



UNIVERSITAT_{DE}
BARCELONA

Volcanoestratigrafía, geoquímica y peligro volcánico del volcán Lonquimay (38°30'S), Andes del Sur (Chile)

Edmundo Polanco Valenzuela



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement 4.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento 4.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution 4.0. Spain License.**



Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica
Facultad de Geología
Universidad de Barcelona

Volcanoestratigrafía, geoquímica y peligro volcánico
del volcán Lonquimay ($38^{\circ}30'S$), Andes del Sur
(Chile)

Edmundo Polanco Valenzuela

Barcelona, Junio de 2010

Dr. Domingo Gimeno Torrente

Dr. José Luis Fernández-Turiel

Dedico la culminación de este gran esfuerzo a los que ya no están o quedaron en el camino. También de Uds., en parte, es el mérito que forjaron quién y el cómo soy. A mi abuelo y a mi padre, Edmundo y David, donde quiera que estén, estoy seguro que les hubiera gustado corregir algunas de estas frases. Un abrazo.

A los que no estuvieron aquí en presencia pero sí a la distancia, dándome ánimos y la fuerza para que terminara y regresara pronto a casa. A la Jose por su inconmensurable apoyo y amor que hizo el último tramo más fácil dentro de lo difícil que estar lejos de los míos. A mi madre por su dedicación y cariño pero también por la fortaleza que ha tenido para encarar los momentos más difíciles que nos ha tocado vivir como familia. A las dos C que me quedan en el corazón, Carolina y Camila. A Felipe que espero sea unos de los nuestros. Al "Clan Polanco" por el enorme cariño y apoyo que nunca olvidaré. A los amigos de casa: Nita, Tito, Jorge, Chika, Pírzio, Parra, Daniela, Pamela, Igor, David, Kuity, Pato y los quedaron olvidados por mi memoria y el tiempo pero seguro no por mi corazón.

Agradecimientos

La lista de personas que han estado involucradas de forma directa o indirecta en el desarrollo de este proyecto es numerosa y de ámbitos muy variados. Es altamente probable que las prisas de estos momentos traicionen mi memoria y, por lo tanto, existan omisiones. Para aquellos no mencionados y que deberían estar, espero sepan disculpar el olvido.

Intentando seguir cierta formalidad nombrare a las instituciones a las cuales mediante apoyo económico han contribuido a esta investigación y, luego, intentaré continuar con las personas que han aportado, de una u otra forma, a desarrollar y finalizar esta tesis.

En primer lugar, agradezco a la Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológico (CONACYT) del gobierno de Chile que mediante el Programa de Becas de Doctorado Extraordinario para el extranjero de gestión propia (hoy Becas Chile) financió mi estancia de 4 años y traslado a Catalunya (España). Sin este soporte económico muy probablemente no estaría escribiendo estas líneas. En segundo lugar, doy las gracias al Dr. Domingo Gimeno y al Dr. José Luis Fernández Turiel, quienes me dieron la oportunidad de desarrollar esta investigación en el seno del Grupo de Investigación PEGEFA 2005SGR00795 (España), a pesar de que el convenio de colaboración con el Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile no prosperara. Asimismo, este grupo también, mediante proyectos, financió toda la logística de las campañas de terreno, las fotografías aéreas adquiridas, los aranceles del posgrado, los análisis químicos de las muestras de roca realizados mediante las diferentes técnicas utilizadas y la asistencia a congresos científicos internacionales, es decir, otorgó el soporte económico para que este proyecto se llevara a cabo de la mejor forma posible. En particular, agradezco al Proyecto ASH (CGL2008-00099) (España) dentro del cual se enmarca mi proyecto de tesis. En tercer lugar, agradezco al proyecto FONDECYT (Fondo Nacional de Desarrollo Científico y Tecnológico de Chile) No. 1040137 que facilitó las muestras de roca y las láminas delgadas para desarrollar el proyecto de investigación para el DEA que sirvió de base, principalmente metodológica, para llevar a cabo esta tesis, además de, conseguir y financiar los análisis de microsonda electrónica en Clermont-Ferrand. También, al Proyecto FONDECYT No. 1070428 que financió la datación C14 presentada en este trabajo. Por su parte, el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) facilitó la cartografía digital del área de estudio. Agradezco también a la Agència de Gestió d'Ajuts Universitaris i de Recerca (AGAUR) que mediante una beca me permitió hacer una estancia de 4 meses en el SERNAGEOMIN de Chile. Por último, doy las gracias al Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica (DGPPG) de la Facultad de Geología de la Universidad

de Barcelona al cual he pertenecido durante estos últimos años y que no sólo me dio un espacio para desarrollar mi trabajo sino apoyó económicamente las asistencias a congresos científicos.

Al Dr. Domingo Gimeno quien me facilitó los medios físicos para trabajar, me apoyó mucho en la primera etapa de este camino, no sólo en términos puramente académicos y burocráticos, sino también en el ámbito personal más allá de su responsabilidad como director de tesis y, por cierto, por los significativos comentarios y sugerencias que mejoraron la presentación y discusión de los resultados de este trabajo. Gracias por todo.

Al Dr. José Luis Fernández Turiel por su paciencia cuando ya no la había. Por ayudarme a tirar de este carro cuando ya pocos tenían fe, en fin, por la estrecha ayuda a que los antecedentes, datos, resultados e ideas tuvieran la forma de una tesis. Sin tu apoyo y empuje, en especial, emocional no habría sido posible llegar hasta aquí.

A la Dra. García Vallés Maite por su sonrisa y sus palabras de aliento cuando uno las necesitaba. Gracias además, por siempre estar disponible para que hiciera mis LOI. También, a la Dra. Gemma Alias López por esas escasas pero interesantes conversaciones no geológicas que alimentan el espíritu.

Le doy las gracias a la Dra. Merixell Aulinas quien se busco el tiempo, la paciencia y voluntad de revisar en detalle los apartados relacionados con geoquímica de roca total y asesorarme en todo lo relacionado al uso de modelos petrológicos para desarrollar la tesis. Muchas de las aportaciones y comentarios han mejorado sustancialmente el texto como la presentación de la información.

A José Antonio Naranjo que siempre estuvo dispuesto a ayudarme y colaborar en este proyecto, gracias por facilitarme muestras de roca y ceniza, láminas delgadas y fotografías de terreno y aéreas de la zona del volcán Lonquimay para continuar trabajando en aquella zona en la cual debute de memorista y tu de profesor guía y, por cierto, me permitió convertirme en geólogo con papeles. Gracias porque haz tenido la paciencia todos estos años para seguir trabajando juntos. Y por las varias veces que interrumpí tu trabajo para pedirte algo y nunca te negaste.

Aunque recién los menciono, ambos saben lo importante que han sido en estos más de 10 años. Me faltan las palabras para agradecerles a ambos, Jorge Clavero y María Paz, por el cariño, la amistad y el apoyo en innumerables ocasiones. Jorge haz sido ser uno de

los forjadores junto a mi padre de que siguiera relacionado al mundo de la investigación a pesar de todos los inconvenientes y las diferencias pero, a pesar de ello, siempre haz sabido tolerar y/o aceptar mi diversidad.

A Paco y Maite del Laboratorio Químico de los Serveis Científicotècnics (SCT) de la Universidad de la Barcelona por la valiosa ayuda que recibí en cada ocasión que tenía que hacer la preparación de muestras para los análisis. A Elisenda Seguí i Ylla de FRX de los SCT por su buena disposición y ayuda las veces que me tocaba hacer perlas. A Xavier Llovet de la microsonda electrónica de los SCT por su comprensión y disposición ante mi ausencia de experticia.

A Jordi Báguena del DGPPG por su amabilidad y eficiencia cada vez que tuve que hacer algún trámite. A Jordi del laboratorio del DGPPG por su excelente disposición cada vez que tuve que preparar pastillas. A los becarios del DGPPG: Emili, Hasdrubal, Ander, Ramón, Carmen, Vinyet y Agustín, a quienes tuve oportunidad de compartir más que geología. A Gillem quien a pesar de ser tan diferentes siempre estuvo dispuesto a ayudar. A mi colega Flavia Ruggieri por enseñarme el protocolo de preparación de disolución ácida pero, sobretodo, por las innumerables veces que me tendiste la mano, me hiciste algún papeleo, me recordaste un trámite o un laboratorio. Haz sido una luz en medio de una tormenta en más de una oportunidad, en especial, fuera del ámbito de trabajo.

A Germán Salgado de la Secretaría de Estudios y Docencia de la Facultad de Geología de la Universidad de Barcelona quién siempre tuvo la mejor disposición y amabilidad en los trámites que tuve que realizar en el posgrado, aún cuando casi siempre llegaba sobre su hora de salida.

Al aquellos profesionales y funcionarios del SERNAGEOMIN quienes aunque no lo sepan contribuyeron esta tesis. Al Dr. Waldo Vivallo y Dr. Jorge Muñoz quienes me apoyaron desde un principio en mi estancia en la institución. También a Sandra Villar por la no se cuantas veces que le solicité a última hora algún papel que me faltaba. A mi colega Rodrigo Jorquera que fue imprescindible a la hora de conseguir parte del material bibliográfico. Al ingeniero Alejandro Fonseca por su siempre dispuesto asesoramiento informático.

Al personal del CONICYT Lucía Montero y Carol Armando Contador que siempre estuvieron dispuestas a ayudar a la distancia en alguno de los tantos trámites que significa no estar en el país y, además, ser becario.

Al ghetto argentino de Tarragona (Antonia, Beto, Ivonne, Josefina, Lucía, Almendra por nombras sólo a algunos) quienes fueron mi primera familia en estas tierras a pesar que las cosas no terminaron de la mejor manera. Gracias a los chilenos-catalanes de Tarragona Jorge, Teo, Cabezón, Marco, Pablo, Ana, Enric (y otros más que olvido en estos momentos) que con su amistad, afecto y risas, entre otras cosas, hicieron posible continuar este proyecto en momentos difíciles. A los chilenos Liru, Sabrina, Vale, Fer y Tai de Sant Cugat del Vallès (Barcelona), quienes fueron tremendamente solidarios, cariñosos y me hicieron parte de su linda familia. Siempre estaré en deuda de cariño con Uds.

Muchas gracias a mi familia de Barcelona del último año, los llevaré siempre en mi mente y corazón, los Freskianos, al Miguel, Flaquis, Román y la Jessi. Está última, la más novata pero no la menos querida y adoptada y, por cierto, a nuestro ilustre presidente honorario autodesignado Marc y, por último, a los asiduos de la Freska, Vicky, Asier, Fidel KM y el itinerante David, alias Canottaggio. Por las alegrías, risas y fiestas que compartimos pero también por las discusiones que animamos muchas noches al fragor de un infaltable Borsao.

A mi colega carente de visión que no entendió que, a pesar de ser distintos, en el Olimpo de la Volcanología hay espacio para todos y que juntos podemos hacer más. Gracias por darme la fuerza necesaria para lograr terminar cuando sentía que no podía más.

A aquellos lectores que por algún motivo tengan que consultar esta tesis y sean benévulos con los errores que se me escaparon.

Resumen

El volcán Lonquimay está conformado por el estratovolcán y varios conos monogenéticos que se localizan en la parte central de la Zona Volcánica Sur de los Andes, uno de los segmentos volcánicos más activos desde el punto de vista de la recurrencia y magnitud de sus erupciones. Este centro eruptivo se ha construido esencialmente durante el Holoceno cuya evolución ha estado controlada por la tectónica regional como indican la forma elongada del edificio volcánico y la alineación de los conos monogenéticos, ambas de orientación NE-SW ($N70^{\circ}$ y $N64^{\circ} \pm 5^{\circ}$ E, respectivamente). El análisis estructural señala que corresponden a estructuras extensionales que controlan el ascenso del magma y la distribución de los centros volcánicos, asociadas a la parte norte de la Zona Falla Liquiñe-Ofqui, una estructura de más de 1000 km originada por la convergencia oblicua de las placas de Nazca y Sudamericana.

La volcanoestratigrafía de este centro eruptivo se dividió dos partes, por un lado la del estratovolcán y, por otro, la de los conos monogenéticos. La geología del estratovolcán está conformada por 4 etapas (I a IV), mientras que los conos monogenéticos constituyen dos subunidades: Conos Monogenéticos Holocenos del Este (CMHE) y Conos Monogenéticos Holocenos del Oeste (CMHW). Los CMHE se han dividido en 4 etapas (etapas I a III y el Cono Navidad), donde las dos últimas unidades corresponden a erupciones históricas. En particular, se obtuvo una edad de 200 años AP para un cono monogenético y su colada de lava asociada de los inicios de la Etapa III, permitiendo asignarla al siglo XVIII y no al ciclo eruptivo de 1887-90. Mientras que los CMHW están conformado por los conos Lolco, La Holandesa y Laguna Verde, todos ellos pertenecientes al Holoceno.

Las lavas del volcán Lonquimay se caracterizan por una asociación mineral común, constituida por plagioclasa (principalmente labradorita y andesina), olivino (FO_{44-71}), clinopiroxeno (dominantemente pigeonita, augita y clinoenstatita) y óxidos de Fe-Ti (predominan las composiciones cercanas a la de la magnetita). Asimismo, geoquímicamente corresponde a una serie calco-alkalina típica de márgenes convergentes constituida principalmente por andesitas basálticas y andesitas de contenido medio de potasio. Las lavas del estratovolcán (etapas I a IV) son principalmente andesitas basálticas (51-60% en peso de SiO_2 ; 0,5-1,1% de K_2O),

mientras que las rocas pertenecientes a los CMHE están predominantemente constituidas por andesitas basálticas y andesitas (50-64% en peso de SiO₂; 0,4-1,5% de K₂O). Por su parte, los CMHW corresponden exclusivamente a andesitas basálticas (53-55% en peso de sílice; 0,5-0,8% de K₂O).

Las texturas de desequilibrio reconocidas ampliamente en las rocas del volcán Lonquimay indican una dinámica permanente donde se podrían ocurrir distintos procesos petrogenéticos a niveles corticales (convección y fraccionamiento mineral al interior de la cámara magmática y mezcla de magmas), como indican, por ejemplo, las texturas de cedazo y de zonación oscilatoria en plagioclasa. Piroclastos híbridos (“migling”) tamaño bombas forman parte de la secuencia piroclástica de este centro eruptivo, indicativo de mezcla de magma lo que es consistente con el reconocimiento de enclaves máficos y la coexistencia de vidrios de distinta composición que se ha analizado en algunas de las rocas del volcán Lonquimay. No obstante, los resultados de óxidos mayoritarios, elementos trazas, tierras raras e isótopos radiogénicos (Sr, Nd y Pb) son consistentes con la cristalización fraccionada en un sistema cerrado como proceso dominante. Las razones isotópicas de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0,703904-0,704018) indican una escasa contaminación de los sedimentos continentales incorporados por la Placa de Nazca (2%) comparables a otros resultados en este segmento volcánicos de los Andes, mientras que las razones de ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb (15,5928-15,6159) y ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (18,5913-18,6170) señalan contaminación a niveles corticales profundos (corteza continental inferior). No obstante, el conjunto de razones de Sr y Pb contra ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (0,512832-0,512902) son consistentes con una fuente mantélica y, por lo tanto, la fuente de las rocas del volcán Lonquimay corresponden a una mezcla de fluidos provenientes de la fusión de la placa oceánica de Nazca (Iherzolita) a profundidades del orden de 100-120 km con sedimentos continentales y fluidos de la cuña astenosférica como señalan también el patrón de los elementos trazas incompatibles.

Estimaciones de las condiciones de temperatura y presión a partir de clinopiroxenos en equilibrio con el líquido silicatado ha permitido proponer un modelo con pequeñas cámaras magmáticas interconectadas que se encuentran a distinta profundidad. La primera en la interfase manto-corteza inferior, otra cercana a la interfase corteza superior e inferior y las otras dos zonas de acumulación a niveles someros de unos 10 y 3,5 km de profundidad.

Por su parte, la relativa alta tasa eruptiva estimada ($0,57 \text{ km}^3$ por siglo) y el fuerte control de estructuras NE-SW extensionales del estratovolcán y los conos monogenéticos son consistente con el volcanismo poco evolucionado dominante.

Finalmente, una futura erupción de este centro eruptivo tiene una alta probabilidad que ocurra a lo largo de la alineación NE-SW dando origen a un nuevo cono y la emisión de cenizas con alto contenido de flúor que será dispersada hacia el este y SE de su fuente.

Índice de contenidos

RESUMEN	i
CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 Volcanismo andino	1
1.1.1 Segmentos volcánicos	1
1.1.1.1 Zona Volcánica Norte	3
1.1.1.2 Zona Volcánica Central	4
1.1.1.3 Zona Volcánica Sur	8
1.1.1.3.1 Zona Volcánica Sur Norte	9
1.1.1.3.2 Zona Volcánica Sur Transicional	11
1.1.1.3.3 Zona Volcánica Sur Central	12
1.1.1.3.4 Zona Volcánica Sur Sur	15
1.1.1.3.5 ZFLO y su relación con la ZVS	16
1.1.1.3.6 Principales estratovolcanes de la ZVS	18
1.1.1.3.6.1 Volcán Copahue	19
1.1.1.3.6.2 Volcán Llaima	20
1.1.1.3.6.3 Volcán Villarrica	21
1.1.1.3.6.4 Volcán Chaitén	22
1.1.1.3.6.5 Volcán Hudson	23
1.1.1.4 Zona Volcánica Austral	24
1.2 Génesis del volcanismo andino	25
1.3 El volcanismo de la ZVSC	26
1.4 Geoquímica del volcán Lonquimay	28
1.5 Objetivos	29
CAPÍTULO 2 CONTEXTO GEOLÓGICO	31
2.1 Situación Geográfica	31
2.2 Contexto geotectónico	31
2.3 Geología regional	32
2.3.1 Rocas estratificadas	33
2.3.1.1 Formación Nacientes del Biobío	34

2.3.1.2	Complejo Vizcacha-Cumilao	35
2.3.1.3	Formación Cura-Mallín	36
2.3.1.4	Formación Trapa-Trapa	37
2.3.1.5	Formación Cola de Zorro	38
2.3.1.6	Conjunto de Volcanes de la Cordillera Principal	39
2.3.2	Depósitos No Consolidados	42
2.3.2.1	Depósitos Glaciaros	42
2.3.2.2	Depósitos Glacio-lacustres	42
2.3.2.3	Depósitos Fluviales	42
2.3.2.4	Depósitos de Abanicos Aluviales	43
2.3.2.5	Depósitos Coloviales	43
2.3.2.6	Depósitos de Deslizamientos	43
2.3.3	Rocas intrusivas	44
2.3.3.1	Stock Lolco	44
2.3.3.2	Stock Pemehue	44
2.3.3.3	Grupo Plutónico Melipeuco	45
2.3.3.2	Intrusivos Hipabisales de RR y CM	45
2.3.4	Estructura	45
CAPÍTULO 3 TÉCNICAS ANALÍTICAS		48
3.1	Introducción	48
3.2	Selección de muestras	49
3.3	Preparación de muestras	49
3.4	Métodos analíticos	50
3.4.1	Análisis de química mineral	50
3.4.2	Análisis químicos de roca total	50
3.4.2.1	Fluorescencia de rayos X	50
3.4.2.2	Pérdida por calcinación	51
3.4.2.3	ICP-OES	52
3.4.2.4	ICP-MS	53
3.4.3	Análisis isotópicos de roca total	54

CAPÍTULO 4 GEOLOGÍA	56
4.1 Antecedentes	56
4.2 Cartografía geológica	57
4.3 Morfometría del estratovolcán y los conos monogenéticos	57
4.4 Área y volumen del edificio volcánico	58
4.5 Estructuras	58
4.6 Estratigrafía	60
4.6.1 Estratovolcán	61
4.6.1.1 Etapa I	61
4.6.1.2 Etapa II	61
4.6.1.3 Etapa III	62
4.6.1.4 Etapa IV	63
4.6.2 Conos Monogenéticos Holocenos	66
4.6.2.1 CMHW	67
4.6.2.1.1 Laguna Verde	67
4.6.2.1.2 La Holandesa	68
4.6.2.1.3 Lolco	68
4.6.2.2 CMHE	69
4.6.2.2.1 Etapa I	70
4.6.2.2.2 Etapa II	73
4.6.2.2.3 Etapa III	74
4.6.2.2.4 Cono Navidad	76
4.6.3 Edad	78
4.6.4 Relaciones estratigráficas y correlación morfológica	79
CAPÍTULO 5 PETROGRAFÍA	80
5.1 Introducción	80
5.2 Estratovolcán	80
5.2.1 Etapa I	81
5.2.2. Etapa II	83
5.2.3 Etapa III	85
5.2.4 Etapa IV	86
5.3 Conos Monogenéticos Holocenos	88

5.3.1	CMHE	88
5.3.1.1	Etapa I	88
5.3.1.2	Etapa II	89
5.3.1.3	Etapa III	90
5.3.1.4	Cono Navidad	94
5.3.2	CMHW	94
CAPÍTULO 6 GEOQUÍMICA		96
6.1	Introducción	96
6.2	Elementos mayoritarios	96
6.2.1	Clasificación de las rocas	96
6.2.2	Diagramas de variación	98
6.3	Elementos trazas	101
6.3.1	Diagramas de variación	102
6.3.2	Tierras raras	104
6.3.3	Diagramas de elementos incompatibles	106
6.3.4	Diagramas bivariantes de razones de tierras raras	108
6.4	Isótopos radiogénicos de Pb, Sr y Nd	109
6.4.1	Isótopos de Sr y Nd	109
6.4.2	Isótopos de Pb	111
CAPÍTULO 7 QUÍMICA MINERAL		112
7.1	Introducción	112
7.2	Plagioclasa	112
7.2.1	Variaciones en zonación	115
7.3	Olivino	118
7.4	Piroxeno	119
7.4.1	Variaciones en zonación	121
7.5	Óxidos de Fe-Ti	122
7.6	Vidrio	123
7.6.1	Vidrio en enclaves máficos	125

CAPÍTULO 8 MODELO GENÉTICO	126
8.1 Introducción	126
8.2 Volcán Lonquimay y ZFLO	126
8.3 Etapas evolutivas	129
8.4 Petrografía	131
8.5 Clasificación geoquímica	133
8.6 Clasificación de minerales	135
8.7 Procesos petrogenéticos	137
8.7.1 Convección magmática	138
8.7.2 Cristalización fraccionada	139
8.7.3 Mezcla de magmas	143
8.7.4 Contaminación y asimilación cortical	145
8.8 Fuente magmática	147
8.9 Termobarometría	149
8.10 Modelo de evolución magmática	155
CAPÍTULO 9 PELIGRO VOLCÁNICO	159
9.1 Introducción	159
9.2 Peligro y riesgo volcánico	160
9.3 Registro de erupciones prehistóricas	162
9.4 Cronología eruptiva histórica	163
9.5 Análisis de recurrencia eruptiva	166
9.5.1 Erupciones explosivas prehistóricas	168
9.5.2 Erupciones históricas	168
9.6 Evaluación del peligro volcánico	169
9.6.1 Coladas de lava	170
9.6.2 Caída de piroclastos	172
9.6.2.1 Caída de piroclastos balísticos	174
9.6.2.2 Caída de ceniza	174
9.6.3 Lahares	177
9.6.4 Emanaciones de gases	179
9.6.5 Flujos piroclásticos	180
9.6.6 Otros	181

9.6.6.1	Tsunamis	181
9.7	Características de una futura erupción	182
CAPÍTULO 10 CONCLUSIONES		183
REFERENCIAS		188

Índice de Figuras

Figura 1.1.	Mapa de Sudamérica y las zonas volcánicas	2
Figura 1.2.	Distribución de los volcanes cuaternarios activos	7
Figura 1.3.	Mapa de la traza de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO)	17
Figura 1.4.	Vista hacia el norte de la cima del volcán Copahue	20
Figura 1.5.	Vista desde el sur del volcán Llaima	21
Figura 1.6.	Vista desde el NW del volcán Villarrica	22
Figura 1.7.	Vista desde el SSW del volcán Chaitén	23
Figura 2.1.	Mapa de ubicación del volcán Lonquimay	32
Figura 2.2.	Mapa de las unidades morfológicas del sur de Chile	33
Figura 2.3.	Esquema estratigráfico regional del sustrato	35
Figura 2.4.	Mapa geológico simplificado del área del volcán Lonquimay	36
Figura 2.5.	Vista desde el sur del volcán Tolguaca	41
Figura 2.6.	Modelo de elevación digital del sector del volcán Lonquimay	41
Figura 2.7.	Vista desde NW del volcán Lonquimay	41
Figura 2.8.	Rosetas de direcciones de estructuras regionales	47
Figura 3.1.	Esquema de las técnicas utilizadas para el análisis químico	48
Figura 4.1.	Perfil del volcán Lonquimay y sus principales rasgos morfológicos	57
Figura 4.2.	DEM sombreado regional y lineamientos principales	59
Figura 4.3.	Frente de remanente de colada de lava de la Etapa I	62
Figura 4.4.	Distintas coladas de lava pertenecientes a la Etapa II	63
Figura 4.5a.	Frente de colada de lava de la Etapa III de 3,5 m de espesor	65
Figura 4.5b.	Frente de colada de lava de la Etapa III de 4,5 m de espesor	65
Figura 4.5c.	Frente de colada de lava de la Etapa III	65
Figura 4.5d.	Cono adventicio en el flanco norte del edificio	65
Figura 4.6a.	Frente de colada de la Etapa IV de 3 m de potencia	66
Figura 4.6b.	Frente de colada de la Etapa IV de 10 m	66
Figura 4.7.	Mapa de distribución de los CMHW	67
Figura 4.8.	Vista de parte de la cima del cono de piroclastos Laguna Verde	68
Figura 4.9.	Vista de la parte NE del cráter interior del volcán La Holandesa	69

Índice de Tablas

Tabla III-I	Estándares para la calibración de la microsonda electrónica	51
Tabla III-II	Condiciones analíticas del espectrómetro de FRX	51
Tabla III-III	Precisión y exactitud para los elementos mayores mediante FRX	52
Tabla III-IV	Precisión y exactitud para el contenido de Nb, Zr e Y mediante FRX	52
Tabla III-V	Exactitud y precisión del contenido de Ba y Zn mediante ICP-OES	53
Tabla III-VI	Exactitud de los elementos trazas mediante ICP-MS	53
Tabla III-VII	Condiciones experimentales para la técnica de TIMS	54
Tabla III-VIII	Valores certificados de de las razones isotópicas de Pb, Sr y Nd	55
Tabla IV-I	Características morfométricas de algunos conos monogenéticos	58
Tabla IV-II	Resumen de la estratigrafía del volcán Lonquimay	64
Tabla V-I.	Características petrográficas de las muestras del estratovolcán	82
Tabla V-II.	Características petrográficas de las muestras de conos	91
Tabla VIII-I.	Balance de masas para magmas padre e hijo	141
Tabla VIII-II	Presión y temperatura estimadas mediante clinopiroxeno	152
Tabla VIII-III	Temperatura estimada mediante olivino	153
Tabla VIII-IV	Temperatura y fugacidad de oxígeno mediante óxidos de Fe-Ti	155
Tabla IX-I	Edades C14 en depósitos de flujo piroclásticos	162
Tabla IX-II	Resumen de la cronología eruptiva histórica	165
Tabla IX-III	Características y dimensiones de la erupción de 1988-90	166

Listado de apéndices

A1.	Protocolos de preparación de muestras	203
A2.	Coordenadas de muestras de roca recolectadas	208
A3.	Resultados de los análisis de roca total	210
A4.	Norma CIPW de las muestras analizadas	221
A5.	Resultados de la química mineral	223
A6.	Mapa geológico del volcán Lonquimay (formato digital en el CD)	
A7.	Mapa de peligro volcánico del volcán Lonquimay (formato digital en el CD)	

Capítulo 1

Introducción

1.1 Volcanismo andino

El volcanismo asociado a la Cordillera de los Andes, conocido como volcanismo andino, es resultado de un proceso de subducción de placas tectónicas que se ha mantenido prácticamente inalterado por lo menos desde el Oligoceno. La Cordillera de los Andes corresponde a una cadena montañosa originada en un margen tectónico convergente (Dewey y Bird, 1970) que se extiende por más de 7.500 km en el borde oeste del continente Sudamericano, desde la costa caribeña en el norte de Colombia hasta Cabo de Hornos en el extremo sur de Chile (Stern, 2004; Stern et al., 2007). Esta cordillera es dividida en tres grandes regiones (Fig. 1.1), en función de las edades de los basamentos pre-andinos, la evolución geológica Meso y Cenozoica y las variaciones en el espesor cortical, los patrones estructurales y la tectónica y el volcanismo activo (Stern, 2004): Andes del Norte (12°N-5°S), Andes Centrales (5-33°S) y Andes del Sur (33-56°S).

1.1.1 Segmentos volcánicos

El arco volcánico cuaternario o volcanismo activo de los Andes no es continuo, distinguiéndose cuatro segmentos volcánicos principales (Fig. 1.1): la Zona Volcánica Norte (ZVN: 6° N-8° S), la Zona Volcánica Central (ZVC: 16-28° S), la Zona Volcánica Sur (ZVS: 33-46° S) y la Zona Volcánica Austral (ZVA: 49-56° S). Además, entre estas provincias volcánicas existen segmentos de subducción plana ("flat-slab", 0-10°), y por lo tanto, carentes de volcanismo reciente (8-16°S, 28-33°S y 46-49°S; Stern, 2004). Estos segmentos tienen improntas geoquímicas distintivas que son el reflejo principalmente de las variaciones de la geometría del arco volcánico, la edad de la corteza (oceánica y continental), la composición de la corteza continental y de la evolución geotectónica de cada segmento.

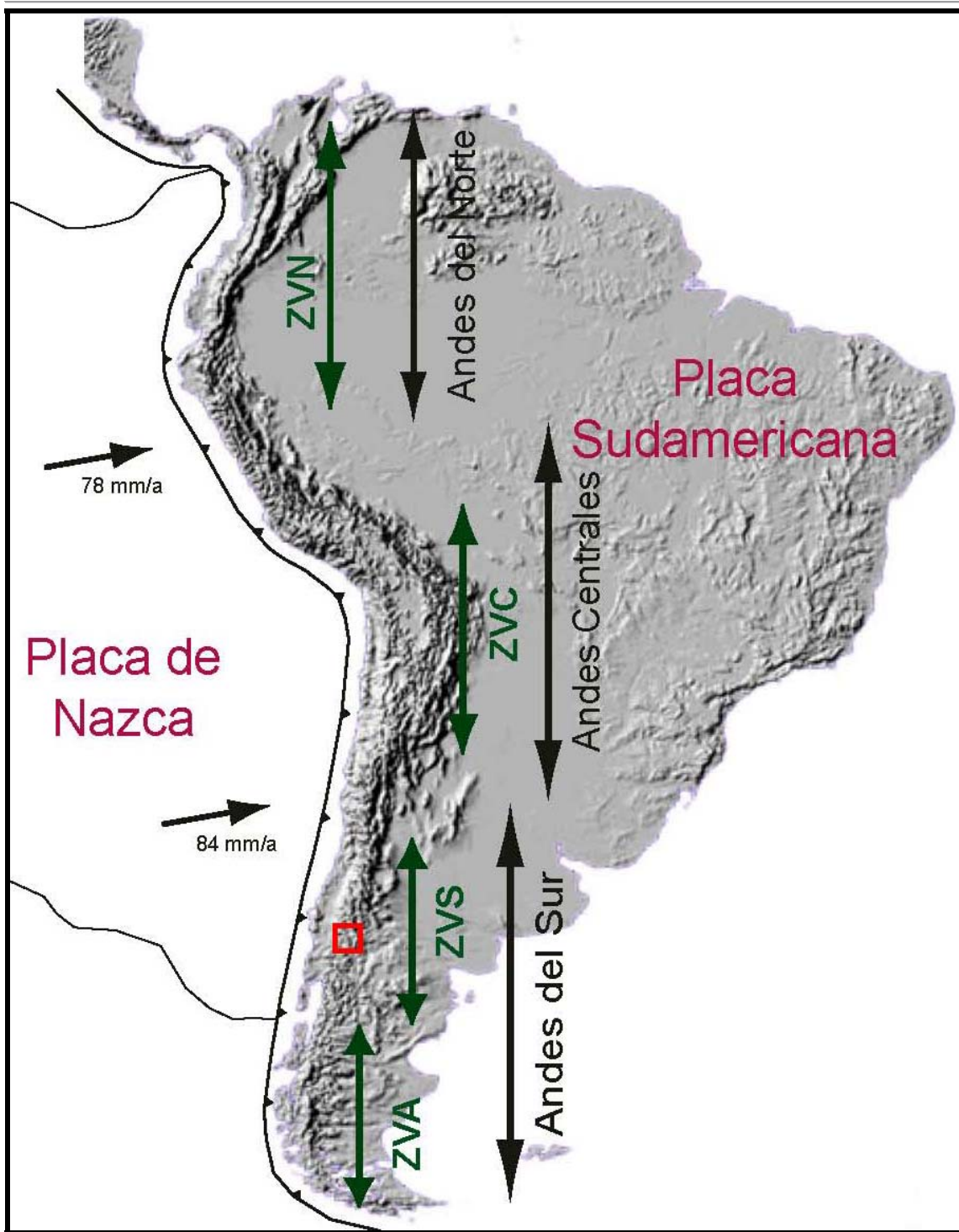


Figura 1.1. Mapa de Sudamérica (modelo digital del terreno GEOTOPO30), mostrando los tres segmentos morfológicos mayores (Andes del Norte, Centrales y del Sur) y las cuatro divisiones del arco volcánico Cuaternario: Zona Volcánica Norte (ZVN: 6°N-8°S), Zona Volcánica Central (ZVC: 16°-8°S), Zona Volcánica (ZVS: 33°-46°S) y Zona Volcánica Austral (ZVA: 49°-56°S). Las flechas de la izquierda representan las velocidades de convergencia de la Placa de Nazca según de DeMets et al. (1990). El cuadro rojo señala el área del volcán Lonquimay (Modificada de Clavero, 2002).

Una de las características de los segmentos volcánicos es la variación del espesor de la corteza continental (Stern, 2004; Stern et al., 2007). En la ZVN alcanza 40 a 50 km y a la latitud de 7°S (norte de Perú) tiene 40-45 km de potencia. Luego, en la en la ZVC alcanza el máximo espesor (>70 km) y a partir de ahí el espesor cortical disminuye gradualmente hacia el sur. En las Sierras Pampeanas (24-33° S, entre la ZVC y ZVS) es superior a 55 km, mientras que en la parte norte de la ZVS (33°S) alcanza 40 km de potencia y 30-35 km al sur de los 37°S (partes central y sur de la ZVS y ZVA).

La edad de las placas oceánicas también es un parámetro que varía de norte a sur (López-Escobar, 1995; Stern, 2004; Stern et al., 2007). La Placa de Nazca alcanza una edad de 12 y 20 Ma en la ZVN. La edad máxima de esta placa está en la parte central de la ZVC (50-60 Ma) coincidente con la máxima profundidad de la Fosa Chile-Perú de 8.055 m (23° S). Por su parte, edades entre 35 y 12 Ma se han obtenido en la parte norte y sur de la ZVS, respectivamente. Asimismo, la edad de la Placa Antártica aumenta hacia el sur de aproximadamente 12 a 24 Ma (Cande y Leslie, 1986; Polonia et al., 1999).

Por su parte, el ángulo de subducción es constante (aproximadamente 25°E) en todo el margen convergente a una profundidad de 90-100 km (Stern, 2004), mientras que varía a profundidades menores en cada uno de los segmentos. Asimismo, estos cambios en el ángulo de subducción a lo largo del arco volcánico coinciden con la presencia de relieves en el fondo oceánico que parecen afectar la segmentación de la geometría de subducción de la placa (Yáñez et al., 2001, 2002) pero también ejercen un rol en el control de la ubicación y la composición de los volcanes activos y en la división entre los pequeños segmentos de las cuatro provincias volcánicas (Herron, 1981; López-Escobar et al., 1995). No obstante lo anterior, el límite entre la ZVC y las Sierras Pampeanas (de subducción plana) es gradual y puede ser resultado de la flexión de la Placa de Nazca como consecuencia de una mayor reducción del espesor de la corteza continental (Tinker et al., 1996).

1.1.1.1 Zona Volcánica Norte

La Zona Volcánica Norte (ZVN: 6° N-8° S) incluye unos 74 estratovolcanes entre los cuales destacan por sus últimas erupciones: los volcanes Nevado del Ruiz (5.390 m

snm) y Galeras (4.482 m snm) en Colombia y los volcanes Guagua Pichincha (4.784 m snm), Cotopaxi (5.911 m snm) y Tungurahua (5.020 m snm) en Ecuador.

Los volcanes de la ZVN se distribuyen en dos cadenas montañosas de dirección norte-sur: la Cordillera Occidental al oeste y Cordillera Central o Real al este (en los países de Colombia y Ecuador, respectivamente) que están separadas por una depresión llamada Cauca-Patria y Valle Intermedio (en Colombia y Ecuador, respectivamente). En territorio colombiano el volcanismo cuaternario se localiza en una sola cadena de volcanes que se subdivide en tres segmentos: norte, central y sur. Los volcanes de los segmentos norte y central están localizados en la Cordillera Central y, el segmento sur ocurre en la Cordillera Occidental y en la depresión Cauca-Patria. Por su parte, en Ecuador existe un cinturón de dirección norte-sur de 80 a 120 km de ancho con la presencia de volcanismo alcalino de trasarco unos 50 km al este del arco.

La geometría del arco de la ZVN se caracteriza por una subducción oblicua con un ángulo de 45° a unos 60° , un ángulo de subducción de 25 a 30° y una tasa de convergencia de 7 cm por año. La distancia de la fosa al arco volcánico varía de más de 380 km en la parte norte de este segmento (Colombia) a unos 300 km en la parte sur de Ecuador. Por su parte, el espesor cortical varía de 40 km a más de 55 km y la zona de fusión de roca y generación de magmas se produce a una profundidad de 140-160 km (Stern, 2004). Además, la Placa de Nazca (oceánica) tiene una edad variable de 12 y 20 Ma en la parte norte y sur de este segmento, respectivamente (Gutscher et al., 2000).

Finalmente, las edades del basamento y las litologías también varían significativamente desde la acreción de rocas máficas del Cretácico en la parte occidental del arco y rocas metamórficas de edad paleozoica y granitoides mesozoicos por debajo de la parte oriental del arco (Feininger, 1987), al este de la megazona de deformación de Dolores-Guayaquil (Ramos y Alemán, 2000).

1.1.1.2 Zona Volcánica Central

En la Zona Volcánica Central (ZVC: $16-28^\circ$ S) se encuentran más de 35 grandes estratovolcanes cuaternarios potencialmente activos (Simkin y Siebert, 1994; De

Silva y Francis, 1991; Stern et al., 2007), 25 de ellos en territorio chileno y, a lo menos, cuatro megaestructuras de caldera (de norte a sur: Pastos Grandes, Panizos, La Pacana y Cerro Galán). Los estratovolcanes más conocidos pertenecientes a este segmento corresponden de norte a sur: Misti (5.822 m) y Ubinas (5.672 m) en Perú, Tata Sabaya (5.430 m) en Bolivia, Tuzgle (5.500 m) en Argentina y Tacora (5.980 m), Taapaca (5.840 m), Parinacota (6.350 m), Guallatiri (6.070 m), Isluga (5.050 m), Irruputuncu (5.160 m), Aucanquilcha (6.176 m), Ollagüe (5.870 m), Azufre (5.846 m), San Pedro (6.145 m), San Pablo (6.145 m), Putana (5.890 m), Láscar (5.590 m), Socompa (6.050 m), Lullailaco (6.740 m), Lastarria (5.700 m), Ojos del Salado (el volcán más alto del planeta con sus 6.887 m) y Nevado Tres Cruces (6.749 m) en territorio chileno aunque varios de ellos son volcanes limítrofes.

La ZVC constituye parte de los Andes Centrales (Fig. 1.1) que corresponde al segmento más alto (inferior a 6.890 m s.n.m.) y ancho (850 km) de la Cordillera de los Andes y, se caracteriza por un potente espesor cortical (hasta 70 km; Stern et al., 2007). La ZVC se divide en el Altiplano (15-23°S) y la Puna (23-28°S) debido a las variaciones longitudinales de la topografía, el volcanismo y el estilo tectónico que además está limitada en el norte y sur por zonas de subducción plana. Por su parte, el borde este y oeste del Altiplano (o Puna, según la latitud) corresponden a las cordilleras Oriental y Occidental, respectivamente. Ambas concentran las alturas máximas, mientras que el Altiplano se alza entre 3.800 y 4.200 m s.n.m. y constituye una cuenca interior rellena por sedimentos provenientes de volcanes cenozoicos (Allmendinger et al., 1997) y, además, corresponde al sustrato sobre el cual se construyen los volcanes del Pleistoceno-Holoceno.

La actual configuración de los Andes Centrales es el resultado, principalmente, de procesos que se inician en el Oligoceno en la Cordillera Occidental (Allmendinger et al., 1997; Wörner et al., 2000; García y Hérail, 2005). A partir del Oligoceno una alta tasa de convergencia y cambios en la dirección de convergencia (Mpodozis y Ramos, 1989; Wörner et al., 1992) acompañados de una alta tasa de erosión (Stern, 1991; Stern et al., 2007) dieron origen a un acortamiento, engrosamiento y alzamiento cortical (Mpodozis y Ramos, 1989; Wörner et al., 1992; Tassara, 2005), generando uno de los segmentos de la corteza más altos y potentes del planeta en un ambiente geotectónico no colisional (Tassara, 2005). El aumento

de la tasa de subducción produce además de manera indirecta, enormes volúmenes de magmas de composición riolítica que formaron extensas ignimbritas al oeste del Altiplano, asociadas por lo general a grandes calderas, no obstante, este magmatismo no fue sincrónico longitudinalmente en la cadena. Mientras que el alzamiento comienza en el Altiplano aproximadamente 27 Ma, la Puna se alza entre 5 y 10 Ma más tarde (Allmendinger et al., 1997). Posteriormente, durante el Mioceno se formaron una serie de grandes a medianos estratovolcanes de composición andesítica a dacítica. También, en el Plioceno se construyeron nuevos estratovolcanes, además de, la emisión de una enorme ignimbrita de composición riolítica, la Ignimbrita Lauca (Wörner et al, 2000; García y Hérail, 2005), y, finalmente, durante el Cuaternario, se edificaron los estratovolcanes actuales (Wörner et al, 2000; Clavero y Sparks, 2005; García et al., 2004).

La geometría del arco volcánico de la ZVC se caracteriza por un ángulo de subducción constante de 30° que define la zona de Wadati-Benioff (Cahill y Isacks, 1992). El arco se localiza a 120-150 km sobre la placa subductada y a una distancia de 260-340 km de la fosa Chile-Perú que en este segmento tiene una profundidad máxima de 8.000 m y carece acumulación significativa de sedimentos, además de la ausencia de un prisma de acreción en el margen oeste del continente (Stern et al., 2007). Asimismo, los magmas se originan a una profundidad de 120-150 km bajo el arco y la dirección de convergencia varía de ortogonal a la latitud de Arica (18°S) a aproximadamente 66°E en la parte sur de este segmento (Stern et al., 2007). Además, la tasa de convergencia es del orden de 7.8-8.4 cm/año (DeMets et al. 1990).

En la parte norte de la ZVC el basamento está constituido por rocas proterozoicas, mientras que en la parte sur las rocas son paleozoicas (Wörner et al., 1992). Las rocas corticales más antiguas corresponden a rocas ígneas y metamórficas paleoproterozoicas (2,0-1,8 Ga) pertenecientes al terreno de Arequipa al sur del Perú, mientras que rocas de edad de protolito de 1,3-1,0 Ga afloran en Choja en el norte de Chile (Loewy et al., 2004). Estas rocas fueron subsecuentemente afectadas por eventos metamórficos e ígneos en el Neoproterozoico al Paleozoico Inferior (680-510 Ma) y Paleozoico (470-340 Ma) (Wörner et al., 2000; Ramos y Alemán, 2000; Stern et al., 2007).

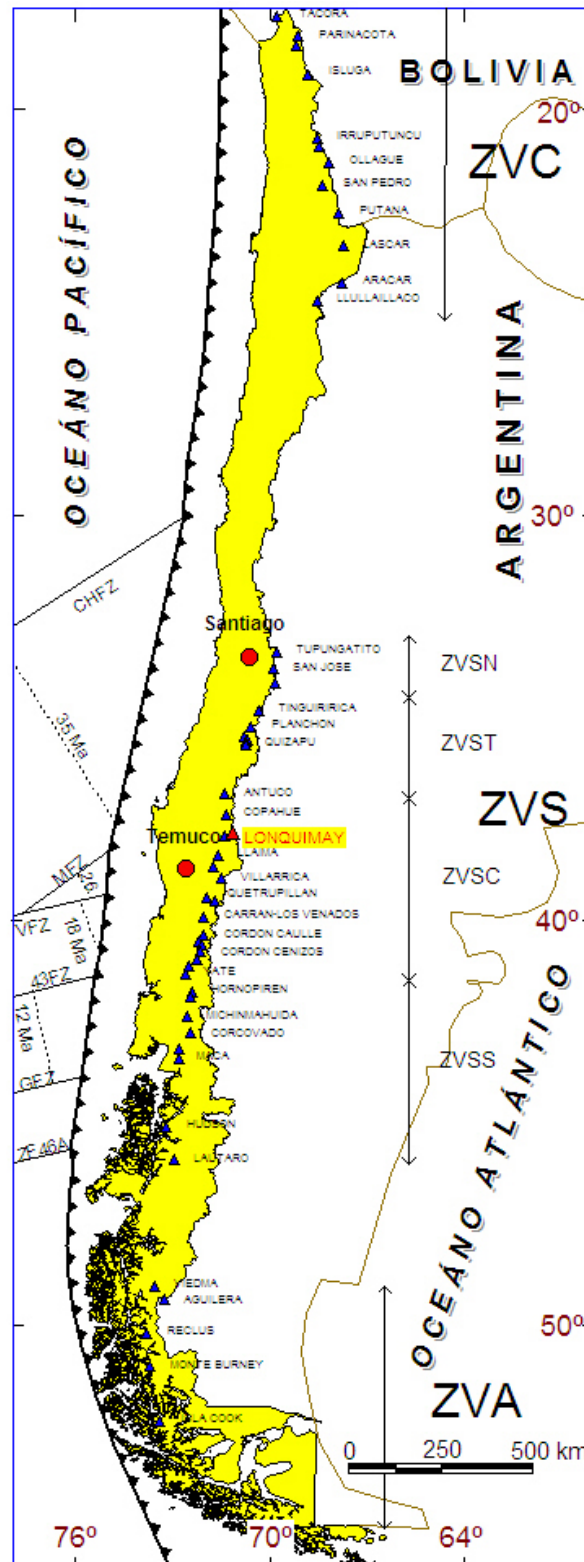


Figura 1.2. Distribución de los volcanes cuaternarios activos, donde aparecen los tres segmentos principales del arco volcánico: ZVC (16-8°S), ZVS (33-46°S) y ZVA (49-56°S); las cuatro subdivisiones de la ZVS: ZVSN (33-34.5°S), ZVST (34.5-37°S), ZVSC (37-41.5°S) y ZVSS (41.5-46°S); y las principales estructuras de la Placa de Nazca: CHFZ: Zona de Fractura Challenger, MFZ: Zona de Fractura Mocha, VFZ: Zona de Fractura Valdivia, 43FZ: Zona de Fractura de los 43°S, GFZ: Zona de Fractura Guafu y ZF46A: Zona de Fractura de los 46°S. En triángulos color azul se indican los volcanes y en color rojo se destaca el volcán Lonquimay.

Un hecho notable es la ausencia de prisma acrecionario del Mesozoico y Cenozoico en este segmento volcánico lo que ha sido interpretado como resultado de la erosión tectónica por subducción, consistente además con la migración al este (aproximadamente 250 km) del arco volcánico del Jurásico y Cenozoico (Giese et al., 1999; Stern et al., 2007).

La mayoría de los volcanes considerados activos de la ZVC se encuentran bastante alejados de centros poblados importantes, otorgando una categoría de bajo riesgo volcánico asociado a estos centros eruptivos (Stern et al., 2007). No obstante, el volcán Láscar es el más activo de este segmento volcánico por la recurrencia eruptiva (Stern et al., 2007), en especial, de las últimas décadas (4 erupciones en los últimos 10 años), la explosividad de las mismas y sus efectos, en particular, la influencia de la nube de ceniza en la aeronáutica civil en territorio argentino que es hacia donde por lo general son transportadas las cenizas.

1.1.1.3 Zona Volcánica Sur

En la Zona Volcánica Sur (ZVS: 33-46°S) se localizan dos de los estratovolcanes más activos de los Andes desde el punto de vista de su recurrencia eruptiva histórica: los volcanes Llaima (3.125 m) y Villarrica (2.847 m). Además de los anteriores, existen más de 30 volcanes cuaternarios en este segmento volcánico, entre los cuales los principales estratovolcanes (Fig. 1.2) (Simkin y Siebert, 1994; Stern, 2004; Stern et al., 2007) que han tenido algún tipo de actividad eruptiva durante el Holoceno corresponden de norte a sur: Planchón (3.977 m), Quizapu (3.050 m), Chillán (3.212 m), Antuco (2.979 m), Copahue (2.965 m), Callaqui (3.100 m), Lonquimay (2.865 m), Quetrupillán (2.360 m), Lanin (3.747 m), Mocho-Choshuenco (2.422 m), Osorno (2.652 m), Calbuco (2.003 m), Hornopirén (1.572 m), Michinmahuida (2.404 m), Chaitén (1.122 m), Corcovado (2.300 m), Yanteles (2.042 m), Melimoyu (2.400 m), Mentolat (1.660 m), Cay (2.090 m), Maca (2.960 m) y Hudson (1.905 m). Además, se reconocen una serie de calderas del Plioceno: del Diamante, Calabozo, El Agrio (o Caviahue o Caviahue-Copahue), Pino Hachado, Cordillera Nevada y Puyehue (Muñoz y Stern, 1988; 1989; Folguera y Ramos, 2000; Melnick y Folguera, 2001; Stern, 2004; Melnick et al., 2006; Stern et al., 2007). Asimismo, existen una serie de campos de conos monogenéticos, fisuras y conos

adventicios de edad Pleistocena-Holocena (Stern et al., 2007): Caburga (995 m), Carrán-Los Venados (1.114 m), Cordón Caulle (1.798 m), Antillanca (1.990 m) y Cordón Los Cenizos (aproximadamente 1.440 m), entre otros.

La ZVS corresponde al segmento volcánico más activo de los Andes y, principalmente, variaciones de la petrología de los flujos de lava han permitido dividir este segmento volcánico en cuatro provincias de segundo orden (Fig. 1.2): Norte (ZVSN: 33-34.5°S), Transicional (ZVST: 34.5-37°S), Central (ZVSC: 37-41.5°S) y Sur (ZVSS: 41.5-46°S). Además, estos cuatro subsegmentos de la ZVS han sido correlacionados con variaciones en la geometría de la subducción, la tasa de erosión tectónica, la incorporación de sedimentos en la subducción, la edad de las placas (oceánica y continental) y el espesor de la corteza continental (Stern y Skewes, 1995), la distancia fosa-arco volcánico y el ancho del arco volcánico (Folguera y Ramos, 2002) y las fluctuaciones de rasgos morfoestructurales mayores (López-Escobar et al., 1995).

Este segmento volcánico se caracteriza por una disminución de la edad de la Placa de Nazca de norte a sur de 35 Ma a menos de 12 Ma y que los límites coinciden con megaestructuras del fondo oceánico. De esta forma, el límite norte concuerda con la proyección de la Dorsal (“ridge”) de Juan Fernández, mientras que el sur es coincidente con la intersección de la Dorsal Chile y la fosa (Stern et al., 2007).

1.1.1.3.1 Zona Volcánica Sur Norte

La Zona Volcánica Sur Norte (ZVSN: 33-34.5°S) esta constituida por 8 estratovolcanes (Fig. 1.2) que incluyen desde el Tupungato (6.570 m) al Maipo (5.290 m) formando un arco de dirección norte-sur que en general tienen volúmenes relativamente pequeños de entre 5 y 55 km³ (Hildreth y Moorbath, 1988) y que se caracterizan por disminuir sus alturas de norte a sur. Además, incluye la megacaldera del Diamante de dimensiones de 15 por 20 km que en el Pleistoceno medio emitió 450 km³ de flujos piroclásticos riolíticos que se emplazaron hacia territorio chileno y argentino modificando bruscamente el paisaje (Stern et al. 1984; Sruoga et al. 2005). La tasa de subducción de este segmento es de 7-9 cm por año

y el límite sur coincide con la proyección de la Zona de Fractura Mocha (Herron, 1981; López-Escobar et al., 1995).

Varios de los parámetros de la geometría del arco volcánicos de la ZVSN varían de norte a sur. De esta forma, el ángulo de subducción aumenta de unos 20° en el norte a más de 25° hacia el sur. Asimismo, la distancia del arco a la fosa disminuye de más de 290 km a menos de 270 km. Además, la profundidad de generación de fusión de corteza disminuye de 120 a 90 km. De la misma forma, el espesor de la corteza continental de este segmento volcánica disminuye de más de 50 km en la parte norte a 30-35 km en el extremo sur (Stern et al., 2007).

Por otro lado, el basamento pre-andino de la ZVSN esta constituido por rocas Paleozoicas y Mesozoicas (Stern, 2004) y las coladas de lavas del Pleistoceno-Holoceno están formadas principalmente por andesitas y dacitas de minerales hidratados de Fe-Mg (López-Escobar et al., 1995) con una tasa eruptiva relativamente baja (Stern et al., 1984).

Durante el Plioceno el arco volcánico de este segmento emigró más de 40 km al este hasta su posición actual como consecuencia del inicio de la subducción de la cordillera submarina de Juan Fernández o por la disminución del ángulo de subducción (Stern, 1989; Stern y Skewes, 1995).

Los edificios volcánicos más antiguos de este segmento están profundamente erosionados, mientras que los más jóvenes son estratovolcanes bien conservados, algunos de los cuales tienen asignadas erupciones históricas (Simkin y Siebert, 1994), como es el caso de Tupungatito (5.682 m), San José (5.856 m) y Maipo, las más recientes en 1987, 1960 y 1912, respectivamente. Además, los dos primeros estratovolcanes presentan actividad fumarólica en su cima.

Finalmente, todos los centros volcánicos de altura superior a 5.000 m s.n.m. estan cubiertos con nieves eternas y son la fuente hídrica que alimenta a ambos lados de la cordillera, como es el caso del Río Maipú que fluye a través de la parte sur de la ciudad de Santiago, capital de Chile.

1.1.1.3.2 Zona Volcánica Sur Transicional

En la Zona Volcánica Sur Transicional (ZVST: 34.5-37°S) (Fig. 1.2) hay más de 10 estratovolcanes que constituyen el arco volcánico Cuaternario de dirección N20°E, el cual comprende desde el volcán Tinguiririca (4.300 m) por el norte al Nevados de Chillán por el sur (Stern, 2004), además de, dos áreas volcánicas que concentran numerosos estratovolcanes y/o conos monogenéticos: Sector del Grupo Descabezados (3.953 m) y Campo Volcánico Laguna del Maule (3.175 m). En la primera área, se encuentra el volcán Quizapú que dio origen a la erupción más grande del continente Sudamericano en el siglo pasado (año 1932; Hildreth y Drake, 1992) y la Caldera Calabozos (36°30'S) una estructura anular de 26 por 14 km del Pleistoceno tardío (Hildreth et al., 1984). También, incluye una serie de conos monogenéticos y flujos de lavas asociados en una posición de trasarco (Muñoz y Stern, 1988; 1989; Bermúdez y Delpino, 1989; Folguera et al., 2002; 2009).

La distancia fosa-arco volcánico es de 270-280 km a la ZVST y el ancho del arco aumenta (Stern, 2004), mientras que su localización se desplaza hacia el oeste al borde occidental de la cordillera (Hildreth y Moorbath 1988).

Los volcanes del Pleistoceno-Holoceno de este segmento se construyen sobre rocas volcánicas del Mioceno y Plioceno que cubren al basamento Paleozoico y Mesozoico (Drake, 1976).

El ZVST se caracteriza por estratovolcanes y los grandes complejos volcánicos constituidos con rocas con quimismo variable desde basaltos a riolitas con un predominio de andesitas y dacitas de piroxeno±anfíbol±biotita (López-Escobar et al., 1995), los cuales se construyeron sobre volcanes escudo mayores, campos volcánicos y megacalderas, estas últimas formadas principalmente durante el Plioceno tardío al Pleistoceno.

Las alturas de los estratovolcanes en este segmento son inferiores a 1.900 m sobre sus bases y sus alturas tienden a disminuir de norte a sur aunque destacan por la presencia de glaciares en su cima. Además, tienen volúmenes relativamente pequeños de 3 a 60 km³ (Hildreth y Moorbath 1988).

Varios complejos volcánicos tienen arreglos estructurales en direcciones NE-SW aunque también existen algunas alineaciones de dirección NW-SE, como el caso del Nevados de Longaví (3.242 m) (Stern et al., 2007). Por otro lado, los estratovolcanes mayores, por lo general de edad pliocena, se encuentran altamente erosionados. Mientras que, los centros eruptivos de edad Pleistocena-Holocena están perfectamente preservados a excepción del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa que tiene asociado un importante depósito de avalancha de detritos emplazado hacia el oeste de su fuente. Además, varios de estos estratovolcanes tienen actividad histórica (Simkin y Siebert, 1994) entre los que destacan los volcanes Tinguiririca, Planchón, Descabezado Grande-Quizapú, Tatara-San Pedro Pellado y Nevados de Chillán. El último de ellos tuvo una corta erupción el año 2003 caracterizada por pequeñas explosiones freáticas (Naranjo y Lara, 2004).

Finalmente, los centros volcánicos de este segmento se encuentran alejados del Valle Central, lugar donde históricamente se han fundado tanto pequeños pueblos o localidades como grandes ciudades, en especial a lo largo de los ríos que tienen su origen en los flancos de los grandes estratovolcanes.

1.1.1.3.3 Zona Volcánica Sur Central

La Zona Volcánica Sur Central (ZVSC: 37-41,5°S) esta constituida por más de 10 estratovolcanes (Fig. 1.2) con actividad eruptiva explosiva durante el Holoceno (Naranjo et al., 2000), muchos de los cuales han tenido alguna erupción histórica (Simkin y Siebert, 1994) y algunos de ellos tienen actividad fumarólica permanente en su cima como es el caso de los volcanes Copahue, Callaqui y Villarrica y otros corresponden a volcanes limítrofes como es el caso de los volcanes Copahue y Lanín entre otros. Este segmento incluye desde los volcanes Antuco por el norte al Calbuco por el sur, además de los volcanes Llaima y Villarrica que juntos tienen la más alta recurrencia eruptiva histórica de los Andes y, por lo tanto, le otorga a este segmento volcánico el sello del más activo de Sudamérica. Lo anterior además, es complementado por las altas tasas eruptivas estimadas en varios volcanes de este segmento, como por ejemplo los 4 km³ en los últimos 10 ka para el volcán Antuco (Stern, 2004). Además de estratovolcanes y conos adventicios asociados a estos, en este segmento volcánico también es posible reconocer una serie de conos monogenéticos (maares, fisuras, conos de piroclastos y campos de conos) y

megaestructuras de caldera. Los campos de conos más importantes corresponden al Cordón Caulle y Carrán-Los Venados que en conjunto abarcan una extensa superficie con varias decenas de fuentes (Stern, 2004). Asimismo, se localizan numerosos centros eruptivos menores entre los que destacan el Lolco, Caburga y Huelemolle (López-Escobar et al., 1995). Por su parte, entre las estructuras de caldera destaca la del Agrio (o Caviahue o Caviahue-Copahue) del Plioceno Superior-Pleistoceno de un tamaño de 15 por 20 km (Muñoz y Stern, 1988; Pesce, 1989; Polanco, 2003).

La geometría del arco volcánico del sector norte de la ZVSC (37-39°S) se caracteriza por un ancho de hasta 120 km que al sur de los 39°S se reduce a unos 80 km (Stern et al., 2007), tiene una orientación NNE (N10-15°E), un espesor cortical de 45 a 50 km bajo el arco y una distancia a la fosa entre unos 250 a 300 km (Hackney et al., 2006) con la presencia de volcanismo de trasarco en Argentina (Muñoz y Stern, 1988; 1989; Naranjo et al., 1999). Asimismo, a los 38,2° S la tasa de convergencia es de 6,5 cm año⁻¹, mientras que el ángulo de convergencia alcanza 35°E a profundidades de 100 a 200 km (Hoffmann-Rothe et al., 2006).

Este segmento volcánico se caracteriza por el desarrollo de cuencas de intraarco NW-SE desde el Mioceno en la parte norte y a partir de la latitud de 39°S la incorporación en la subducción de la Zona de Fractura de Valdivia (Herron, 1981), coincidente con la disminución del ancho del arco volcánico Pleistoceno-Holoceno. Asimismo, el eje del arco se localiza al oeste de las alturas máximas de la Cordillera de los Andes y, en la parte sur, en el límite entre la Cordillera Principal y el Valle Central (Stern et al., 2007).

Por su parte, el arco volcánico Pleistoceno-Holoceno ha migrado al oeste hasta su posición actual desde el Pleistoceno tardío (Stern, 1989), no obstante, otros autores sugieren que el ancho del arco se ha incrementado debido un aumento importante de la actividad volcánica (Lara et al., 2001; Mella et al., 2005; Lara y Folguera, 2006). Además, el arco volcánico de la ZVSC esta constituido por estratovolcanes y volcanes monogenéticos del Pleistoceno Medio-Holoceno de altura de hasta 3.125 m. s.n.m. (Stern et al., 2007) y formado por basaltos a riolitas pero con un predominio de basaltos y andesitas basálticas, mientras que las dacitas y riolitas subordinadas tienen clinopiroxeno y ortopiroxeno±olivino-Fe (López-

Escobar et al., 1995) que se han edificado sobre volcanes del Plioceno-Pleistoceno fuertemente erosionados (Stern et al., 2007).

Por su parte, el volumen de los volcanes es del orden de cientos de kilómetros cúbicos (hasta 400 km³; Stern, 2004) y la altura de los edificios volcánicos de este segmento alcanza su máximo de la ZVS hasta 2.600 m sobre su base, tendiendo a disminuir de norte hacia a sur, al igual que la edad de la placa oceánica, 26 y 12 Ma en la parte norte y sur, respectivamente (Stern, 2004; Stern et al., 2007).

El basamento de la ZVSC corresponde a rocas sedimentarias y graníticas del Cenozoico que en el extremo norte de este segmento se encuentran a una altura promedio de 1.350 m s.n.m., mientras que en el extremo sur sólo se alcanzan una altura media de 150 m s.n.m. (Stern et al., 2007). Encima del basamento se emplazan rocas volcánicas y volcanoclásticas del Mioceno Superior, sobre las cuales, se edifica el volcanismo del Plioceno-Pleistoceno temprano, al este del arco actual (Muñoz y Stern, 1988; 1989; Mella et al., 2005). No obstante, al sur de la latitud 40,5°S algunos estratovolcanes cuaternarios están ubicados en el borde oeste de la Cordillera Principal (Stern, 2004).

Los estratovolcanes del Pleistoceno-Holoceno que constituyen el arco volcánico actual de la ZVSC se encuentran en un excelente estado de preservación y, además, se emplazan encima de complejos y estratovolcanes del Plioceno-Pleistoceno temprano, cuyos edificios en muchos casos están fuertemente erosionados (Stern et al., 2007).

Una característica distintiva del arco volcánico actual de la ZVSC, respecto a los segmentos volcánicos anteriores, es que al sur de la latitud 38°S la dirección del arco (NNE) es coincidente con la del Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO; Hervé, 1976). No obstante lo anterior, alineaciones oblicuas (NW-SE y NE-SW) son comunes en complejos volcánicos, estratovolcanes, conos adventicios y conos monogenéticos (López-Escobar et al., 1995; Stern, 2004; Stern et al., 2007).

Erupciones históricas recientes en este segmento incluyen la de los volcanes Copahue (Naranjo y Polanco, 2004), Villarrica y Llaima los años 2000, 2004 y 2008, respectivamente.

Finalmente, la alta tasa de recurrencia eruptiva (tanto histórica como holocena), el tamaño de los edificios volcánicos y el volumen emitido de los distintos centros eruptivos de la ZVSC, sumado a la cercanía de estos a varias localidades, así como a distintos embalses de centrales hidroeléctricas, hacen de este segmento uno de los de mayor riesgo de los Andes. Dado lo anterior, desde el año 1996 el Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile crea el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS) que comienza a monitorear sísmicamente los volcanes de mayor peligro y riesgo de la ZVSC. En una primera etapa se comenzó a monitorear los volcanes Villarrica y Llaima y, posteriormente los volcanes Lonquimay, Mocho-Choshuenco, Osorno y Calbuco.

1.1.1.3.4 Zona Volcánica Sur Sur

La Zona Volcánica Sur Sur (ZVSS: 41.5-46°S) esta constituida por unos 13 estratovolcanes del Pleistoceno-Holoceno (Fig. 1.2) que se localizan todos dentro de territorio chileno, a menos de 270 km de la fosa (López-Escobar et al., 1993; D’Orazio et al., 2003; Naranjo y Stern, 2004; Stern, 2004; Stern et al., 2007). Este segmento esta limitado por los volcanes Yate (2.187 m) y Hudson en los extremos norte y sur, respectivamente. Este último constituye una caldera de 10 km de diámetro y ha tenido, por lo menos, dos erupciones importantes durante el Holoceno (Naranjo y Stern, 1998). Además, la ZVSS incluye al volcán Chaitén que dio origen en el año 2008 a una de las mayores erupciones de los Andes vividas por el hombre (Lara, 2009). También, numerosos conos monogenéticos ocurren a lo largo y paralelamente a la ZFLO en este segmento (Demant et al., 1994). Por último, lavas basálticas alcalinas ocurren en la posición de trasarco (Stern et al., 1990).

La ZVSS se caracteriza por la presencia de dos tipos de basaltos (empobrecidos y enriquecidos en el elementos incompatibles; López-Escobar et al., 1993), andesitas y dacitas normales y “mezcladas” (hídridas), escasas riolitas y se caracteriza por la presencia de anfíbol y biotita en las rocas intermedias a evolucionadas (López-Escobar et al., 1995; D’Orazio et al., 2003; Stern, 2004).

El basamento de este segmento volcánico esta constituido por rocas metamórficas del Paleozoico que fueron intruídas por plutones graníticos del

Mesozoico y Cenozoico, además, de algunas rocas volcánicas del Mioceno y Plioceno (Stern, 2004).

Por otro lado, las alturas de los volcanes de la ZVSS no tienden a disminuir de norte a sur, como en el resto de segmentos de la ZVS y se caracterizan por presentar todos importantes glaciares en su cima dada la alta latitud. No obstante, la edad de la Placa de Nazca si disminuye de 12 Ma en la parte norte de este segmento a menos de 7 Ma en el extremo sur (Stern et al., 2007).

Por su parte, prácticamente todos los volcanes de la ZVSS han tenido algún tipo de actividad eruptiva durante el Holoceno (Naranjo y Stern, 2004). En particular, es bastante probable que una erupción ocurrida hace más de 6.700 años asociada al volcán Hudson corresponda a una de las mayores erupciones explosivas del Holoceno en toda la ZVS (Naranjo y Stern, 1998). No obstante lo anterior, sólo dos centros eruptivos tienen erupciones históricas asociadas y corresponden a los estratovolcanes Michimahuida y Hudson (Naranjo y Stern, 1998; 2004), la última de ellas ocurrida el año 1991 cuando una erupción del volcán Hudson superó los 3 km³ de material emitido (Naranjo et al., 1993).

Aunque en general los estratovolcanes de este segmento volcánico se encuentran lejos de los centros poblados, la alta tasa de precipitación en esta parte del planeta, junto con la presencia de importantes glaciares en la cima de los volcanes, convierten a los lahares en el peligro volcánico más significativo para este segmento. Una de las excepciones corresponde al volcán Chaitén que tiene la localidad del mismo nombre ubicada tan sólo a más de 8 km al SW del borde del cráter.

1.1.1.3.5 ZFLO y su relación con la ZVS

La Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO; Hervé, 1976) corresponde a una megaestructura N-S (N10°E) de más de 1100 km (Hoffmann-Rothe et al., 2006) que se reconoce al sur de la latitud 37°S (Fig. 1.3) y que ha tenido una cinemática predominantemente dextral durante el Cuaternario (Cembrano y Moreno, 1994; López-Escobar et al. 1995). Aunque este sistema de falla sólo se expone exhumado al sur de los 39°S, el mecanismo focal (plano norte-sur con movimiento dextral) obtenido a

partir de un sismo (día 24 de febrero del año 1989) asociado a la erupción del año 1988-90 del volcán Lonquimay ($38^{\circ}22'S$) coincide con la orientación y desplazamiento de la ZFLO (Barrientos y Acevedo-Aránquiz, 1992), permitiendo extender hacia el norte esta estructura. Trabajos posteriores (p. ej., Melnick et al., 2006) han interpretado lineamientos NNE y NE-SW como prolongaciones del este sistema de falla al norte de los $38^{\circ}S$.

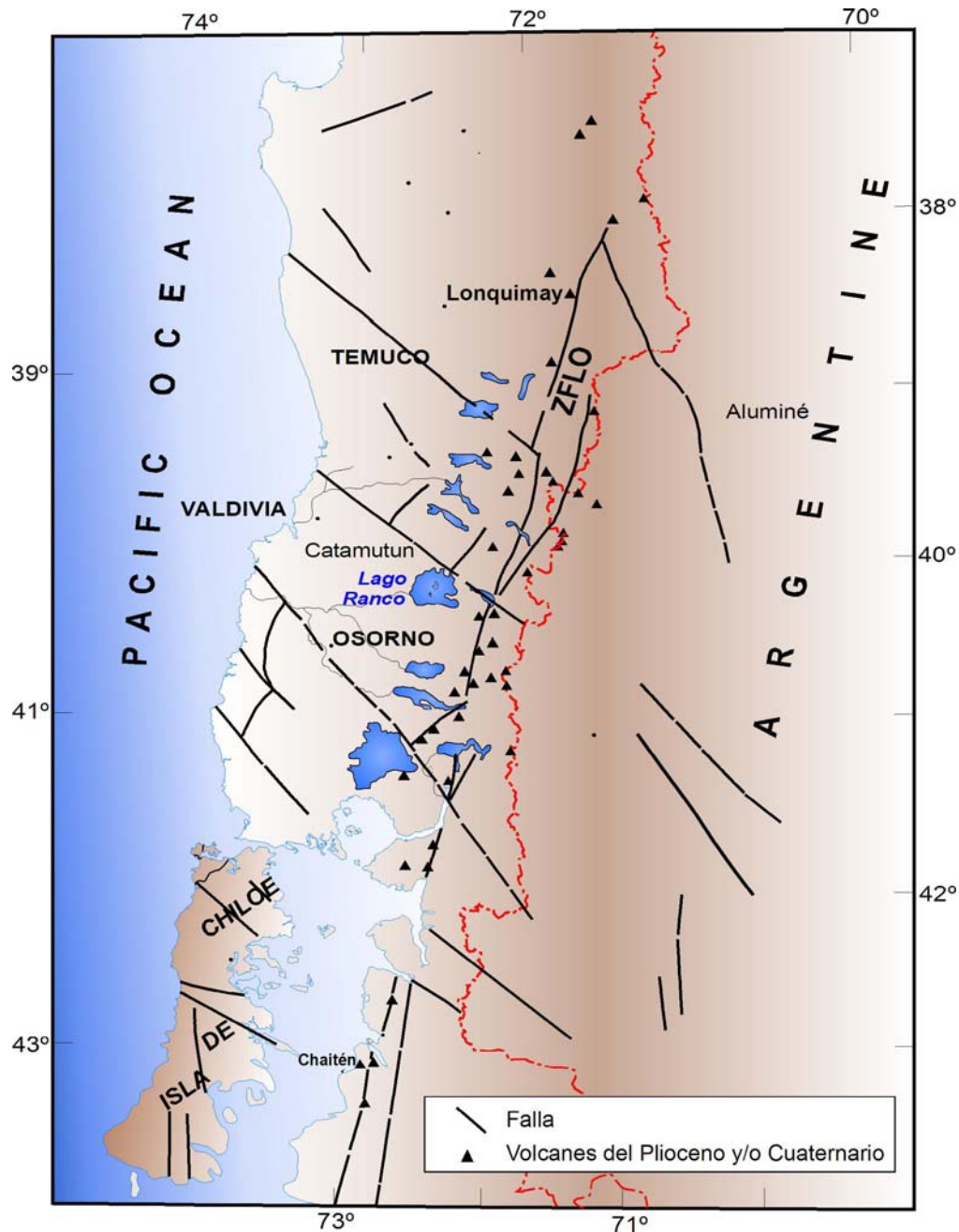


Figura 1.3. Mapa de la traza de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO). Se observa la relación espacial con varios estratovolcanes del Cuaternario, entre ellos el volcán Lonquimay.

Por su parte, varios estratovolcanes cuaternarios se encuentran en la traza de la ZFLO (Fig. 1.3) (Steffen, 1944; Hervé, 1976; Cembrano y Moreno, 1994, López-Escobar et al. 1995), así como numerosos conos monogenéticos (Demant et al., 1994; Cembrano y Moreno, 1994, López-Escobar et al. 1995).

Por otro lado, a partir de la orientación de diques, la alineación de conos parásitos (o adventicios) y la elongación de los edificios volcánicos de varios estratovolcanes de la ZVS, entre los que se incluyen los volcanes Lonquimay y Villarrica, se estimó un σ_1 regional de tendencia $N65^\circ E \pm 10^\circ$ para una parte de la ZVS (Nakamura, 1977). Posteriormente, un estudio regional de las alineaciones de estratovolcanes de la ZVS y su relación con el régimen tectónico imperante (López-Escobar et al. 1995), señalan que el alineamiento NE-SW de estratovolcanes y conos adventicios de edad Pleistoceno-Holoceno corresponden a estructuras extensionales. Estas estructuras son consistentes con tiempos de residencia cortical del magma corto, y por lo tanto, un volcanismo poco evolucionado. Por el contrario, la alineación de estructuras volcánicas de orientación NW-SE corresponden a estructuras compresionales, más antiguas y más evolucionadas composicionalmente. Lo anterior, sumado a la subducción oblicua de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana, puede ser explicado mediante un régimen tectónico transpresional dominante en la ZVSC y ZVSS con un $\sigma_{H_{max}}$ de $N50-70^\circ E$, coincidente con el obtenido por Nakamura (1977), que sería resultado de la partición del arco mediante la combinación de una rotación dextral (tipo “strike-slip”) y un acortamiento del arco (López-Escobar et al. 1995).

Sobre la base de lo anterior, la ZFLO controlaría el emplazamiento de los volcanes del Pleistoceno-Holoceno (Cembrano y Moreno, 1994, López-Escobar et al. 1995).

1.1.1.3.6 Principales estratovolcanes de la ZVS

Se seleccionaron como principales estratovolcanes de la ZVS, la más activa de los Andes, aquellos centros eruptivos activos que han tenido erupciones durante las últimas décadas y que reúnen alguna de las siguientes condiciones: una alta recurrencia eruptiva, una elevada explosividad y/o catastróficos efectos de la

erupción en la población. De esta forma, corresponden de norte a sur a los volcanes Copahue, Llaima, Villarrica, Chaitén y Hudson.

1.1.1.3.6.1 Volcán Copahue

El volcán Copahue (37°45'S-71°10'W) es un estratovolcán activo fronterizo (Chile-Argentina) (Fig. 1.2) de forma elongada en la dirección N40°E de 8 x 22 km y de composición andesítica basáltica y andesítica que comenzó a edificarse hace 1,2 Ma (Polanco, 2003) en el borde SW de la Caldera del Agrio¹ del Plioceno Superior-Pleistoceno (Pesce, 1989; Muñoz y Stern, 1988; 1989; Folguera et al., 2002; Melnick et al., 2006). En su cima presenta nueve cráteres alineados en dirección N60°E originados durante la construcción del edificio actual (<400 ka), el ubicado más al este corresponde al cráter activo y almacena en su interior un lago ácido (Varekamp et al., 2001) con actividad fumarólica persistente. Registros de la actividad explosiva durante el Holoceno indican por lo menos seis depósitos piroclásticos entre 8.770 y 2.200 años AP² e incluyen depósitos de flujos piroclásticos de cenizas, oleadas piroclásticas y dos depósitos de caída de escorias de tamaño ceniza y lapilli (Polanco, 1998; Polanco et al., 2000; Polanco, 2003). Además, la última erupción de este centro eruptivo ocurrió entre julio y octubre del año 2000 (Fig. 1.4) y corresponde a una de las más prolongadas y de mayor magnitud (VEI³≤2), la cual emitió cenizas que se depositaron a más de 50 km al SE y la nube de ceniza fue detectada a unos 250 km al NNE de su fuente (GVN, 2000; Naranjo y Polanco, 2004).

