTRA: LLZ-16

COMPONENTES:

FENOCRISTALES: 10%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	65	Subhedral	0.6 - 1.4	Textura sieve, macla polisintética, Carlsbad, parallel y zonación
Clinopiroxeno	20	Subhedral	0.4 - 0.9	Bordes de reabsorción, textura coronítica, macla Carlsbad, parallel, reloj de arena y zonación
Olivino	15	Subhedral	0.4 - 1.3	Bordes de absorción, coronitica. En fracturas hay alteración a iddingsita

MASA FUNDAMENTAL: 70%

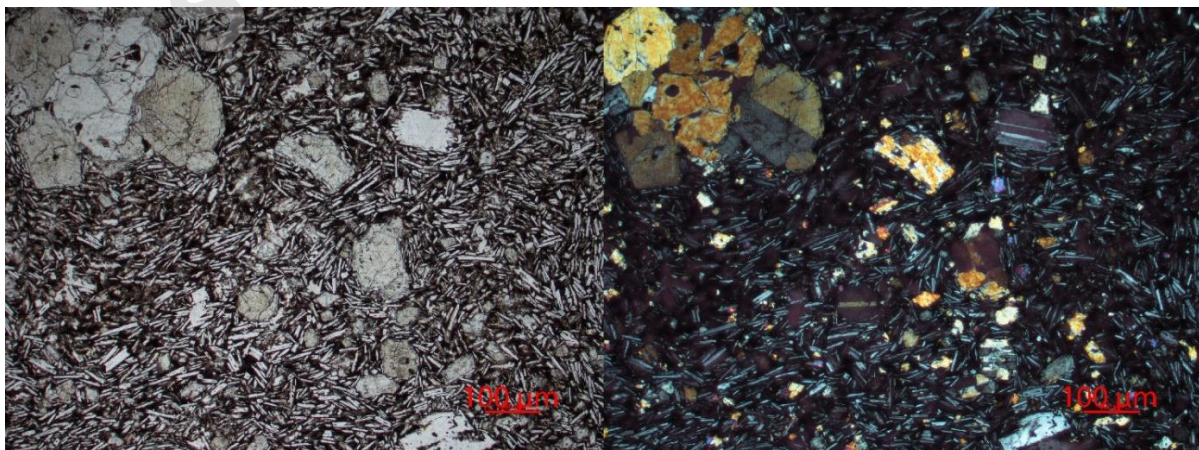
MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	35	Euhedrales-subhedrales	<0.6	Macla carlsbad, polisintética, parallel y zonación
Clinopiroxeno	25	Subhedrales-euhedrales	<0.4	macla Carlsbad y zonación,
Olivino	20	Subhedrales-euhedrales	<0.4	Bordes de reabsorción
Vidrio	20	Amorfo		

VESÍCULAS: 20%

TEXTURAS: Porfírica, intersertal, glomeroporfírica, vesicular

OBSERVACIONES GENERALES: Hay un xenocristal de biotita en una vesicular

NOMBRE: ANDESITA-BASÁLTICA DE CLINOPIROXENO



MUESTRA: HUI-01

COMPONENTES:

FENOCRISTALES: 10%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	60	Subhedrales	0.5 - 2.5	Textura sieve, macla polisintética, carlsbad, parallel y zonación
Olivino	25	Subhedrales	0.4 - 1.4	Bordes de reabsorción y reacción. Contienen óxidos de Fe y Ti
Clinopiroxeno	15	Subhedrales	0.5 - 2.1	Textura poikilitica con plagioclasa, macla carlsbad y zonación

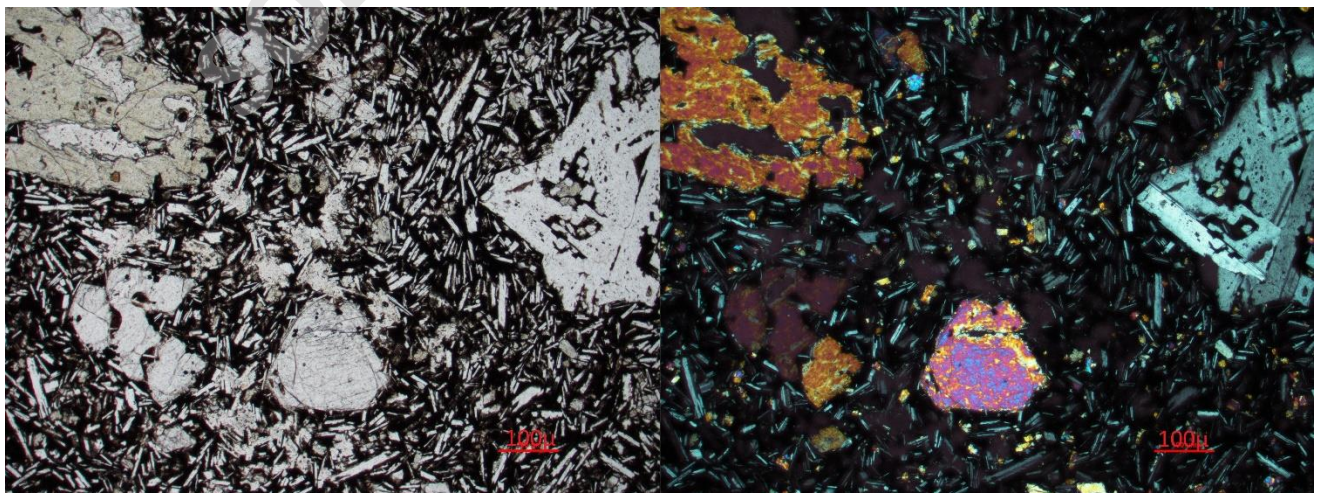
MASA FUNDAMENTAL: 70%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	40	Subhedral-euhedral	<0.5	Macla polisintética, carlsbad, Parallel y zonación
Olivino	15	Subhedral-euhedral	<0.4	
Clinopiroxeno	10	Subhedral-euhedral	<0.5	Macla carlsbad, parallel y zonación
Vidrio	35	Amorfo		

VESÍCULAS: 20%

TEXTURAS: Porfírica, intersertal y vesicular

NOMBRE: BASALTO DE OLIVINO



MUESTRA: HUI-02

COMPONENTES:

FENOCRISTALES: 10%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	50	Subhedral	0.6 - 1.1	Textura sieve, macla polisintética, Carlsbad, parallel y zonación
Olivino	30	Subhedral-anhedral	0.5 - 1.6	Bordes de absorción. Contiene óxidos de Fe y Ti
Clinopiroxeno	20	Subhedral	0.5 - 2.9	Bordes de absorción, macla Carlsbad, zonación y parallel

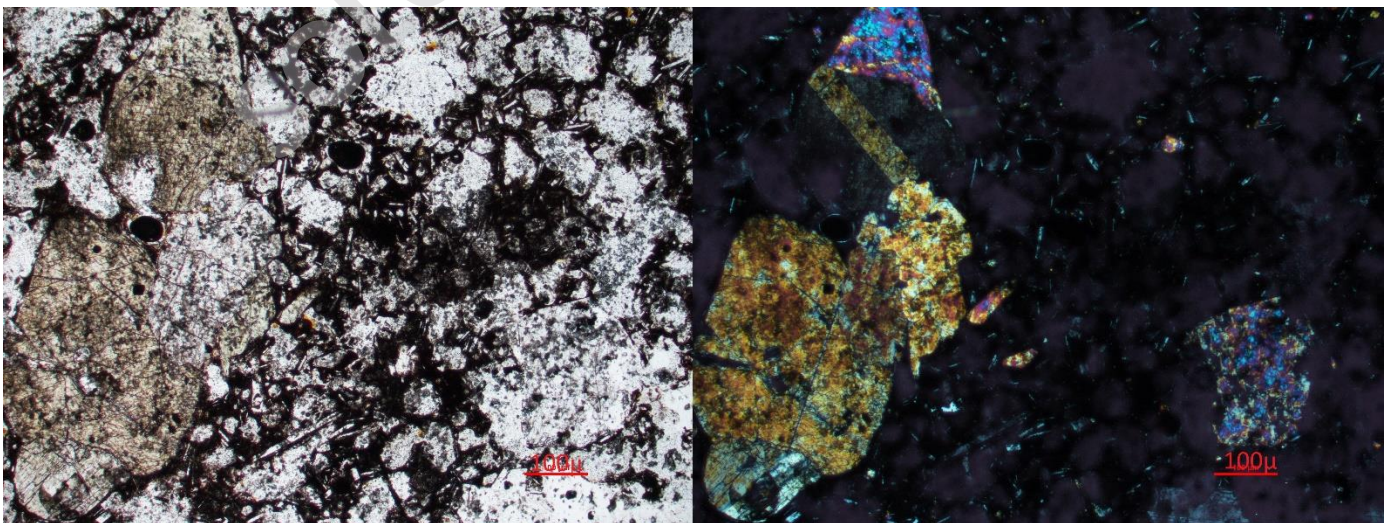
MASA FUNDAMENTAL: 40%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	20	Subhedral-euhedral	<0.6	Macla polisintética, carlsbad, zonación
Olivino	10	Subhedral-euhedral	<0.5	Bordes de adsorción
Clinopiroxeno	10	Subhedral-euhedral	<0.5	Macla carlsbad y zonación,
Vidrio	40	Amorfo		

VESÍCULAS: 50%

TEXTURAS: Porfírica, glomeroporfírica y vesicular

NOMBRE: ESCORIA BASÁLTICA DE OLIVINO



MUESTRA: HUI-03

COMPONENTES:

FENOCRISTALES: 15%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	65	Subhedral - euhedral	0.6 - 2.2	Textura sieve, macla carlsbad, polisintética, parallel y zonación
Olivino	20	Subhedral	0.5 - 2.9	Bordes de reabsorción. Contienen óxidos de Fe y Ti
Clinopiroxeno	15	Subhedral	0.6 - 1.4	Macla carlsbad y zonación

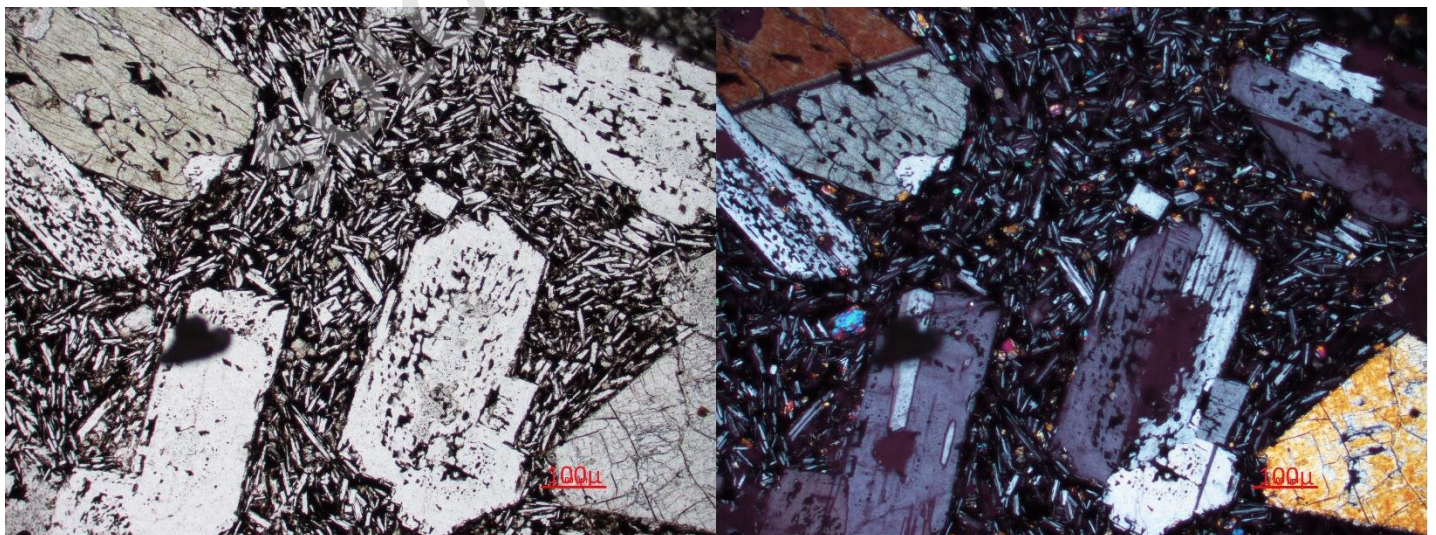
MASA FUNDAMENTAL: 70%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	45	Subhedral-euhedral	<0.6	Macla carlsbad, polisintética, parallel y zonación
Olivino	15	Subhedral-euhedral	<0.5	Bordes de reacción. Contienen óxidos de Fe y Ti
Clinopiroxeno	15	Subhedral-euhedral	<0.6	Macla parallel, Carlsbad, zonación y coronítica
Vidrio	25	Amorfo		