Los principales peligros asociados a una futura erupción del volcán Copahue corresponden a la generación de flujos piroclásticos, caída de ceniza y, en especial, la ocurrencia de lahares que podrían afectar el poblado de Caviahue a unos 9,5 km al este del cráter principal (Delpino y Bermúdez, 1994; Naranjo et al. 2000b; Polanco, 2003).

1 Esta estructura ha sido nombrada de distinta manera según los autores: Caldera Copahue en Muñoz y Stern (1988), Caldera Caviahue-Copahue en Pesce (1989) y Caldera del Agrio en Polanco (1998; 2003) y Folguera et al. (2002) y Polanco et al. (2006).

2 AP: Años antes del presente, considerando el año 1950 como el cero.

3 VEI: Índice de Explosividad Volcánica que permite medir la magnitud de las erupciones actuales y pasadas. Corresponde a una escala de 0 a 8 que se basa esencialmente en dos parámetros, la altura de la columna eruptiva y el volumen emitido por la erupción (Newhall y Self, 1982).

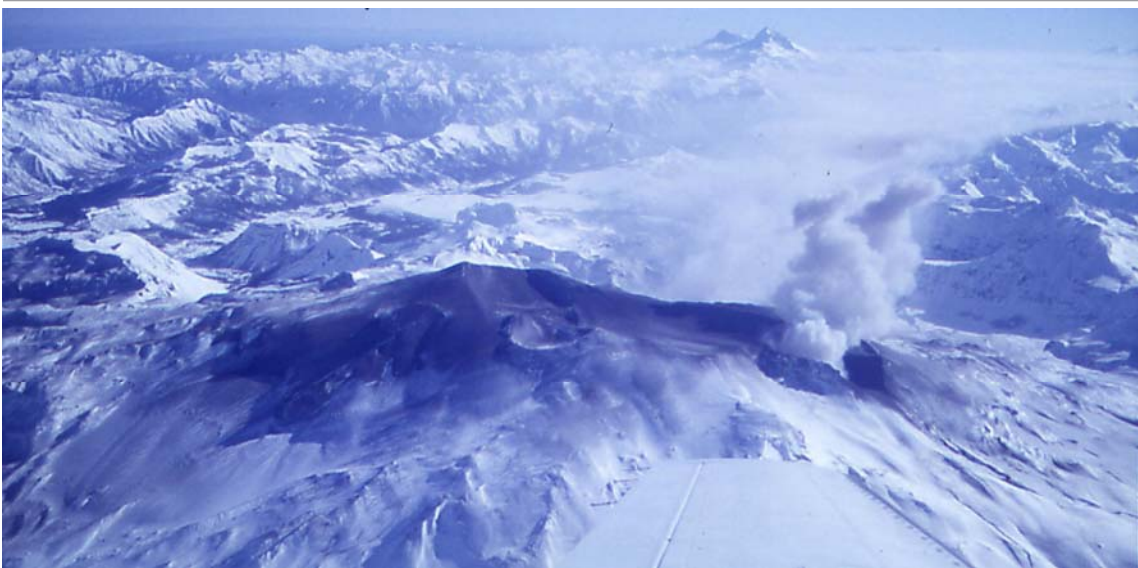


Figura 1.4. Vista hacia el norte de la cima del volcán Copahue sacada desde una avioneta bimotor Piper, propiedad de Carabineros de Chile el día 12 de julio del año 2000. Es visible que las cenizas se distribuyen hacia el NE. Además, al fondo se observan los volcanes Antuco y Sierra Velluda (a la izquierda y derecha, respectivamente) (Foto: J.A. Naranjo).

1.1.1.3.6.2 Volcán Llaima

El volcán Llaima ($38^{\circ}41,5'S-71^{\circ}43,7'W$) (Fig. 1.5) es un enorme ($>400 \text{ km}^3$) estratovolcán activo del Pleistoceno tardío-Holoceno y de composición andesítica y andesítica basáltica (Naranjo y Moreno, 2005). Está constituido por coladas de lavas y depósitos piroclásticos, además de unos 40 conos parásitos en el flanco oeste y NE, la mayoría localizados a lo largo de una estructura NE-SW de 25 km de longitud. Además, una violenta erupción (aproximadamente 24 km^3) destruyó parte del edificio antiguo (aproximadamente 13,7 ka) originando una secuencia de depósitos piroclástico, incluyendo la Ignimbrita Curacautín, reconocida a más de 70 km de su fuente (Moreno y Naranjo, 1989; 2003; Naranjo y Moreno, 1991).

La cronología eruptiva histórica señala que el volcán Llaima ha tenido, a lo menos, 49 erupciones desde el año 1640, convirtiéndolo en uno de los centros eruptivos más activos de los Andes (Petit-Breuilh y Lobato, 1994; Simkin y Siebert, 1994; Naranjo y Moreno, 2005).

El principal peligro volcánico asociado a una futura erupción del volcán Llaima corresponde a generación de lahares debido a la presencia de glaciario y nieve en su cima (Moreno y Naranjo, 2003). Además, la caída de ceniza principalmente al este

del volcán también debe ser considerada (Fig. 1.5). Finalmente, aunque de muy baja probabilidad, la ocurrencia de flujos piroclásticos es factible asociada a erupciones de gran magnitud (Moreno y Naranjo, 2003).

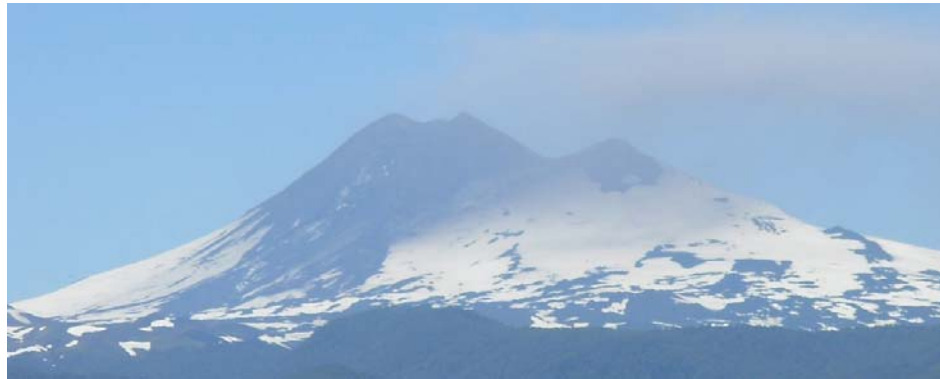


Figura 1.5. Vista desde el sur del volcán Llaima sacada el día 3 de enero del año 2008. Es visible que las cenizas se distribuyen hacia el este (Foto: V. Sepúlveda).

1.1.1.3.6.3 Volcán Villarrica

El volcán Villarrica ($39^{\circ}25,2'S-71^{\circ}55,8'W$) es un enorme estratovolcán activo (aproximadamente 250 km^3) de edad Pleistoceno Medio-Holoceno (Fig. 1.6), esencialmente constituido de andesitas y andesitas basálticas que se localiza en el borde NW de una caldera (6.5 por 4.2 km) que se generó hace unos 100 ka (edificio viejo) y constituye el borde oeste de una cadena volcánica alineada en dirección NW-SE. Tiene un cráter de unos 200 m de diámetro que contiene un lago de lava en su interior y un glaciar en su cima de unos 8 km^3 . Estudios de la actividad explosiva postglacial de este volcán (Moreno, 1993; Moreno et al., 1994) indican que ha generado, a lo menos, 16 depósitos de flujo piroclástico entre 14.320 y 1.620 años AP; los más voluminosos tienen edades de 13.700 y 3.700 años AP (Clavero y Moreno, 1994; Clavero, 1996; Clavero, 1997; Moreno y Clavero, 2006). Además, en los flancos del edificio volcánico presenta alrededor de 30 conos parásitos (Moreno, 2000).

El volcán Villarrica ha sido considerado uno de los más activos de Sudamérica junto al volcán Llaima (Moreno, 2000), sobre la base de la cronología documentada que indica, a lo menos, 30 erupciones a partir del año 1554 (Petit-Breuilh y Lobato, 1994; Simkin y Siebert, 1994). Las erupciones históricas más

importantes en las últimas décadas corresponden a los años 1971-72 y 1984 (Stern et al., 2007).



Figura 1.6. Vista desde el NW del volcán Villarrica sacada el día 9 de abril del año 2004 desde la localidad del mismo nombre a unos 25 km del cráter.

Los principales peligros volcánicos asociados al volcán Villarrica corresponden a la generación de lahares por derretimiento de el hielo-nieve de la cima del volcán, coladas de lava, caída de tefra y pequeños flujos piroclásticos (Moreno, 2000). Asimismo, piroclastos expulsados en trayectoria balística por pequeñas explosiones pueden afectar a turistas que en gran cantidad alcanzan la cima para observar el lago de lava, así como, la emisión de SO_2 y HCl que superan los límites recomendados (Witter y Delmelle, 2004).

1.1.1.3.6.4 Volcán Chaitén

El volcán Chaitén ($42^{\circ}50'S$ - $72^{\circ}39'W$) corresponde a una pequeña caldera elíptica de 2.5 por 4 km en cuyo fondo presentaba un domo riolítico Holoceno (Naranjo y Stern, 2004). Esta estructura fue formada hace unos 9.400 años como indica la correlación geoquímica con depósitos de caída de pómez riolítica de color blanco (Naranjo y Stern, 2004).

El día 2 de mayo del año 2008 se inició una gran erupción explosiva del volcán Chaitén (Lara, 2009) (Fig. 1.7), después de más de 9 ka de inactividad, generó una columna eruptiva superior a 20 km que obligó a la evacuación de más de 3.200 habitantes (censo año 2002) de la localidad de Chaitén por la caída de ceniza. Días después, las lluvias propias de esta región y la estación del año, removizaron parte del material piroclástico depositado, dando origen a lahares que bajaron por el

Río Blanco hacia la localidad Chaitén ubicada a más de 8 km al SE del cráter afectando gran parte de las casas ubicadas aledañas al río. Hasta la fecha y a pesar de que el volcán ha tenido explosiones intermitentes pero, en especial, ha estado en una etapa de formación de nuevos domos en el interior de la caldera, no se ha autorizado el regreso de la población. El gobierno de Chile, asesorado por profesionales y técnicos del área de volcanología, ha decidido reubicar la localidad alejada de los efectos de una posible reactivación de este centro eruptivo (Lara, 2009).



Figura 1.7. Vista desde el SSW del volcán Chaitén sacada el día 6 de mayo del año 2008 desde la localidad del mismo nombre a más de 8 km del cráter (Foto: R. Flores).

1.1.1.3.6.5 Volcán Hudson

El volcán Hudson ($45^{\circ}54'S-72^{\circ}58,2'W$) (Fig. 1.2) corresponde a una estructura de caldera circular de 10 km de diámetro que tiene un glaciar en su cima de $2,5 \text{ km}^3$ de volumen (Naranjo y Stern, 1998). La edad de este centro eruptivo es Pleistoceno tardío a Holoceno y está constituido desde basaltos a dacitas que cubren un área de

300 km² (Naranjo y Stern, 1998). Reconstrucciones de la actividad eruptiva explosiva de este volcán señalan 10 erupciones de un VEI \geq 4 durante el Holoceno, dos de ellas con un VEI \geq 6 (de 3.600 y 6.700 años AP) (Naranjo y Stern, 1998). El registro de la cronología eruptiva histórica de este centro eruptivo indica dos erupciones, los años 1971 y 1991 (Simkin y Siebert, 1994). La erupción del año 1971 emitió aproximadamente 64 km³ de material piroclástico (Naranjo et al., 1993) y originó un lahar que recorrió unos 35 km al oeste de su fuente (Best, 1992). Por su parte, las cenizas de la erupción del año 1991 (>3,6 km³) impactaron vastas zonas de Chile y Argentina a pesar de ser un volcán alejado de los poblados, causando además mortandad de ganado, no obstante, el impacto mayor fue el cierre de los restos de Puerto Ibáñez (Naranjo et al., 1993).

1.1.1.4 Zona Volcánica Austral

La Zona Volcánica Austral (ZVA: 49-56°S) es uno de los segmentos volcánicos más desconocidos de los Andes (Fig. 1.2), debido al gran aislamiento de la región, la escasa densidad de habitantes, condiciones climáticas adversas gran parte del año y, lo inaccesible y alejado que se encuentran los volcanes. No obstante, en este segmento se han reconocido seis centros volcánicos holocenos que corresponden de norte a sur a los estratovolcanes Lautaro, Viedma, Aguilera, Reclus y Monte Burney y, al Complejo Volcánico de Isla Cook (Naranjo y Stern, 2004). Los estratovolcanes presentan erosión glacial y se caracterizan por tener glaciares y depósitos piroclásticos en su cima, como en el caso de Monte Burney, y alturas inferiores a 3.600 m, mientras que el complejo de Isla Cook no supera los 150 m.

La ZVA es resultado de la subducción de la Placa Antártica bajo la Placa Sudamericana. La edad de la placa oceánica aumenta de 12 Ma en el extremo norte a 24 Ma en el extremo sur. La tasa de subducción de este segmento es baja, de 2-3 cm por año, lo cual se refleja en una ausencia de sismicidad, a diferencia de la Placa de Nazca y, por lo tanto, la imposibilidad de conocer la geometría del arco. Tiene dirección ortogonal en el norte a oblicua en el sur. El espesor de la corteza continental se deduce inferior a 35 km, a partir de xenolitos basálticos y granulitas carentes de granate (corteza continental relativamente delgada).

El basamento está compuesto de rocas sedimentarias y metamórficas del Paleozoico Superior a Mesozoico temprano (Stern, 2004), además de rocas ígneas (máficas a silíceas) y sedimentarias mesozoicas y cenozoicas que fueron deformadas y alzadas desde el Cretácico Medio y Superior (p. ej., Stern et al., 2007).

El complejo de Isla Cook cubre directamente a plutones del Batolito Patagónico, mientras que los volcanes Aguilera, Reclus y Monte Burney se edifican a lo largo del margen este del Batolito. Por su parte, los volcanes Lautaro y Viedma se localizan dentro del Campo de Hielo de la Patagonia, por lo que no aflora su basamento (Stern, 2004).

Por su parte, durante el Mioceno tardío se produjo la subducción de la Dorsal Chile bajo la Placa Sudamericana, antes de la formación del arco volcánico de la ZVA, dando origen a un voluminoso volcanismo basáltico de trasarco en el sur de la Patagonia resultado de la diferencia de velocidades expansión entre las placas de Nazca (rápida) y Antártica (lenta) (Ramos y Kay, 1992).

1.2 Génesis del volcanismo andino

El volcanismo está asociado genéticamente a tres ambientes geotectónicos, en ambientes de intraplaca conocidos como puntos calientes y, principalmente, en bordes divergentes y convergentes de las placas tectónicas. Este último ambiente corresponde al del volcanismo andino que ocurre en el margen occidental del continente de América del Sur (Stern, 2004; Stern et al., 2007). Este proceso se origina a profundidades de 90-120 km por la interacción inicial de dos fuentes, por una parte, el fundido producto de la deshidratación y/o fusión de la litósfera oceánica subducida y, por otra, el fundido de la cuña astenosférica (Thorpe, 1984; Stern, 2004). A partir de entonces, los magmas ascienden hacia la superficie aprovechando estructuras y zonas de debilidad hasta alcanzar el límite de la corteza y el manto donde se almacena. Posteriormente, el magma continúa ascendiendo hasta que se almacena entre 10 y 2 km de profundidad. A medida que asciende el magma sufre procesos de diferenciación o evolución que serán función de la composición, contenido de gases y temperatura del magma (1000 y 1250° C para magmas riolíticos y basálticos, respectivamente). Además, durante el ascenso y almacenamiento del magma ocurre la cristalización de las fases minerales.

Finalmente, el sello de los magmas andinos varía de un segmento a otro en función de los procesos petrogenéticos que sufren a nivel cortical (cristalización fraccionada, asimilación y contaminación cortical y mezcla de magmas), lo que se correlaciona con la variación de una serie de parámetros a lo largo del arco volcánico de los Andes: el espesor y la composición de la corteza continental, edad de la placa oceánica y la tasa de subducción con erosión del margen continental, entre otras.

Esto se produce dado que el arco volcánico Pleistoceno-Holoceno de “tipo Andino” no es único (Stern, 2004), sino que hay una diversidad de volcanes en los Andes y de las rocas volcánicas asociadas (Stern et al., 2007) que son función de la provincia volcánica andina.

1.3 El volcanismo de la ZVSC

Una de las principales características del volcanismo de la ZVSC y, por lo tanto, de los procesos de generación de magmas de este segmento, es la fuerte similitud desde el punto de vista geoquímico con las rocas de arco de islas oceánicas (OIA) (Stern et al., 2007). Lo anterior, tiene su principal fundamento en la relativamente delgada (<35 km) corteza continental de este segmento volcánico.

Las rocas dominantes de los estratovolcanes y conos monogenéticos de la ZVSC son basaltos y andesitas basálticas de alto contenido de Al (López-Escobar et al., 1995). Estas rocas tienen razones isotópicas y elementos trazas similares a basaltos de OIA y, carecen de manera obvia de indicios de asimilación de la corteza continental (Hickey-Vargas et al., 1984; 1989; Hickey et al. 1986; Futa y Stern, 1988). Asimismo, las andesitas, dacitas y riolitas de los volcanes de la ZVSC tienen, por lo general, la misma composición isotópica de los basaltos y andesitas basálticas, indicando que todas las rocas se formaron por fraccionamiento sin asimilación (Gerlach et al. 1988), o una asimilación joven, similar desde el punto de vista isotópico a la corteza, tal como las rocas plutónicas del Mioceno (McMillian et al. 1989). No obstante, resultados de química de roca total en los volcanes Copahue y Lonquimay indicarían la existencia de contaminación cortical como parte de los

procesos de evolución magmática (Polanco, 2003; Polanco et al., 2008) aunque evidentemente no es significativa como en el caso de las rocas de la ZVC.

Los basaltos más primitivos de este segmento volcánico muestra evidencias de cristalización fraccionada, como señala el contenido de MgO inferior al 11% y las abundancias de Ni y Cr inferiores a las esperadas en magmas primarios derivados del manto. Una característica destacable de las rocas de la parte Central y Sur de la ZVS es la presencia de fenocristales de olivino en todas las rocas volcánicas, incluyendo olivinos ricos en Fe en algunas riolitas. Por su parte, los fenocristales de plagioclasas están presentes en 1-10% en conos monogenéticos y 20-50% en estratovolcanes (López-Escobar et al., 1995).

Otra característica significativa de este segmento volcánico es lo poco común de minerales hidratados (anfíbol y mica) en los productos lávicos más evolucionados (> 59% en peso de SiO₂; López-Escobar et al., 1995).

Por otro lado, como se describe en el punto 1.1.1.3.5, existe una relación estrecha entre tectónica y volcanismo (López-Escobar et al., 1995). De esta forma, muchos centros volcánicos (estratovolcanes y conos monogenéticos) principalmente basálticos y andesítico basálticos del Pleistoceno tardío-Holoceno definen alineamientos NE-SW que son consistentes con cortos tiempos de residencia cortical (Tormey et al., 1991; López-Escobar et al., 1995), resultando en una limitada contaminación y fraccionamiento de los magmas derivados del manto. Por el contrario, edificios volcánicos controlados por estructuras NW-SE tienen composiciones más evolucionadas y, por lo tanto, representan tiempos más prolongados de residencia cortical (López-Escobar et al., 1995).

Por su parte, los datos de isótopos de Sr, Nd, Pb y O de las zonas Central y Sur de ZVS señalan como no significativa la asimilación de corteza continental. Por lo tanto, los basaltos entregan información sobre la composición química y génesis de magmas máficos derivados del manto y que no interactúan extensivamente con la corteza continental (Stern et al., 2007). De esta forma, los basaltos de ambos segmentos volcánicos se forman por la fusión del manto el cual es contaminado por fluidos derivados desde la deshidratación de la litósfera subductada, incluyendo sedimentos. Lo anterior se sustenta en datos de isótopos de Be que implican una

componente de sedimentos subducidos en los basaltos de la ZVSS (p. ej., Hickey-Vargas et al., 2002), el exceso de $^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$ y $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$ indican la adición de fluidos derivados de la corteza oceánica a la fuente mantélica (Sigmarsson et al., 2002), los resultados de isótopos de Pb señalan que proviene de una mezcla del manto y sedimentos incorporados por la placa subducida (Barreiro, 1984). Además, al comparar con basaltos de islas oceánicas (OIB), las rocas de la ZVSC tiene altas razones de LILE (elementos de radio iónico grande) y tierras raras (REE) (p. ej., Ba/La), altas razones de REE y elementos de alta carga iónica (HFSE) (p. ej., La/Nb) y muy altas razones de LILE y HFSE que reflejan que los litófilos son más soluble que las REE y, éstas son más removibles que los HFSE y, por lo tanto, relativamente enriquecidos en fluidos derivados de la corteza oceánica (Hickey-Vargas et al., 1984; 1989; Hickey et al. 1986). Finalmente, los resultados de isótopos de Sr, Nd y O indican solo una pequeña diferencia entre los basaltos de OIB y la ZVSC, lo cual implica que la masa de los componentes derivados desde la placa oceánica es relativamente pequeña comparada con la fuente mantélica de la ZVSC (Hickey-Vargas et al., 1984; 1989; Hickey et al. 1986; Stern et al., 1990).

Finalmente, en una posición de trasarco se encuentran basaltos alcalinos originados por bajos grados de fusión parcial del manto, las cuales exhiben bajas razones de Ba/La, La/Nb y Ba/Nb, similarmente a los OIB y, por lo tanto, con una escasa o ninguna evidencia de componentes derivados de la placa subducida (Skewes y Stern 1979; Stern et al. 1990; Kay et al. 1993). Sin embargo, los xenolitos de peridotitas presentes en los basaltos del trasarco, reflejan la fuente mantélica, con evidencias de metasomatismo por fluidos derivados de la placa oceánica (p. ej., Cerro Fraile en Argentina; Kilian y Stern, 2002). Por el contrario, se han encontrado xenolitos en basaltos alcalinos más al este (p. ej., zona de Pali-Aike en Chile) que tienen metasomatismo carente de sello isotópico o de elementos trazas que indique la presencia de fluidos derivados de la placa subducida (Stern et al. 1986; 1989; 1999).

1.4 Antecedentes de la geoquímica del volcán Lonquimay

Los datos geoquímicos publicados del volcán Lonquimay y sus productos (coladas de lava y piroclastos) provienen de variadas fuentes (Salinas, 1979; Thiele et al., 1987; Moreno y Gardeweg, 1989; Moreno, 1992; Polanco, 1998; Naranjo et al.,

1999b). La mayor parte de estos resultados fueron principalmente obtenidos para caracterizar las rocas volcánicas de este centro eruptivo. La excepción corresponde a un estudio regional de las variaciones de las relaciones de isótopos de Sr-O donde aparecen resultados del volcán Lonquimay (Déruelle et al., 1983) y de la geoquímica del segmento de los Andes del Sur, donde se publican análisis químicos de un cono asociado a este centro eruptivo (volcán Lolco; López-Escobar et al., 1995).

Los primeros resultados inéditos corresponden a los obtenidos a partir de un trabajo de levantamiento geológico realizado por Salinas (1979). Posteriormente, nuevos resultados fueron obtenidos por Thiele et al. (1987) en el marco de un estudio de levantamiento geológico y de evaluación del riesgo volcánico asociado a una serie de represas hidroeléctricas proyectadas en el curso superior del Río Bío Bío. Luego, y a partir del último ciclo eruptivo iniciado el día 25 de diciembre de 1988, se realizó el muestreo de la colada de lava y algunas bombas asociadas a esta erupción (Moreno y Gardeweg, 1989; González-Ferrán et al., 1989; Gardeweg et al., 1990). Con posterioridad, se elabora un informe (Moreno, 1992) para evaluar el estado del conocimiento de la geología y volcanología del sector de la “cuenca” del Alto Bío Bío (delimitada por los volcanes Callaqui y Copahue por el norte y Tolguaca y Lonquimay por el sur) para INGENDESA (filial de ENDESA), donde se incluyen un resumen de los resultados geoquímicos inéditos y publicados de este centro eruptivo. Finalmente, en el año 1997 se inicia un proyecto para evaluar el peligro volcánico asociado a la “cuenca” del Alto Bío Bío, financiado por el Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD) y en el que participan la Oficina Nacional de Emergencias del Ministerio del Interior (ONEMI) y el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) de Chile. Los resultados geoquímicos obtenidos durante el desarrollo de este proyecto no sólo se utilizaron para la definición de unidades del volcán Lonquimay (Polanco, 1998; Naranjo et al., 1999), sino que también para la correlación y caracterización de distintas unidades de tefra asociadas a este centro eruptivo (Polanco, 1998).

1.5 Objetivos

El objetivo de la presente investigación es proponer un modelo de evolución del volcán Lonquimay en el contexto de un margen convergente activo mediante, por una parte, la elaboración de una cartografía geológica de detalle de este centro

eruptivo (escala 1:50.000) y, por otra, la identificación de los procesos petrogenéticos dominantes que afectaron a los magmas que dieron origen a las rocas de este volcán y las condiciones a las cuales se formaron los minerales contenidos en ellas. Lo anterior implica caracterizar las rocas y minerales de este centro eruptivo pero además significa analizar e interpretar la geoquímica de roca total (elementos mayoritarios, trazas e isótopos radiogénicos) y de la petrografía de las rocas volcánicas, así como la química de los minerales reconocidos en términos evolutivos y geoambientales.

A partir de lo anterior, realizar la evaluación del peligro volcánico asociado al volcán Lonquimay que incluye la elaboración de un mapa digital de amenaza volcánica para este centro eruptivo.

Finalmente, contribuir al estado del conocimiento de la volcanología de Chile y, en particular de la ZVS de los Andes.

Capítulo 2

Contexto Geológico

2.1 Situación geográfica

El volcán Lonquimay fue definido como complejo volcánico en Moreno y Gardeweg (1989) y González-Ferrán et al. (1989). Trabajos posteriores mantienen esta categoría (p. ej., Naranjo et al., 1991; Moreno, 1992; Polanco, 1998; Naranjo et al., 1999; 2000; Polanco et al., 2000). No obstante, en la presente investigación este centro eruptivo se tipifica como un estratovolcán en coherencia con Suárez y Emparán (1997), Stern et al. (2007) y Polanco et al. (2008).

El volcán Lonquimay ($38^{\circ}22'S$, $71^{\circ}35'W$ y 2.865 m s.n.m.) se localiza a unos 500 km al sur de Santiago (Fig. 2.1), capital de Chile, y a unos 160 km al NE de Temuco, capital de la Región de La Araucanía (IX Región), una de las 15 regiones en que se divide políticamente el país. Chile corresponde a una angosta franja de más de 4.000 km ubicada en el margen SW del continente sudamericano que limita al norte con la República del Perú y al este con la repúblicas de Bolivia y Argentina (Fig. 2.1). Esta última frontera política de Chile coincide con la Cordillera de los Andes. Por otro lado, en la parte sur de Chile se reconocen tres unidades morfológicas que de oeste a este corresponden a: Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera Principal (Fig. 2.2).

2.2 Contexto geotectónico

El contexto geotectónico de la ZVS de los Andes ($33-46^{\circ}S$), en particular de la parte central de este segmento del arco volcánico Cuaternario (ZVSC) en el que se localiza el volcán Lonquimay, corresponde a un sistema de convergencia de placas tectónicas, donde la placa oceánica de Nazca es subducida de forma oblicua bajo la placa continental Sudamericana (Stern, 2004; Stern et al., 2007) (Fig. 1.1). El arco volcánico de este segmento tiene una orientación $N10^{\circ}E$ (López-Escobar et al., 1995; Stern, 2004; Stern et al., 2007) y la subducción oblicua origina la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui o ZFLO (Hervé, 1976), una megaestructura subparalela al arco

volcánico y de más de 1.100 km de longitud (Fig. 2.2) que tiene un movimiento predominantemente dextral durante el Cuaternario (López-Escobar et al., 1995).

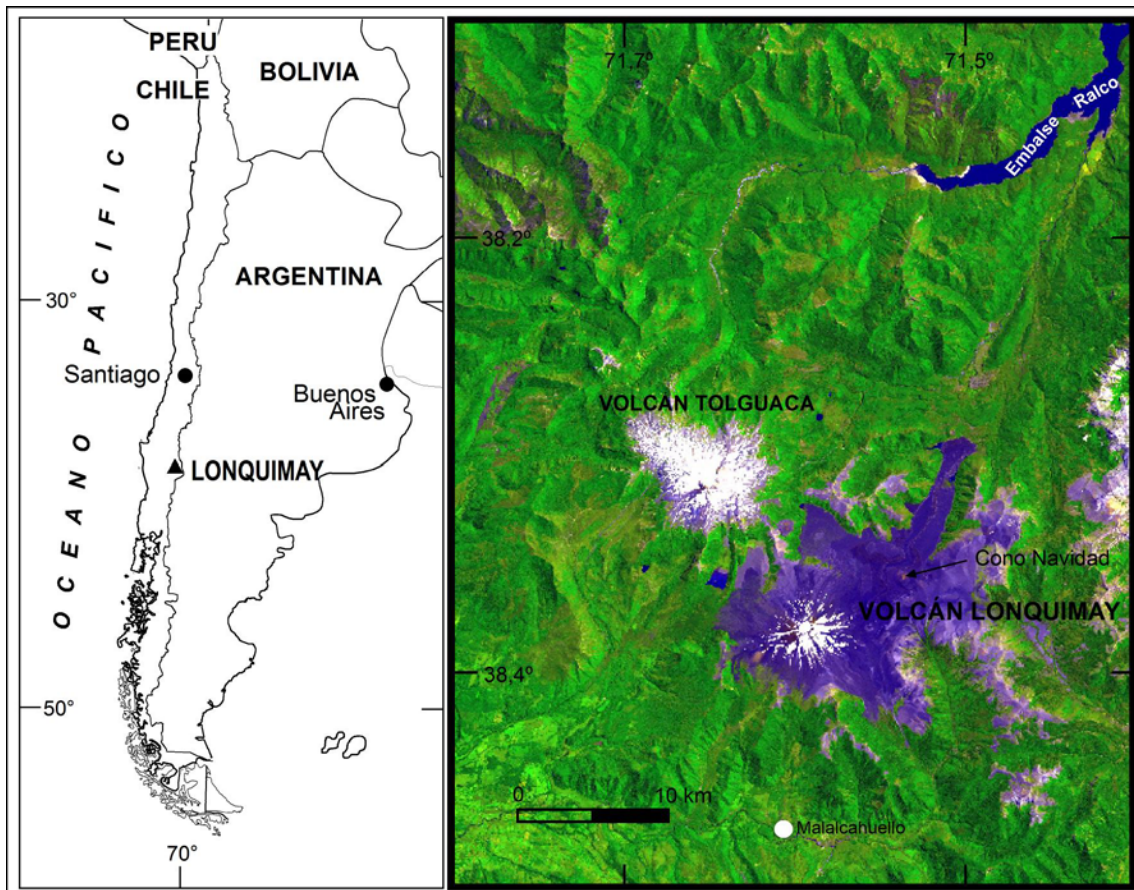


Figura 2.1. Mapa de ubicación del volcán Lonquimay que, al igual que su vecino volcán Tolguaca, se localiza en la Zona Volcánica Sur de los Andes (ZVS). En la imagen satelital (<http://ava.jpl.nasa.gov/volcano.asp?vnum=1507-10>) se observa la localidad de Malalcahuello inmediatamente al sur del volcán Lonquimay (unos 10 km), mientras que al norte se localiza el Embalse Ralco.

2.3 Geología regional

La geología regional del sector cordillerano comprendido entre las latitudes 38°05' y 38°30'S y que constituye el sustrato de una serie de estratovolcanes y conos monogenéticos cuaternarios y, en particular, del volcán Lonquimay, corresponde a rocas estratificadas volcánicas y sedimentarias de edad jurásica a neógena que han sido afectadas por un régimen compresivo posterior y, subordinadamente, por rocas intrusivas (Salinas, 1979; Niemeyer y Muñoz, 1983; Thiele et al., 1987; Mpodozis y Ramos, 1989). Además, estas rocas son cubiertas por una serie de unidades estratificadas del Plioceno-Pleistoceno de disposición subhorizontal (Vergara y

Muñoz, 1982; Moreno et al., 1984; 1986; Moreno y Lahsen, 1987; Thiele et al., 1987; Suárez y Emparán, 1997). Finalmente, todas las unidades anteriores son cubiertas en mayor o menor medida por depósitos cuaternarios no consolidados (Thiele et al., 1987; Suárez y Emparán, 1997).

2.3.1 Rocas estratificadas

Las rocas estratificadas del área que incluye el volcán Lonquimay se agrupan en la Formación Nacientes del Biobío, el Complejo Vizcacha-Cumilao y las formaciones Cura-Mallín, Trapa-Trapa y Cola de Zorro (Figs. 2.3 y 2.4).

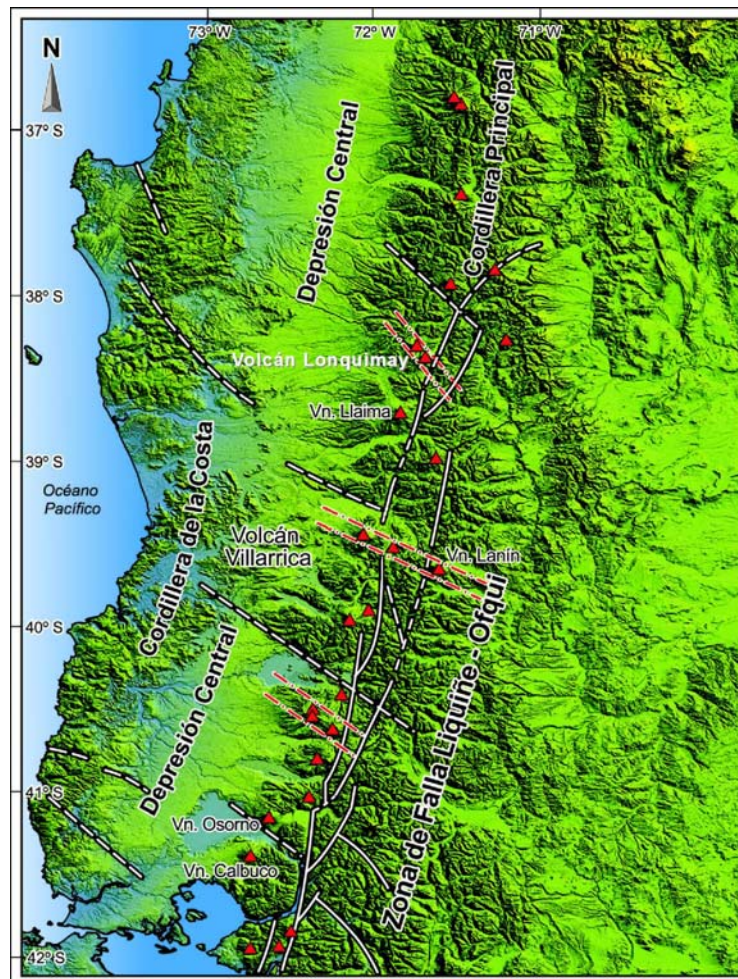


Figura 2.2. Mapa de las principales unidades morfológicas del territorio chileno del segmento comprendido entre las latitudes de 37° y 42°S, incluyendo además, la Zona de Falla de Liqueñe y Ofqui (ZFLO). Los triángulos de color rojo corresponden a los principales estratovolcanes de este segmento y en línea segmentada de color rojo aparecen las alineaciones de dirección NW-SE de algunos estratovolcanes (modificada de Moreno y Clavero, 2006).

2.3.1.1 Formación Nacientes del Biobío (Jurásico Inferior-Medio)

La Formación Nacientes del Biobío fue descrita inicialmente como una unidad sedimentaria y volcánica marina (Emparán et al. 1992). Posteriormente, Suárez y Emparán (1997) la definen formalmente como una secuencia sedimentaria marina y volcánica marina y continental que está constituida por rocas sedimentarias clásticas y carbonatadas y lavas basálticas de ambiente marino en su parte inferior y media y por rocas volcánicas aparentemente de ambiente subaéreo en su parte superior (De la Cruz y Suárez, 1997). Esta formación está conformada por tres miembros: Icalma, Lolén-Pacunto y Lonquimay, los cuales engranan, en parte, lateral y verticalmente. La Formación Nacientes del Biobío se distribuye en parte central y sur del área de estudio en el Río Biobío e inmediatamente al SW de la confluencia de los ríos Lonquimay y Biobío, respectivamente (Fig. 2.4).

Dataciones K-Ar en roca total realizadas en el Miembro Icalma entregaron edades entre 118 ± 4 y 67 ± 4 Ma (Suárez y Emparán, 1997) que le otorgan una edad del Pliensbachiano tardío al Toarciense temprano a medio (?). Por su parte, el Miembro Lolén-Pacunto se ha asignado al Aeliense-Kimmeridgiense temprano (?) sobre la base de material fosilífero, por lo cual se depositó con posterioridad al Miembro Icalma. Por último, la parte superior del Miembro Lolén-Pacunto se habría depositado sincrónicamente con la parte inferior y media del Miembro Lonquimay.

La base de la Formación Nacientes del Biobío no aparece expuesta y está cubierta por rocas del Complejo Vizcacha-Cumilao. Además, la intruyen rocas graníticas pertenecientes de los grupos plutónicos Galletué y Melipeuco del Jurásico Superior-Cretácico Superior y Mioceno, respectivamente (De la Cruz y Suárez, 1997). Su espesor mínimo expuesto es de 1.150 m y se asigna al Pliensbachiano Superior-Kimmeridgiense Inferior (Jurásico Inferior-Medio), sobre la base de relaciones estratigráficas, contenido fosilífero y dataciones radiométricas (Suárez y Emparán, 1997). Finalmente, esta formación se correlaciona cronoestratigráficamente hacia el norte de Chile, en forma parcial, con la Formación Nacientes del Teno (Klohn, 1960; Davidson, 1971, 1988) (Fig. 2.3).

			González y Vergara (1962)	Niemeyer y Muñoz (1983)	Emparán et al. (1992); Suárez y Emparán (1997)	Formaciones correlacionables	
NEÓGENO	Pleistoceno		Formación Cola de Zorro	Formación Cola de Zorro	Formación Cola de Zorro	Complejo Volcánico Loma del Medio-Cerro Canasto Serie de Pino Hachado Estratos de Cayulafquén	
		Superior					
	Plioceno	Inferior					
		Superior		Formación Trapa Trapa			Farellones
	Mioceno	Medio	Formación Malla Malla	Miembro Malla Malla			Unidad Volcano-Sedimentaria Pierna Blanca Polcura Lolco Pedregoso
		Inferior			Formación Cura Mallín		
		Formación Cura Mallín	Formación Cura Mallín		Formación Cura Mallín		
PALEÓGENO	Eoceno Oligoceno			Miembro Río Queuco			
					Complejo Vizcacha-Cumilao		
CRETÁCICO	Superior						
	Inferior						
JURÁSICO	Superior						
	Inferior Medio				Formación Nacientes del Biobío	Nacientes del Teno	

Figura 2.3. Esquema de la estratigrafía regional del basamento del área donde se localiza el volcán Lonquimay.

2.3.1.2 Complejo Vizcacha-Cumilao (Cretácico-Paleógeno)

El Complejo Vizcacha-Cumilao corresponde a una unidad definida informalmente en las localidades homónimas (Suárez y Emparán, 1997) como una secuencia principalmente volcanoclástica constituida por lavas andesíticas de, al menos, 350 m de potencia y, subordinadamente de lavas basálticas y rocas piroclásticas por lo general alteradas con intercalaciones de rocas sedimentarias (lutitas negras, areniscas y brechas sinsedimentarias) de 370 m de espesor mínimo. Esta unidad se expone intermitentemente en los valles de los ríos Lonquimay, Biobío y Lolco hacia

la parte central de la zona de estudio (Fig. 2.4). La base de este complejo no aparece expuesta y es cubierta parcialmente por rocas pertenecientes a las formaciones Cura-Mallín y Cola de Zorro (Suárez y Emparán, 1997).

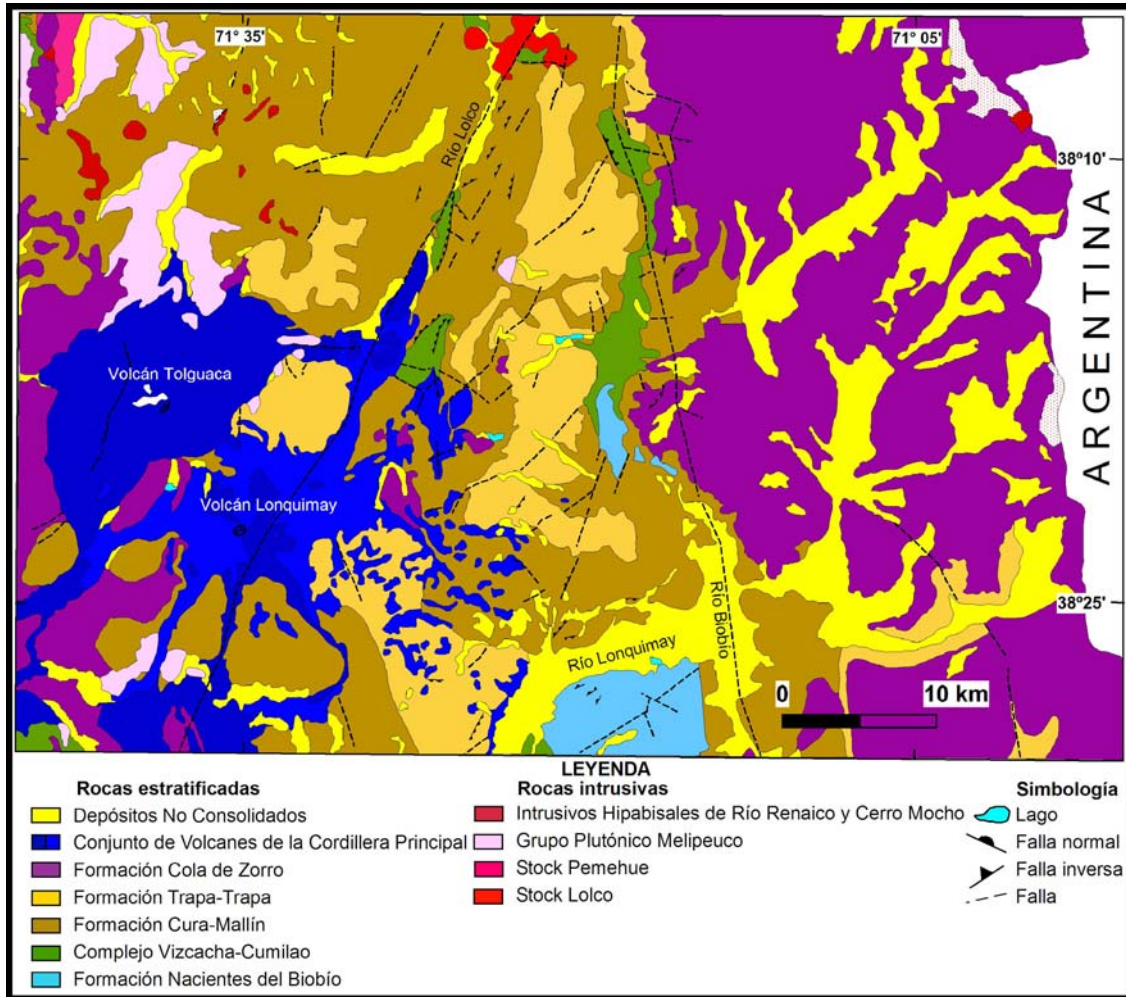


Figura 2.4. Mapa geológico simplificado del área del volcán Lonquimay (compilado y simplificado de Niemeyer y Muñoz, 1983; Thiele et al., 1987 y Emparán et al., 1992).

Por su parte, se han obtenido edades radiométricas K-Ar en roca total de entre 73 ± 5 y $13,0 \pm 3,2$ Ma en rocas pertenecientes al Complejo Vizcacha-Cumilao, las cuales junto con las relaciones estratigráficas permiten asignarla al Cretácico-Paleógeno (Suárez y Emparán, 1997).

2.3.1.3 Formación Cura-Mallín (Eoceno-Mioceno Medio)

La Formación Cura-Mallín fue definida en el río homónimo por González y Vergara (1962) y, posteriormente fue redefinida por Niemeyer y Muñoz (1983) al incluir la

Formación Malla-Malla (González y Vergara, 1962). De esta manera, la unidad fue dividida en dos miembros concordantes y transicionales: el inferior es predominantemente volcanoclástico (Miembro Río Queuco), mientras que el superior es principalmente sedimentario (Miembro Malla-Malla). Por último, Emparán et al. (1992) amplían esta unidad al integrar la Formación Trapa-Trapa (Niemeyer y Muñoz, 1983). Esta modificación aún es motivo de discusión.

El Miembro Queuco (parte inferior) está constituido por tobas, brechas y, subordinadamente, areniscas, conglomerados, lutitas y coladas de lava (Muñoz y Niemeyer, 1984). Mientras que, el Miembro Malla-Malla (parte superior) está conformado por areniscas, conglomerados y lutitas y, subordinadamente, tobas, brechas, calizas y niveles carbonosos (Muñoz y Niemeyer, 1984).

La Formación Cura-Mallín corresponde a una de las unidades de más amplia distribución en el área de estudio, exponiéndose al este, norte y sur del volcán Lonquimay (Fig. 2.4).

La base de La Formación Cura-Mallín se desconoce y el techo es concordante y discordante con rocas pertenecientes a las formaciones Trapa-Trapa y Cola de Zorro, respectivamente. El espesor de esta unidad es superior a 2.500 m (Muñoz y Niemeyer, 1984) y se ha asignado al Eoceno-Mioceno Medio sobre la base de fósiles del Miembro Malla-Malla y las dataciones K-Ar realizadas en rocas del Miembro Río Queuco (Drake, 1976). Además, esta formación se correlaciona con la parte basal de la Formación Polcura (Enrione y Villarroel, 1962), la Formación Lolco (Salinas, 1979) y La Formación Pedregoso (Sandoval, 1977). El Miembro Malla-Malla se correlaciona con la Unidad Volcano-Sedimentaria Pierna Blanca (IIG-MMAJ, 1978) (Fig. 2.3).

2.3.1.4 Formación Trapa-Trapa (Mioceno Medio-Mioceno Superior)

La Formación Trapa-Trapa fue definida por Niemeyer y Muñoz (1983) en el cerro Malalcahuello (38°26'S-71°32'W), al sur del volcán Lonquimay. La litología de esta formación comprende aglomerados volcánicos, lavas porfídicas y conglomerados. Las lavas son de composición andesítica, andesítica basáltica y escasamente basáltica y dacítica (Muñoz y Niemeyer, 1984). Esta unidad se distribuye con una

potencia reconocida superior a 1.000 m como una franja N-S discontinua en la parte central del área de estudio, al este del volcán Lonquimay, e incluye algunos sectores de los ríos Biobío, Lolco y Lonquimay, además de dos afloramientos al norte del volcán (Fig. 2.4).

La Formación Trapa-Trapa cubre de forma concordante a rocas pertenecientes de la Formación Cura-Mallín, no obstante, en el sector de Lolco se reconoce tiene una relación de discordancia (Thiele et al., 1987) y es cubierta en discordancia angular a rocas pertenecientes de la Formación Cola de Zorro (Niemeyer y Muñoz, 1983).

Dataciones K-Ar en roca total y plagioclasa en andesitas pertenecientes a la Formación Trapa-Trapa entregaron edades entre $18,6 \pm 1,0$ y $11,8 \pm 2,1$ Ma (Muñoz y Niemeyer, 1984). Lo anterior, junto con las relaciones de contacto de esta formación permite asignarla al Mioceno Medio-Superior. Además, esta formación se correlaciona, según Muñoz y Niemeyer (1984), con rocas de la Formación Farellones (Klohn, 1960) en la zona central de Chile (Fig. 2.3).

2.3.1.5 Formación Cola de Zorro (Plioceno Superior-Pleistoceno)

La Formación Cola de Zorro fue definida por González y Vergara (1962) en la quebrada homónima y corresponde a una secuencia volcánica de composición basáltica a andesítica (Moreno y Lahsen, 1987), de gran extensión y disposición horizontal a subhorizontal, modificada solamente por movimientos de bloque. Esta unidad se distribuye ampliamente en la Cordillera Principal, formando dos evidentes franjas de orientación N-S en el área de estudio (Fig. 2.4). Esta formación cubre, en discordancia angular, a rocas pertenecientes a las formaciones Cura-Mallín y Trapa-Trapa y es cubierta, discordantemente, por coladas de lavas y tefras de los centros eruptivos cuaternarios. La potencia de esta unidad es superior a 1.900 m y es asignada al Plioceno Superior-Pleistoceno sobre la base de correlaciones litoestratigráficas, antecedentes tectónicos (González y Vergara, 1962; Vergara y Muñoz, 1982) y los resultados de edades K-Ar en roca total entre $2,2 \pm 0,7$ y $0,9 \pm 0,5$ Ma (Vergara y Munizaga, 1974; Munizaga, 1978; Gardeweg, 1980; López et al., 1981; Moreno et al., 1984; Muñoz y Niemeyer, 1984; Moreno y Lahsen, 1987; Thiele et al., 1987).

La Formación Cola de Zorro se correlaciona hacia el norte con rocas volcánicas de composición intermedia del Plioceno pertenecientes al curso medio a superior del Río Ñuble (Munizaga y Hervé, 1979), hacia el sur con el Complejo Volcánico Loma del Medio-Cerro Canasto (Salinas, 1979), la Serie de Pino Hachado (Vergara y Munizaga, 1974) y los Estratos de Cayulafquén (Sandoval, 1977) (Fig. 2.3) y hacia el oeste se presenta en continuidad con niveles de composición equivalente en los Mapas Preliminares Concepción-Chillán (Gajardo, 1981) y Los Angeles-Angol (Ferraris, 1981). Además, en el área que comprende el área de la cuenca hidrográfica de la parte media y superior del Alto Biobío, Thiele et al. (1987) definen informalmente las Secuencias Volcánicas del Plio-Pleistoceno y Secuencias Volcánicas del Pleistoceno que corresponden por su litología y las edades radiométricas obtenidas a la Formación Cola de Zorro (Polanco, 1998; 2003). Similar situación ocurre con la Formación Malleco y la Asociación Volcánica de la Precordillera Oriental de Emparán et al. (1992) y Suárez y Emparán (1997).

2.3.1.6 Conjunto de Volcanes de la Cordillera Principal (Pleistoceno Superior-Holoceno)

El Conjunto de Volcanes de la Cordillera Principal corresponde a una unidad informal (Emparán et al., 1992; Suárez y Emparán, 1997) que esta constituida, en el área de estudio, por rocas pertenecientes a los volcanes Tolguaca (Pleistoceno Superior-Holoceno) y Lonquimay (Holoceno) (Fig. 2.4).

El volcán Tolguaca (Figs. 2.1, 2.4, 2.5 y 2.6) corresponde a un estratovolcán ($38^{\circ}18'S$, $71^{\circ}00'W$ y 2.806 m s.n.m.) del Pleistoceno-Holoceno fuertemente erosionado por glaciares (Suárez y Emparán, 1997) (Fig. 2.5) que se eleva unos 1.000 m sobre el basamento y tiene forma elongada en la dirección NE-SW (Figs. 2.5 y 2.6). Tiene actividad fumarólica débil en su cima (Moreno, 1992) y esta constituido por rocas de composición basáltica a dacítica (entre 51 y 68% de SiO_2) con un predominio de coladas de lavas y piroclastos de composición andesítico basáltica y andesítica (Polanco, 1998) que cubre un área de ca. 200 km² (Suárez y Emparán, 1997). Antecedentes de la actividad eruptiva explosiva de este centro asignan tres eventos durante el Holoceno (entre 8.050 y 6.590 años AP; Polanco,

1998; Polanco et al., 2000). Una datación K-Ar en roca total en coladas hacia la base de este centro eruptivo entregó una edad de $0,052 \pm 0,020$ Ma (Thiele et al., 1987).



Figura 2.5. Vista desde el sur del volcán Tolguaca (22/01/2009). En la fotografía son evidentes las bajas pendientes de sus flancos (baja relación de aspecto) y la afectación por procesos erosivos.

Por otro lado, el volcán Lonquimay (Figs. 2.1, 2.4, 2.6 y 2.7) corresponde a un estratovolcán holoceno principalmente andesítico y andesítico basáltico con contenido medio de potasio y escasos basaltos y dacitas (Moreno y Gardeweg, 1989; Polanco, 1998). El edificio volcánico tiene una forma cónica levemente elongada en dirección $N70 \pm 5^\circ E$ (Figs. 2.6 y 2.7), una altura promedio superior a 1.000 m sobre el sustrato, un cráter de unos 0,6 por 0,7 km de diámetro con un glaciar en su interior y, al menos, cinco conos parásitos en sus flancos, el último de los cuales, el cono Navidad y la colada de lava asociada, son producto de la erupción iniciada en diciembre del año 1988 (Moreno y Gardeweg, 1989; González-Ferrán et al., 1989; Naranjo et al., 1991). Esta erupción corresponde a la última de cinco erupciones históricas ocurridas en los años 1852-53, 1887-90, 1933 y 1940 (Simkin y Siebert, 1994; Polanco, 1998; Naranjo et al., 2000b; Petit-Breuilh, 2004). Al NE del cráter principal del volcán Lonquimay hay una serie de cráteres y conos de piroclastos y flujos de lavas asociados, alineados en dirección NE-SW formando una cadena de más de 8 km de largo que en el presente trabajo (ver Capítulo 4) se denomina Conos Monogenéticos Holocenos del Este, o CMHE (Cordón Fisural Oriental en Thiele et al., 1987) (Fig. 2.6), e inmediatamente al norte, existen tres conos de piroclastos monogenéticos holocenos y lavas asociadas denominadas en este trabajo como Conos Monogenéticos Holocenos del Oeste (CMHW) (Cordón

Figural Occidental en Thiele et al., 1987; CPH en Polanco et al., 2008) que forman una alineación subparalela a los CMHE de ca. 10 km de longitud (Fig. 2.6).

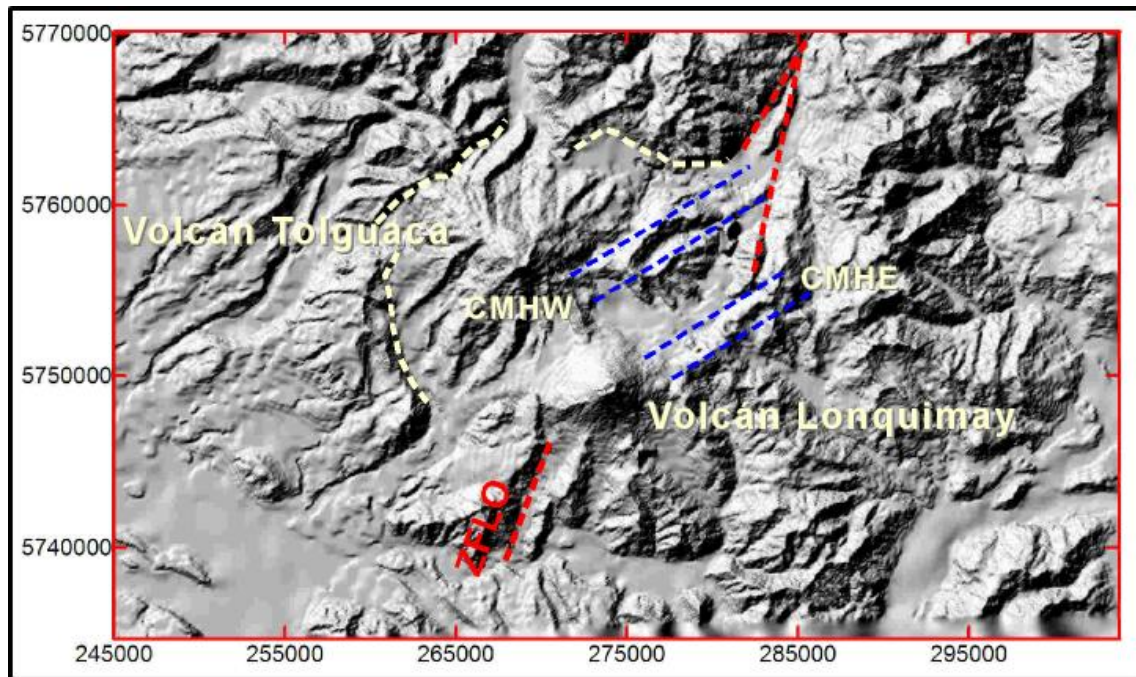


Figura 2.6. Modelo de elevación digital (DEM) del sector del volcán Lonquimay, obtenido a partir de las curvas digitales, con equidistancia de 50 m, utilizando el software comercial TNT Mips (Coordenadas UTM, Zona 19S). Las líneas segmentadas corresponden a las alineaciones NE-SW de los CFO y CPH (color azul), prolongación de la traza de la ZFLO (color rojo) y el borde preservado de una posible cuenca de "pull apart" asociada a la ZFLO (color amarillo).



Figura 2.7. Vista desde el NW del volcán Lonquimay (01/02/2006) donde se reconoce claramente la elongación NE-SW del edificio.

2.3.2 Depósitos No Consolidados

Los Depósitos No Consolidados corresponde a una unidad que engloba a los depósitos glaciarios, glaciolacustres, fluviales, de abanicos aluviales, coluviales y de deslizamiento que se asignan al Cuaternario (Niemeyer y Muñoz, 1983; Thiele et al., 1987; Emparán et al., 1992; Suárez y Emparán, 1997), reconocidos en varios sectores de la zona de estudio (Fig. 2.4).

2.3.2.1 Depósitos Glaciarios

Los Depósitos Glaciarios corresponden a las morrenas frontales y de fondo que se distribuyen, principalmente, en los faldeos de los volcanes Tolguaca y Lonquimay, y en varios sectores del Río Biobío (Thiele et al., 1987; Suárez y Emparán, 1997). Están constituidos por depósitos matriz soportados caóticos, de forma superficial monticulada o con forma de crestas alargadas que alcanzan grandes espesores. Los depósitos son diamícticos con clastos redondeados a angulosos de tamaño variable (de milímetros a un par de metros) y composición variable, con bordes despuntados y superficies planas, ocasionalmente estriadas. La matriz de estos depósitos está constituida por arena, ceniza y contenidos variables de limo y arcilla.

2.3.2.2 Depósitos Glacio-lacustres

Los Depósitos Glacio-lacustres se distribuyen, esencialmente, en el curso superior del Río Biobío (Thiele et al., 1987; Suárez y Emparán, 1997). Corresponden a depósitos de sedimentos finos, limosos y limo-arcillosos de color gris-pardo que tienen laminación varvada fina (1 a 5 mm de espesor). Esta laminación aparece, localmente, deformada, rota o plegada por la neotectónica. Además, presenta algunas intercalaciones de niveles arenosos, limosos macizos y algunos clastos mayores.

2.3.2.3 Depósitos Fluviales

Los Depósitos Fluviales constituyen morfológicamente niveles de terrazas hasta el actual nivel de los cursos de agua. Estas terrazas se extienden desde algunos metros a decenas de metros a ambos lados de los ríos Biobío, Ralco y Lolco,

principalmente (Thiele et al., 1987; Suárez y Emparán, 1997). Corresponden a depósitos de gravas, gravas arenosas, arenas y algunos depósitos limo-arcillosos que tienen estratificación con clastos redondeados de tamaño variable (5 a 80 cm) y, generalmente, imbricados.

2.3.2.4 Depósitos de Abanicos Aluviales

Los Depósitos de Abanicos Aluviales se disponen, principalmente, en las bocas abruptas de los tributarios del Río Biobío (Thiele et al., 1987; Suárez y Emparán, 1997), en forma de abanico al pie de las quebradas presentando pendientes relativamente fuertes (10-20°). Corresponden a depósitos de gran espesor constituidos por clastos redondeados a subredondeados de tamaño variable (10 a 150 cm) y una matriz escasa a nula que consiste esencialmente en arena. Presentan una estratificación interna poco definida.

2.3.2.5 Depósitos Coluviales

Los Depósitos Coluviales conforman mantos continuos adosados a la mayoría de los relieves abruptos (Thiele et al., 1987). Corresponden a depósitos diamícticos con clastos angulosos de tamaño variable y composición monomíctica aunque en algunos sectores están constituidos por clastos redondeados. La estructura interna de estos depósitos es nula a débil y la matriz corresponde a ceniza y lapilli con contenidos variables de arena y gravilla.

2.3.2.6 Depósitos de Deslizamientos

Los Depósitos de Deslizamientos se distribuyen en amplios sectores de los valles de los ríos Biobío y Lolco (Thiele et al., 1987; Suárez y Emparán, 1997). Corresponden a potentes acumulaciones (decenas a centenas de metros) de material diamíctico constituido por bloques y fragmentos irregulares de tamaño muy variables (hasta de decenas de metros) y composición, generalmente, monomíctica y, una matriz esencialmente de ceniza con arenas subordinadas. Tienen formas lobuladas o de abanicos que desarrollan en superficie montículos y bloques rotados. Estos depósitos se generan debido a que las rocas estratificadas del Paleógeno-Neógeno y Plioceno-Pleistoceno presentan abruptos relieves y laderas verticales a

subverticales (Thiele et al., 1987; Suárez y Emparán, 1997). Se caracterizan por la presencia de escarpes o cicatrices de deslizamientos en la parte donde se origina el deslizamiento.

2.3.3 Rocas intrusivas

Las rocas intrusivas corresponden a stocks, plutones y filones de edad jurásica a miocena (Mpodozis y Ramos, 1989), además de cuerpos intrusivos menores del Plioceno (Niemeyer y Muñoz, 1983; Emparán et al., 1992; Suárez y Emparán, 1997) que se distribuyen, principalmente, en la Cordillera Principal (Fig. 2.4). En el sector de estudio están conformadas por cuatro unidades:

2.3.3.1 Stock Lolco (Paleoceno)

El Stock Lolco está constituido por sienogranitos y monzogranitos que se reconocen en la confluencia de los ríos Lolco y Biobío (Fig. 2.4). Esta unidad intruye a rocas del Complejo Vizcacha-Cumilao y es cubierta en discordancia angular por rocas pertenecientes a la Formación Cura-Mallín. Sin embargo, hacia el este, el contacto es tectónico (Salinas, 1979; Suárez y Emparán, 1997). Las relaciones de contacto de esta unidad sumadas a una datación K-Ar en roca total de 63 ± 2 Ma (Suárez y Emparán, 1997), le otorgan una edad mínima paleocena.

2.3.3.2 Stock Pemehue (Paleoceno)

El stock Pemehue corresponde a una serie de granitoides que se exponen en el extremo NW de la zona de estudio con una evidente orientación N-S (Fig. 2.4). Esta unidad está conformada por granodioritas a monzogranitos que son cubiertas con contacto depositacional y discordancia de erosión por rocas pertenecientes a la Formación Cola de Zorro. Una edad K-Ar en anfíbol de $58,0 \pm 4,5$ Ma (Emparán et al., 1992; Suárez y Emparán, 1997) obtenida en una granodiorita de este stock, junto con las relaciones estratigráficas permiten asignarlo al Paleoceno.

2.3.3.3 Grupo Plutónico Melipeuco (Mioceno)

El Grupo Plutónico Melipeuco corresponde a monzogranitos, granodioritas, dioritas y tonalitas subordinadas que constituyen una extensa franja longitudinal distribuida, principalmente, en el borde occidental del área de estudio (Fig. 2.4). Esta unidad intruye a rocas del Complejo Vizcacha-Cumilao y de la Formación Cola de Zorro y es cubierta por rocas pertenecientes a las formaciones Cura-Mallín y Cola de Zorro. Dataciones K-Ar en biotita, anfíbol y roca total con edades entre $15,2 \pm 1,2$ y $7,2 \pm 1,9$ Ma para esta unidad (Emparán et al., 1992; Suárez y Emparán, 1997), junto con las relaciones de contacto, permiten asignarla al Mioceno.

2.3.3.4 Intrusivos Hipabisales de Río Renaico y Cerro Mocho (Plioceno)

En la unidad de Intrusivos Hipabisales de Río Renaico y Cerro Mocho se agrupan una serie de diques, filones mantos e intrusivos irregulares y cuerpos menores de andesitas, así como escasos basaltos y gabros que intruyen principalmente a rocas pertenecientes a la Formación Cura-Mallín (Suárez y Emparán, 1997) en la parte NW de la zona de estudio (Fig. 2.4). Dataciones radiométricas K-Ar, principalmente, en roca total de esta unidad entregan edades entre $5,3 \pm 1,9$ y $2,6 \pm 0,4$ Ma (Emparán et al., 1992; Suárez y Emparán, 1997) que permite asignarla al Plioceno.

2.3.4 Estructura

En la Cordillera Principal en el área comprendida entre las latitudes de $38^{\circ}05'$ y $38^{\circ}30'S$ (Figs. 2.2 y 2.4), donde se localiza el volcán Lonquimay, se han reconocido por lo menos tres dominios estructurales principales (Emparán et al. 1992; Suárez y Emparán, 1997). En primer lugar, se reconoce la unidad pre-Mioceno que está constituida por rocas de edad jurásica (Formación Nacientes del Biobío), intensamente plegadas y falladas (fallas inversas y normales). En segundo lugar, se distingue la unidad del Mioceno conformada por rocas de esta edad (formaciones Cura-Mallín y Trapa-Trapa), las cuales se caracterizan por un plegamiento suave de dimensiones kilo a hectométricas con ejes orientados principalmente en dirección N-S, planos axiales verticales a subverticales y la mayoría de los anticlinales con ejes de vergencia al este y, en algunos casos, por la presencia de fallas inversas de

pequeña magnitud (Niemeyer y Muñoz, 1983). Por último, se identifica la unidad post-Mioceno conformada por estratos subhorizontales (Formación Cola de Zorro), caracterizada por fallas con dirección N-S y NW-SE (Niemeyer y Muñoz, 1983), asociadas a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO; Hervé, 1976) y al Sistema de Falla Biobío-Aluminé (SFBA; Muñoz y Stern, 1988), respectivamente. Este último corresponde al límite occidental del bloque alzado Copahue-Pino Hachado (Suárez y Emparán, 1997).

La unidad pre-Mioceno es resultado de un régimen compresivo ocurrido, probablemente, durante el Cretácico (Mpodozis y Ramos, 1989; De la Cruz y Suárez, 1997; Suárez y Emparán, 1997), mientras que, las estructuras de la unidad del Mioceno se generan por una reactivación de ese régimen durante el Mioceno Tardío-Plioceno Temprano (Mpodozis y Ramos, 1989; De la Cruz y Suárez, 1997; Suárez y Emparán, 1997). Finalmente, las alineaciones de dirección N120-130°E y N50-70°E de varios estratovolcanes, centros eruptivos menores y conos parásitos del Cuaternario son consistentes con un régimen tectónico transpresional debido al movimiento predominantemente transcurrente dextral de la ZFLO y partición del arco (Cembrano y Moreno, 1994; López-Escobar et al., 1995). En este contexto, las alineaciones de centros eruptivos de orientación NW-SE son compresionales, mientras que, las alineaciones de dirección NE-SW son extensionales, consistentes con cortos periodos de almacenamiento cortical del magma (López-Escobar et al., 1995).

Finalmente, en el sector de la Cordillera Principal localizado entre las latitudes de 38°05' y 38°30'S, es posible reconocer 90 lineamientos con direcciones predominantes NNE (N20-30°E) y NE-SW (Fig. 2.8a) que cortan todas las unidades estratigráficas (Fig. 2.4). Además, se obtiene una dirección dominante N30-40°E de los datos de fallas normales de este sector (Fig. 2.8b) que afectan principalmente a las rocas de la Formación Cura-Mallín (Fig. 2.4). Asimismo, evidentemente destacan dos lineamientos regionales de dirección NNW (N163°E) y NNE (N31-37°E) (Fig. 2.4) que corresponden al SFBA y la ZFLO, respectivamente. La primera varía a una dirección NNE en el extremo norte del segmento, mientras que, en el sector de los volcanes de Tolguaca y Lonquimay parece existir una estructura de "pull-apart" relacionada a la ZFLO (Fig. 2.6).

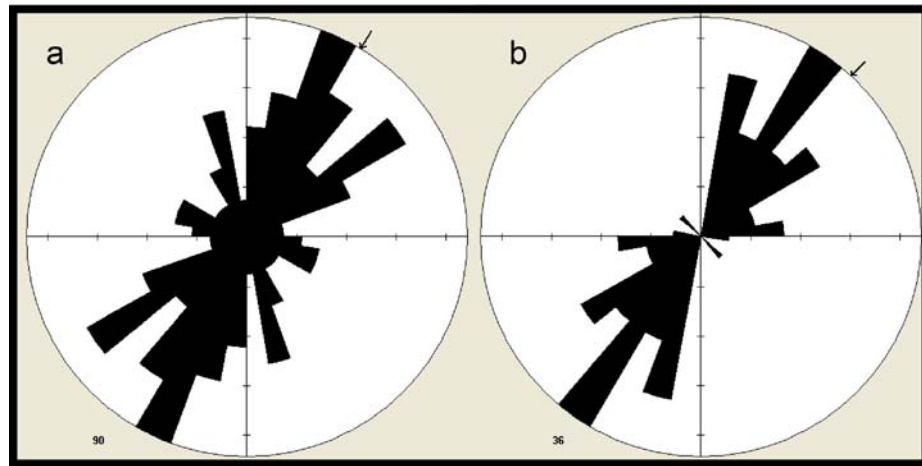


Figura 2.8. Rosetas de direcciones de los datos de 90 lineamientos (a) y 36 fallas normales (b) del sector comprendido en las latitudes comprendidas entre 38°05' y 38°30'S.

Capítulo 3

Técnicas analíticas

3.1 Introducción

Las muestras de roca recolectadas del volcán Lonquimay fueron analizadas mediante distintas técnicas (Fig. 3.1). Primero se determinó la pérdida de volátiles por calcinación (LOI de las siglas en inglés). El análisis químico de roca total de elementos mayores fue realizado a través de la técnica analítica de espectrometría de fluorescencia de rayos X (FRX) (Fig. 3.1). Mientras que, para el análisis químico de roca total de elementos trazas fueron utilizadas las técnicas analíticas de espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS), espectrometría de emisión óptica con plasma acoplado inductivamente (ICP-OES) y la FRX (Fig. 3.1). Además, los análisis químicos de minerales de este centro eruptivo se realizaron a través de la técnica analítica de microsonda electrónica (Fig. 3.1). Por último, los isótopos radiogénicos de Pb, Sr y Nd de muestras seleccionadas fueron analizados mediante la técnica analítica de espectrometría de masas de ionización térmica (TIMS) (Fig. 3.1).

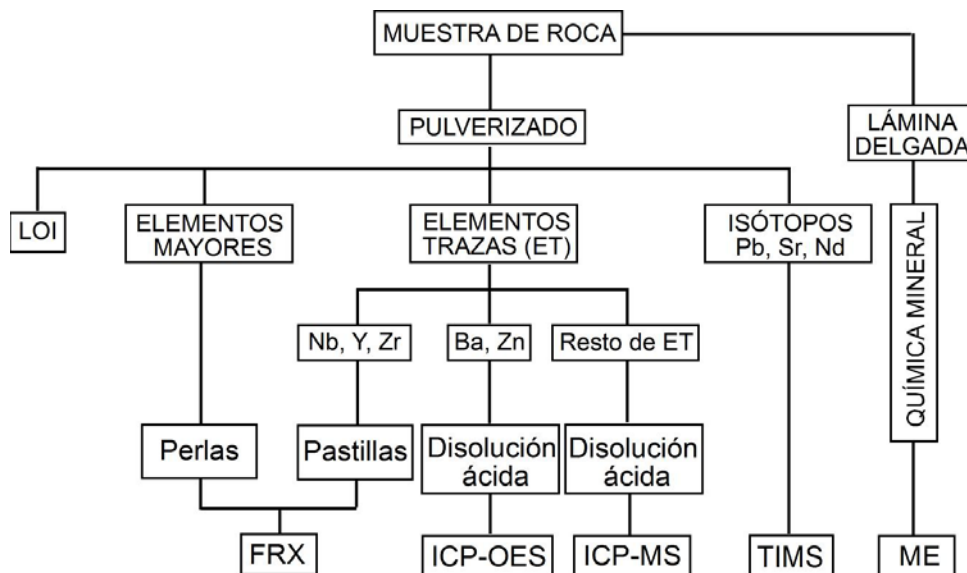


Figura 3.1. Esquema de la metodología utilizada para el análisis químico de roca total (elementos mayores y trazas, isótopos radiogénicos de Nd, Pb y Sr y pérdida por calcinación o LOI) mediante fluorescencia de rayos X (FRX), espectrometría de emisión óptica con plasma acoplado inductivamente (ICP-OES), espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) y espectrometría de masas de ionización térmica (TIMS) y, finalmente, la química mineral por microsonda electrónica (ME).

3.2 Selección de muestras

La estratigrafía del volcán Lonquimay y de los conos monogenéticos asociados espacialmente a este centro eruptivo es representada por 50 muestras de roca (principalmente coladas de lava) que fueron seleccionadas y recolectadas durante dos campañas de terreno realizadas en los años 2006 y 2008. Además, se incluyen 22 muestras de roca de este volcán (16 de coladas de lava y 6 piroclastos) proporcionadas por el Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile que fueron recolectadas en diversas campañas de terreno realizadas durante los años 1997 y 2000. Del total de las muestras disponibles, 28 de ellas corresponden a las distintas coladas de lavas que constituyen el edificio volcánico del Lonquimay, mientras que las restantes representan a los conos monogenéticos del sector.

3.3 Preparación de muestras

Las muestras fueron preparadas en distintas dependencias de la Universidad de Barcelona. En primer lugar, se realizó la pulverización de las muestras de roca a una granulometría inferior a 250 μm mediante un molino de carburo de wolframio en el Laboratorio del Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica (DGPPG) de la Facultad de Geología. Posteriormente, se elaboraron perlas y pastillas de cada muestra para los análisis mediante FRX (elementos mayores y algunos trazas, respectivamente) y se preparó una disolución ácida de cada una de las muestra para los análisis químicos a través de las técnicas de ICP-MS e ICP-OES. En los tres casos se siguieron protocolos estándares para el análisis químico de rocas volcánicas (Apéndice 1), los que han sido elaborados y utilizados habitualmente por el Grupo Consolidado de Investigación de Petrología y Geoquímica Fundamentales y Aplicadas (PEGEFA 2005SGR795). Las perlas y las disoluciones ácidas fueron realizadas en los Servicios Científico-Técnicos (SCT-UB), mientras que las pastillas fueron preparadas en el Laboratorio del DGPPG. Paralelamente, se elaboraron secciones delgadas petrográficas para el análisis petrográfico y los análisis químicos de minerales de las muestras de roca del volcán Lonquimay en el Servicio de Lámina Delgada de la Facultad de Geología.

3.4 Métodos analíticos

Los métodos analíticos utilizados para las muestras del volcán Lonquimay corresponden a análisis químicos de minerales, análisis químicos de roca total y análisis de isótopos radiogénicos de Nd, Pb y Sr (Fig. 3.1).

3.4.1 Análisis de química mineral

Los análisis de química de elementos mayores de fenocristales, microlitos y de la matriz de muestras seleccionadas del volcán Lonquimay se realizaron mediante microsonda electrónica (Fig. 3.1). Los minerales, principalmente plagioclasa, olivino, piroxeno y óxidos de Fe-Ti, fueron analizados utilizando una microsonda electrónica Cameca SX 50 y Cameca SX 100 en los Servicios Científicos-Técnicos de la Universidad de Barcelona (España) y en el Laboratorio de Magmas y Volcanes de la Universidad Blaise Pascal (Clermont Ferrand, Francia), respectivamente. Los elementos analizados corresponden a Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Ti, Mn y Fe, además de algunos elementos trazas (Ni, Sr, Ba, Cl y Rb). Las condiciones instrumentales correspondieron a un rayo incidente de electrones de 5-10 μm de diámetro, un voltaje de aceleración de 20 kV y una corriente de 15-20 nA, excepto en la medición del sodio (la primera que se realiza) donde se utilizan sólo 4-6 nA para minimizar la pérdida de este elemento dada su volatilidad. Además, la microsonda es calibrada en cada sesión analítica utilizando una serie de minerales naturales y sintéticos (Tabla III-I).