VESÍCULAS: 15%

TEXTURAS: Porfírica, intersertal, vesicular

NOMBRE: BASALTO DE OLIVINO



MUESTRA: HUI-04

COMPONENTES:

FENOCRISTALES: 10%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	60	Subhedral	0.8 - 2.5	Textura sieve, macla carlsbad, polisintética y zonación
Olivino	20	Subhedral	0.7- 2.8	Bordes de reabsorción y reacción. Contiene óxidos de Fe y Ti
Clinopiroxeno	20	Subhedral - anhedral	0.3 - 1	Bordes de reabsorción, macla paralel, carlsbad y zonación

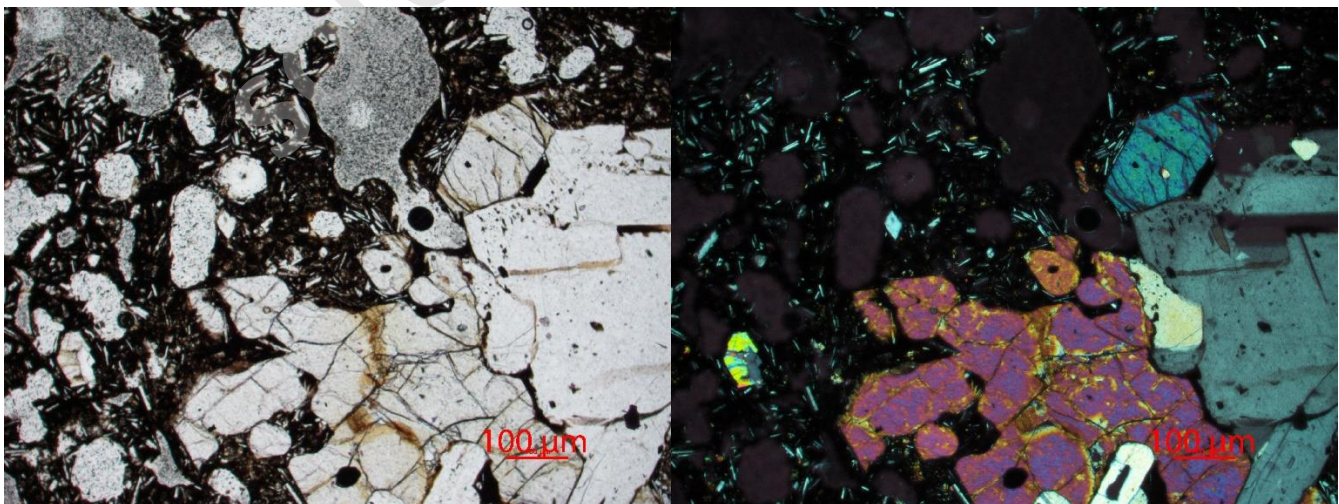
MASA FUNDAMENTAL: 50%

MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Plagioclasa	30	Euhedral-subhedral	<0.8	Macla polisintética, carlsbad, parallel y zonación
Olivino	20	Euhedral-subhedral	<0.7	Bordes de reacción. Contiene óxidos de Fe y Ti
Clinopiroxeno	15	Euhedral-subhedral	<0.3	Zonación
Vidrio	35	Amorfo		

VESÍCULAS: 40%

TEXTURAS: Porfírica, glomeroporfírica, intersertal y vesicular

NOMBRE: BASALTO DE OLIVINO



MUESTRA: MET

COMPONENTES:

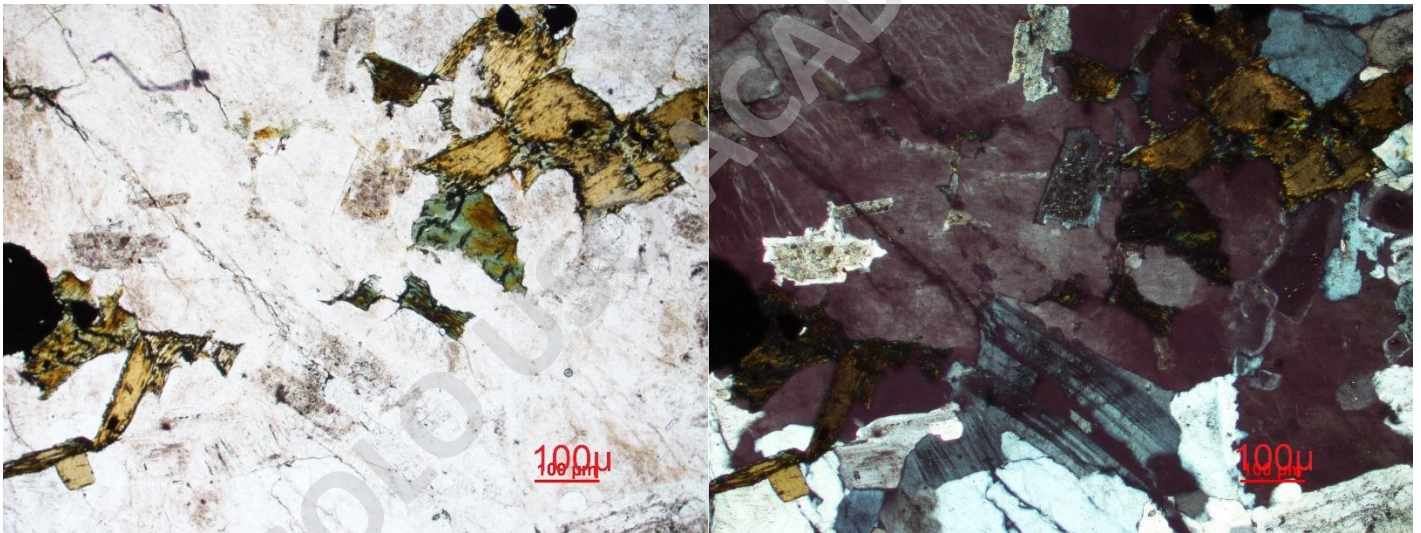
MINERAL	%	FORMA	TAMAÑO (mm)
Cuarzo	50	Subhedral-euhedral	3 - 5
Anfíbol	25	Subhedral	2 - 4
Biotita	15	Subhedral	1 - 4
Feldespato potásico	10	Subhedral-euhedral	3 - 5

FÁBRICA: Planar

ESTRUCTURA: Bandeada

TEXTURA: Gnéisica

NOMBRE: GNEISS ANFIBOLÍTICO DE GRANO MEDIO A GRUESO



ANEXO D. DATOS GEOQUÍMICOS

SOLO USO ACADÉMICO

Muestra	LLZ-08	LLZ-11	LLZ-12	LLZ-13	LLZ-14	LLZ-15	LLZ-16	HUI-01	HUI-02	HUI-03	HUI-04	MET-01
Proveniencia	CEMLI	CEMLI	CEMLI	CEMLI	CEMLI	CEMLI	CEMLI	CEMH	CEMH	CEMH	CEMH	CML
Material	Depósito de caída	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Depósito de caída	Lava	Lava	Roca Metamórfica
SiO ₂	51,1	51,55	51,69	52,35	53,71	53,43	54,06	51,08	50,09	51,2	50,9	63,67
Al ₂ O ₃	17,07	16,98	17	16,99	16,72	16,87	16,69	17,44	17,07	17,2	17,22	16,69
Fe ₂ O ₃ total	8,91	8,87	8,68	8,37	8	8,12	7,93	9,38	9,43	9,52	9,52	5,76
MgO	7,17	7,19	6,99	6,31	6,26	6,26	6,08	6,4	8,36	6,78	6,85	1,92
CaO	10,83	10,71	10,49	8,91	9,44	9,33	9,18	9,23	9,38	9,05	9,04	3,28
Na ₂ O	2,6	2,63	2,75	3,04	3,08	3,15	3,2	3,38	2,89	3,29	3,26	2,64
K ₂ O	0,71	0,74	0,83	1,15	1,15	1,17	1,21	1,24	0,9	1,19	1,17	2,33
TiO ₂	0,75	0,76	0,75	0,76	0,74	0,75	0,75	1,19	0,98	1,13	1,12	0,69
P ₂ O ₅	0,13	0,13	0,13	0,13	0,14	0,15	0,15	0,35	0,27	0,35	0,33	0,22
MnO	0,15	0,15	0,15	0,14	0,14	0,14	0,14	0,15	0,15	0,15	0,16	0,08
Cr ₂ O ₃	0,026	0,024	0,024	0,022	0,021	0,021	0,02	0,024	0,043	0,026	0,027	0,014
TOTAL	99,746	99,734	99,684	99,772	99,701	99,691	99,71	99,664	99,663	99,686	99,697	99,794
LOI	0,3	0	0,2	1,6	0,3	0,3	0,3	-0,2	0,1	-0,2	0,1	2,5
Ba	238	239	271	308	324	350	323	349	282	392	326	507
Ni	54	52	50	49	49	47	45	65	134	81	82	43
Sc	30	31	30	27	27	27	26	26	26	26	26	12
Co	36,3	35,8	31,9	31,4	27,4	29,5	29	31,5	39,3	33,9	33,9	12,7
Cs	1,2	1,1	1,3	1,3	1,7	1,8	1,5	1,3	0,9	1,2	1	2,3
Ga	16,3	15,8	15,8	17,2	14,7	15,9	17,2	16,3	17,1	16,2	16,7	20,5
Hf	2	1,9	2,1	3,2	3	2,9	2,8	3,4	2,6	3,3	3,3	4
Nb	2,8	3,8	3	4,4	3,8	3,8	5,7	9	5,3	8,4	7,9	12,4
Rb	15,3	15,2	18,4	25,7	24,1	25,9	25,7	27,8	20,8	28,4	27,5	77
Sr	562,3	490,9	592,6	491,7	513,4	515,8	541,9	569,3	524	563,6	567,1	245,1
Ta	0,2	0,1	<0,1	0,3	0,2	0,2	0,3	0,5	0,3	0,4	0,4	0,8
Th	4,1	4,8	4,4	5,6	5,4	5,1	5	3,3	2,6	3,4	3,4	8,8
U	1,3	1,3	1	1,8	1,5	1,4	1,4	1	0,5	0,9	1	2,8
V	219	219	209	183	192	189	190	223	207	219	215	101
Zr	74	75,7	86	122,5	110,4	115,7	120,8	137,7	106,2	129,3	133,3	151,1
Y	14,5	13,7	16,1	17,3	17,8	17	18,4	22,7	19,6	22,1	22,4	32,2
La	10,7	10,7	11,6	13,5	14,5	14,8	13,6	19,1	14,6	21,2	17,2	29,2
Ce	21,6	22,6	23	28,3	30,8	31,5	29,3	40,4	30,9	42,4	36,3	61
Pr	2,91	2,81	2,94	3,38	3,61	3,81	3,81	5,22	3,72	5,29	5,06	7,15
Nd	12,4	12,3	12,8	16	16,1	17,3	16,8	22,6	17,7	23,3	22,9	29
Sm	2,84	2,93	3,29	3,65	3,32	3,66	3,48	4,57	3,72	4,67	4,78	6,02
Eu	0,97	0,94	1,03	1,05	0,99	1,05	1,04	1,49	1,24	1,39	1,32	1,47
Gd	3,06	2,98	3,13	3,47	3,32	3,61	3,48	4,94	3,96	4,64	4,7	5,87
Tb	0,47	0,46	0,49	0,53	0,55	0,56	0,55	0,72	0,6	0,71	0,68	0,98
Dy	2,81	2,64	2,93	3,36	3,25	3,34	3,19	4,09	3,55	4,41	3,9	5,76
Ho	0,55	0,64	0,6	0,71	0,67	0,67	0,7	0,84	0,73	0,85	0,82	1,19
Er	1,61	1,62	1,77	2,15	2,1	2,05	2,13	2,5	2,13	2,56	2,38	3,77
Tm	0,22	0,24	0,24	0,32	0,28	0,3	0,3	0,35	0,29	0,33	0,33	0,57
Yb	1,54	1,65	1,7	2	1,79	1,97	1,93	2,37	1,99	2,21	2,06	3,69
Lu	0,27	0,26	0,27	0,33	0,3	0,31	0,33	0,32	0,29	0,35	0,32	0,54
Mo	0,4	0,3	0,4	0,3	0,5	0,4	0,3	0,6	0,4	0,6	0,6	0,9
Cu	53,5	52,5	58,1	61,4	53,5	45,6	36,1	38,6	35,3	41,5	38,1	21,3
Pb	2,5	2,4	3,4	3,2	3,3	3,2	1,8	1,8	1,5	1,7	1,9	12
Zn	33	34	40	32	28	29	29	53	36	53	44	85
Ni	41,6	39,6	40,2	33,8	26,3	29,8	30,6	67,3	133,1	72,7	79,9	44,9

ANEXO E. DATOS GEOQUÍMICOS DE TRABAJOS ANTERIORES

SOLO USO ACADÉMICO

CEM	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge
Sample	SJ-T-1	SJ-T-2	SJ-T-3	SJ-T-3A	SJ-T-4	SJ-T-4A	SJ-T-5	SJ-T-CL	SJ-T-5A	SJ-T-6	SJ-T-7	SJ-T-8
Material	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli and bombs
Autor	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)
SiO ₂	51,56	51,12	51,65	51,65	51,48	51,53	51,53	50,13	51,04	50,63	51,31	51,45
Al ₂ O ₃	14,82	14,46	14,81	14,70	14,83	14,94	14,72	14,63	15,48	15,28	15,80	16,06
Fe ₂ O ₃ ^{total}	9,68	10,02	9,66	9,68	9,69	9,76	9,59	11,00	9,72	9,47	9,57	9,62
MnO	0,17	0,17	0,17	0,16	0,17	0,16	0,16	0,17	0,17	0,17	0,16	0,16
MgO	11,28	11,48	11,09	11,17	11,12	11,18	11,19	10,87	11,06	10,82	10,39	10,19
CaO	9,92	9,86	9,96	10,10	9,96	10,12	9,86	10,00	9,81	9,76	9,87	9,81
Na ₂ O	2,40	2,33	2,38	2,37	2,40	2,37	2,46	2,34	2,43	2,42	2,52	2,55
K ₂ O	0,37	0,35	0,36	0,36	0,37	0,36	0,38	0,39	0,39	0,39	0,40	0,42
TiO ₂	0,73	0,70	0,72	0,72	0,72	0,72	0,74	0,73	0,75	0,74	0,78	0,79
P ₂ O ₅	0,14	0,12	0,13	0,13	0,14	0,11	0,12	0,09	0,14	0,13	0,13	0,14
LOI	-0,20	0,00	-0,20	0,02	-0,21	-0,20	-0,01	-0,75	-0,21	-0,16	-0,13	-0,22
Total	100,9	100,6	100,9	100,9	100,8	100,9	100,7	99,6	100,8	99,7	100,8	101,0
Sc	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33
V	233	230	234	232	235	230	226	223	226	224	229	231
Ba	133	118	121	120	194	127	128	123	130	141	134	146
Sr	342	333	341	333	343	335	341	349	340	339	356	355
Y	12	13	12	12	13	12	12	13	16	13	13	12
Zr	49	46	47	46	48	47	49	48	50	49	51	52
Cr	840	830	800	770	820	820	790	770	770	770	720	600
Co	48	49	47	46	48	49	48	47	48	48	46	44
Ni	230	250	230	220	230	230	240	230	230	220	210	190
Cu	80	80	80	70	80	80	80	80	80	80	70	60
Zn	80	80	80	70	80	80	80	70	90	80	80	80
Ga	17	16	16	16	16	16	17	15	17	16	16	17
Rb	8	7	8	7	7	7	8	8	9	8	8	8
Nb	2	1	1	1	9	2	1	1	1	2	1	2
Cs	0,7	0,6	0,6	0,7	0,6	0,6	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
La	5,6	4,7	4,8	4,6	6,9	4,7	4,9	4,9	5,1	5,7	5,6	6,1
Ce	12,5	11,0	11,1	11,0	14,9	11,0	11,4	11,8	12,0	12,8	12,9	13,7
Pr	1,7	1,6	1,7	1,6	2,0	1,5	1,7	1,64	1,6	1,8	1,8	1,9
Nd	7,9	7,3	7,4	7,4	8,8	7,4	7,7	7,7	7,7	8,3	8,7	8,9
Sm	2,1	2,0	1,9	2,0	2,3	2,0	2,1	2,1	2,0	2,1	2,1	2,3
Eu	0,7	0,7	0,8	0,7	0,8	0,7	0,7	0,76	0,7	0,8	0,8	0,8
Gd	2,3	2,4	2,3	2,2	2,5	2,3	2,3	2,6	2,2	2,3	2,3	2,5
Tb	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
Dy	2,4	2,3	2,3	2,3	2,4	2,3	2,3	2,7	2,4	2,4	2,5	2,6
Ho	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Er	1,4	1,4	1,5	1,4	1,5	1,4	1,5	1,5	1,4	1,5	1,6	1,5
Tm	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,23	0,2	0,2	0,2	0,2
Yb	1,3	1,3	1,4	1,4	1,5	1,4	1,4	1,5	1,3	1,4	1,4	1,5
Lu	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,23	0,2	0,2	0,2	0,2
Hf	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,4
Ta	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Pb												
Th	0,8	0,6	0,6	0,5	1,1	0,6	0,6	0,6	0,6	0,8	0,6	0,7
U	0,3	0,8	0,2	0,4	0,4	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2	0,3

CEM	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge
Sample	SJ-B-2A	SJ-B-2B	SJ-B-2C	SJ-L-1	SJ-L-2	SJ-L-3	SJ-L-4	SJ-L-5	SJ-L-6	140194-1*	140194-2	140194-3
Material	Bomb	Bomb	Bomb	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava			
Autor	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)
SiO ₂	50,26	49,81	50,58	50,80	50,54	51,61	52,11	51,40	51,54	50,39	50,77	50,68
Al ₂ O ₃	13,63	15,15	14,45	14,24	14,37	14,45	14,18	14,08	14,45	15,7	16,02	15,99
Fe ₂ O ₃ ^{total}	10,28	10,48	9,81	10,56	10,49	10,25	10,06	10,14	10,05	9,46	9,57	9,48
MnO	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16
MgO	11,76	10,89	10,66	11,45	10,93	10,55	10,29	10,83	9,94	10,4	10,3	9,89
CaO	8,98	10,02	10,17	8,97	8,99	9,26	9,28	9,20	9,36	10	9,64	9,71
Na ₂ O	2,31	2,27	2,36	2,48	2,48	2,60	2,56	2,56	2,64	2,54	2,55	2,55
K ₂ O	0,36	0,37	0,39	0,41	0,39	0,42	0,42	0,41	0,42	0,42	0,41	0,4
TiO ₂	0,52	0,75	0,70	0,58	0,56	0,57	0,56	0,55	0,57	0,75	0,77	0,78
P ₂ O ₅	0,10	0,09	0,09	0,13	0,13	0,14	0,14	0,13	0,16	0,12	0,11	0,11
LOI	-0,06	-0,50	-0,41	-0,05	-0,20	-0,29	0,18	-0,33	-0,05			
Total	98,3	99,5	99,0	99,7	98,8	99,7	99,9	99,1	99,3	99,94	100,31	99,76
Sc	33	33	34	32	32	33	34	33	33	32,8	31,7	32
V	228	221	226	226	231	238	236	238	242	206	207	209
Ba	118	116	122	139	135	133	136	135	139	139	125	124
Sr	328	346	344	363	351	354	345	344	364	379	377	377
Y	11	12	13	13	12	13	12	12	14	17	16,8	16,8
Zr	46	46	47	51	51	52	54	51	53	58,3	54,3	56,2
Cr	870	800	780	760	750	690	730	720	600	905	831	786
Co	49	47	48	47	47	45	44	46	42			
Ni	250	230	230	230	230	200	190	210	180	257,4	221,9	175,5
Cu	80	80	80	80	90	80	60	80	90	88,6	85	89,1
Zn	70	70	70	80	80	80	80	80	80	67,6	64,6	74,3
Ga	16	14	14	16	16	16	17	16	17			
Rb	8	7	7	8	8	8	8	8	8	8,61	8,25	
Nb	1	1	1	2	2	1	1	1	1	1,42	1,39	2,2
Cs	0,7	0,6	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,658	0,64	
La	4,6	4,7	4,5	5,6	5,1	5,1	5,2	5,3	5,6	4,9	4,88	5,1
Ce	10,7	11,5	11,2	12,5	11,9	11,9	12,0	12,2	12,8	11,9	11,7	
Pr	1,5	1,67	1,61	1,8	1,7	1,7	1,7	1,8	1,8	1,79	1,71	
Nd	7,1	7,4	7,6	7,8	7,8	7,9	8,1	8,2	8,7	8,4	8,1	
Sm	1,9	2,2	2,2	2,0	2,2	2,1	2,1	2,1	2,3	2,27	2,19	
Eu	0,7	0,76	0,78	0,7	0,7	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8	0,76	
Gd	2,3	2,5	2,5	2,4	2,4	2,3	2,5	2,3	2,5	2,69	2,63	
Tb	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,429	0,415	
Dy	2,2	2,7	2,6	2,4	2,5	2,4	2,5	2,5	2,6	2,69	2,6	
Ho	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,571	0,551	
Er	1,5	1,6	1,5	1,5	1,5	1,4	1,5	1,5	1,6	1,53	1,51	
Tm	0,2	0,24	0,23	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2			
Yb	1,3	1,6	1,6	1,4	1,4	1,5	1,5	1,4	1,3	1,52	1,48	
Lu	0,2	0,24	0,24	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,235	0,233	
Hf	1,2	1,2	1,3	1,2	1,2	1,1	1,2	1,3	1,2	1,51	1,46	
Ta	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,085	0,083	
Pb										4,7	4,31	
Th	0,5	0,6	0,5	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7	0,64	
U	0,3	0,2	0,2	0,6	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,268	0,236	