3.4.2 Análisis químicos de roca total

Los análisis de roca total se realizaron mediante las técnicas de FRX, ICP-OES e ICP-MS (Fig. 3.1), permitiendo obtener los contenidos de elementos mayores y trazas de las muestras de roca seleccionadas del volcán Lonquimay.

3.4.2.1 Fluorescencia de rayos X

Los análisis químicos de elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , MnO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5) y algunos trazas (Nb, Y y Zr) fueron realizados en los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Barcelona (perlas y pastillas,

respectivamente) mediante un espectrómetro de fluorescencia de rayos (FRX) Phillips PW 2400 con condiciones analíticas definidas (Tabla III-II) y calibrado con estándares de roca de composición certificada (Tablas III-III y III-IV).

Tabla III-I. Estándares utilizados para la calibración de la microsonda electrónica Cameca SX 50 de los Servicios Científicos-Técnicos de la Universidad de Barcelona. Los estándares son proporcionados por P&H Developments y C.M. Taylor CO de Reino Unido y Estados Unidos, respectivamente.

Elemento	Estándar Natural	Elemento	Estándar Sintético
Si	Ortoclasa	Ti	Rutilo
	Diópsido	Fe	Hematita, Fe ₂ O ₃
Al	Ortoclasa	Cr	Cr ₂ O ₃
Mg	Periclasa	S	FeS ₂
Mn	Rodonita	Cl	AgCl
Ca	Wollastonita		
Na	Albita		
K	Ortoclasa		
P	Apatito		
Ba	Barita		
Sr	Celestina		
Ni	NiO		

El error de las mediciones de elementos mayores y de los contenidos de Nb, Y y Zr de las muestras del volcán Lonquimay realizadas mediante la técnica de FRX fue estimado de dos maneras distintas. Por un lado, se calculó la precisión y la exactitud (Tablas III-III y III-IV) del valor obtenido del material de referencia Basalto JB-3 (Imai et al., 1995) y, por otro lado, se determinaron los mismos parámetros estadísticos que en el caso anterior pero de una misma muestra de roca que fue analizada dos veces (Tablas III-III y III-IV).

Tabla III-II. Condiciones analíticas del espectrómetro de FRX marca Phillips modelo PW 2400. Los elementos mayores son medidos en % en peso y los elementos trazas en µgg⁻¹. kV y mA corresponde a kilovoltios y miliamperaje utilizados. A: ángulo de goniómetro, C: colimador (G: 0,70 mm y M: 0,30 mm), D: detector (F: flujo, S: sellado, D: F+S y C: centelleo) y F: posición relativa de línea base (positiva o negativa según el signo).

Parámetro	Límites de calibración	σ	kV	C	D	mA	A	F+	F-	
Al ₂ O ₃	0,15-59,20	%	0,24	40	G	F	70	145,1195	-	4,2
P ₂ O ₅	0,01-1,00	%	0,01	40	G	F	70	141,0351	3,2	-
K ₂ O	0,05-12,81	%	0,05	40	M	F	70	136,6627	5	-
CaO	0,04-55,09	%	0,21	40	M	F	70	113,0734	-	3,3
SiO ₂	1,13-90,40	%	0,36	40	G	F	70	109,2089	-	4
TiO ₂	0,01-2,71	%	0,03	40	M	D	70	86,1294	-	2
MnO	0,01-1,00	%	0,01	50	M	D	50	62,968	2	2
Fe ₂ O ₃	0,07-25,65	%	0,09	60	M	D	40	57,5133	-	2
MgO	0,12-43,51	%	0,12	40	G	F	75	22,3635	1,6	1,6
Nb	5-270	µgg ⁻¹	5	60	M	C	30	30,4	0,50	0,60
Zr	20-780	µgg ⁻¹	16	60	M	C	50	32,1	0,90	1,20
Y	7-180	µgg ⁻¹	2	60	M	C	50	33,9	0,90	0,90

3.4.2.2 Pérdida por calcinación

La determinación del contenido de volátiles totales de las muestras se ha realizado por calcinación (LOI de “loss of ignition”; Lechler y Desilets, 1987) que consiste en pesar y calcinar una cantidad determinada (aproximadamente 1 g) de muestra hasta una temperatura de 1000 °C. (Apéndice 1). Esta determinación fue realizada en las dependencias del Departamento de Cristalografía, Mineralogía y Depósitos Minerales de la Facultad de Geología de la Universidad de Barcelona.

Tabla III-III. Precisión y exactitud para los elementos mayores del material de referencia Basalto J-B3 (Imai et al., 1995) analizados mediante FRX. Los resultados de los elementos mayores están en % en peso. JB-3¹, JB-3² y JB-3³ muestras del patrón analizadas en distintas fechas.

Óxido	JB-3	JB-3 ¹	JB-3 ²	JB-3 ³	Exactitud	Precisión
SiO ₂	50,96	50,97	50,98	50,93	0,04	0,02
TiO ₂	1,44	1,38	1,38	1,38	4,17	0,06
Al ₂ O ₃	17,20	17,19	17,24	17,19	0,12	0,02
Fe ₂ O ₃	11,82	11,74	11,76	11,69	0,76	0,09
MnO	0,18	0,17	0,17	0,17	5,56	0,01
MgO	5,19	5,11	5,14	5,18	0,90	0,05
CaO	9,79	9,71	9,70	9,60	1,23	0,12
Na ₂ O	2,73	2,73	2,72	2,81	1,10	0,03
K ₂ O	0,78	0,76	0,76	0,77	2,14	0,02
P ₂ O ₅	0,29	0,29	0,30	0,30	2,30	0,01

Tabla III-IV. Precisión y exactitud para el contenido de Nb, Zr e Y estimadas de patrones y muestras analizadas mediante FRX. Las concentraciones están en µgg⁻¹. JB-3: patrón (Imai et al., 1995), 1 a 5 muestra estándar analizadas y EP-1 y EP-2: muestras de control analizadas.

Elemento	JB-3	1	2	3	4	5	Exactitud	Precisión	EP-1	EP-1	Precisión
Nb	2,47	2,70	2,11	1,57	1,65	3,04	18,79	0,46	10,3	11	0,7
Zr	97,8	24,24	22,75	22,48	22,51	23,27	15,35	4,13	165,5	167,2	1,7
Y	26,9	91,81	51,77	65,19	54,91	86,20	26,78	26,19	10,6	10,5	0,7

3.4.2.3 ICP-OES

Los análisis químicos de Ba y Zn de las muestras de roca del volcán Lonquimay se realizaron mediante un espectrómetro de emisión óptica con fuente de plasma acoplado inductivamente (ICP-OES) simultáneo PerkinElmer Optima 3200 RL en los Servicios Científicos-Técnicos de la Universidad de Barcelona (SCT-UB). Para ello fue necesario preparar una disolución ácida (Apéndice 1) para cada muestra (Fig. 3.1).

La exactitud y precisión de los análisis del contenido de Ba y Zn mediante el ICP-OES (Tabla III-V) se estimó utilizando el material de referencia Basalto JB-3 (Imai et al., 1995).

Tabla III-V. Exactitud y precisión para el contenido de Ba y Zn estimada mediante ICP-OES. Las concentraciones de los elementos están en $\mu\text{g g}^{-1}$. Basalto JB-3: valores certificados (Imai et al., 1995), 1 a 4: muestras estándar analizadas.

Elemento	JB-3	1	2	3	4	Exactitud	Precisión
Ba	245	255	254	256	249	3	8
Zn	100	164	146	146	135	48	48

3.4.2.4 ICP-MS

La mayoría y resto de elementos trazas, incluyendo las tierras raras (REE: La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu), se analizaron a través de un espectrómetro de masas con fuente de plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) de modelo Perkin-Elmer Elan 6000 en los SCT-UB, una vez preparadas las correspondientes disoluciones ácidas de las muestras (Fig. 3.1) (Apéndice 1).

Tabla III-VI. Exactitud obtenida para el contenido de los elementos trazas analizados mediante ICP-MS. Las concentraciones de los elementos están en $\mu\text{g g}^{-1}$. Basalto JB-3: material de referencia (Imai et al., 1995), JB-3*: promedio de muestras analizadas y REE: tierras raras.

Elemento	JB-3	JB-3*	Exactitud	Precisión	REE	JB-3	JB-3*	Exactitud	Precisión
Co	34,3	35,02	2,09	0,72	La	8,81	9,17	4,11	0,36
Cr	58,1	58,50	0,70	0,40	Ce	21,5	22,20	3,26	0,70
Cs	0,94	0,99	4,81	0,05	Pr	3,11	3,57	14,78	0,46
Ga	19,8	20,16	1,84	0,36	Nd	15,6	16,99	8,92	1,39
Ge	1,12	1,00	10,38	0,12	Sm	4,27	4,66	9,02	0,39
Hf	2,67	2,88	8,01	0,21	Eu	1,32	1,49	12,93	0,17
Li	7,21	6,32	12,35	0,89	Gd	4,67	4,82	3,22	0,15
Mo	1,09	1,16	6,29	0,07	Tb	0,73	0,86	18,13	0,13
Ni	36,2	38,20	5,52	2,00	Dy	4,54	5,27	16,11	0,73
Pb	5,58	6,96	24,76	1,38	Ho	0,8	1,04	30,26	0,24
Rb	15,1	16,71	10,64	1,61	Er	2,49	3,10	24,39	0,61
Sb	0,12	0,72	502,35	0,60	Tm	0,42	0,43	1,24	0,01
Sc	33,8	35,73	5,71	1,93	Yb	2,55	2,74	7,48	0,19
Sn	0,94	1,53	63,11	0,59	Lu	0,39	0,42	7,96	0,03
Sr	403	417,05	3,49	14,05					
Ta	0,15	0,13	13,49	0,02					
Th	1,27	1,58	24,62	0,31					
Tl	0,048	0,05	4,167	0,01					
U	0,48	0,51	16,67	0,03					
V	372	391,41	13	19,41					

La exactitud y precisión de los análisis de los elementos trazas de las muestras del volcán Lonquimay mediante el ICP-MS se determinó utilizando el material de referencia Basalto JB-3 (Tabla III-VI) (Imai et al., 1995).

3.4.3 Análisis isotópicos de roca total

Los análisis isotópicos de roca total de las muestras previamente seleccionadas del volcán Lonquimay corresponden a Sr, Nd y Pb, los cuales fueron realizados mediante la técnica de espectrometría de masas de ionización térmica (TIMS) en dos laboratorios diferentes. Las razones isotópicas de Pb fueron analizadas en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Carleton (Canadá) utilizando un TIMS Triton. Mientras que los isótopos de Sr y Nd fueron analizados en el Centro de Asistencia a la Investigación de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la Universidad Complutense de Madrid (CAI) usando un Micromass VG-Sector 54. Las muestras se analizaron isotópicamente para el Sr y Nd en las condiciones experimentales indicadas en la Tabla III-VII.

Tabla III-VII. Condiciones experimentales con la técnica de TIMS para el análisis isótopos de Sr y Nd.

Componente	Sr (NO ₃) ₂	NdHNO ₃
Filamento	Simple (EVA)	Doble (EVA-ION)
Corriente [mA]	2800-3500	2000-2500 (EVA) 4400-4800 (ION)
Potencial [V]	6-7 (⁸⁸ Sr)	1,5-2 (¹⁴³ Nd)
Iones medidos	⁸⁴ Sr ⁺ , ⁸⁶ Sr ⁺ , ⁸⁷ Sr ⁺ , ⁸⁸ Sr ⁺ , ⁸⁵ Rb ⁺	¹⁴² Nd ⁺ , ¹⁴³ Nd ⁺ , ¹⁴⁴ Nd ⁺ , ¹⁴⁵ Nd ⁺ , ¹⁴⁶ Nd ⁺ , ¹⁴⁸ Nd ⁺ , ¹⁵⁰ Nd ⁺ , ¹⁴⁷ Sm ⁺
Cantidad de muestra (ngr)	100-400	200-300
Corrección de interferencia	⁸⁷ Rb/ ⁸⁵ Rb=0,386	
Corrección de fraccionamiento	⁸⁶ Sr/ ⁸⁸ Sr=0,1194	¹⁴⁶ Nd/ ¹⁴⁴ Nd=0,7219

Los materiales de referencia de composiciones isotópicas de Pb, Sr y Nd son proporcionados por el Instituto Nacional de Estándares y Tecnología (NIST) de Estados Unidos o la Oficina Comunitaria de Referencia (BCR) de la Comunidad Europea. En el caso de isótopos de Sr el estándar más comúnmente utilizado corresponde a NBS 987 (Tabla III-VIII), mientras que en el caso de los isótopos de Nd es extensamente utilizado La Jolla (Tabla III-VIII). Finalmente, en el caso del Pb el más popularmente utilizado corresponde a NBS 981 (Tabla III-VIII). Estos valores de referencia de isótopos de Sr, Nd y Pb son periódicamente determinados con el objeto de asegurar que el equipo funciona adecuadamente.

Los análisis de las razones isotópicas de Pb se realizaron utilizando la muestra estándar NBS 981 para corregir el fraccionamiento de masa, siguiendo los valores de Todt et al. (1984; 1996) (+0,13% / amu). Los promedios obtenidos para este estándar corresponden a $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=16,892\pm 0,010$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,431\pm 0,013$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36,512\pm 0,010$ (2σ y $n=20$). Por último, los resultados obtenidos fueron normalizados utilizando los estándares certificados (Tabla III-VIII).

Por otro lado, las razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ determinadas fueron corregidas por posibles interferencias de ^{87}Rb y normalizadas a valores de $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0,1194$ para minimizar el posible fraccionamiento de masas. Asimismo, las razones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ analizadas fueron corregidas por posibles interferencias de ^{142}Ce y ^{144}Sm y normalizadas a valores de $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,7219$ para minimizar el posible fraccionamiento de masas.

Tabla III-VIII. Valores certificados de las razones isotópicas de Pb, Sr y Nd en los materiales de referencia utilizadas.

Razón	NBS 987	Razón	La Jolla	Razón	NBS 981
$^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,056490	$^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1,141820	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	16,9045
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,710240	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,511850	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15,4963
$^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,119400	$^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,348406	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	36,7219
$^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$	8,375210	$^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,702190	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0,91475
		$^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,241580	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2,16771
		$^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,236435		

Los valores promedio obtenidos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en el laboratorio CAI del estándar NBS 987 fueron de $0,7102340 \pm 0,0000500$ (2σ y $n=10$). Luego, esta medición fue normalizada al valor estándar de 0,710240. Asimismo, el valor promedio de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ del estándar de La Jolla fue $0,5118610 \pm 0,000020$ (2σ y $n=8$) obtenido en el laboratorio del CAI y, posteriormente fue normalizado al valor estándar 0,511850.

Capítulo 4

Geología

4.1 Antecedentes

El primer estudio geológico del volcán Lonquimay corresponde a un trabajo inédito realizado por el Departamento de Geología de la Universidad de Chile para la entonces Empresa Nacional de Electricidad S.A. de Chile (ENDESA). El objetivo de este estudio fue evaluar el riesgo volcánico asociado a una serie de represas hidroeléctricas proyectadas en el curso superior del Río Bío Bío que se localiza en las regiones VIII y IX de Chile (regiones del Bío Bío y de la Araucanía, respectivamente). El trabajo incluye un mapa geológico de escala 1:100.000 de este centro eruptivo donde se definieron 7 unidades litológicas basado esencialmente en criterios morfoestructurales (Thiele et al., 1987).

A partir del último ciclo eruptivo del volcán Lonquimay (años 1988-1990) se publican dos trabajos que incluyeron bosquejos geológicos de este volcán cuya estratigrafía se separa en 5 y 6 unidades (Moreno y Gardeweg, 1989 y González et al., 1990, respectivamente) aunque sólo en el primero de ellos es acompañado de una breve descripción que, de hecho es una versión simplificada del mapa de Thiele et al. (1987).

Finalmente, entre los años 1997-1999 se desarrolla un proyecto para evaluar el peligro volcánico asociado a la “cuenca” hidrográfica del Alto Bío Bío, financiado por el Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD) y en el que participaron la Oficina Nacional de Emergencias del Ministerio del Interior (ONEMI) y el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) de Chile. La cartografía geológica y de peligros volcánicos fue elaborada por profesionales del Programa de Riesgo Volcánico (PRV) del SERNAGEOMIN y los resultados obtenidos de este proyecto permitieron la elaboración de dos trabajos inéditos (Polanco, 1998 y Naranjo et al., 1999). El trabajo de Naranjo et al. (1999) incluye un mapa de la geología del volcán Lonquimay a escala 1:100.000 que tiene definida 9 unidades informales, además de tres que comprenden los conos monogenéticos Lolco, La Holandesa y Laguna Verde.

4.2 Cartografía geológica

La cartografía geológica del volcán Lonquimay consistió en el reconocimiento y delimitación de las coladas de lava, conos de piroclastos, y estructuras volcánicas del área que comprende el estratovolcán y los distintos conos monogenéticos (Apéndice 4). Se realizó de forma digital mediante el software comercial Mapinfo, basado en la cartografía a escala 1:50.000 facilitada por el SERNAGEOMIN, ortofotografías obtenidas mediante el programa ERDAS Imagine a partir de puntos de control obtenidos en terreno e incluyendo un modelo de elevación digital local elaborado con las curvas de nivel digitales disponibles (cada 50 m).

4.3 Morfometría del estratovolcán y los conos monogenéticos

El estratovolcán Lonquimay tiene una altura de 2865 m s.n.m. El edificio volcánico tiene forma cónica (tronco de cono) levemente elongada en dirección $N70 \pm 5^\circ E$, un diámetro máximo de unos 7 km y la altura sobre su base varía entre 1115 y 1365 m con un promedio de 1228 m. Las pendientes de los flancos del estratovolcán son variables dada la asimetría de su forma pero la mayoría de los valores se encuentran en el intervalo comprendido entre 26 y 46° . Además, en su cima tiene un cráter prácticamente circular de 0,6 por 0,7 km de diámetro (Fig. 4.1).

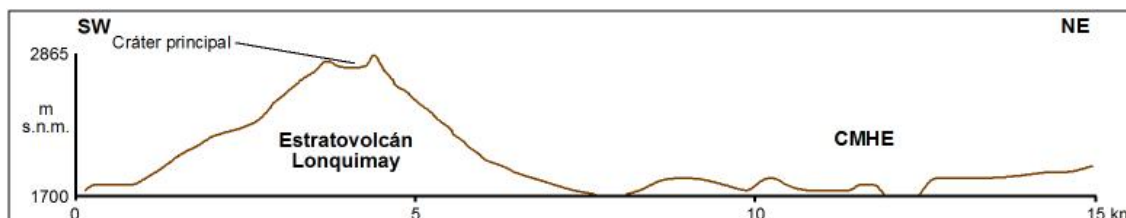


Figura 4.1. Perfil del volcán Lonquimay que muestra los principales rasgos morfológicos de este centro eruptivo.

Por su parte, los conos monogenéticos se caracterizan por una morfología generalmente elongada y asimétrica. Además, la mayoría de ellos no supera los 250 m de altura sobre su base, a excepción de Cono Navidad (Tabla IV-I). Además, las pendientes de sus flancos son variables y generalmente muy pronunciados los

diámetros, tanto basales como de los cráteres, resultan mayores en los conos de tobas ("tuff cone"; Wohletz y Sheridan, 1983) que en los conos de piroclastos.

Tabla IV-I. Características morfométricas de los principales conos monogenéticos holocenos del volcán Lonquimay. Db: diámetro de la base, Dc: diámetro del cráter, H_{max}: máxima altura s.n.m., H_{min}: mínima altura s.n.m., H_{cono}: altura absoluta del cono, a: cono de forma asimétrica y s: cono simétrico. El diámetro y la altura están en metros y la pendiente está en grados.

Unidad	Cono	Db	Dc	H _{max}	H _{min}	H _{cono}	Simetría	Pendiente
CMHW	Lolco	940	190	1350	1200	150	a	32-50
CMHW	La Holandesa	1280	900	1750	1550	200	a	14-44
CMHW	Laguna Verde	800		1700	1650	50	s	44-46
CMHE I	Cono de piroclastos	985	170	1900	1800	100	a	43-45
CMHE I	Canasto	785	550	2000	1900	100	a	50
CMHE I	Cono de tobas	1340	790	1850	1650	200	a	54
CMHE I	"Cono Rojizo"	820	185	1768	1550	218	a	20
CMHE III	Cono de tobas	1200	850	1745	1680	65	a	60
CMHE CN	Navidad	770	100	1900	1650	250	a	32-33

4.4 Área y volumen del edificio

El área sólo del cono del estratovolcán Lonquimay (o edificio volcánico), sin incluir las extensas coladas que se canalizan principalmente hacia el sur y este de este centro eruptivo, se estima en 30,55 km².

El volumen de los conos y volcanes (edificios volcánicos de forma cónica) tradicionalmente se ha estimado usando la fórmula geométrica del cono truncado, no obstante, las estimaciones volumétricas son más adecuadas y precisas utilizando los Sistemas de Información Geográfica (Rodríguez et al., 2010). Dado lo anterior, para la estimación del volumen del estratovolcán Lonquimay se ha digitalizado el borde del edificio volcánico sobre el modelo de elevación digital obtenido de las curvas de nivel cada 50 m, obteniéndose mediante el programa Surfer 8 un volumen de 59 km³. Por lo tanto, asumiendo que el edificio se construyó durante el Holoceno se estima una tasa eruptiva del orden de 0,57 km³ por siglo.

4.5 Estructuras

El volcán Lonquimay se localiza justo sobre la prolongación no exhumada de la traza de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) (Figs. 2.2 y 2.6). Además, a una escala más local es posible reconocer las alineaciones de los volcanes Tolguaca y

Lonquimay (NW-SE) y de este último volcán con varios conos monogenéticos que conforman una estructura de orientación NE-SW (Fig. 2.6). Dado lo anterior, se realizó el análisis de las estructuras a una escala regional (esencialmente lineamientos y fallas principales) con el objeto de identificar el patrón estructural del volcanismo.

La interpretación cartográfica de las estructuras (principalmente lineamientos) del área comprendida entre 37,5 y 39,0° de latitud sur se realizó a partir del modelo digital de terreno sombreado GTOPO30 (Datos Topográficos Globales) de la Administración Espacial y Aeronáutica Nacional (NASA, USA), visualizado mediante el programa TNT Mips (Fig. 4.2).

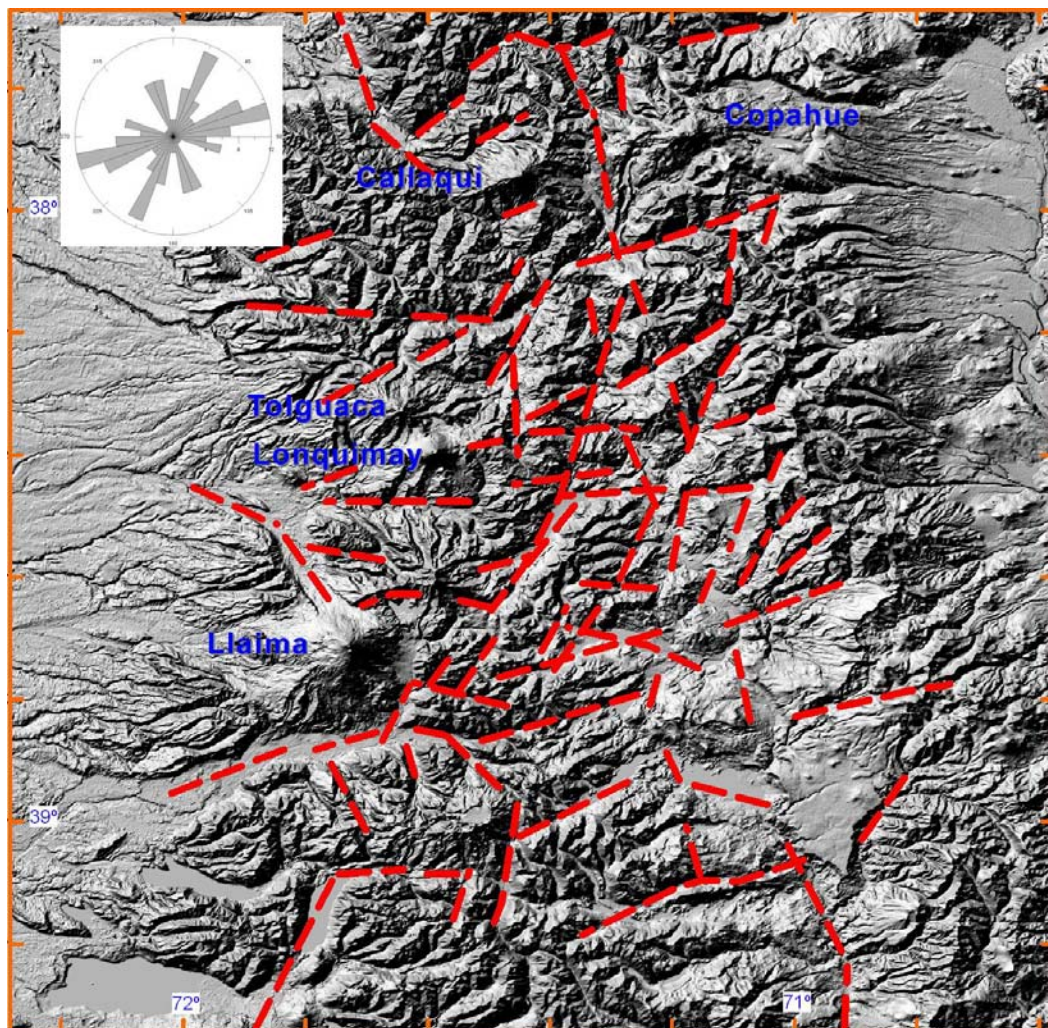


Figura 4.2. Modelo digital del terreno sombreado regional (coordenadas geográficas en grados, proyección WGS84 y una resolución de pixel de aproximadamente 73 m). En color rojo se han trazado los principales lineamientos y en el borde superior izquierdo aparece la proyección de las direcciones de los lineamientos.

Un rasgo común de la Cordillera Principal que incluye, de norte a sur, a los volcanes Copahue, Callaqui, Tolguaca, Lonquimay y Llaima, es que constituye un dominio que es afectado fuertemente por lo menos por tres conjuntos de direcciones estructurales principales: W-E, SW-NE y SE-NW (Fig. 4.2). Mientras que los dos últimos coinciden con las direcciones de las trazas de la ZFLO y el Sistema de Falla Bío Bío-Aluminé (SFBA), el primero lo constituyen estructuras que reacomodan los distintos bloques y tienden a limitar los centros eruptivos volcánicos cuaternarios (Fig. 4.2).

4.6 Estratigrafía

La estratigrafía del volcán Lonquimay fue elaborada a partir del reconocimiento y muestreo de las distintas coladas de lava en terreno, en conjunto con la interpretación de fotografías aéreas de escala 1:70.000 del año 1998 realizadas por el Servicio Aerofotométrico de la Fuerza Aérea de Chile (SAF), una fotografía a color ortorectificada a escala 1:30.000 (aproximadamente) proporcionada por el Sistema Nacional de Información Ambiental (SINIA) de la Comisión Nacional de Medio Ambiente (CONAMA) del Gobierno de Chile e imágenes satelitales disponibles en GoogleEarth del área de este centro eruptivo. Además, también fue posible obtener algunas fotos del volcán Lonquimay realizadas por el SAF a escalas 1:50.000 y 1:60.000 de los años 1961 y 1983, respectivamente.

La dificultad de establecer la estratigrafía del volcán Lonquimay radica principalmente en la configuración misma de este centro eruptivo. No corresponde a un estratovolcán clásico, sino que está conformado por un edificio principal (o estratovolcán Lonquimay) y varios conos monogenéticos algunos de los cuales tienen la categoría de conos parásitos dado que se han construido en las faldas del estratovolcán. Además, estos conos no constituyen un campo volcánico propiamente dicho donde cada cono se distribuye de forma aleatoria, sino que forman dos alineaciones subparalelas de orientación NE-SW. Lo anterior, ha obligado a separar las etapas del estratovolcán de aquellas que conforman las dos alineaciones de conos monogenéticos, siguiendo en parte la idea de Thiele et al. (1987).

4.6.1 Estratovolcán

El estratovolcán Lonquimay corresponde a un volcán de forma típica cónica truncada con un cráter principal en su cima ($38^{\circ}22'45,04''\text{S}$, $71^{\circ}35'24,51''\text{W}$ y (2756) m s.n.m.) de 0,65 por 0,52 km, ligeramente elíptico. De la misma manera, el edificio volcánico esta levemente elongado (6,60 por 5,73 km) en la dirección $\text{N}70\pm 5^{\circ}\text{E}$ y tiene una altura promedio superior a 1.000 m sobre el basamento.

La geología del estratovolcán se ha dividido en cuatro grandes unidades (Tabla IV-II) que representan las etapas evolutivas de este centro eruptivo (etapas I a IV). Dada la ausencia de dataciones radiométricas sólo se han utilizado las relaciones de contacto y los rasgos morfológicos para separar las distintas etapas. Además, el excelente estado de preservación del edificio volcánico permite asignarlo al Holoceno.

4.6.1.1 Etapa I

La Etapa I del estratovolcán Lonquimay esta constituida por una serie de remanentes de coladas de lava de tipo aa y de composición andesítica basáltica y basáltica (52-55% en peso de SiO_2). Las coladas se preservan en el flanco NW y norte del edificio volcánico a más de 3 km de su fuente y están superficialmente oxidadas y bastante meteorizadas. Además, tienen frentes que no superan los 2 m de potencia expuesta (Fig. 4.3) y son casi totalmente cubiertas por coladas de etapas posteriores. Finalmente, la característica morfológica más significativa de esta unidad es la ausencia de rasgos superficiales reconocibles, debido a su edad y a que se encuentran totalmente cubiertas por bosques de araucarias.

4.6.1.2 Etapa II

La Etapa II de la evolución del estratovolcán Lonquimay corresponde a una serie de coladas de lava de composición andesítica y andesítica basáltica (56-60% en peso de SiO_2) que constituyen gran parte del edificio volcánico y se distribuyen en el flanco norte, este y sur, alcanzando las mayores longitudes las distribuidas hacia el este de su fuente. Además, las coladas corresponden principalmente al tipo aa y en forma subordinada al tipo de bloques. La mayoría de ellas sólo preservan la

morfología lobular y carecen de las texturas de avance y los albardones. Asimismo, por lo general aparecen cubiertos por depósitos piroclásticos, principalmente de tamaño ceniza, pero también por material producto de la meteorización y depósitos producto del retrabajo por agua-nieve. En la parte NW, una colada de lava está erosionada y, además, está cubierta por un depósito lahárico. Sobre las coladas de lava suelen desarrollarse frondosos bosques de araucaria en las partes medias y distales. Estas coladas de lava están asociadas al cráter principal, sobreyacen a rocas pertenecientes a la Etapa I y son cubiertas por coladas asociadas a erupciones posteriores. Los espesores de los frentes son variables y por lo general no superan más de 4 m de potencia, debido en gran medida, a la erosión que han sufrido (Figs. 4.4a, b y c), aunque las coladas del flanco sur de esta etapa tienden a ser más potentes (Fig. 4.4a). Las coladas de lava de mayor longitud corresponden a las emplazadas en los flancos oeste y sur del estratovolcán, superando levemente unos 13,0 y 10,5 km, respectivamente.



Figura 4.3. Frente de casi 2 m de espesor de remanente de colada de lava de la Etapa I ubicada más al este de las que se emplazaron en el flanco norte del estratovolcán Lonquimay.

4.6.1.3 Etapa III

La Etapa III de la evolución del estratovolcán Lonquimay se caracteriza por estar conformada por una serie de coladas de lava bien preservadas, con sus lóbulos bien desarrollados y albardones y textura de avance bien definidas. Comprenden a rocas de composición andesítica y andesítica basáltica y subordinadamente basáltica (51% y 54-58% en peso de SiO_2) (Figs. 4.5a, b y c). El espesor y longitud de las

coladas son variables (entre 3,5 y 4,5 de potencia en los frentes), aspectos que dependen del tipo de colada: aa o de bloques. Por lo general, estas últimas tienen menos alcance y mayor espesor. Esta etapa cubre a rocas de la Etapa II y tienden a ser más largas que estas últimas. Otra diferencia con la unidad anterior es que las fuentes son principalmente conos adventicios en la falda del estratovolcán (Fig. 4.5d), aunque también algunas coladas, las de menor longitud, están asociadas al cráter principal. En las partes medias del estratovolcán son cubiertas por escasa vegetación pero en las partes distales son cubiertas por bosques. Aunque es asignada al Holoceno dado su excelente grado de preservación, rocas de esta etapa cubren a rocas del volcán Tolguaca que tienen una edad de referencia de 52.000 ± 20.000 años (datación K-Ar en roca total; Thiele et al., 1987). La longitud de estas coladas está circunscrita a las cercanías del edificio volcánico y supera levemente unos 4,5 y 6,1 km en los flancos NW y norte, respectivamente.

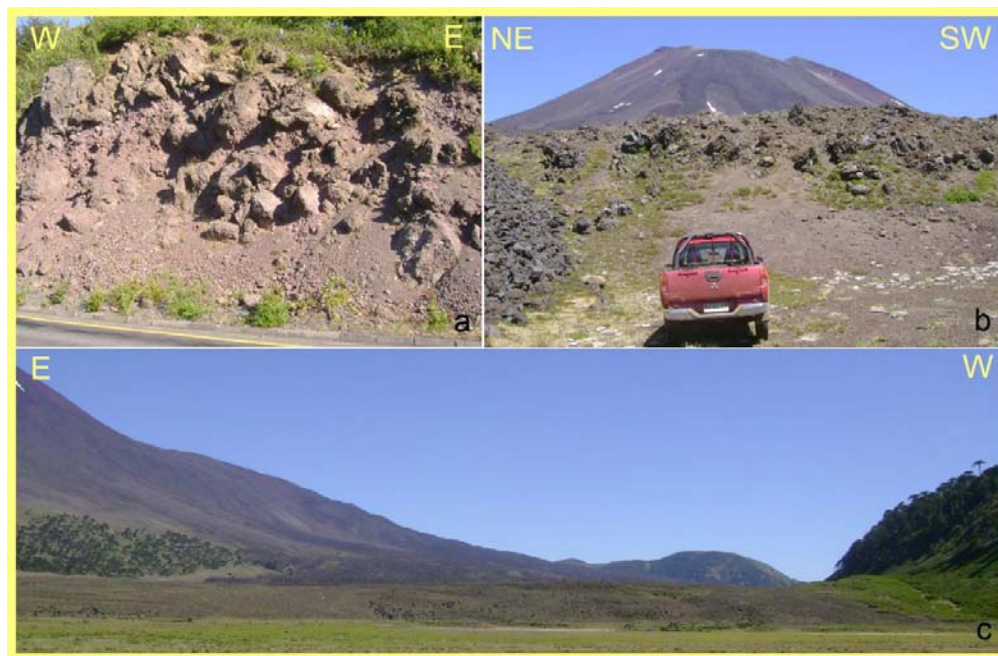


Figura 4.4. Distintas coladas de lava pertenecientes a la Etapa II del estratovolcán Lonquimay. a. Colada de lava (entre 4,5 a 6,0 m de espesor) al sur del edificio volcánico que es cortada por la carretera internacional que une las localidades Victoria (Chile) y Neuquén (Argentina) b. y c. Frentes con distintos grado de erosión de coladas de lava de la parte NW del estratovolcán de 2 y 4 m de espesor, respectivamente.

4.6.1.4 Etapa IV

La última etapa de evolución del estratovolcán está representada por una serie de coladas de lava emitidas desde el cráter principal y un cono adventicio en el flanco

norte (38°23'18,80"S, 71°37'53,32"W, 1804 m s.n.m.), además de coladas de lava de al menos 7 pequeños cráteres (el mayor tiene 220 m de diámetro) que conforman una fisura de 1,5 km de longitud que se ubica en el flanco este del estratovolcán en la prolongación de la CMHE.

Tabla IV-II. Resumen de la estratigrafía del volcán Lonquimay con las principales características de las distintas unidades que la constituyen.

Etapa	Estratovolcán	Conos Monogenéticos	
		CMHE	CMHW
IV	Coladas de lava andesítica basáltica (54 y 56% SiO ₂) de tipo bloque y aa emitidas desde el cráter principal, un cono adventicio (flanco norte) y una fisura (7 cráteres, flanco este) de 1,5 km de longitud.	Cono Navidad: Cono de piroclastos (años 1988-90) de 770 m de diámetro, 200 m de altura, con una colada de lava andesítica (58% SiO ₂) de tipo aa y de bloques de 10,9 km de alcance hacia NNE.	
III	Coladas de lava andesítica y andesítica basáltica y subordinadamente basáltica (51% y 54-58% SiO ₂) bien preservadas con los lóbulos bien desarrollados y albardones y frentes de avance bien definidos.	Cono de piroclasto con una colada de lava andesítica (58% SiO ₂) de 5,5 km que conserva los albardones y hacia la parte media y distal las estructuras de avance. Además de tres fuentes en el flanco NE del edificio volcánico. Un pequeño cono de piroclastos con una colada de lava de 1,9 km. Una fuente con una colada de lava andesítica (62% SiO ₂) de 4,9 km. Cráter y una colada de lava andesítica (58% SiO ₂) de 4,7 km de longitud y albardones bien conservados (fase 1) y una colada de lava dacítica (64% SiO ₂) de canal central que preserva las estructuras de avance (fase 2).	Laguna Verde: Cono de piroclastos de composición andesítico basáltico (55% SiO ₂) casi simétrico ubicado al SE del flanco del volcán Tolguaca.
II	Coladas de lava andesítica y andesítica basáltica (56-60% SiO ₂) de tipo aa (principalmente) y de bloques que forman gran parte del edificio volcánico en el flanco norte, este y sur. Preservan la morfología lobular pero carecen de las frentes de avance y los albardones.	Coladas de lava de dos fuentes ubicadas al SW y NE del Cono Navidad. Un cono adventicio de 245 m de diámetro con una colada de lava dacítica (64% SiO ₂) de unos 2,5 km hacia ENE de su fuente y dos conos de piroclastos con 3 cráteres de 525, 440 y 345 m de diámetro y cuatro pequeñas lavas-domo de composición andesítica y dacíticas (2 fases de 63 y 62% SiO ₂).	La Holandesa: Cono de tobas andesítico basáltico (53% SiO ₂) ligeramente alargado en dirección N-S con un diámetro máximo de 1280 m y un cráter interior circular de 260 m de diámetro al interior de un cráter externo parcialmente preservado de unos 900 m de diámetro.
I	Coladas de lava andesítica basálticas y basálticas (52-55% SiO ₂) de tipo aa superficialmente oxidadas y bastante meteorizadas que constituyen la parte basal del edificio volcánico (flanco NW y norte).	Seis conos (50-54% SiO ₂) ubicados a lo largo de los CMHE. Los diámetros de sus cráteres es variable: en el extremo SW de 170 y 295 m, en la parte media de 250 ("Cono Rojizo" con cráteres anidados de 80 y 230 m), 320 (cono elongado), 330 y 790 m (cono de tobas de cráter exterior casi circular y cráter interior de 590 m) y en el extremo NE de 550 m (Cerro Canasto). El "Cono Rojizo" tiene un remanente de una colada de lava que supera escasamente los 3 km de longitud distribuida hacia NE (sólo el frente de dos lóbulos) y el Cerro Canasto tiene una pequeña colada de lava de más de 400 m.	Lolco: Cono de piroclastos levemente alargado de 940 m de diámetro máximo con un cráter de 190 m de diámetro y 3 coladas de lava asociadas andesítica basáltica (54% SiO ₂) de alcance máximo mayor que 1,8 km.



Figura 4.5. a. y b. Frentes de colada de lava de la Etapa III de 3,5 y 4,5 m de espesor localizadas en el sector NW del estratovolcán. c. Frente de colada de lava asignada a la Etapa III de la evolución del estratovolcán de 4 m de espesor ubicada al norte del edificio volcánico d. Cono adventicio en el flanco norte del edificio fuente de la lava de la fotografía anterior (Fig. 4.4c).

Las coladas del flanco norte corresponden a coladas de tipo bloque y aa de composición andesítica basáltica (54 y 56% en peso de SiO_2) que conservan íntegramente sus albardones y frentes de colada, además de preservar algunas estructuras de avance. La máxima longitud de estas coladas supera los 2,9 km desde el cráter principal y corresponde a la colada de lava que se emplaza hacia el NNE de su fuente y su frente alcanza los 3 m de potencia (Fig. 4.6a), mientras que el

frente de espesor máximo supera los 10 m en una colada que se depositó hacia el NNW (Fig. 4.6b). Por otro lado, las coladas de lava del flanco este asociadas a la fisura son del tipo aa y tienen un alcance máximo que supera escasamente los 2 km.



Figura 4.6. Frentes de dos coladas de lava de bloques de la última etapa de evolución del estratovolcán Lonquimay (Etapa IV). a. Frente de 3 m de potencia de la colada de lava emplazada hacia el NNE. b. Más de 10 m del frente de la colada de lava emplazada hacia el NNW.

4.6.2 Conos Monogénéticos Holocenos

Asociadas espacial y temporalmente al estratovolcán Lonquimay existen dos alineaciones subparalelas de orientación SW-NE conformadas por varios conos monogénéticos asignados al Holoceno debido a su excelente estado de preservación y a la ausencia de rasgos de erosión glaciaria.

En el trabajo de Thiele et al. (1987) se agrupan a las dos alineaciones de conos monogénéticos en el Cordón Fisural Oriental y Cordón Fisural Occidental según su posición con respecto al volcán Lonquimay. No obstante, los conos monogénéticos no constituyen cordones propiamente dichos, sino que corresponden a conos aislados que se edifican en las rocas del sustrato que constituyen, en el caso de del Cordón Fisural Oriental un relieve positivo que tiene una forma alargada. Dado lo anterior, se han redefinido como los Conos Monogénéticos Holocenos del Oeste y Conos Monogénéticos Holocenos del Este (CMHW y CMHE, respectivamente). Además, estos conos, al parecer, se encuentran en la intersección de un lineamiento SW-NE asociado a la ZFLO y las estructuras E-W heredadas desde el Mioceno (Folguera et al., 2004).

4.6.2.1 CMHW

Los Conos Monogenéticos Holocenos del Oeste (CMHW) están constituidos por, al menos, tres conos monogenéticos (Lolco, La Holandesa y Laguna Verde) (Tabla IV-II) (Fig. 4.7) relacionados al estratovolcán Lonquimay que tienen una edad holocena inferida y conforman una alineación de orientación de $N63^{\circ} E$ de 18,9 km de longitud y 2,3 km de ancho. La posición geográfica de esta estructura respecto al estratovolcán (al NW de este centro eruptivo) le otorga en parte el nombre. Incluye además, en su extremo SW, al remanente de un cono adventicio del volcán Tolguaca (volcán Caracol).

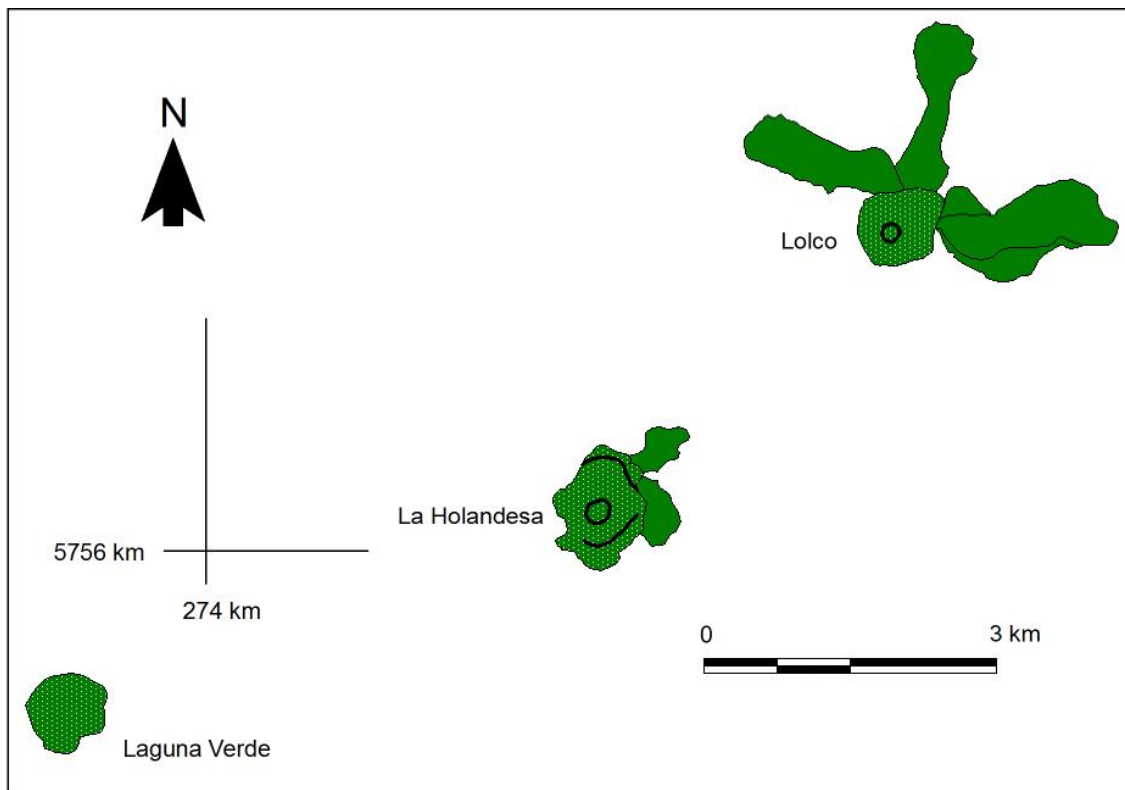


Figura 4.7. Mapa de distribución de los Conos Monogenéticos del Oeste (CMHW) (coordenadas UTM, Zona 19S y Datum Provisional Sudamericano de 1956).

4.6.2.1.1 Laguna Verde

El cono Laguna Verde ($38^{\circ}20'0,19''S$, $71^{\circ}36'12,26''W$ y 1734 m s.n.m.) corresponde a un cono de piroclastos de composición andesítico basáltico (55% en peso de sílice) (Figs. 4.7 y 4.8), prácticamente simétrico que cubre un área de $0,5 \text{ km}^2$. Tiene un diámetro máximo de 800 m y carece de cráter en su cima. Este cono se emplaza

en la límite SE del flanco del volcán Tolguaca y, por sus rasgos morfológicos, es posible correlacionarlo temporalmente con la unidad CMHE I.



Figura 4.8. Vista hacia el norte de parte de la cima del cono de piroclastos Laguna Verde. Se observan piroclastos escoriáceos color negro y predominantemente rojizo en la superficie.

4.6.2.1.2 La Holandesa

El cono La Holandesa ($38^{\circ}18'51,25''S$, $71^{\circ}32'27,91''W$ y 1628 m s.n.m.) corresponde a un cono de composición andesítica basáltica (53% en peso de SiO_2) ligeramente alargado en dirección N-S (Fig. 4.7) de un diámetro máximo de 1280 m. Aunque ha sido descrito previamente como un cono de piroclastos (Moreno y Gardeweg, 1989; González-Ferrán, 1995), sus características morfológicas indican una clara interacción agua-magma en su génesis y, por lo tanto, correspondería a un cono de tobas (“tuff cone”; Wohletz y Sheridan, 1983). Tiene un cráter interior de 260 m de diámetro bien preservado (Fig. 4.9) y un cráter externo parcialmente conservado de unos 900 m de diámetro. El área que cubre el cono alcanza $0,8 \text{ km}^2$ y los depósitos piroclásticos proximales asociados a este centro eruptivo se extienden sobre $0,3 \text{ km}^2$ (Fig. 4.7).

4.6.2.1.3 Lolco

El cono Lolco ($38^{\circ}17'22,57''S$, $71^{\circ}30'22,88''W$ y 1550(1305) m s.n.m.) corresponde a un cono de piroclastos y coladas de lava asociadas (Fig. 4.7) de composición andesítico basáltica (54% en peso de SiO_2). Este cono tiene una forma levemente alargada de diámetro máximo de 940 m bastante coincidente con la dirección de los CMHW ($N56^{\circ}E$) y posee un cráter en su cima de 190 m de diámetro. Las tres coladas de lava asociadas cubren un área de $2,6 \text{ km}^2$ y tiene un alcance máximo

mayor que 1,8 km, mientras que el cono sólo cubre una extensión superior a 0,5 km². Tanto el cono como las coladas de lava son cubiertas por vegetación nativa (principalmente araucarias) señalando que probablemente corresponde al más antiguo de los CMHW asociados al estratovolcán Lonquimay.



Figura 4.9. Vista hacia el NW de la parte NE del cráter interior del volcán La Holandesa (Fotografía de J.A. Naranjo).

4.6.2.2 CMHE

Los Conos Monogenéticos Holocenos del Este (CMHE) corresponden a una serie de centros de emisión alineados, principalmente conos de piroclastos y sus coladas de lava asociadas, que tienen una tendencia general de orientación N64°E (SW-NE) de más 10 km de longitud y más de 3 km ancho que se extiende desde el flanco este del estratovolcán Lonquimay hacia el NE hasta el Cerro Canasto. No obstante lo anterior, es posible extender esta estructura hasta el flanco SW del estratovolcán Lonquimay pudiendo descomponerla en dos lineamientos secundarios: N69°E en la parte SW y N51°E en la parte NE.

Los CMHE se han agrupado en cuatro unidades según sus relaciones de contacto y sus rasgos morfológicos (Tabla IV-II): CMHE I, CMHE II, CMHE III y CMHE CN. A diferencia de los CMHW la mayoría de los centros eruptivos de los CMHE carece de nombre a excepción de los conos de piroclastos de Cerro Canasto y Cono Navidad. Dado lo anterior, las diferentes fuentes de las distintas etapas de la

evolución se describen desde SW al NE. Otra diferencia significativa con respecto a los CMHW es que los centros eruptivos de los CMHE se edifican sobre un cordón montañoso preexistente conformado por rocas del basamento. Finalmente, una característica morfológica de los CMHE que dificultó la cartografía y el muestreo de las distintas fuentes, consiste en el manto de tefras indiferenciables originadas durante la última erupción (1988-90) y las precedentes que cubre los conos.

4.6.2.2.1 CMHE I

La Etapa I de los CMHE está constituida por seis conos de piroclastos preservados (Fig. 4.10) (Tabla IV-II), además de dos cráteres cuyos conos aparecen totalmente cubiertos por depósitos piroclásticos asociados a erupciones posteriores.

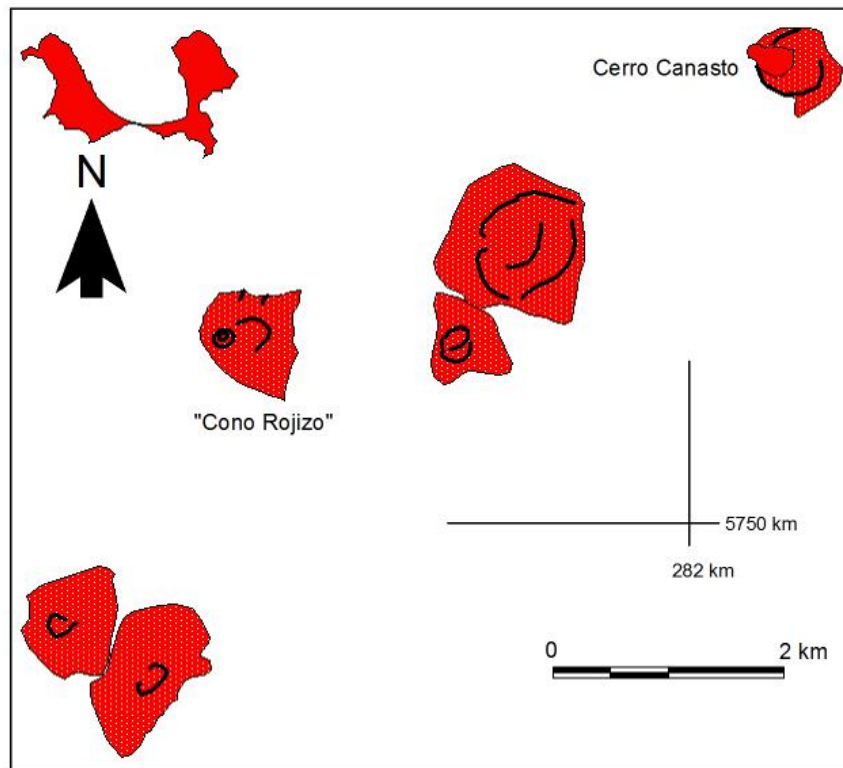


Figura 4.10. Mapa de distribución de los conos monogenéticos y lavas asociadas que constituyen la Etapa I de los CMHE (coordenadas UTM, Zona 19S y Datum Provisional Sudamericano de 1956).

En el extremo SW de esta unidad hay dos conos de piroclastos de composición andesítica basáltica (50% en peso de SiO_2), inmediatamente al este de la base del estratovolcán Lonquimay (Fig. 4.10), que cubren un área de 0,6 y 0,8 km^2 , respectivamente. Uno de los conos ($38^\circ 22' 45,06''\text{S}$, $71^\circ 33' 15,34''\text{W}$ y 1930 m

s.n.m.) tiene un cráter parcialmente abierto hacia el NE de 170 m de diámetro, mientras que el otro cono (38°22'58,48"S, 71°32'40,68"W y 1925 m s.n.m.) presenta un cráter elíptico de 295 m de diámetro abierto hacia el NW.

La parte media es representada por tres conos que cubren áreas cercanas a 0,60; 0,37 y 1,32 km² (Fig. 4.10). El primero de ellos, el "Cono Rojizo" (38°21'29,99"S, 71°32'7,09"W y 1765 m s.n.m.) corresponde a un cono de piroclastos que tiene tres cráteres anidados (Figs. 4.10 y 4.11) de 80, 185 y 250 m de diámetro en su cima y a partir de su base nace una colada de lava que supera ligeramente los 3 km de longitud, distribuida hacia NE de su fuente pero que es casi totalmente cubierta por coladas de las Etapas III y el Cono Navidad de los CMHE. El segundo corresponde a un pequeño cono de piroclastos (38°22'47,18"S, 71°32'38,04"W y 1881 m s.n.m.) parcialmente deformado por el crecimiento de conos posteriores (Fig. 4.10). Preserva un cráter central elíptico de 320 m de diámetro con el eje mayor subparalelo a la alineación de los CMHE, además de un cráter exterior al este del anterior de dimensiones similares (330 m de diámetro). Finalmente, un gran cono de tobas (38°20'55,08"S, 71°30'28,20"W y 1705 m s.n.m.) (Figs. 4.10 y 4.12) de composición andesítica basáltica (53% en peso de SiO₂) que tiene un gran cráter exterior casi circular de 790 m de diámetro anidado a un cráter interior de unos 590 m de diámetro (Fig. 4.10). En el borde interior SW de este cono se reconocen rocas estratificadas del sustrato (Fig. 4.12) que evidencian una alta explosividad en sus génesis, asociada muy probablemente a la interacción agua-magma.



Figura 4.11. Vista hacia el oeste del "Cono Rojizo" de los CMHE I cuya superficie es dominada por piroclastos escoriáceos de color rojizo y escasos de color negro. En el fondo se observan coladas de lava pertenecientes a los CMHE II y CN.



Figura 4.12. Vista hacia el SW de parte de un gran cono de tobas (“tuff cone”; Wohletz y Sheridan, 1983) de composición andesítica basáltica de la parte intermedia de los CMHE I. Se observan estratos de rocas del sustrato en la pared SW cráter exterior.

Finalmente, en el extremo NE de los CMHE se localiza el Cerro Canasto (38°20'5,13"S, 71°28'57,59"W y 2089 m s.n.m.) (Figs. 4.10 y 4.13) que corresponde a un cono de piroclastos de composición andesítica basáltica (54% en peso de SiO₂). El cono cubre un área de 0,32 km² y tiene un cráter de casi 550 m de diámetro (Fig. 4.13). Este cono tiene una pequeña colada de lava de la misma composición (53% en peso de SiO₂), de poco más de 400 m de longitud (Fig. 4.13) que cubre un área de 0,8 km².



Figura 4.13. Vista hacia el NNW de parte del Cerro Canasto. Se observa el borde del cráter y la colada de lava que nace desde el centro del cráter. El borde sur aparece cubierto por piroclastos escoriáceos fuertemente oxidados de color rojizo. Al fondo en el lado izquierdo se reconoce el volcán Callaqui.

4.6.2.2.2 Etapa II

La Etapa II de los CMHE está conformada por coladas de lava asociadas a dos fuentes principales localizadas al SW y NE del cono Navidad (Fig. 4.14).

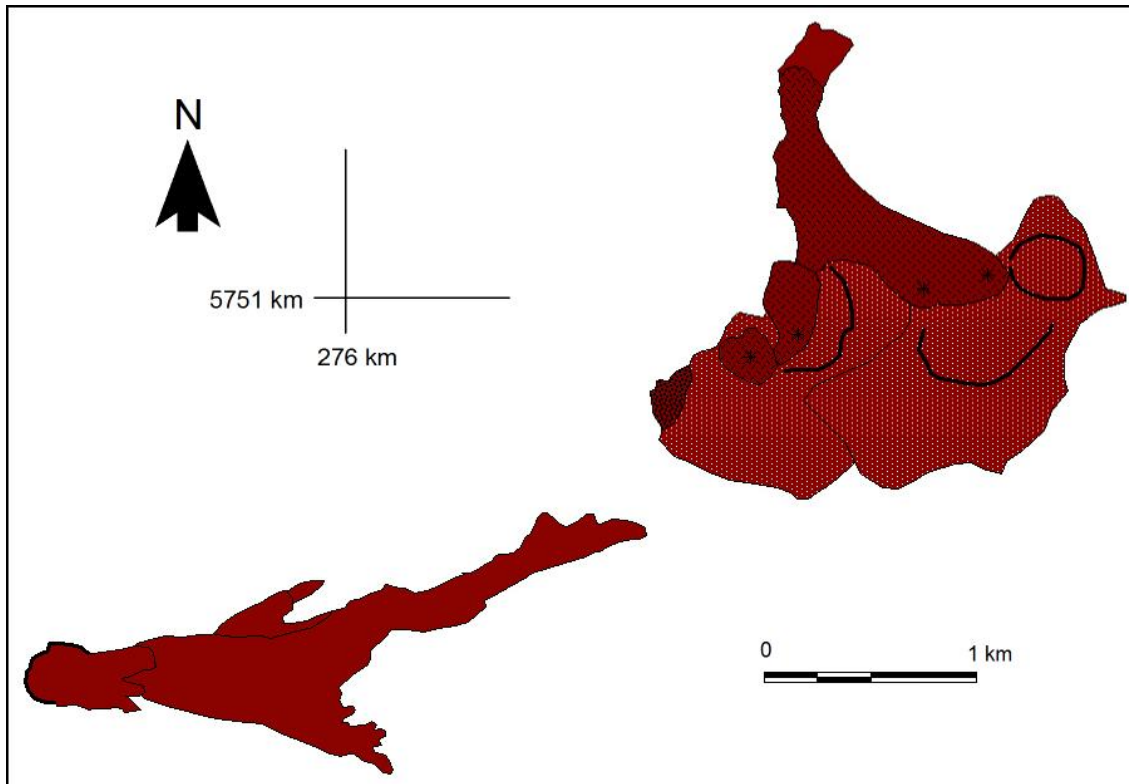


Figura 4.14. Mapa de distribución de la Etapa II de los CMHE (coordenadas UTM, Zona 19S y Datum Provisional Sudamericano de 1956).

Al sur del Cono Navidad e inmediatamente al este del cráter principal del estratovolcán Lonquimay, se localiza un cono adventicio ($38^{\circ}22'48,87''S$, $71^{\circ}34'55,81''W$ y 2654 m s.n.m.) de 245 m de diámetro abierto hacia el este (Fig. 4.14). El cono tiene asociada una colada de composición dacítica (64% en peso de SiO_2) que se extiende unos 2,5 km hacia ENE de su fuente (Fig. 4.14). Esta colada cubre un área de $0,8 \text{ km}^2$ y se ha asignado a la unidad CMHE II. Asimismo, al NE del Cono Navidad existen dos conos de piroclastos ($38^{\circ}21'54,97''S$, $71^{\circ}32'24,74''W$ y 1740 m s.n.m. y $38^{\circ}21'44,85''S$, $71^{\circ}31'39,90''W$ y 1852 m s.n.m., respectivamente) que tienen asociados cuatro lavas-domo de composición andesítica-dacítica (62-63% en peso de sílice) (Figs. 4.14 y 4.15), una de cuales aparece totalmente cubierta por piroclastos de la última erupción del volcán Lonquimay. Las lavas tienen un área de $0,7 \text{ km}^2$ y se estima que los conos cubren una superficie de $1,6 \text{ km}^2$ (Fig.

4.15). Además, los conos de piroclastos preservan tres cráteres de 525, 440 y 345 m de diámetro, este último y más pequeño es prácticamente circular, mientras que los dos primeros son abiertos al NE y NW, respectivamente. La erupción que dio origen a estas lavas-domo tiene dos fases, la primera de menor envergadura con la fuente más al SW y composición dacítica (63% en peso de sílice), mientras que la segunda de mayor volumen tiene una composición andesítica (62% en peso de sílice) cuya fuente se localiza inmediatamente al NE de la anterior (Fig. 4.14).



Figura 4.15. Vista hacia SW de las lava-domos de la unidad CMHE II. Detrás de estas lavas se reconoce al Cono Navidad y parte de la colada de lava asociada y, finalmente, al fondo aparece el estratovolcán Lonquimay.

4.6.2.2.3 Etapa III

La Etapa III de los CMHE esta constituida por un gran y aislado cono de piroclasto y su colada de lava asociada en la parte central de los CMHE, además de, tres fuentes adventicias con sus coladas asociadas localizadas en el flanco NE del estratovolcán Lonquimay (Fig. 4.16). Las tres fuentes corresponden, de base a techo, a un pequeño cono de piroclastos, a una fuente puntual carente de cráter y a una estructura de cráter abierta hacia NW. Todas las coladas de lava son cubiertas por la colada de lava de la erupción del Cono Navidad.

El gran cono de piroclastos se ubica aisladamente en la parte media de los CMHE (38°21'26,08"S, 71°31'16,86"W y 1738 m s.n.m.) (Figs. 4.16 y 4.17), abarcando un área de 0,89 km². Tiene un cráter externo semicircular de 850-900 m

de diámetro (el segundo mayor tamaño de los CMHE) y un cráter interno de 520 m de forma elongada en dirección NE-SW (Fig. 4.17). Además, presenta asociada una colada de lava de composición andesítica (58% en peso de SiO_2) distribuida hacia el NE que alcanza casi 5,5 km de longitud (Fig. 4.16). La colada preserva en excelente estado los albardones y hacia la parte media y distal las estructuras de avance. Esta colada ha sido asignada a un importante ciclo eruptivo del siglo XIX (años 1887-1889) en base a antecedentes de la cronología eruptiva del volcán Lonquimay, entre otras razones, por su excelente estado de conservación (Thiele et al., 1987; Moreno y Gardeweg, 1989). No obstante, las relaciones estratigráficas indican que corresponde a una de las erupciones más antiguas de las cuatro asignadas a esta unidad, aunque es evidente la proximidad temporal por el excelente estado de preservación de los rasgos morfológicos. Por último, se obtuvo una edad C14 de 200 ± 40 años AP (edad convencional) de una muestra de carbón recolectada de un árbol que fue alcanzado por la colada de lava, estableciendo de forma categórica que el cono y la colada asociada se habrían originado durante en el siglo XVIII.

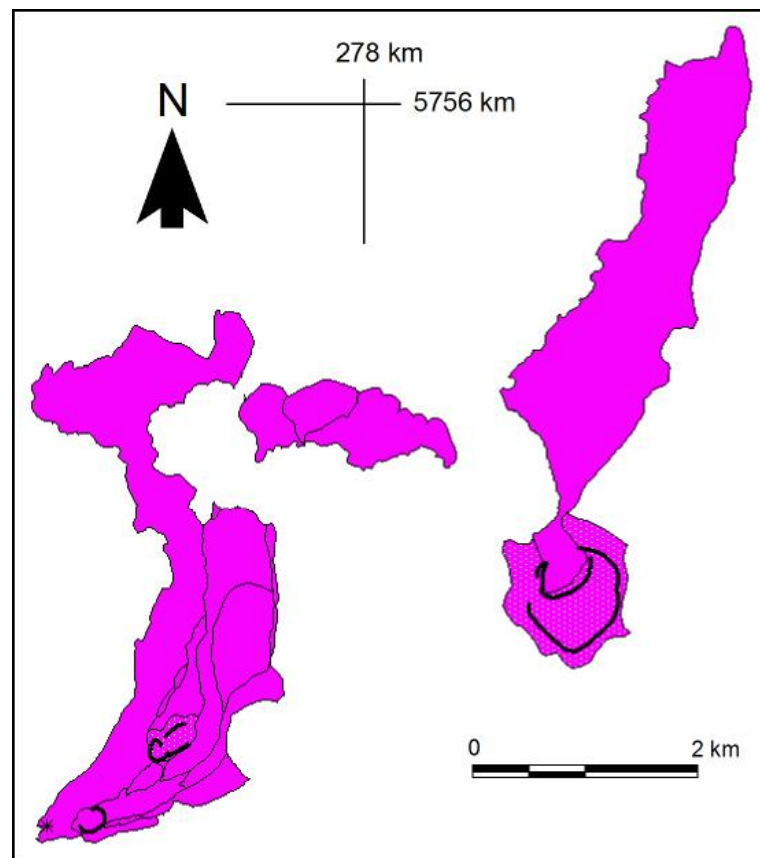


Figura 4.16. Mapa de distribución de las distintas fuentes y lavas asociadas que conforman la Etapa III de los CMHE (coordenadas UTM, Zona 19S y Datum Provisional Sudamericano de 1956).



Figura 4.17. Vista hacia el NNE de parte del cono mayor (el más al este) perteneciente a la Etapa III de los CMHE. Se observa el lugar por donde extruyó la lava (fuente) (Fotografía J.A. Naranjo).

El pequeño cono de piroclastos ($38^{\circ}22'7,98''S$, $71^{\circ}33'52,01''W$ y 1851 m s.n.m.) se ubica en el flanco NE del estratovolcán Lonquimay (Fig. 4.16), cubriendo un área de $0,13 \text{ km}^2$ (Fig. 4.18a) y tiene asociada una colada de lava de 1,9 km longitud que está casi totalmente cubierta por coladas posteriores. Sobre estos piroclastos y la colada, se deposita una colada de lava de composición andesítica (62% en peso de sílice) de 4,9 km de longitud que no preserva su cráter pero se asume una fuente puntual ($38^{\circ}22'33,39''S$, $71^{\circ}34'39,92''W$ y 2391 m s.n.m.) (Fig. 4.16). Encima de esta, se emplaza unas coladas de lava de composición andesítica y dacítica de 4,7 km de longitud que nace desde un cráter ($38^{\circ}22'29,71''S$, $71^{\circ}34'16,59''W$ y 2107 m s.n.m.) de 240 m de diámetro (Fig. 4.16) que probablemente corresponda la erupción del siglo XIX. Esta erupción tiene al menos dos etapas bien diferenciadas: la primera que tiene 64% en peso de sílice representadas por lavas laterales con albardones bien conservados (Fig. 4.18b), mientras que la segunda que tiene un 58% en peso de sílice es representada por la colada de lava de canal central que preserva las estructuras de avance.

4.6.2.2.4 Cono Navidad

El Cono Navidad de los CMHE corresponde a un cono de piroclastos, el Cono Navidad en sentido geográfico ($38^{\circ}22'8,79''S$, $71^{\circ}33'9,05''W$ y 1900 m s.n.m.), y la

colada de lava asociada que se originaron en el último y bien documentado ciclo eruptivo de 1988-1990 que se extendió por trece meses (Moreno y Gardeweg, 1989; González-Ferrán et al., 1989; Naranjo et al., 1992). El cono de composición andesítica (58% en peso de SiO_2) tiene 770 m de diámetro, alcanza unos 200 m sobre su base (Figs. 4.19a y 4.19b), cubre un área de $0,38 \text{ km}^2$, tiene un cráter interior de más de 180 m de diámetro y otro externo de 360 m de diámetro abierto hacia el NE (Fig. 4.19a). La colada de lava (Fig. 4.19c), también de composición andesítica (57% en peso de SiO_2), tiene una potencia en su frente de 55 m (Naranjo et al., 1992) (Fig. 4.19d) y un alcance superior a 10,9 km. Se emplazó hacia el NE de su fuente, rellenando en parte el valle del Río Lolco y cubriendo un área de más de 10 km^2 . Dado su reciente origen, la colada conserva de forma nítida los albardones (al menos cuatro durante su evolución), estructuras de avance y la morfología de su canal central.

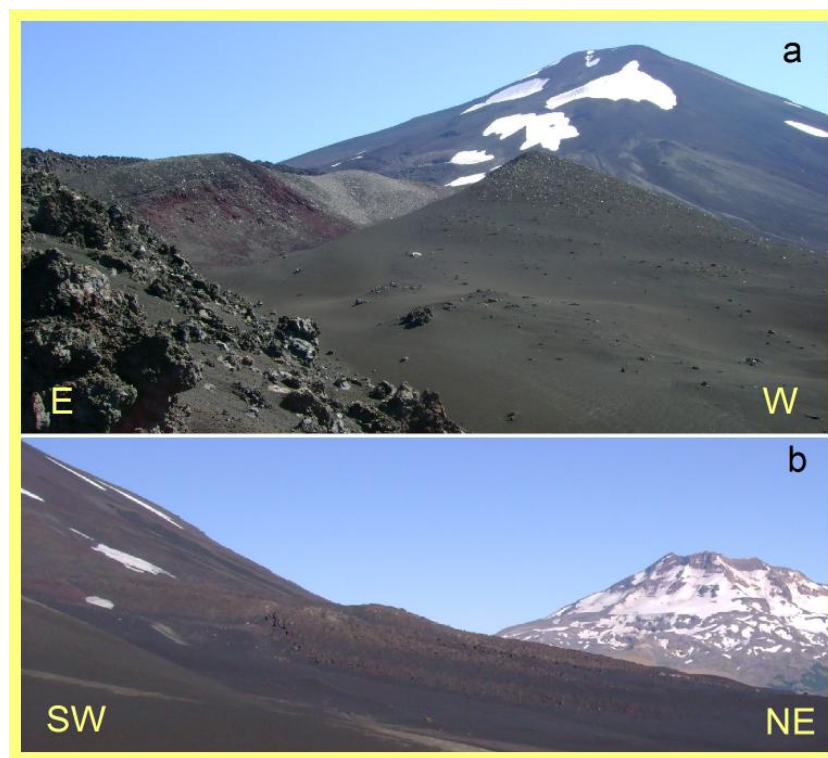


Figura 4.18. a. Vista hacia el SW del cono de piroclastos del flanco NE de los CMHE III del estratovolcán Lonquimay. En primer plano se observan las coladas de lava de la primera fase de la erupción posterior de esta misma unidad. b. Detalle de la colada de lava lateral. Al fondo izquierdo se observa parte del volcán Tolguaca.

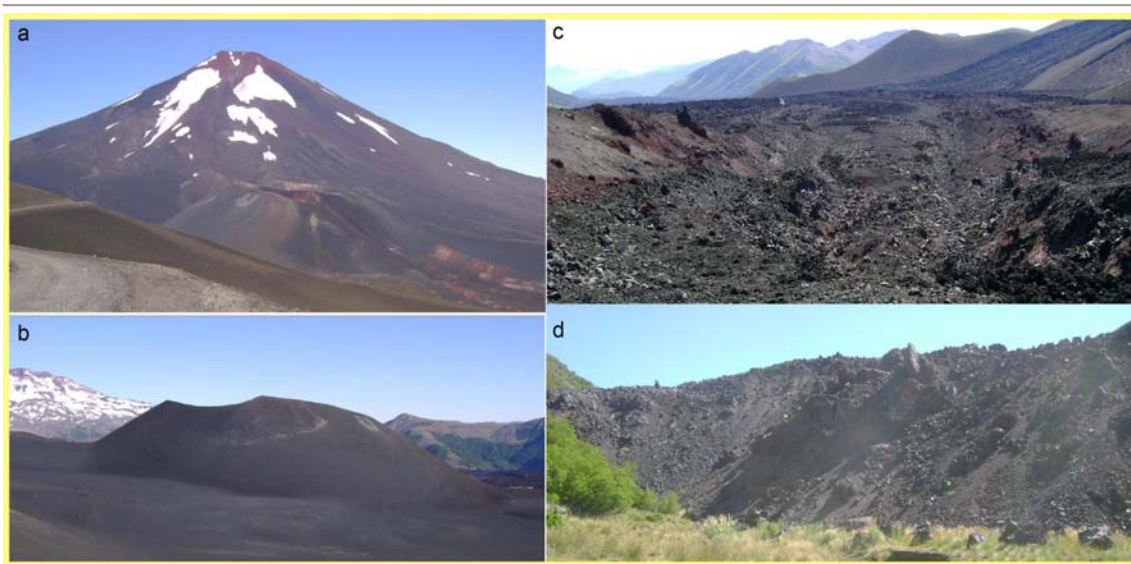


Figura 4.19. a. Vista desde el este del Cono Navidad. b. Vista desde el NE, en la traza de alineación entre el estratovolcán Lonquimay y el Cono Navidad. c. Vista hacia el norte del canal central de la colada de lava asociada al Cono Navidad. d. Frente de la colada de lava asociada al Cono Navidad en el valle del Río Lolco.

4.6.3 Edad

El volcán Lonquimay se ha asignado al Holoceno debido al excelente estado de preservación de los rasgos morfológicos del edificio volcánico y la ausencia de depósitos morrénicos sobre sus flancos. No obstante, la ausencia de dataciones radiométricas para sustentar la configuración propuesta de la estratigrafía del volcán Lonquimay se debe principalmente a la ausencia de material vegetal carbonizado bajo las coladas de lavas pero también a lo relativamente reciente de este centro eruptivo. A pesar de lo anterior, existen algunos antecedentes que entregan información relevante en este sentido. En primer lugar, coladas de lava del estratovolcán Lonquimay cubren a rocas del vecino volcán Tolguaca que tiene una datación K-Ar en roca total con una edad de referencia de 52 ± 20 ka (Thiele et al., 1987). Asimismo, las coladas de lava más jóvenes de este centro eruptivo tienen una edad máxima de 7.750 ± 80 AP (Polanco, 1998; Naranjo et al., 1999) y, por lo tanto, habrían sido contemporáneas con la construcción del estratovolcán Lonquimay. No obstante, la sugerencia indirecta más fuerte proviene de un estudio del volcanismo explosivo asociado al volcán Lonquimay, donde se obtuvieron unas 20 dataciones de C14 de edades no calibradas de entre 10.200 y 190 años AP (Polanco, 1998; Naranjo et al., 2000; Polanco et al., 2000). Además, la edad más joven obtenida (190 años AP) es de un depósito de flujo piroclástico que cubre a una

de las coladas de lava del flanco sur (Etapa II) que son cortadas por la actual carretera que une las localidades de Victoria y Neuquén (en Chile y Argentina, respectivamente). Finalmente, en el presente trabajo se obtuvo una edad C14 (edad convencional no calibrada) de 200 ± 40 años AP (coordenadas UTM E 281078 m y N 5755413 m) en un árbol carbonizado que fue alcanzado por la colada de lava asociada a la Etapa III (junto al cono desde donde se origina) que erróneamente ha sido asignada al ciclo eruptivo del siglo XIX (1887-90).

4.6.4 Relaciones estratigráficas y correlación morfológica

Los rasgos morfológicos de los conos monogenéticos de ambas alineaciones (Fig. 8.4) son muy similares y parecen indicar contemporaneidad. El aspecto superficial del cono de piroclastos Laguna Verde de los CMHW es bastante similar al del “Cono Rojizo” de los CMHE. Asimismo, las coladas de lava pertenecientes a las unidades II y III del estratovolcán son cubiertas por las coladas de lava pertenecientes a la Unidad III de los CMHE. Además, la colada de lava que se emplaza hacia el norte perteneciente a la Unidad II del estratovolcán tiene rasgos morfológicos mejor preservados que la única colada de lava remanente de la Unidad I de los CMHE, por lo cual esta última es relativamente más antigua.

Capítulo 5

Petrografía

5.1 Introducción

La petrografía de las rocas volcánicas es fundamental para comprender la dinámica de los procesos a los que han sido expuestos los magmas que las originan desde las profundidades hasta su almacenamiento y posterior extrusión. El análisis petrográfico permite, por un lado, identificar las fases minerales que conforman una asociación en equilibrio (asociación mineral) y reconocer el como se ordenan estas fases (por ejemplo, ciertas texturas pueden señalar temporalidad entre los minerales). Además, identificar texturas de desequilibrio en los minerales reconocidos (por ejemplo, texturas seriadas y de zonación en plagioclasas y texturas esquelética en olivinos, coexistencia de plagioclasas euhedrales y otras con intensa textura de cedazo), bastante común en este tipo de rocas, son la clave para entender la dinámica de la evolución que han sufrido estos magmas.

La petrografía de las rocas del volcán Lonquimay ha sido establecida a partir del estudio de 43 láminas delgadas de rocas muestreadas en coladas de lava, 26 de las cuales fueron elaboradas en el Servicio de Lámina Prima de la Facultad de Geología de la Universidad de Barcelona, mientras que el resto fueron facilitadas por el Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile.

5.2 Estratovolcán

Las rocas pertenecientes al estratovolcán Lonquimay son vesiculares a microvesiculares con un predominio de las rocas de textura afanítica (Tabla V-I) y escaso contenido de fenocristales (inferior al 10% en volumen pero predominantemente menor que 5%). La asociación mineral común para estas rocas corresponde a plagioclasa-olivino±clinopiroxeno-óxidos de Fe-Ti (Tabla V-I). La matriz de estas rocas está constituida por las mismas fases minerales y predomina la textura hialopilítica aunque la textura pilotaxítica también se reconoce localmente.

5.2.1 Etapa I

Las rocas de la Etapa I del estratovolcán Lonquimay son predominantemente microvesiculares y porfídicas y se caracterizan por tener textura traquítica (Tabla V-I) aunque con escasos fenocristales aislados o formando glomérulos. La asociación mineral corresponde a plagioclasa-olivino \pm clinopiroxeno-óxidos de Fe-Ti. La matriz se caracteriza por presentar texturas pilotaxítica e hialopilítica con abundantes microlitos de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti y microcristales de olivino \pm piroxeno. En una de las rocas de esta etapa se ha reconocido la coexistencia de vidrios de distinta vesicularidad y color (muestra LOP18).

La plagioclasa es la fase más abundante y común de las rocas volcánicas de los Andes y, en particular, del volcán Lonquimay. Asimismo, la zonación corresponde a una de las texturas más común en algunas fases minerales de las rocas del volcán Lonquimay (en especial en cristales de plagioclasa). Esta textura es indicativa de una reacción no homogénea durante la cristalización e indica principalmente variaciones en la composición y estructura del cristal (Hibbard, 1995), la cual puede ser producida por cambios en la composición química, temperatura y/o presión en la cámara magmática e incluso la incorporación de volátiles. La zonación normal corresponde a la variación composicional desde el centro hacia al borde del cristal desde una componente de alta a baja temperatura y, por el contrario, la zonación inversa es la variación composicional desde el centro al borde del cristal de una componente de baja a alta temperatura (MacKenzie et al., 1996).

Los fenocristales de plagioclasa de la Etapa I comúnmente tienen forma subhedral. Algunos tienen textura de cedazo y otros presentan textura de zonación oscilatoria (Tabla VI-I). Por su parte, la plagioclasa en la matriz es abundante como microlitos de forma tabular.

El olivino como fenocristales tiene forma subhedral y anhedral (Tabla VI-I), los cuales algunas veces, presentan textura esquelética (muestra LOP2). Mientras que en la matriz aparece siempre como microcristales de forma equidimensional.

Tabla V-I. Características petrográficas de las muestras estudiadas pertenecientes a las distintas etapas del estratovolcán Lonquimay. pl: plagioclasa, ol: olivino, cpx, clinopiroxeno, px: piroxeno, ox: óxido de Fe-Ti (minerales opacos), ap: apatito y osc: oscilatoria.

Unidad	Muestra	Textura roca					Asociación mineral	Fenocristales												Matriz					
		porfídica	afanítica	glomerofídica	traquítica	vesicular		microvesicular	pl						cpx			ol			ox		texturas		microlitos
									euhedral	subhedral	anhedral	seriada	zonación osc	de cedazo	euhedral	subhedral	anhedral	euhedral	subhedral	anhedral	esquelético	euhedral	subhedral	anhedral	
L IV	LOP45 LOP18	x x	x x	x x	x x	x x	pl>ol>>cpx-ox pl-ol-cpx±ox	x x	x x	x x	x x	x x	x x	x x	x x	x x	x x	x x	x x	x x	x x	pl-ox>>ol-px pl>ox>ol>px			
L III	BB115C BB125 BB121 BB120 LOP17 LOP44 LOP6 LOP47 LOP48	x x x x x x x x x	x x x x x x x x x	x x x x x x x x x	x x x x x x x x x	x x x x x x x x x	pl-cpx-ox pl>>ol>>ox>cpx pl-ol-ox pl-ol-ox±cpx pl>ol>ox pl-ol-ox pl-ol-ox pl-ol-ox pl-ol-ox	x x x x x x x x x	x x x x x x x x x	x x x x x x x x x	x x x x x x x x x	x x x x x x x x x	x x x x x x x x x	x x x x x x x x x	x x x x x x x x x	x x x x x x x x x	x x x x x x x x x	x x x x x x x x x	x x x x x x x x x	x x x x x x x x x	pl-ox>>ol-px pl-ox>>ol pl-ol>>px-ox pl-ol>>px-ox pl-ol>px-ox pl-ox>>ol pl-ox>>ol pl-ol-ox pl-ol-ox				
L II	BB114A BB119 LOP41 LOP42 LOP46 BB122B LOP3	x x x x x x x	x x x x x x x	x x x x x x x	x x x x x x x	x x x x x x x	pl-ol-ox pl-ol±cpx-ox pl>>ol>ox pl-ol-ox-cpx pl-ol-ox-cpx pl>ol>cpx-ox pl-ol-ox	x x x x x x x	x x x x x x x	x x x x x x x	x x x x x x x	x x x x x x x	x x x x x x x	x x x x x x x	x x x x x x x	x x x x x x x	x x x x x x x	x x x x x x x	x x x x x x x	pl-ox>>ol-px pl-ox>>px-ol pl-ox>>ol-px pl-ox-px-ol pl-ol-ox-px pl-ox>>ol-px pl-ox>>ol					
L I	LOP15 BB122A LOP19 LOP2	x x x x	x x x x	x x x x	x x x x	x x x x	pl-ol pl-ol-ox pl-ol-ox pl-ol±cpx-ox	x x x x	x x x x	x x x x	x x x x	x x x x	x x x x	x x x x	x x x x	x x x x	x x x x	x x x x	x x x x	x x x x	pl-ol-ox ox-pl-ol ox>pl-ol-px pl>ox>>ol>px				

El piroxeno esta presente escasamente como fenocristal de clinopiroxeno aislado de forma anhedral (muestra BB122A) o constituyendo glomérulos de fenocristales (muestra LOP2), algunos de los cuales están maclados y tienen inclusiones de óxidos de Fe-Ti (Fig. 5.1a). También como microcristales de piroxeno (principalmente de clinopiroxeno) formando verdaderos anillos alrededor de fenocristales de olivino. Por su parte, en la matriz aparece como microcristales inmersos en vidrio de color pardo (LOP19 y LOP2) (Tabla V-I).

Los óxidos de Fe-Ti comúnmente corresponden a cristales aislados de forma principalmente subhedral a anhedral (Tabla V-I) o formando glomérulos. También aparecen como microcristales incluidos en las otras fases minerales.

El apatito, el único mineral accesorio reconocido, aparece como microcristales alargados incluidos en algunos fenocristales de olivino y plagioclasa.

5.2.2 Etapa II

Las rocas de la Etapa II del estratovolcán se caracterizan por ser vesiculares a microvesiculares y presentar texturas afanítica y porfídica (Tabla V-I) con escaso contenido de fenocristales. Además, la mayoría de las rocas tienen textura traquítica y glomerofídica (Tabla V-I). La asociación mineral esta constituida por plagioclasa-olivino±clinopiroxeno-óxidos de Fe-Ti (Tabla V-I). Asimismo, la matriz de las rocas de la Etapa II está constituida por los mismos minerales y presentan una textura hialopíltica predominante y, en algunos casos o parcialmente, textura traquítica (Tabla V-I). También, se han reconocido enclaves de entrecrecimiento de plagioclasa-olivino-óxidos de Fe-Ti (Fig. 5.1c) inmersos en vidrio de color pardo (Fig. 5.1b). En algunas de las rocas pertenecientes a esta etapa se ha reconocido la coexistencia de dos vidrios de distinta vesicularidad y color (muestras LOP41, LOP46 y LOP3).

La plagioclasa es abundante como microlitos en la matriz, mientras que como fenocristales a pesar de ser la fase mineral más abundante como tal es comúnmente escasa. Predominan los fenocristales aislados de forma subhedral y anhedral (Tabla V-I) de distinto tamaño (textura seriada) pero también formando glomérulos (textura

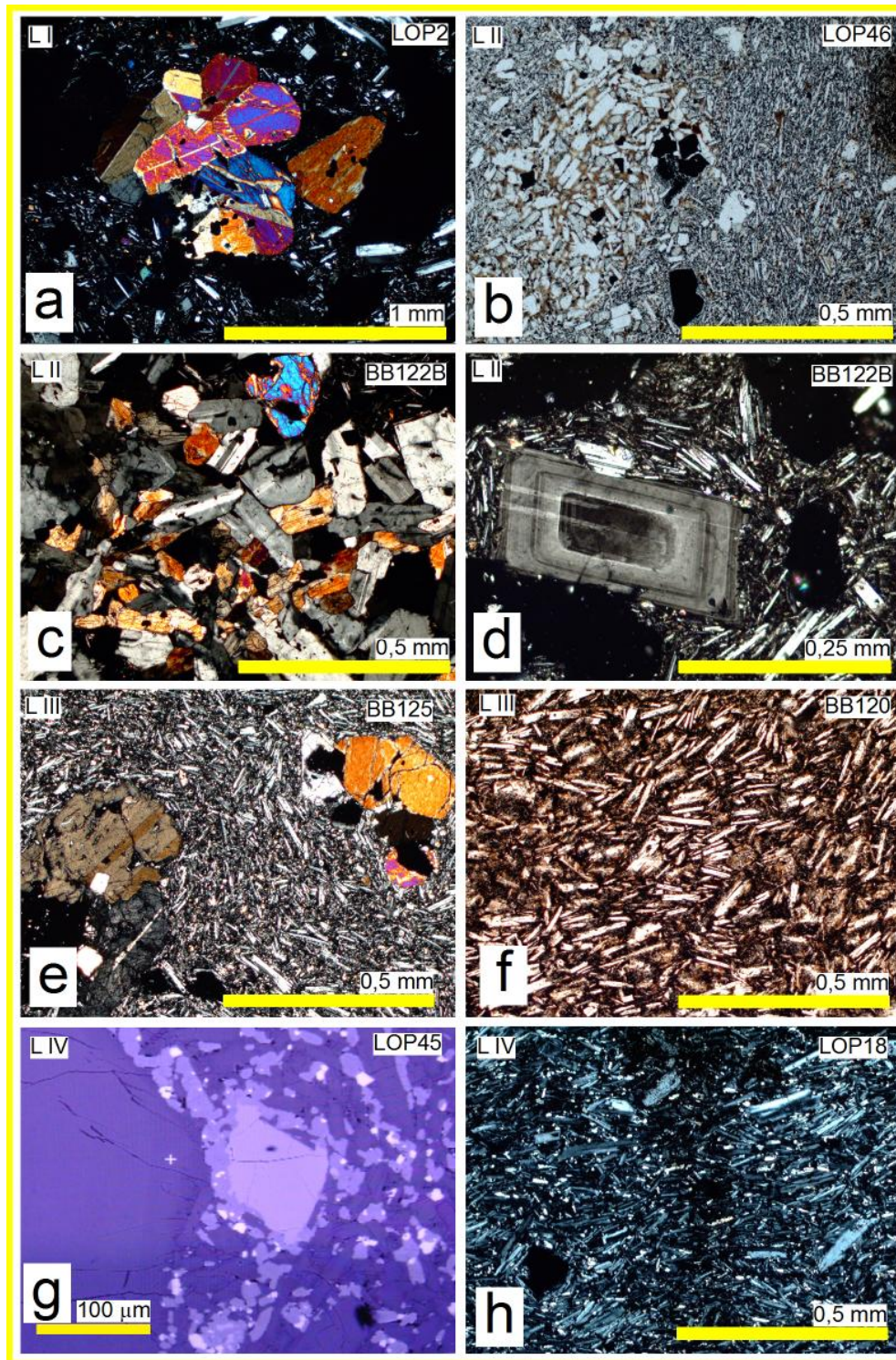


Figura 5.1. Fotografías de láminas delgadas seleccionadas de muestras del estratovolcán Lonquimay que representan distintas características de los minerales y texturas reconocidas. a. Glomérulo de cpx-óxidos de Fe-Ti. Algunos presentan macla y la mayoría de los fenocristales están medianamente reabsorbidos (nícoles cruzados). b. Enclave de entrecrecimiento de pl-ol-óxidos de Fe-Ti inmersos en vidrio de color pardo (nícoles paralelos). c. Enclave de entrecrecimiento de pl-cpx-ol-óxidos de Fe-Ti (nícoles cruzados). d. Fenocristal de plagioclasa fresco con bordes levemente reabsorbidos y textura de zonación oscilatoria (nícoles cruzados). e. Dos glomérulos de cpx y ol (nícoles cruzados). f. Texturas hialopilitica y traquítica (nícoles paralelos). g. Microcristal de ol rodeados de cpx de la matriz (imagen BSE, Detector de Retrodispersión de Electrones en microsonda electrónica). h. Texturas pilotaxítica y traquítica (nícoles cruzados). pl: plagioclasa, ol: olivino, cpx: clinopiroxeno y ap: apatito.

glomerofídica) junto a las otras fases minerales. Es bastante común la ocurrencia de fenocristales con textura de cedazo y zonación oscilatoria (Fig. 5.1d) (Tabla V-I).

El olivino aparece como microcristales equidimensionales inmersos en la matriz y como fenocristales subhedrales y anhedrales aislados (Tabla V-I) y formando glomérulos junto con plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. Además, algunos fenocristales presentan textura esquelética (Tabla V-I).

El piroxeno es la fase mineral menos abundante de las reconocidas en las rocas de la Etapa II. Cuando está presente lo es como microcristales en la matriz y rodeando a fenocristales de olivino y como fenocristales de clinopiroxeno de forma comúnmente subhedral (Tabla V-I) formando glomérulos o como cristales aislados.

Los óxidos de Fe-Ti por lo general son muy abundantes en la matriz de las rocas pertenecientes a esta etapa (Fig. 5.1b). No obstante, como fenocristales son comúnmente escasos como cristales aislados de forma euhedral a anhedral (Tabla V-I) o constituyendo glomérulos junto a los otros minerales. También se reconocen microcristales de óxidos de Fe-Ti incluidos en algunos fenocristales de olivino.

El mineral accesorio reconocido en algunas rocas pertenecientes a la Etapa II corresponde al apatito (muestras BB119 y LOP41), el cual se presenta como escasos microcristales alargados incluidos principalmente en fenocristales de plagioclasa.

5.2.3 Etapa III

Las rocas pertenecientes a la Etapa III del estratovolcán Lonquimay varían de vesiculares a microvesiculares y presentan texturas afanítica y porfídica (Tabla V-I) con escasos fenocristales que comúnmente conforman glomérulos (Fig. 5.1e). La asociación mineral corresponde a plagioclasa-olivino±clinopiroxeno-óxidos de Fe-Ti (Tabla V-I). La matriz de las rocas, por su parte, tiene textura hialopilítica dominante (Fig. 5.1f) aunque en algunos casos o, localmente, presenta textura pilotaxítica (Tabla V-I). Además, se han reconocido vidrios con distinta vesicularidad y color en algunas rocas pertenecientes a esta etapa (muestras LOP6 y LOP44).

La plagioclasa es el mineral más abundante de la Etapa III y tiene principalmente forma subhedral a anhedral como fenocristales. La mayoría de las rocas presentan algunos fenocristales con zonación oscilatoria y textura de cedazo (Tabla V-I). Por su parte, en la matriz está conformada por microlitos de distintos tamaño de forma subhedral predominante.

El olivino es la segunda fase mineral más abundante de las rocas de la Etapa III del estratovolcán Lonquimay. En la matriz se presenta como microcristales inmersos en vidrio color pardo (Fig. 5.1f), mientras que como fenocristales tienen formas anhedral y subhedral (Tabla V-I) con textura de reabsorción. Comúnmente conforman glomérulos (Fig. 5.1e) junto al resto de fases minerales. Algunas rocas tienen fenocristales de olivino con textura esquelética.

El piroxeno aparece en las rocas pertenecientes a la Etapa III comúnmente como microcristales en la matriz y formando un borde alrededor de los fenocristales de olivino, no obstante como fenocristales es un mineral escaso y corresponde a clinopiroxeno presente sólo en algunas de sus rocas (muestras BB115C, BB125 y BB120). Los fenocristales de clinopiroxeno tienen forma dominante anhedral aunque también hay subhedrales (Tabla V-I) formando glomérulos (Fig. 5.1e) o como cristales aislados.

Los óxidos de Fe-Ti son abundantes como microcristales en la matriz de las rocas de la Etapa III. No obstante, son escasos como cristales aislados de forma euhedral a anhedral (Tabla V-I) y formando glomérulos junto a los otros minerales presentes en las rocas de esta etapa. Además, también aparece como microcristales incluidos en fenocristales de olivino.

El apatito se presenta como escasos microcristales alargados incluidos en fenocristales principalmente de olivino y plagioclasa.

5.2.4 Etapa IV

Las rocas de la Etapa IV del estratovolcán Lonquimay presentan texturas vesicular a microvesicular, porfídica y afanítica con escasos fenocristales que conforman algunos glomérulos (Tabla V-I). La asociación mineral común corresponde a

plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti (Tabla V-I). Asimismo, la matriz tiene las mismas fases minerales constituidas de abundantes microlitos de plagioclasa y microcristales de óxidos de Fe-Ti y menor proporción de microcristales de olivino y piroxeno inmersos en vidrio color pardo oscuro y negro con textura hialopilitica y parcialmente traquítica (Fig. 5.1h) (Tabla V-I). Se han reconocido enclaves porfídicos de plagioclasa-piroxenos±óxidos de Fe-Ti (muestra LOP45) y coexistencia de vidrios de distinta vesicularidad y color (muestra LOP18).

Los fenocristales de plagioclasa de las rocas de la Etapa IV del estratovolcán son la fase mineral más abundante y predominantemente tienen forma subhedral. Se caracterizan por presentar texturas seriada y de cedazo (Tabla V-I). Algunos fenocristales tienen textura de zonación oscilatoria (muestra LOP45). Por lo general, estas últimas tienen inclusiones de vidrio. La matriz, por su parte, está constituida por abundantes microlitos de forma tabular.

El olivino corresponde a la segunda fase mineral más abundante después de la plagioclasa. Como fenocristal se caracteriza por sus formas subhedral y anhedral (Tabla V-I) comúnmente con inclusiones de óxidos de Fe-Ti. Además, algunos fenocristales de olivino tienen textura esquelética (Tabla V-I). Por su parte, en la matriz constituyen microcristales equidimensionales.

El clinopiroxeno, la fase mineral menos abundantes de las tres, normalmente aparece como fenocristal de forma subhedral y anhedral aislado (Tabla V-I) o formando glomérulos. En la matriz es común que forme un borde de microcristales alrededor de fenocristales de olivino (Fig. 5.1g).

Los óxidos de Fe-Ti de las rocas de la Etapa IV del estratovolcán Lonquimay aparecen comúnmente como microcristales incluidos en fenocristales de las otras fases minerales y se caracterizan por ser abundantes en la matriz. También aparecen como cristales normalmente subhedrales y anhedrales aislados (Fig. 5.1h) (Tabla V-I) o formando glomérulos junto a otras fases minerales.

Como mineral accesorio se han reconocido escasos microcristales alargados de apatito incluidos en fenocristales de plagioclasa y olivino principalmente.

5.3 Conos Monogenéticos Holocenos

Las rocas de los conos monogenéticos del Holoceno (CMHW y CMHE) se caracterizan por presentar principalmente texturas afanítica y vesicular a microvesicular con escasos fenocristales (por lo general inferior a 10% en volumen pero predominantemente inferior al 5%) comúnmente con texturas de reabsorción y formando glomérulos. La fase mineral más abundante corresponde a la plagioclasa y, en segundo orden, el olivino. La asociación mineral está constituida por plagioclasa-olivino \pm clinopiroxeno-óxidos de Fe-Ti. Por su parte, la matriz se caracteriza por abundantes microlitos de plagioclasa y microcristales de óxidos de Fe-Ti y cantidades variables de olivino y piroxeno inmersos en vidrio color pardo pálido, pardo oscuro y negro, con una textura hialopilítica dominante (Tabla V-II).

5.3.1 CMHE

Las características petrográficas de las rocas muestreadas de los CMHE son bastante similares. Las rocas se caracterizan por presentar principalmente texturas afanítica y vesicular con escasos fenocristales de plagioclasa-olivino \pm clinopiroxeno-óxidos de Fe-Ti (Tabla V-II). La matriz, por lo general, está constituida por la misma asociación mineral con textura hialopilítica y, en algunos casos o localmente, textura pilotaxítica (Tabla V-II).

5.3.1.1 Etapa I

La característica común de las rocas de los CMHE I es que tienen textura afanítica (Tabla V-II) con escasos fenocristales de plagioclasa-olivino \pm clinopiroxeno-óxidos de Fe-Ti. La matriz presenta textura hialopilítica y, en algunos casos, pilotaxítica y está constituida por microlitos de plagioclasa y microcristales de plagioclasa-olivino \pm piroxeno-óxidos de Fe-Ti (Tabla V-II).

Los fenocristales de plagioclasa de la Etapa I de los CMHE son principalmente de forma subhedral (Tabla V-II) con bordes reabsorbidos e

inclusiones vítreas. En la matriz la plagioclasa aparece como abundantes microlitos inmersos en vidrio color pardo oscuro y negro.

El olivino de los CMHE I siempre aparece como microcristales equidimensionales en la matriz. No obstante, como fenocristal no siempre está presente y corresponde al segundo mineral más abundante. Normalmente los fenocristales de olivino tienen forma subhedral (Tabla V-II) y presentan inclusiones de microcristales de óxidos de Fe-Ti.

El piroxeno de la Etapa I de los CMHE (esencialmente clinopiroxeno) se presenta usualmente como fenocristales de forma subhedral (Tabla V-II), con texturas de reabsorción y algunos con inclusiones de microcristales de óxidos de Fe-Ti. Además, microcristales de piroxeno son comunes en la matriz y, en algunos casos, rodeando fenocristales de olivino.

Los óxidos de Fe-Ti de los CMHE I son escasos como cristales aislados, normalmente, de forma subhedral a anhedral (Tabla V-II) pero tienen la característica de ser abundantes como microcristales inmersos en la matriz. Asimismo, aparecen comúnmente como inclusión en otras fases minerales (principalmente fenocristales de olivino).

El apatito es bastante escaso y sólo se reconoce como microcristales incluidos principalmente en fenocristales de plagioclasa y olivino pertenecientes a algunas rocas de la Etapa I de los CMHE.

5.3.1.2 Etapa II

La Etapa II de los CMHE también se caracteriza por rocas afaníticas con escasos fenocristales de plagioclasa-olivino-óxidos de Fe-Ti y, en el caso de la muestra BB131 con la presencia también de clinopiroxeno (Tabla V-II). La matriz tiene la misma asociación mineral y predomina la textura hialopilítica (Figs. 5.2a y 5.2b).

La plagioclasa de los CMHE II está siempre presente como microlito en la matriz (Figs. 5.2a y 5.2b) y como fenocristal aparece comúnmente de forma subhedral con bordes levemente reabsorbidos. Algunos fenocristales de plagioclasa

presentan textura de zonación oscilatoria e inclusiones de microcristales de apatito (Fig. 5.2a), mientras que otras tienen textura de cedazo.

El olivino aparece siempre como microcristales en la matriz de las rocas de la Etapa II de los CMHE. No obstante, como fenocristal normalmente tiene forma subhedral (Tabla V-II) y, en algunos casos, tiene un anillo de oxidación e inclusiones de microcristales de óxidos de Fe-Ti (Fig. 5.2b).

El clinopiroxeno sólo se reconoce escasamente como fenocristal en la muestra BB131 de los CMHE II, tiene forma subhedral (Tabla V-II) y tiene bordes reabsorvidos, sin embargo, en la matriz aparece como microcristales prácticamente equidimensionales y es común formando un anillo alrededor de fenocristales de olivino.

Los óxidos de Fe-Ti son abundantes como microcristales en la matriz de las rocas de la Etapa II de los CMHE y también son comunes como inclusión mineral dentro de fenocristales de olivino y plagioclasa. No obstante, esta fase mineral es escasa como cristales aislados de formas euhedrales a anhedrales (Tabla V-II) que normalmente constituyen glomérulos.

El apatito solo se ha reconocido en muestra BB130 de los CMHE II y, comúnmente se encuentra como microcristales alargados incluidos dentro de fenocristales de plagioclasa y olivino.

5.3.1.3 Etapa III

La Etapa III de los CMHE está constituida por rocas de texturas vesicular, afanítica y porfídica con escasos fenocristales de plagioclasa-olivino±clinopiroxeno-óxidos de Fe-Ti aislados y formando glomérulos (Tabla V-II). La matriz está conformada por los mismos minerales inmersos en vidrio color pardo con una textura hialopílica predominante (Fig. 5.2e) (Tabla V-II). Además, se ha reconocido la coexistencia de vidrios de distinto color y vesicularidad.

Los fenocristales de plagioclasa de la Etapa III de los CMHE están comúnmente reabsorbidos y tienen una forma subhedral predominante (Tabla V-II).

Tabla V-II. Características petrográficas de las muestras pertenecientes a los CMHW y CMHE. pl: plagioclasa, ol: olivino, cpx, clinopiroxeno, px: piroxeno, ox: óxido de Fe-Ti (minerales opacos) ap: apatito.

Unidad	Muestra	Textura roca					Asociación mineral	Fenocristales												Matriz					
		porfídica	afanítica	glomerofídica	traquítica	vesicular		microvesicular	pl					cpx			ol			ox			texturas		microlitos
									euhedral	subhedral	anhedral	seriada	Zonación osc de cedazo	euhedral	subhedral	anhedral	euhedral	subhedral	anhedral	esquelético	euhedral	subhedral	anhedral	pilotaxítica	
CMHW	BB42	x	x		x	x	pl-ol>>cpx±ox			x	x	x	x			x		x	x	x		x		pl-px-ol-ox	
	BB43A	x	x	x		x	pl>ox>ol														x	x		pl-px-ol-ox	
	BB43B	x				x	ox-pl	x													x	x		pl-ox>>ol-px	
	LOP43	x		x		x	pl-ol-ox														x	x		pl-ol-px-ox	
CMHE CN	LOP34	x	x				pl-ox-ol	x				x	x			x		x	x	x		x		pl-ol-ox-px	
CMHE III	BB129	x	x		x		pl-ol-ox		x	x		x	x					x	x	x		x		pl-ol-px-ox	
	LOP36	x	x	x		x	pl-ol-ox	x	x		x	x					x	x	x	x	x	x	pl-px-ol-ox		
	LOP35	x	x				pl-ol-ox		x	x	x	x	x					x	x	x		x		pl-ox>>ol	
	LOP21	x		x		x	pl-cpx-ol±ox					x	x	x								x		pl-ox>>ol-px	
	BB133	x		x	x	x	x	pl-cpx-ol-ox		x	x		x		x	x		x	x	x	x	x		pl-ox-ol-px	
	LOP39	x		x		x	x	pl-cpx-ol-ox	x	x		x	x		x			x	x	x		x		pl>>ox>>ol-px	
CMHE II	LOP20	x	x	x			pl-ol-cpx-ox		x	x	x	x		x	x		x	x	x	x	x	x	pl-ox>>ol-px		
	BB130	x	x	x		x	pl-ol-ox		x	x	x	x	x		x			x	x	x		x		pl-ol-ox-px	
	LOP40	x	x	x		x	pl-ol-ox		x	x	x	x					x	x	x		x		pl>>ox-ol		
	BB131	x		x		x	pl-ol-ox±cpx	x	x			x	x	x	x			x	x	x	x	x		pl-ox-ol-px	
CMHE I	BB7	x	x	x	x	x	pl-ol-ox					x	x							x		x		pl-ox>>ol	
	LOP33	x		x	x	x	pl-ol-ox±cpx		x	x	x	x					x	x	x	x	x	x	pl-ox>>ol-px		
	BB132A	x			x		pl-ol-cpx-ox								x	x					x	x		pl>>ox-ol-px	
	LOP31A	x	x		x		pl-cpx-ox					x	x	x		x						x	x		pl-ox>>px-ol
	LOP31B	x				x	pl	x	x	x	x											x		pl-ol-ox	
LOP32	x		x		x	pl-ol		x	x	x							x	x			x		pl-ol-ox		

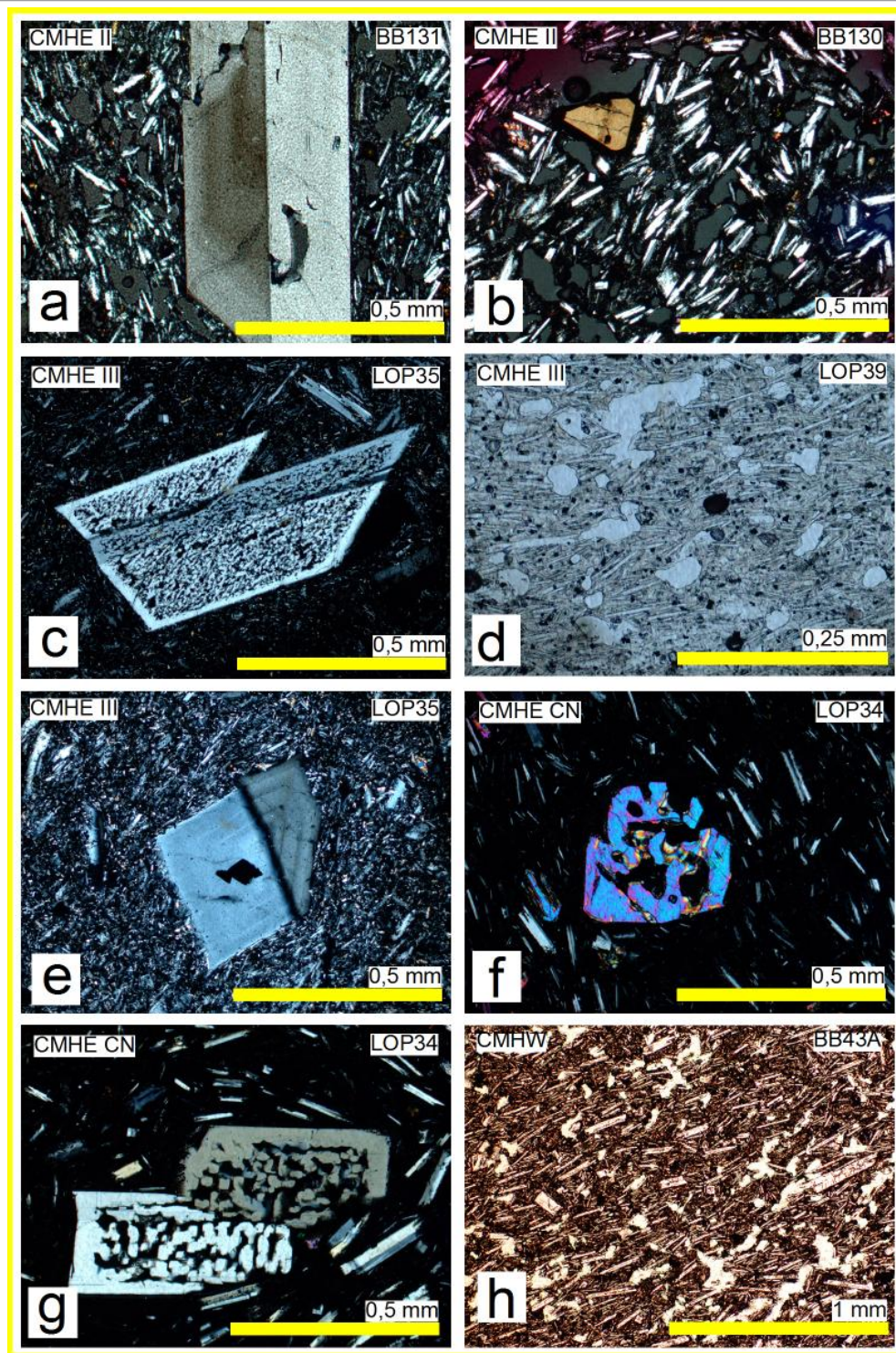


Figura 5.2. Fotografías de láminas delgadas de muestras seleccionadas de los conos monogenéticos del Holoceno del volcán Lonquimay. a. Fenocristal de pl con textura de zonación e inclusión de un microcristal de ap (nícoles cruzados). b. Fenocristal de ol con borde oxidado en una matriz con abundantes vesículas redondeadas (nícoles cruzados). c. Cristal de pl fuertemente reabsorbido con textura de cedazo y delgado borde sobrecrecido (nícoles cruzados). d. Textura microvesicular de la matriz (nícoles paralelos). e. Fenocristal de ol con textura de zonación e inclusión de óxidos de Fe-Ti en el núcleo (nícoles cruzados). f. Fenocristal de olivino con textura esquelética (nícoles cruzados). g. pl con textura de cedazo y grueso borde intacto (nícoles cruzados). h. Texturas traquítica y microvesicular de la matriz (nícoles paralelos). pl: plagioclasa, ol: olivino, cpx: clinopiroxeno y ap: apatito.

Algunos fenocristales tienen textura de zonación oscilatoria (Fig. 5.2e), mientras que otros presentan textura de cedazo, generalmente con bordes sobrecrecidos (Fig. 5.2c). Aparecen como cristales aislados (Figs. 5.2c y 5.2e) o formando parte de glomérulos junto a las otras fases minerales. También, abundantes microlitos de plagioclasa de tamaño variable forman parte de la matriz (Fig. 5.2e).

El olivino es el segundo mineral más abundante después de la plagioclasa en las rocas de la Etapa III de los CMHE. Los fenocristales de olivino se caracterizan por tener formas subhedral predominante (Tabla V-II) y comúnmente presentan inclusiones de microcristales de óxidos de Fe-Ti. Algunas rocas tienen fenocristales con textura esquelética (muestras LOP20, LOP39, BB133, LOP35 y BB129). Se encuentra como fenocristales aislados aunque es más común que constituya glomérulos junto al resto de las fases minerales. Microcristales de olivino son normalmente abundantes constituyendo parte de la matriz.

El piroxeno en las rocas de la Etapa III de los CMHE aparece escasamente como fenocristal, comúnmente tiene textura de reabsorción y forma subhedral (Tabla V-II) formando parte de glomérulos o como cristal aislado. En la matriz, por su parte, se presenta como microcristales y comúnmente rodeando a los fenocristales de olivino.

Los óxidos de Fe-Ti son escasos como cristales aislados de forma euhedral a anhedral (Tabla V-II) y comúnmente forma glomérulos con las demás fases minerales presentes. Por el contrario, son abundantes como microcristales que constituyen la matriz (Fig. 5.2d) y como inclusiones principalmente dentro de fenocristales de olivino y plagioclasa (Fig. 5.2e) y, en algunos casos, de clinopiroxeno.

El apatito es un mineral accesorio que se reconoce en casi todas las rocas de la Etapa III de los CMHE como microcristales alargados dentro de fenocristales principalmente de plagioclasa y olivino.

5.3.1.4 Cono Navidad

Las rocas del Cono Navidad (CMHE CN) se caracterizan por una textura afanítica donde los escasos fenocristales, algunos de los cuales constituyen glomérulos (textura glomerofídica). La asociación mineral de estas rocas corresponde a plagioclasa-olivino-óxidos de Fe-Ti y la matriz presenta textura hialopilítica (Tabla V-II).

La plagioclasa corresponde a la fase mineral más abundante. En la matriz está conformada por microlitos de distintos tamaños que tiene forma principalmente tabular. Como fenocristal aparece normalmente con textura de reabsorción y de forma subhedral dominante (Tabla V-II). Algunas de las plagioclasa presentan textura de cedazo (Tabla V-II) con bordes intactos (Fig. 5.2g) e inclusiones de vidrio. Asimismo, se reconocen algunas con textura de zonación oscilatoria.

El olivino es abundante como microcristales en la matriz siendo escaso como fenocristal con textura de reabsorción y, generalmente, tiene formas anhedral a subhedral (Tabla V-II). Algunos fenocristales de olivino tienen textura esquelética (Fig. 5.2h) y otros presenta inclusiones de óxidos de Fe-Ti.

Los óxidos de Fe-Ti se reconocen principalmente como microcristales de forma subhedral a anhedral (Tabla V-II) que forman parte de la matriz o como inclusión en fenocristales de olivino.

El único mineral accesorio corresponde a escasos microcristales individuales de apatito de forma alargada que se han reconocido incluidos dentro de fenocristales de plagioclasa.

5.3.2 CMHW

La plagioclasa corresponde a la fase mineral más abundante en las rocas de los CMHW, como fenocristal y como microlito inmerso en la matriz (Fig. 5.2h). Como fenocristal se presenta tanto en cristales aislados como formando glomérulos con otras fases minerales. Por lo general, tiene formas tabulares con texturas de

reabsorción y es bastante común la presencia de más de una familia de plagioclasa (textura seriada). Asimismo, comúnmente se observa la coexistencia de plagioclasas con textura de reabsorción intensa (textura de cedazo) e inclusiones de vidrio y fenocristales de plagioclasa de formas euhedral y subhedral prácticamente intactos. Además, es posible reconocer algunos fenocristales con textura de zonación oscilatoria (Tabla V-II). Por su parte, como microlito aparece de formas tabular, alargada y acicular, comúnmente coexistiendo en distintos tamaños (Fig. 5.2h).

El olivino es la segunda fase mineral (como fenocristal y microcristales en la matriz) más abundante en las rocas de los CMHW. Por lo común, los fenocristales de olivino tienen forma subhedral e inclusiones de óxidos de Fe-Ti. También aparece como fenocristales aislados y formando glomérulos (principalmente de olivino-óxidos de Fe-Ti). Algunos fenocristales de olivino tienen una textura esquelética típica de magma que se enfría muy rápido por contacto con agua o hielo. En la matriz los olivinos están siempre presentes principalmente como microcristales equidimensionales.

El piroxeno es la fase mineral menos abundante y no siempre está presente. Los fenocristales (clinopiroxeno principalmente) normalmente tienen formas anhedral a subhedral (Tabla V-II) con textura de reabsorción intensa a media, mientras que en la matriz aparecen como microcristales inmersos en el vidrio o formando un borde en los fenocristales de olivino.

Los óxidos de Fe-Ti (o minerales opacos) aparecen en la mayoría de las rocas de los CMHW como cristales aislados o formando parte de glomérulos con formas que varían de anhedral a euhedral (Tabla V-II). También es común como microcristales incluidos en otras fases minerales (principalmente en fenocristales de olivino). No obstante, son significativamente abundantes como microcristales inmersos en la matriz.

El único mineral accesorio que ha sido reconocido en las rocas de los CMHW corresponde a microcristales tabulares o finamente alargados de apatito que aparecen incluidos principalmente en fenocristales de olivino y plagioclasa.

Capítulo 6

Geoquímica

6.1 Introducción

Se seleccionaron 50 muestras de roca, principalmente de coladas de lava, para representar las distintas unidades que conforman la estratigrafía del volcán Lonquimay. Estas muestras fueron analizadas en los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Barcelona mediante las técnicas de FRX para los elementos mayores y FRX, ICP-OES e ICP-MS para los elementos trazas, incluyendo las tierras raras (REE).

6.2 Elementos mayoritarios

Los elementos mayoritarios analizados corresponden a SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 (Fe total expresado como Fe^{3+}), MnO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O y P_2O_5 (Apéndice 3). Las rocas del volcán Lonquimay se caracterizan por un contenido de sílice y Al_2O_3 de 49,8 a 64,1% y 15,8 a 20,7% en peso, respectivamente (Apéndice 3), además de, un bajo contenido de MgO (0,7 a 4,9% en peso). Asimismo, el contenido de K_2O varía entre 0,4 y 1,5% en peso (Apéndice 3). Estas rocas tienen un bajo contenido de volátiles, tal como muestra la pérdida por calcinación o LOI (principalmente H_2O y CO_2), consistente con la ausencia de alteración en las rocas. En muchos casos se presenta una ganancia de peso durante la calcinación (GOI) que es debido a la captura de oxígeno por la oxidación de Fe^{2+} a Fe^{3+} durante este análisis.

6.2.1 Clasificación de las rocas

La Subcomisión de Sistemáticas de Rocas Ígneas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas recomienda utilizar el diagrama de álcalis totales contra sílice (diagrama TAS) para la clasificación de rocas volcánicas (Le Maitre et al. 1989; 2002). Este diagrama fue propuesto por primera vez por Zanettin (1984) y, posteriormente por Le Bas et al. (1986). Para realizar la representación de los resultados de los análisis químicos se deben recalcular los datos a condiciones

anhidras (Zanettin, 1984; Le Bas et al., 1986; Le Maitre et al., 1989; 2002; Rollinson, 1993).

Las muestras del volcán Lonquimay, tanto de coladas de lavas como piroclastos, corresponden a basaltos, andesitas basálticas, andesitas, traquiandesitas, traquidacitas y una traquiandesita basáltica de afinidad subalcalina (Fig. 6.1a) y según el contenido de K_2O permite clasificarlas como una serie calcoalcalina de contenido medio de potasio (Fig. 6.2). Asimismo, las etapas I a IV del volcán Lonquimay corresponden principalmente a andesitas basálticas y subordinadamente a andesitas, basaltos y una traquiandesita (Fig. 6.1b). Por su parte, los Conos Monogenéticos Holocenos del Este (CMHE) están constituidos por andesitas basálticas, traquiandesitas, andesitas, traquidacitas, un basalto y un traquiandesita basáltica (Fig. 6.1d), mientras que los Conos Monogenéticos Holocenos del Oeste son sólo andesitas basálticas (Fig. 6.1c) y los Depósitos Piroclásticos Holocenos están representados por andesitas, una traquiandesita y un basalto (Fig. 6.1c).

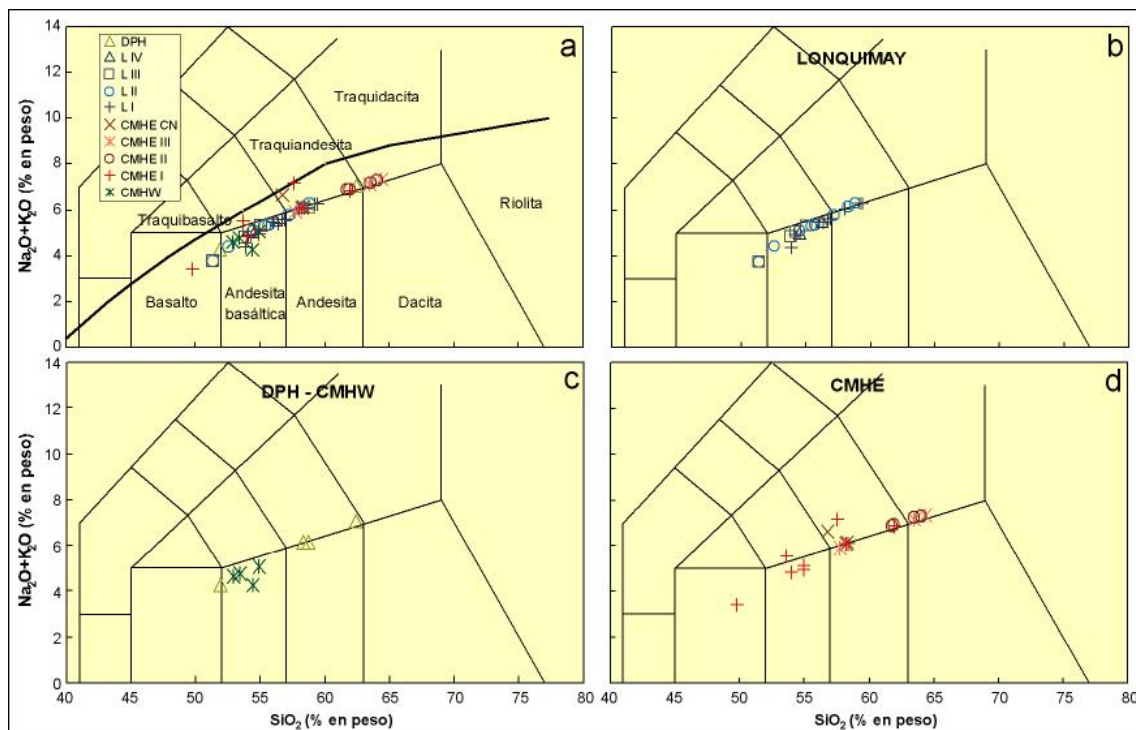


Figura 6.1. Diagrama TAS (sílice contra álcalis totales) (Le Maitre et al., 2002) de las muestras del volcán Lonquimay. a. Todas las muestras del volcán. La línea continua de color negro separa los campos subalcalino (inferior) y alcalino (superior) (Irvine y Baragar, 1971). b. Etapas I a IV del estratovolcán Lonquimay (L). c. Depósitos Piroclásticos Holocenos (DPH) y Conos Monogenéticos Holocenos del Oeste (CMHW). d. Etapas I a III y Cono Navidad de los Conos Monogenéticos Holocenos del Este (CMHE).

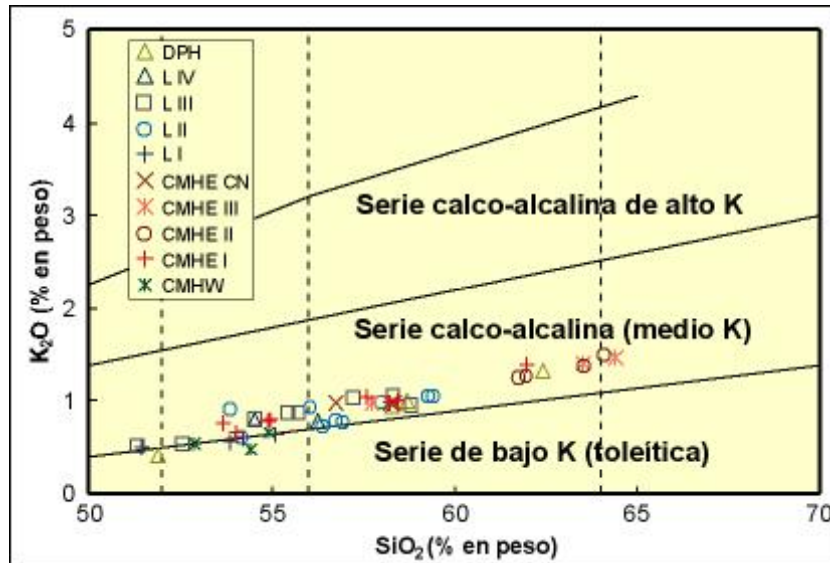


Figura 6.2. Diagrama de contenido de SiO₂ contra contenido de K₂O de las muestras del volcán Lonquimay. Límites de los campos de Peccerillo y Taylor (1976) y nomenclatura de Rickwood (1989). Valores recalculados a condiciones anhidras. DPH: Depósitos Piroclásticos Holocenos, L I-IV: etapas I a IV del volcán Lonquimay, CMHE I-III: etapas I a III de los Conos Monogenéticos Holocenos del Este, CN: Cono Navidad y CMHW: Conos Monogenéticos Holocenos del Oeste.

6.2.2 Diagramas de variación

Los diagramas binarios utilizando en la abscisa (eje x) un índice de diferenciación, normalmente el contenido de sílice, aunque en rocas no evolucionadas también se utiliza el contenido de Mg o el número de Mg ($\#Mg=100 \times MgO / (MgO + Fe_2O_3t)$), y en la ordenada (eje y) el resto de los elementos es una forma útil de representar las variaciones de las rocas volcánicas (Rollinson, 1993), los cuales fueron introducidos por primera vez por Harker (1909) y, dado lo anterior, también son conocidos como diagramas de Harker. En el caso de las muestras del volcán Lonquimay se ha elegido el contenido de sílice como índice de diferenciación para los diagramas de Harker, debido a la presencia de rocas evolucionadas (traquidacitas y dacitas) aunque es dominada por rocas intermedias a básicas.

Las variaciones de los diagramas de Harker de los elementos mayoritarios del volcán Lonquimay tienen tendencias lineales con escasa dispersión (Fig. 6.3) lo que permite afirmar que las muestras serían cogenéticas y, por lo tanto, pueden interpretarse como resultado de procesos de cristalización o fusión parcial, interpretación coherente con los resultados en estudios de la química de roca total

de algunos volcanes de la ZVS de los Andes, como por ejemplo en el volcán Lanín (Lara, 1997), volcán Antuco (Lohmar et al., 1999) y volcán Copahue (Polanco, 2003).

Los contenidos de K_2O y Na_2O se incrementan a medida que aumenta el contenido de sílice (Fig. 6.3), mientras que los contenidos de MgO y CaO disminuyen a medida que aumenta el contenido de sílice (Fig. 6.3). Además, el contenido de Fe_2O_3 tiende a mantenerse constante con una dispersión significativa hasta aproximadamente 55% de SiO_2 , a partir de entonces disminuye con el aumento del contenido de sílice (Fig. 6.3). De forma similar, el contenido de Al_2O_3 disminuye con el aumento del contenido de sílice hasta 55% (aproximadamente) y luego disminuye muy levemente (Fig. 6.3). El contenido de P_2O_5 aumenta hasta 58% de sílice y a partir de entonces disminuye a medida que se incrementa el contenido de sílice (Fig. 6.3). Similarmente se comporta el contenido de TiO_2 que incrementa hasta 55% de SiO_2 aunque una alta dispersión pero luego disminuye sostenidamente con el aumento del contenido de sílice (Fig. 6.3).

Las tendencias lineales de los contenidos de CaO , MgO y Al_2O_3 con un comportamiento inversamente proporcional al contenido de sílice (Fig. 6.3) se correlacionan con el fraccionamiento de los minerales ferromagnesianos (olivino y piroxeno, en el caso de las rocas del volcán Lonquimay) y la plagioclasa, asumiendo un magma parental basáltico. También, el punto de inflexión que se reconoce en la variación del contenido de Al_2O_3 (55% de sílice aproximadamente) (Fig. 6.3) se interpretan como el inicio del fraccionamiento de la plagioclasa. Asimismo, la disminución del contenido de Fe total con respecto al contenido de sílice indica la cristalización de la magnetita en etapas tempranas. Además, las distribuciones lineales cóncavas con un punto de inflexión máximo en los casos de las concentraciones de P_2O_5 y TiO_2 (en 58 y 55% de sílice, respectivamente), señalan el fraccionamiento de apatito y titanomagnetita, respectivamente.

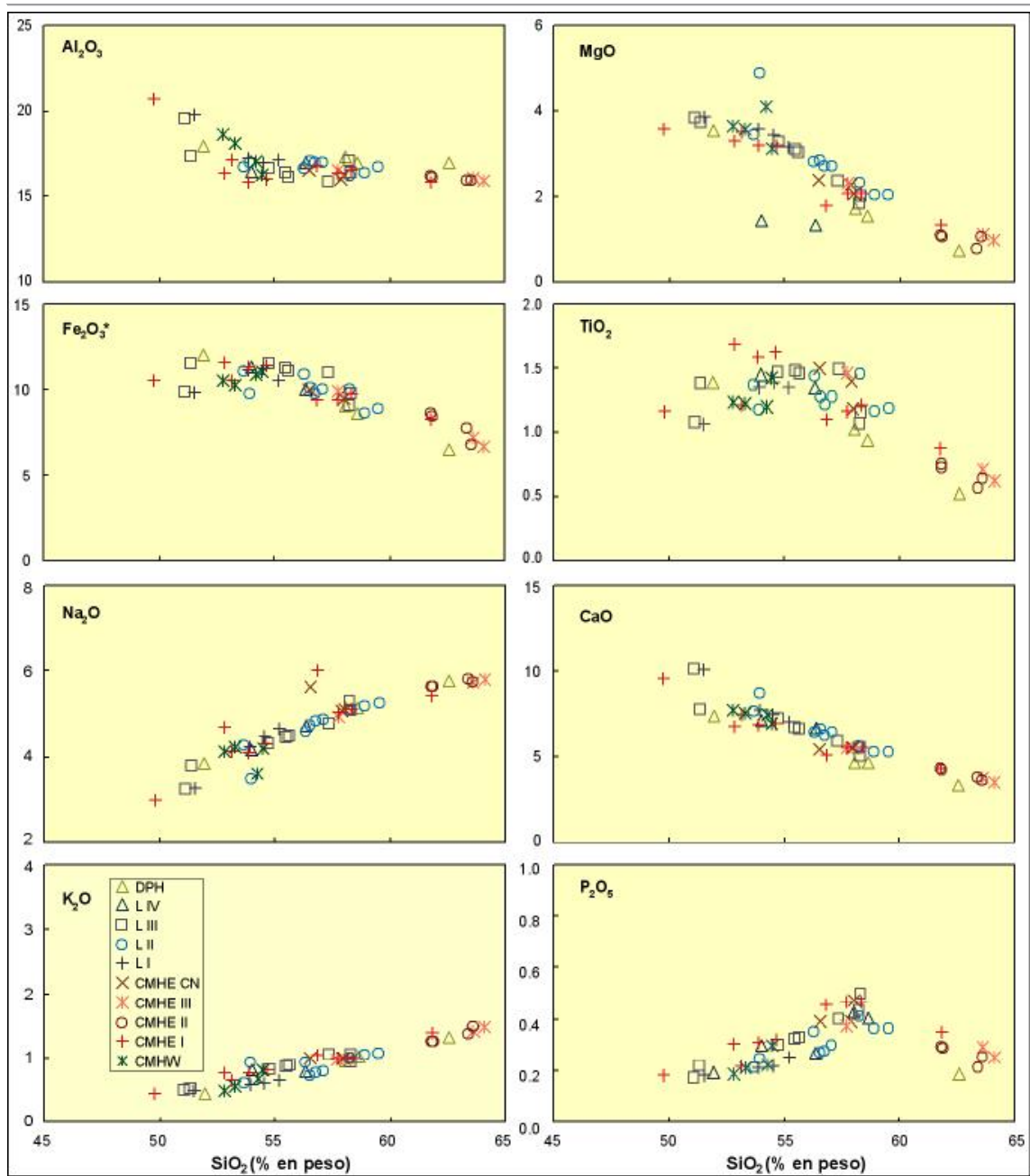


Figura 6.3. Diagrama de variación de elementos mayores del volcán Lonquimay. DPH: Depósitos Piroclásticos Holocenos, L I-IV: etapas I a IV del volcán Lonquimay, CMHE I-III: etapas I a III de los Conos Monogenéticos Holocenos del Este, CN: Cono Navidad y CMHW: Conos Monogenéticos Holocenos del Oeste.

6.3 Elementos trazas

Los elementos trazas son útiles para discriminar ambientes geológicos y procesos petrológicos y, mediante el modelado de elementos trazas es posible distinguir procesos de cristalización fraccionada, contaminación cortical y mezcla de magmas.

La principal fortaleza de los elementos trazas de amplio uso en la petrología de rocas ígneas es que algunos elementos tienen preferencia por la fase líquida durante la fusión parcial o cristalización fraccionada (elementos trazas incompatibles), mientras que otros se concentran en la fase mineral (elementos trazas compatibles). El coeficiente de partición, definido como la razón de la concentración del mineral y la del líquido ($K_d = C_M/C_L$), permite distinguir los elementos trazas compatibles que se concentran en la fase mineral ($K_d > 1$), mientras que los elementos trazas incompatibles se concentran en la fase líquida ($K_d < 1$).

Los HFSE (“high field strength elements”), elementos trazas de cationes pequeños y muy cargados y los LFSE (“low field strength elements”) o LILE (“large ion lithophile elements”), elementos de cationes grandes y carga pequeña corresponden a elementos incompatibles. Por el contrario, los elementos compatibles corresponden a aquellos con radio iónico pequeño y carga relativamente pequeña (elementos mayores y metales de transición).

En términos generales, los elementos incompatibles que pertenecen al grupo LFSE (Cs, Sr, K, Rb, Ba) son móviles, mientras que los HFSE son inmóviles e incluye a las REE, Sc, Y, Th, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta y P (Pearce, 1983). Además, los metales de transición Mn, Zn y Cu tienden a ser móviles, en particular a altas temperaturas, mientras que Co, Ni, V y Cr son inmóviles.

Los resultados de los análisis de los elementos trazas se presentan en el Apéndice 3 además de las tierras raras.

6.3.1 Diagramas de variación

Los diagramas de variación de los elementos trazas presentan una mayor dispersión de los datos que en el caso de los elementos mayoritarios. A pesar de lo anterior, es posible identificar ciertas tendencias generales en algunos de los diagramas seleccionados. De esta forma, los contenidos de Rb, Ba y Zr tienden a aumentar con el incremento del contenido de sílice (Fig. 6.4). Por el contrario, los contenidos de Sr, V y Sc disminuyen a medida que aumenta el contenido de sílice aunque en el caso de este último elemento traza hay una alta dispersión de los datos de las rocas básicas a intermedias (Fig. 6.4). No obstante, los contenidos de los metales de transición (Co, Ni, y Cr) no tienen una evidente tendencia a disminuir en función del aumento del contenido de sílice, como se esperaría teóricamente (Fig. 6.4). En el caso del contenido de Cr se reconocen tres tendencias lineales constantes y de forma similar se comporta el Ni, mientras que el contenido de Co los valores resultan altamente dispersos (Fig. 6.4). Asimismo, el contenido de Nb (elemento incompatible inmóvil) presenta también dos evidentes tendencias lineales constantes (Fig. 6.4), mientras que el contenido de Th (elemento incompatible móvil) presenta una tendencia creciente y una cercanamente constante a medida que aumenta el contenido de sílice (Fig. 6.4).

La disminución del contenido de Sr a medida que aumenta el contenido de sílice se correlaciona con el fraccionamiento de plagioclasa. Asimismo, la tendencia de disminución de los contenidos Sc, V y Cr indicaría la cristalización de clinopiroxeno. Mientras que la tendencia a empobrecer de los contenidos Ni y Co con el aumento de sílice señalaría el fraccionamiento de olivino. Además, la cristalización de circón en etapas tempranas estaría controlada por la tendencia lineal directamente proporcional con respecto al contenido de sílice. Finalmente, la disminución del contenido de V con el incremento del contenido de sílice indicaría el fraccionamiento de apatito.

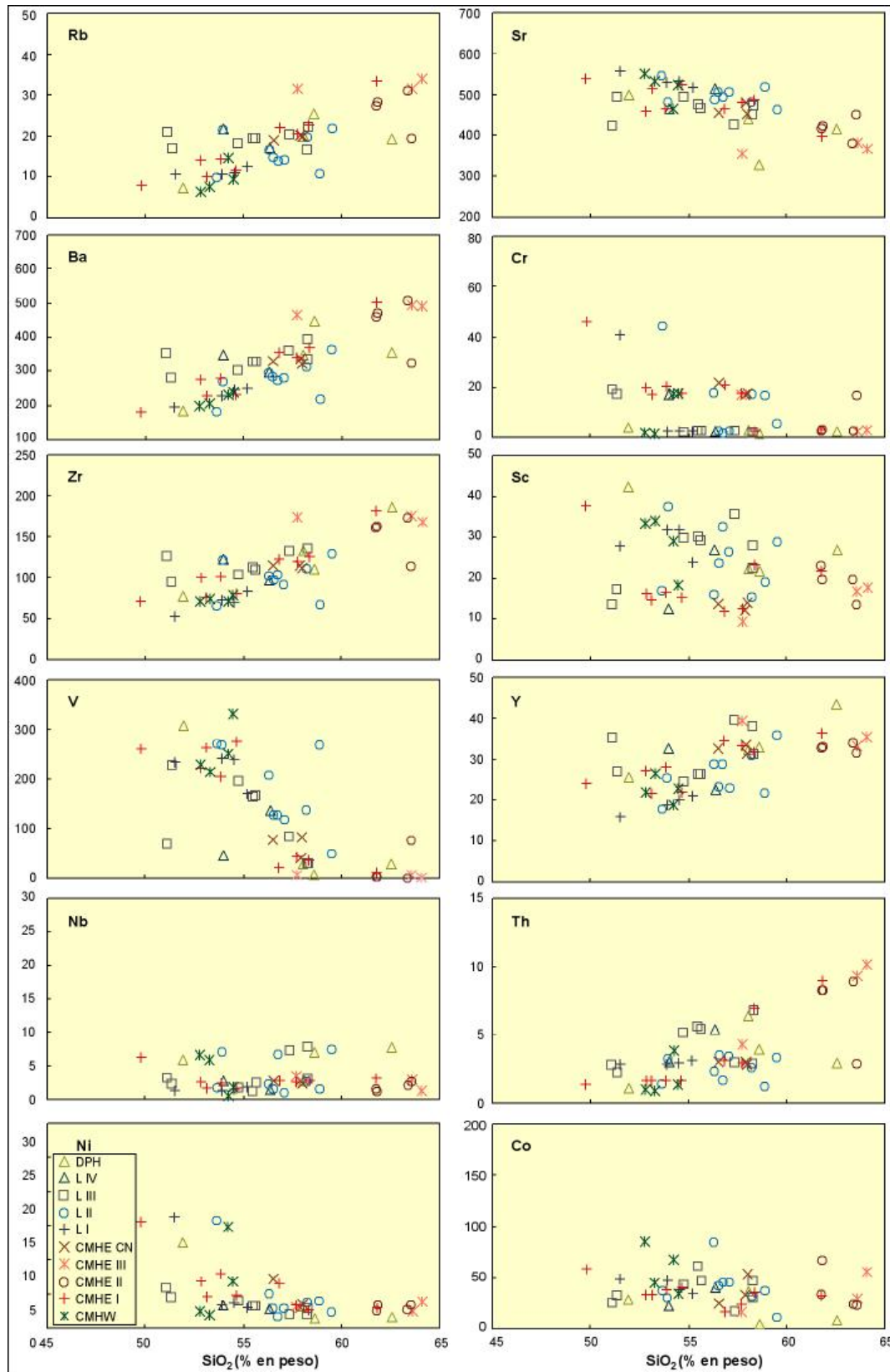


Figura 6.4. Diagrama de variación de elementos trazas seleccionados (Harker, 1909) del volcán Lonquimay. DPH: Depósitos Piroclásticos Holocenos, L I-IV: etapas I a IV del volcán Lonquimay, CMHE I-III: etapas I a III de los Conos Monogénicos Holocenos del Este, CN: Cono Navidad y CMHW: Conos Monogénicos Holocenos del Oeste.

6.3.2 Tierras raras

Las tierras raras (REE) corresponden, en orden creciente de su número atómico, a La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu (de 57 a 71) y tienen una fuerte aplicación a la petrología ígnea, en especial en la génesis de fuentes de magmas que dieron origen a las rocas y en las distinción de los procesos petrológicos, ya que aunque tienen un radio similar forman iones estables de carga 3+ pero el tamaño iónico disminuye a medida que crece el número atómico dando origen a significativas diferencias en el comportamiento geoquímico que permiten el fraccionamiento de la REE (Rollinson, 1993).

Los elementos de más pequeño número atómico reciben el nombre de tierras raras ligeras (LREE: La a Nd), las REE de mayor número atómico corresponden a las tierras raras pesadas (HREE: Er a Lu) y, por último, las que se encuentran entre ambas son las tierras raras medianas (MREE: Sm a Ho). Las REE son usualmente consideradas como elementos incompatibles aunque las LREE son más incompatibles que las HREE (Rollinson, 1993). La presentación de los datos de REE de las rocas se ordena de menor a mayor número atómico contra la concentración normalizada al valor de la condrita estándar en escala logarítmica de base 10 (Rollinson, 1993) y los puntos de los datos diagramados son unidos por líneas rectas formando un patrón de REE.

Las LREE presentan concentraciones altas en la corteza, mientras que las HREE presentan enriquecimientos con respecto a los LREE en el manto. Asimismo, los minerales como feldespato, biotita y apatito, generalmente, tienden a concentrar las LREE y los piroxenos, anfíboles y granate, comúnmente, concentran las HREE.

Los resultados de concentraciones de las REE de las rocas del volcán Lonquimay se presentan en el Apéndice 3, ordenados por su número atómico de forma creciente (LREE a HREE), coherente con el de los diagramas de REE.

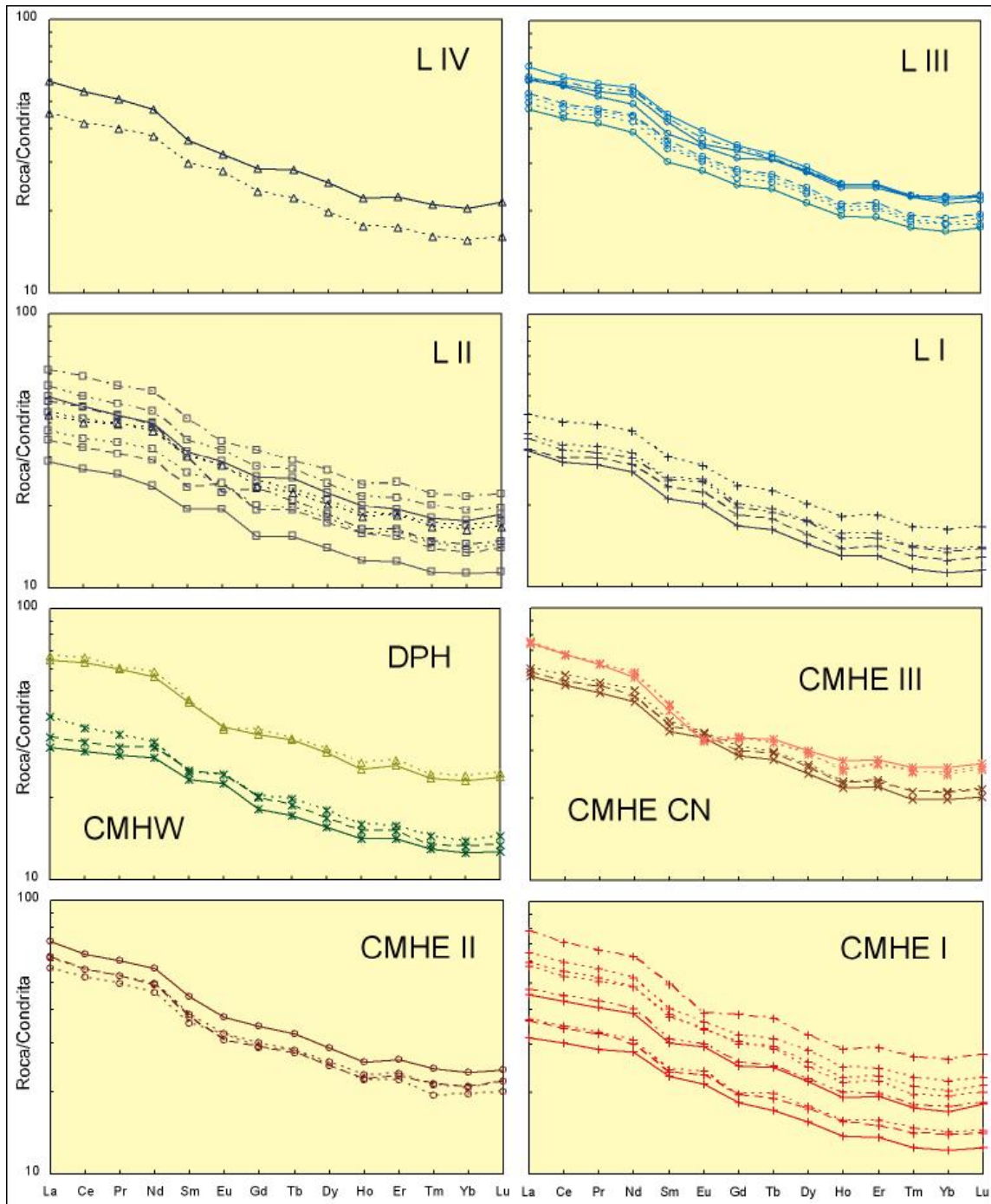


Figura 6.5. Diagrama de REE del volcán Lonquimay normalizados según valores de Sun y McDonough (1989). DPH: Depósitos Piroclásticos Holocenos, L I-IV: etapas I a IV del volcán Lonquimay, CMHE I-III: etapas I a III de los Conos Monogenéticos Holocenos del Este, CN: Cono Navidad y CMHW: Conos Monogenéticos Holocenos del Oeste.

Los patrones de REE normalizados de las muestras del volcán Lonquimay se caracterizan por altos valores de LREE con un progresivo empobrecimiento de los valores de HREE (Fig. 6.5), similar a lo obtenido en otros volcanes de la Zona Volcánica Sur (ZVS) de los Andes (López-Escobar et al., 1977; 1985; López-Escobar, 1984; Gerlach et al., 1988; Muñoz y Stern, 1988; 1989; Hickey-Vargas et al., 1989; D’Orazio et al., 2003; Gutiérrez et al., 2005; Kratzmann et al., 2009). En términos generales, son patrones subparalelos que carecen de anomalía negativa de Eu, a excepción de una muestra de las etapas LII, LIII, CMHE I y de las rocas de la unidad DPH y la Etapa CMHE III (Fig. 6.5). Estas últimas corresponden a las más diferenciadas reconocidas (Fig. 6.2). La anomalía negativa de Eu puede ser interpretada de dos maneras. Por un lado, señala que la plagioclasa es un mineral fraccionado o, por otro, que la plagioclasa es un mineral residual de la fuente magmática (Rollinson, 1993).

6.3.3 Diagramas de elementos incompatibles

Una de las herramientas más utilizada para la identificación de la fuente de los magmas que dan origen a basaltos evolucionados, andesitas y rocas corticales corresponde al diagrama propuesto por Pearce (1983) que es normalizado con respecto al MORB (“Mid-Oceanic Ridge Basalt”), debido a que la fuente parental de estas rocas es probablemente el MORB y no el manto primitivo (Rollinson, 1983). También se conoce como diagrama multi-elemento, diagrama de elementos incompatibles o diagrama de araña (“spider”). Este diagrama está construido de forma que los elementos móviles (Sr, K, Rb, Ba) que corresponden al grupo LFSE se encuentran a la izquierda ordenados en orden creciente de incompatibilidad, mientras que en el lado derecho se ordenan los elementos inmóviles LILE (o HFSE) en orden decreciente de incompatibilidad: Th, Ta, Nb, Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y e Yb aunque los elementos Th, Ce, P y Sm también actúan como móviles.

El patrón de las rocas del volcán Lonquimay en el diagrama de elementos incompatibles se caracteriza por altos valores de elementos móviles y una progresiva disminución en los elementos inmóviles (Fig. 6.6), coherente con los resultados en otros volcanes de la ZVS, como por ejemplo, los volcanes Llaima (Hickey et al., 1986), Copahue (Polanco, 2003) y Hudson (Gutiérrez et al., 2005) y el

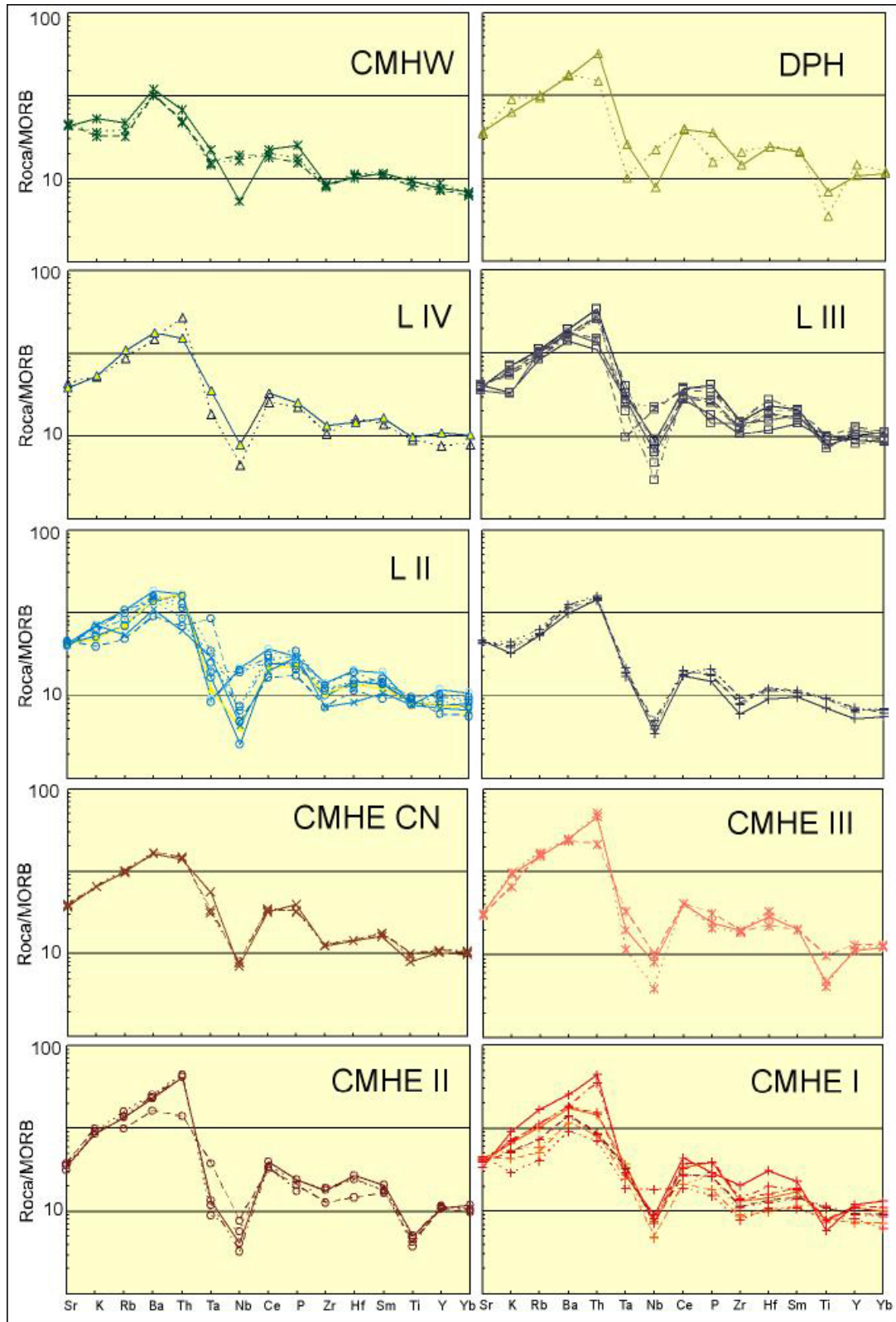


Figura 6.6. Diagrama de elementos incompatibles (Pearce, 1983) del volcán Lonquimay normalizados al MORB. DPH: Depósitos Piroclásticos Holocenos, L I-IV: etapas I a IV del volcán Lonquimay, CMHE I-III: etapas I a III de los Conos Monogenéticos Holocenos del Este, CN: Cono Navidad y CMHW: Conos Monogenéticos Holocenos del Oeste.

Complejo Volcánico San Pedro-Pellado (Davidson et al., 1987). La mayoría de las rocas presentan anomalías negativas de Nb, Zr y Ti. La excepción corresponde a un par de muestras de las etapas CMHW, L II y LIII y una de CMHE I (Fig. 6.6).

El diagrama de elementos incompatibles (Fig. 6.6) se interpreta como típico de magmas de márgenes convergentes donde los magmas se originan por la incorporación de fluidos derivados de la deshidratación de fondo oceánico subducido (enriquecido en elementos incompatibles móviles) y por fusión del manto o cuña astenosférica (empobrecimiento en elementos incompatibles inmóviles) (Pearce, 1983), lo cual es consistente con los resultados de otros volcanes de la ZVS (Hickey et al., 1986; Muñoz y Stern, 1988; 1989; Stern, et al., 2007). Además, la anomalía negativa de Nb (Fig. 6.6) es característica de la corteza continental y puede ser indicador de la participación de corteza continental en los procesos magmáticos. Asimismo, la concentración del Zr puede ser controlada por el circón, el P por el apatito, el Sr por la plagioclasa y el Ti por los óxidos de Fe-Ti (Rollinson, 1993).

6.3.4 Diagramas bivariantes de razones de elementos trazas

Una herramienta que permite identificar si la cristalización fraccionada es un proceso magmático dominante en las rocas analizadas es utilizar la razón de las concentraciones de una LREE (La o Ce) y una HREE (Yb generalmente), ambos valores normalizados a condrita. La razón $(La/Yb)_N$ es frecuentemente diagramado contra SiO_2 , Ce_N o Yb_N .