CEM	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge
Sample	140194-4	140194-5A	140194-5B	140194-7a	140194-7b	120194-3	SJ Sc 1104A	SJ Sc 1104B	SJ Sc 1104C	SJ Sc 1104E	SJ La 1104H	140194-02
Material												
Autor	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Sun (2001)
SiO ₂	50,39	50,63	50,7	50,74	50,95	50,77	49,37	48,84	51,26	49,57	50,92	50,52
Al ₂ O ₃	16,23	16,16	16,19	16,2	16,07	15,93	14,58	14,73	15,65	13,71	15,35	15,94
Fe ₂ O ₃ ^{total}	9,45	9,66	9,68	9,5	9,69	9,52	9,9	10,22	9,61	9,95	9,34	9,52
MnO	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,18	0,19	0,17	0,18	0,17	0,16
MgO	9,25	9,19	9,17	9,83	9,28	10,36	13,91	14,2	10,09	14,98	10,95	10,25
CaO	9,72	10,02	10,02	9,73	10,06	9,65	8,63	8,46	9,37	8,26	9,41	10,09
Na ₂ O	2,63	1,95	1,91	2,53	1,93	2,49	2,15	2,1	2,47	2,12	2,49	2,54
K ₂ O	0,42	0,42	0,41	0,4	0,45	0,42	0,29	0,28	0,35	0,29	0,37	0,41
TiO ₂	0,8	0,77	0,77	0,78	0,77	0,77	0,76	0,77	0,82	0,72	0,81	0,77
P ₂ O ₅	0,13	0,1	0,11	0,12	0,1	0,12	0,23	0,22	0,2	0,21	0,2	0,11
LOI												
Total	99,19	99,06	99,13	100	99,46	100,2	100	100	100	100	100	100,31
Sc	32,1	32,7	32,8	32,2	32,2	32,3	32	30,9	30,3	28,8	30	31,7
V	218	206	212	212	213	198						207
Ba	146	132	131	149	137		107	136	109	111	131	149
Sr	391	401	390	388	388	380	315	359	318	314	356	377
Y	17,6	16,8	17,2	17,2	17,1	16,6	16,73	17,06	16,26	15,27	17	16,8
Zr	64,1	60,9	60	63,9	64,7	55,3	54,8	58,1	53,5	50,5	55,7	54,3
Cr	752	799	810	816	868	792						831
Co												
Ni	168,5	204,2	205,8	183,9	368,8	192,1	345,4	337,2	194,9	443	209,4	221,9
Cu	93,1	85,4	53,5	87,2	86,1	87,8						85
Zn	64,1	84,1	73,2	83,3	66,9	69,9						64,6
Ga												
Rb	8,17	8,29	7,86	8,32	9,44	8,29	6	7	6	6	7	8,32
Nb	1,56	1,5	1,45	1,52	1,56	1,42	1	1	1	1	1	1,52
Cs	0,673	0,642	0,571	0,668	0,7	0,691	0,51	0,66	0,53	0,56	0,61	0,668
La	5,62	5,23	5,25	5,3	5,43	5,08	4,7	4,96	4,58	4,34	4,91	5,3
Ce	13,6	12,5	12,5	12,8	12,9	12,3	11	11,84	11,09	10,42	11,76	12,8
Pr	2	1,83	1,82	1,94	1,88	1,82	1,64	1,73	1,62	1,55	1,72	1,94
Nd	9,4	8,7	8,5	9,1	8,9	8,6	7,65	8,05	7,55	7,16	8,07	9,1
Sm	2,45	2,31	2,29	2,47	2,36	2,29	2,15	2,29	2,14	2,04	2,28	2,47
Eu	0,86	0,8	0,79	0,86	0,82	0,81	0,8	0,84	0,78	0,75	0,84	0,86
Gd	2,89	2,78	2,58	2,91	2,84	2,69	2,42	2,53	2,4	2,32	2,55	2,91
Tb	0,459	0,436	0,426	0,46	0,441	0,428	0,42	0,44	0,42	0,4	0,44	0,46
Dy	2,84	2,75	2,71	2,88	2,77	2,69	2,71	2,82	2,65	2,55	2,84	2,88
Ho	0,618	0,582	0,573	0,614	0,597	0,583	0,57	0,59	0,57	0,54	0,59	0,614
Er	1,66	1,58	1,56	1,65	1,63	1,59	1,58	1,64	1,52	1,47	1,63	1,65
Tm												
Yb	1,63	1,62	1,57	1,6	1,66	1,55	1,45	1,47	1,4	1,35	1,47	1,6
Lu	0,262	0,25	0,246	0,248	0,257	0,244	0,22	0,24	0,22	0,21	0,23	0,248
Hf	1,58	1,47	1,5	1,6	1,56	1,5	1,36	1,45	1,35	1,27	1,41	1,6
Ta	0,097	0,095	0,087	0,093	0,103	0,086	0,082	0,081	0,079	0,076	0,083	0,093
Pb	4,9	4,55	4,31	5,19	5,51	5,52	3,98	4,18	3,98	3,81	3,97	5,19
Th	0,66	0,62	0,61	0,72	0,74	0,67	0,63	0,66	0,61	0,57	0,6	0,72
U	0,254	0,227	0,229	0,265	0,264	0,248	0,25	0,25	0,23	0,22	0,23	0,265

CEM	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	San Jorge	Huelemolle	Huelemolle	Huelemolle	Huelemolle
Sample	140194-03	140194-04	140194-5A	140194-5B	140194-07	140194-7B	Sani-1	Sani-3	Huel-1	Huel-3	Huel-6	Huel-2
Material									Lava	Lava	Lava	Lava
Autor	Sun (2001)	Sun (2001)	Sun (2001)	Sun (2001)	Sun (2001)	Sun (2001)	Morgado et al, (2015)	Morgado et al, (2015)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)
SiO ₂	50,43	50,14	50,38	50,44	50,49	50,7	50,29	49,37	49,96	50,95	50,12	51,28
Al ₂ O ₃	15,91	16,15	16,08	16,11	16,12	15,99	15,63	15,51	17,73	18,22	18,19	16,95
Fe ₂ O ₃ ^{total}	9,43	9,4	9,61	9,63	9,45	9,64	10,56	10,78	9,88	10,13	9,74	9,40
MnO	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,157	0,155	0,16	0,16	0,15	0,16
MgO	9,84	9,2	9,14	9,12	9,78	9,23	9,83	10,8	5,66	5,67	4,74	5,57
CaO	10,16	10,17	10,47	10,47	10,18	10,51	9,88	9,57	9,40	9,55	9,00	9,43
Na ₂ O	2,54	2,62	1,94	1,9	2,52	1,92	2,5	2,46	3,17	3,23	3,33	3,18
K ₂ O	0,4	0,42	0,42	0,41	0,4	0,45	0,41	0,41	0,82	0,83	0,83	0,80
TiO ₂	0,78	0,8	0,77	0,77	0,78	0,78	0,80	0,76	1,11	1,13	1,14	1,11
P ₂ O ₅	0,11	0,13	0,1	0,11	0,12	0,1	0,13	0,1	0,41	0,40	0,43	0,38
LOI							-0,12	-0,44	-0,16	-0,09	0,44	0,22
Total	99,76	99,19	99,07	99,12	100	99,47	100,071	99,478	98,1	100,2	98,1	98,5
Sc	32	32,1	32,7	32,8	32,2	32,2			26	26	26	26
V	209	218	206	212	212	213			224	228	227	213
Ba	137	327	305	329	281	253	140	132	305	315	314	304
Sr	377	391	401	390	388	388			593	613	633	630
Y	16,8	17,6	16,8	17,2	17,2	17,1	14	13	21	21	20	21
Zr	56,2	64,1	60,9	60	63,9	64,7	54	46	132	137	136	132
Cr	786	752	799	810	816	868			100	100	70	90
Co									32	30	26	32
Ni	175,5	168,5	204,2	205,8	183,9	368,8			50	50	20	50
Cu	89,1	93,1	85,4	53,5	87,2	86,1			80	80	70	80
Zn	74,3	64,1	84,1	73,2	83,3	66,9			90	90	80	80
Ga									18	18	18	18
Rb	9,44	16,1	16,7	9,71	12,2	11,7	7	7	13	13	13	13
Nb	1,56	5,59	5,68	4,39	4,11	4,13	< 1	< 1	7	7	7	5
Cs	0,7	0,712	0,675	0,249	0,628	0,554			0,6	0,6	0,6	0,6
La	5,43	17,4	17,1	16,6	14,9	13,8	6	6,5	22,7	23,1	22,6	20,5
Ce	12,9	38,4	37,1	37,7	33,6	31,2	13,5	14,6	48,1	49,3	47,9	45,7
Pr	1,88	4,93	4,85	5,06	4,63	4,31	1,8	2,04	5,9	6,1	5,9	5,8
Nd	8,9	20,8	20	22	20,3	18,9	8,3	8,9	24,0	24,9	23,6	24,0
Sm	2,36	4,4	4,27	4,67	4,44	4,16	2,1	2,2	5,1	5,2	5,0	5,1
Eu	0,82	1,35	1,3	1,46	1,37	1,27	0,75	0,77	1,5	1,5	1,5	1,5
Gd	2,84	4,25	4,06	4,43	4,31	4,19	2,6	2,6	4,7	4,6	4,7	4,6
Tb	0,441	0,632	0,622	0,654	0,645	0,601	0,4	0,4	0,7	0,7	0,7	0,7
Dy	2,77	3,69	3,68	3,84	3,76	3,61	2,5	2,4	4,2	4,0	4,0	4,1
Ho	0,597	0,747	0,732	0,77	0,745	0,729	0,5	0,5	0,8	0,8	0,8	0,8
Er	1,63	2,02	1,99	2,07	2	1,98	1,5	1,5	2,5	2,3	2,4	2,3
Tm							0,23	0,23	0,4	0,3	0,4	0,4
Yb	1,66	1,92	1,96	1,97	1,96	1,93	1,5	1,5	2,3	2,2	2,2	2,2
Lu	0,257	0,302	0,305	0,305	0,302	0,309	0,25	0,25	0,4	0,4	0,4	0,3
Hf	1,56	2,99	3,02	2,68	2,58	2,47			2,6	2,6	2,8	2,8
Ta	0,103	0,32	0,314	0,236	0,232	0,225	< 0,1	0,8	0,4	0,3	0,3	0,2
Pb	5,51	8,12	8,3	6,13	7,9	7,02	< 5	5	9	10	10	8
Th	0,74	1,98	1,88	3,67	2,37	2,13	0,7	1,1	2,0	2,8	2,2	1,7
U	0,264	0,593	0,562	0,825	0,663	0,595	0,2	0,2	0,6	0,6	0,6	0,6

CEM	Huelemolle	Huelemolle	Huelemolle	Huelemolle	Huelemolle	Huelemolle	Huelemolle	Huelemolle	Huelemolle	Huelemolle	Caburgua	Caburgua	Caburgua
Sample	Huel-4	HM-1	110194-1	110194-2	110194-3*a	120194-1	120194-2	150194-7	120194-03	LEM-1	LEM-2	LEM-3	
Material	Lava									Lapilli	Lapilli	Lapilli	
Autor	McGee et al, (2017)	Hickey-Vargas et al, (1989)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Sun (2001)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	
SiO ₂	51,37	51,84	52,28	52,1	50,98	50,48	50,69	52,24	50,51	52,15	49,80	50,98	
Al ₂ O ₃	17,88	18,48	18,26	18,19	17,76	18,53	18,65	18,72	15,85	17,25	16,97	19,28	
Fe ₂ O ₃ ^{total}	10,14	9,7	9,5	9,84	9,42	9,56	9,76	9,33	9,47	9,83	9,18	9,68	
MnO	0,17	0,17	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,15	0,15	0,18	
MgO	4,53	4,73	4,6	4,26	5,74	5,67	5,99	4,67	10,31	6,89	6,43	5,31	
CaO	8,86	8,95	8,9	9,35	8,95	9,57	9,44	9,22	10,1	9,34	8,88	8,89	
Na ₂ O	3,67	3,63	3,4	2,79	3,46	3,37	3,26	3,65	2,48	3,23	2,98	3,36	
K ₂ O	0,92	0,86	1,12	0,82	1,07	0,82	0,84	0,96	0,42	0,67	0,70	0,66	
TiO ₂	1,25	1,25	1,28	1,17	1,18	1,07	1,1	1,15	0,77	1,08	1,10	1,15	
P ₂ O ₅	0,42	0,45	0,55	0,42	0,41	0,38	0,41	0,42	0,12	0,31	0,30	0,34	
LOI	-0,11									-0,03	2,21	1,09	
Total	99,1	100,06	100,06	99,1	99,13	99,61	100,3	100,52	100,19	100,9	98,7	100,9	
Sc	27	29	25,18	26	27	26,2	26,8	25,9	32,3	28	25	26	
V	238	204	215	206	211	198	200	196	198	234	209	238	
Ba	336	322	461	346	322	295	329	325	280	313	252	301	
Sr	661	633	680	773	621	616	628	651	380	682	758	720	
Y	21	23,8	29,02	22,1	27	24,3	26	25,5	16,6	17	17	19	
Zr	144	161	191,69	151,5	165,9	146,1	160,5	154,4	55,3	89	81	90	
Cr	50	46	99,16	142	213	191	161	127	792	220	180	80	
Co	27	29								33	43	33	
Ni	20	27	24,1	38,5	75,1	50,1	50,8	36,5	192,1	80	80	50	
Cu	80	0,73	73,23	81,6	81,7	76,8	86,5	77,6	87,8	70	60	70	
Zn	90	91	87,6	88,2	98	78,7	95,1	76,8	69,9	80	80	90	
Ga	19	20								19	19	21	
Rb	15	13,5	21,8	15	22,3	13,5	13,9	16,1	13,2	8	9	9	
Nb	6	7,4	9,71	7,21	7,57	6,55	6,72	7,17	3,76	8	3	3	
Cs	0,7	0,73	0,879	0,736	0,951	0,675	0,707	0,712	0,646	0,5	0,5	0,5	
La	22,1	21,5	28,9	21,3	22,3	19,2	20,8	20,6	14,4	15,8	12,5	13,4	
Ce	48,9	2,3	63,1	46,4	49,1	42,1	46,4	45	32,8	34,1	27,9	31,1	
Pr	6,0	21,5	8,14	6,14	6,36	5,52	5,94	5,91	4,56	4,5	3,9	4,1	
Nd	25,3	25,2	33,5	25,5	26,4	23	24,9	24,6	19,9	19,4	16,9	17,9	
Sm	5,4	5,34	6,73	5,35	5,57	4,86	5,13	5,15	4,41	4,3	3,5	4,0	
Eu	1,6	1,7	1,89	1,57	1,62	1,42	1,52	1,5	1,34	1,3	1,2	1,2	
Gd	5,0		6,25	4,99	5,36	4,82	4,96	4,75	4,13	3,8	3,4	3,6	
Tb	0,7	0,78	0,913	0,754	0,786	0,705	0,733	0,734	0,625	0,5	0,5	0,5	
Dy	4,4		5,21	4,34	4,52	4,11	4,31	4,35	3,74	3,1	2,9	3,3	
Ho	0,9		1,039	0,879	0,906	0,828	0,877	0,863	0,74	0,6	0,6	0,7	
Er	2,5		2,77	2,36	2,41	2,26	2,36	2,32	1,99	1,9	1,8	2,0	
Tm	0,4									0,3	0,3	0,3	
Yb	2,3	2,4	2,63	2,28	2,34	2,22	2,24	2,29	1,97	1,7	1,6	1,9	
Lu	0,4	0,38	0,414	0,357	0,366	0,348	0,355	0,356	0,307	0,3	0,3	0,3	
Hf	2,9	3,5	4,25	3,42	3,5	3,05	3,28	3,44	2,54	2,0	1,8	2,0	
Ta	0,3		0,516	0,384	0,401	0,352	0,373	0,385	0,211	0,2	0,2	0,2	
Pb	8		11,49	10,08	9,45	8,33	8,89	9,13	7,56	9	6	7	
Th	2,0	2,3	3,18	2,19	3,01	1,79	2,01	1,99	2,72	2,8	2,2	1,9	
U	0,7		0,89	0,646	0,814	0,544	0,619	0,602	0,736	0,6	0,7	0,6	