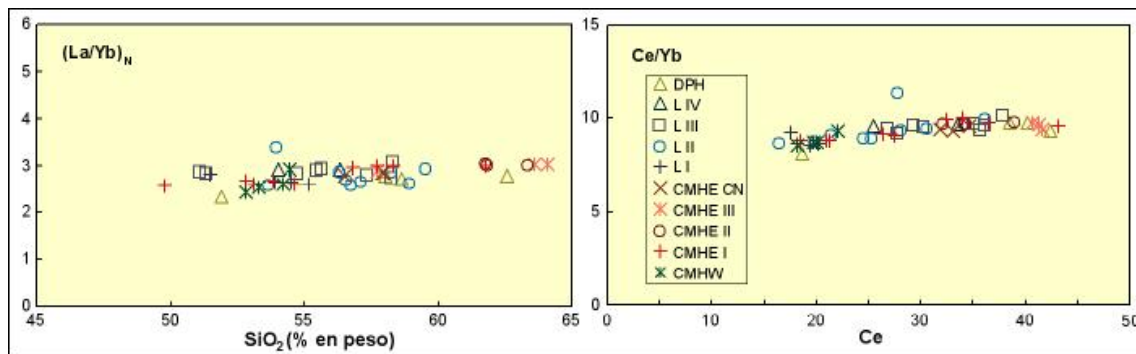


Figura 6.7. Diagramas de la razón de LREE y HREE contra los contenidos de sílice y Ce ($\mu\text{g g}^{-1}$). DPH: Depósitos Piroclásticos Holocenos, L I-IV: etapas I a IV del volcán Lonquimay, CMHE I-III: etapas I a III de los Conos Monogenéticos Holocenos del Este, CN: Cono Navidad y CMHW: Conos Monogenéticos Holocenos del Oeste.

En el caso de las muestras del volcán Lonquimay se elaboraron dos diagramas utilizando la razón de LREE y HREE. El primero usando la razón de las concentraciones de La e Yb normalizados al estándar C1 de condritas (valores de Sun y McDonough, 1989), mientras que para el segundo se utilizaron las concentraciones sin normalizar (Fig. 6.7). En el primer caso se utilizó el contenido de sílice como índice de evolución (Tormey et al., 1991), mientras que en el otro se ocupó el contenido de Ce. En ambos casos, el resultado es una tendencia lineal prácticamente constante que indicaría que la cristalización fraccionada es el proceso predominante de la evolución de los magmas que dieron origen a las rocas del volcán Lonquimay.

6.4 Isótopos radiogénicos de Pb, Sr y Nd

Hace más de treinta años que los isótopos radiogénicos se han aplicado en el geoquímica para identificar la fuente de las rocas volcánicas de los Andes (Thorpe, 1982; Thorpe y Barreiro, 1984) y desde entonces, esta herramienta se ha transformado en una disciplina que se conoce como geología isotópica o geoquímica isotópica (Faure, 1986; 2001). Las razones isotópicas de Pb, Sr y Nd permiten distinguir además, entre diferentes procesos petrogenéticos debido a que la diferencia de masas entre las parejas de isótopos es muy pequeña durante la cristalización fraccionada o fusión parcial.

Se seleccionaron 11 muestras de roca representativas de las distintas etapas del volcán Lonquimay para analizar las razones isotópicas de Pb, Sr y Nd (Apéndice 3) y, los resultados fueron representados en distintos diagramas bivariantes, aunque es evidente que los resultados de isótopos radiogénicos son homogéneos (Figs. 6.8, 6.9 y 6.10).

6.4.1 Isótopos de Sr y Nd

Los resultados obtenidos de las razones isotópicas de Sr se encuentran en el intervalo comprendido entre los valores de $0,703904 \pm 0,000008$ y $0,704018 \pm 0,000012$ (Apéndice 3). Al realizar un diagrama de los resultados de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra las razones isotópicas Sr, no es posible reconocer una tendencia evidente de

los datos, o bien, el comportamiento del diagrama es altamente aleatorio (Fig. 6.8) aunque cabe destacar este comportamiento es a una escala muy pequeña. Por su parte, los resultados de razones isotópicas de Nd dan valores comprendidos entre $0,51832 \pm 0,00003$ y $0,513291 \pm 0,00007$ (Apéndice 3). Asimismo, en un diagrama de razones Sr contra Nd los valores son bastante restringidos a excepción de una de las muestras de la Etapa II del estratovolcán Lonquimay que tiene valores notablemente más altos en ambas razones isotópicas aunque destaca en los valores de la razón de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Fig. 6.9).

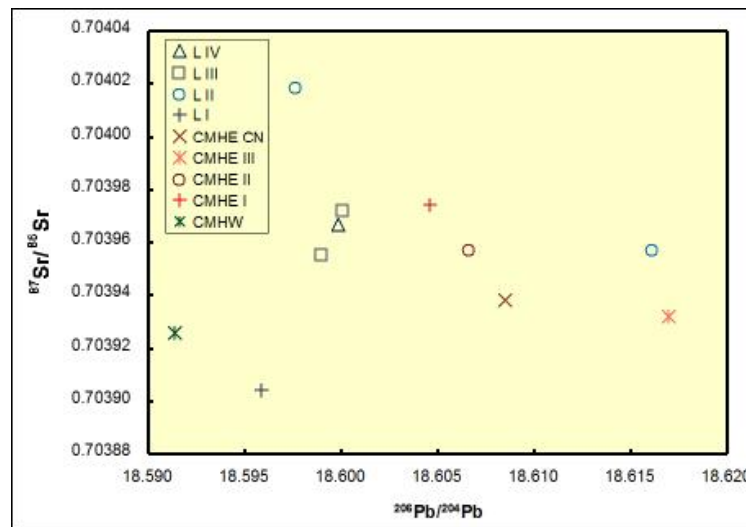


Figura 6.8. Diagrama de isótopos de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra la razón isotópica Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) de las muestras seleccionadas del volcán Lonquimay. L I-IV: etapas I a IV del volcán Lonquimay, CMHE I-III: etapas I a III de los Conos Monogenéticos Holocenos del Este, CN: Cono Navidad y CMHW: Conos Monogenéticos Holocenos del Oeste.

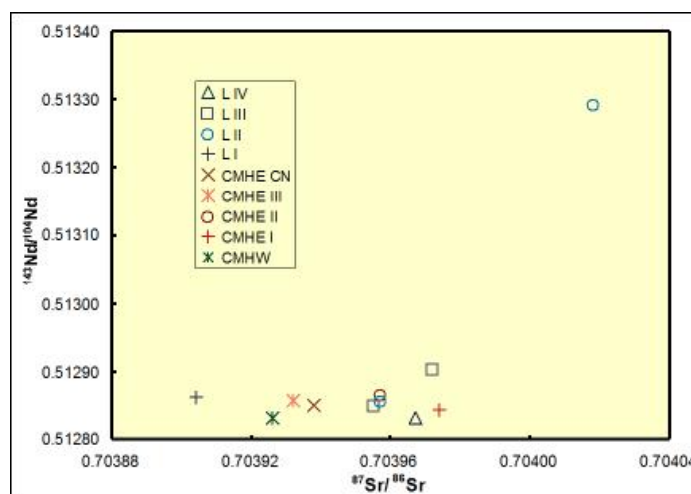


Figura 6.9. Diagrama de isótopos de Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) contra Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) de las muestras seleccionadas del volcán Lonquimay. L I-IV: etapas I a IV del volcán Lonquimay, CMHE I-III: etapas I a III de los Conos Monogenéticos Holocenos del Este, CN: Cono Navidad y CMHW: Conos Monogenéticos Holocenos del Oeste.

6.4.2 Isótopos de Pb

Las razones isotópicas de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ obtenidas varían entre $38,4560 \pm 0,0014$ y $38,5448 \pm 0,0020$, mientras que las razones de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ tienen valores entre $15,5928 \pm 0,0004$ y $15,6159 \pm 0,0010$. Asimismo, las razones isotópicas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varían entre $18,5813 \pm 0,0004$ y $18,6170 \pm 0,0006$ (Apéndice 3) (Fig. 6.10).

Existe una relación directamente proporcional entre las razones isotópicas de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ con respecto a las razones de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 6.10) aunque es bastante pequeña como se reconoce por la escala utilizada.

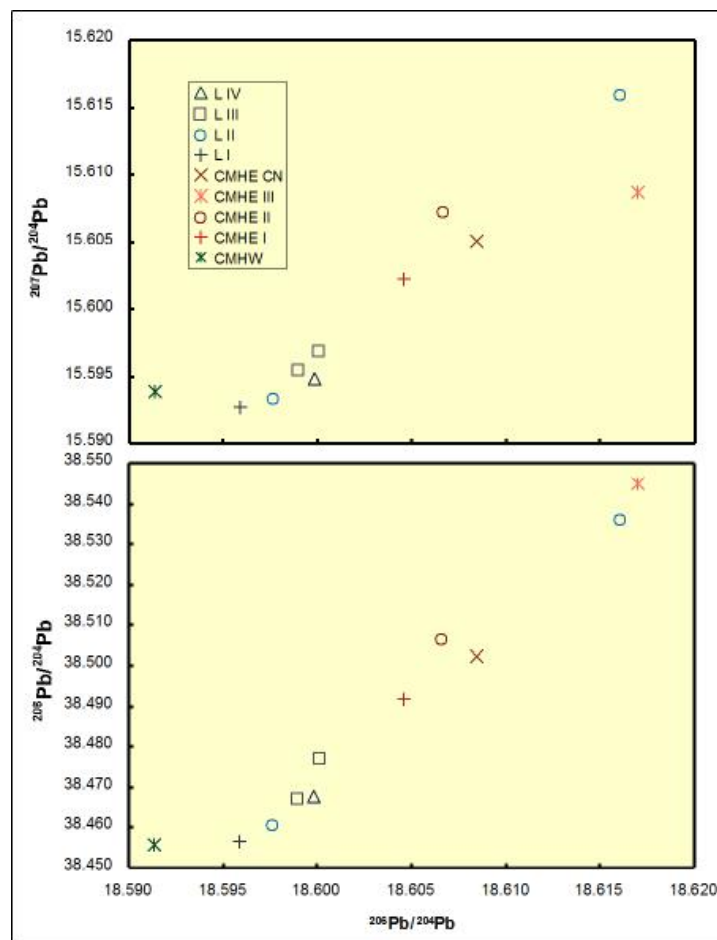


Figura 6.10. Diagramas de razones isotópicas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de las muestras seleccionadas del volcán Lonquimay. L I-IV: etapas I a IV del volcán Lonquimay, CMHE I-III: etapas I a III de los Conos Monogenéticos Holocenos del Este, CN: Cono Navidad y CMHW: Conos Monogenéticos Holocenos del Oeste.

Capítulo 7

Química mineral

7.1 Introducción

La química mineral permite cuantificar los contenidos de elementos mayores de las fases minerales y del vidrio que conforman las rocas volcánicas, con el objeto de clasificar el vidrio y los distintos minerales analizados. Asimismo, se pueden cuantificar las variaciones temporales de la composición química de cristales con textura de zonación (principalmente en plagioclasas) y, en algunos casos, utilizando los resultados obtenidos, en conjunto con modelos experimentales, estimar las condiciones de presión (y por lo tanto, la profundidad) y la temperatura de los magmas que originan las rocas.

Se seleccionaron 25 láminas delgadas representativas de la estratigrafía del volcán Lonquimay (estratovolcán y conos monogenéticos) y se realizaron más de 1150 análisis químicos puntuales del vidrio y de los distintos minerales esenciales reconocidos (plagioclasas, olivinos, piroxenos y óxidos de Fe-Ti) (Apéndice 4).

7.2 Plagioclasa

La fase mineral más común de las rocas volcánicas de los Andes, y en particular del volcán Lonquimay, corresponde a la plagioclasa. Dado lo anterior, este mineral concentra la mayor parte de los resultados analíticos. Se presentan separadamente los análisis de los fenocristales y de los microlitos de plagioclasa dada su importancia en la evolución magmática de las rocas (Figs. 7.1 y 7.2).

Los fenocristales de plagioclasa de la Etapa I del estratovolcán Lonquimay corresponden a labradoritas y escasas bitownitas y una andesina, mientras que los microlitos de plagioclasa son principalmente labradoritas a excepción de una andesina (Fig. 7.1). Asimismo, la Etapa II del estratovolcán esta conformada principalmente por fenocristales de labradoritas y bitownitas y algunas andesinas y, los microlitos son labradoritas y escasas andesinas (Fig. 7.1). Por su parte, la Etapa

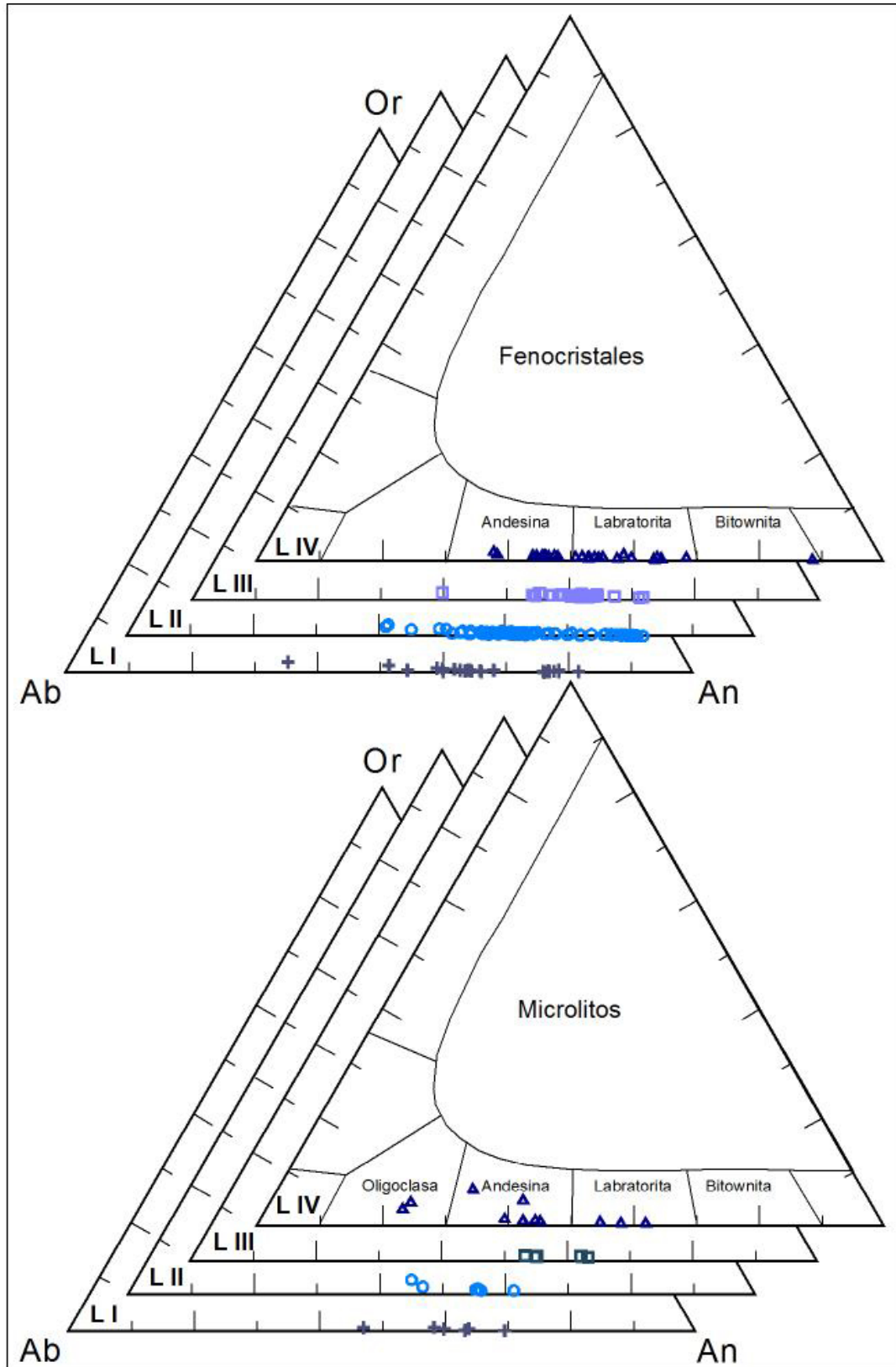


Figura 7.1. Diagramas ternarios de Albita, Anortita y Ortoclasa (Ab, An y Or, respectivamente) para la clasificación de plagioclasas (fenocristales y microlitos) del estratovolcán Lonquimay. L I a L IV corresponden a las etapas I a IV de evolución del estratovolcán (edificio volcánico principal).

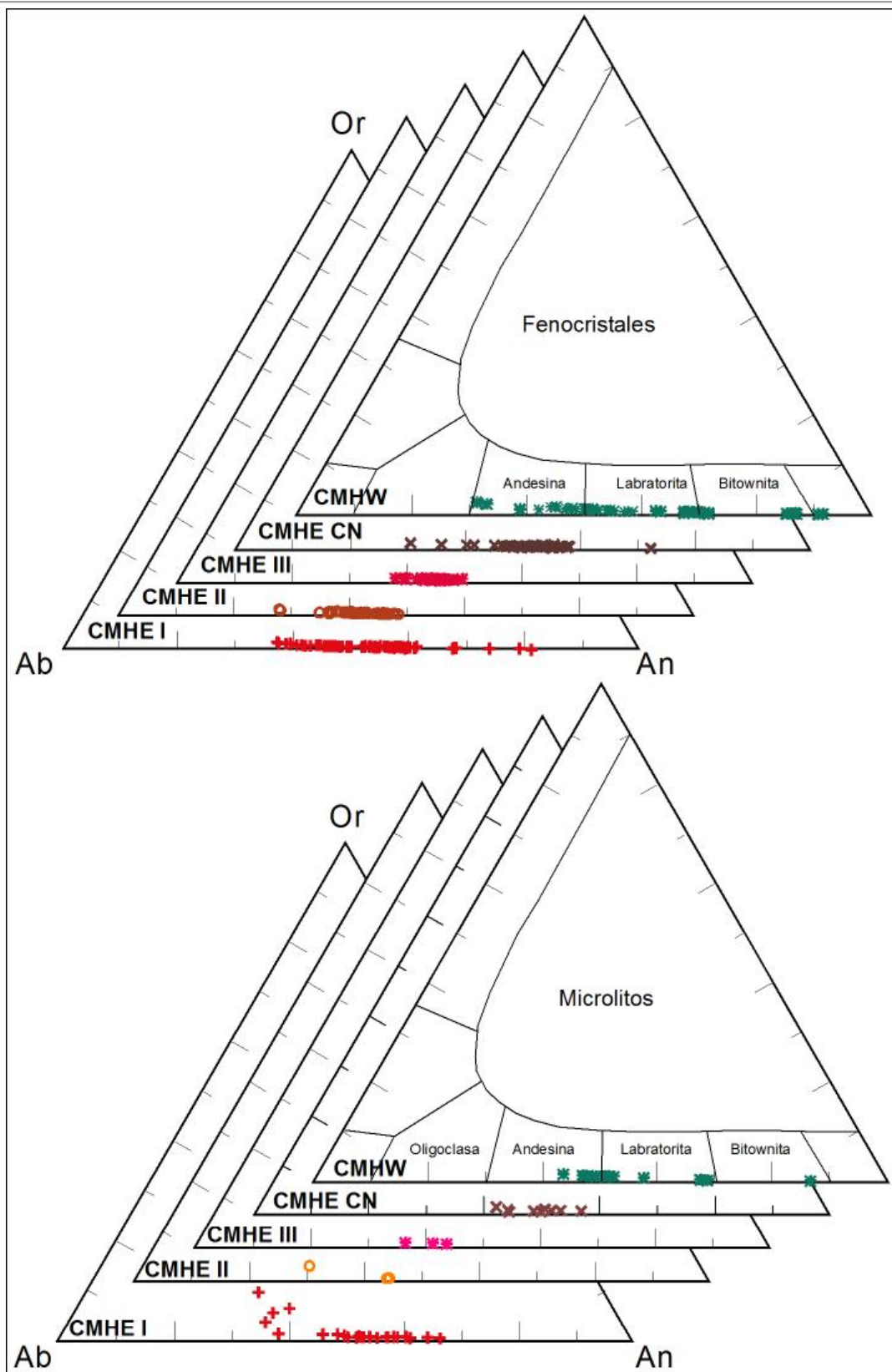


Figura 7.2. Diagramas ternarios de Ab, An y Or para la clasificación de plagioclasas de las rocas pertenecientes a los conos monogénicos del volcán Lonquimay. CMHE: Conos Monogénicos Holocenos del Este, I a III: etapas I a III, CN: Cono Navidad y CMHW: Conos Monogénicos Holocenos del Oeste.

III de la evolución de este centro eruptivo la constituyen principalmente fenocristales de labradorita y, subordinadamente por bitownitas y andesinas, mientras que los microlitos son únicamente labradoritas (Fig. 7.1). Finalmente, la Etapa IV es dominada por labradoritas y andesinas a excepción de una bitownita, mientras que los microlitos son principalmente andesinas y subordinadamente labradoritas y oligoclasas (Fig. 7.1).

La Etapa I de los Conos Mogenéticos Holocenos del Este (CMHE) esta constituida por fenocristales labradoritas y andesinas principalmente, y escasas bitownitas, mientras que los microlitos corresponden a labradoritas y andesinas (Fig. 7.2). Por su parte, la Etapa II de los CMHE la conforman fenocristales predominantemente de andesina y algunas oligoclasas y microlitos de andesina (Fig. 7.2). Además, los fenocristales y microlitos de la Etapa III de los CMHE solo a labradoritas (Fig. 7.2). Por último, el Cono Navidad esta constituido exclusivamente por fenocristales y microlitos de labradorita y andesina a excepción de un fenocristal de bitownita (Fig. 7.2).

Por su parte, los fenocristales de plagioclasa de las rocas pertenecientes a los Conos Monogenéticos Holocenos del Oeste (CMHW) corresponden a labradoritas y andesinas y, escasas bitownitas y anortitas. De igual forma, los microlitos de plagioclasa son principalmente labradoritas y andesinas a excepción de una bitownita (Fig. 7.2).

7.2.1 Variaciones en zonación

Los cristales de plagioclasa presentan una zonación normal cuando el núcleo es enriquecido relativamente en Ca y el borde está más enriquecido en Na (más albitico), lo que ocurre por la disminución de la temperatura del fundido silicatado. Por el contrario, la zonación inversa donde el núcleo está más enriquecido en Na y el borde está más empobrecido en Na (aumenta la composición de anortita) es debida al aumento de la temperatura del fundido silicatado (Hibbard, 1995). Ambas texturas han sido reconocidas en fenocristales del volcán Lonquimay (Figs. 7.3 y 7.4). Además, también se ha observado la zonación oscilatoria de cristales de

plagioclasa (Figs. 7.3 y 7.4). Esta textura ocurre cuando el fenocristal crece en una continua condición de disequilibrio producida por cambios cíclicos de la composición del fundido silicatado (Loomis, 1981; MacKenzie et al., 1996).

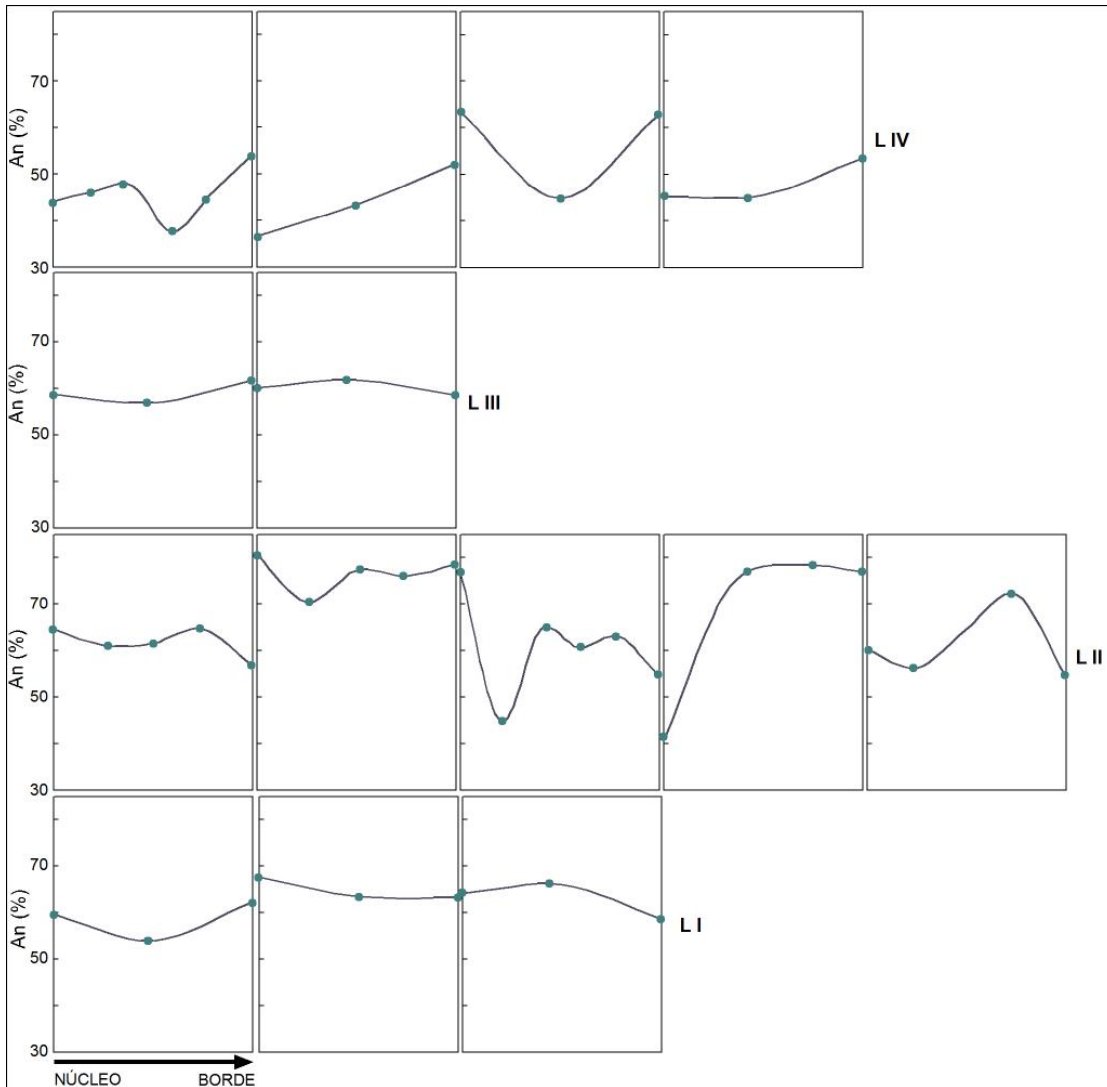


Figura 7.3. Diagramas de variación de la composición de la anortita desde el núcleo al borde de fenocristales seleccionados de plagioclasa del estratovolcán. L I a L IV: etapas I a IV de la evolución del estratovolcán.

Las rocas de la Etapa I del estratovolcán tienen fenocristales de plagioclasa con una mezcla de tipos de zonación (normal-inversa, normal e inversa-normal) y una variación composicional importante (An_{54-62} y An_{59-66}) (Fig. 7.3). Mientras que las plagioclasas de la Etapa II tienen una zonación oscilatoria normal dominante aunque también tienen zonación normal, inversa e inversa-normal con una tendencia final normal y bastantes y significativas fluctuaciones composicionales: An_{57-65} , An_{71-81} , An_{65-82} , An_{45-77} , An_{41-79} , An_{55-72} , An_{52-68} y An_{58-72} (Fig. 7.3). Las plagioclasas zonadas

de la Etapa III tienen una mezcla de tipos (normal-inversa e inversa-normal) con escasa variación en la composición: An_{57-62} y An_{59-62} (Fig. 7.3). Por último, la última etapa del estratovolcán (L IV) se caracteriza por textura de zonación inversa y oscilatoria inversa y normal pero con una tendencia final inversa y una importante variación composicional (An_{38-54}) (Fig. 7.3).

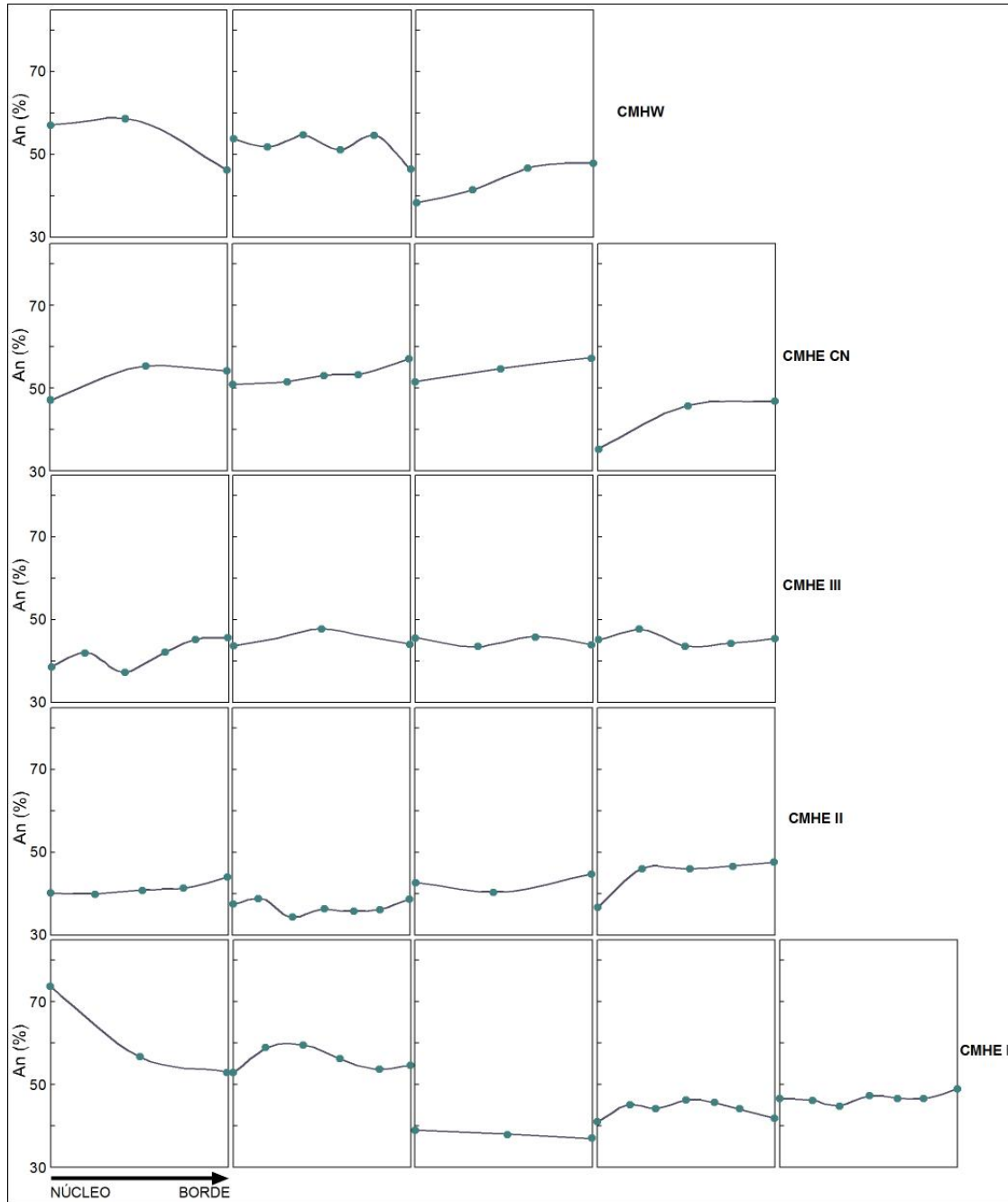


Figura 7.4. Diagramas de variación de la composición de la anortita desde el núcleo al borde de fenocristales seleccionados de plagioclasa de los conos monogénicos. CMHW: Conos Monogénicos Holocenos del Oeste, CMHE I a III: etapas I a III de los Conos Monogénicos Holocenos del Este y CMHE CN: Cono Navidad.

Las rocas de la Etapa I de los CMHE tiene fenocristales de plagioclasa con mezcla de tipos de zonación (normal, oscilatoria inversa y normal) y variedad composicional: An_{53-74} , An_{50-58} , An_{37-39} y An_{45-49} (Fig. 7.4). La Etapa II presenta plagioclasas con mezcla de tipos de zonación (normal, inversa, oscilatoria inversa y normal-inversa) y poca variabilidad composicional: An_{40-44} , An_{34-39} , An_{40-45} y An_{37-48} (Fig. 7.4). También, las plagioclasas con textura de zonación de la Etapa III de los CMHE tienen una escasa variación: An_{37-46} , An_{44-48} , An_{44-46} y An_{44-48} (Fig. 7.4), no obstante, los tipos de zonación son una mezcla (zonación oscilatoria inversa, inversa-normal y normal-inversa) pero una ligera tendencia inversa (Fig. 7.4). El Cono Navidad tiene fenocristales de plagioclasa con zonación inversa con alguna variación composicional: An_{47-55} y An_{52-58} (Fig. 7.4). Por su parte, las plagioclasas analizadas de los CMHW presentan una mezcla de tipos de zonación (normal, oscilatoria normal e inversa) con variaciones de composición importante: An_{46-58} y An_{38-48} (Fig. 7.4).

Un característica destacable es que las mayores fluctuaciones en la composición de las plagioclasas con textura de zonación corresponden a las pertenecientes a las unidades CMHW, CMHE I, CMHE CN, L II y L IV y, en casi todos los casos se correlaciona con la ocurrencia de una zonación del tipo oscilatoria, a excepción de las rocas del Cono Navidad (Figs. 7.3 y 7.4). Por el contrario, las plagioclasas zonadas más homogéneas del punto de vista de su composición corresponden a las rocas pertenecientes a las unidades CMHE II, CMHE III, L I y, en especial, la unidad L III (Figs. 7.3 y 7.4).

7.3 Olivino

Se realizaron más de 180 análisis de los olivinos de las rocas del volcán Lonquimay (Apéndice 4). En el caso de las etapas I a IV del estratovolcán los resultados analíticos son bastante homogéneos y permiten clasificar a los olivinos como Fo_{52-70} (Fig. 7.5). Similar es el caso de los olivinos de la Etapa I de los CMHE (Fo_{44-71}) que superponen a los resultados del estratovolcán, mientras que los olivinos de la Etapa II de los CMHE tienen una composición más restringida y evolucionada (Fo_{26-39} , Fig. 7.5). Los olivinos de la Etapa III y Cono Navidad de los CMHE tienen valores

intermedios y prácticamente no se superponen, clasificándose como FO_{36-42} y FO_{41-58} , respectivamente (Fig. 7.5). Por su parte, los olivinos de los Conos Monogénéticos del Oeste (CMHW) son bastante restringidos e intermedios y se clasifican como FO_{44-48} .

Es evidente que los olivinos de las rocas de los conos monogénéticos tienen un intervalo composicional mayor que las rocas del estratovolcán (Fig. 7.5).

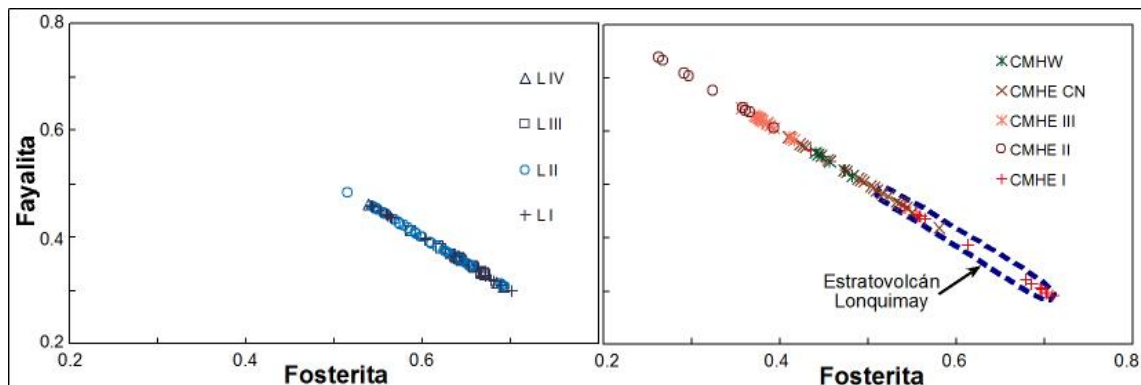


Figura 7.5. Diagrama composicional de los olivinos de las rocas del volcán Lonquimay. El diagrama izquierdo corresponde a los olivinos de las rocas de las etapas I a IV del estratovolcán (L I a L IV) y el diagrama derecho son de los olivinos de las rocas de los Conos Monogénéticos Holocenos del Oeste (CMHW) y Este (CMHE I a III y CMHE CN, Cono Navidad).

7.4 Piroxeno

Los análisis de fenocristales y microlitos de piroxeno de las muestras del volcán Lonquimay realizados superan los 130 análisis (Apéndice 4).

Los piroxenos de la Etapa I del estratovolcán se clasifican como augitas de alto contenido de Ca, mientras que en la Etapa II existen dos grupos bien definidos, uno que se clasifica como augita y el otro corresponde a pigeonita y clinoenstatita con bajo contenido de Ca (Fig. 7.6). Por su parte, los fenocristales de piroxeno de la última etapa del estratovolcán se clasifican sólo como augitas aunque también hay dos grupos bien definidos, uno de ellos con mayor contenido de Mg que el resto (Fig. 7.6).

Por su parte, en los microlitos de piroxeno, tan abundantes en la matriz de las rocas del estratovolcán, existen dos grupos que se clasifican como pigeonita y augita

en la Etapa I. Las etapas II y III también presentan pigeonita y augita aunque dominan las primeras. La Etapa IV también tiene los mismos grupos aunque domina principalmente el de las augitas (Fig. 7.6).

A diferencia del estratovolcán, los fenocristales de piroxeno de los CMH se clasifican principalmente como augitas a excepción de dos diópsidos de la Etapa I (Fig. 7.6). Además, las augitas de la Etapa I tienen los valores relativos más altos de Mg, mientras que la Etapa II tiene los contenidos más empobrecidos. Por su parte, las concentraciones de Mg de las etapas siguientes (III y CN) tienden a enriquecerse relativamente (Fig. 7.6).

En el caso de los microlitos de piroxeno de los CMH sólo tres unidades fueron analizadas: CMHW, CMH II y CN, las cuales se caracterizan por estar restringidas casi exclusivamente a augitas, a excepción de una muestra de pigeonita perteneciente a la Etapa II (Fig. 7.6).

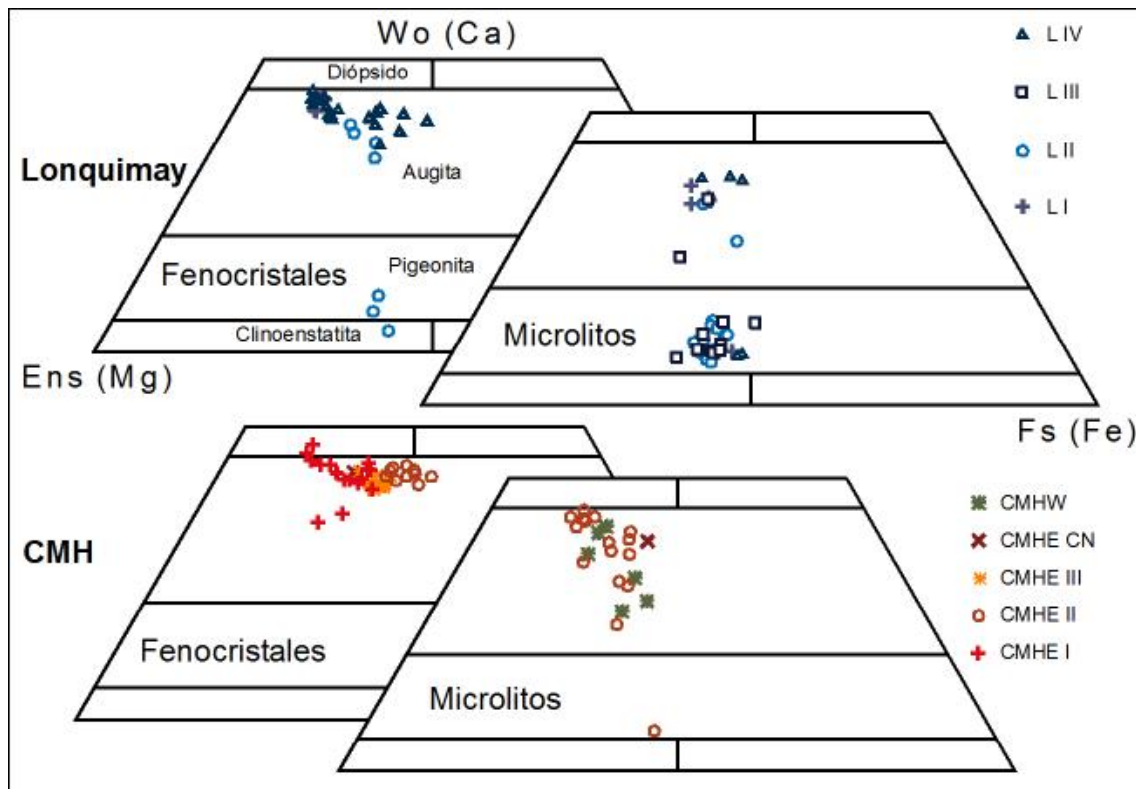


Figura 7.6. Diagramas ternarios de Enstatita (Ens), Ferrosilite (Fs) y Wollastonita (Wo) de clasificación de los piroxenos (Morimoto et al., 1988; Morimoto, 1989) para las rocas de las etapas I a IV del estratovolcán Lonquimay y de los Conos Monogéticos Holocenos del Este (etapas I a III y Cono Navidad) y del Oeste (CMHW).

7.4.1 Variaciones en zonación

El clinopiroxeno es otra fase mineral que presenta textura de zonación y que además es importante petrogenéticamente en el volcán Lonquimay. A diferencia de la plagioclasa, este mineral es bastante menos abundante y sólo se ha reconocido en rocas de las etapas II y IV de la evolución del estratovolcán y de las etapas I y II de los CMHE (Fig. 7.7). Además, se pudo analizar un microlito de clinopiroxeno con textura de zonación que forma parte de la matriz de la roca (muestra BB129).

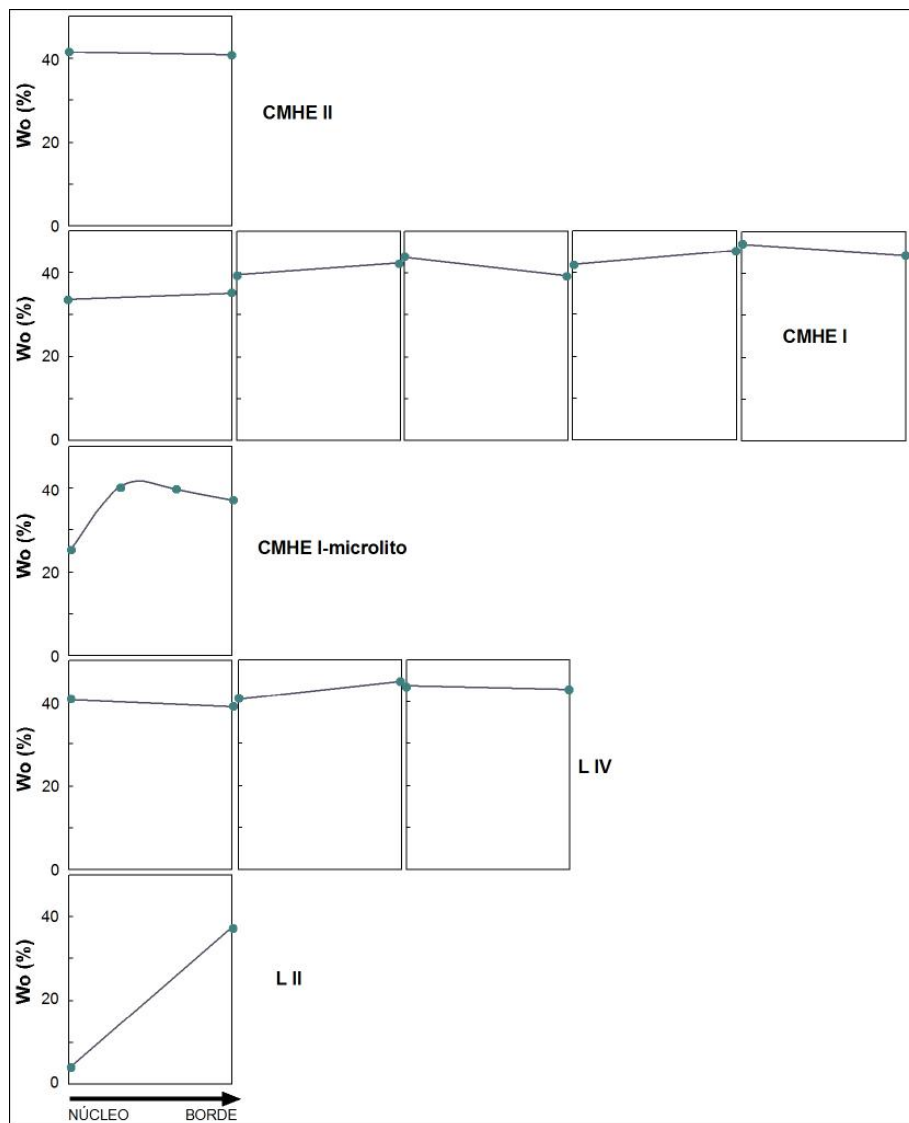


Figura 7.7. Detalle de las variaciones composicionales de clinopiroxenos zonados desde el núcleo al borde de los piroxenos con textura de zonación del volcán Lonquimay. L II y L IV: etapas II y IV de la evolución del estratovolcán, CMHE I y CMHE II: etapas I y II de los Conos Monogenéticos Holocenos del Este.

La composición de la wollastonita en los piroxenos permite identificar el tipo de zonación (normal o inversa), similar al caso de la anortita en las plagioclasas. Aunque debido a que la wollastonita es un piroxeno que cristaliza a menor temperatura, un aumento en la composición de la wollastonita de un piroxeno indica una zonación normal y, por el contrario, una disminución señala una zonación del tipo inverso.

El piroxeno con textura de zonación normal de la Etapa II del estratovolcán tiene la mayor fluctuación composicional: Wo_{4-37} (Fig. 7.7). Por el contrario, los piroxenos de la Etapa IV tienen muy escasa variación (1-4%) y zonación del tipo inversa y normal (Fig. 7.7).

Por su parte, los piroxenos zonados de la Etapa I de los CMHE tienen zonación normal e inversa y también una escasa variabilidad composicional que alcanza un 5% en un mismo fenocristal y 9% en rocas diferentes (Wo_{34-35} , Wo_{40-43} , Wo_{39-41} , Wo_{41-43} , Wo_{42-45} y Wo_{44-47}) (Fig. 7.7). Asimismo, el piroxeno de la Etapa II tiene una textura de zonación inversa pero de una muy escasa variación (Wo_{41-42}) (Fig. 6.9). No obstante, lo sorprendente es la significativa variación de la composición del microlito de piroxeno con zonación normal e inversa: Wo_{25-41} (Fig. 7.7).

7.5 Óxidos de Fe-Ti

Se realizaron más de 75 análisis de óxidos de Fe-Ti de muestras de roca de las distintas unidades del volcán Lonquimay (Apéndice 4) que se caracterizan contenidos de TiO_2 , Fe_2O_3 y FeO cercanos a las composiciones de magnetita y hematita (Fig. 7.8).

La mayor parte de los óxidos analizados de rocas del estratovolcán se caracteriza por valores de 12 a 19% en peso de TiO_2 y 66 a 76% en peso de Fe_2O_3 y, subordinadamente existen tres valores dispersos pertenecientes a las tres últimas etapas evolutivas del estratovolcán. Uno de ellos más cercano a la composición de

la hematita (Etapa III) y los otros dos ligeramente desplazados hacia la composición de la ilmenita (etapas II y IV) (Fig. 7.8).

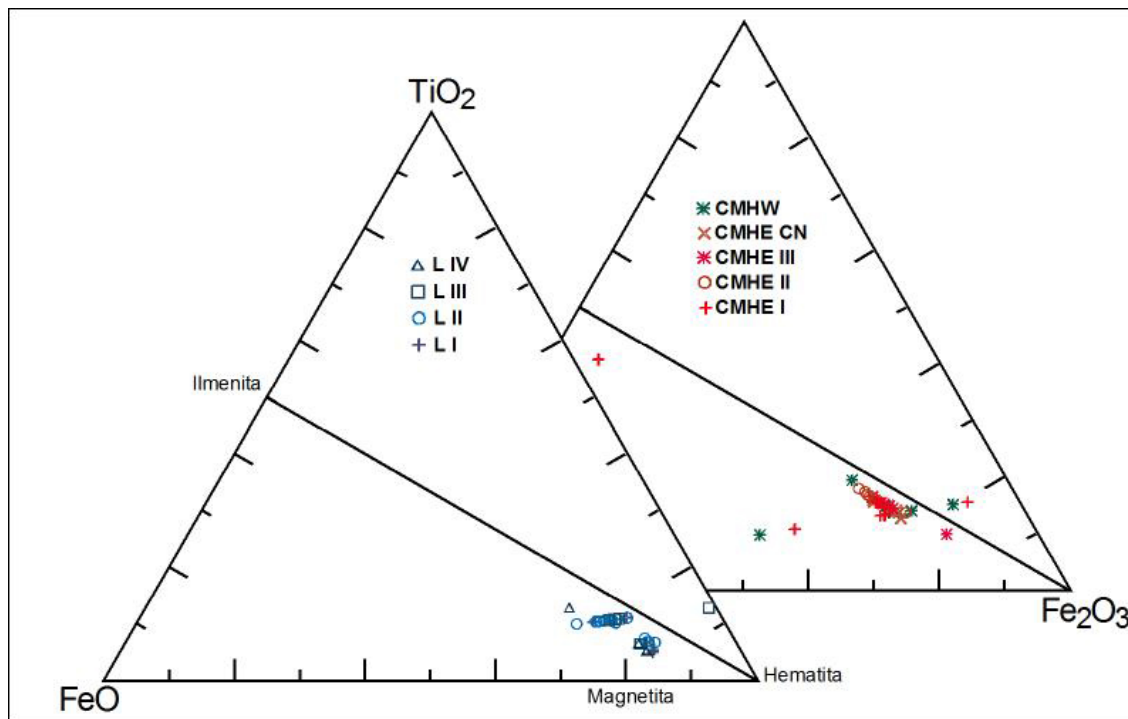


Figura 7.8. Diagramas ternarios de clasificación de los óxidos de Fe-Ti para las rocas del volcán Lonquimay. L I a L IV: Etapas I a IV del estratovolcán, CMHW: Cono Monogenéticos Holocenos del Oeste y CMHE: Conos Monogenéticos del Este, Cono Navidad (CMHE CN) y Etapas I a III (CMHE I a III).

Por su parte, al igual que los óxidos de Fe-Ti del estratovolcán, la mayoría de los resultados de los conos monogenéticos (CMHE y CMHW) tienen valores más cercanos a la composición de la magnetita que la hematita con concentraciones de 9-22% en peso de TiO_2 y 56-73% en peso de Fe_2O_3 (Fig. 7.8). No obstante, existen una mayor cantidad de resultados (6) que aparecen dispersos del grupo principal. Tres de ellos más próximos a la composición de la hematita (CMHE I, CMHE III y CMHW), dos ligeramente desplazados hacia la composición de la ilmenita (CMHE I y CMHW) y, por último, un resultado bastante próximo a la ilmenita (CMHE I).

7.6 Vidrio

Se realizaron más de 95 análisis de vidrio de las distintas rocas que representan la estratigrafía del volcán Lonquimay (Apéndice 4).

La composición del vidrio de la Etapa I del estratovolcán corresponde a anortoclasa, mientras que la composición del vidrio de la Etapa II esencialmente sanidina y subordinadamente anortoclasa y andesina (Fig. 7.9). Además, la composición del vidrio de la Etapa III corresponde a sanidina y oligoclasa a excepción de una anortoclasa y, finalmente, la composición del vidrio de la última etapa de evolución del estratovolcán resulta en sanidina y oligoclasa a excepción de una andesina (Fig. 7.9).

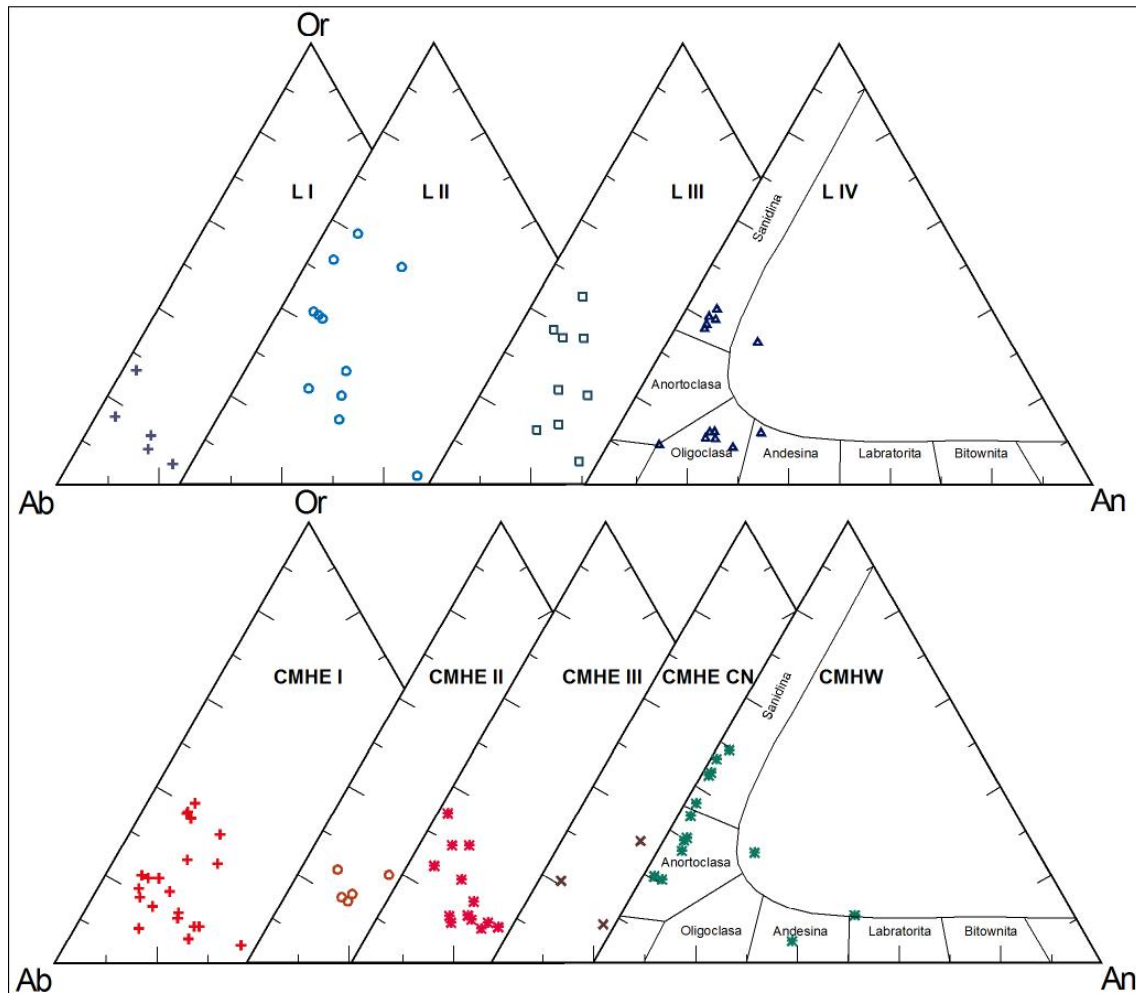


Figura 7.9. Diagramas de clasificación de feldspato para la composición del vidrio de las rocas del volcán Lonquimay.

Por su parte, la composición del vidrio de los CMHE I corresponde a anortoclasa, oligoclasa y sanidina a excepción de una andesina, mientras que la composición del vidrio de los CMHE II es principalmente anortoclasa y escasamente oligoclasa aunque en el límite con la primera (Fig. 7.9). Además, la composición del vidrio de los CMHE III y Cono Navidad corresponde a oligoclasas y anortoclasas

(Fig. 7.9). Finalmente, la composición del vidrio de los CMHW corresponde a sanidina y anortoclasa a excepción de una andesina y una labradorita (Fig. 7.9). En todos los casos, parece existir una tendencia general de las composiciones de derecha a izquierda y/o de abajo hacia arriba que corresponden a las tendencias de alta a baja temperatura, coherente con el enfriamiento del magma.

7.6.1 Vidrio en enclaves máficos

Aunque no son comunes, se han reconocido acumulaciones de cristales de olivino y plagioclasa en algunas rocas pertenecientes a las tres últimas etapas de la evolución del estratovolcán Lonquimay (L II a L IV). Se caracterizan por un tamaño intermedio entre el de los fenocristales y el de los microlitos de la roca y han sido interpretadas como enclaves máficos. El vidrio intermineral de estos enclaves ha sido analizado y resulta evidente que corresponden a composiciones de menor temperatura que la roca en la cual se han reconocido (Fig. 7.10). En el caso de la Etapa LII se carece de análisis de vidrio de la misma muestra pero el resultado es coherente si se utilizan los análisis obtenidos en otras rocas de esta misma unidad.

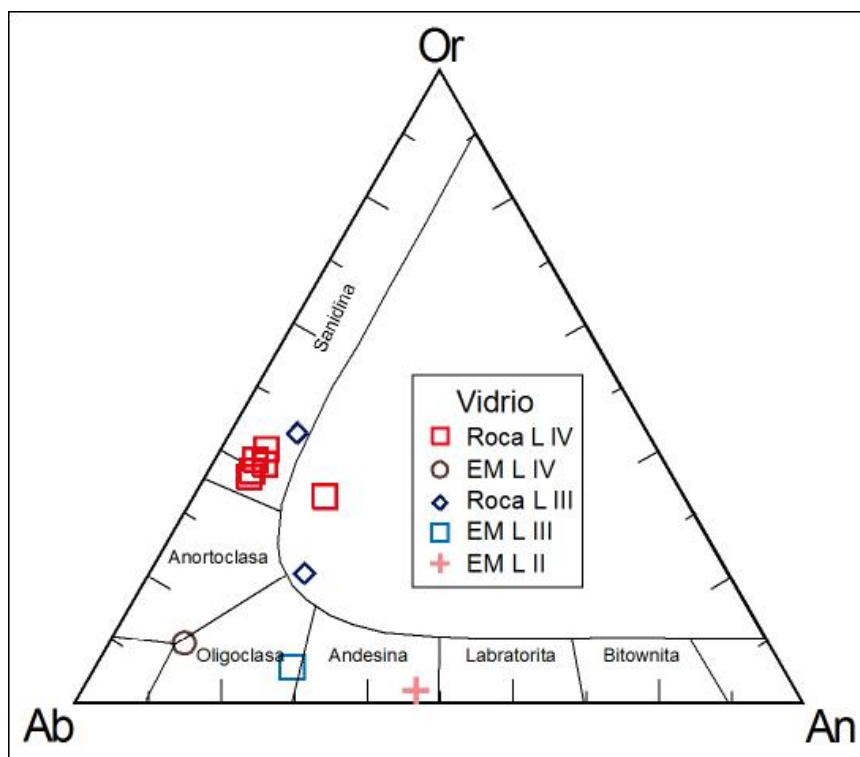


Figura 7.10. Diagrama de clasificación de feldespato para la composición del vidrio de algunos enclaves máficos reconocidos en las rocas del estratovolcán Lonquimay.

Capítulo 8

Modelo genético

8.1 Introducción

En la Zona Volcánica Sur (ZVS) y la Zona Volcánica Austral (ZVA) de los Andes, existen más de 50 volcanes que han tenido algún tipo de erupción durante el Holoceno (Naranjo et al., 2002). En particular, hay una alta concentración demográfica alrededor de los centros eruptivos considerados activos en el primer de estos segmentos volcánicos, en especial en la época de verano dado que son lugares típicamente considerados de vacaciones. La importante inversión estatal, privada o mixta en infraestructuras de caminos y carreteras, embalses, conjuntos hoteleros y de recreación, etc. ha aumentado el riesgo volcánico de los sectores cercanos a estos centros eruptivos. En la ZVS de los Andes hay una alta tasa eruptiva histórica, representada principalmente por los volcanes Villarrica y Llaima (Stern et al., 2007) y numerosas erupciones menores recientes (VEI 1) de distintos volcanes de la ZVS de los Andes. Las erupciones de mayor magnitud (VEI= 2-3) corresponden a los volcanes Villarrica (años 1984-1985; Lara y Clavero, 2004), Lonquimay (años 1988-1990; Moreno y Gardeweg, 1989; González-Ferrand et al., 1989), Hudson (año 1991; Naranjo et al., 1993; Tilling, 2009), Llaima (año 1994; Moreno y Naranjo, 2003; Naranjo y Moreno, 2005), Copahue (año 2000, Naranjo y Polanco, 2004) y Chaitén (año 2008-actualidad; Lara, 2009; Tilling, 2009). Esta actividad volcánica pone en evidencia la imperiosa necesidad de realizar estudios para comprender la evolución de los centros volcánicos de la ZVS de los Andes. Por lo tanto, sustentado en la estratigrafía, petrografía y geoquímica de las rocas del volcán Lonquimay se propone un modelo genético en el contexto geodinámico de los Andes que permita comprender la dinámica de los magmas que han generado las rocas de este centro eruptivo.

8.2 El volcán Lonquimay y la ZFLO

La subducción de la Placa de Nazca (oceánica) bajo la Placa Sudamericana (continental) no es sólo responsable de la sismicidad sino también del volcanismo en

el borde oeste del continente de América del Sur (Stern, 2004; Stern et al., 2007) (Fig. 8.1). Además, al sur de los 37° S la convergencia oblicua de las placas (N78° E) origina la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), una estructura NNE (N10° E) de más de 1000 km de longitud y con movimiento predominantemente dextral durante el Cuaternario (Cembrano y Moreno, 1994; López-Escobar et al., 1995). Recientemente, mediante GPS diferencial se ha obtenido una velocidad de convergencia de 68 mm anuales de orientación N79° E a los 36° de latitud (Ruegg et al., 2009).

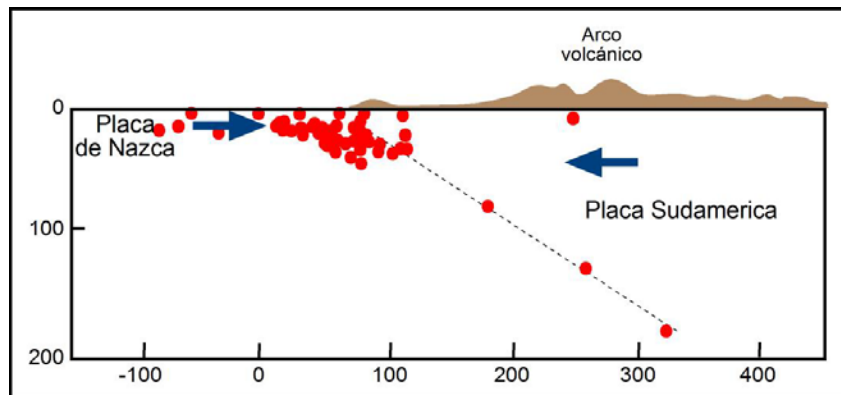


Figura 8.1. Perfil a los 38° S mostrando los enjambres de eventos sísmicos asociados al terremoto ocurrido el día 27 de febrero de 2010 ($M=8,8$; <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>) disponibles en el sitio <http://ssn.dgf.uchile.cl/>. La línea segmentada de color negro marca el límite aproximado entre ambas placas. A partir de los datos sísmicos se puede estimar un ángulo de subducción de $33 \pm 2^\circ$ E, coincidente con el valor de 35° propuesto para este segmento volcánico de los Andes (p. ej., Stern et al., 2007).

Por otro lado, el campo de esfuerzos regional en zonas volcánicas puede ser determinado a partir de la orientación de diques, la alineación de conos parásitos y la elongación del edificio volcánico (Nakamura, 1977). De esta forma, a partir del análisis estructural de los conos parásitos de algunos estratovolcanes de la ZVS de los Andes, incluido el volcán Lonquimay, se obtuvo una tendencia de $N65 \pm 10^\circ$ E para la componente de esfuerzo σ_1 (Nakamura, 1977), bastante coincidente con el σ_{Hmax} de $N50-70^\circ$ E obtenido a partir de un modelo de partición conformado por acortamiento y rotación principal dextral para el arco volcánico cuaternario entre los 37 y 46° S (López-Escobar et al., 1995). Además en este modelo estructural, la mayoría de las alineaciones de volcanes de dirección NE-SW del segmento corresponden a estructuras extensionales asociadas a la ZFLO (López-Escobar et al., 1995; Stern et al., 2007). Asimismo, estas estructuras profundas se caracterizan

por estratovolcanes constituidos predominantemente por rocas poco evolucionadas (andesitas basálticas y basaltos).

Uno de los mayores eventos sísmicos (magnitud de 5,3 el día 24 de febrero del año 1989) asociado al último ciclo eruptivo (años 1988-90) tiene un plano focal N09° E/70° E con movimiento transcurrente dextral dominante y una pequeña componente compresiva, coincidente con la dirección y el sentido de movimiento de la ZFLO. Por lo tanto, los mecanismos focales de este evento sugieren un esfuerzo regional dominado por una compresión de dirección NE-SW y una extensión en la dirección NW-SE (Barrientos y Acevedo, 1992).

El rasgo más característico del volcán Lonquimay (del estratovolcán y los conos monogénéticos) es el fuerte control estructural que tiene durante su evolución (Fig. 8.2). Los tres conos monogénéticos (Lolco, La Holandesa y Laguna Verde) pertenecientes a los CMHW conforman una alineación de orientación de N63 ± 5° E de 18,9 km de longitud. Asimismo, los distintos centros eruptivos que conforman los CMHE están alineados en una orientación subparalela (N64 ± 5° E) de más 10 km de longitud. Además, el edificio volcánico, inmediatamente al SW de los CMHE, tiene una forma elongada en la dirección N70 ± 5° E, coincidente estructuralmente con los CMHE (Fig. 8.2). Por su parte, es significativa la ausencia de evidencias de movimiento transcurrente de este lineamiento estructural en las fotografías aéreas, imágenes satelitales o en terreno.

A partir de los resultados de Nakamura (1977) y López-Escobar et al. (1995), junto a los rasgos morfoestructurales del volcán Lonquimay (elogación del estratovolcán y la alineación de los conos parásitos y del resto de conos monogénéticos que conforman los CMHW y CMHE), se puede afirmar que el lineamiento estructural de dirección NE-SW es resultado de un σ_3 horizontal de orientación cercanamente perpendicular a σ_1 (dirección NW-SE) (Fig. 8.2), coincidente con los esfuerzos a escala regional y, por lo tanto, con la ZFLO. Pero el argumento más contundente para sostener que la ZFLO se extiende hasta la latitud del volcán Lonquimay corresponde a los mecanismos focales determinados del evento sísmico durante la última erupción de este centro eruptivo (1988-90). Además, la ZFLO se ha extendido unos 50 km más al NNE del volcán Lonquimay (Folguera et al., 2002; Melnick et al., 2006), donde también se han reconocido

estructuras discontinuas extensionales de dirección NE-SW en los volcanes Copahue (Polanco, 2003; Polanco et al., 2006) y Callaqui (Moreno et al., 1984; Moreno y Lahsen, 1987; Polanco et al 2008; Sielfeld, 2008; Sielfeld et al., 2009). Por lo tanto, el control estructural de orientación NE-SW del volcán Lonquimay se enmarca en el contexto regional de la ZFLO y corresponde a una estructura profunda que favorece una corta residencia a nivel cortical de los magmas que dieron origen a las rocas de este centro eruptivo y, por ello, explica lo poco evolucionado de sus rocas (principalmente andesitas basálticas y andesitas).

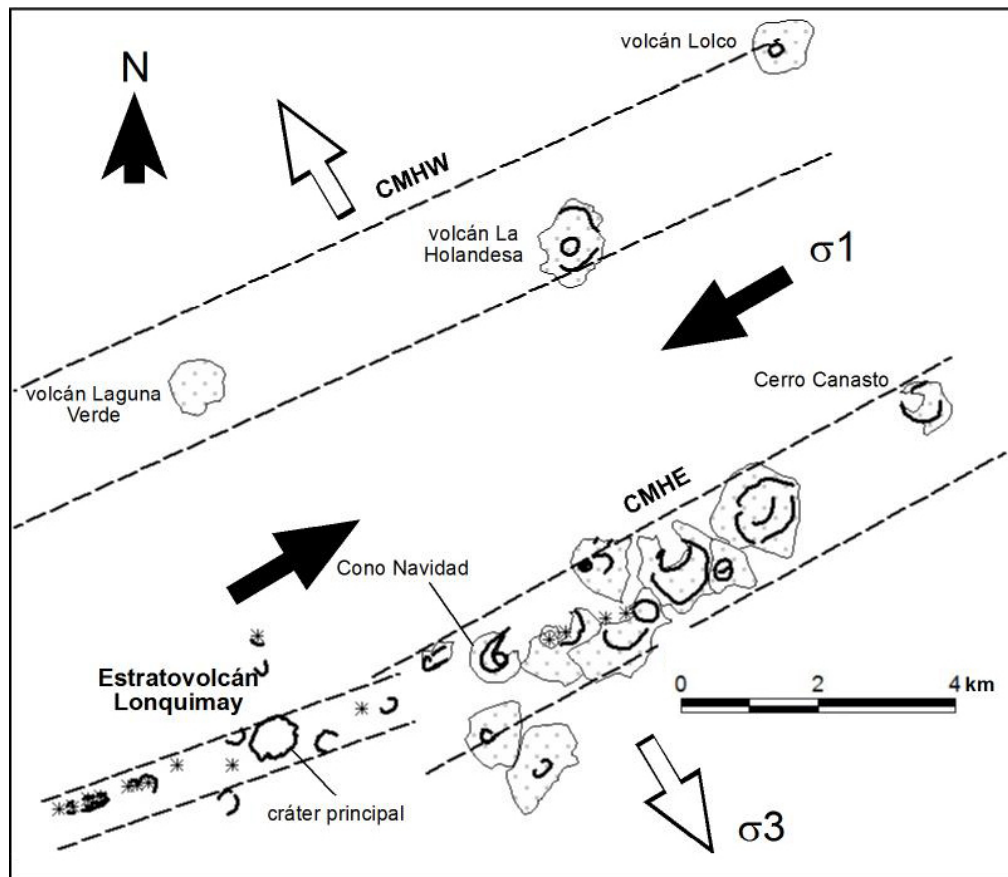


Figura 8.2. Esquema estructural del volcán Lonquimay. Existen dos sistemas estructurales discontinuos subparalelos conformados por la alineación de los conos monogénicos (CMHE y CMHW), coincidentes con la elongación del edificio volcánico (estratovolcán Lonquimay). Asimismo, los esfuerzos regionales determinados (López-Escobar et al., 1995) son representados con su dirección y sentido.

8.3 Etapas evolutivas

La estratigrafía del volcán Lonquimay es compleja, dado que además del edificio volcánico o estratovolcán Lonquimay, existen numerosos conos monogénicos

asociados. Por un lado, existe una evidente relación espacial entre el estratovolcán y los numerosos conos monogenéticos. Asimismo, es significativa la gran similitud del sello geoquímico de las rocas del estratovolcán y de los conos monogenéticos. Por último, la indudable contemporaneidad de los conos monogenéticos y del estratovolcán como señalan los rasgos morfológicos y algunas relaciones de contacto donde se engranan los productos de los conos y las rocas del estratovolcán (Fig. 8.3). No se dispone de edades radiométricas debido a que no se ha localizado material vegetal carbonizado debajo de las coladas de lava. Aún así, se estima que la construcción del volcán Lonquimay es esencialmente holocena, en base a la ausencia de depósitos morrénicos antiguos en sus flancos y el excelente estado de preservación de su edificio (Thiele et al., 1987; Moreno y Gardeweg, 1989; Naranjo et al., 1999).

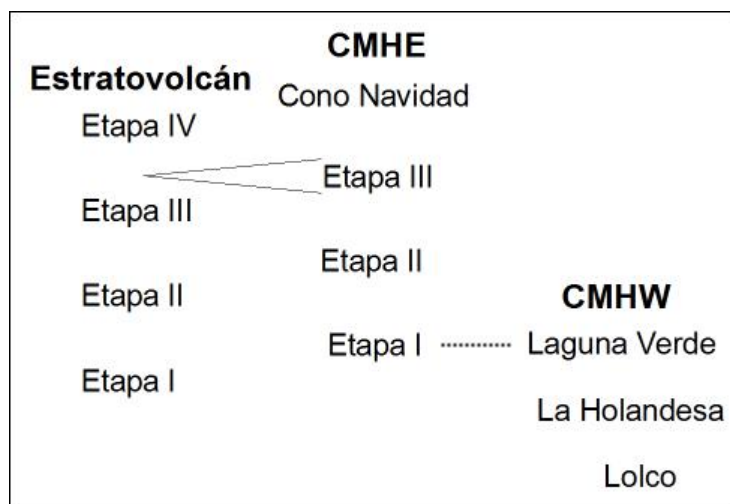


Figura 8.3. Relación estratigráfica entre el estratovolcán y los Conos Monogenéticos del Este (CMHE) y correlación morfológica (línea segmentada) entre los CMHE y los Conos Monogenéticos del Oeste (CMHW).

La interpretación de las fotografías aéreas e imágenes satelitales disponibles, junto con la cartografía en terreno y la recopilación de muestras de roca, han permitido definir 9 etapas volcanoestratigráficas del volcán Lonquimay (Fig. 8.3). Cuatro etapas representan la geología del edificio volcánico o estratovolcán Lonquimay (etapas I al IV), mientras que el resto de las etapas definen la geología de los conos monogenéticos relacionados genética, espacial y temporalmente al estratovolcán, es decir, la estratigrafía de los Conos Monogenéticos Holocenos del Este (CMHE I, CMHE II, CMHE III y CMHE CN) y de los Conos Monogenéticos Holocenos el Oeste (CMHW) (Fig. 8.3).

Las etapas I a IV del estratovolcán Lonquimay conforman verdaderas secuencias o paquetes de coladas de lava que representan varias erupciones del tipo hawaiano y estromboliano en un intervalo de tiempo relativamente prolongado (de cientos a miles de años). En el caso de los conos monogenéticos, cada estructura (con colada de lava asociada o no) representa una erupción, principalmente de tipo estromboliano, que puede haber durado horas, días, meses o algunos años.

La Etapa I de los CMHE esta constituida por seis conos donde sólo uno de ellos tiene una colada de lava preservada, mientras que la Etapa II está conformada por tres conos monogenéticos, dos de los cuales son dos fases de una misma erupción o, al menos, la ventana de tiempo entre ambas es tremendamente próxima. Aunque en ambos casos los productos corresponden a lavas-domo, la primera fase de esta erupción tiene una composición de 63,4% en peso de sílice, mientras que la segunda fase tiene un contenido de sílice de 61,9%. A su vez, la Etapa III está constituida por coladas de lava que provienen de cuatro fuentes distintas (dos conos de piroclastos, un cráter y una fuente puntual), donde cada una de ellas representa una erupción aunque temporalmente cercanas dado que las coladas están cubiertas directamente por la colada de lava asociada a la erupción más reciente de este volcán (años 1988-90). Asimismo, una de estas últimas erupciones también presenta dos fases, la primera origina una colada composición dacítica (64% en peso de sílice) y de grandes albardones que es cubierta por una delgada colada de composición andesítica (58% en peso de sílice) que se canaliza sobre la anterior. Finalmente, el Cono Navidad esta conformado sólo por un evento eruptivo que duro 13 meses que dio origen al Cono Navidad y a la colada de lava asociada durante los años 1988-1990.

8.4 Petrografía

Las rocas (principalmente coladas de lava) del volcán Lonquimay (estratovolcán y conos monogenéticos) son vesiculares a microvesiculares (principalmente entre un 5 y 30% en volumen) y presentan una textura principalmente afanítica y en algunos casos porfídica con un escaso contenido de fenocristales (en general inferior a 15% en volumen). También, comúnmente la matriz de las coladas de lava presentan

textura traquítica y en algunos casos de bandeamiento que es el reflejo de la segregación por el mecanismo de avance que queda registrado en algunas de estas rocas. No obstante, en algunas rocas se observa la coexistencia de vidrios de distinta coloración y vesicularidad en la matriz que evidencian mezcla de magmas de distinta composición (“mingling”). Es el caso de rocas pertenecientes a las etapas II (muestras LOP41, LOP46 y LOP3), III (muestras LOP6 y LOP44) y IV (LOP18) de la evolución del estratovolcán y de la Etapa III de los CMHE (muestras LOP20 y LOP39). En este sentido, otra textura clave de la ocurrencia de recarga y, por lo tanto, de mezcla de magmas corresponden a los enclaves máficos. Aunque en el caso de las rocas del volcán Lonquimay no son comunes, se han reconocido enclaves en algunas rocas de las etapas I y II del estratovolcán. En el primer caso, corresponden a entrecrecimiento de plagioclasa-olivino y óxidos de Fe-Ti (Etapa I: BB122A) y, en el segundo, de entrecrecimiento de plagioclasa-olivino-óxidos de Fe-Ti inmersos en vidrio de color pardo (Etapa II: BB122B y LOP46).

Por su parte, los minerales reconocidos en las rocas del volcán Lonquimay son plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti, con apatito como mineral accesorio. La plagioclasa es el mineral más abundante aunque por lo general es inferior al 10% en volumen. Además, comúnmente las rocas de este centro eruptivo presentan la coexistencia de varias texturas de desequilibrio indicando la dinámica de los procesos ocurridos desde su formación: ascenso, almacenamiento y posterior extrusión. De esta forma, se reconocen fenocristales en las distintas etapas, tanto del estratovolcán como de los conos monogenéticos, que tienen ansas de reabsorción, textura de cedazo y textura de zonación oscilatoria (Fig. 8.4), coexistiendo con fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales intactos (sin evidencia alguna de reabsorción o zonación). También es común que los fenocristales, principalmente plagioclasa, olivino y/o óxidos de Fe-Ti formen glomérulos.

Otra característica bastante singular y también muy generalizada en las rocas del volcán Lonquimay es el abundante contenido de microcristales de óxidos de Fe-Ti en la matriz que no ha sido descrito en otros volcanes de la ZVS de los Andes (F. Henríquez, comunicación oral). En este sentido, se reconocen tres claras familias. La primera es en general escasa y corresponde a escasos cristales de óxidos de Fe-Ti (normalmente inferior al 3% en volumen) que comúnmente conforman glomérulos

junto a otras fases minerales (principalmente olivino y plagioclasa). La segunda familia corresponde a microcristales como inclusiones en los fenocristales de las otras fases minerales (plagioclasa, olivino y/o clinopiroxeno) lo que señala que estos microcristales se formaron en las primeras etapas de la evolución de los magmas que dieron origen a estas rocas, al igual que los microcristales alargados de apatito que se reconocen como mineral accesorio. En la tercera familia, los minerales de óxido de Fe-Ti que se encuentran de forma abundante en la matriz de la roca y pueden ser remanentes de las etapas tempranas de cristalización, o bien, ser contemporáneos de la etapa tardía de la evolución magmática y, por lo tanto, se habrían formado en niveles prácticamente superficiales.

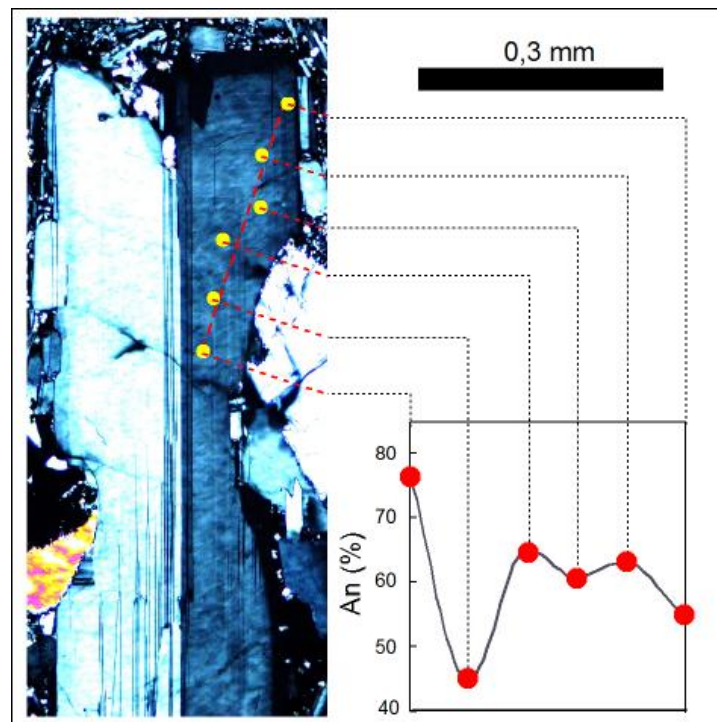


Figura 8.4. Perfil de variación composicional de anortita (An) desde el núcleo al borde de una plagioclasa con textura de zonación oscilatoria perteneciente a una roca asignada a la Etapa II del estratovolcán (muestra LOP46).

8.5 Clasificación geoquímica

Las rocas (principalmente coladas de lava) del volcán Lonquimay corresponden a andesitas basálticas y andesitas (75% de las rocas estudiadas tienen contenidos de sílice entre 53 y 60% en peso) y, de forma subordinada a basaltos, traquiandesitas, traquiandesitas basálticas y traquidacitas (50-64% en peso de sílice) de afinidad subalcalina de contenido medio de K (serie calco-alcalina) aunque predominan las

composiciones andesítica y andesítica basáltica, característica típica de los volcanes de la ZVS (López-Escobar, 1984; Hickey et al., 1986; Tormey et al., 1991; López-Escobar et al., 1993; López-Escobar y Moreno, 1994; Stern, 2004; Stern et al., 2007). En particular, las composiciones de estas rocas son similares a los resultados obtenidos en los piroclastos de este centro eruptivo (48-66% en peso de sílice; Polanco, 1998). Asimismo, todas las rocas del volcán Lonquimay tienen bajos contenidos de volátiles (<0,9% en peso), valores inferiores a los obtenidos para los piroclastos (<3,5% en peso con la mayoría de los valores entre 1,0 y 2,5%; Polanco, 1998).

Las tendencias de los óxidos mayoritarios (Fig. 8.5) son muy similares a otros volcanes de este segmento volcánico, como por ejemplo, a los estratovolcanes Antuco (López-Escobar et al., 1981; Lohmar et al., 1999; Déruelle y López-Escobar, 1999; Moreno et al., 2000), Tolguaca (Polanco, 1998), Llaima (Naranjo y Moreno, 2005), Villarrica (Hickey-Vargas et al., 1989; 2004; Moreno y Clavero, 2006) y Osorno (López-Escobar et al., 1992) y el volcán Mirador (López-Escobar y Moreno, 1981). En especial, el contenido de K_2O es prácticamente idéntico a los volcanes de la ZVS que se encuentra a la misma distancia de la fosa, a diferencia de volcanes que se encuentran más al este que presentan contenidos más elevados de potasio, como es el caso del volcán Copahue (Polanco, 2003). Asimismo, los patrones de los elementos trazas incompatibles del estratovolcán y los conos monogenéticos son prácticamente idénticos a los andesitas basálticas y basaltos de otros volcanes de este segmento de los Andes (Fig. 8.6), no obstante, los valores comparativamente más altos del volcán Lonquimay corresponden a las rocas más evolucionadas de este centro eruptivo (andesitas y dacitas).

Por su parte, las rocas del estratovolcán Lonquimay (etapas I a IV) son principalmente andesitas basálticas y subordinadamente andesitas, basaltos y una traquiandesita (51-60% en peso de SiO_2), mientras que las rocas pertenecientes a los CMHW corresponden a andesitas basálticas (53-55% en peso de sílice) y, por su parte, los CMHE están constituidos por andesitas basálticas, traquiandesitas, andesitas, traquidacitas, un basalto y una traquiandesita basáltica (50-64% en peso de SiO_2).

Una característica distintiva de las rocas de los CMHW es que tienen una variabilidad composicional más restringida que se debe, en parte, a que este grupo sólo lo constituyen tres conos monogenéticos. Por su parte, las rocas menos evolucionadas de este volcán están representadas por la Etapa I de los CMHE. Por el contrario, las más evolucionadas pertenecen a la etapa siguiente de esta misma unidad y corresponden a lavas-domos que representan un evento singular dentro de la evolución de este centro eruptivo.

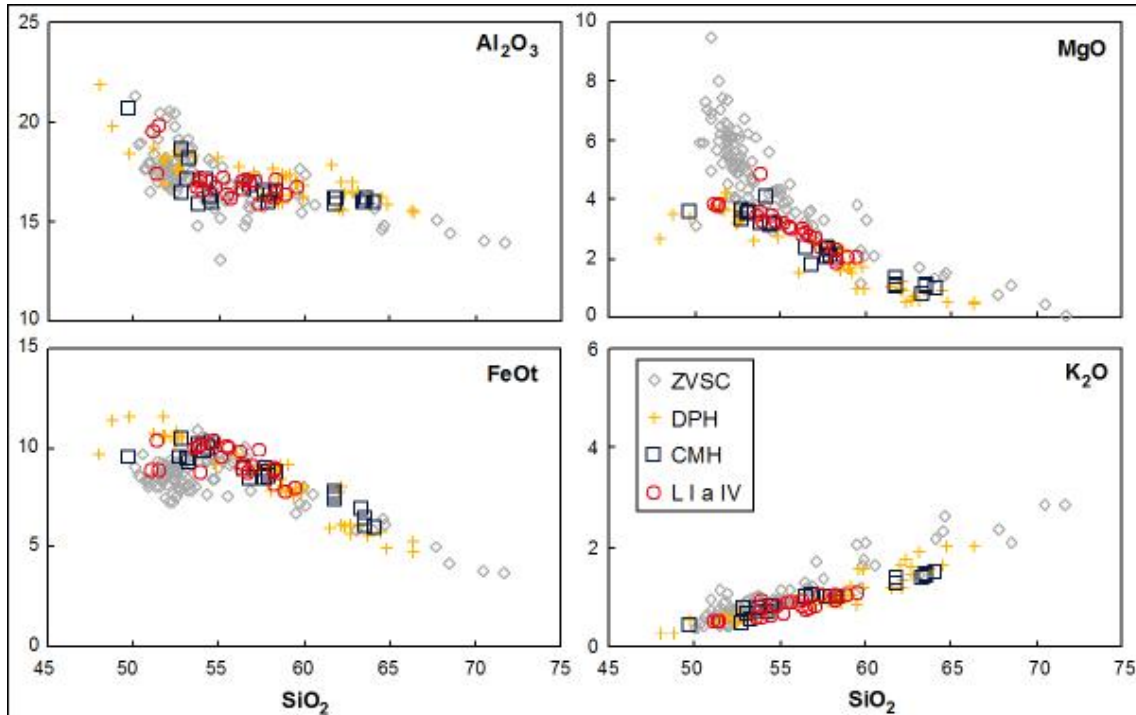


Figura 8.5. Variaciones de óxidos mayoritarios seleccionados de las rocas del estratovolcán (Etapas I a IV) y de los conos monogenéticos holocenos (CMH) del volcán Lonquimay comparados con los de los depósitos piroclásticos holocenos (DPH) asignados a este centro eruptivo (Polanco, 1998) y con otros volcanes de la parte central de la ZVS de los Andes (ZVSC): Antuco (López-Escobar et al., 1981), Tolguaca (Polanco, 1998), Llaima (Naranjo y Moreno, 2005), Villarrica (Hickey-Vargas et al., 1989; 2004) y Osorno (López-Escobar et al., 1992). Concentraciones expresadas en % en peso.

8.6 Clasificación de minerales

Las plagioclasas del estratovolcán Lonquimay corresponden principalmente a labradoritas (etapas I a IV) y, subordinadamente, bitownitas y andesinas. Asimismo, los microlitos que constituyen la matriz se clasifican predominantemente como labradoritas (etapas I a III) y andesinas (Etapa IV). Similar es el caso de los conos monogenéticos (CMHW y CMHE), donde las plagioclasas predominantes corresponden a labradoritas y andesinas a excepción de la Etapa III de los CMHE

donde solo se han reconocido labradoritas y, de forma subordinada, bitownitas (CMHW, CMHE I y CMHE CN), anortitas (CMHW) y oligoclasas (CMHE II). De la misma forma, los microlitos de los conos monogenéticos son casi exclusivamente labradoritas y andesinas.

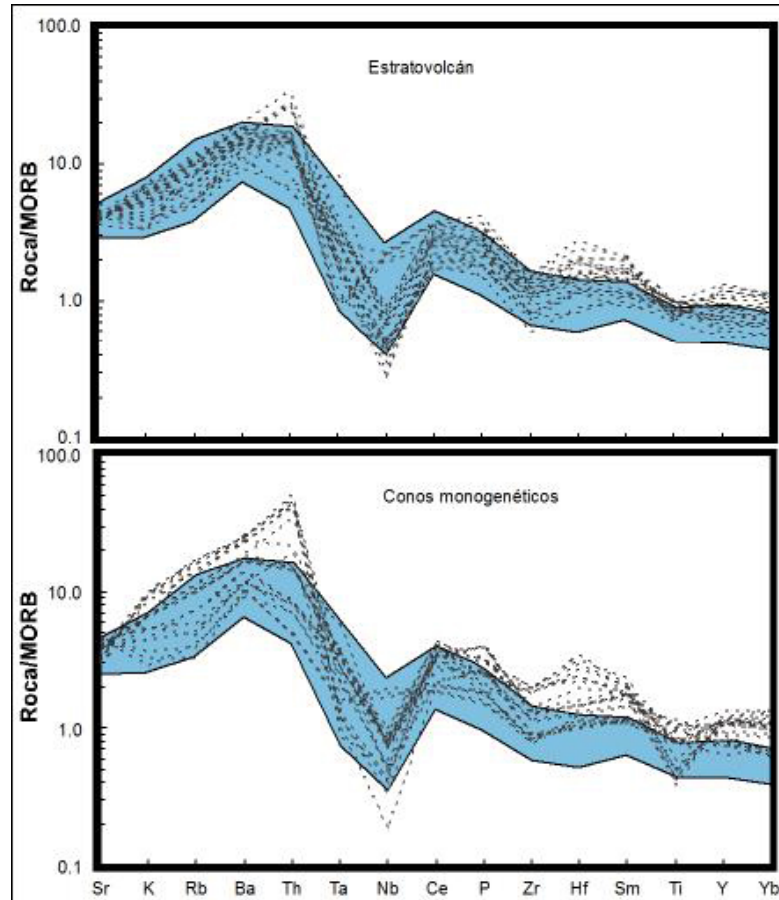


Figura 8.6. Diagrama de elementos incompatibles del estratovolcán (arriba) y los conos monogenéticos (abajo) del volcán Lonquimay. El área coloreada corresponde a muestras de la ZVS compiladas de Hickey et al. (1986), Déruelle (1982) y López-Escobar et al. (1981).

Una característica generalizada de las composiciones de los microlitos de plagioclasa es tienen principalmente composiciones intermedias entre anortita y albita que quedan contenidas en la composición de los fenocristales y, en algunos casos (etapas IV y I del estratovolcán y de los CMHE, respectivamente), representan composiciones de menor temperatura (es decir, menor contenido de anortita).

El olivino tiene composiciones variables aunque en el caso de las etapas I a IV del edificio volcánico tienden a dominar las composiciones más magnésicas (Fe_{52-70}), mientras que en los conos monogenéticos tienden a ser más ricas en Fe: Fe_{26-39}

(CMHE II), Fo₃₆₋₄₂ (CMHE III) y Fo₄₄₋₄₈ (CMHW), a excepción de la Etapa I (Fo₄₄₋₇₁) y el Cono Navidad que tiene una composición intermedia (Fo₄₁₋₅₈).

En el caso de los clinopiroxenos del estratovolcán existen dos grupos dominantes: augitas de alto contenido de Ca (etapas I, II, IV) y pigeonitas y clinoenstatitas de bajo contenido de Ca (Etapa II). De forma similar, los microlitos de clinopiroxeno de las rocas del edificio volcánico forman dos grupos claramente diferenciables: augitas y pigeonitas. Por su parte, los clinopiroxenos, tanto fenocristales como microlitos (sólo CMHW, CMH II y CN están representadas), de los conos monogenéticos (CMHW y CMHE) corresponden principalmente a augitas, a excepción de dos fenocristales de diópsido (CMHE I) y un microlito de pigeonita (CMHE II).

Por otro lado, los óxidos de Fe-Ti tanto del edificio volcánico como los conos monogenéticos, se caracterizan por composiciones bastante cercanas (valores de 9-22% y 56-76% en peso de TiO₂ y Fe₂O₃, respectivamente) a la de la magnetita, a excepción de un valor próximo a la composición de la ilmenita (CMHE I).

8.7 Procesos petrogenéticos

La génesis de los magmas de la ZVS está directamente asociada a la convergencia de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana (Fig. 8.1), interviniendo una serie de factores y procesos a distintas profundidades (Wilson, 1989; Stern, 2004; Stern et al., 2007). A nivel profundo, el magma se genera por la deshidratación y/o fusión de la litósfera oceánica subducida, y de la cuña astenósferica (Thorpe, 1984; Stern, 2004), favorecidas por la incorporación de H₂O proveniente de la deshidratación de los sedimentos saturados de la placa oceánica subducida (Stern, 2004; Stern et al., 2007). Los procesos de generación magmática a nivel subcortical en las etapas tempranas son similares a los de arcos de islas oceánicas (OIA) de placas convergentes (Stern et al., 2007) como señalan la similitud de razones isotópicas y de elementos trazas de basaltos de la ZVSC de los Andes (Hickey-Vargas et al., 1984; 1989; Hickey et al. 1986; Futa y Stern, 1988). No obstante, las diferencias en las composiciones isotópicas de las rocas de algunos segmentos de la ZVS de los Andes comparados con los de las de OIA indican la participación de corteza continental y/o manto litosférico en la evolución de estas rocas volcánicas. Estos

aspectos aún son motivo de debate y la interpretación varía de un segmento a otro de la ZVS en función, principalmente, del espesor y composición corticales (p. ej., Stern et al., 2007). En este contexto, algunos autores señalan que no es significativa la contaminación cortical de las rocas de este segmento volcánico (p. ej., López-Escobar et al., 1981; Gerlach et al., 1988), mientras que otros autores apoyan la asimilación cortical mediante procesos de fusión, asimilación, almacenamiento y homogenización (MASH; Hildreth y Moor bath, 1988) a nivel subcortical (Hildreth y Moor bath, 1988; Davidson et al., 1991; McMillan et al., 1989). Además, otros autores indican que la fuente de la contaminación proviene de los sedimentos (continentales) incorporados en la placa subducida (p. ej., Stern, 1991; Stern y Skewes, 1995). Por último, las diferencias con respecto a los OIA son resultado de dos fuentes diferentes: la cuña del manto astenosférico y la litosfera continental (p. ej., Stern y Kilian, 1996; Hickey-Vargas et al., 2002).

8.7.1 Convección magmática

Los procesos de convección en una cámara magmática permiten explicar una serie de texturas de desequilibrio, además de las acumulaciones de cristales (Hibbard, 1995). Para ello es necesario, conceptualmente al menos, entender la cámara magmática como un cuerpo estratificado composicional y térmicamente (Sparks et al., 1977; Cas y Wright, 1987) de manera que sea posible la generación de las celdas convectivas. La convección ocurre cuando los minerales más densos y fríos que el líquido silicatado, el olivino por ejemplo, tienden a desplazarse y concentrarse por efectos de la gravedad en el fondo de la cámara magmática, a mayor temperatura. De forma simultánea, el espacio libre es ocupado por material más caliente y menos denso que sube generando un flujo diferencial de cristales y fundido, dando origen a concentraciones locales de cristales (Hibbard, 1995) y una serie de texturas de desequilibrio. En particular, resultados de petrología experimental en lavas de textura porfídica (45-55% en vol. de fenocristales) y composición andesítica han obtenido el suficiente contraste de temperatura para generar plagioclasas con zonación oscilatoria y textura de cedazo mediante un proceso denominado autoconvección (“convective self-mixing” o también mezcla termal; Ruprecht y Wörner, 2007) en el interior de la cámara magmática superficial (0-2 kbar; Couch et al., 2001). En este sentido, recientemente un modelo numérico que simula el enfriamiento y cristalización de una cámara magmática en un sistema

cerrado (Gutiérrez y Parada, 2009; 2010), propone explicar la evolución de los productos asociadas a las dos fases identificadas de la última erupción del año 1991 del volcán Hudson (diferencias de 51-52% y 60-62% en peso de sílice; Kratzmann et al., 2009), esencialmente por un proceso de autoconvección al interior de la cámara magmática. No obstante, una evolución tan significativa (del orden de 10% en peso en el contenido de sílice) requiere una cámara magmática de dimensiones importantes y un tiempo prolongado de almacenamiento cortical (del orden de unos 10 ka; Gutiérrez y Parada, 2010). Considerando las ideas anteriores, es bastante probable que las plagioclasas con zonación oscilatoria del volcán Lonquimay que tienen una variación en el contenido de anortita inferior al 10% se hayan generado por la convección en el interior de la cámara magmática. En este sentido, la mayoría de las plagioclasas con zonación oscilatoria analizadas exhiben pequeñas variaciones en el contenido de anortita. En particular, fenocristales de plagioclasas pertenecientes a rocas de las etapas I (BB129, LOP31A y LOP20), II (BB131) y III (BB133) de los CMHE, de las etapas I (LOP2 y LOP19), II (LOP46) y III (BB121) del estratovolcán de las los CMHW y, finalmente, de los CMHW (LOP43). La erupción en dos fases (63,4 y 61,9% en peso de sílice de la fase 1 y 2, respectivamente) que originó a las lavas-domos de la etapa II de los CMHE son consistente con la existencia de una pequeña cámara magmática estratificada.

8.7.2 Cristalización fraccionada

El proceso de cristalización fraccionada puede ser reconocido desde el punto de vista petrográfico por la formación de fenocristales de las fases minerales (plagioclasa-olivino±clinopiroxeno-óxidos de Fe-Ti) que se separaron del líquido silicatado (Hibbard, 1995). Aunque en el caso de las rocas del volcán Lonquimay los fenocristales no son abundantes, si es posible reconocerlos en todas las rocas estudiadas. De esta forma, la textura porfídica en algunas de las rocas de este centro eruptivo es explicada mediante el fraccionamiento mineral, siguiendo la serie de Bowen, es decir, primero los olivinos, luego los clinopiroxenos y las plagioclasas cálcicas y las plagioclasas más sódicas (p. ej., Dercourt, 1984). Asimismo, las acumulaciones de fenocristales, es decir, la ocurrencia de textura glomerofídica, también son evidencias de fraccionamiento mineral (Hibbard, 1995).

Por su parte, los diagramas de Harker de elementos mayoritarios de las muestras de roca estudiadas del volcán Lonquimay tienen tendencias lineales con escasa dispersión, consistente con un escaso contenido de fenocristales y la presencia de textura afírica dominante, permitiendo interpretar que las rocas son cogenéticas (proviene de un mismo magma parental) resultado de procesos de cristalización o fusión parcial (Fig. 6.3). De esta forma, las disminuciones de los contenidos de CaO, MgO y Al₂O₃ con respecto al contenido de sílice señalan el fraccionamiento de olivino, piroxeno y plagioclasa. Asimismo, el punto de inflexión en el contenido de Al₂O₃ (55% de sílice aproximadamente) indicaría el comienzo del fraccionamiento de la plagioclasa. Además, la sostenida disminución del contenido de FeO total con respecto al contenido de sílice es consistente con la cristalización de la magnetita en las primeras etapas de evolución magmática (Wilson, 1989). Los puntos de inflexión de las variaciones de los contenidos de P₂O₅ y TiO₂ (en 58 y 55% de sílice, respectivamente), se explican también como resultado del fraccionamiento de apatito y magnetita (óxidos de Fe-Ti), respectivamente.

De la misma forma, las tendencias de los contenidos de algunos elementos trazas en los diagramas de Harker son consistentes, aunque con mayor dispersión, con el fraccionamiento de algunas fases minerales. La disminución del contenido de Sr con respecto al contenido de sílice señala la cristalización de plagioclasa y la disminución de los contenidos de Sc, V y Cr se correlaciona con el fraccionamiento de clinopiroxeno. La disminución de los contenidos de Ni, Cr y Co es consistente con el fraccionamiento del olivino.

Aunque las interpretaciones de algunas de las tendencias de los diagramas de Harker de las rocas del volcán Lonquimay señalan el fraccionamiento de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti, el argumento más fuerte proviene de los patrones de las REE. Estos patrones se caracterizan por un enriquecimiento en LREE y un empobrecimiento progresivo hacia HREE que indica el fraccionamiento mineral como un proceso dominante en las rocas de este centro eruptivo, similar a otros volcanes pertenecientes a la ZVS de los Andes (López-Escobar et al., 1977; 1985; López-Escobar, 1984; Gerlach et al., 1988; Muñoz y Stern, 1988; 1989; Hickey-Vargas et al., 1989; D'Orazio et al., 2003; Gutiérrez et al., 2005; Kratzmann et al., 2009). La mayoría de las rocas del volcán Lonquimay tienen patrones subparalelos que son consistente con un mayor o menor porcentaje

(razones más altas o bajas, respectivamente) de fraccionamiento. Asimismo, algunas rocas (BB125-L II, BB123C-L III, LOP20 de CMHE I; BB133 y LOP39, ambas pertenecientes a la etapa III de los CMHE) tienen la típica anomalía negativa de Eu que indica el fraccionamiento de plagioclasa.

A lo anterior, se suma que los valores de la razón de La e Yb (LREE y HREE, respectivamente) resultan prácticamente constantes, lo cual señala que la cristalización fraccionada es un proceso predominante en la evolución magmática de las rocas del volcán Lonquimay.

Otro argumento que indica que la cristalización fraccionada es el proceso que controla fuertemente la evolución de las rocas del volcán Lonquimay se obtuvo al lograr modelar un magma evolucionado (magma hijo) a partir de la substracción de las fases minerales presentes en el magma más primitivo (magma padre) siguiendo el método de Stormer y Nichols (1978). Para ello se utilizaron los resultados de los elementos mayoritarios de roca total de una andesita basáltica (magma padre) y una traquiandesita y una traquidacita (ambas magmas hijo) y de la microsonda electrónica (el promedio de las distintas fases minerales presentes en el magma padre). De esta manera, en ambos casos modelados se obtuvieron resultados satisfactorios desde el punto de vista del balance de masas (valores de $\Sigma r^2 < 1$, donde r es el residual). Para el caso de la traquiandesita fue necesaria la substracción de 53% de plagioclasa, clinopiroxeno, óxidos de Fe-Ti y olivino, mientras que en el caso de la traquidacita se necesitó un 56% de las fases del magma padre (Tabla VIII-I).

Tabla VIII-I. Balance de masas para magmas padre e hijo del volcán Lonquimay. r: residual.

Tipo de magma Muestra TAS	Padre LOP33 andesita basáltica	Hijo LOP21 traquidacita	Hijo LOP20 traquiandesita
% fases substraídas	Plagioclasa	63,15	64,56
	Olivino	6,03	6,76
	Clinopiroxeno	19,91	18,61
	óxidos de Fe-Ti	10,91	10,07
% total relativo al magma padre Σr^2		56,09 0,44	52,97 0,33

Por otra parte, la evolución química de las rocas del volcán Lonquimay (estratovolcán y conos monogenéticos) puede ser modelada por procesos de

cristalización fraccionada cuando ocurre un incremento sostenido del contenido de sílice simultáneamente con la disminución de los contenidos de Al_2O_3 , MgO y Fe_2O_3 total (Fig. 8.7). En este sentido, en la evolución del estratovolcán es posible observar distintos comportamientos. Por un lado, se evidencia la aparición de nuevos pulsos magmáticos menos diferenciados, por otro, intervalos donde la cristalización fraccionada explica las variaciones composicionales y, por último, almacenamiento del magma que permite la generación de cámaras magmáticas estratificadas (Figura 8.7). Por su parte, los CMHW se caracterizan por variaciones muy restringidas en el contenido de sílice (53-55% en peso de SiO_2), limitando la aplicación de este modelo, quizás salvo por la disminución del contenido de MgO . Por el contrario, la evolución de los CMHE sigue bastante el modelo de cristalización fraccionada, al menos para gran parte de ella (Fig. 8.7).

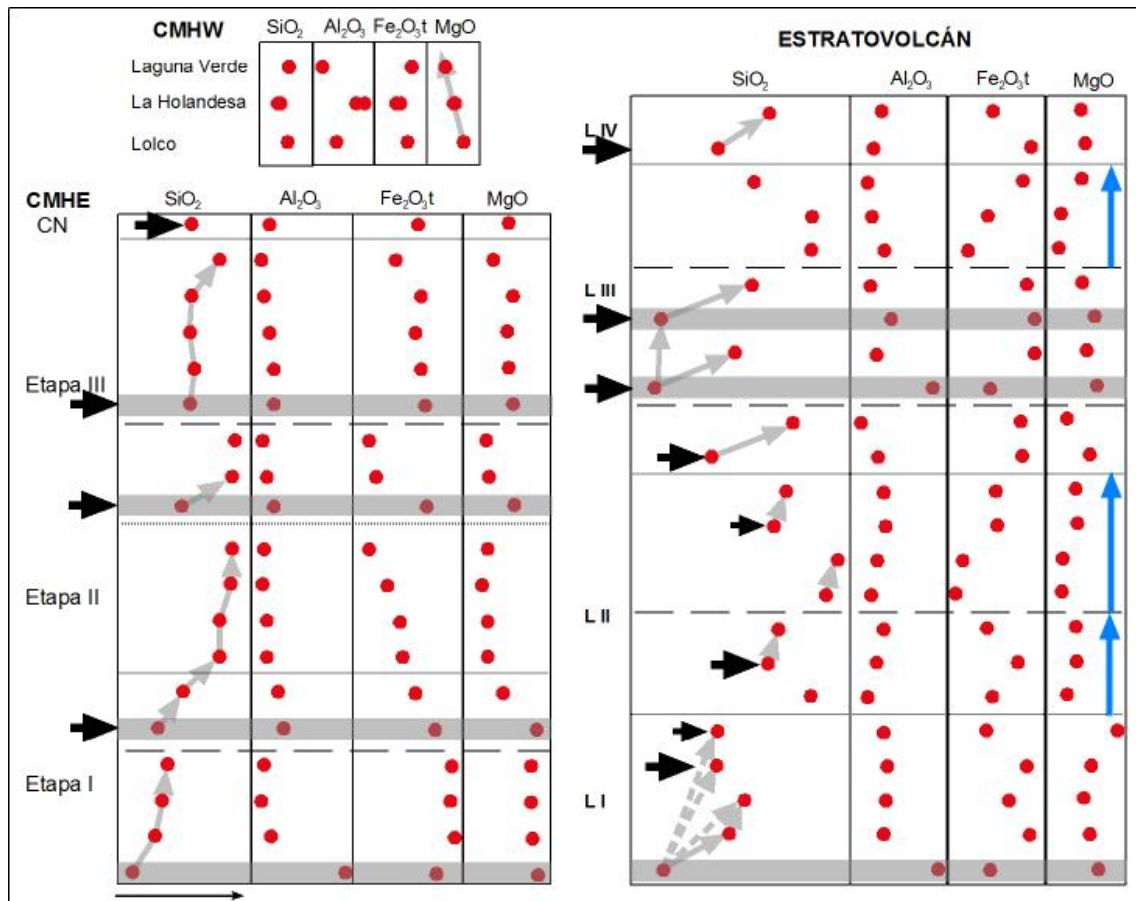


Figura 8.7. Variación química de elementos mayoritarios seleccionados (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3t y MgO) en la estratigrafía de los conos monogenéticos (CMHW y CMHE) y del estratovolcán. Las flechas de color gris representan fraccionamiento mineral, las de color negro indican recarga en el sistema y las de color celeste representan pulsos asociados a cámaras magmáticas estratificadas. En color gris se han destacado las rocas menos evolucionadas (mayoritariamente basaltos) que tendrían una composición química similar al magma padre.

8.7.3 Mezcla de magmas

Polanco (1998) sostiene la ocurrencia de procesos de mezcla de magmas en el volcán Lonquimay fundamentado, esencialmente, por la presencia de bombas bandeadas (piroclastos híbridos con textura de “mingling” de tamaño superior a 6,4 cm) (Cas y Wright, 1987) asignadas a la actividad explosiva de este centro eruptivo y un depósito de tefra de entre 4140 ± 70 y 4750 ± 50 años AP asociado a un mismo evento eruptivo que está constituido por piroclastos de distinta composición. La parte inferior del depósito esta conformada por pómez de tamaño lapilli, mientras que la parte superior corresponde a un nivel de escorias.

No obstante, la sospecha de la ocurrencia de procesos de mezcla de magma en las rocas estudiadas del volcán Lonquimay, proviene principalmente de la diversidad de texturas de desequilibrio reconocidas en estas rocas cuyo origen puede ser explicado eficientemente por procesos de mezcla de magma (Hibbard, 1995). Por un lado, la coexistencia generalizada de plagioclasas sin evidencias de reabsorción junto a plagioclasas con textura de cedazo. Además, la coexistencia de plagioclasa con textura de zonación normal e inversa pero, en especial, la ocurrencia bastante común de plagioclasas con textura de zonación oscilatoria. También, la presencia de enclaves máficos y la coexistencia de vidrios de distinto color y vesicularidad en algunas rocas de este centro eruptivo. Además, los valores bajos del contenido de sílice y altos de Fe_2O_3 , MgO y Al_2O_3 de la estratigrafía del volcán Lonquimay (principalmente en el estratovolcán aunque también se verifica en los CMHE) indicarían la presencia de un pulso nuevo de magma menos evolucionado en el sistema.

La zonación oscilatoria (Fig. 8.4) es una de las texturas de desequilibrio (variaciones de T, P y/o composición química) que ha sido comúnmente explicada como producto de una frecuente recarga en la cámara magmática donde el incremento del contenido de anortita indicaría la inyección de un pulso de magma más primitivo y caliente (Andrews et al., 2008). En este sentido, parece coherente que las variaciones significativas en la composición de anortita puedan ser explicadas por la inyección de un nuevo pulso más primitivo a niveles corticales someros, como en el caso de algunas rocas de las etapas II (LOP46 y BB119: An_{41-82} y An_{55-72} , respectivamente) y IV (LOP45: An_{38-54}) del estratovolcán y la Etapa II (BB130: An_{37-}

48) y el Cono Navidad (LOP34: An_{35-47}) de los CMHE. Asimismo, aunque con escasas dos mediciones disponibles, se han reconocido clinopiroxenos que tienen una textura de zonación oscilatoria con variaciones que pueden ser explicadas por recarga en el sistema como es el caso de rocas de la etapas I (BB129: Wo_{25-41}) y II (LOP42: Wo_{4-37}) de los CMHE y estratovolcán, respectivamente.

Por otro lado, también se han obtenido importantes variaciones en la composición del vidrio de la matriz de los enclaves máficos (principalmente son entrecrecimiento de cristales de olivino, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti de tamaño más pequeño) y la lava encajonante, como es el caso de las etapas II (LOP46: 56-71% en peso de sílice, este último valor es la muestra de roca LOP42 que pertenece a la misma unidad y tiene una composición de roca total y petrografía similar), III (BB121: 61-73% en peso de sílice) y IV (LOP45: 69-75% en peso de sílice) del estratovolcán Lonquimay. Evidentemente, las composiciones del vidrio de la matriz de estos enclaves son de mayor temperatura que los resultados de la roca encajonante. Asimismo, se han obtenido variaciones significativas en la composición del vidrio de la matriz de rocas de la Etapa III (BB133: 59-73% en peso de sílice) y el Cono Navidad (LOP35: 69-73% en peso de sílice) de los CMHE, de las etapas I (LOP19: 63-85% en peso de sílice), II (LOP42: 72-86% en peso de sílice) y III (BB121: 61-73% en peso de sílice) del estratovolcán y de los CMHW (BB42: 52-74% en peso de sílice). Aunque las variaciones más pequeñas pueden ser explicadas por segregación por flujo, la mayoría corresponde a la coexistencia de vidrios de distinta composición que indicaría la ocurrencia de un nuevo pulso de magma más caliente y de mayor temperatura.

Otro elemento que puede reforzar el modelo de recarga de la cámara magmática se desprende de la composición de clinopiroxenos en los conos monogenéticos. De esta manera, las augitas de la Etapa II tienen los contenidos más empobrecidos en Mg (BB130: En_{29-33} y BB131: En_{27-32}) que las augitas de las etapas siguientes (LOP39: En_{34-37} y BB133: En_{35-37}).

Finalmente, Ruprecht y Wörner (2007) proponen que el contenido de anortita es directamente proporcional al contenido de FeOt en las plagioclasas con zonación oscilatoria cuando ocurre recarga en el sistema (o mezcla de magmas), mientras que es prácticamente constante cuando se originan por procesos de mezcla termal

(o autoconvección; Couch et al., 2001). Utilizando esta idea en las rocas del volcán Lonquimay, la mayoría de las plagioclasas con esta textura se origina por autoconvección (Fig. 8.8), mientras que solo algunas rocas del estratovolcán (L I: LOP2; L II: LOP46 y BB119, L III: BB121, L IV: LOP45) pueden ser interpretadas como resultado de procesos de mezcla de magma. De la misma forma, todas las plagioclasas con textura oscilatoria analizadas de las rocas de los conos monogenéticos son originadas por autocovección, a excepción de una muestra de la Etapa II de los CMHE (BB130) (Fig. 8.8).

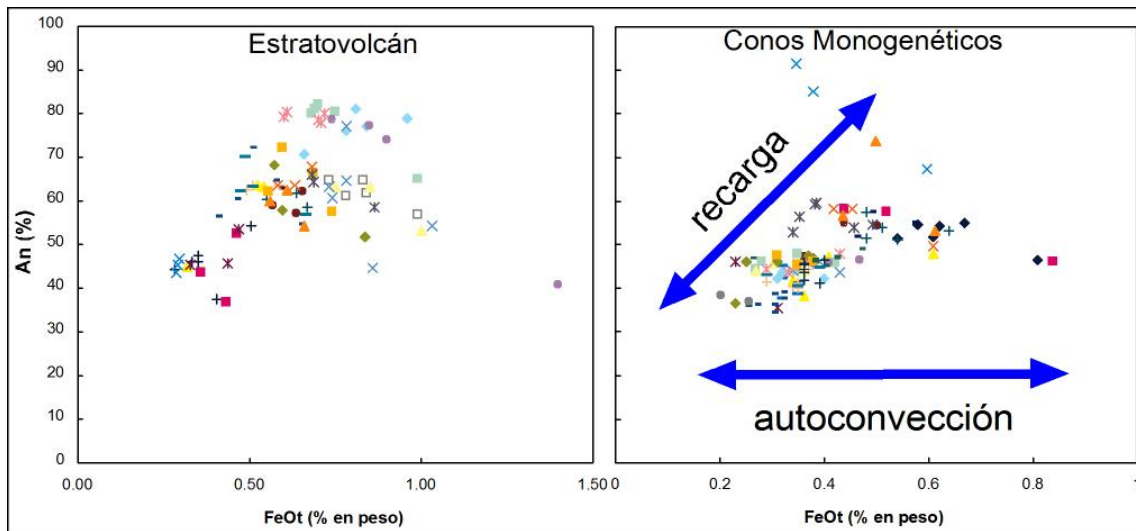


Figura 8.8. Diagrama del contenido de FeOt contra % de la composición de la anortita de las plagioclasas zonadas de las rocas del estratovolcán y los conos monogenéticos.

8.7.4 Contaminación y asimilación cortical

Entre los 33-36° S de la ZVS de los Andes, al norte del volcán Lonquimay, los datos isotópicos señalan una correlación entre el grado de contaminación cortical inferida y el espesor de la corteza (Hildreth y Moorbath, 1988). Por su parte, al sur de los 37° S donde la corteza continental se adelgaza a unos 35 km, las rocas volcánicas, predominantemente basaltos y andesitas basálticas (López-Escobar et al., 1995), tienen razones isotópicas y elementos trazas similares a los basaltos de OIA y, por lo tanto, carecen de claras evidencias de asimilación de la corteza continental (Hickey-Vargas et al., 1984; 1989; Hickey et al. 1986; Futa y Stern, 1988). En este sentido, los resultados de los isótopos de Sr (0,703904-0,704018) y Nd (0,512832-0,512902) de las rocas analizadas del volcán Lonquimay (51-64% en peso de sílice) resultan evidentemente bastante próximos a los valores de los arcos de islas (Fig. 8.9). No

obstante, es difícil comprender que las rocas volcánicas en este segmento no tengan evidencias de contaminación y asimilación cortical en su química a pesar de que los magmas deben atravesar 35 km de espesor cortical.

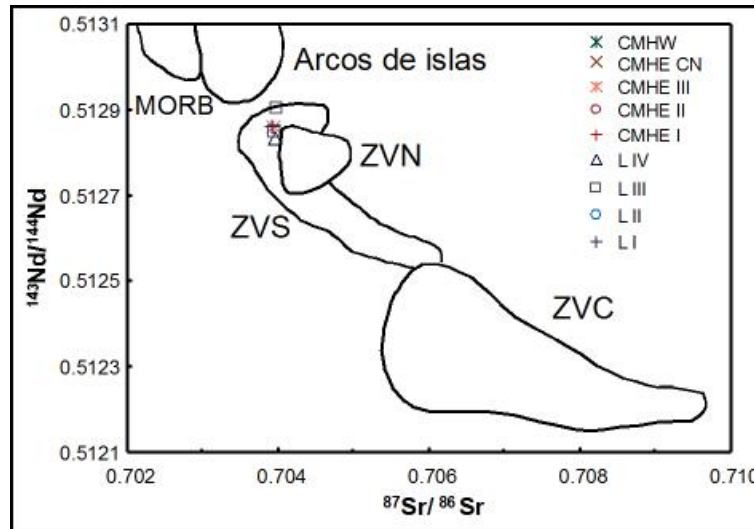


Figura 8.9. Diagrama de relaciones isotópicas de Sr y Nd de las rocas del volcán Lonquimay (estratovolcán: Etapas I a IV y conos moogenéticos: CMHW, CMHE I a III y CMHE CN) con los distintos segmentos volcánicos y el campo de los basaltos de arcos de islas y MORB (campos tomados de Stern, 1991; Stern et al., 2007).

Por su parte, los basaltos, andesitas y dacitas del volcán Lonquimay tienen la misma composición isotópica, como ocurre con varios volcanes localizados entre los 37-42° S de la ZVS de los Andes, indicando que la diferenciación magmática ocurrió por fraccionamiento sin asimilación cortical (Gerlach et al., 1988), o bien, que la asimilación cortical es de rocas jóvenes en términos isotópicos como son las rocas plutónicas del Mioceno (McMillian et al., 1989). Sin embargo, las razones de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,5928-15,6159) y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18,5913-18,6170) de este centro eruptivo se traslapan con los valores de la corteza continental inferior (Fig. 8.10), lo cual sugiere la ocurrencia de contaminación cortical, al menos, a niveles profundos aunque no sea tan significativa como en el caso de las rocas de la ZVC. Asimismo, la anomalía negativa de Nb en el diagrama de elementos incompatibles normalizados al MORB (Fig. 8.6) es característica de la corteza continental y puede ser indicador de la participación de corteza continental en los procesos magmáticos.

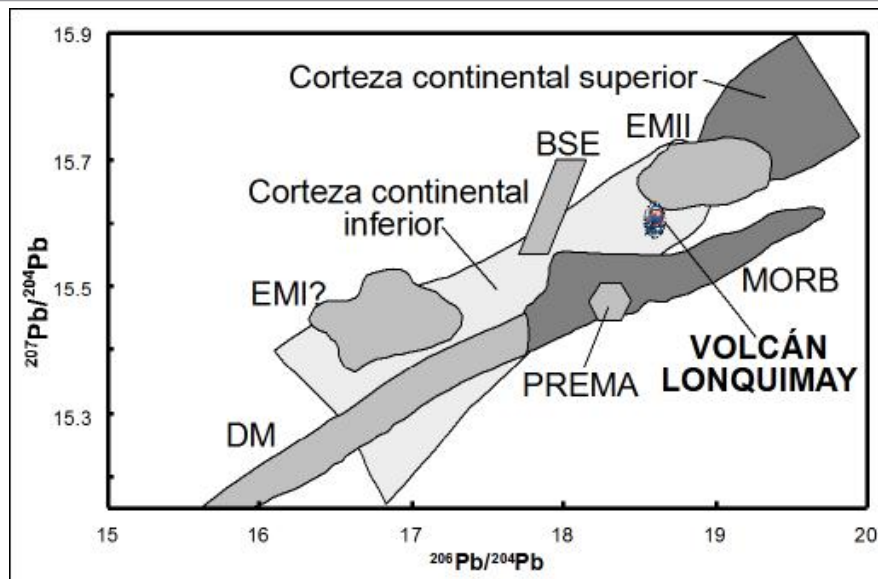


Figura 8.10. Diagrama de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de las rocas del volcán Lonquimay. DM: manto empobrecido, PREMA: composición del manto predominante observada frecuentemente, MORB: basaltos de las dorsales oceánicas, BSE: composición global de la Tierra silicatada y EMI y EMI: manto enriquecido de tipo I y II, respectivamente.

Finalmente, Stern (1991) modela la región fuente de la contaminación por asimilación cortical profunda (MASH) para basaltos y andesitas basálticas de la parte norte y central de la ZVS de los Andes (ZVSN y ZVSC, respectivamente). En este modelo, los basaltos de la ZVSC (37-42° S) pueden ser generados por el 1% de sedimentos continentales subducidos a la fuente mantélica (cuña astenosférica), mientras que la asimilación intracortical necesita de una cantidad igual de masa de los basaltos derivados del manto para generar el mismo cambio isotópico (Fig. 8.11).

Los resultados de la razón isotópica de Sr de las rocas del volcán Lonquimay (Fig. 8.9) son prácticamente idénticos a los valores de los volcanes de este mismo segmento publicados por trabajos de variaciones isotópicas a lo largo de la cadena volcánica (Déruelle et al., 1983; Notsu et al., 1987; Stern, 1991) y los obtenidos para este centro eruptivo (Déruelle et al., 1983)

8.8 Fuente magmática

El patrón de las rocas del volcán Lonquimay en el diagrama de elementos incompatibles (Fig. 8.6) es interpretado como típico de magmas de márgenes convergentes donde los magmas se originan por la incorporación de fluidos derivados de la deshidratación del fondo oceánico subducido (enriquecido en

elementos incompatibles móviles: Sr, K, Rb y Ba) y por la fusión del manto o cuña astenosférica (empobrecimiento en elementos incompatibles inmóviles: Th, Ta, Nb, Ce; P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y e Yb) (Pearce, 1983; Stern et al., 2007), similar a los resultados de otros volcanes de la ZVS de Andes (p. ej., Hickey et al., 1986; Davidson et al., 1987; Muñoz y Stern, 1989; Polanco, 2003; Gutiérrez et al., 2005).

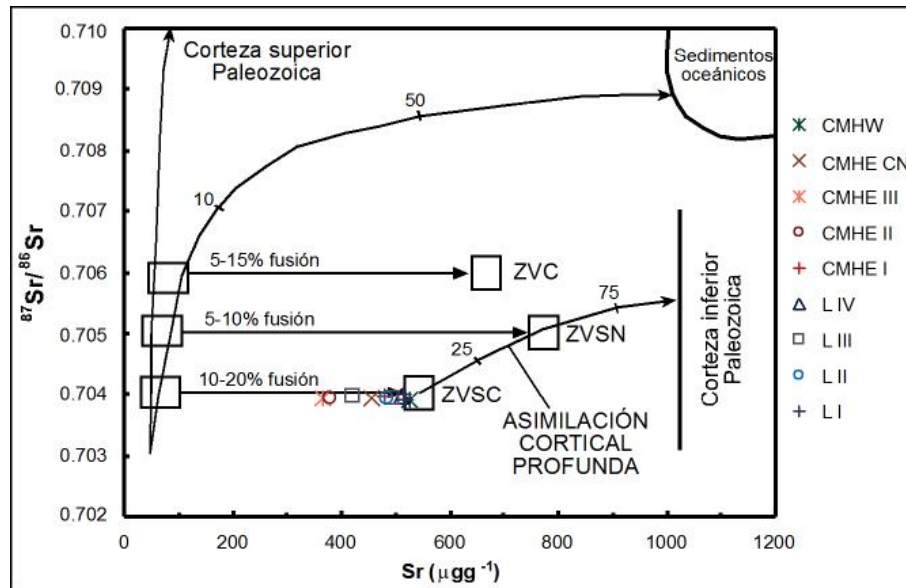


Figura 8.11. Diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contra contenido de Sr propuesto por Stern (1991) que modela la fuente de la contaminación cortical en los segmentos norte y central de la ZVS de los Andes, en el cual se incluyen los valores obtenidos de las rocas del volcán Lonquimay (estratovolcán: Etapas I a IV y conos moenéticos: CMHW, CMHE I a III y CMHE CN, Cono Navidad).

Por su parte, las rocas del volcán Lonquimay tienen valores isotópicos intermedios entre la composición global de la Tierra silicatada (BSE) y la composición del manto predominante observada frecuentemente (PREMA) en el diagrama de correlación isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contra $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Fig. 8.12), a lo largo de la formación del manto (“mantle array”).

De la misma forma, en el diagrama de correlación isotópica de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ las rocas analizadas de este centro eruptivo tienen valores cercanos al PREMA, los basaltos de dorsales oceánicas (MORB) y la BSE (Fig. 8.12). Esto último también se confirma en el diagrama de correlación isotópica de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ donde los valores del volcán quedan entre la BSE y PREMA y MORB aunque evidentemente más cerca de estos dos últimos campos (Fig. 8.13). Por último, en el diagrama de correlación de isotópica de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ los valores obtenidos son extremadamente cercanos al manto

enriquecido del tipo II (EMII: tiene bajas razones isotópicas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y altas razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ a un valor dado de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; Zindler y Hart, 1986; Rollinson, 1993) (Fig. 8.13). Esto último es coincidente con los resultados de isótopos de Pb de varios centros volcánicos de este segmento de la ZVS que son interpretados como provenientes de una mezcla del manto y de sedimentos incorporados por la placa subducida (Barreiro, 1984).

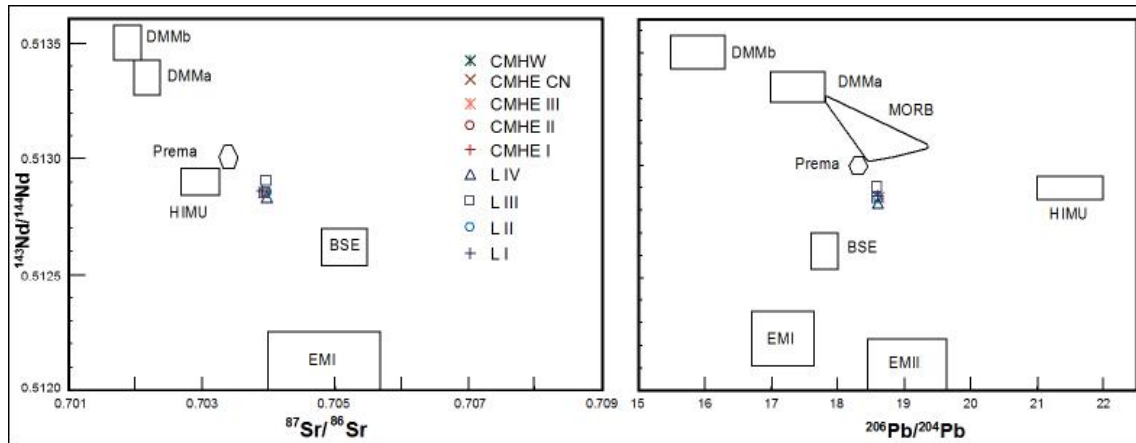


Figura 8.12. Diagramas de correlación isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contra $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (izquierda) y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (derecha) para las rocas del volcán Lonquimay (estratovolcán: Etapas I a IV y conos mogenéticos: CMHW, CMHE I a III y CMHE CN). DMMa y DMMb: manto empobrecido, Prema: composición del manto predominante observada frecuentemente, HIMU: manto con altas razones de U/Pb, MORB: basaltos de las dorsales oceánicas, BSE: composición global de la Tierra silicatada y EMI y EMII: manto enriquecido de tipo I y II, respectivamente.

Finalmente, estudios regionales de las variaciones de isótopos de Sr, Nd y O a lo largo de la ZVS de los Andes muestran una pequeña diferencia entre las rocas de los OIB y la ZVSC que se ha interpretado como que la masa de los componentes derivados desde la placa oceánica es relativamente pequeña comparada con la fuente mantélica (cuña astenósferica) de este segmento volcánico (Hickey-Vargas et al., 1984; 1989; Hickey et al. 1986; Stern et al., 1990).

8.9 Termobarometría

Cuantificar la presión (P) y la temperatura (T) a la cual estuvo sometido el magma que da origen a las rocas del volcán Lonquimay es uno de los resultados más significativos del presente estudio. En esta área del conocimiento geológico existen varios métodos para estimar las condiciones de P y T en rocas volcánicas (Putirka, 2008). No obstante, por la composición y la mineralogía de las rocas del volcán

Lonquimay, el más adecuado para estimar las condiciones de los magmas en profundidad corresponde al método de termobarometría de equilibrio de clinopiroxeno-líquido silicatado que se basa en principios termodinámicos combinados con resultados experimentales (Putirka et al., 1996; 2003; Putirka, 1999; 2008). Además, con el objeto de corroborar los resultados de las temperaturas estimadas mediante el método anterior, se utilizó también el modelo de termometría de olivino y vidrio (Putirka, 1997; 2008). Finalmente, se aplicó el método del geotermómetro de óxidos de Fe-Ti (Ghiorso y Sack, 1991; Ghiorso y Evans, 2008). En este último caso, los resultados carecen de representatividad estadística, ya que se dispone de muy escasos análisis químicos de óxidos de Fe-Ti en exsolución, y por lo tanto, los valores obtenidos son considerados solamente como una aproximación.

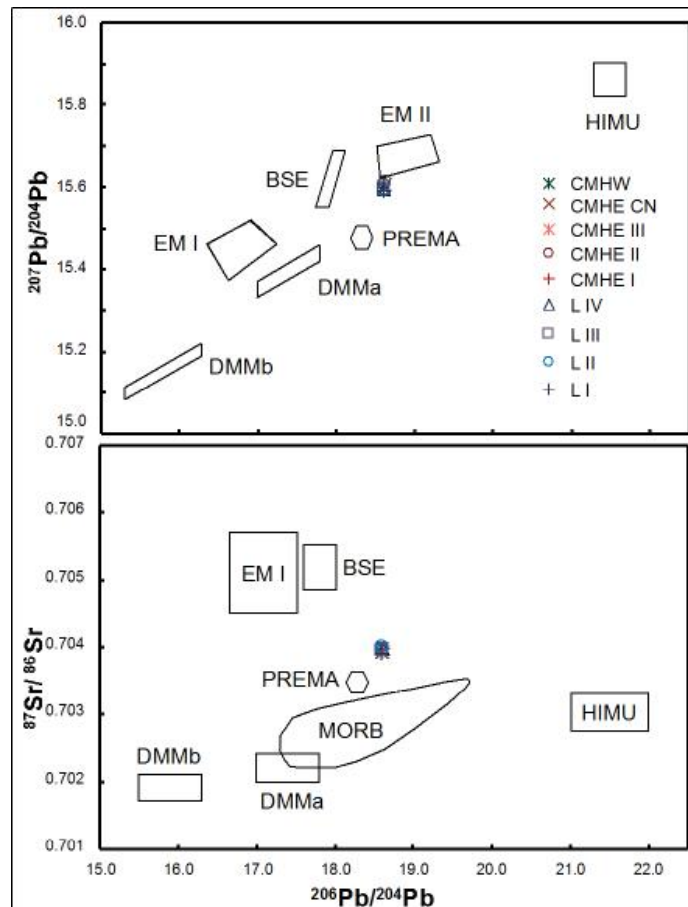


Figura 8.13. Diagramas de correlación isotópica de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para las rocas seleccionadas del volcán Lonquimay (estratovolcán: Etapas I a IV y conos moagenéticos: CMHW, CMHE I a III y CMHE CN). DMMa y DMMb: manto empobrecido, Prema: composición del manto predominante observada frecuentemente, HIMU: manto con altas razones de U/Pb, MORB: basaltos de las dorsales oceánicas, BSE: composición global de la Tierra silicatada y EMI y EMII: manto enriquecido de tipo I y II, respectivamente.

La metodología detallada de la termobarometría de equilibrio de clinopiroxeno-líquido silicatado esta explicada en Aulinas et al. (2010). Para esta metodología se utilizaron los análisis de la composición de fenocristales de clinopiroxeno de las distintas muestras de roca del volcán Lonquimay obtenidos mediante microsonda electrónica y los análisis del vidrio de la matriz y/o de la roca total obtenidos mediante microsonda electrónica y FRX, respectivamente. Para obtener las condiciones de presión y temperatura utilizando este método es necesario que se cumpla la condición de equilibrio entre el clinopiroxeno y el líquido silicatado (del vidrio y/o roca total). Para ello se impone simultáneamente de la relación empírica de Duke (1976) definida como $\log(\text{Fe}/\text{Mg})_{\text{cpx}} = 0,564 + 0,755 \times \log(\text{Fe}/\text{Mg})_{\text{liq}}$ y la condición de equilibrio $K_D(\text{Fe}-\text{Mg})_{\text{cpx-liq}} = 0,27 \pm 0,03$ (Putirka et al., 1996; 2003; Putirka, 1999; 2008), donde K_D es la constante de equilibrio. Además, los errores estándares para los valores estimados mediante este modelo corresponden a 2,6 kbar y 58° C para condiciones anhidras (Putirka, 2008). La P y T fueron estimadas utilizando el programa de Excel Clinopyroxene P-T disponible en la página http://www.csufresno.edu/ees/Faculty&Staff/Putirka/Keith_Putirka.html. En una primera etapa se intentó imponer ambas condiciones modelando el fraccionamiento de olivino en las muestras del volcán Lonquimay, no obstante, sólo 27 mediciones cumplieron ambas condiciones de equilibrio simultáneamente, de las cuales sólo se obtuvieron resultados satisfactorios de temperatura comparable al intervalo composicional de las rocas del volcán Lonquimay. Dado lo anterior, se impuso sólo la condición de equilibrio $K_D(\text{Fe}-\text{Mg})_{\text{cpx-liq}} = 0,27 \pm 0,03$ (Putirka, 2008) a los análisis de las muestras del volcán Lonquimay, obteniendo de esta forma, 35 mediciones que cumplían la condición anterior y resultan satisfactorios desde el punto de vista petrológico (Tabla VIII-II), aunque sólo en 24 de ellos se obtienen valores positivos de la variable presión. Estos resultados sólo se consideran sólo como estimaciones dado que no cumplen simultáneamente ambas condiciones.

Resulta evidente que existen dos grupos bien definidos, tanto en la presión como en la temperatura (Fig. 8.14). De esta forma, la mayoría de los resultados quedan en los intervalos de 1055-1075 °C y 1085-1100 °C de temperatura con excepción de valores aislados en rocas de la Etapa III y el Cono Navidad de los CMHE (1045 y 1023 °C, respectivamente) y la Etapa IV del estratovolcán (1086 °C)

que son no consideradas aceptables. Asimismo, las presiones han permitido identificar dos intervalos de profundidades: 0 a 3,5 km y 6,8 a 12 km (Fig. 8.14).

Tabla VIII-II. Presión y temperatura estimadas de muestras de roca del volcán Lonquimay mediante el método de termobarometría de equilibrio de clinopiroxeno-líquido silicatado (Putirka et al., 1996; 2003; Putirka, 1999; 2008). P: presión en kilobares y T: temperatura en grados Celsius. En paréntesis los valores negativos.

Unidad	Muestra	P (kbar)	Profundidad (km)	T (° C)	Mediciones
CMHE CN	LOP34	0,2	0,8	1023	1
CMHE III	LOP39	2,2	7,2	1045	1
CMHE I	LOP31A	2,4-9,4	7,7-11,7	1041-1099	6
L IV	LOP45	(2,1-3,4)		1047-1059	2
	LOP45	(0,3-0,5)	<2,2	1074-1075	2
	LOP45	0,6-0,9	0,0-0,6	1074-1086	2
	LOP18	(2,2-6,8)		1017-1047	5
	LOP18	(0,3-0,9)	<2,4	1057-1065	4
	LOP18	0,2-0,9	0,7-3,0	1065-1072	4
L II	LOP42	0,7	2,2	1060	1
	BB119	(5,9)		1129	1
L I	LOP2	(1,3-1,7)		1060-1063	2
	LOP2	(0,2-0,7)	<2,8	1064-1067	2
	LOP2	0,0-0,6	2,1-3,2	1070-1074	2

Por su parte, mediante el modelo de termometría de olivino y vidrio (Putirka, 1997; 2008), también adecuado para las rocas del volcán Lonquimay por la composición y petrografía de las mismas, se estimaron las temperaturas de los magmas que dieron origen a las rocas de este centro eruptivo (Tabla VIII-III) para comparar los resultados con el modelo anterior. Al igual que en el caso del modelo de termobarometría de clinopiroxeno y líquido silicatado, se tiene que cumplir la condición de equilibrio entre los resultados de los análisis mediante la microsonda electrónica de los fenocristales de olivino y del vidrio de la matriz de cada muestra. Para ello, se impone la relación $K_D(\text{Fe-Mg})_{\text{ol-liq}}=0,30\pm 0,03$ (Putirka, 1997; 2008), donde K_D es la constante de equilibrio. El error de la estimación de la temperatura mediante este modelo es de 45° C (Putirka, 2008). De esta manera, se obtuvieron 89 resultados utilizando el programa de Excel Olivine and glass T que está disponible en la página http://www.csufresno.edu/ees/Faculty&Staff/Putirka/Keith_Putirka.html.

Los resultados obtenidos entregan valores de temperatura comprendidos entre 945 y 1361 °C (Tabla VIII-III). No obstante, un análisis más detallado de los resultados permite distinguir tres casos. Por un lado, existe una misma roca con más de una temperatura (muestra BB42 de los CMHW), otros casos, donde varias rocas diferentes tienen el mismo intervalo de temperatura y, por último, rocas diferentes

con distintas temperaturas. Asimismo, se reconocen tres intervalos de temperatura: 945-1075 °C, 1108-1180 °C (80% de las mediciones) y 1357-1367 °C (sólo dos muestras).

Tabla VIII-III. Temperatura estimada de las muestras de roca del volcán Lonquimay mediante el método de termometría de olivino y vidrio (Putirka, 1997; 2008).

Unidad	Muestra	Tipo	Temperatura (° C)	Mediciones
CMHW	BB42	núcleo-borde	945-952	4
	BB42	Borde	1068-1075	5
	BB42	Núcleo	1179	1
	BB42	núcleo-borde	1357-1361	2
CMHE III	LOP35	Núcleo	1007-1038	10
	BB129	Núcleo	1118-1133	2
CMHE I	LOP33	Núcleo	1154-1170	7
L IV	LOP18	Núcleo	1137	1
L III	LOP17	Núcleo	1144-1162	4
	LOP17	Borde	1163	1
	LOP120	Núcleo	1148-1164	9
	BB121	Núcleo	1146-1166	7
L II	LOP41	Núcleo	1112-1128	9
	LOP41	Borde	1127-1140	2
	LOP42	Núcleo	1133-1159	4
	BB119	Núcleo	1126-1142	6
	LOP46	Núcleo	1116-1124	7
L I	LOP19	Núcleo	1152-1167	4
	LOP2	Núcleo	1141-1162	4

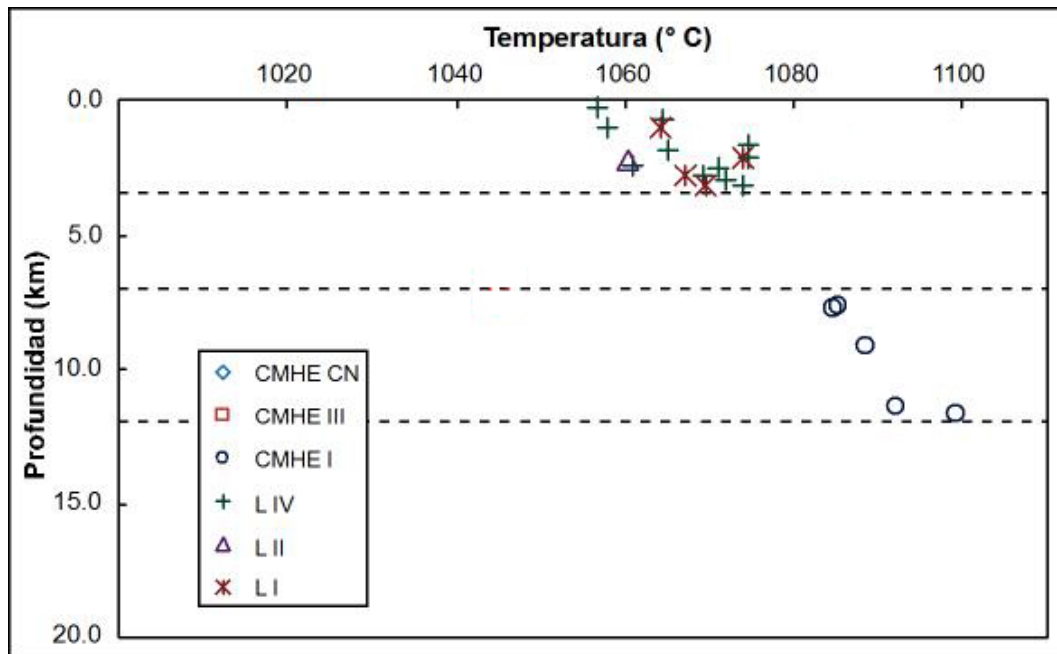


Figura 8.14. Diagrama de variación de la temperatura y profundidad obtenida para las rocas del volcán Lonquimay obtenidas mediante el método de termobarometría de equilibrio de clinopiroxeno-líquido silicatado (Putirka et al., 1996; 2003; Putirka, 1999; 2008).

El tercer modelo utilizado que permite obtener las condiciones de temperatura de los magmas de las rocas del volcán Lonquimay corresponde al geotermómetro de óxidos de Fe-Ti (Ghiorso y Sack, 1991; Ghiorso y Evans, 2008). Este modelo se basa en principios termodinámicos y resultados experimentales y utiliza la composición de la magnetita y la ilmenita coexistentes en equilibrio. Para ello, se utilizan las composiciones de los óxidos de Fe-Ti coexistentes en una muestra de roca, lo que permite estimar la temperatura (T1) y la fugacidad de oxígeno mediante el programa ILMAT versión 1.2 (Lepage, 2003). En el caso del volcán Lonquimay los análisis disponibles son lamentablemente escasos y carecen de representatividad estadística pero entregan una idea de las profundidades y temperaturas a la que se habrían formado estos minerales para el caso del volcán Lonquimay (Fig. 8.15; Tabla VIII-IV). También, se calcularon las temperaturas (T2) utilizando los mismos datos mediante un programa desarrollado por Ghiorso y Evans (2008) disponible en el sitio de internet <http://ctserver.ofm-research.org/OxideGeothrm/OxideGeothrm.php> con el objeto de comparar los resultados.

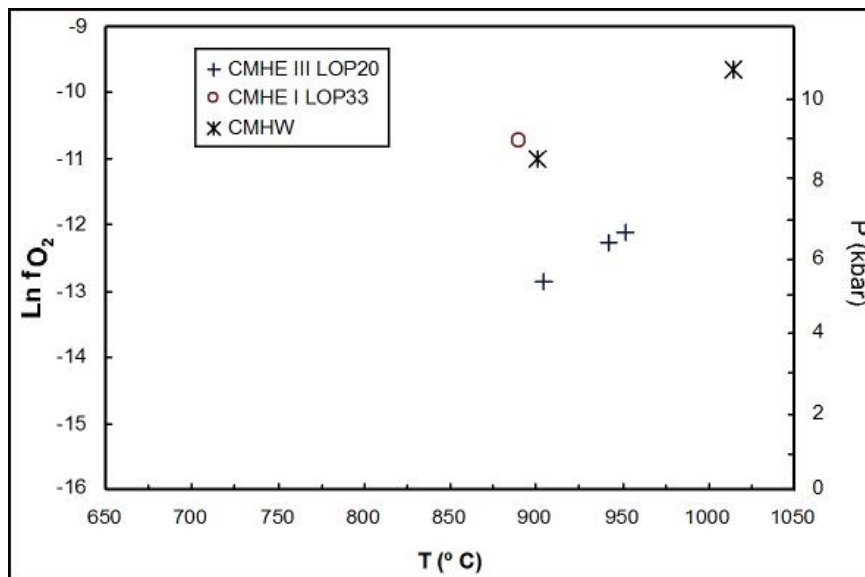


Figura 8.15. Diagrama de temperatura (T) contra fugacidad de oxígeno ($\ln f_{O_2}$) y presión (kbar) de muestras de roca del volcán Lonquimay. La temperatura fue estimada a partir de análisis de ilmenita y magnetita en equilibrio utilizando el programa ILMAT (Lepage, 2003).

Los resultados mediante el geotermómetro de óxidos de Fe-Ti para las rocas del volcán Lonquimay son prácticamente idénticos utilizando una u otra metodología (por ejemplo, la diferencia de temperatura por ambas metodologías obtenida para la roca de la etapa III de los CMHE son 34 °C que es menor que el error asociado a este modelo) (Tabla VIII-III). Los valores de temperatura varían entre 890 y 952 °C, a

excepción de un valor de 1015 °C para la muestra del cono La Holandesa de los CMHE (BB43A; Fig. 8.15), mientras que las fugacidades de oxígeno pertenecen al intervalo comprendido entre -12,86 y -9,65 (Tabla VIII-III). Asimismo, las presiones estimadas comprenden entre 5 y 7 kbar y valores superiores a 8 kbar, lo que es equivalente a profundidades de entre 16,5 y 23,1 km y superiores a 26 km.

Tabla VIII-IV. Temperatura y fugacidad de oxígeno (T1 y f_{O_2} , respectivamente) obtenidas mediante el programa ILMAT (Lepage, 2003) y temperatura de intercambio Fe-Ti (T2) obtenida mediante programa disponible en la página <http://ctserver.ofm-research.org/OxideGeotherm/OxideGeotherm.php> (Ghiorso y Evans, 2008).

Unidad	Muestra	T1(°C)	T2 (°C)	Ln(f_{O_2})
CMHE III	LOP20	904-952	901-933	-12,86 a -12,10
CMHE I	LOP33	890	924	-10,74
CMHW	BB43A	901-1015	954-1101	-9,65 a -11,02

8.10 Modelo de evolución magmática

Los resultados de estudios geofísicos, en particular perfiles sísmicos de refracción en conjunto con modelos de tomografía y gravedad a las latitudes de 37,2 y 38,2° S, han permitido tener una idea bastante clara de la geometría de la zona de subducción y los límites entre las zonas corticales en profundidad (Krawczyk et al., 2006), caracterizada por una corteza continental relativamente delgada en este segmento volcánico andino (inferior a 35 km de espesor). Además, la fuerte similitud en la geoquímica de las rocas de arco de islas oceánicas y el volcanismo de la parte central de la ZVS de los Andes (p. ej., Stern et al., 2007) permite suponer que los procesos de generación de magmas de este segmento son similares a los propuestos para islas oceánicas (Tatsumi; 1989; Tatsumi y Enggins, 1995). No obstante, la evolución de los magmas que dieron origen a las rocas del volcán Lonquimay es compleja y resulta de la superposición de diferentes procesos. En primer lugar, se generan procesos de fusión y asimilación a nivel profundo y, luego, el ascenso, almacenamiento y convección del magma, produciéndose en esta etapa la cristalización más importante desde el punto de vista volumétrico (asociada esencialmente al enfriamiento del magma) pero también la disolución parcial o total de cristales por cambios principalmente en la presión, temperatura y/o, composición del magma. Finalmente, los magmas ascienden y extruyen a la superficie donde ocurre el súbito enfriamiento y solidificación.

En la primera etapa, a profundidades de entre unos 100-120 km ocurre la fusión de la cuña astenosférica favorecida por la incorporación de agua y fluidos derivados de la deshidratación de la corteza oceánica subducida (incluyendo sedimentos continentales). La convección en el interior del manto en la cuña formada por la corteza inferior y la placa oceánica permite deshidratar la placa oceánica y, posteriormente, transportar estos fluidos a la zona de fusión. El agua incorporada disminuye el punto de fusión y el volumen de agua es proporcional al volumen de material fundido (Fig. 8. 16). Posteriormente, el magma asciende a través del manto astenosférico y litosférico asimilando parte de su composición.

En la segunda etapa, después que el magma ha ascendido cercano al límite manto-corteza continental inferior (unos 35 km de profundidad) ocurre el almacenamiento y los procesos de cristalización fraccionada de las fases minerales de etapas tempranas como son el zircón, apatito, óxidos de Fe-Ti y olivino (temperaturas del orden de 1350 °C). Es probable que cercano a la interfase entre la corteza inferior y la superior (unos 20 km de profundidad) se produzca el más importante y segundo almacenamiento del magma (Fig. 8.16). En este lugar se producen una intensa convección en el interior de la cámara magmática y el más significativo fraccionamiento mineral (olivino, óxidos de Fe-Ti y plagioclasa cálcica) como señalan las temperaturas del orden de 1100-1200 °C estimadas para la mayoría de los fenocristales de olivino del estratovolcán y los conos monogenéticos. Asimismo, a profundidades más superficiales, entre 7 y 12 km como señalan los resultados de clinopiroxeno de la Etapa I de los CMHE se origina también una pequeña cámara magmática con temperaturas del orden de 1080-1100 °C (Fig. 8.16) que probablemente sería la fuente de los productos más evolucionados de los conos monogenéticos. A estas profundidades también ocurren esporádicos procesos de recarga de pulsos de magma más profundos y calientes que probablemente favorecen el ascenso a niveles más superficiales.

A pesar de que la localización de los eventos sísmicos asociados a la erupción del año 1988-90 del volcán Lonquimay (Barrientos y Acevedo, 1992) impide distinguir la forma y profundidad de una cámara magmática somera, a partir de las profundidades estimadas de los clinopiroxeno, se propone una zona de almacenamiento a profundidades inferiores a 5 km que se caracteriza por temperaturas inferiores a 1080° C que corresponde a la tercera y última etapa de la

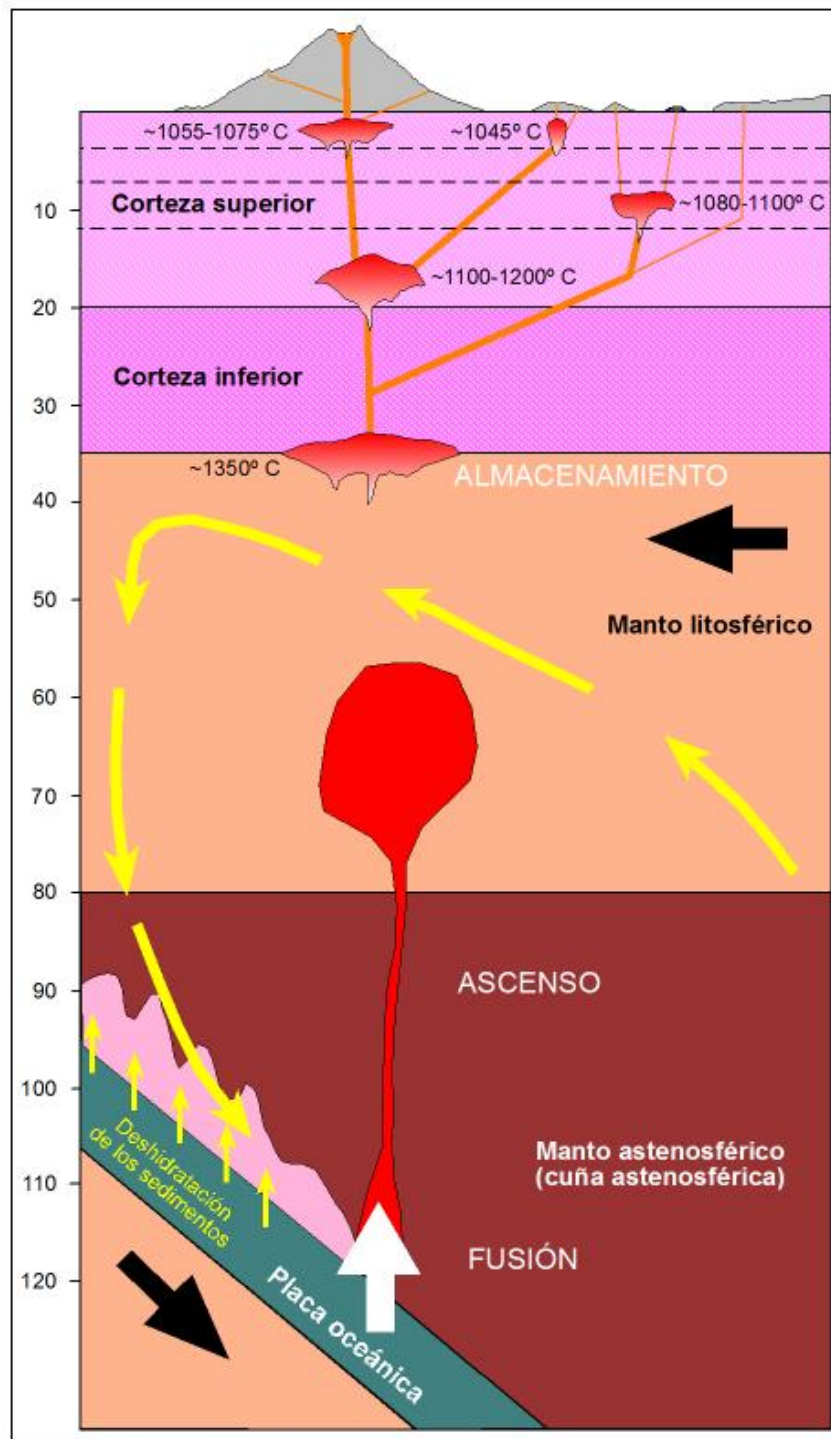


Figura 8.16. Modelo magmático propuesto para la evolución del volcán Lonquimay. La corteza tiene un espesor de 35 km, el límite corteza inferior y superior es a los 20 km y la interfase manto astenosférico y litosférico está aproximadamente a los 80 km. Las flechas grandes de color amarillo representan la convección en el manto y la pequeñas y verticales representa la deshidratación del agua de los sedimentos incorporados en la Placa de Nazca.

evolución magmática de este centro eruptivo. En esta cámara magmática superficial, donde ocurren el fraccionamiento de la mayor parte de los fenocristales de la asociación mineral de las rocas del volcán Lonquimay (principalmente clinopiroxenos y plagioclasas más sódicas y algunos olivinos), se generan muchas de las texturas que preservan estas rocas. Asimismo, se produce la convección en el interior de la cámara magmática dando origen a una cámara estratificada y la mayor parte de las plagioclasas con textura de zonación oscilatoria y de cedazo en un sistema cerrado. No obstante, también tiene lugar aunque no de manera frecuente la aparición de nuevos pulsos de magmas más caliente y menos evolucionado que se mezclan en el interior de la cámara dando origen a los enclaves máficos y las plagioclasa con textura de zonación oscilatoria con mayor variación composicional, y probablemente favorezcan la ocurrencia de erupciones. Además, algunos de estos nuevos pulsos menos evolucionados ascienden directamente a la superficie, favorecidos por las estructuras de extensión asociadas a la ZFLO, dando origen a los conos monogenéticos menos evolucionados.