CEM	Caburgua	Caburgua	Caburgua	Caburgua	Caburgua	Caburgua	Caburgua	Caburgua	Caburgua	Caburgua	Caburgua	Caburgua
Sample	LEM-4	LEM-5	LEM-6	LEM-CB-1	LEM-CB-2	LEM-CB-3	LEM-CB-5	LEM-CB-6	LEM-CB-7	LEM-CB-8	LEM-CB-9	LEM-CB-10
Material	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Lapilli	Bomb	Lapilli	Lapilli	Lapilli
Autor	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)
SiO ₂	50,10	50,81	50,32	51,87	50,94	51,17	50,18	49,80	51,48	51,67	51,51	52,81
Al ₂ O ₃	19,53	17,81	17,97	18,07	18,03	18,52	17,38	17,92	16,51	18,22	18,62	16,55
Fe ₂ O ₃ ^{total}	9,96	10,11	10,30	9,18	9,19	9,29	9,73	9,94	9,07	9,24	9,24	9,30
MnO	0,17	0,19	0,17	0,15	0,15	0,16	0,16	0,16	0,15	0,19	0,18	0,15
MgO	5,51	5,43	5,30	4,91	5,07	4,84	8,07	8,09	8,27	4,90	4,89	6,77
CaO	8,56	8,30	8,19	8,66	8,39	8,24	8,30	8,38	8,06	8,86	8,71	8,41
Na ₂ O	3,28	3,40	3,36	3,16	3,07	3,10	3,17	3,17	3,16	3,22	3,21	3,12
K ₂ O	0,66	0,67	0,66	0,64	0,60	0,64	0,66	0,63	0,68	0,68	0,68	0,71
TiO ₂	1,17	1,17	1,13	1,08	1,12	1,13	1,10	1,13	1,02	1,10	1,12	1,07
P ₂ O ₅	0,33	0,31	0,34	0,32	0,31	0,33	0,27	0,27	0,26	0,32	0,33	0,30
LOI	1,73	0,98	1,22	0,68	1,69	1,68	0,50	0,83	0,04	0,35	0,71	0,06
Total	101,0	98,9	98,7	98,7	98,6	99,1	99,5	100,3	98,7	98,8	99,2	99,2
Sc	27	26	26	25	27	26	24	25	23	25	26	24
V	241	242	244	219	228	226	201	201	196	225	223	202
Ba	305	290	257	231	220	232	271	253	251	244	238	247
Sr	695	725	717	694	667	673	789	794	739	720	710	752
Y	18	21	18	18	18	19	16	16	16	18	18	16
Zr	91	92	91	86	85	91	75	78	73	87	87	80
Cr	70	80	50	30	70	30	370	380	450	30	40	280
Co	32	33	31	31	31	32	41	40	41	35	34	36
Ni	50	50	40	30	30	20	170	170	200	30	30	100
Cu	70	70	70	60	60	60	70	60	70	70	60	50
Zn	90	90	90	80	80	80	70	80	70	80	80	80
Ga	21	21	20	18	17	18	18	19	14	17	16	14
Rb	9	9	9	9	8	9	9	9	11	10	9	10
Nb	5	5	3	3	2	3	3	3	2	2	2	2
Cs	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
La	14,6	14,1	13,6	12,5	12,8	13,1	12,5	12,2	11,3	13,0	12,6	12,5
Ce	32,2	32,5	31,3	30,9	30,5	31,5	29	29	26,5	31,6	30,8	30,2
Pr	4,4	4,3	4,2	4,01	4,15	4,11	3,88	3,71	3,6	4,1	3,9	4,0
Nd	19,2	18,6	18,4	17,2	17,3	17,2	16,7	16,3	14,9	17,0	17,0	17,1
Sm	4,1	4,2	4,2	3,8	3,8	3,8	3,9	3,9	3,4	3,9	3,7	3,8
Eu	1,3	1,3	1,3	1,3	1,37	1,36	1,25	1,28	1,2	1,3	1,3	1,3
Gd	3,9	3,9	3,8	3,4	3,4	3,3	3,6	3,6	2,9	3,3	3,2	3,2
Tb	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6
Dy	3,4	3,3	3,4	3,6	3,8	3,5	3,2	3,2	3,0	3,5	3,4	3,4
Ho	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7
Er	2,0	2,1	2,0	2	2,1	2	1,9	1,8	1,7	2,1	2,0	1,9
Tm	0,3	0,3	0,3	0,29	0,3	0,29	0,28	0,26	0,3	0,3	0,3	0,3
Yb	1,8	1,8	1,8	1,8	2	2	1,8	1,7	1,7	2,0	1,9	1,8
Lu	0,3	0,3	0,3	0,29	0,31	0,32	0,28	0,27	0,3	0,3	0,3	0,3
Hf	2,1	2,0	2,1	2,1	2,1	2,1	2	2	1,8	2,1	2,0	2,0
Ta	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,1	0,2	0,2	0,2
Pb	7	7	7	6	6	6	7	7	6	6	6	7
Th	2,1	2,1	1,9	2	2,1	2,1	2,9	2,7	2,6	2,1	2,0	2,5
U	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6	0,8	0,7	0,7	0,6	0,6	0,7

CEM	Caburgia	Caburgia	Caburgia	Caburgia	Caburgia	Caburgia	Caburgia	Caburgia	Caburgia	Caburgia	Caburgia	Caburgia
Sample	Cab1-1	Cab1-2	Cab2-1	Cab2-2	Cab3-1	CA-1	CA-2	150104-4	120194-4A	120194-4B	120194-4C	120194-5
Material	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava							
Autor	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	Hickey-Vargas et al, (1989)	Hickey-Vargas et al, (1989)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)
SiO ₂	50,26	49,88	50,24	51,31	50,78	50,72	50,95	51,53	51,51	51,54	51,59	51,38
Al ₂ O ₃	17,48	17,50	17,50	17,45	17,56	17,66	17,92	18,03	18,25	18,25	17,93	18,1
Fe ₂ O ₃ ^{total}	9,57	9,42	9,65	10,13	9,78	9,38	9,28	9,64	9,39	9,41	9,56	9,33
MnO	0,15	0,15	0,15	0,16	0,15	0,14	0,14	0,16	0,15	0,15	0,15	0,15
MgO	6,80	6,71	6,33	7,45	7,06	7,1	6,72	5,84	6,15	5,99	6,68	6,54
CaO	8,68	8,92	8,79	8,84	8,72	9,61	9,05	9,29	9,16	9,16	9,16	9,19
Na ₂ O	3,30	3,22	3,34	3,33	3,37	3,26	3,54	2,63	3,57	3,54	3,55	3,42
K ₂ O	0,75	0,68	0,82	0,75	0,80	0,66	0,73	0,74	0,83	0,8	0,8	0,77
TiO ₂	1,12	1,11	1,14	1,13	1,14	1,1	1,13	1,12	1,13	1,13	1,1	1,1
P ₂ O ₅	0,29	0,31	0,34	0,33	0,34	0,27	0,32	0,33	0,31	0,32	0,31	0,3
LOI	-0,09	0,09	-0,34	0,03	-0,22							
Total	98,3	98,0	98,0	100,9	99,5	99,9	99,78	99,31	100,45	100,29	100,83	100,28
Sc	25	25	24	25	25	29	27	25,4	24,6	24,8	25,2	25,2
V	229	220	225	229	225	201	194	203	186	198	196	190
Ba	266	263	285	270	280	255	259	283	280	269	257	276
Sr	798	779	753	773	773	715	810	770	803	806	800	807
Y	17	18	17	18	18	18,6	18,2	22,3	21,6	21,7	20,9	20,9
Zr	79	81	92	85	89	100	89	106,7	96,3	99,7	90,8	89,2
Cr	200	210	230	290	230	199	198	266	281	313	364	308
Co	31	32	34	34	34	36	34					
Ni	80	80	80	100	90	68	68	85,6	83,2	67,1	82,7	114,7
Cu	80	80	80	80	80	80	80	77,4	79,9	78,2	82,3	78,5
Zn	70	70	80	80	160	79	71	72	65,7	67,7	70,5	68,4
Ga	17	17	18	17	17	17,7	18,4					
Rb	10	9	12	9	11	9,1	10,1		13,2		11	11,2
Nb	5	5	6	4	5	4,3	3,3	6,2	3,76	4,3	3,23	3,29
Cs	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,75	0,68		0,646		0,557	0,612
La	14,4	16,3	17,7	14,4	17,6	13,7	13,4	17,1	14,4	14,4	13,3	13,9
Ce	31,5	35,1	39,0	31,7	37,1				32,8		30,2	31,8
Pr	4,1	4,7	5,0	4,2	4,7				4,56		4,24	4,52
Nd	17,6	19,3	21,0	18,0	20,0	18,4	18,6		19,9		18,8	20,2
Sm	3,9	4,3	4,6	4,0	4,4	4,08	4,14		4,41		4,16	4,44
Eu	1,2	1,3	1,4	1,3	1,3	1,36	1,41		1,34		1,3	1,39
Gd	3,8	3,9	4,3	4,0	3,9				4,13		4,17	4,26
Tb	0,6	0,6	0,7	0,6	0,6	0,61	0,55		0,625		0,606	0,626
Dy	3,2	3,5	3,7	3,4	3,4				3,74		3,51	3,56
Ho	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7				0,74		0,714	0,743
Er	1,8	2,0	2,0	1,9	2,0				1,99		1,95	1,97
Tm	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3							
Yb	1,7	1,9	1,9	1,7	1,9	1,9	2		1,97		1,91	1,9
Lu	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,29	0,3		0,307		0,303	0,302
Hf	1,7	1,9	2,0	1,8	1,9	2,5	2,3		2,54		2,33	2,42
Ta	2,2	0,2	0,2	0,5	0,5				0,211		0,185	0,182
Pb	7	7	8	10	8				7,56		7,36	7,73
Th	2,7	2,7	3,3	2,5	2,7	2,1	2,6		2,72		2,51	2,74
U	0,7	0,7	0,7	0,6	0,7				0,736		0,68	0,735