Un concepto fundamental en la evolución magmática de las rocas del volcán Lonquimay es que a pesar de ocurrir el almacenamiento del magma en distintas etapas (o profundidades), las estructuras extensionales de este centro eruptivo asociadas a la ZFLO favorecen que el tiempo de residencia en la corteza sea breve (Tormey et al., 1991; López-Escobar et al., 1995), y por lo tanto, presentan una alta tasa de ascenso del magma. Lo anterior, colabora a que el proceso de contaminación y asimilación cortical sea limitado o no significativo, aspecto consistente con los resultados de isótopos de Sr, Nd, y Pb.

Capítulo 9

Peligro volcánico

9.1 Introducción

El primer trabajo de evaluación del peligro asociado al volcán Lonquimay que incluye un mapa de peligros volcánicos a escala 1:100.000 corresponde al elaborado por Thiele et al. (1987), en el marco de un estudio para ENDESA de la geología y peligros volcánicos de la parte media y superior de la cuenca hidrográfica del Río Bío Bío (llamada también cuenca del Alto Bío Bío) que incluye a los volcanes Callaqui y Copahue en el norte y a los volcanes Tolguaca y Lonquimay en el sur. Posteriormente, en el año 1997 se inicia un proyecto para evaluar el peligro volcánico asociado a la cuenca del Alto Bío Bío financiado por el Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD) y en el que participan la Oficina Nacional de Emergencias del Ministerio del Interior (ONEMI) y el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) de Chile. Los resultados obtenidos de este proyecto fueron publicados en varios congresos (Young et al., 1998; Naranjo et al., 1998; 2000a; Polanco et al., 2000) y concluyeron en la publicación de un mapa de peligros volcánicos a escala 1:100.000 (Naranjo et al., 2000b), además de la elaboración de dos trabajos inéditos enfocados al volcanismo explosivo (Polanco, 1998) y a la geología y peligros volcánicos del área de estudio (Naranjo et al., 1999).

El volcán Lonquimay (montaña tupida o destrozada en lengua mapuche) (Petit-Breuilh, 2004) forma parte de la Reserva Malalcahuello-Las Nalcas y se localiza cercano a una serie de centros poblados que pertenecen a las comunas de Lonquimay y Curacautín que, a su vez, dependen políticamente de la Provincia de Malleco, Región de La Araucanía (IX Región, Chile). Ambas comunas reúnen a más de 27.000 personas según el censo poblacional del año 2002 realizado por el Instituto Nacional de Estadística (www.ine.cl), donde más del 40% pertenece al mundo rural. La ciudad de Curacautín, la más densamente poblada (12.412 habitantes), se localiza en las cercanías de la confluencia de los ríos Cautín y Blanco unos 35 km al SW del volcán. Asimismo, la localidad de Malalcahuello se ubica en el valle del Río Cautín, 9,5 km al sur del cráter del volcán. Además, la ciudad de Lonquimay (3.435 habitantes) se encuentra en el valle del río del mismo nombre a

casi unos 25 km al SE del volcán. Finalmente, un pequeño caserío, la Hacienda Lolco, se localiza en el valle del Río Lolco a unos 28 km NE del volcán Lonquimay.

Hay una creciente oferta y demanda turística en el sector comprendido en los alrededores del volcán Lonquimay (cabañas, aguas termales, caminatas y ascensiones a la cima de este centro eruptivo) que incluye un centro de ski en el flanco este del volcán (funciona durante la temporada de invierno). La reciente puesta en operación del Embalse Ralco en el valle del Río Lolco, a prácticamente unos 25 km al NE del cráter principal del volcán Lonquimay, ha aumentado el riesgo volcánico del sector. Debe señalarse que este centro eruptivo se emplaza en uno de los segmentos de los Andes con una mayor recurrencia eruptiva (Naranjo et al., 2002), con demostrados efectos catastróficos tras de la última erupción en la población, la agricultura y la ganadería de la región. La ausencia de una evaluación del peligro volcánico a una escala adecuada, obliga a la presente evaluación y zonificación de estos fenómenos en el sector del volcán Lonquimay.

9.2 Peligro y riesgo volcánico

Resulta habitual que los términos peligro y riesgo volcánico se utilicen indistintamente. Ambos conceptos aunque estrechamente relacionados no son sinónimos.

El peligro es un fenómeno que representa una amenaza potencial para las personas o la propiedad en un área determinada y dentro de un periodo dado (Macías y Capra, 2005). De esta forma, el peligro volcánico puede ser definido como la probabilidad de que un área determinada sea afectada por procesos o productos volcánicos potencialmente destructivos en un intervalo dado de tiempo (Tilling, 1993). Por lo tanto, el peligro es función de la probabilidad de ocurrencia en un tiempo y lugar determinado.

Por su parte, el riesgo volcánico es definido como la posibilidad de pérdida (vidas humanas, propiedades, infraestructura, capacidad productiva, etc.) dentro de un área determinada sujeta a los peligros. De esta forma, el riesgo puede entonces ser expresado en función del producto de las variables costo, vulnerabilidad y peligro (Tilling, 1993), donde la vulnerabilidad es la proporción del costo susceptible a ser

perdido por un peligro determinado. Además, este factor puede ir ponderado, en algunos casos, por el inverso de la mitigación, es decir, toda aquella inversión realizada en beneficio de atenuar los efectos de un fenómeno determinado.

La comprensión de los fenómenos eruptivos y la frecuencia de las erupciones son el comienzo de la mitigación del peligro y el riesgo volcánico (Tilling, 1993). Asimismo, una de las componentes importantes para un programa de mitigación del riesgo de futuras erupciones es la evaluación y la zonificación de los peligros volcánicos. Además, la reconstrucción del comportamiento pasado del volcán es la base para evaluar los peligros potenciales de futuras erupciones e incluye los registros de erupciones históricas, la actividad eruptiva prehistórica deducida a partir del registro geológico, datos geológicos (en especial los estratigráficos), petrológicos y geoquímicos sobre la naturaleza, distribución y volumen de los productos eruptivos y la datación de los productos volcánicos y de los eventos interpretados a partir de ellos (Crandell et al., 1984).

Existen peligros volcánicos directos e indirectos. Los peligros directos ocurren como consecuencia de la actividad volcánica y corresponden a las coladas de lava, caída de piroclastos, flujos piroclásticos y deslizamientos volcánicos (avalanchas de detritos). Por otro lado, los peligros indirectos son aquellos que ocurren como consecuencia de la actividad volcánica durante o posterior a una erupción, como son los flujos de detritos (flujos de lodo o lahares), crecidas o inundaciones, sismos, tsunamis y tormentas eléctricas. Adicionalmente, pueden ocurrir incendios y emanaciones de gases volcánicos asociados a las erupciones.

En los volcanes de la ZVS de los Andes los peligros volcánicos considerados más frecuentes corresponden a la caída de piroclastos, lahares, coladas de lava, flujos piroclásticos y gases volcánicos (Naranjo et al., 2002; Moreno, 2002). En particular, estos mismos peligros se han identificado como principales y más frecuentes también en la zona del volcán Lonquimay.

El análisis y la evaluación de los peligros volcánicos asociados a la zona del volcán Lonquimay se basan en el estudio de la estratigrafía volcánica y la distribución geográfica de las distintas unidades que conforman el relieve actual del área de estudio. Además, se incorporaron los resultados de los estudios de los

depósitos piroclásticos reconocidos en los alrededores de este centro eruptivo y los conos monogenéticos asociados para el análisis de la recurrencia eruptiva.

9.3 Registro de erupciones prehistóricas

La reconstrucción del registro de las erupciones prehistóricas del volcán Lonquimay fue realizada mediante la reinterpretación de un estudio de detalle del volcanismo explosivo de este centro eruptivo realizado por Polanco (1998). De esta forma, se redefinieron e identificaron 19 unidades volcanoestratigráfica en toda la secuencia de depósitos piroclásticos del volcán Lonquimay con edades C14 comprendidas entre 10.200 y 190 años AP, datando muestras de material vegetal carbonizado incorporado en depósitos de flujo piroclástico asociado al volcán (Tabla IX-I).

Tabla IX-I. Edades C14 no calibradas obtenidas en depósitos de flujo piroclásticos pertenecientes a las distintas unidades volcanoestratigráficas (H1 a H19) definidas para el volcán Lonquimay (modificadas de Polanco, 1998). * Edades obtenidas mediante la técnica analítica AMS en el laboratorio Beta Analytic (Miami, USA). El resto fueron obtenidas mediante técnica convencional.

Etapas	Unidad	Edades C14 no calibradas (años AP)
Superior	H19	220±90 – 190±70
	H17	1.430±70 – 1.390±60 – 1.160±50*
	H15	3.100±60
	H13	3.540±80
	H10	4.140±70
	H8	4750±50*
	H6	5.840±60 – 5.270±60 – 5.260±140 – 4.800±50*
Inferior	H5	6.300±90
	H3	7.500±60 – 6.960±60 – 6.780±70
	H2	7.640±70*
	H1	10.200±70* – 9.780±50*

Las correlaciones entre las distintas unidades, definidas en las diferentes columnas estratigráficas levantadas en terreno (Fig. 9.1), se realizaron en base a las características físicas de los depósitos piroclásticos, los resultados de la geoquímica de elementos mayores y algunos trazas de los constituyentes de los distintos depósitos y las 20 edades obtenidas a partir de la datación radiométrica de C14. Esta nueva interpretación disminuye el número de unidades pero mantiene las dos etapas del volcanismo explosivo holoceno de este volcán: Etapa Piroclástica Superior (EPS: 190-5.840 años AP) y Etapa Piroclástica Inferior (EPI: 6.300-10.200 años AP).

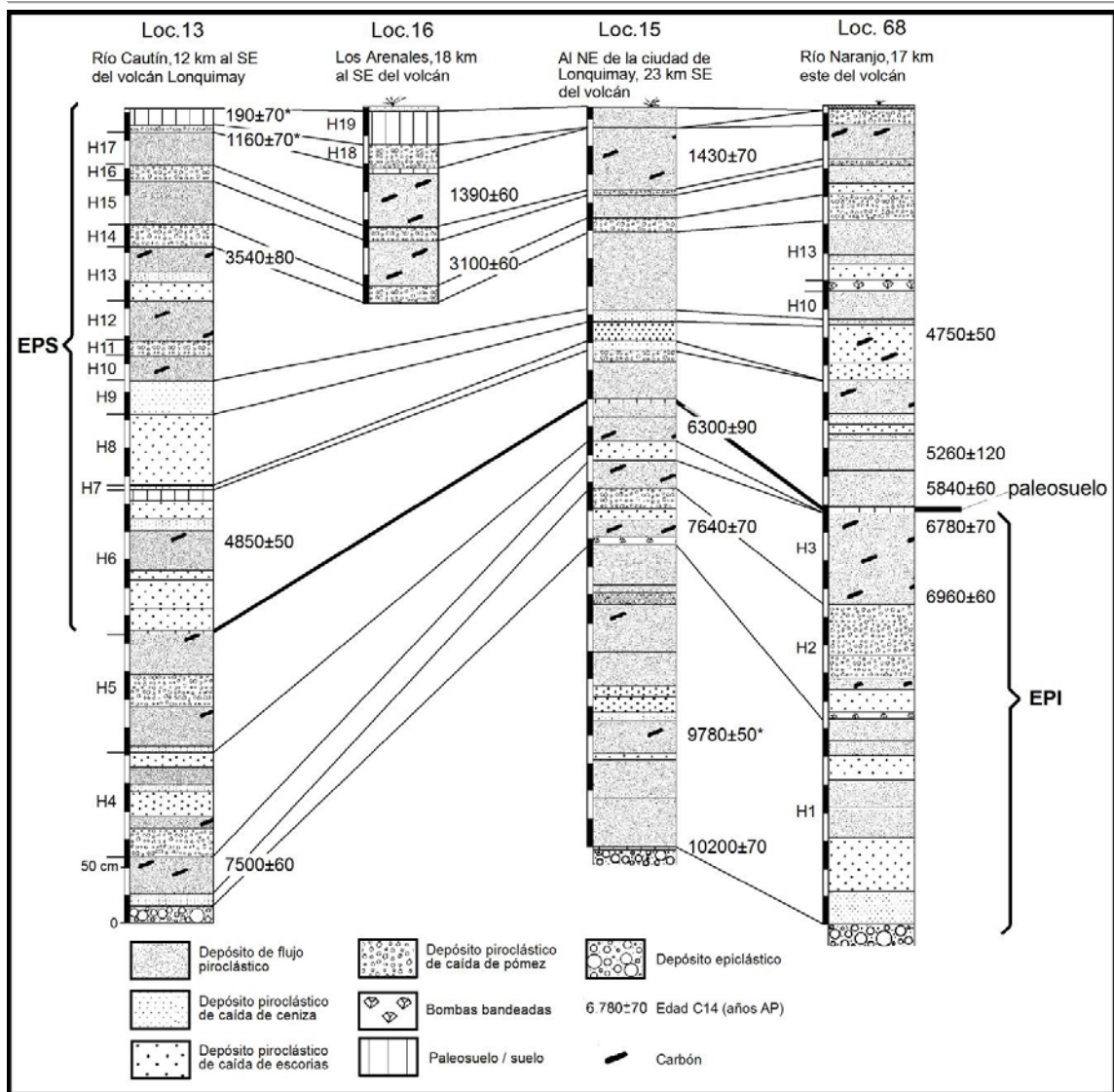


Figura 9.1. Columnas estratigráficas seleccionadas de depósitos piroclásticos pertenecientes al volcán Lonquimay (modificada de Polanco, 1998). H1 a H19: Unidades volcanoestratigráficas holocenas, EPS: Etapa Piroclástica Superior y EPI: Etapa Piroclástica Inferior.

9.4 Cronología eruptiva histórica

En general, los datos de cronología eruptiva histórica de los volcanes de Chile son bastante escasos y el volcán Lonquimay no escapa a esta característica (Polanco y Clavero, 2003; Petit-Breuilh, 2004). Un argumento que explica esta situación es de índole geográfica, dado que la mayoría de los volcanes de Chile y, en particular, el volcán Lonquimay no es una excepción a ello, se encuentran lejos de la Depresión Central (distancias mayores a 60 km), lugar de asentamiento tradicional de ciudades, poblados y vías de transporte y comunicación en Chile. Otra idea que fundamenta esta situación es que hasta mediados del siglo XVI los mapuches (o

pehuenches), población indígena guerrera que dominaban la región comprendida al sur de Santiago, no sólo impidieron la fundación de ciudades españolas, sino también el ingreso de misioneros, viajeros y naturalistas al área cordillerana donde se encuentran muchos de los volcanes de la ZVS de los Andes. Además, los mapuches tenían sólo tradición oral y carecían de escritura, a diferencia de lo ocurrido con los aztecas en América del Norte (De la Cruz-Reyna, 1993; De la Cruz-Reyna y Carrasco-Nuñez, 2002), de manera que no existe registro escrito de la actividad eruptiva pre-hispánica de los volcanes de este segmento de los Andes. Dado lo anterior, los primeros registros escritos de las erupciones asociadas a los volcanes de la ZVS son posteriores a la llegada de los conquistadores españoles, es decir, a partir de los siglos XVII y XVIII, y corresponden principalmente a extractos de diarios de misioneros, naturalistas y comerciantes que se internaban en la región mapuche aún no pacificada (Petit-Breuilh, 2004).

El volcán Lonquimay corresponde a un centro volcánico aislado aunque de bastante fácil acceso y visible desde la Depresión Central. Estas características en conjunto con las anteriores, hacen que sólo a partir del año 1852, mediados del siglo XIX, se disponga de un registro cronológico histórico para este centro eruptivo. Este registro incluye escasos 5 eventos eruptivos no confirmados que han sido recopilados en base a un estudio bibliográfico e interpretativo (Moreno y Gardeweg, 1989; Sinkim y Siebert, 1994; Polanco, 1998; Naranjo et al., 1999; Petit-Breuilh, 2004), a excepción del último de ellos (1988-90).

Durante el siglo XIX hay dos ciclos eruptivos asignados al volcán Lonquimay. El primero corresponde a la erupción de los años 1852-53 que consistió en emisión de un flujo de lava, eyección de piroclastos y una columna de gases y ceniza del cráter principal del estratovolcán Lonquimay (Tabla IX-II). Mientras que el segundo, corresponde a la erupción comprendida entre los años 1887 y 1889 que se caracteriza por una serie de explosiones con eyección de piroclastos y emisión de coladas de lava que dio origen a uno de los conos pertenecientes a los CMHE (Tabla IX-II).

Por su parte, destaca notablemente que en pleno siglo XX el nivel de conocimiento de las erupciones asociadas a este centro eruptivo es bastante pobre en cantidad de erupciones y en el nivel de la descripción de la evolución de las

mismas, a excepción, por cierto, de la última erupción (1988-90) que corresponde a uno de los primeros eventos eruptivos mejor descritos y con mayor detalle de la volcanología de Chile. En este sentido, una idea que puede explicar esta situación, sumada a las características propias de este centro eruptivo (aislamiento y lejanía, principalmente), radica en los turbulentos acontecimientos históricos que en ese momento ocurrían tanto a nivel local como mundial. Así por ejemplo, la erupción del año 1933 que consistió en la eyección de material piroclástico (una erupción típicamente estromboliana) asociada al cráter principal cuya columna eruptiva constituida por vapor de agua y ceniza superó escasamente los 2 km de altura (Tabla IX-II), coincide con una época de vertiginosos cambios políticos a escala nacional (por ejemplo, la derecha política recién comenzaba a gobernar después de ganar unas elecciones anticipadas, dado que el año anterior había finalizado abruptamente el primer gobierno socialista chileno que sólo se extendió por poco más de tres meses) (Charlín, 1972). De la misma forma, una bastante dudosa erupción del año 1940 asociada al cráter principal del volcán Lonquimay descrita escuetamente como la emisión de piroclastos o fumarola, coincide con los primeros momentos de lo que, posteriormente, se convirtió en la segunda guerra mundial.

Tabla IX-II. Resumen de la cronología eruptiva histórica (modificado de Petit-Breuilh, 2004). ΔT : tiempo de reposo (Klein, 1982), A: altura de la columna y VEI: Índice de Explosividad Volcánica (Newhall y Self, 1988). Se indica con una equis cuando se detectaron fenómenos de S: sismicidad, R: ruidos subterráneos, C: colada de lava y P: piroclastos.

Fecha erupción		Δt	Características eruptivas					
Inicio	Final		A (m)	VEI	S	R	C	P
12/1852	02/1853		> 3000	3			X	X
02/06/1887	01/1890	34	> 2000	2	X	X		X
04/01/1933	04/1933	43	> 2000	2	X	X	X	X
02/1940		7	<1000					?
25/12/1988	24/01/1999	48	9000	3	X	X	X	X

Finalmente, el día 25 de diciembre de 1988 se inició un ciclo eruptivo que se prolongó hasta fines de enero del año 1990 (Tabla IX-II) de eventos freatomagmáticos, estrombolianos vigorosos y vulcanianos que tuvo efectos bastante catastróficos a nivel regional aunque en ningún caso superó el VEI igual a 3 con una altura de columna eruptiva máxima de 9 km y normalmente inferior a 5 km (Moreno y Gardeweg, 1989; González-Ferrán et al., 1989; Naranjo et al., 1991). Esta erupción de comportamiento mixto (generación de lavas y piroclastos) generó la construcción de un cono de piroclastos (Cono Navidad) y una colada de lava que

alcanzó más de 10 km de longitud distribuida hacia el NE de su fuente a lo largo del valle del Río Lolco (Tabla IX-III). El avance de la colada de lava a través de este valle generó la destrucción de 200 hectáreas de bosques nativos y pastizales (Naranjo et al., 1991). Asimismo, las cenizas eyectadas a la atmósfera alcanzaron más de 600 km desde su fuente (Moreno y Gardeweg, 1989). Además, la extensa duración de este evento eruptivo (13 meses), en conjunto con los altos niveles de emisión de flúor (esencialmente como fluoruro de hidrógeno o HF) que fue adherido a la superficie de las partículas de ceniza emitidas en gran volumen (del orden de $35 \times 10^6 \text{ m}^3$; Moreno y Gardeweg, 1989), originó la afectación de aguas superficiales, pastos y flora en general que desembocó en la mortandad estimada de más de 50.000 cabezas de ganado de distinto tipo, producida por la osteofluorosis dado que los animales comieron y bebieron vegetación y agua con elevados contenidos de flúor (Araya et al., 1990). También, se pueden mencionar además entre los efectos de esta erupción, la evacuación temporal de algunos habitantes de la ciudad de Lonquimay (principalmente niños y adultos mayores), localizada a unos 25 km al SE del volcán homónimo, como consecuencia de la continua caída de ceniza durante la duración de la erupción (González-Ferrán et al., 1989).

Tabla IX-III. Características y dimensiones de depósitos de caída y la colada de lava de la erupción del día 25 de diciembre del año 1988 a fines de enero del año 1990 del volcán Lonquimay (Moreno y Gardeweg, 1989; Naranjo et al., 1992).

Erupción	Dimensiones columna y alcance pluma	Colada de lava	Dimensión y volumen de lava
Nuevo cráter en la base NE del edificio principal (cono de piroclastos) y generación de una colada de lava y un depósito piroclástico de caída. Erupción mixta de tipo estromboliano dominante y freatomagmático y vulcaniano subordinado.	VEI: 2-3 en etapa inicial, declina a VEI: 2-1 a partir del 2º mes. Columna: máximo 9 km, comúnmente < 5 km. Pluma: E-SE, hasta 600 km.	Lava en bloques de 10 m de espesor (fase inicial), evolucionó a colada entre bloques y aa alcanzando un máximo de 60 m. Tasa de emisión: 5,10 y $0,25 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{día}$, la 1ª semana, en febrero y marzo de 1989 y los últimos meses, respectivamente.	Longitud: 10,2 km Volumen: 0,23 km^3 Velocidad: 30 m/h y 100-130 m/día, meses de diciembre de 1988 y enero de 1989, respectivamente.

9.5 Análisis de recurrencia eruptiva

El análisis de recurrencia eruptiva corresponde a una herramienta estadística que pretende valorar los escasos datos disponibles. En este sentido, es necesario

conocer o, en algunos casos asumir, el patrón eruptivo del volcán y, de esta forma, poder estimar la recurrencia eruptiva y tasa eruptiva.

En general, las erupciones prehistóricas son de mayor magnitud y tienen tiempos de recurrencia mayores (cientos de años). Por otra parte, las erupciones históricas son, en general, de menor magnitud y con periodos de recurrencia menores (algunas decenas de años). Estas diferencias entre las erupciones prehistóricas e históricas, se debe, principalmente, a que sólo se preservan indicios de las erupciones prehistóricas de una magnitud importante (VEI superior a 3). De hecho, las cenizas emitidas durante la última erupción (años 1988-90) sólo se preservan en sectores proximales del Cono Navidad. Pero dicha diferencia también se fundamenta en que la mayor parte de las erupciones históricas parecen estar asociadas a los conos monogenéticos y no al cráter principal del estratovolcán.

Una de las primeras consideraciones que se debe realizar en el caso de una futura erupción del área del volcán Lonquimay, es que además del cráter principal existe como una probable fuente de emisión algún punto a lo largo de los CMHE. Para simplificar esta situación es recomendable realizar las estimaciones de recurrencia eruptiva para los distintos tipos de eventos (Polanco, 1998; Polanco et al., 2000).

Por su parte, los patrones eruptivos de los volcanes varían notablemente de un centro eruptivo a otro. Aunque algunos volcanes presentan cierta periodicidad de las erupciones en un intervalo de tiempo definido, otros tienen patrones aleatorios (De la Cruz-Reyna, 1991; 1993; 1996). A pesar de lo anterior, parece bastante común la distribución de Poisson como patrón eruptivo en varios centros volcánicos estudiados, como es el caso de las erupciones históricas elegidas de los tres volcanes de la ZVS de los Andes: Tupungatito (Muñoz, 1983), Llaima (Muñoz, 1983) y Villarrica (Muñoz, 1983; Polanco y Clavero, 2003; Polanco et al., 2004).

Existen varias metodologías para determinar si las erupciones se comportan como una distribución de Poisson. Una forma bastante simple y directa consiste en demostrar que los tiempos de reposo del volcán tiene una distribución exponencial (De la Cruz-Reyna, 1996). Para ello se define la variable N , la cual corresponde al valor entero de los periodos de reposo (Δt) mayores que un periodo adecuado (T),

previamente definido (días, meses, años, décadas, siglos, etc.) pero que depende fuertemente de los órdenes de magnitud de los tiempos de reposo. Luego, se diagrama la variable N contra T y, si la curva resultante corresponde a una distribución exponencial, es decir, hay una relación lineal entre las variables $\text{Log}(N)$ y T, entonces el patrón eruptivo del volcán corresponde a una distribución de Poisson.

La tasa eruptiva (λ) para una distribución de Poisson estacionaria corresponde a la razón entre el número de erupciones (n) y la diferencia entre las fechas de la última y la primera erupción (m). Asimismo, utilizando los intervalos de confianza, el periodo de recurrencia para una futura erupción considerando un valor de confianza del 95% corresponde al inverso del mínimo valor entre $([1/(m+3,84)][(n+0,98)-\{n(1-n/m)+0,96\}^{1/2}])$ y $([1/(m+3,84)][(n+0,98)+\{n(1-n/m)+0,96\}^{1/2}])$ (modificados de Astiz et al., 2000).

9.5.1 Erupciones explosivas prehistóricas

Se han interpretado al menos 19 eventos eruptivos (n) explosivos con VEI ≥ 3 durante el Holoceno a partir de la reinterpretación de las columnas estratigráficas de depósitos piroclásticos del volcán Lonquimay. Además, los tiempos de reposo pueden ser descritos mediante la curva $y=13,718 \exp(-0,0014x)$ con un coeficiente de correlación de 0,902. En consecuencia, siguiendo la hipótesis del punto anterior se demuestra que las erupciones explosivas holocenas siguen un patrón eruptivo de Poisson estacionario. De esta manera, la tasa eruptiva estimada corresponde a 1,87 erupciones por milenio. Asimismo, se calculó una recurrencia eruptiva para este tipo de erupciones explosivas del volcán Lonquimay de 415 años, valor superior en 115 años al propuesto previamente (Polanco, 1998; Polanco et al., 2000).

9.5.2 Erupciones históricas

Aunque los antecedentes de la cronología eruptiva histórica entregan valiosa información para la estimación de los tipos, magnitud y la recurrencia de futuras erupciones (en el supuesto que en el futuro tendrá un comportamiento similar), en el caso del volcán Lonquimay lamentablemente la información eruptiva documentada es escasa y fragmentada, careciendo de la cantidad de datos suficientes desde el

punto de vista estadístico para intentar algún análisis. No obstante, es posible asumir que las erupciones históricas de VEI igual a 2-3 (Tabla IX-II) de este volcán, similar al último ciclo eruptivo, tienen un patrón de comportamiento semejante al de las erupciones explosivas holocenas que, como se expresa en el punto anterior, corresponde a un patrón de Poisson. Bajo este supuesto, la tasa eruptiva para erupciones de VEI igual a 2-3 a partir de los datos disponibles resulta de 3,6 erupciones por siglo con periodos de recurrencia de 17 y 55 años. Por lo tanto, existe entonces una alta probabilidad (95%) de la ocurrencia de una erupción de este tipo en el volcán Lonquimay en la ventana de tiempo comprendido entre los años 2007 y 2045. Ahora bien, si sólo se consideran aquellas erupciones históricas estrombolianas que han generado coladas de lava (sólo 3; Tabla XIX-II), la tasa disminuye a 2,2 erupciones por siglo.

9.6 Evaluación del peligro volcánico

Los estratovolcanes por lo general son de composición andesítica dominante con un estilo eruptivo explosivo aunque a veces también es efusivo. Asimismo, se caracteriza por la generación de coladas de lavas medianas, piroclastos balísticos, caída de tefras y oleadas y flujos piroclásticos (Tilling, 1993). En este sentido, el volcán Lonquimay, se ajusta bastante bien a estas características. En efecto, el volcán corresponde a un estratovolcán (o edificio volcánico) pero que además tiene varios centros volcánicos monogenéticos menores asociados (principalmente conos de piroclastos), los cuales conforman dos alineaciones subparalelas de dirección NE-SW: CMHW y CMHE. Varios de estos últimos centros eruptivos menores corresponden a conos adventicios (o conos parásitos), ya que se edifican sobre el flanco este del estratovolcán. Asimismo, la prolongación del lineamiento estructural hacia el SW coincide con el cráter principal del edificio volcánico y se extiende al flanco occidental donde existen pequeños cráteres alineados que forman una fisura de la última etapa de la evolución del estratovolcán. Además, la composición del edificio volcánico y de los conos monogenéticos es predominantemente andesítica basáltica y andesítica (ver Capítulo 5). Los estilos eruptivos que se pueden identificar son predominantemente estrombolianos de tipo mixto (generación de piroclastos y coladas asociadas), semejantes al último ciclo eruptivo, aunque existen ejemplos de erupciones estrombolianas con formación sólo de conos de piroclastos (por ejemplo, el Cono Laguna Verde). No obstante, también es posible identificar

estilos freatomagmáticos a partir de sus productos en algunas secuencias de depósitos volcánicos. Asimismo, se reconocen erupciones más explosivas, probablemente $VEI > 3$, que han dado origen a importantes flujos piroclásticos.

A continuación se describen los peligros o amenazas potenciales de los principales tipos de fenómenos volcánicos que deben ser considerados en el área del volcán Lonquimay. Algunas de estas amenazas son particularmente severas, mientras que en otros casos sólo afectan a un área local aledaña a la fuente.

9.6.1 Coladas de lava

Los flujos o coladas de lava son el fenómeno de mayor ocurrencia en muchos volcanes. Las coladas de lava se producen durante erupciones efusivas (o no explosivas) por la emisión de magma desde su fuente (un cráter o una grieta del volcán) y posteriormente se emplazan siguiendo la topografía, rellenando las quebradas o valles. La morfología de las lavas está determinada esencialmente por tres factores (Williams y McBirney, 1979): la pendiente de la superficie sobre la que fluye, la viscosidad y, principalmente, la tasa de emisión (volumen emitido por unidad de tiempo) (Walker, 1973). La viscosidad, por su parte, depende de la composición química (principalmente del contenido de sílice), contenido de volátiles, cantidad de cristales y la temperatura (p.ej., Cas y Wright, 1987).

Las coladas de lava de bajo contenido de SiO_2 , (basaltos y andesitas basálticas) son por lo general de menor viscosidad y contenido de gases y mayor temperatura (1.100°C), fluidez y velocidad que las lavas de los magmas de alto contenido de sílice (andesitas silíceas, dacitas y riolitas) (p.ej., Cas y Wright, 1987).

En general, las velocidades de las coladas de lava son bajas (varían desde unos pocos metros hasta varios kilómetros por hora), rara vez constituyen una amenaza para la vida humana y con frecuencia no recorren grandes distancias desde su fuente (máximo pocas decenas de kilómetros), no obstante pueden destruir, enterrar y quemar todo a medida que avanza el frente de la colada de lava. Por ello, son un peligro para la propiedad y es difícil y altamente costoso desviar o controlar el curso de una colada de lava aunque existen algunos ejemplos exitosos en el mundo (por ejemplo, en Islandia el año 1973; ver Tilling, 1993). En edificios

volcánicos cubiertos de nieve, como es el caso del estratovolcán Lonquimay, las coladas de lava son potenciales generadoras de lahares por derretimiento de nieve como en el caso de la erupción del año 1964 del volcán Villarrica (Lara y Clavero, 2004).

El volcán Lonquimay tiene frecuentes erupciones con coladas de lava asociadas. La mayoría de los conos de los CMHE tienen coladas de lava. Considerando sólo aquellas coladas claramente identificables del estratovolcán y de los conos monogenéticos, se llegan a contar más de 30, la mayoría de ellas producto de erupciones de estilo eruptivo de tipo estromboliano. La tasa eruptiva para este tipo de eventos, obtenida a partir de los escasos datos de cronología documentada, es de 2,2 por siglo, es decir que la generación de una colada semejante en sus características a la erupción del año 1988-90 ocurre cada 50 años aproximadamente. Además, los flujos de lavas del volcán Lonquimay normalmente alcanzan longitudes superiores a 2 km en cualquier dirección desde su fuente pero en algunos de los casos tienden a alcanzar más de 5 km de longitud, ya que por su composición (andesítica basáltica y andesítica principalmente) tienen una baja relación de aspecto (razón entre el espesor y el área que cubre) (Walker, 1973). No obstante, la colada de lava asociada a la última erupción tiene un alcance superior a 10 km de longitud. Este no corresponde a un caso aislado, ya que las coladas que se emplazan hacia el sur y este son las de mayor longitud del volcán Lonquimay aunque son relativamente escasas y representan las primeras etapas de la evolución de este centro eruptivo. Se caracterizan, además, por rellenar los valles que las canalizan.

El control estructural del edificio volcánico y los centros eruptivos menores que conforman los CMHE, así como la relativa edad temprana de estos últimos, señalan que es altamente probable que el foco de una futura erupción ocurra sobre la traza de esta alineación estructural. Ahora bien, frente a la posibilidad de que la emisión futura ocurra en el cráter principal o sobre la orientación preferencial que constituye los CMHE, es más probable que el foco de actividad futura sea en este último. El argumento que sustenta esta idea es que el magma debe recorrer menor distancia y superar menos resistencia en algún lugar de la alineación de los conos que directamente en el cráter principal, donde además debería superar el peso no sólo del edificio mismo, sino también del volumen de hielo que encierra su cumbre. No obstante, resulta imposible tener cierto grado de predicción sobre su exacta

localización hasta inmediatamente antes del inicio de una erupción, por lo tanto, es necesario extender el área de peligro para los flujos de lava y la actividad estromboliana asociada a lo largo de toda la alineación de conos monogenéticos. Finalmente, se debe considerar como excepción aquellos lugares puntuales donde ya se ha edificado un cono de piroclastos, ya que representan un obstáculo adicional para la emisión del magma.

9.6.2 Caída de piroclastos

Las erupciones volcánicas explosivas (estrombolianas, vulcanianas, subplinianas y plinianas) eyectan hacia la atmósfera fragmentos de lava y roca, comúnmente incandescentes que, posteriormente caen sobre la superficie terrestre a los que se denomina piroclastos de caída o tefra. Los piroclastos puede ser de tipo juvenil (formado a partir del magma involucrado en la erupción) o de tipo accidental (formado de rocas preexistentes) y según su tamaño se clasifican en ceniza, lapilli y bombas o bloques (<2 mm, 2-64 mm y > 64 mm, respectivamente) (p. ej., Cas y Wright, 1987; Fisher y Schmincke, 1984; Sparks et al., 1997; Sigursson et al., 2000; Schmincke, 2004). Normalmente la ceniza está constituida por pequeños fragmentos de vidrio angulosos y cristales y minerales cristalinos.

Las partículas más finas eyectadas son transportadas hacia la atmósfera por medio de columnas eruptivas. Estas columnas ascienden inicialmente, en la zona inferior, por empuje de los gases y luego por convección hacia una zona superior, pudiendo alcanzar decenas de kilómetros de altura. Una columna continuará ascendiendo por convección hasta que su densidad sea igual a la de la atmósfera circundante. Al alcanzar la tropopausa, límite entre la atmósfera y la troposfera (alrededor de 12 km s.n.m.) se dispersa lateralmente y forma una amplia nube en forma de paraguas u hongo conocida como la pluma eruptiva, además de continuar ascendiendo debido a la inercia. La altura de la columna eruptiva está determinada por la temperatura del material expulsado y por su tasa de emisión. Asimismo, la dirección y velocidad del viento de altura controlan el transporte de la pluma a grandes distancias. Por el contrario, las partículas más gruesas son eyectadas del cráter a alta velocidad (decenas a centenas de ms^{-1}) y tienen una trayectoria balística. Estos proyectiles balísticos típicamente caen por gravedad en las

proximidades del volcán en un radio que en general no supera los 5 km alrededor de su fuente.

La sedimentación de las partículas transportadas por la pluma da origen a los depósitos piroclásticos de caída y pueden cubrir extensas áreas (millones de km² en algunos casos). Tienen la capacidad de cubrir el terreno como un manto sin restricciones topográficas.

La caída de piroclastos constituye el peligro directo de mayor alcance derivado de las erupciones volcánicas explosivas y, en el caso de grandes erupciones la ceniza puede ser transportada sobre áreas muy extensas, como los casos de la erupción del año 1932 del volcán Quizapú (Hildreth y Drake, 1992) y la primera fase de la erupción del año 2008 del volcán Chaitén (Lara, 2009) que se depositaron en las lejanas ciudades argentinas de Buenos Aires y Viedma, respectivamente. Cabe señalar que al aumentar la distancia desde el centro de emisión, disminuye la granulometría de la tefra y también el espesor de los depósitos.

En el caso del volcán Lonquimay no hay registro histórico de depósitos importantes de caída de tetra. No obstante, la revisión de las fotografías aéreas previas al último ciclo eruptivo (años 1961 y 1983) indican la existencia en partes proximales del estratovolcán y de los conos monogenéticos de un verdadero manto de depósitos de caída de piroclastos, principalmente de tamaño lapilli y bombas subordinadas.

Se han identificado, al menos, 17 niveles de caída de tefra asignables al volcán Lonquimay, sin incluir el nivel de la pequeña erupción de 1988-1990 (VEI de 2-3). Hoy en día el depósito de caída de escorias tamaño ceniza originado por esta última erupción ya no se preserva en las partes medias a distales. Además, la mayoría de los niveles presentan una distribución reducida y muchos de ellos fueron generados por los conos de piroclastos a partir de erupciones de tipo estromboliano. A partir de los datos, se ha estimado un intervalo de recurrencia del orden de 400 años para erupciones que originen un depósito de tefra que afecte a un área significativa.

9.6.2.1 Caída de piroclastos balísticos

El peligro de impacto por grandes fragmentos es máximo cerca al cráter o centro de emisión y decrece al incrementarse la distancia desde el mismo. Los diagramas de Walker (1980) de tamaños máximos de fragmentos líticos y de pómez contra distancia a la fuente, indican que bombas pequeñas de pómez (64-100 mm) han sido acarreadas a distancias horizontales de hasta 20-28 km, dependiendo del tamaño de la erupción, mientras que bombas líticas fueron llevadas hasta 10-30 km. Para las personas, los efectos de la caída de bombas pequeñas pueden evitarse con un refugio mínimo, pero no así la caída de grandes bombas, como por ejemplo, las eyectadas en forma balística en las erupciones de los últimos 15 años del volcán Lascar (II Región, norte de Chile), donde bombas y bloques de más de 1 m de diámetro fueron lanzados hasta una distancia de 4,5 km (Gardeweg y Medina, 1993; Gardeweg, 1994). De esta manera, el peligro asociado a la caída de piroclastos balísticos está prácticamente restringido a un radio de 5 km alrededor de la fuente. A pesar de lo anterior, en el registro de depósitos piroclásticos de caída holocenos asignados al volcán Lonquimay excepcionalmente se han reconocido fragmentos pumíceos de 25 cm de diámetro a 15 km de su fuente (Polanco, 1998). Estos fragmentos fueron, probablemente, originados en erupciones más vigorosas del tipo subpliniano asociadas al cráter principal y tienen una recurrencia baja.

9.6.2.2 Caída de ceniza

Dado que los piroclastos tamaño ceniza son transportados principalmente por los vientos dominantes de altura, resulta fundamental intentar conocer el comportamiento de esta variable en la ZVS de los Andes y, en particular, del área donde se localiza el volcán Lonquimay. En este sentido, hay varias formas de abordar esta problemática y todas ellas, por su puesto, resultan ser complementarias entre sí. Un primer acercamiento consiste en revisar los antecedentes de distribución de la ceniza de las erupciones históricas disponibles de volcanes de este segmento de los Andes. Otra forma de tener una idea de la posible distribución radica en analizar los resultados de reconstrucciones de mapas de isópacas o isópletas (curvas de igual espesor y tamaño, respectivamente) de depósitos de una erupción determinada. Otra alternativa, consiste en conocer los registros de velocidad del

viento en la zona del volcán Lonquimay. En el caso de la primera de ellas, existen varios casos, como por ejemplo, la erupción del año 1932 del volcán Quizapú (Hildreth y Drake, 1992), la erupción del año 1991 del volcán Hudson (Naranjo et al., 1993), la erupción del año 2000 del volcán Copahue (Naranjo y Polanco, 2004) y la reciente erupción del volcán Chaitén (Lara, 2009). En todas ellas, predomina una distribución de la ceniza hacia el este y SE con excepción de la primera fase de la erupción del volcán Hudson. Este primer acercamiento es consistente además, con las observaciones del último ciclo eruptivo del volcán Lonquimay (Fig. 9.2). En el segundo caso se pueden mencionar las erupciones de 3.600 y 6.700 años AP del volcán Hudson cuyas isópacas señalan claramente una distribución hacia el este-SE y el eje aproximadamente en dirección N130°E, respectivamente (Naranjo y Stern, 1998). Este último resultado es muy semejante a la dirección N120°E estimada del eje de distribución de las isópacas de la última erupción del volcán Lonquimay (Naranjo et al., 1991). Por último, en el tercer caso existe una robusta base de datos de estos vectores a distintas alturas a nivel mundial disponible a todo público en el sitio de internet <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>. Por lo tanto, se procedió a procesar los promedios mensuales del año 2009 de las componente N-S y E-W del vector velocidad del viento (magnitud y dirección) a distintas alturas (5, 10 y 15 km, aproximadamente) del sector del volcán Lonquimay, las cuales fueron representadas en dos diagramas: dirección y magnitud de la velocidad del viento contra los meses del año (Figs. 9.3a y 9.3b). En este sentido, los resultados de la dirección promedio mensual del año 2009 del viento del sector del volcán Lonquimay son predominantemente hacia el este y una orientación más hacia el SE durante los meses de agosto y noviembre (Fig. 9.3a). Asimismo, las magnitudes de las velocidades mensuales son de forma consistente crecientes a las alturas de 5, 15 y 10 km (Fig. 9.3b). De la misma forma, la magnitud del viento tiene sus máximos valores en los meses de agosto y diciembre a esta latitud y longitud (Fig. 9.3b). Estos resultados son bastante relevantes para la distribución de la ceniza. Por un lado, confirman la distribución dominante hacia el este de las cenizas y en dos meses específicos hacia el SE. Por otro, si la erupción explosiva es pequeña (baja altura, tipo estromboliano) las cenizas serán transportadas más cerca que en el caso de una la erupción vigorosa de tipo estromboliano, vulcaniano o subpliniano (altura de columna entre 10 y 15 km) (Newhall y Self, 1982). Aunque resulte sorprendente que una pluma de ceniza de alrededor de 10 km pueda tener un alcance mayor que una a una altura mayor. Esta situación ocurrió en el caso de

la primera etapa de la última erupción del volcán Lonquimay, donde la columna alcanzó los 9 km de altura (diciembre de 1988 y enero de 1989) y la distribución de la ceniza llegó hasta 600 km entre los días 29/12/88 y 10/01/89 (Moreno y Gardeweg, 1989).

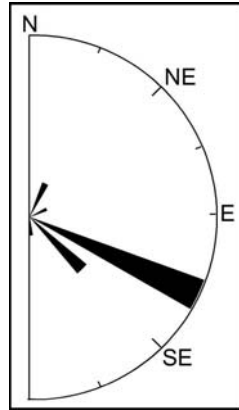


Figura 9.2. Distribución de la pluma de ceniza de los primeros días de la erupción del año 1988-90 del volcán Lonquimay (datos de Moreno y Gardeweg, 1989).

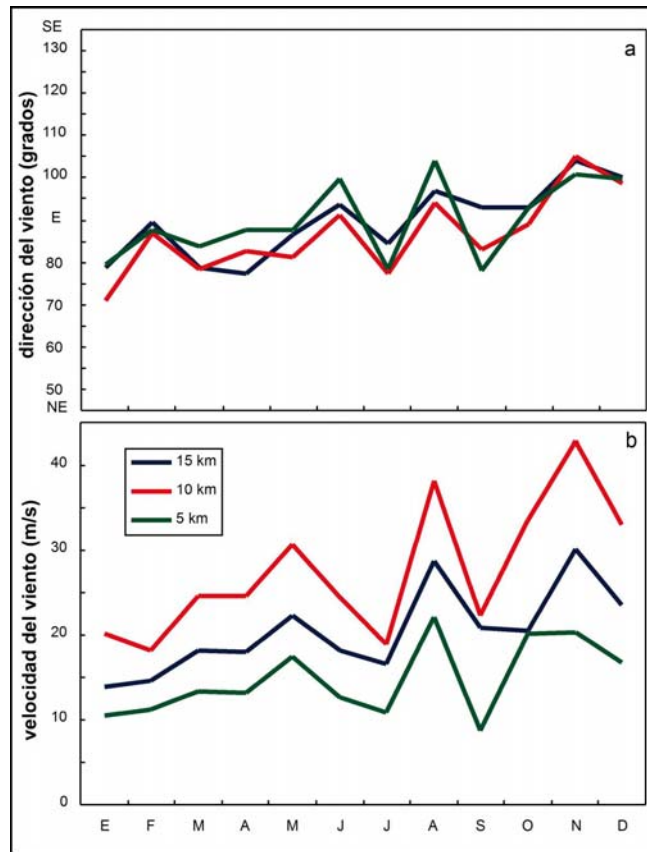


Figura 9.3. Dirección (a) y magnitud (b) mensual de la velocidad del viento a distintas alturas (5, 10 y 15 km) para el sector del volcán Lonquimay del año 2009 (datos de www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html).

El análisis anterior, permite afirmar que espesores de ceniza de algunos centímetros se pueden depositar en sectores más alejados de su fuente (del orden de entre 200 a 600 km) en una futura erupción del tipo estromboliano (o mayor) del estratovolcán Lonquimay o de algún nuevo cono monogenético. Aunque el efecto de este peligro es mínimo, pero los efectos secundarios como el impacto en la vegetación y las aguas superficiales, pueden ser significativos en áreas de prolongada exposición a la depositación de ceniza, como fue el caso de los alrededores de la ciudad de Lonquimay a unos 25 km al SE del volcán (González-Ferrán, 1989). Asimismo, la ceniza puede causar también la interrupción del tráfico aéreo, como en el caso de la primera fase de la reciente erupción del volcán Chaitén (Lara, 2009). Finalmente, el registro de depósitos piroclásticos holocenos del volcán Lonquimay ha permitido reconocer depósitos de caída de ceniza de espesores de 50 cm a 15 km de su fuente (Polanco, 1998). Estos depósitos son poco comunes y, por lo tanto, las erupciones que los originaron tienen una recurrencia baja, aunque señalan la ocurrencia de algunos eventos de mayor magnitud de estilo subpliniano asociados a este centro eruptivo.

9.6.3 Lahares

Los lahares (o aluviones volcánicos, flujos de lodo o barro o detritos) son uno de principales peligros volcánicos de la mayoría de los volcanes de la ZVS de los Andes (Naranjo et al., 2002; Moreno, 2002) y corresponden al único fenómeno volcánico que ha generado confirmadamente la pérdida de vidas humanas en Chile (Urrutia y Lanza, 1993).

Los lahares se pueden generar con una mayor probabilidad durante los meses de septiembre a diciembre en la ZVS de los Andes que corresponde a la temporada de primavera e inicio del verano en el hemisferio sur y coincide con la época de deshielo. En particular, la región donde se encuentra el volcán Lonquimay tiene un clima caracterizado por presentar precipitaciones distribuidas durante todo el año con una alta concentración en los meses fríos (entre los meses de mayo a agosto) (Fig. 9.4) (http://www.meteochile.cl/climas/climas_octava_region.html). La temperatura tiene una oscilación de 5,0° C con una temperatura media anual de casi 12,0 °C, una temperatura media de 8,0 °C en el mes más frío y una temperatura de 15 °C en el mes más cálido (Fig. 9.4). En la ciudad de Lonquimay, el promedio

térmico anual es de 8,4 °C, resultado de las bajas temperaturas durante el invierno (julio-agosto) (Fig. 9.4). En la Cordillera de los Andes, por sobre 1500 m s.n.m., predominan las bajas temperaturas durante todo el año y el aumento de las precipitaciones, llegando a 3.000 mm anuales, cuando la temperatura es bajo 0 °C las precipitaciones son sólidas (nieve). De esta forma, la mayor acumulación de nieve ocurre durante el invierno, coincidente con los mayores niveles de agua en los drenajes alrededor del volcán Lonquimay, como es el caso del Río Cautín que nace en el flanco SE del edificio volcánico (Fig. 9.5).

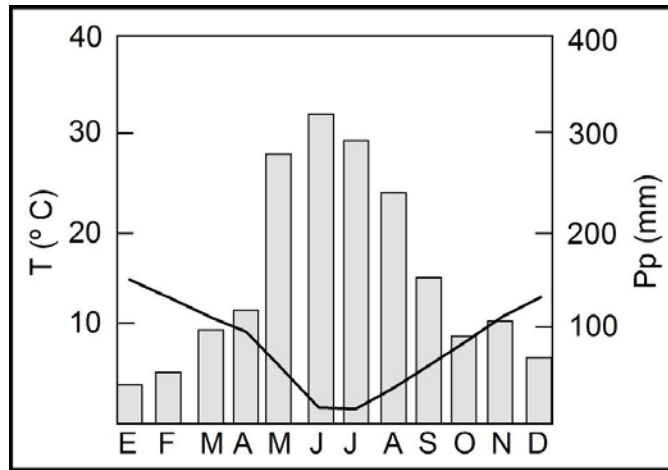


Figura 9.4. Diagrama de la variación mensual de la temperatura (línea continua de color negro) y las precipitaciones (barras de color gris) de la estación meteorológica de la ciudad de Lonquimay ubicada a unos 25 km al SE del volcán Lonquimay (datos disponibles en el boletín No. 370 de la Dirección General de Agua de noviembre del año 2009 disponible en www.dga.cl).

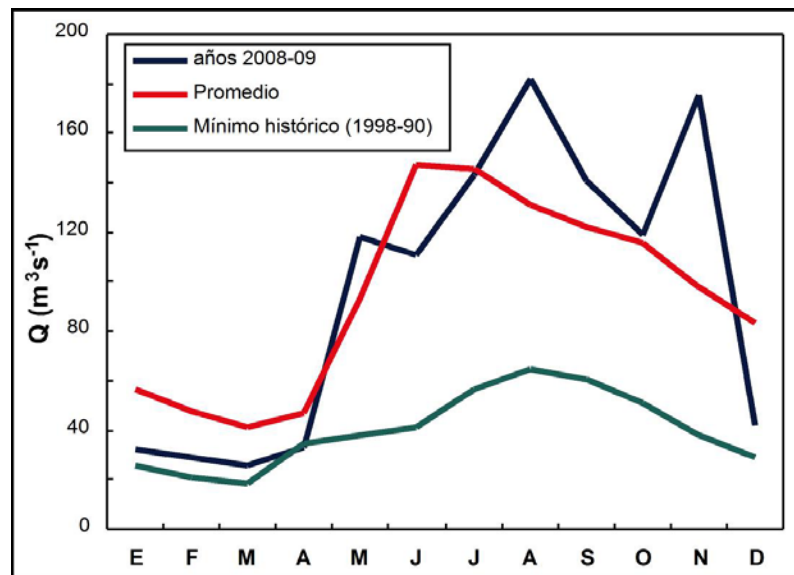


Figura 9.5. Caudales mensuales del Río Cautín que nace en el flanco SE del volcán Lonquimay. Punto de medición ubicado al este del la ciudad de Curacautín a unos 35 km al SE del volcán (boletín No. 370 de la Dirección General de Agua de noviembre del año 2009 disponible en www.dga.cl).

Existen varios modelos genéticos que pueden explicar el origen de los lahares en los volcanes de la ZVS de los Andes. En el primer modelo, la erupción es acompañada por una colada de lava que avanza sobre la nieve del flanco del volcán generando un derretimiento súbito de la nieve y produciendo grandes volúmenes de agua sobre los flancos del edificio volcánico. El segundo modelo de generación de lahares consiste en el derretimiento de nieve por incremento de la temperatura del terreno asociada a la actividad fumarólica. Esta situación favorece las condiciones para la generación de pequeñas avalanchas de detritos capaces de evolucionar a lahares voluminosos aguas abajo (Scott et al., 2002; Capra y Macías, 2002). Otro modelo explica como los lahares también pueden ser formados por el escurrimiento de flujos piroclásticos sobre la nieve, como fue el caso del volcán Nevado del Ruíz en Colombia que originó la muerte de más de 20.000 personas (Tilling, 1993). Por último, en un escenario con abundante material piroclástico disponible e intensas lluvias se pueden originar lahares, como fue el caso de la erupción del año 2008 del volcán Chaitén (Lara, 2009).

En el caso, del volcán Lonquimay hay escasas evidencias de generación de lahares alrededor de la parte baja de sus flancos y en los drenajes, salvo en la parte NE y norte del edificio volcánico, donde parecen estar asociados a frentes de colada de lava. No obstante, estos depósitos son de pequeña envergadura por lo que es altamente probable que estos lahares pudieran ocurrir por la efusión de una colada lava sobre la nieve, serían relativamente pequeños y de escaso impacto, circunscrito a los flancos del volcán, alejados de los centros poblados, aún en caso de ocurrir en pleno invierno.

9.6.3.1 Emanaciones de gases

Los gases volcánicos son emitidos abundantemente durante las erupciones y también entre ellas, como fumarolas (pequeñas grietas en la superficie por donde emanan los gases). Estos gases corresponden a CO₂, SO₂, H₂S, HS, HF y, principalmente, vapor de agua (90% de los gases emitidos), la cual en su mayor parte, es agua subterránea calentada. La amenaza de los gases para los seres humanos es muy baja, excepto en las inmediaciones de su fuente de emisión, y expuestos por un tiempo prolongado, ya que se mezclan rápidamente con el aire de

la atmósfera. Sin embargo, bajo circunstancias muy especiales, pueden afectar áreas relativamente extensas. En algunos casos el SO_2 reacciona con el agua y genera lluvia ácida como ocurrió en el caso de la erupción del año 2000 del volcán Copahue (Naranjo y Polanco, 2004). Por su parte, el CO_2 es más pesado que el aire y puede quedar atrapado en depresiones matando seres vivos. Finalmente, el flúor, tóxico en grandes concentraciones, puede ser incorporado en la ceniza que al caer durante un tiempo prolongado puede afectar la vegetación y las aguas. Un caso dramático ocurrió durante la larga erupción de 1988-90 del volcán Lonquimay (13 meses), donde partículas de tamaño ceniza con altos contenidos de flúor afectaron las aguas y pastos, causando la muerte de miles de cabezas de ganado (Araya et al., 1990). Además, los volcanes de la ZVS parecen eyectar grandes cantidades de HF en las primeras etapas de la erupción como son los casos de las erupciones del año 1991 del volcán Hudson y del año 2000 del volcán Copahue (Naranjo et al., 1993 y Naranjo y Polanco, 2004, respectivamente).

Existen casos poco frecuentes relacionados con las coladas de lava, como son las emisiones de gases en sus frentes de avance aunque estos gases suelen ser mayoritariamente vapor de agua.

Por lo tanto, en el caso de una nueva erupción del volcán Lonquimay, lamentablemente es esperable un comportamiento semejante al del último ciclo eruptivo.

9.6.4 Flujos piroclásticos

El volcán Lonquimay tiene una tasa relativamente alta de generación de flujos piroclásticos durante el Holoceno, con un intervalo de recurrencia del orden de para este tipo de fenómeno entregan valores del orden 550 años. Los flujos afectan principalmente a las áreas de los valles alrededor del volcán, alcanzando comúnmente distancias de hasta 10 km desde su fuente (Polanco, 1998). Fuera de los valles, las distancias afectadas alcanzan distancias de alrededor de unos 5 km. La mayoría de los flujos piroclásticos están asociados con la caída de tefra.

9.6.5 Otros

Además de los peligros volcánicos descritos y caracterizados previamente, existen eventos asociados a la actividad volcánica como son los seísmos, tsunamis e incendios que también pueden afectar una zona volcánica, pero que tienen una probabilidad de ocurrencia baja con respecto a los principales en el área del volcán Lonquimay. La existencia de un embalse en las cercanías del volcán abre la posibilidad de ocurrencia de un pequeño tsunami y la presencia bosques podría dar lugar a incendios forestal como los ocurridos en el último ciclo eruptivo de este centro eruptivo (Moreno y Gardeweg, 1989; González-Ferrán et al., 1989).

9.6.5.1 Tsunamis

Tsunami es un término japonés para referirse a olas o conjunto de olas de período largo que se desplazan a través de grandes masas de agua (mares y lagos) a velocidades superiores a 200 m/s y mínima altura. Al acercarse a niveles de agua poco profundos la altura de la ola aumenta superando en algunos casos los 20 m en la costa. Los tsunamis asociados a actividad volcánica aunque no son comunes ocurren cuando un volumen importante de material volcánico invade violentamente una enorme masa de agua, desplazando importantes volúmenes de agua y originando olas, cuyo tamaño dependerá del volumen y velocidad del material volcánico y de la forma y volumen del cuerpo de agua. Los eventos causantes de la mayor parte de los tsunamis asociados a volcanismo corresponden a los seísmos asociados a erupciones, al ingreso de flujos piroclásticos y a la generación avalanchas de escombros en el agua (Latter, 1981).

El volcán Lonquimay tiene el Embalse Ralco a unos 25 km al NE del cráter principal. La mayor posibilidad de ocurrencia de un tsunami sería que un volumen significativo de un flujo piroclástico alcanzase el embalse. No obstante, si bien se han reconocido depósitos de flujo piroclásticos hacia el NNE del estratovolcán, no han sido observados a esa distancia, por lo tanto, este fenómeno tiene muy baja probabilidad de ocurrencia, a excepción que ocurriera una erupción similar a la reciente del volcán Chaitén, pero no tiene ningún sustento volcanológico.

9.7 Características de una futura erupción

Es indudable que el volcán Lonquimay no es uno de los volcanes de la ZVS de los Andes más peligrosos en términos de su recurrencia eruptiva y la magnitud de sus erupciones. Ni tampoco lo es por su estilo eruptivo o por la composición de sus productos. No obstante, es un volcán activo que ha generado, en especial en sus últimas etapas, numerosas erupciones de tipo estromboliano con abundante emisión de piroclastos tamaño ceniza. Este último fenómeno corresponde al peligro potencial de mayor importancia en este centro eruptivo. En este sentido, la futura erupción del volcán Lonquimay tendrá su fuente en algún lugar de la traza que conforman los CMHE y el estratovolcán, con una mayor probabilidad de ocurrencia entre el Cerro Canasto y el flanco NE del edificio volcánico. Los piroclastos balísticos por lo tanto, sólo alcanzarán distancias máximas inferiores a 5 km pero las cenizas eyectadas a la atmósfera por esta erupción afectarán vastas zonas ubicadas inmediatamente al este y SE de la fuente, no sólo en territorio chileno sino también alcanzarán parte de la Provincia de Neuquén en Argentina. Ahora bien, el efecto que mayor daño puede causar la emisión de ceniza es el flúor que se adhiere a su superficie. Una erupción prolongada en el tiempo puede afectar significativamente las aguas y la vegetación y, por transmisión alimenticia, posteriormente a los animales, como señalan el contenido de hasta $3400 \mu\text{g g}^{-1}$ de flúor en las cenizas de la última erupción de este centro volcánico (González-Ferrán, 1995). Por último, lahares asociados a erupciones pueden ser importantes en el sentido volumétrico sólo durante los meses de mayo y noviembre, ya que las precipitaciones son más abundantes, coincidente con el mayor caudal de los cursos de agua (Figs 9.4 y 9.5).

Conclusiones

La comprensión de la evolución del volcán Lonquimay ha sido abordada desde el estudio de la estratigrafía, petrografía, química mineral y geoquímica de roca total (óxidos mayoritarios, elementos trazas, tierras raras e isótopos radiogénicos: Sr, Nd y Pb) y, a partir de estos estudios, evaluar el peligro volcánico asociado a este centro eruptivo. Los resultados petrográficos y geoquímicos permitieron caracterizar a los minerales y las rocas de este volcán, además de inferir la fuente y los procesos de evolución (o diferenciación) de los magmas que dieron origen a sus rocas, así como estimar las condiciones de presión y temperatura que los afectaron. A partir de lo anterior, se propone un modelo magmático del volcán Lonquimay en el marco del ambiente geodinámico del margen oeste de la Zona Volcánica Sur (ZVS) de los Andes en Chile.

El estratovolcán y los conos monogenéticos que conforman el volcán Lonquimay están espacial y temporalmente relacionados. Además, el resultado del análisis estructural de este centro eruptivo indica que la orientación NE-SW de la elongación del edificio volcánico y la estructura discontinua de los conos ($N70^\circ$ y $N64^\circ \pm 5^\circ$ E, respectivamente) son estructuras extensionales asociadas a la Zona de Falla Liquiñe Ofqui. Por otra parte, la idéntica asociación mineral y las mismas texturas presentes en las rocas del estratovolcán y los conos monogenéticos, así como, el prácticamente idéntico sello geoquímico de sus rocas (óxidos mayoritarios, elementos trazas e isótopos radiogénicos) y también de las fases minerales, permiten afirmar que los conos monogenéticos y las coladas del estratovolcán tienen una génesis común.

La estratigrafía del volcán Lonquimay se ha separado en la del estratovolcán y de los conos monogenéticos. La estratigrafía del estratovolcán está conformada por las etapas I a IV, mientras que los conos monogenéticos constituyen dos subunidades: Conos Monogenéticos Holocenos del Este y Conos Monogenéticos Holocenos del Oeste (CMHE y CMHW, respectivamente). Los CMHE se han dividido en 4 etapas (etapas I a III y el Cono Navidad), mientras que los CMHW están conformado sólo por los conos Lolco, La Holandesa y Laguna Verde.

Las rocas (principalmente coladas de lava) del volcán son principalmente afanítica y, en algunos casos, porfídica con un escaso contenido de fenocristales (en general inferior a 15% en volumen) y tienen una asociación mineral común, constituida por plagioclasa (principalmente labradorita y andesina), olivino (Fo_{44-71}), clinopiroxeno (dominantemente pigeonita, augita y clinoenstatita) y óxidos de Fe-Ti (predominan las composiciones cercanas a la de la magnetita). De estas fases minerales, la plagioclasa corresponde al mineral más abundante y comúnmente tiene textura de zonación oscilatoria aunque presenta dos tipos bien definidos, una de escasa variación composicional y otra de significativa variación originadas por procesos de convección y mezcla de magma en la cámara magmática, respectivamente.

Las rocas son desde el punto de vista químico muy homogéneas y poco evolucionadas. Corresponden a una serie calco-alcalina constituida principalmente por andesitas basálticas y andesitas de contenido medio de potasio. Las lavas del estratovolcán (etapas I a IV) son principalmente andesitas basálticas (51-60% en peso de SiO_2 ; 0,5-1,1% de K_2O), mientras que las rocas pertenecientes a los CMHE están predominantemente constituidas por andesitas basálticas y andesitas (50-64% en peso de SiO_2 ; 0,4-1,5% de K_2O). Por su parte, los CMHW corresponden exclusivamente a andesitas basálticas (53-55% en peso de sílice; 0,5-0,8% de K_2O).

El estudio en detalle de la petrografía y los resultados analíticos de la química de roca total y de la química de los minerales evidencia la dinámica cortical que ha afectado al magma que da origen a las rocas de este centro eruptivo. Se combinan procesos de convección y fraccionamiento mineral en el interior de la cámara, magmática como se desprende de la escasa variación composicional en la mayoría de las plagioclasas y clinopiroxenos con zonación oscilatoria, de las tendencias de los diagramas de Harker y de los patrones de tierras raras. Estos procesos son interrumpidos por nuevos pulsos de magmas basálticos más profundos y de mayor temperatura, que dan origen a un súbito cambio de temperatura y composicional que cataliza una mayor convección en la cámara magmática. Este fenómeno es el responsable, entre otras texturas, de la coexistencia de fases minerales en evidente desequilibrio, de la intensa textura de cedazo, la zonación oscilatoria de mayor variación en los fenocristales de plagioclasa y escasos clinopiroxenos (una variabilidad máxima de An_{41-82} y Wo_{25-41} , respectivamente) y la coexistencia de

vidrios de distinta composición en la matriz (variaciones máximas de 52-74% y 63-85% en peso de sílice), así como también del ascenso de magma a niveles más superficiales y, en algunos casos, es causante de las erupciones volcánicas. Eventos eruptivos puntuales como son las erupciones en dos fases de la etapa II y III de los CMHE (63,4-61,9% y 64,0-58,0% en peso de sílice, respectivamente), pueden ser explicados a partir de una cámara magmática estratificada, así como también tres subetapas pertenecientes a las etapas II y III de la evolución magmática del estratovolcán. La cámara magmática estratificada tiene, probablemente, una forma asimétrica de una alta relación de aspecto (razón entre longitud y espesor), consistente con la homogeneidad de la química de las rocas y la poca explosividad de las erupciones. Además, en superficie es bastante común que las coladas de lava entren en contacto con agua y/o hielo, enfriándose de manera súbita como se deduce de la textura esquelética de fenocristales de olivino. Esta característica resulta coherente con la presencia de glaciares en la cima del volcán y las condiciones climáticas de la región donde se localiza.

El espesor de las bandas de las plagioclasas y clinopiroxenos zonados indican variaciones en la dinámica y el tiempo involucrado en la evolución magmática. Mientras que delgadas bandas, comunes en las plagioclasas con zonación oscilatoria, indican una dinámica de cambio y relativamente rápida, los fenocristales de clinopiroxeno zonados tienen bandas gruesas que son consistentes con procesos más lentos y variaciones menos marcadas.

La vesicularidad de las coladas de lava (principalmente entre un 5 y 30% en volumen) evidencia el alto contenido de gases que ha acompañado a la evolución magmática de estas rocas. Estos gases fueron segregados y expulsados en el momento de la erupción como se manifiesta en los bajos contenidos de volátiles (<0,9% en peso) presentes en los análisis de roca total.

La alta tasa de ascenso magmático es verificada por la escasa variabilidad composicional y lo poco evolucionado de las rocas de este volcán (predominantemente andesita basálticas y andesitas), la alta tasa eruptiva de construcción del edificio volcánico (del orden de 0,57 km³ por siglo) y por la dominante zonación de tipo normal de los fenocristales de plagioclasa. Lo anterior es consistente con las estructuras extensionales asociadas a la ZFLO que controlan

estructuralmente al volcán Lonquimay y que habrían favorecido al ascenso magmático. Además, la alta tasa de ascenso magmático en conjunto con unas temperaturas constantemente elevadas (homogeneidad composicional) y una dinámica magmática permanente (procesos de convección y recarga), parecen ser los responsables de una de las características más singulares del volcán Lonquimay y primera vez descrito en la ZVS de los Andes, los abundantes microcristales de óxidos de Fe-Ti contenidos en la matriz de las rocas de este centro eruptivo, consistentes con la cristalización en la fases tardías de la evolución magmática a niveles someros.

Las lavas analizadas (51-64% en peso de sílice) exhiben un sello geoquímico (elementos mayoritarios y trazas, tierras raras e isótopos radiogénicos) similares a otros centros eruptivos de la ZVS de los Andes. En particular, las razones isotópicas analizadas son comparables a otros volcanes de este segmento volcánico: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,703904-0,704018), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,512832-0,512902), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,5928-15,6159) y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18,5913-18,6170). En este sentido, los isótopos de Sr indican una escasa contaminación de los sedimentos continentales de la Placa de Nazca (2%) y los isótopos de Pb señalan contaminación a niveles corticales profundos (corteza continental inferior), no obstante, el conjunto de razones de Sr y Pb contra Nd son consistentes con una fuente mantélica. En este sentido, la fuente de las rocas corresponden a una mezcla de fluidos provenientes de la fusión de la placa oceánica de Nazca (Iherzolita) a profundidades del orden de 100-120 km con sedimentos continentales y fluidos de la cuña astenosférica como señalan también el patrón de los elementos trazas incompatibles.

Los clinopiroxenos, olivinos y óxidos de Fe-Ti son tremendamente importantes desde el punto de vista petrogénico a niveles corticales. A partir de los resultados analíticos de estas fases minerales que se formaron en condiciones de equilibrio con el líquido silicatado, se estimaron la temperatura y presión (por lo tanto, de la profundidad) de los magmas que dieron origen a las rocas del volcán Lonquimay. Los valores obtenidos de estas variables ambientales permitieron proponer un modelo que explican la evolución de este centro eruptivo que está constituido por pequeñas cámaras magmáticas interconectadas a diferente profundidad de la corteza continental. De esta forma, en la interfase manto y corteza inferior (temperaturas y profundidades del orden de 1350 °C y 35 km, respectivamente) se

origina el primer lugar de almacenamiento magmático, donde se suceden los procesos de cristalización fraccionada de las fases minerales de etapas tempranas (zircón, apatito, óxidos de Fe-Ti y olivino) pero también algún grado de asimilación cortical como indican las razones isotópicas de Pb. Posteriormente, en la interfase corteza inferior superior (temperaturas y profundidades del orden de 1100-1200 °C y 20 km, respectivamente) se produce el más importante y segundo almacenamiento del magma acompañado del más significativo fraccionamiento mineral (olivino, óxidos de Fe-Ti y plagioclasa cálcica). Luego, a profundidades de la corteza superior (temperaturas y presiones del orden de 1080-1100 °C y 7-12 km, respectivamente) hay otra zona de almacenamiento donde ocurre la más importante cristalización de olivinos en equilibrio con el líquido silicatado. Finalmente, a niveles superficiales (temperaturas y profundidades inferiores a 1080° C y 5 km, respectivamente) se produce el último almacenamiento de magma que se caracteriza por la cristalización de clinopiroxenos pero principalmente por la cristalización de plagioclasa de menor temperatura y dominados por procesos de cristalización fraccionada, intensa convección pero interrumpidos por nuevos pulsos magmáticos de composición basáltica.

La evaluación del peligro volcánico asociado al volcán Lonquimay ha permitido delimitar la zona de mayor peligro por la ocurrencia de coladas de lava a las zonas más proximales del estratovolcán que se circunscriben principalmente a la Reserva Malalcahuello-Las Nalcas y los valles relativamente poco poblados. Además, existe una mayor probabilidad que una futura erupción ocurra a lo largo de la alineación del los CMHE, limitando los efectos de una colada especialmente hacia el valle del Río Lolco, al NE del estratovolcán. Además, fenómenos laháricos pueden ocurrir pero sus efectos en los poblados de Malalcahuello, Lonquimay y Curacautín serían bastantes bajos, no superando el nivel de crecidas, esencialmente por lo encajonado del Río Cautín. No obstante, los efectos de la caída de ceniza con altos contenidos de flúor serán devastadores en amplios sectores ubicados al este y SE del volcán Lonquimay como señalan la reconstrucción de las erupciones prehistóricas, la distribución de la nube de ceniza de la erupción de 1988-90 pero también la actual dirección de los vientos en altura.

Referencias

- Allmendinger R., Jordan T., Kay, S.M., Isacks B. (1997) The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 25, 139-174.
- Araya O., Wittwer F., Villa A., Ducom C. (1990) Bovine fluorosis following volcanic activity in the Southern Andes. *Australian Veterinary Journal*, 67, 641-642.
- Astiz M., Tárraga M., Sánchez N. (2000) Modelos estadísticos en volcanología. In: Astiz M., García A. (Eds.), *Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica*, Serie Casa de Los Volcanes, 7, 401-410.
- Aulinas M., Gimeno-Torrente D., Fernandez-Turiel J.L., Perez-Torrado F.J., Rodriguez-Gonzalez A., Gasperini D. The Plio-Quaternary magmatic feeding system beneath Gran Canaria (Canary Islands, Spain): constraints from thermobarometric studies. *SCI – Journal of the Geological Society*, 2010, 167, 1-17. DOI: 10.1144/0016-76492009-184.
- Barreiro B.A. (1984) Lead isotopes and Andean magmatism. In: Harmon R.S., Barreiro B.A. (Eds.), *Andean Magmatism; Chemical and Isotopic Constrains*. Shiva, Natwich, 21-30.
- Barrientos S., Acevedo P. (1992) Seismological aspects of the 1988-1989 Lonquimay (Chile) volcanic eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53, 73-87.
- Bermúdez A., Delpino D. (1989) La provincia basáltica andino cuyana (35-37° L.S.). *Revista de la Asociación Geológica Argentina XLIV* (1-4), 35-55.
- Best J.L. (1992) Sedimentology and event timing of a catastrophic volcanoclastic mass flow, Volcan Hudson, southern Chile. *Bulletin of Volcanology*, 54, 299-318.
- Cahill T., Isacks B.L. (1992) Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research*, 97, 17503-17529.
- Cande S., Leslie R.B. (1986) Late Cenozoic tectonics of the Southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research*, 91, 471-496.
- Capra L., Macías J.L. (2002) The cohesive Naranjo debris-flow deposit (10 km³). A dam breakout flow derived from the Pleistocene debris-avalanche deposit of Nevado de Colima Volcano (México). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 117, 213-235.
- Cas R.A.F., Wright J.V. (1987) *Volcanic successions: Modern, ancient. A geological approach to processes, products and successions*. Chapman, Hall, London, 528 p.
- Cembrano J., Moreno H. (1994) Geometría y naturaleza contrastante del volcanismo Cuaternario entre los 38° S y 46° S: ¿Dominios compresionales y tensionales en un régimen transcurrente? *Actas VII Congreso Geológico Chileno, Concepción*, 1, p. 240-244.
- Charlín C. (1972) *Del avión rojo a la república socialista*. Editorial Quimantú Santiago de Chile.
- Clavero J.E. (1996) *Ignimbritas andesítico-basálticas postglaciales del volcán Villarrica, Andes del Sur (39°25'S)*. MSc tesis, Universidad de Chile.
- Clavero J. (1997) Basaltic andesite ignimbrites of the Villarrica Volcano, Chile (39.5° S.L.). En *IAVCEI General Assembly, Puerto Vallarta, México, January 19-24, 1997*, p.13

-
- Clavero J., Sparks, R.S.J. (2005) Geología del Complejo Volcánico Taapaca, Región de Tarapacá, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 93, Servicio Nacional de Geología y Minería, 18 p.
 - Clavero J.E., Moreno H. (1994) Ignimbritas Licán y Pucón: Evidencias de erupciones explosivas andesítico-basálticas postglaciales del volcán Villarrica, Andes del Sur, 39°25'S. Actas VII Congreso Geológico Chileno, Concepción, 1, 250–254.
 - Couch S., Sparks R.S.J., Carroll M.R. (2001) Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers. *Nature*, 411, 1037-1039.
 - Crandell D.R., Booth B., Kusumadinata K., Shimozuru D., Walker G.P.L., Westercamp D. (1984) Source-book for volcanic-hazards zonation, UNESCO, Paris, 97 p.
 - D'Orazio M., Innocenti F., Manetti P., Tamponi M., Tonarini S., González-Ferrán O., Lahsen A., Omarini R. (2003) The Quaternary calc-alkaline volcanism of the Patagonian Andes close to the Chile triple junction: geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the Cay and Maca volcanoes (~45°S, Chile). *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 219-242.
 - Davidson J. (1971) Contribución al estudio geológico de los Andes Meridionales centrales: Geología del área de las Nacientes del Teno, provincia de Curicó. Memoria de título, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 265 p.
 - Davidson J. (1988) El jurásico y cretácico inferior en las nacientes del río Teno, Chile: una revisión. Actas V Congreso Geológico Chileno, Santiago, 1, A453-A458
 - Davidson J.P., Dungan M.A., Ferguson K.M., Colucci M.T. (1987) Crust–magma interactions and the evolution of arc magmas: The San Pedro–Pellado volcanic complex, southern Chilean Andes. *Geology*, 15, 443-446.
 - Davidson J.P., Harmon R.S., Wörner G. (1991) The source of central Andean magmas: some considerations. In: Harmon R.S., Rapela C.W. (Eds.), *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*, Geological Society of America, Special Papers, 265, 233-243.
 - De la Cruz R., Suárez M. (1997) El Jurásico de la cuenca de Neuquén en Lonquimay, Chile: Formación Nacientes del Biobío (38-39° S). *Revista Geológica de Chile*, 24(1):3-24.
 - De la Cruz-Reyna S. (1991) Poisson-distributed patterns of explosive activity. *Bulletin of Volcanology*, 54, 57-67.
 - De la Cruz-Reyna S. (1993) Random patterns of occurrence of volcanic eruptions at Colima volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 55, 51-68.
 - De la Cruz-Reyna S. (1996) Long-Term Probabilistic Analysis of Future Explosive Eruptions. In *Monitoring and Mitigation of Volcanic Hazard*. Scarpa R., Tilling R.I. (Eds.), Springer, Berlín, 599-629.
 - De la Cruz-Reyna S., Carrasco-Nuñez G. (2002) Probabilistic hazard analysis of Citlaltépetl (Pico de Orizaba) Volcano, eastern Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113, 307-318.
 - De Silva S.L., Francis P.W. (1991) *Volcanoes of the Central Andes*. Springer-Verlag, 216 p.
 - Delpino D., Bermúdez A. (1994) Volcanismo Post-Glacial en el volcán Copahue (37°45pS) sector argentino. Peligros potenciales asociados. Actas VII Congreso Geológico Chileno, Concepción, 1, 260-264.