CEM	Caburgua	Caburgua	Caburgua	Caburgua	Caburgua	Caburgua	Huililco	Huililco	Huililco	Huililco	Huililco	Huililco
Sample	150104-1*	150194-2	150194-3	CB Sc 1208A	CV Sc 1208B	CB La 1208C	LEM-8	LEM-8A	LEM-9	LEM-10	LEM-11	LEM-12
Material							Lava	Lava	Scoriaceous bomb	Lava	Fresh lava	Lava
Autor	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)
SiO ₂	50,91	51,42	51,28	51,56	52,34	51,62	52,51	52,30	51,96	52,00	52,26	51,43
Al ₂ O ₃	18,15	18,97	17,92	17,81	17,41	18,03	16,65	17,66	17,73	17,72	17,60	17,59
Fe ₂ O ₃ ^{total}	9,3	9,56	9,61	9,2	9,02	9,51	9,39	9,53	9,51	9,51	9,38	9,99
MnO	0,15	0,16	0,16	0,17	0,16	0,16	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16
MgO	6,45	4,9	6,32	7,04	7,07	6,81	6,38	6,24	6,41	6,30	5,46	5,76
CaO	9,18	9,8	9,36	8,49	8,61	8,93	8,81	9,16	9,15	9,15	9,39	9,18
Na ₂ O	3,48	2,79	2,69	3,38	3,21	3,63	3,19	3,22	3,19	3,26	3,45	3,33
K ₂ O	0,71	0,69	0,71	0,77	0,73	0,72	1,08	1,08	1,06	1,10	1,28	1,24
TiO ₂	1,1	1,1	1,1	1,22	1,15	1,16	0,93	1,08	1,05	1,08	1,24	1,23
P ₂ O ₅	0,31	0,31	0,3	0,35	0,31	0,34	0,34	0,34	0,33	0,33	0,41	0,42
LOI							0,18	-0,11	0,12	0,15	-0,06	-0,18
Total	99,74	99,7	99,45	100	100	100	99,6	100,7	100,7	100,8	100,6	100,2
Sc	25,8	27,3	25	26	25,8	27,2	28	27	28	28	28	27
V	207	215	206				229	231	224	230	234	232
Ba	288	253	295	251	250	258	343	344	338	346	390	377
Sr	837	629	781	799	792	814	559	556	561	566	615	618
Y	21,6	26,5	21,4	22,01	21,53	22,1	21	20	17	20	22	20
Zr	97,4	95,4	101,6	95,4	96	97,6	128	123	121	122	142	139
Cr	293	151	384				190	200	200	200	130	160
Co							31	30	29	47	37	30
Ni	70,1	31,1	120,9	70,5	90,9	56,6	90	70	80	70	40	60
Cu	85,2	77,3	86				80	70	70	70	60	70
Zn	66,2	80,9	213,3				80	80	90	90	90	90
Ga							19	19	18	18	19	20
Rb	9,81	10,2	10,5	11	9,9	9,6	26	26	25	25	31	34
Nb	3,2	3,32	3,42	3	3	3	6	6	6	6	10	10
Cs	0,537	0,521	0,575	0,54	0,54	0,53	1,3	1,2	1,1	1,2	1,3	1,4
La	13,2	13,2	14,3	12,8	12,64	13,04	17,2	17,8	17,9	21,3	20,7	21,0
Ce	30,9	29,8	33,1	29,31	29,06	30,02	37,0	38,8	37,9	43,0	44,1	44,1
Pr	4,33	4,16	4,56	4,11	4,06	4,21	4,8	4,9	4,9	5,3	5,6	5,6
Nd	19,4	18,3	20,3	18,14	18,02	18,47	20,1	20,1	20,9	21,6	23,0	23,1
Sm	4,3	4,11	4,42	4,24	4,18	4,34	4,3	4,7	4,3	4,8	4,8	5,0
Eu	1,35	1,27	1,38	1,38	1,34	1,43	1,3	1,4	1,3	1,4	1,5	1,4
Gd	4,19	3,94	4,24	3,89	3,81	4,01	4,1	4,3	4,0	4,2	4,5	4,7
Tb	0,612	0,607	0,624	0,61	0,61	0,64	0,6	0,7	0,6	0,7	0,7	0,7
Dy	3,59	3,64	3,61	3,65	3,65	3,75	3,5	3,8	3,7	3,9	4,1	4,0
Ho	0,72	0,734	0,744	0,74	0,74	0,77	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
Er	1,9	2	2,01	1,96	1,99	2,09	2,1	2,4	2,2	2,3	2,4	2,3
Tm							0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3
Yb	1,84	1,99	1,9	1,78	1,77	1,82	1,9	2,2	2,1	2,2	2,2	2,2
Lu	0,285	0,311	0,301	0,28	0,28	0,28	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Hf	2,38	2,42	2,43	2,2	2,25	2,27	2,7	3,1	3,1	3,0	3,4	3,5
Ta	0,175	0,18	0,189	0,2	0,19	0,18	0,4	0,4	0,4	0,4	0,6	0,6
Pb	7,46	7,44	7,74	6,6	6,57	6,8	7	8	8	8	8	8
Th	2,73	1,99	2,7	2,53	2,53	2,66	2,9	3,3	3,2	3,5	3,5	3,5
U	0,743	0,565	0,741	0,7	0,7	0,73	0,9	1,0	1,0	1,0	1,1	1,1

CEM	Huililco	Huililco	Huililco	Huililco	Huililco	Huililco	Huililco	Huililco	Huililco	Huililco	Huililco	Huililco
Sample	PVM-04	PVM-05	PVM-06	PVM-08	PVM-11	PVM-12	PVM-13	PVM-14	PVM-15A	PVM-15B	PVM-16	PMV-17
Material	Bombs	Lava	Lava	Lava	Lapilli	Lapilli	Lava	Lava	Lapilli	Lapilli	Scoria	Lava
Autor	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)
SiO ₂	52,62	52,67	52,52	52,58	51,60	52,19	53,69	53,49	53,23	52,87	53,29	53,56
Al ₂ O ₃	16,76	16,57	16,54	17,25	16,33	17,46	16,27	16,12	15,88	16,13	17,00	17,03
Fe ₂ O ₃ ^{total}	8,89	8,94	9,17	8,68	8,89	8,60	8,75	8,94	8,53	8,70	8,65	8,63
MnO	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,14	0,15	0,15	0,14	0,15	0,14	0,15
MgO	6,28	6,11	6,22	5,37	8,03	5,83	6,04	6,03	7,01	7,27	6,57	5,43
CaO	8,69	8,69	8,71	9,07	9,04	8,86	8,81	8,86	8,96	9,02	9,09	8,90
Na ₂ O	3,10	3,05	3,06	3,21	2,75	2,91	3,14	3,07	2,78	2,79	2,85	3,12
K ₂ O	1,10	1,12	1,12	1,23	0,88	0,96	1,15	1,14	0,87	0,89	0,90	1,18
TiO ₂	1,08	1,10	1,10	1,20	0,97	1,04	1,12	1,13	0,93	0,95	0,96	1,16
P ₂ O ₅	0,33	0,34	0,34	0,37	0,27	0,31	0,35	0,35	0,27	0,29	0,29	0,39
LOI	-0,20	-0,18	-0,15	-0,30	-0,23	0,58	-0,25	-0,27	-0,23	-0,19	0,02	-0,24
Total	98,8	98,6	98,8	98,8	98,7	98,9	99,2	99,0	98,4	98,9	99,8	99,3
Sc	26	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27
V	208	207	206	212	200	204	207	208	199	200	199	211
Ba	349	356	353	376	353	357	357	355	281	284	288	365
Sr	547	559	548	597	525	541	564	567	502	502	530	572
Y	20	20	20	21	18	20	21	20	17	18	18	23
Zr	130	129	130	144	107	125	134	134	105	107	111	137
Cr	190	200	190	120	340	190	170	190	280	300	210	130
Co	35	34	36	31	41	32	34	34	37	37	35	31
Ni	90	80	90	50	160	70	80	80	120	130	100	50
Cu	70	70	70	70	60	70	70	70	60	60	60	60
Zn	90	70	70	70	70	70	80	70	80	70	70	70
Ga	14	14	14	14	13	14	14	14	13	13	13	13
Rb	28	30	29	33	22	25	31	31	22	22	23	30
Nb	7	7	7	9	4	5	8	8	5	4	5	9
Cs	1,2	1,3	1,3	1,3	1,0	1,1	1,3	1,3	1,0	1,1	1,1	1,3
La	17,4	17,8	18,0	19,6	14,0	16,4	17,7	18,1	14,2	14,1	14,0	18,4
Ce	40,2	40,4	40,7	44,5	32,6	37,5	40,2	41,1	32,6	32,3	32,3	41,5
Pr	5,0	5,1	5,1	5,6	4,0	4,7	5,0	5,1	4,1	4,1	4,2	5,2
Nd	19,9	20,2	20,4	22,4	16,9	18,6	19,9	20,5	16,2	16,8	16,8	20,7
Sm	4,3	4,3	4,3	4,5	3,6	4,2	4,2	4,3	3,8	3,6	3,7	4,3
Eu	1,4	1,4	1,4	1,5	1,3	1,4	1,5	1,4	1,2	1,3	1,3	1,4
Gd	3,7	3,7	3,9	3,8	3,3	3,7	3,7	3,7	3,2	3,3	3,3	3,9
Tb	0,6	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6	0,7	0,6	0,6	0,6	0,7
Dy	4,0	3,9	4,1	4,2	3,6	4,0	4,0	4,0	3,5	3,6	3,4	3,9
Ho	0,8	0,8	0,8	0,8	0,7	0,8	0,8	0,8	0,7	0,7	0,7	0,8
Er	2,2	2,3	2,3	2,3	2,0	2,1	2,2	2,2	2,1	2,0	2,1	2,3
Tm	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Yb	2,1	2,2	2,1	2,3	1,9	2,2	2,1	2,1	2,0	1,9	2,0	2,1
Lu	0,3	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3
Hf	3,0	2,9	3,0	3,2	2,4	2,8	3,2	3,0	2,5	2,4	2,5	3,2
Ta	0,5	0,5	0,5	0,6	0,3	0,4	0,5	0,5	0,3	0,3	0,3	0,6
Pb	8	8	7	8	6	7	7	7	6	6	7	7
Th	3,4	3,4	3,4	3,6	2,6	3,2	3,4	3,5	2,6	2,6	2,7	3,5
U	1,0	1,0	1,0	1,1	0,7	0,9	1,0	1,0	0,8	0,8	0,8	1,0

CEM	Huililco	Huililco	La Barda	La Barda	La Barda	La Barda	La Barda	La Barda	La Barda	La Barda	La Barda	La Barda
Sample	HL-1a	HL_2a	LEM-14	LEM-16	LEM-17	LEM-18	LEM-19	LEM-20	LEM-21	LEM-21A	LEM-22	LEM-23
Material			Red bomb from scoria	Scoria	Bomb from finer beds	Lapilli	Dense scoria	Scoriaceous block from agglutinate	Lava	Lava	Scoria	Lava
Autor	Hickey-Vargas et al, (1989)	Hickey-Vargas et al, (1989)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)
SiO ₂	51,48	51,93	50,72	50,81	49,82	47,14	50,87	49,63	50,23	50,10	50,10	51,00
Al ₂ O ₃	17,75	17,57	16,94	17,18	17,17	18,47	17,48	17,82	17,49	17,40	17,93	17,49
Fe ₂ O ₃ ^{total}	9	9,03	9,70	9,81	10,13	10,21	10,48	9,78	10,21	9,76	10,32	10,08
MnO	0,16	0,16	0,15	0,16	0,15	0,16	0,16	0,16	0,16	0,15	0,16	0,16
MgO	6,24	6,56	7,04	7,37	7,34	7,57	7,13	7,07	7,17	7,26	6,96	7,24
CaO	9,18	9,21	9,24	9,30	9,34	8,25	9,36	9,16	9,39	9,33	9,38	9,39
Na ₂ O	3,27	3,03	2,97	3,14	3,12	2,63	2,98	3,17	3,23	3,20	3,15	3,31
K ₂ O	1,13	1,08	0,69	0,65	0,63	0,47	0,66	0,72	0,68	0,68	0,69	0,74
TiO ₂	1,16	1,08	1,04	1,06	1,06	1,13	1,06	1,08	1,09	1,06	1,11	1,11
P ₂ O ₅	0,38	0,34	0,31	0,33	0,32	0,33	0,33	0,33	0,34	0,32	0,35	0,34
LOI			1,76	0,99	0,60	4,36	0,05	1,42	-0,09	0,18	0,43	-0,26
Total	99,75	99,99	100,6	100,8	99,7	100,7	100,6	100,3	99,9	99,5	100,6	100,6
Sc	26,5	29,6	28	28	28	30	27	27	27	27	27	27
V	192	196	233	238	236	225	242	224	237	238	237	238
Ba	362	358	253	240	283	200	256	251	268	251	252	252
Sr	594	583	665	663	689	601	688	670	711	669	692	706
Y	21,4	21,9	16	16	16	17	17	18	17	17	16	16
Zr	150	144	88	89	86	96	88	87	87	85	87	87
Cr	157	189	280	240	290	260	240	220	240	240	240	260
Co	30,5	34,7	33	32	33	36	33	31	32	34	31	34
Ni	69	64	70	70	80	80	70	70	70	70	60	70
Cu			40	80	90	70	40	70	80	80	80	80
Zn	78	84	80	80	80	80	90	80	80	90	80	80
Ga	17,8	18,7	19	18	18	19	19	17	18	18	18	19
Rb	28,2	27,6	10	9	9	6	10	10	9	10	10	10
Nb	8,7	7,3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Cs	1,43	1,46	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
La	18	17	14,2	13,3	13,6	14,8	14,1	13,7	13,7	14,7	13,2	13,2
Ce	42,4	37,1	31,4	29,5	30,3	31,8	31,0	31,1	30,0	33,2	29,7	29,0
Pr			4,1	4,0	4,1	4,4	4,1	4,1	4,1	4,4	3,9	4,0
Nd	21,1	18,8	18,0	17,5	17,7	19,2	18,1	18,6	17,3	19,6	17,5	17,5
Sm	4,36	4,23	4,0	3,8	4,0	4,1	4,1	4,1	3,9	4,1	3,8	3,9
Eu	1,37	1,46	1,3	1,3	1,2	1,3	1,3	1,3	1,2	1,4	1,2	1,2
Gd			3,8	3,6	3,8	4,1	4,0	3,7	3,9	4,0	3,8	3,8
Tb	0,66	0,72	0,6	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
Dy			3,4	3,2	3,3	3,6	3,3	3,4	3,2	3,5	3,4	3,2
Ho			0,7	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,7	0,6	0,7
Er			2,0	2,0	2,0	2,2	2,1	2,0	1,9	2,1	2,0	1,9
Tm			0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Yb	2,19	2,13	1,9	1,9	1,9	2,1	2,0	1,9	1,8	1,9	1,8	1,9
Lu	0,32	0,35	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Hf	3,1	3,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,3	2,4	2,2	2,4	2,0	1,9
Ta			0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Pb			5	8	6	7	10	7	6	7	6	5
Th	3,5	3,3	2,1	2,0	2,0	2,2	2,1	2,0	2,0	2,3	2,0	1,9
U			0,7	0,6	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,7	0,6	0,6

CEM	La Barda	La Barda	La Barda	La Barda	La Barda	La Barda	La Barda	La Barda	La Barda	La Barda	Cerro Redondo	Cerro Redondo
Sample	LEM-24	LEM-25	LEM-LB-1	Barda1-1	Barda1-2	Barda2-3	Barda2-4	150194-5B	150194-5A	150194-6*	CR-1	CR-2
Material	Lava	Agglutinate-like lava	Scoria	Lava	Lava	Lava	Lava					
Autor	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)	McGee et al, (2017)		Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas et al, (1989)	Hickey-Vargas et al, (1989)
SiO ₂	51,00	50,07	51,25	50,07	50,45	49,57	50,43	50,77	50,65	50,35	51,79	50,91
Al ₂ O ₃	17,76	17,88	17,16	16,71	16,82	16,98	16,98	17,34	17,37	17,82	18,05	19,5
Fe ₂ O ₃ ^{total}	9,79	9,98	9,25	10,35	9,99	9,99	10,14	9,56	9,7	9,59	9,24	9,44
MnO	0,16	0,16	0,18	0,15	0,15	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,15	0,15
MgO	6,94	7,14	6,31	7,64	7,59	7,14	7,11	7,33	7,32	7,62	6,21	4,98
CaO	9,31	9,23	9,37	9,05	9,07	9,42	9,53	9,26	9,32	9,6	9,13	9,15
Na ₂ O	3,29	3,27	3,04	3,13	3,13	3,02	3,12	3,23	3,25	3,21	3,38	3,48
K ₂ O	0,73	0,77	0,66	0,73	0,74	0,67	0,70	0,75	0,73	0,67	0,93	0,94
TiO ₂	1,11	1,11	1,08	1,07	1,08	1,11	1,09	1,05	1,06	1,06	1,03	1,16
P ₂ O ₅	0,32	0,32	0,30	0,32	0,33	0,33	0,33	0,3	0,29	0,3	0,39	0,3
LOI	0,51	0,88	0,05	-0,29	-0,08	0,24	-0,22					
Total	100,9	100,8	98,7	98,9	99,3	98,8	99,4	99,75	99,85	100,38	100,3	100,01
Sc	28	27	28	27	27	28	28	26,5	26,9	27,2	25,4	24,6
V	231	211	220	233	230	235	239	208	205	208	184	227
Ba	259	252	252	258	260	247	273	281	253	273	382	300
Sr	697	687	690	681	672	683	697	690	694	709	851	911
Y	15	15	19	17	18	18	17	20,7	21	21	21,3	19,3
Zr	88	86	88	91	91	91	91	97,7	99,3	99,6	136	104
Cr	230	230	150	290	290	190	190	447	572	348	96	88
Co	56	31	40	36	33	32	33				31,3	27,7
Ni	60	60	60	100	90	70	70	222,3	210,1	93,7	60	18
Cu	100	120	80	70	70	70	90	75,3	77,6	91,7		
Zn	80	80	80	70	80	70	80	163,5	75,2	70,7	88	72
Ga	18	17	15	17	17	17	17				20,1	19,8
Rb	10	11	10	10	10	9	9	12,2	11,7	9,64	11	9,1
Nb	4	3	3	3	3	3	3	4,11	4,13	3,85	5,5	4,1
Cs	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,628	0,554	0,524	0,52	0,29
La	13,3	13,1	13,6	14,9	15,0	15,5	15,1	14,9	13,8	13,9	22,3	15,8
Ce	29,8	29,5	33,3	32,5	33,0	32,9	33,3	33,6	31,2	32,1	51,5	38,6
Pr	4,0	3,9	4,3	4,2	4,3	4,2	4,3	4,63	4,31	4,32		
Nd	17,6	16,9	17,9	18,0	18,2	17,8	17,9	20,3	18,9	19,1	26,5	21
Sm	3,8	3,8	3,8	3,9	4,0	4,0	4,0	4,44	4,16	4,17	5,29	4,48
Eu	1,2	1,2	1,3	1,2	1,2	1,3	1,3	1,37	1,27	1,29	1,49	1,48
Gd	3,6	3,6	3,3	3,5	3,5	3,9	3,7	4,31	4,19	4,09		
Tb	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,645	0,601	0,6	0,69	0,68
Dy	3,3	3,3	3,6	3,3	3,2	3,4	3,5	3,76	3,61	3,55		
Ho	0,6	0,7	0,7	0,6	0,6	0,7	0,7	0,745	0,729	0,725		
Er	1,9	1,9	2,0	1,8	1,9	2,0	2,0	2	1,98	1,94		
Tm	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3					
Yb	1,8	1,7	2,0	1,8	1,7	1,8	1,8	1,96	1,93	1,84	2,2	1,96
Lu	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,302	0,309	0,293	0,32	0,29
Hf	2,1	2,2	2,2	1,9	1,8	1,9	1,9	2,58	2,47	2,46	2,9	2,4
Ta	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,3	0,232	0,225	0,219		
Pb	7	6	7	7	7	7	10	7,9	7,02	8,11		
Th	2,0	1,9	2,1	2,2	2,2	2,1	2,1	2,37	2,13	2,17	4,4	3,5
U	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,663	0,595	0,617		

CEM	Cerro Redondo	Cerro Redondo	Cerro Redondo	Cerro Redondo	Relicura	Relicura	Cañi	Cordillera Cañi	Llizán	Llizán	Quetrupillán	Quetrupillán
Sample	Red-5	140194-9*	140194-10	140194-11	140194-06	Rel1-2	Cañi-5	Cord2-2	130194-02	130194-03	QI-1	QI-2
Material											Quetrupillan I base	Quetrupillan I medio
Autor	Morgado et al, (2015)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Hickey-Vargas y Sun, (2016)	Sun (2001)	Morgado et al, (2015)	Morgado et al, (2015)	Morgado et al, (2015)	Sun (2001)	Sun (2001)	Hickey-Vargas et al, (1989)	Hickey-Vargas et al, (1989)
SiO ₂	50,87	51,55	51,56	50,97	50,6	51,22	50,49	49,85	58,02	54,18	56,41	56,44
Al ₂ O ₃	17,24	17,96	17,93	19,33	17,72	17,55	17,32	17,28	16,75	16,95	16,07	16,7
Fe ₂ O ₃ ^{total}	10,8	9,37	9,53	9,65	9,77	11,93	10,71	10,04	6,99	8,07	10,36	9,4
MnO	0,153	0,15	0,15	0,16	0,16	0,163	0,148	0,152	0,13	0,14	0,17	0,16
MgO	7,35	6,49	6,1	4,57	6,14	5,79	6,65	6,42	5,03	6	3,07	3,17
CaO	9,07	8,83	9,13	9,56	8,63	8,46	8,19	8,19	7,36	9,26	6,61	6,77
Na ₂ O	3,08	3,32	2,48	2,76	3,43	3,29	3,17	3,28	3,91	3,16	4	4,33
K ₂ O	0,79	0,84	0,77	0,84	1,18	1,11	0,85	1,23	1,74	1,16	1,52	1,47
TiO ₂	0,99	1,01	1	1,11	1,23	1,17	1,02	1,17	0,73	0,74	1,41	1,45
P ₂ O ₅	0,29	0,31	0,3	0,28	0,42	0,41	0,32	0,44	0,17	0,15	0,41	0,4
LOI	-0,23					-0,33	-0,18	0,5				
Total	100,407	99,83	98,95	99,23	99,28	100,76	98,951	98,547	100,83	99,81	100,03	100,29
Sc		23,9	24,1	24,8	24				23,1	27,9	27	27,6
V		186	187	228	194				142	177	224	
Ba	280	327	305	329		397	305	440	477	320	401	
Sr		598	623	924	608				543	547	449	459
Y	18	21,5	22,1	22,9	25,5	21	18	21	26,1	20,8	29,6	29,6
Zr	106	128,4	134,2	111,9	173	154	118	157	196,7	132,3	163	
Cr		434	373	115	303				296	335	13	7
Co											21	20
Ni		144	119,4	168,1	88,5				54,9	83,4	14	
Cu		74,2	76,8	49,7	59							
Zn		75,9	95	82,8	78,6				59,7	65	88	
Ga											19,8	20,2
Rb	13	16,1	16,7	9,71		21	14	24	44,3	30	37,7	34,8
Nb	4	5,59	5,68	4,39		6	4	10	6,01	4,36	5,1	
Cs		0,712	0,675	0,249					2,882	1,815	27	27,6
La	17,1	17,4	17,1	16,6		24,4	17,7	26,4	18,9	14	17,5	18,2
Ce	35,8	38,4	37,1	37,7		50,8	37	54,1	40,9	30	43,6	44,8
Pr	4,46	4,93	4,85	5,06		6,13	4,59	6,58	5,1	3,84		
Nd	18,1	20,8	20	22		25,3	18,4	26,6	20,7	16	23,8	24,2
Sm	4,1	4,4	4,27	4,67		5,3	4,1	5,4	4,36	3,47	5,57	5,42
Eu	1,17	1,35	1,3	1,46		1,48	1,21	1,62	1,17	1	1,59	1,51
Gd	3,7	4,25	4,06	4,43		4,8	3,8	4,9	4,2	3,55		
Tb	0,6	0,632	0,622	0,654		0,7	0,6	0,7	0,646	0,537	0,85	0,8
Dy	3,3	3,69	3,68	3,84		4,2	3,3	4,1	3,95	3,24		
Ho	0,7	0,747	0,732	0,77		0,8	0,6	0,8	0,836	0,672		
Er	1,9	2,02	1,99	2,07		2,4	1,8	2,3	2,31	1,87		
Tm	0,28					0,34	0,27	0,35				
Yb	1,8	1,92	1,96	1,97		2,1	1,7	2,2	2,41	1,91	3,05	3,05
Lu	0,29	0,302	0,305	0,305		0,34	0,27	0,34	0,391	0,305	0,44	0,45
Hf		2,99	3,02	2,68					4,48	3,18	4,2	3,9
Ta	0,3	0,32	0,314	0,236		0,4	0,2	0,6	0,366	0,257		
Pb	7	8,12	8,3	6,13		9	8	9	23,71	12,67		
Th	2	1,98	1,88	3,67		3,3	1,8	3,3	6,53	5,45	4	4,1
U	0,5	0,593	0,562	0,825		0,8	0,5	0,9	2,113	1,492		

CEM	Quetrupillán	Quetrupillán	Quetrupillán	Quetrupillán	Quetrupillán	Quetrupillán	Quetrupillán	Quetrupillán	Quetrupillán	Quetrupillán	Quetrupillán	Quetrupillán
Sample	Q1-3	Q2-1	Q2-2	Q3-1	Q3-2	AC1-1	AC1-2	AC2-1	AC2-2	AC3-1	AC4-1	AC5-1
Material	Quetrupillan I techo	Quetrupillan II	Quetrupillan II	Quetrupillan III	Quetrupillan III	Holoceno	Holoceno	Holoceno	Holoceno	Holoceno	Holoceno	Holoceno
Autor	Hickey-Vargas et al, (1989)	Hickey-Vargas et al, (1989)	Hickey-Vargas et al, (1989)	Hickey-Vargas et al, (1989)	Hickey-Vargas et al, (1989)	Brahm (2017)	Brahm (2017)	Brahm (2017)	Brahm (2017)	Brahm (2017)	Brahm (2017)	Brahm (2017)
SiO ₂	56,69	62,22	64,57	64,33	64,32	64,32	63,73	64,41	64,35	64,09	65,06	63,38
Al ₂ O ₃	16,62	15,16	15,6	15,38	15,41	15,51	15,33	15,45	15,12	15,01	15,22	15,4
Fe ₂ O ₃ ^{total}	9,38	6,78	5,43	5,56	5,49	5,853	5,58	5,838	5,783	5,642	5,671	5,65
MnO	0,15	0,14	0,12	0,14	0,14	0,129	0,128	0,129	0,129	0,128	0,13	0,13
MgO	3,08	1,65	1,22	1,25	1,23	1,23	1,23	1,27	1,25	1,24	1,32	1,3
CaO	7	4	3,31	3,27	3,3	3,38	3,33	3,38	3,35	3,33	3,46	3,41
Na ₂ O	4,12	5,02	5,2	5,46	5,41	4,88	4,89	4,93	4,91	4,93	4,99	4,96
K ₂ O	1,37	2,89	2,99	2,96	2,96	2,99	2,96	2,99	2,98	3	3,01	2,98
TiO ₂	1,4	1,3	1,08	1,133	1,12	1,133	1,128	1,139	1,113	1,118	1,129	1,123
P ₂ O ₅	0,4	0,46	0,33	0,36	0,35	0,36	0,34	0,36	0,34	0,36	0,35	0,34
LOI						-0,13	-0,16	-0,18	-0,11	-0,21	-0,18	-0,09
Total	100,21	99,62	99,86	99,81	99,74	99,18	98,05	99,19	98,74	98,18	99,71	98,14
Sc	27	20,6	17,1	15	16,6	15	15	15	15	15	16	16
V	105	60	62	52	74	74	77	75	73	79	76	76
Ba	730	744	744	755	746	768	773	768	772	780	770	770
Sr	467	306	305	297	306	297	303	306	291	299	306	307
Y	31,2	42,2	40,9	40,8	41,1	38	37	38	38	39	38	39
Zr	366	369	360	373	330	326	332	333	331	330	294	294
Cr	18	4	3	3	3							
Co	20,6	11,2	7,7	6,7	7,5	26	18	24	23	18	26	32
Ni		8	8	10	8							
Cu												
Zn		85	78	74	73							
Ga	18,9	17,5	17,4	17,9	17,6	18	19	18	18	18	20	17
Rb	34,7	78,3	81,7	79,4	81,8	80	81	78	79	77	84	73
Nb		13	13,6	12,3	13	13	13	15	14	15	12	12
Cs	27	20,6	17,1	15	16,6	4	3,9	4	3,9	4,1	3,7	3,9
La	19,3	34	33,6	34	35,2	36,4	35,8	36,3	36,4	36,7	36,3	34,5
Ce	42,1	81,5	78	76,3	74,9	75,1	74,7	75,6	75,7	76,2	76,1	71,7
Pr						9,44	9,4	9,61	9,68	9,61	9,54	9,33
Nd	25,1	39,8	35,4	37,3	34,5	36,9	37,7	37,3	38	37,9	37,6	37,1
Sm	5,52	8,37	7,61	7,76	7,1	7,7	7,4	7,5	7,9	7,9	7,7	7,7
Eu	1,58	2,03	1,95	1,74	1,99	1,81	1,73	1,83	1,81	1,82	1,88	1,79
Gd						6,9	6,8	6,8	7	6,8	6,9	6,5
Tb	0,76	1,29	1,22	1,31	1,28	1,2	1,1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,1
Dy						7	6,8	7,1	7	7	7,1	6,8
Ho						1,4	1,4	1,4	1,4	1,5	1,4	1,4
Er						4,3	4,1	4,1	4,4	4,2	4,1	4,1
Tm						0,66	0,68	0,66	0,67	0,67	0,66	0,61
Yb	3,11	4,31	4,25	4,36	4,23	4,2	4,2	4,4	4,4	4,4	4,4	4,3
Lu	0,46	0,63	0,62	0,64	0,65	0,66	0,65	0,67	0,64	0,65	0,64	0,66
Hf	3,5	8,6	8,8	7,7	8,4	7,2	7,3	7,2	7,5	7,2	7,3	7,4
Ta						0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,9
Pb						20	20	21	20	20	21	20
Th	3,5	10,6	11	9,7	10,5	9,9	9,7	9,9	10,1	10,2	9,8	9,5
U						2,9	2,9	2,9	2,9	3	2,9	2,8

CEM	Quetrupillán	Quetrupillán	Quetrupillán	Quetrupillán	Quetrupillán	Quetrupillán	Quetrupillán	Quetrupillán	Quetrupillán	Quetrupillán	Quetrupillán	Quetrupillán	Quetrupillán	Quetrupillán
Sample	AC5-2	AC6-1	AC7-1	AC7-B	AC8-B	MV1	MV2	MV3	MV4	MV5	MV6	MV7	MV8	PG1
Material	Holoceno	Holoceno	Holoceno	Holoceno	Holoceno	Holoceno	Holoceno	Holoceno	Holoceno	Holoceno	Holoceno	Holoceno	Holoceno	Preglaciár
Autor	Brahm (2017)	Brahm (2017)	Brahm (2017)	Brahm (2017)	Brahm (2017)	Brahm (2017)	Brahm (2017)	Brahm (2017)	Brahm (2017)	Brahm (2017)	Brahm (2017)	Brahm (2017)	Brahm (2017)	Brahm (2017)
SiO ₂	64,18	65,51	64,64	63,89	64,14	65,73	64,46	63,71	64,75	63,87	64,28	64,26	64,66	55,65
Al ₂ O ₃	14,89	14,64	15,04	15,37	15,34	15,1	14,66	15,09	15,46	15,08	15,15	14,79	15,71	15,4
Fe ₂ O ₃ ^{total}	5,632	5,695	5,714	5,738	5,766	5,804	5,626	5,808	5,788	5,678	5,863	5,548	5,779	10,84
MnO	0,128	0,126	0,13	0,132	0,13	0,123	0,122	0,126	0,126	0,124	0,124	0,124	0,127	0,172
MgO	1,31	1,27	1,31	1,39	1,36	1,28	1,25	1,26	1,3	1,26	1,29	1,25	1,31	2,99
CaO	3,44	3,28	3,43	3,61	3,53	3,45	3,38	3,39	3,52	3,39	3,51	3,42	3,5	6,49
Na ₂ O	4,82	4,7	4,97	4,91	4,9	4,85	4,83	4,86	4,91	4,85	4,85	4,91	4,94	4,1
K ₂ O	2,87	2,82	2,96	2,86	2,9	2,98	2,98	2,98	3	2,98	2,96	2,99	3,01	1,59
TiO ₂	1,128	1,116	1,139	1,184	1,144	1,075	1,047	1,093	1,11	1,09	1,093	1,073	1,128	1,499
P ₂ O ₅	0,37	0,34	0,36	0,39	0,37	0,29	0,29	0,32	0,34	0,34	0,33	0,33	0,33	0,41
LOI	-0,22	-0,28	-0,18	-0,04	-0,22	0,02	-0,19	-0,13	-0,15	-0,1	-0,12	-0,04	-0,11	0,31
Total	98,09	98,72	99,03	99,02	98,85	100,33	97,95	98,09	99,74	98,14	98,86	98,24	99,96	99,46
Sc	16	16	16	16	16	15	15	15	16	15	15	15	16	29
V	78	77	78	82	82	83	80	83	83	81	83	80	83	323
Ba	749	731	771	750	760	763	759	763	770	760	761	768	773	514
Sr	304	300	303	322	318	303	295	299	309	302	306	306	314	431
Y	38	36	39	37	38	39	38	38	37	37	36	38	38	30
Zr	320	278	331	316	327	336	331	330	337	333	331	335	336	178
Cr														
Co	26	23	22	59	37	24	23	27	21	24	7	21	26	22
Ni														
Cu														
Zn														
Ga	20	17	20	20	19	20	20	20	20	20	21	20	20	20
Rb	82	73	83	80	80	85	85	84	85	86	85	85	86	33
Nb	12	10	13	12	13	12	12	12	12	12	12	12	11	6
Cs	3,6	3,9	3,7	3,6	3,7	3,7	3,7	3,8	3,7	3,8	3,8	3,8	3,7	1,4
La	35,2	35,2	36,3	34,7	35,6	34,8	35,6	34,6	34,8	35,5	35	35	35,3	23,7
Ce	74,1	72,5	75,6	72,6	74,3	72,9	74,6	72,3	72,6	73,8	73,2	72,9	73,2	51,1
Pr	9,48	9,37	9,55	9,21	9,42	9,18	9,47	9,26	9,18	9,43	9,31	9,3	9,24	6,6
Nd	37,9	37,7	37,6	36	37,6	36,1	37,2	35,9	36,4	37,1	37	36	36,5	28,6
Sm	7,7	7,7	8,1	7,5	7,7	7,6	7,8	7,4	7,5	7,5	7,7	7,5	7,5	6
Eu	1,81	1,89	1,89	1,84	1,82	1,68	1,76	1,74	1,81	1,79	1,75	1,76	1,8	1,69
Gd	6,6	6,9	6,9	6,9	6,7	6,8	6,9	6,5	6,5	6,7	6,7	6,5	6,9	6
Tb	1,2	1,1	1,2	1,2	1,1	1,1	1,2	1,1	1,1	1,2	1,1	1,1	1,1	0,9
Dy	6,8	6,7	7,1	6,9	6,9	6,9	7	6,7	6,7	6,9	6,6	6,6	7	5,6
Ho	1,3	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,3	1,4	1,1
Er	4	4,2	4,2	4,1	4	4,1	4,1	4	4,1	4,1	4,1	4,1	4,1	3,6
Tm	0,65	0,64	0,68	0,63	0,66	0,65	0,62	0,65	0,63	0,66	0,66	0,64	0,65	0,55
Yb	4,2	4,4	4,4	4,2	4,3	4,2	4,2	4,2	4,3	4,3	4,2	4,1	4,3	3,5
Lu	0,65	0,67	0,66	0,64	0,63	0,64	0,67	0,6	0,64	0,64	0,64	0,66	0,67	0,51
Hf	7,1	6,8	7,3	7	7,3	7,4	7,5	7,1	7,1	7,1	7,6	7,4	7,3	5
Ta	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,7	0,6	0,4
Pb	20	20	21	20	20	18	20	20	20	20	20	21	21	13
Th	9,5	9,6	9,8	9,2	9,3	9,8	9,9	9,8	9,6	9,8	9,9	9,8	9,9	5,4
U	2,8	2,8	2,9	2,7	2,8	2,8	3	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,8	1,6