-
- Demant A., Hervé F., Pankhurst R., Magnette, B. (1994) Alkaline and calc-alkaline Holocene basalts from minor volcanic centres in the Andes of Aysén, Southern Chile. *Actas VII Congreso Geológico Chileno, Concepción, 1*, 1326-1330.
 - DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. (1990) Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101, 425-478.
 - Dercourt J. (1984) *Geología*. Reverté, Barcelona, 423 p.
 - Déruelle B. (1982) Petrology of the Plio-Quaternary volcanism of the south-central and meridional Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14, 77-124.
 - Déruelle B., Harmon R.S., Moorbath S. (1983) Combined Sr-O isotope relationships and petrogenesis of Andean Volcanics of South America. *Nature*, 302, 814-816.
 - Déruelle B., López-Escobar L. (1999) Basaltes, andesites, dacites et rhyolites des stratovolcans des Nevados de Chillán et de l'Antuco (Andes méridionales): la remarquable illustration d'une différenciation par cristallisation fractionnée. *Compte Rendus de la Académie des Sciences, Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 329, 337-344.
 - Dewey J.F., Bird J.M. (1970) Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 75(14): 2625-2647.
 - Drake R. (1976) Chronology of Cenozoic igneous and tectonic events in the Central Chilean Andes-latitudes 35°30'-36°00'S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1(1): 265-284.
 - Emparán C., Suárez M., Muñoz J. (1992) Hoja Curacautín. *Carta Geológica de Chile*, 71, Mapa de escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería.
 - Enrione A., Villarroel P. (1962) *Geología del Área de la Central Hidroeléctrica El Toro*. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
 - Feininger T. (1987) Allochthonous terranes in the Oriente of Ecuador and north-western Peru. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24, 266-278.
 - Ferraris F. (1981) Hoja Los Angeles-Angol, escala 1: 250.000, Región del Biobío. *Mapas Preliminares Geológicos de Chile*. Instituto de Investigaciones de Geológicas.
 - Fisher R.V., Schmincke H.U. (1984) *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 472 p.
 - Folguera A., Ramos V.A. (2000) Control estructural del volcán Copahue (38°S-71°O): implicancias tectónicas para el arco volcánico cuaternario (36°S-39°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55, 229-244.
 - Folguera A., Ramos V.A. (2002) Partición de la deformación durante el Neógeno en los Andes Patagónicos Septentrionales (37°-46°S). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15(1-2): 81-93.
 - Folguera A., Ramos V.A., Melnick D. (2002) Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos (36-39°S) en los últimos 30 millones de años. *Revista Geológica de Chile*, 29, 151-165.
 - Folguera A., Ramos V., Hermanns R., Naranjo J. (2004) Neotectonics in the foothills of the Southernmost Central Andes (37°-38°S). Evidence of the strike-slip displacement along the Antiñir-Copahue fault zone. *Tectonics*, 23, TC 5008.
 - Folguera A., Naranjo J.A., Orihashi Y., Sumino H., Nagao K., Polanco E., Ramos V.A. (2009) Retroarc volcanism in the northern San Rafael Block (34°-35°30'S), southern Central Andes:

-
- Occurrence, age, and tectonic setting *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 186, 169-185.
- Futa K., Stern C.R. (1988) Sr and Nd isotopic and trace element compositions of Quaternary volcanic centers of the Southern Andes. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 88, 253-262.
 - Gajardo A. (1981) Avance geológico de la hoja Concepción-Chillán: Región del Bio-Bío, escala 1:250.000. *Mapas Preliminares Geológicos de Chile N°4*. Instituto de Investigaciones de Geológicas.
 - García M., Gardeweg M., Clavero J., Hérail G. (2004) Hoja Arica. Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile, 84.
 - García M., Hérail G. (2005) Fault-related folding, drainage network evolution and valley incision during the Neogene in the Andean Precordillera of Northern Chile. *Geomorphology*, 65, 279-300.
 - Gardeweg, M. (1980) Geología del área del Nevado de Longaví, Cordillera de los Andes, VII región del Maule. Memoria de título, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 247 p.
 - Gardeweg M. (1994) Volcán Lascar, geología y evaluación del riesgo volcánico - Altiplano II Región. Servicio Nacional de Geología y Minería - Intendencia II Región, 169 p.
 - Gardeweg M., Moreno H., Naranjo J.A. (1990) Comportamiento del volcán Lonquimay en su fase eruptiva 1988-1990 y su influencia en el medio ambiente. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (Informe Inédito), 100 p.
 - Gardeweg M., Medina E. (1993) 35 días después de la erupción del 19-20 de Abril de 1993: VII Informe sobre el comportamiento del Volcán Láscar (II Región). Informe Inédito, Servicio Nacional de Geología y Minería, 3 p.
 - Gerlach D.C., Frey F.A., Moreno H., López-Escobar L. (1988) Recent volcanism in the Puyehue-Cordon Caulle región, Southern Andes, Chile (40.5°S): Petrogenesis of evolved lavas. *Journal of Petrology*, 29, 333-382.
 - Gerlach D.C., Frey F.A., Moreno H., López-Escobar L. (1988) Recent volcanism in the Puyehue-Cordón Caulle región, Southern Andes, Chile 40.5°S: Petrogenesis of evolved lavas. *Journal of Petrology*, 29, 333-382.
 - Ghiorso M.S., Richard O. Sack, R.O. (1991). Fe- Ti oxide geothermometry: thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas. *Contribution Mineralogy and Petrology*, 108, 485-510.
 - Ghiorso M.S., Evans B.W. (2008) Thermodynamics of Rhombohedral Oxide Solid Solutions and a Revision of the Fe-Ti Two-oxide Geothermometer and Oxygen-barometer *American Journal of Science*, 308, 957-1039.
 - Giese P., Scheuber E., Schilling F., Schmitz M., Wigger P. (1999) Crustal thickening proceses in the Central Andes and the different natures of the Moho-discontinuity. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 201-220.
 - Global Volcanism Network (GVN) (2000) Bulletin of the Global Volcanism Network Volcanic Activity Reports, 25(6): 10-14.
 - González-Ferrán O. (1995) Volcanes de Chile. Instituto Geográfico Militar, Santiago, 640 p.

- González O., Vergara M. (1962) Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. Instituto de Geología, Universidad de Chile, Publicaciones, 24, 119 p.
- González-Ferrán O., Baker P.E., Acevedo P. (1989) La Erupción del Volcán Lonquimay 1988 y su Impacto en el Medio Ambiente, Chile. *Revista Geofísica*, 31, 39-107.
- Gutiérrez F., Gioncada A., González-Ferrán O., Lahsen A., Mazzuoli, R. (2005) The Hudson Volcano and surrounding monogenetic centres (Chilean Patagonia): An example of volcanism associated with ridge-trench collision environment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 145, 207-233.
- Gutiérrez F., Parada M.A. (2009) Sill versus Stock: La influencia de las paredes de las cámaras magmáticas en la zonación composicional desde una aproximación numérica. *Actas XII Congreso Geológico Chileno*, Santiago.
- Gutiérrez F., Parada M.A. (2010) Numerical Modeling of Time-dependent Fluid Dynamics and Differentiation of a Shallow Basaltic Magma Chamber. *Journal of Petrology*, 51(3):731-762.
- Gutscher M.A., Spakman W., Bkjwaard H., Engdahl E.R. (2000) Geodynamics of flat subduction: seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19, 814-833.
- Herron E.M. (1981) Chile margin near latitude 38°S; evidence for a genetic relation between continental and marine geologic features or a case of curious coincidence. *Geological Society of America, Memoir*, 154, 755-760.
- Hervé M. (1976) Estudio geológico de la falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe: Antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). *Actas I Congreso Geológico Chileno*, Santiago, 1, B35-B56.
- Hibbard M.J. (1995) *Petrography to Petrogenesis*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 587 p.
- Hickey R.L., Frey F.A., Gerlach D.C., López-Escobar L. (1986) Multiple sources for basaltic arc rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes (34°-41°S): Trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust. *Journal of Geophysical Research*, 91(6):5963-5983.
- Hickey-Vargas R., Gerlach D., Frey F. (1984) Geochemical variations in volcanic rocks from central-south Chile (33°-42°S): implications for their petrogenesis. In: Harmon R., Barreiro B. (eds.) *Andean Magmatism: Chemical and Isotopic Constraints*. Shiva, Nantwich, 72-95.
- 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 crustal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103, 361-386.
- Hickey-Vargas R., Sun M., López-Escobar L., Moreno H., Reagan M.K., Morris J.D., Ryan J.G. (2002) Multiple subduction components in the mantle wedge: evidence from eruptive centers in the Central Southern volcanic zone, Chile. *Geology*, 30, 199-202.
- Hickey-Vargas R., López-Escobar L., Moreno H., Clavero J., Lara L., Sun M (2004) Magmatic evolution of the Villarrica Volcano. In: Lara L., Clavero R. (Eds.), *Villarrica volcano (39.5°S), Southern Andes Chile*. *Boletín*, 61, Servicio Nacional de Geología y Minería, 39-45.

- Hildreth W., Grunder A.L., Drake R.E. (1984) The Loma Seca Tuff and the Calabozos caldera: A major ash-flow and caldera complex in the southern Andes of central Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 45-54.
- Hildreth W., Moorbath S. (1988) Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 455-489.
- Hildreth W., Drake R.E. (1992) Volcán Quizapu, Chilean Andes. *Bulletin of Volcanology*, 54, 93-125.
- Hoffmann-Rothe A., Kukowski N., Dresen G., Echtler H., Oncken O., Klotz J., Scheuber E., Kellner A. (2006) Oblique convergence along the Chilean margin: Partitioning, margin-parallel faulting and force interaction at the plate interface. In: Oncken O., Chong G., Franz G., Giese P., Götze H.-J., Ramos V.A., Strecker M.R., Wigger, P. (Eds.), *The Andes: Active Subduction Orogeny*, 125-146, Springer Verlag, Berlin.
- Imai N., Terashima S., Itoh S., Ando A. (1995) 1994 Compilation of analytical data for minor and trace elements in seventeen GSJ geochemical reference samples, "igneous rock series". *Geostandards Newsletter*, 19(2):135-213.
- Instituto de Investigaciones Geológicas-Metal Mining Agency of Japan (IIG-MMAJ) (1978) Informe de reconocimiento geológico del área Coihueco (Ñuble)-Lonquimay (Malleco), Chile Central Sur. Fase III, Instituto de Investigaciones Geológicas (Informe Inédito), 1, 335 p.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. (1971) A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Kay S.M., Ramos V., Márquez M. (1993) Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in southern South America. *Journal of Geology*, 101, 703-714.
- Kilian R., Stern C.R. (2002) Constraints on the interaction between slab melts and the mantle wedge from adakitic glass in peridotite xenoliths. *European Journal of Mineralogy*, 14, 25-36.
- Klohn C. (1960) Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, 8, 95 p.
- Kratzmann D.J., Carey S., Scasso R., Naranjo J.A. (1991) Compositional variations and magma mixing in the 1991 eruptions of Hudson volcano, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 71, 419-439.
- Krawczyk C., Mechie J., Lüth S., Tašárová Z., Wigger P., Stiller M., Brasse H., Echtler H.P., Araneda M., Bataille K. (2006) Geophysical Signatures and Active Tectonics at the South-Central Chilean Margin. In: Oncken O., Chong G., Franz G., Giese P., Götze H.-J., Ramos V.A., Strecker M.R., Wigger, P. (Eds.), *The Andes: Active Subduction Orogeny*. *Frontiers in Earth Sciences*, 1, 171-192, Springer Verlag, Berlin.
- Lara L. (1997) Geología y geoquímica del Volcán Lanin (39,5° S/71,5° W), Andes del Sur, IX Región, Chile. Tesis de Magister, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 172 p.
- Lara L. (2009) The 2008 eruption of the Chaitén Volcano, Chile: a preliminary report. *Geological Note*. *Andean Geology* 36 (1): 125-129.
- Lara L.E., Rodríguez C., Moreno H., Pérez de Arce C. (2001) Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo Plioceno superior-Pleistoceno de los Andes del sur (39-42°S). *Revista Geológica de Chile*, 28, 67-90.

-
- Lara L., Clavero R. (Eds.) (2004) Villarrica volcano (39.5°S), Southern Andes Chile. *Boletín*, 61, Servicio Nacional de Geología y Minería, 73 p.
 - Lara L.E., Folguera A. (2006) The Pliocene to Quaternary broadening and narrowing of the Southern Andean volcanic arc between 37° and 41°S latitude. In: Kay S.M., Ramos, V.A. (eds.) *Late Cretaceous to Recent Magmatism and Tectonism of the Southern Andean Margin at the Latitude of the Neuquén Basin (36-39°S)*, Geological Society of America, Special Papers, 407, 299-315.
 - Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745-750.
 - Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, Le Bas, M.J., Sabine, P., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin B. (1989) *A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the IUGS Commission on the Systematics of Igneous Rocks* Blackwell, Oxford. 193 p.
 - Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lamere J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Wolley A.R. (2002) *Igneous Rocks: A classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee of the Systematics of Igneous Rocks.* Cambridge University press. 234 p.
 - Lechler P.J., Desilets M.O. (1987) A review of the use of loss on ignition as a measurement of total volatiles in whole rock analysis. *Chemical Geology*, 63(3-4):341-344
 - Lepage L.D. (2003) ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry. *Short Note. Computers and Geosciences*, 29, 673-678.
 - Loewy S.L., Connelly J.N., Dalziel I.W.D. (2004) An orphaned basement block: The Arequipa-Antofalla Basement of the central Andean margin of South America. *Geological Society of America Bulletin*, 116, 171-187.
 - Lohmar S., López-Escobar L., Moreno H., Déruelle B. (1999) Antuco volcano: one of the isotopically most primitive stratovolcanoes of the southern Andes (37°25' S). *IV Symposium International on Andean Geodynamics*, Göttingen, Germany, 437-440.
 - Loomis T.P. (1981) An investigation of disequilibrium growth processes of plagioclase in the system anorthite-albite-water by methods of numerical simulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76, 196-205.
 - López-Escobar L. (1984) Petrology and chemistry of volcanic rocks of the Southern Andes. In: Harmon, R.S., Barreiro B.A. (Eds.), *Andean Magmatism: Chemical and Isotopic Constraints*. Shiva, Nantwich, 47-71.
 - 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*, 63, 199-228.
 - López-Escobar L., Moreno H. (1981) Erupción de 1979 del volcán Mirador, Andes del Sur, 40°21' S: Características geoquímicas de las lavas y xenolitos graníticos. *Revista Geológica de Chile*, 13-14, 17-33.

-
- López-Escobar L., Vergara M., Frey F.A. (1981) Petrology and geochemistry of lavas from Antuco volcano, a basaltic volcano of the Southern Andes (37°25'S). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 11, 329-352.
 - López-Escobar L., Killian R., Kempton P., Tagiri M. (1993) Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone between 41°30' and 46°00' S, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 20, 35-55.
 - López-Escobar L., Moreno H. (1994) Geochemical characteristic of the Southern Andes basaltic volcanism associated with the Liquiñe-Ofqui Fault Zone between 39° and 46° S. *Actas VII Congreso Geológico Chileno*, Concepción, 1388-1393.
 - López-Escobar L., Moreno H., Tagiri M., Notsy K., Onuma N. (1985) Geochemistry of lavas from San José volcano, southern Andes (33°45' S). *Geochemical Journal*, 19, 209-222.
 - López-Escobar L., Parada M.A., Moreno H., Frey F.A., Hickey-Vargas R.L. (1992) A contribution to the petrogenesis of Osorno and Calbuco volcanoes, Southern Andes (41°00'–41°30' S): comparative study. *Revista Geológica de Chile*, 19, 211-226.
 - López-Escobar L., Cembrano J., Moreno H. (1995) Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37°-46°S). *Revista Geológica de Chile*, 22(2): 219-234.
 - Macías J.L., Capra L. (2005) *Los volcanes y sus amenazas*. Fondo de Cultura Económica, México, 159 p.
 - MacKenzie W.S., Donaldson C.H., Guilford C. (1996) *Atlas of igneous rocks and their textures*. Halstead Press, 149 p.
 - McMillan N.J., Harmon R.S., Moorbath S., López-Escobar, L., Strong D.F. (1989) Crustal sources involved in continental arc magmatism: A case study of volcan Mocho-Choshuenco, southern Chile. *Geology*, 17, 1152-1156.
 - Mella M., Muñoz J., Vergara M., Klohn E., Farmer G.L., Stern C.R. (2005) Petrogenesis of the Tronador Volcanic Group (41°10'S), Andean Southern Volcanic Zone: Evolution from volcanic arc front to behind the front type volcanism. *Revista Geológica de Chile*, 32, 131-154.
 - Melnick D., Folguera A. (2001) Geología del complejo volcánico Copahue-Caldera Del Agrío, un sistema transtensional activo desde el Plioceno en la transición de los Andes Patagónicos a los Andes Centrales (38°S-71°O), *Actas XI Congreso Geológico Latinoamericano*, Montevideo.
 - Melnick D., Folguera A., Ramos V. (2006) Geology of the Copahue volcano-Agrío caldera complex (37°50'S): structural control, volcanostratigraphy and regional tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 22, 66-88.
 - Moreno H. (1992) Estudio preliminar del Riesgo Volcánico del área de Ralco. Empresa de Ingeniería INGENDESA (Informe Inédito), 118 p.
 - Moreno H. (1993) Volcán Villarrica: Geología y evaluación del riesgo volcánico, regiones IX y X, 39°25'S. Servicio Nacional de Geología y Minería (Informe Inédito), 112 p.
 - Moreno H. (2000) Mapa de Peligros Volcánicos del volcán Villarrica. Escala 1:75.0000, Documentos de Trabajo, 17, Servicio Nacional de Geología y Minería.
 - Moreno H. (2002) Mapas de peligros volcánicos: elaboración, significado, alcances y utilización. Simposio Internacional de Geología Ambiental para Planificación del Uso del Territorio, CD.

- Moreno H., Thiele R., Lahsen A., Varela J., López-Escobar L. (1984) Estudio del Volcán Callaqui: Geología y Riesgo Volcánico. ENDESA-Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile, (Informe Inédito), 175 p.
- Moreno H., Lahsen A., Thiele R., Varela J., López-Escobar L. (1986) Edades K-Ar de rocas volcánicas en el área del volcán Callaqui, Andes del Sur (38°S). *Comunicaciones*, 36, 27-32.
- Moreno H., Lahsen A. (1987) El volcán Callaqui: ejemplo de un volcanismo fisural en los Andes del Sur (Chile, 38° L.S.). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XLII, 1-8.
- Moreno H., Gardeweg M.C. (1989) La erupción en el Complejo Volcánico Lonquimay (Diciembre 1988–), Andes del Sur. *Revista Geológica de Chile*, 16, 93-117.
- Moreno H., Clavero J., Lara L. (1994) Actividad explosiva postglacial del Volcán Villarrica, Andes del Sur. *Actas VII Congreso Geológico Chileno*, Concepción, 329-333.
- Moreno H., Naranjo J.A. (1989) Llaima volcano: Holocene pyroclastic flow and surge deposits, Southern Andes 38°45'S. *Proceedings IAVCEI Continental Magmatism Meeting*, Santa Fe, NewMexico.
- Moreno H., Lohmar S., López-Escobar L., Petit-Breuilh M.E. (2000) Contribución a la evolución geológica, geoquímica e impacto ambiental del volcán Antuco (Andes del Sur, 37°25' S). *Actas IX Congreso Geológico Chileno*, 44-48.
- Moreno H., Naranjo J.A. (2003) Mapa de Peligros del volcán Llaima: región de La Araucanía, Escala 1:100.000, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental, 7, Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Moreno H., Clavero J., (2006) Geología del Volcán Villarrica, regiones de La Araucanía y de Los Lagos, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 98, 35 p.
- Morimoto N. (1989) Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogist*, 27, 43-156.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73, 1123-1133.
- Mpodozis C., Ramos V.A. (1989) The Andes of Chile and Argentina. In: Ericksen G.E., Cañas M.T., Reinemund J.A. (Eds.), *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Energy Resources*. Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources, American Association of Petroleum Geologists, Houston, Texas, Earth Science Series, 11, 59-90.
- Munizaga F. (1978) Geología del complejo volcánico Laguna del Maule. Memoria de título, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 157 p.
- Munizaga F., Hervé F. (1979) Informe geocronológico del área de Coihueco (Ñuble)-Lonquimay (Malleco). Informe de reconocimiento geológico de la región andina al este de la ciudad de Concepción. Fase 1 (IIG-MMAJ) (Informe inédito), 281 p.
- Muñoz J., Niemeyer H. (1984) Petrología de la Formación Trapa-Trapa y consideraciones acerca del volcanismo Mioceno entre los 36° y 39° Lat. S (Cordillera Principal). *Revista Geológica de Chile*, 23, 53-67.
- Muñoz J., Stern C.R. (1988) The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: Transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38°S and 39°S. *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 147-161.

-
- Muñoz J., Stern C.R. (1989) Alkaline magmatism within the segment 38-39°S of the Plio-Quaternary volcanic belt of the southern South American continental margin. *Journal of Geophysical Research*, 94, 545-4560.
 - Muñoz M. (1983) Eruption Patterns of the Chilean Volcanoes Villarrica, Llaima y Tupungatito. *Pure and Applied Geophysics (PAGEOPH)*, 121, 835-852
 - Nakamura K. (1977) Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation: principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2, 1-16.
 - Naranjo J.A., Moreno H. (1991) Actividad explosiva postglacial en el Volcán Llaima, Andes del Sur (38°45'S). *Revista Geológica de Chile*, 18, 69-80.
 - Naranjo J.A. Moreno H., Gardeweg M. (1991). Erupción de 188-1990 del volcán Lonquimay, Andes del Sur (38°20' S), Chile. *Actas VI Congreso Geológico Chileno, Viña del Mar*, 445-448.
 - Naranjo J.A., Moreno H., Banks N.G. (1993) La erupción del volcán Hudson 1991 (46°S), Región de Aisén, Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín*, 44.
 - Naranjo J.A., Stern C.R. (1998) Holocene explosive activity of Hudson volcano, southern Andes. *Bulletin of Volcanology*, 59, 291-306.
 - Naranjo J.A., Polanco E., Young S. (1999) Geología y peligros de los volcanes de la cuenca del Alto Biobío, Andes del Sur (37°45'-38°30'S). Proyecto piloto para la vigilancia de los volcanes fronterizos Peteroa y Copahue. UN OCHOA-DFID-ONEMI, Servicio Nacional de Geología y Minería (Informe Inédito), 49 p.
 - Naranjo J.A., Moreno H., Polanco E., Young S. (2000) Mapa de peligros de los volcanes del Alto Biobío, Regiones del Biobío y de la Araucanía, Escala 1:100.000. *Documentos de Trabajo*, 15, Servicio Nacional de Geología y Minería.
 - Naranjo J.A., Polanco E., Young S.R., Moreno H. (2000b) Lonquimay Volcano, south-central Chile: revealing a wolf in sheep's clothing. *Proceedings IAVCEI International General Assembly, Bali, Indonesia*.
 - Naranjo J.A., Polanco E., Moreno H., Lara L., Stern C.R. (2002) Mappable Holocene Tephra-Fall Deposits of Southern, Austral Andes Volcanic Zones (33-54° S): Eruption Recurrence. *Abstract Montagne Pelée 1902-2002 IAVCEI Meeting, Saint Pierre, Martinique*.
 - Naranjo J.A., Stern Ch. R. (1998) Holocene explosive activity of Hudson Volcano, southern Andes. *Bulletin of Volcanology*, 59, 291-306.
 - Naranjo J.A., Lara L.E. (2004) August–September 2003 eruption in the Nevados de Chillán volcanic complex (36°50' S), Southern Andes. *Short Note. Revista Geológica de Chile*, 31, 359-356.
 - Naranjo J.A., Polanco E. (2004) The 2000 AD eruption of Copahue volcano, southern Andes. *Revista Geológica de Chile*, 31, 279-292.
 - Naranjo J.A., Stern C.R. (2004) Holocene tephrochronology of the southernmost part (42°30'-45°S) of the Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile*, 31(2), 225-240.
 - Naranjo J.A., Moreno H. (2005) Geología del volcán Llaima, región de la Araucanía, Escala 1:50.000. *Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, Servicio Nacional de Geología y Minería*, 88, 33 p.

- Newhall C., Self S. (1982) The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research*, 87, 1231-1238.
- Niemeyer H., Muñoz J. (1983) Hoja Laguna de la Laja, Región del Biobío. Escala 1:250.000. *Carta Geológica de Chile*, 57, Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Notsu K., López-Escobar L., Onuma N (1987). Along-arc variation of Sr-isotope composition in volcanic Rocks from Southern Andes (33° S-55° S). *Note. Geochemical Journal*, 21, 307-313.
- Pearce J.A. (1983) The role of subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C.J., Norry M.J. (Eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Nantwich, Shiva, 230-249.
- Peccerillo R., Taylor S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
- Pesce A. (1989) Evolución volcánico-tectónica del complejo efusivo Copahue-Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44, 307-327.
- Petit-Breuilh M., Lobato J. (1994) Análisis comparativo de la cronología eruptiva histórica de los volcanes Llaima y Villarrica (38°-39° L.S.). *Actas VII Congreso Geológico Chileno*, Concepción, 1, 366-370.
- Petit-Breuilh M.E. (2004) La historia eruptiva de los volcanes hispanoamericanos: siglos XVI al XX, el modelo chileno, Casa de los Volcanes, Cabildo Insular de Lanzarote (Arrecife), 400 p.
- Polanco E. (1998) Volcanismo postglacial en la cuenca del Alto Biobio, Andes del Sur (37°45'S-38°30'S). *Memoria de Título*, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 104 p.
- Polanco E. (2003) Evolución del volcán Copahue (37°45'S), Andes del Sur. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, México, 89 p.
- Polanco E., Clavero J.E. (2003) Análisis estadístico de erupciones del volcán Villarrica (39°25'S), Andes del Sur, Chile. *Actas X Congreso Geológico Chileno*, Concepción.
- Polanco E., Naranjo J.A., Young S., Moreno H. (2000) Volcanismo Explosivo Holoceno en la Cuenca del Alto Biobío, Andes del Sur (37°45'-38°30'S). *Actas IX Congreso Geológico Chileno*, Puerto Varas, 59-61.
- Polanco E., Clavero J.E., Moreno H. (2004) Recurrence of historic eruptions of VEI 2 for Villarrica volcano, Southern Andes. *Abstract de la Asamblea General IAVCEI 2004*, Pucón, Chile.
- Polanco E., Naranjo J.A., Mora J.C., Moreno H., Martín A.L. (2006) Volcanismo no diferenciado y estructuras extensionales en el volcán Copahue (37°45'S). *Actas XI Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, 535-538.
- Polanco E., Gimeno D., Naranjo J.A., Fernández-Turiel J.L. (2008) Estratigrafía y geoquímica de las coladas de lava del flanco NW del volcán Lonquimay (38°22'S), Andes del Sur, Chile. *Actas VII Congreso Geológico de España*, Las Palmas de Gran Canaria. *Geo-Temas*, 10, 1333-1336.
- Polonia A., Brancolini G., Torelli L., Vera E. (1999) Structural variability at the active continental margin off southernmost Chile. *Journal of Geodynamics*, 27, 289-307.
- Putirka K. (1997) Magma transport at Hawaii: Inferences based on igneous thermobarometry. *Geology*, 25, 69-72.
- Putirka K. (1999) Clinopyroxene + liquid equilibria to 100 kbar and 240 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135, 151-163.

-
- Putirka K. (2008) Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. In: Putirka K., Tepley F. (Eds.), *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Mineralogical Society of America, 69, 61-120.
 - Putirka K.D., Johnson M., Kinzler R., Longhi J., Walker D. (1996) Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0 - 30 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 92-108.
 - Putirka K.D., Mikaelian H., Ruerson F., Shaw H. (2003) New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist*, 88, 1542-1554
 - Ramos V., Aleman A. (2000) Tectonic evolution of the Andes. In: Cordani U., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America. Actas XXXI Congreso Geológico Internacional*, Rio de Janeiro, 635-685.
 - Ramos V.A., Kay S.M. (1992) Southern Patagonia plateau basalts and deformation: back arc testimony of ridge collision. *Tectonophysics*, 205, 261-282.
 - Rollinson H. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Pearson Education Limited editors, 352 p.
 - Rodríguez-Gonzalez A., Fernández-Turiel J.L., Pérez-Torrado F.J, Gimeno D., Aulinas M. (2010) Geomorphological reconstruction and morphometric modelling applied to past volcanism. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 99, 645-660.
 - Ruegg J.C., Rudloff A., Vigny C., Madariaga R., de Chabaliér J.B., Campos J., Kausel E., Barrientos S., Dimitrov D. (2009) Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 175, 78-85.
 - Ruprecht P., Wörner G. (2007) Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: El Misti stratovolcano and Andahua monogenetic cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 165, 142-162
 - Salinas P. (1979) *Geología del área Lolco-Lonquimay, Cordillera de los Andes, Alto Biobío, IX Región, Chile*. Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 153 p.
 - Sandoval R. (1977) *Estudio geológico de la región del Alto Biobío, Comuna de Lonquimay, Departamento de Curacautín, IX Región, Chile*. Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 195 p.
 - Schminke H.U. (2004) *Volcanism*. Springer-Berlin, 324 p.
 - Scott K.M., Macías J.L., Vallance J.W., Naranjo J.A., Rodríguez-Elizarrarás S, S.R., McGeehin J.P. (2002) Catastrophic debris flows transformed from landslides in volcanic terrains: mobility, hazard assessment, and mitigation strategies. *US Geological Survey Professional Paper*, 1630.
 - Sielfeld G. (2008) *Cordón Fisural Callaqui: antecedentes tectónicos de la naturaleza y geometría del volcanismo en el Volcán Callaqui*. Memoria de Título, Universidad de Concepción, 81 p.
 - Sielfeld G., Cembrano J., Lara L.E. (2009) Evidencias de transtensión dextral contemporánea al magmatismo del Volcán Callaqui, Andes del Sur. *Actas XII Congreso Geológico Chileno*, Santiago.

- Sigmarsson O., Chmeleff J., Morris J., López-Escobar L. (2002) Origin of ^{226}Ra - ^{230}Th disequilibria in arc lavas from southern Chile and implications for magma transfer time. *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 189-196.
- Sigurdsson H., Houghton B., McNutt S.R., Rymer H., Stix J. (2000) *Enciclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego, 1417 p.
- Simkin T., Siebert L. (1994) *Volcanoes of the World*. Geoscience Press, Smithsonian Institute, Tucson, Arizona, 368 p.
- Simkin T., Siebert L. (1994) *Volcanoes of the world*. Geoscience Press, Tucson, 349 p.
- Skewes M.A., Stern C.R. (1979) Petrology and geochemistry of alkali basalts and ultramafic inclusions from the Pali-Aike volcanic fields in southern Chile and the origin of the Patagonian plateau lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6, 3-25.
- Sparks R., Sigurdsson H., Wilson L. (1977) Magma mixing: mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature*, 267, 315-318.
- Sparks R.S.J., Brusik M.I., Carey S.N., Gilbert J.S., Glaze L.S., Sigurdsson H., Woods A.W. (1997) *Volcanic plumes*. John Wiley & Sons, Chichester, 574 p.
- Sruoga P., Llambías E.J., Fauqué L., Schonwandt D., Repol D.G. (2005) Volcanological and geochemical evolution of the Diamante Caldera–Maipo volcano complex in the southern Andes of Argentina ($34^{\circ}10'S$). *Journal of South American Earth Sciences*, 19, 399-414.
- Steffen H. (1944) *Patagonia Occidental. Las Cordilleras Patagónicas y sus regiones circundantes*, I, Universidad de Chile, 333 p.
- Stern C.R. (1989) Pliocene to present migration of the volcanic front, Andean Southern Volcanic Front. *Revista Geológica de Chile*, 16, 145-162.
- Stern C.R. (1991) Role of subduction erosion in the generation of the Andean magmas. *Geology*, 19, 78-81.
- Stern C.R. (2004) Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31, 161-208.
- Stern C.R., Futa K., Muehlenbachs K., Dobbs F.M., Muñoz J., Godoy E., Charrier R. (1984) Sr, Nd, Pb and O isotope composition of Late Cenozoic volcanics, northernmost SVZ ($33-34^{\circ}S$). In: Harmon R.S., Barreiro B.A. (Eds.), *Andean Magmatism: Chemical and Isotopic Constraints*. Shiva, Nantwich, 96-105.
- Stern C.R., Futa K., Saul S., Skewes M.A. (1986) Nature and evolution of the subcontinental mantle lithosphere below southern South America and implications for Andean magma genesis. *Revista Geológica de Chile*, 27, 41-53.
- Stern C.R., Saul S., Skewes M.A., Futa K. (1989) Garnet peridotite xenoliths from Pali-Aike basalts of southernmost South America. Ross J. (Ed.), *Kimberlites and Related Rocks*. Geological Society of Australia, Special Publication, 14, 735-744.
- Stern C.R., Frey F.A., Futa K., Zartman R.E., Peng Z., Kyser T.K. (1990) Trace element and Sr, Nd, Pb and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian plateau lavas of southernmost South America. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 294-308.

- Stern C.R., Skewes M.A. (1995) Miocene to Present magmatic evolution at the northern end of the Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile. *Revista Geológica de Chile*, 22(2): 261-272.
- Stern C.R., Kilian R., Olker B., Hauri E.H., Kyser T. K. (1999) Evidence from mantle xenoliths for relatively thin (<100 km) continental lithosphere below the Phanerozoic crust of southernmost South America. *Lithos*, 48, 217-235.
- Stern C.R., Moreno H., López-Escobar L., Clavero J., Lara L., Naranjo J.A., Parada, M.A., Skewes, M.A. (2007) Chilean volcanoes. In: Moreno T., Gibbons W. (Eds.), *Geology of Chile*, The Geological Society of London, London, 147-178.
- Stern C.R., Kilian R. (1996) Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 263-281.
- Stormer J.C., Nicholls J., (1978) XLFAC: a program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers and Geosciences* 4, 143-159.
- Suárez M., Emparán C. (1997) Hoja Curacautín, Región de La Araucanía y del Biobío. *Carta Geológica de Chile*, 71, Escala 1: 250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Saunders A.D., Norry M.J. (Eds.), *Magmatism in oceanic basins*. Geological Society of London. Special Publication, 42, 313-345.
- Tassara A. (2005) Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano–Puna plateau: Review of a flexural analysis along the Andean margin (15°-34°S). *Tectonophysics*, 399, 39-57.
- Tatsumi Y. (1989) Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 94, 4697-4707.
- Tatsumi Y., Eggins S. (1995). *Subduction Zone Magmatism (Frontiers in Earth Sciences)*. Blackwell, Oxford, 211 p.
- Thiele R., Lahsen A., Moreno H., Varela J., Vergara M., Munizaga F. (1987) Estudio Geológico Regional a Escala 1:100.000 de la hoya superior, curso medio del río Biobío. Empresa Nacional de Electricidad-Departamento de Geología, Geofísica, Universidad de Chile (Informe Inédito), 304 p.
- Thorpe R.S. (1984) The tectonic setting of active Andean volcanism. In: Harmon R.S., Barreiro B.A. (Eds.), *Andean Magmatism: Chemical and Isotopic Constraints*. Shiva, Nantwich, 4-8.
- Tilling R.I. (1993) Introducción y marco general. In: Tilling R.I. (Ed.), *Apuntes para un Curso Breve sobre los Peligros Volcánicos*, 1-8.
- Tilling R.I. (2009) Volcanism and associated hazards: the Andean perspective. *Advances in Geosciences*, 22, 125–137.
- Tinker M.A., Wallace T.C., Beck S.L., Myers S., Papanikolas A. (1996) Geometry and state of stress of the Nazca plate beneath Bolivia and its implication for the evolution of the Bolivian orocline. *Geology*, 24(5):387-390.
- Todt W., Cliff R.A., Hanser A., Hofmann A.W. (1984). ^{202}Pb - ^{205}Pb spike for Pb isotopic analysis. *Terra Cognita*, 4, 209.

- Todt W., Cliff R.A., Hanser A., Hofmann A.W. (1996) Evaluation of a ^{202}Pb - ^{205}Pb double spike for high precision lead isotope analysis. In: Basu A., Hart S.R. (Eds.), *Earth Processes: Reading the isotopic code*, Geophysical Monograph 95, American Geophysical Union, 429-437.
- Tormey D.R., Hickey-Vargas R.L., Frey F.A., López-Escobar L. (1991) Recent lavas from the Andean volcanic front (33° to 42°S); Interpretations of along-arc compositional variations. In: Harmon R.S., Rapela C.W. (Eds.), *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*, Geological Society of America, Special Paper, 265, 57-77.
- Urrutia R., Lanza C. (1993) *Catástrofes en Chile 1541-1992*. Santiago, Editorial La Noria, 440 p.
- Vergara M., Munizaga F. (1974) Age and Evolution of the Upper Cenozoic Andesitic Volcanism in Central South Chile. *Geological Society of American Bulletin*, 85, 603-606.
- Vergara M., Muñoz J. (1982) La Formación Cola de Zorro en la Alta Cordillera Andina Chilena (36°-39° Lat. S), sus características petrográficas y petrológicas: una revisión. *Revista Geológica de Chile*, 17, 31-46.
- Walker G.P.L. (1973) Explosive volcanic eruptions: A new classification scheme. *Geologische Rundschau*, 62, 431-436.
- William H., McBirney A.R. (1979) *Volcanology*. Freeman and Cooper, San Francisco, 397 p.
- Wilson M. (1989) *Igneous Petrogenesis*. Chapman and Hall, 466 p.
- Witter J.B., Delmelle P. (2004) Acid gas hazards in the crater of Villarrica volcano (Chile). *Revista Geológica de Chile*, 31, 373-278.
- Wohletz K., Sheridan M.F. (1983) Hydrovolcanic explosions II. Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *American Journal of Science*, 283, 385-413.
- Wörner G., López-Escobar L., Moorbath S., Horn S., Entenmann J., Davidson J.D. (1992) Variaciones geoquímicas, locales y regionales, en el arco volcánico Andino del Norte de Chile (17°30'S-22°00'S). *Revista Geológica de Chile*, 19, 37-56.
- Wörner G., Hammerschmidt K., Henjes-Kunst F., Lezaun J., Wilke H. (2000) Geochronology ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar and He exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18-22°S): implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes. *Revista Geológica de Chile*, 27, 205-240.
- Yañez G., Cembrano J., Pardo M., Ranero C., Sellés D. (2002) The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 23-38.
- Yañez G.A., Ranero C.R., Von Huene R., Díaz, J. (2001) Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): the role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research*, 106, 6325-6345.
- Zanettin B. (1984) Proposed new chemical classification of volcanic rocks. *Episodes*, 7(4): 10-19 p.
- Zindler A., Hart S. (1986) Chemical Geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 14, 493-571.

APÉNDICE 1

Introducción

En este apéndice se describen los protocolos utilizados para la preparación de las muestras de roca para los análisis de roca total (elementos mayoritarios y trazas) mediante las técnicas de fluorescencia de rayos X (FRX), la espectroscopía de emisión óptica con fuente de plasma acoplado inductivamente (ICP-OES) y la espectrometría de masas con fuente de plasma acoplado inductivamente (ICP-MS). Finalmente, se describe el procedimiento utilizado para la determinación del contenido de volátiles de las muestras de roca.

La técnica de espectrometría de FRX fue utilizada para el análisis de los elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , MnO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5) y los elementos trazas Nb, Y y Zr. Los análisis químicos mediante FRX requieren que las muestras de roca sean previamente preparadas en dos formas: perlas y pastillas para el análisis de los elementos mayores y trazas seleccionados (Nb, Y y Zr), respectivamente.

La técnica del ICP-OES se utilizó para el análisis de los elementos trazas Ba y Zn, mientras que el ICP-MS fue ocupada para el análisis del resto de elementos trazas, incluidas las tierras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu). En ambos casos es necesario preparar una disolución ácida para que las muestras puedan ser analizadas.

El primer paso que se debe realizar con las muestras de roca, previo al preparado para los análisis mediante las técnicas analíticas utilizadas, es pulverizar la roca a una granulometría inferior a 250 μm .

Preparación de perlas para la determinación de elementos mayoritarios mediante la técnica analítica de FRX

El procedimiento para la preparación de perlas de muestras de roca para la determinación de los elementos mayoritarios consiste en:

1. Secar la muestra de roca pulverizada en un horno durante unas 12 horas a 60 °C.
2. Pesar aproximadamente 0,3 g de muestra y se diluyen en proporción 1:20 veces en tetraborato de litio en polvo y se mezclan hasta homogeneizar.
3. Verter la mezcla a un crisol de platino, agregar aproximadamente 10 ml (doce gotas) de yoduro de litio líquido y colocar el crisol en la perladora. Este equipo está dotado de un horno de inducción que funde la muestra a unos 1150 °C durante unos 4 minutos, balanceando el crisol para que la muestra no se adhiera a las paredes, luego la vierte en un plato de platino previamente calentado que sirve de molde (20 segundos aproximadamente) y, finalmente, se enfría con aire comprimido rápidamente (15 segundos), obteniendo una perla de unos 3,3 cm de diámetro con una superficie analítica perfectamente plana

La metodología de preparación de perlas consiste en preparar seguidamente tres perlas de la misma muestra para evitar la posibilidad de alguna contaminación. A la primera se le agrega el doble de cantidad de yoduro de litio líquido y se utiliza para limpiar el recipiente de la preparación anterior, mientras que, las dos siguientes son utilizadas para realizar los análisis por duplicado.

Preparación de pastillas para la determinación de elementos trazas Nb, Y y Zr mediante la técnica analítica de FRX

La metodología para la preparación de pastillas de muestras de roca consiste en:

1. Secar la muestra de roca pulverizada en un horno durante unas 12 horas a 60 °C.
2. Colocar aproximadamente 5 g de muestra de roca pulverizada en un mortero de ágata.
3. Agregar 2 ml de elvacite diluido en acetona al 20% que actúa de aglomerante y mezclar formando primero una pasta homogénea que al secarse posteriormente se transforma en material particulado.

4. En un pequeño recipiente estándar de aluminio agregar ácido bórico hasta completar una base para la muestra a analizar que ocupa algo más de dos tercios del recipiente.
5. Rellenar el recipiente de aluminio con el preparado de la muestra.
6. Compactar el recipiente en una prensa Herzog con un molde tubular, aplicando una presión máxima de 200 kN durante 60 segundos, hasta obtener un disco contenido en el aluminio con una superficie analítica perfectamente plana constituida por la muestra.

Preparación de disolución ácida para determinar de la mayoría de los elementos traza

La disolución ácida se prepara para realizar los análisis de elementos trazas mediante las técnicas de ICP-OES e ICP-MS. El procedimiento para la preparación de la disolución ácida se describe a continuación:

1. Limpiar los recipientes de teflón de alta resistencia (bomba) agregando 5 ml de ácido nítrico (HNO_3), cerrarlos y colocarlos en un horno a 90 °C por unas 12 horas.
2. Paralelamente, secar las muestras de rocas pulverizadas en un horno a 60 °C durante 12 horas.
3. Aclarar y secar las bombas de teflón.
4. Colocar 0,1 g de muestra en la bomba de teflón y agregar ácidos nítrico, fluorhídrico (HF) y perclórico (HClO_4) en proporción 2,5:5,0:2,5 ml, respectivamente. Cerrar cuidadosamente el recipiente.
5. Colocar las bombas en el horno a 90 °C durante 12 horas aproximadamente.
6. Poner el recipiente destapado en la estufa a unos 200 °C y evaporar hasta alcanzar sequedad incipiente (después de vapores blancos densos).
7. Agregar 1 ml de HNO_3 y volver a evaporar hasta sequedad incipiente.
8. Agregar 1 ml de HNO_3 y volver a evaporar hasta sequedad incipiente.
9. Agrega 1 ml de HNO_3 a la bomba y diluir y enrasar a 100 ml con agua desionizada.

10. Agita hasta homogeneizar la solución ácida al 1% de HNO₃ y verter en un dos de tubos plásticos de 14 ml que se mantienen refrigerados hasta el día que son analizados.

Determinación del contenido de volátiles de las rocas por calcinación

La pérdida por calcinación (LOI de “Loss On Ignition”; Lechler y Desilets, 1987) corresponde a una de las técnicas más comunes para determinar el contenido de volátiles de las rocas (principalmente H₂O y CO₂). Esta consiste en medir la pérdida (o ganancia, según el estado de oxidación del Fe) de peso de la muestra de roca a temperaturas elevadas (del orden de 1000 °C). La metodología utilizada para determinar el LOI consiste en:

1. Secar las muestras y los crisoles en un horno a 90 °C durante 12 horas.
2. Colocar las muestras y los crisoles en el desecador hasta que alcancen la temperatura ambiental.
3. Pesar los crisoles. Los valores obtenidos se escriben en la columna A.
4. Colocar aproximadamente 1 g de muestra al interior del crisol y pesar. Los valores obtenidos se escriben en la columna B.
5. Los crisoles con las muestras se colocan durante 12 horas en una mufla a 1200 °C.
6. Poner los crisoles en el desecador y luego pesar. Los valores obtenidos se escriben en la columna C.

El LOI (o contenidos de volátiles) de la muestra expresado en % se obtiene mediante la fórmula: $LOI = [(B - C) / (B - A)] * 100$

Los valores negativos indican ganancia de masa que corresponden a la oxidación del Fe ferroso.

APÉNDICE 2

Tabla 2.1 Coordenadas de las muestras de roca del volcán Lonquimay con análisis químico de roca total. P: análisis petrográfico, M: química mineral e I: isótopos radiogénicos. La altura y las coordenadas están en metros. La proyección de las coordenadas es la Provisional Sudamericana de 1956. Las muestras con prefijo BB carecen del dato de altura.

Unidad	Muestra	Litología	UTM E	UTM N	Altura	Tipo de análisis		
L IV	LOP18	lava	275415	5751985	1600	P	M	I
L IV	LOP45	lava	273130	5752253	1712	P	M	
L III	BB115C	lava	265700	5748800		P		
L III	BB120	lava	270700	5752100		P	M	
L III	BB121	lava	271300	5751700		P	M	
L III	BB123C	bomba	270000	5752700				
L III	LOP17	lava	274559	5752937	1485	P	M	I
L III	LOP30	lava	283002	5754280	1973			
L III	LOP44	lava	273245	5752398	1715	P		
L III	LOP47	lava	272770	5751216	1827	P		
L III	LOP48	lava	269341	5750365	1537	P		I
L II	BB114A	lava	263600	5745400		P		
L II	BB119	lava	270200	5751500		P	M	
L II	BB122B	lava	271300	5752300		P		
L II	LOP3	lava	271417	5752526	1535	P		
L II	LOP41	lava	272689	5739684	957	P	M	
L II	LOP42	lava	268811	5739114	892	P	M	I
L II	LOP46	lava	272966	5752014	1737	P	M	I
L I	BB122A	lava	271300	5752300		P		
L I	BB125	lava	257300	5739300		P		
L I	LOP15	lava	274802	5752494	1606	P		
L I	LOP19	lava	275525	5751852	1613	P	M	
L I	LOP2	lava	271585	5751767	1560	P	M	I
CMHE CN	LOP34	lava	282309	5758736	1184	P	M	I
CMHE CN	LOP38	escoria	277125	5750136	1767			
CMHE III	BB129	lava	279800	5752200		P	M	
CMHE III	BB133	lava	276800	5750000		P	M	I
CMHE III	LOP20	lava	275977	5751125	1695	P	M	
CMHE III	LOP21	lava	276761	5750836	1722	P		
CMHE III	LOP35	lava	281078	5755413	1361	P	M	
CMHE III	LOP36	lava	279820	5752195	1661	P	M	I
CMHE III	LOP39	lava	276874	5750083	1797	P	M	
CMHE II	BB130	lava	279100	5751100			M	
CMHE II	BB131	lava	278000	5750800		P	M	I
CMHE II	BB7	escoria	280400	5752300		P		
CMHE II	LOP40	lava	277297	5749868	1749	P		
CMHE I	BB132A	escoria	277500	5749000		P		
CMHE I	LOP27	lava	279930	5751411	1970			
CMHE I	LOP31A	lava	283128	5754438	1954	P	M	
CMHE I	LOP31B	lava	283128	5754438	1954	P		
CMHE I	LOP32	lava	281434	5753136	1856	P		
CMHE I	LOP33	lava	281059	5752920	1709	P	M	
CMHW	BB42	lava	281700	5761400		P	M	
CMHW	BB43A	lava	277900	5756600		P	M	
CMHW	BB43B	lava	277900	5756600		P		
CMHW	LOP43	lava	272670	5754277	1733	P	M	I
DPH	BB10A	escoria	281300	5757100				
DPH	BB14A	mezclada	283800	5743700				
DPH	BB14B	pómez	283800	5743700				
DPH	BB15E	pómez	292400	5742300				

APÉNDICE 3

Tabla 3.1 Resultados de elementos mayores de las rocas del volcán Lonquimay. LOI: pérdida de volátiles por calcinación, GOI: ganancia de volátiles por calcinación.

Unidad	CMHW						CMHE I						CMHE II					
	BB43B	BB43A	BB-42	LOP43	BB132A	LOP31A	LOP31B	LOP32	LOP33	BB129	LOP27	LOP36	LOP20	BB131	BB7	BB130	LOP40	
% peso																		
SiO₂	53,29	52,80	54,24	54,46	49,78	52,84	53,86	54,65	53,14	58,35	56,83	57,73	61,80	63,39	61,81	61,87	63,58	
TiO₂	1,22	1,24	1,20	1,42	1,16	1,69	1,59	1,63	1,21	1,22	1,09	1,17	0,87	0,57	0,75	0,72	0,64	
Al₂O₃	18,13	18,63	17,06	16,26	20,66	16,37	15,85	15,99	17,12	16,53	16,77	16,31	15,81	15,92	16,14	16,11	15,94	
FeO_t	10,28	10,51	10,86	11,09	10,57	11,57	11,34	11,44	10,49	9,71	9,39	9,35	8,26	7,73	8,63	8,46	6,75	
MnO	0,19	0,19	0,19	0,21	0,17	0,22	0,21	0,21	0,19	0,22	0,24	0,22	0,20	0,22	0,24	0,23	0,19	
MgO	3,57	3,65	4,10	3,14	3,58	3,30	3,21	3,21	3,51	2,09	1,80	2,07	1,34	0,78	1,09	1,05	1,05	
CaO	7,58	7,75	7,45	6,93	9,58	6,72	6,86	6,91	7,46	5,54	5,05	5,51	4,32	3,81	4,28	4,23	3,59	
Na₂O	4,24	4,14	3,61	4,21	2,99	4,69	4,10	4,31	4,12	5,11	6,02	5,03	5,43	5,81	5,63	5,64	5,75	
K₂O	0,55	0,48	0,67	0,81	0,43	0,76	0,77	0,81	0,65	1,00	1,04	0,99	1,38	1,36	1,26	1,26	1,47	
P₂O₅	0,21	0,19	0,22	0,30	0,18	0,31	0,31	0,32	0,22	0,47	0,46	0,47	0,35	0,21	0,29	0,29	0,25	
LOI	0,49	0,32	0,13	0,35	0,86	GOI	GOI	GOI	0,30	GOI	GOI	GOI	GOI	GOI	GOI	GOI	GOI	
Total	99,72	99,87	99,71	99,15	99,95	98,46	98,08	99,45	98,38	100,21	98,69	98,83	99,75	99,79	100,09	99,85	99,20	

Tabla 3.1 (Continuación).

Unidad	CMHE III		CMHE CN		L I			L II				
	LOP39	BB133 LOP21	LOP34 LOP35 LOP38	LOP34 LOP35 LOP38	LOP15 LOP19 LOP2	BB122A	LOP41 LOP42 BB125 BB114A LOP47 LOP46	LOP41 LOP42 BB125 BB114A LOP47 LOP46	LOP41 LOP42 BB125 BB114A LOP47 LOP46	LOP41 LOP42 BB125 BB114A LOP47 LOP46		
% peso												
SiO ₂	57,73	64,11	56,53	57,90	58,00	53,91	58,26	56,33	53,95	56,77	53,68	58,92
TiO ₂	1,46	0,63	1,51	1,41	1,19	1,35	1,45	1,44	1,18	1,22	1,36	1,17
Al ₂ O ₃	16,54	15,92	16,56	15,98	16,31	17,20	16,17	16,59	16,99	16,97	16,73	16,37
FeO _t	9,90	6,70	9,96	9,71	9,49	11,18	9,96	10,85	9,70	9,71	11,03	8,61
MnO	0,22	0,19	0,23	0,22	0,22	0,20	0,22	0,22	0,16	0,20	0,20	0,21
MgO	2,33	0,98	2,38	2,30	2,08	3,57	2,31	2,80	4,87	2,72	3,44	2,03
CaO	5,54	3,51	5,44	5,52	5,54	7,69	5,59	6,45	8,66	6,26	7,62	5,26
Na ₂ O	4,95	5,81	5,62	5,07	5,11	4,24	5,08	4,57	3,46	4,81	4,27	5,18
K ₂ O	0,98	1,48	0,99	0,99	0,99	0,57	1,00	0,93	0,92	0,77	0,59	1,05
P ₂ O ₅	0,38	0,25	0,39	0,39	0,48	0,21	0,41	0,35	0,25	0,28	0,21	0,36
LOI	GOI	GOI	GOI	GOI	GOI	GOI	GOI	GOI	GOI	GOI	GOI	GOI
Total	100,01	99,55	99,60	99,46	99,38	100,10	100,44	100,51	100,12	99,69	99,12	99,13

Tabla 3.1 (Continuación).

Unidad	L II		L III						L IV		DPH						
	BB119	BB122B	LOP3	BB115C	LOP48	LOP17	LOP44	BB120	BB123C	LOP6	BB121	LOP45	LOP18	BB15E	BB10A	BB14A	BB14B
% peso																	
SiO ₂	57,10	59,54	56,56	57,38	51,13	54,78	51,38	55,51	58,30	58,33	55,67	54,00	56,36	58,62	51,93	58,05	62,57
TiO ₂	1,27	1,19	1,28	1,49	1,08	1,47	1,37	1,48	1,07	1,16	1,46	1,45	1,35	0,94	1,39	1,03	0,53
Al ₂ O ₃	16,99	16,68	17,08	15,84	19,51	16,66	17,36	16,31	17,07	16,39	16,12	16,47	16,96	16,98	17,93	17,35	17,00
FeO _t	10,04	8,88	10,10	10,97	9,85	11,46	11,48	11,21	9,04	9,77	11,06	11,32	9,97	8,62	12,00	9,00	6,48
MnO	0,21	0,22	0,20	0,23	0,16	0,21	0,19	0,22	0,22	0,22	0,21	0,21	0,20	0,21	0,19	0,22	0,19
MgO	2,70	2,05	2,84	2,36	3,82	3,27	3,73	3,08	1,82	1,99	3,03	3,23	2,98	1,53	3,55	1,71	0,73
CaO	6,39	5,27	6,56	5,84	10,10	7,18	7,71	6,70	4,97	5,55	6,61	7,14	6,64	4,65	7,35	4,64	3,34
Na ₂ O	4,85	5,25	4,72	4,75	3,23	4,29	3,80	4,43	5,29	5,07	4,49	4,16	4,73	5,14	3,87	5,15	5,77
K ₂ O	0,79	1,06	0,73	1,03	0,50	0,81	0,51	0,87	0,93	1,05	0,88	0,80	0,79	1,01	0,43	0,95	1,33
P ₂ O ₅	0,30	0,36	0,27	0,40	0,17	0,30	0,22	0,32	0,44	0,50	0,33	0,30	0,27	0,41	0,20	0,43	0,19
LOI	GOI	GOI	GOI	GOI	GOI	GOI	GOI	GOI	0,51	GOI	GOI	GOI	GOI	1,75	1,28	1,06	2,12
Total	100,62	100,47	100,31	100,27	99,54	100,41	97,73	100,10	99,63	100,02	99,83	99,05	100,22	99,86	100,10	99,56	100,22

Tabla 3.2 Elementos trazas del volcán Lonquimay. Las concentraciones de los elementos son μgg^{-1} .

Unidad	CMHW						CMEHI										CMHE II		
	BB43B	BB43A	BB42	LOP43	BB132A	LOP31A	LOP31B	LOP32	LOP32	LOP33	BB129	LOP27	LOP36	LOP20	BB131	BB7	BB130		
Ba	205	197	233	238	181	275	279	231	228	371	358	341	501	507	458	470			
Co	45,5	85,3	67,7	34,5	57,7	32,7	38,4	40,7	33,5	35,1	16,1	23,2	31,6	23,4	33,5	66,4			
Cr	1,3	1,8	17,6	17,6	46,0	19,7	20,6	17,6	16,9	2,6	20,7	17,3	2,8	2,4	2,3	3,1			
Cs	0,73	0,49	1,03	1,21	0,83	1,58	1,59	1,34	1,19	2,13	2,29	2,16	3,13	2,83	2,47	2,34			
Ga	22,2	22,8	19,5	22,1	22,3	22,0	21,8	21,3	20,5	21,8	22,4	22,4	22,1	22,0	22,0	22,0			
Hf	2,70	2,62	2,93	2,44	2,59	3,00	3,15	2,47	2,32	4,72	3,78	3,47	7,40	5,80	6,42	5,81			
Nb	5,9	6,7	0,64	1,87	6,3	2,50	2,50	1,64	1,69	2,81	2,78	2,67	3,13	1,97	1,45	1,14			
Ni	1,9	2,5	14,8	6,9	15,5	7,0	7,9	4,8	4,6	2,7	6,6	3,3	3,1	2,6	2,5	3,4			
Pb	6,88	7,03	7,81	7,74	7,79	10,83	10,60	9,45	8,07	14,62	14,49	13,46	18,37	17,76	16,69	16,78			
Rb	7,7	6,4	14,6	9,4	8,1	14,2	14,4	11,6	10,1	22,6	22,0	20,5	33,4	31,0	27,1	28,2			
Sc	34,0	33,4	29,1	18,4	37,7	16,4	16,6	15,2	14,7	23,2	11,8	12,4	21,8	19,6	23,1	19,7			
Sr	534	550	464	524	540	460	466	524	515	487	465	479	398	379	417	421			
Ta	0,27	0,28	0,19	0,40	0,33	0,52	0,58	0,61	0,44	0,50	0,50	0,67	0,48	0,16	0,24	0,21			
Te	1,80	1,04	5,65	2,65	1,50	1,99	2,06	2,48	1,85	2,85	1,38	1,19	2,33	1,31	2,54	1,53			
Th	0,93	0,99	3,81	1,37	1,40	1,67	1,69	1,61	1,60	6,96	3,11	2,94	8,94	8,84	8,27	8,28			
Tl	0,022	0,029	0,068	0,149	0,063	0,109	0,109	0,099	0,030	0,160	0,120	0,119	0,208	0,124	0,134	0,101			
U	0,30	0,30	0,45	0,41	0,41	0,53	0,54	0,51	0,50	0,85	0,95	0,90	1,10	1,09	1,01	1,02			
V	214	229	251	332	260	222	204	276	263	37	22	43	12	0	2	1			
Y	26,4	21,8	18,9	23,0	24,0	27,3	28,0	21,8	21,6	31,8	34,4	33,1	36,3	34,0	32,6	33,0			
Zr	74,8	70,9	71,1	78,0	70,5	99,5	101,8	79,8	75,5	126,4	123,0	119,2	181,7	172,6	160,3	162,6			

Tabla 3.2 (Continuación).

Unidad	CMHE II		CMHE III		CMHE CN		L I				L II						
	LOP40	LOP39	BB133	LOP21	LOP34	LOP35	LOP38	LOP15	LOP19	LOP2	BB122A	LOP41	LOP42	BB125	BB114A	LOP47	LOP46
Ba	324	464	490	493	331	338	325	194	246	250	227	311	294	268	273	182	219
Co	22,9	17,0	55,8	30,1	24,9	33,6	53,0	48,9	37,8	34,9	47,0	30,2	84,2	29,8	44,4	36,8	36,2
Cr	16,5	16,9	3,0	2,6	22,0	17,2	17,4	40,7	2,5	2,2	2,4	17,1	17,2	100,6	1,3	44,1	16,7
Cs	2,04	3,14	2,85	3,08	1,27	2,09	2,00	1,01	0,57	1,20	0,99	2,02	1,78	1,88	1,43	1,03	1,23
Ga	21,6	23,1	22,3	21,4	22,2	22,3	21,9	19,4	20,5	20,3	19,8	21,5	21,6	21,1	23,0	20,2	21,1
Hf	3,47	5,27	8,14	6,98	3,46	3,47	3,47	2,15	2,75	2,72	2,95	3,32	3,09	4,64	3,65	2,73	1,98
Nb	2,65	3,44	1,37	2,87	2,73	2,79	2,49	1,22	1,52	1,77	1,36	2,54	2,30	7,0	6,6	1,70	1,54
Ni	3,4	3,2	3,9	2,4	7,3	3,0	3,6	16,3	3,7	2,9	3,4	3,7	5,0	34,7	1,6	15,7	3,8
Pb	13,08	19,61	22,24	18,49	12,94	13,02	13,07	7,62	8,11	8,73	7,91	12,37	12,84	9,90	10,03	6,77	7,64
Rb	19,4	31,6	34,0	31,5	19,0	20,4	19,8	10,7	11,2	12,7	10,6	19,6	16,5	21,5	13,9	9,7	10,7
Sc	13,6	9,4	17,7	16,9	13,9	12,4	14,0	28,0	31,8	23,8	32,0	15,3	16,1	37,5	32,7	16,9	19,1
Sr	451	355	366	382	455	480	452	556	533	517	528	480	485	480	492	544	516
Ta	0,67	0,60	0,21	0,36	0,62	0,57	1,01	0,34	0,33	0,31	0,39	0,63	0,45	0,15	0,34	1,52	0,52
Te	2,35	0,94	1,74	1,87	1,82	1,23	1,81	6,24	4,62	3,48	5,65	1,90	2,13	1,36	1,22	3,18	2,33
Th	2,81	4,30	10,19	9,33	3,02	3,01	2,86	2,86	2,96	3,14	2,83	2,54	2,26	3,17	1,69	1,37	1,23
Tl	0,139	0,180	0,166	0,188	0,100	0,179	0,149	0,085	0,052	0,074	0,080	0,139	0,120	0,098	0,063	0,120	0,069
U	0,87	1,30	1,22	1,15	0,91	0,91	0,87	0,37	0,38	0,39	0,35	0,78	0,70	0,88	0,50	0,38	0,39
V	75	8	3	6	77	42	83	235	238	171	240	137	207	269	126	272	268
Y	31,4	39,4	35,2	33,4	32,5	33,6	31,3	15,9	20,0	21,2	18,9	30,7	28,6	25,4	28,7	17,8	21,6
Zr	114,4	174,3	167,7	176,1	115,5	114,4	111,5	53,1	70,2	82,9	72,3	111,2	101,9	121,7	103,5	64,5	66,1

Tabla 3.2 (Continuación).

Unidad	L II			L III						L IV			DPH				
	BB122B	LOP3	BB119	BB115C	LOP48	LOP17	LOP44	BB120	BB123C	LOP6	BB121	LOP45	LOP18	BB15E	BB10A	BB14A	BB14B
Ba	363	282	280	358	352	303	278	328	334	393	325	349	297	449	183	349	356
Co	10,1	41,7	44,7	16,8	24,9	43,1	31,4	60,7	46,5	29,6	45,7	22,0	40,5	4,4	27,8	36,5	8,8
Cr	5,3	2,3	2,2	2,6	19,0	2,2	17,2	2,4	1,6	2,2	2,3	17,1	2,3	1,4	4,1	2,8	2,3
Cs	2,18	1,38	1,35	2,08	2,20	1,69	1,75	1,74	1,69	2,20	1,86	2,22	1,55	2,62	0,81	1,76	2,09
Ga	23,6	20,4	20,0	23,1	21,9	20,2	21,3	20,2	23,6	20,8	20,3	21,9	20,1	25,1	23,0	21,8	24,1
Hf	4,89	3,34	3,62	4,72	3,73	4,29	2,83	4,60	6,55	5,61	4,47	3,55	3,89	7,19	2,79	5,75	5,80
Nb	7,5	1,47	0,92	7,3	3,21	1,65	2,20	1,02	7,7	2,97	2,40	2,75	1,56	7,1	5,9	2,70	7,7
Ni	2,4	2,8	2,8	2,0	5,9	3,9	4,4	3,2	1,9	2,7	3,2	3,4	2,8	1,4	12,5	3,1	1,5
Pb	14,43	9,80	10,03	13,52	13,73	11,29	10,79	11,86	13,68	15,57	11,90	13,84	11,31	19,93	8,10	14,42	15,44
Rb	21,7	14,7	14,3	20,3	20,9	18,0	16,8	19,3	16,7	22,2	19,3	21,9	17,2	25,5	7,4	19,9	19,3
Sc	28,9	23,5	26,5	35,7	13,6	29,9	17,2	30,0	28,0	22,4	29,2	12,7	27,0	21,7	42,3	22,5	27,0
Sr	462	505	504	425	422	493	493	476	451	471	466	466	513	328	497	441	417
Ta	0,16	0,21	0,29	0,17	0,54	0,46	0,49	0,36	0,45	0,59	0,72	0,64	0,33	0,21	0,08	0,46	0,18
Te	0,74	3,50	3,96	0,76	1,90	5,27	1,73	5,02		3,69	4,46	1,41	4,84	0,40	0,96	2,58	0,46
Th	3,32	3,43	3,40	2,93	2,76	5,11	2,19	5,59	2,81	6,76	5,43	3,05	5,39	3,90	1,08	6,38	2,96
Tl	0,119	0,086	0,090	0,086	0,149	0,113	0,098	0,102		0,189	0,145	0,149	0,102	0,226	0,066	0,108	0,081
U	0,94	0,45	0,43	0,85	0,86	0,63	0,68	0,68	0,76	0,83	0,67	0,93	0,65	1,06	0,33	0,77	0,83
V	48	128	116	82	69	196	226	164	30	29	165	46	136	7	306	28	30
Y	35,6	23,3	22,9	39,3	35,2	24,5	26,9	26,3	37,9	31,0	26,2	32,6	22,6	33,0	25,7	32,4	43,2
Zr	128,8	97,1	90,2	131,2	126,4	102,6	93,9	111,9	134,8	135,6	109,5	122,0	96,8	110,8	77,0	133,0	185,9

Tabla 3.3 Resultados de las REE de las muestras del volcán Lonquimay ordenados de menor a mayor número atómico.

Unidad	CMHW						CMHE I										CMHE II				
	BB43B	BB43A	BB42	BB42	BB43	BB43	BB132A	LOP31A	LOP31B	LOP32	LOP33	BB129	LOP27	LOP36	LOP20	BB131	BB7	BB130	LOP40		
μgg^{-1}																					
La	8	7	8	10	7	11	11	11	9	9	14	15	14	19	15	17	15	13			
Ce	20	18	20	22	18	26	28	21	21	21	32	36	34	43	34	39	34	32			
Pr	3	3	3	3	3	4	4	3	3	3	5	5	5	6	5	6	5	5			
Nd	14	13	14	15	13	18	19	14	14	14	23	25	23	29	23	26	23	21			
Sm	3,9	3,6	3,7	3,8	3,5	4,6	4,8	3,7	3,6	3,6	5,9	6,2	5,7	7,6	5,7	6,8	5,9	5,4			
Eu	1,4	1,3	1,3	1,4	1,2	1,7	1,7	1,4	1,3	2,0	2,0	2,1	2,0	2,2	1,8	2,2	1,9	1,9			
Gd	4,1	3,7	3,9	4,2	3,8	5,1	5,3	4,1	4,0	6,3	6,3	6,7	6,2	7,9	6,0	7,1	6,2	5,9			
Tb	0,7	0,6	0,7	0,7	0,6	0,9	0,9	0,7	0,7	1,1	1,1	1,2	1,1	1,4	1,0	1,2	1,1	1,1			
Dy	4,3	4,0	4,4	4,6	3,9	5,6	5,7	4,5	4,4	6,2	6,2	7,2	6,6	8,2	6,3	7,3	6,5	6,3			
Ho	0,9	0,8	0,9	0,9	0,8	1,1	1,1	0,9	0,9	1,2	1,2	1,4	1,3	1,6	1,3	1,5	1,3	1,2			
Er	2,5	2,3	2,5	2,6	2,3	3,2	3,3	2,6	2,5	3,6	3,6	4,1	3,8	4,8	3,8	4,3	3,8	3,6			
Tm	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,4	0,5	0,4	0,4	0,5	0,5	0,6	0,5	0,7	0,5	0,6	0,5	0,5			
Yb	2,3	2,1	2,3	2,4	2,1	2,9	3,0	2,4	2,4	3,3	3,3	3,7	3,4	4,5	3,5	4,0	3,5	3,3			
Lu	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,5	0,6	0,5	0,7	0,6	0,6	0,6	0,5			

Tabla 3.3 (continuación).

Unidad	CMHE III		CMHE CN		L I		L II										
	LOP39	BB133	LOP21	LOP34	LOP35	LOP38	LOP15	LOP19	LOP2	BB122A	LOP41	LOP42	BB125	BB114A	LOP47	LOP46	
μgg^{-1}																	
La	18	18	18	14	14	13	7	9	8	8	13	12	11	10	7	8	
Ce	42	41	41	33	35	32	18	20	18	19	31	28	28	25	17	20	
Pr	6	6	6	5	5	5	3	3	3	3	4	4	4	4	2	3	
Nd	26	27	27	22	23	21	12	14	13	14	21	19	18	18	11	14	
Sm	6,4	6,8	6,7	5,7	5,9	5,4	3,2	3,8	3,5	3,7	5,3	4,8	4,6	4,7	3,0	3,6	
Eu	1,9	1,9	1,9	2,0	2,0	1,9	1,2	1,4	1,3	1,4	1,9	1,7	1,3	1,6	1,1	1,4	
Gd	6,8	6,8	6,9	6,1	6,3	5,9	3,4	4,2	3,7	4,0	5,7	5,2	4,7	5,0	3,2	4,0	
Tb	1,2	1,2	1,2	1,1	1,1	1,0	0,6	0,7	0,7	0,7	1,0	0,9	0,8	0,9	0,6	0,7	
Dy	7,6	7,5	7,4	6,6	6,7	6,3	3,7	4,4	3,9	4,4	6,1	5,7	4,7	5,3	3,6	4,4	
Ho	1,6	1,4	1,5	1,3	1,3	1,2	0,7	0,9	0,8	0,9	1,2	1,1	0,9	1,1	0,7	0,9	
Er	4,6	4,4	4,4	3,8	3,8	3,7	2,1	2,6	2,3	2,5	3,5	3,2	2,7	3,1	2,1	2,5	
Tm	0,7	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,3	0,4	0,3	0,4	0,5	0,5	0,4	0,4	0,3	0,4	
Yb	4,4	4,2	4,2	3,6	3,6	3,4	1,9	2,3	2,1	2,3	3,3	3,0	2,4	2,9	1,9	2,3	
Lu	0,7	0,7	0,6	0,5	0,5	0,5	0,3	0,4	0,3	0,4	0,5	0,5	0,4	0,4	0,3	0,4	

Tabla 3.3 (continuación).

Unidad	L II		L III										L IV		DPH		
	BB122B	LOP3	BB119	BB115C	LOP48	LOP17	LOP44	BB120	BB123C	LOP6	BB121	LOP45	LOP18	BB15E	BB10A	BB14A	BB14B
μgg^{-1}																	
La	15	9	10	15	14	12	11	13	14	16	12	14	11	17	7	15	16
Ce	36	21	25	36	35	28	27	30	36	38	29	33	25	42	19	39	40
Pr	5	3	4	5	5	4	4	4	5	6	4	5	4	6	3	6	6
Nd	25	15	17	25	23	20	18	21	26	27	21	22	17	27	14	26	27
Sm	6,3	4,0	4,6	6,5	5,9	5,2	4,6	5,5	6,7	6,9	5,4	5,5	4,6	7,0	3,7	6,9	7,1
Eu	2,0	1,4	1,6	2,0	2,0	1,8	1,6	1,8	2,1	2,3	1,8	1,9	1,6	2,0	1,4	2,1	2,1
Gd	6,5	4,1	4,8	6,8	6,4	5,4	5,1	5,8	7,0	7,2	5,7	5,9	4,8	7,2	3,9	7,0	7,4
Tb	1,1	0,7	0,8	1,2	1,2	1,0	0,9	1,0	1,2	1,2	1,0	1,1	0,8	1,2	0,7	1,2	1,2
Dy	6,8	4,5	5,1	7,1	7,1	5,9	5,4	6,2	7,1	7,4	6,0	6,4	5,0	7,8	4,2	7,5	7,7
Ho	1,3	0,9	1,0	1,4	1,4	1,1	1,1	1,2	1,4	1,4	1,2	1,3	1,0	1,6	0,9	1,4	1,5
Er	4,0	2,6	3,0	4,2	4,0	3,3	3,2	3,5	4,1	4,1	3,4	3,7	2,9	4,7	2,5	4,4	4,5
Tm	0,6	0,4	0,4	0,6	0,6	0,5	0,4	0,5	0,6	0,6	0,5	0,5	0,4	0,7	0,4	0,6	0,6
Yb	3,7	2,4	2,8	3,8	3,6	3,0	2,9	3,2	3,8	3,8	3,0	3,5	2,7	4,5	2,3	3,9	4,1
Lu	0,6	0,4	0,4	0,6	0,6	0,5	0,4	0,5	0,6	0,6	0,5	0,5	0,4	0,7	0,3	0,6	0,6

Tabla 3.4 Datos de los isótopos de Sr, Nd y Pb de muestras seleccionadas del volcán Lonquimay.

Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ
LOP43	0,703926	0,000008	0,512832	0,000003	18,5913	0,0004	15,5939	0,0004	38,4560	0,0014
LOP34	0,703938	0,000008	0,512852	0,000004	18,6084	0,0006	15,6051	0,0006	38,5023	0,0020
BB133	0,703932	0,000008	0,512859	0,000006	18,6170	0,0006	15,6087	0,0003	38,5448	0,0020
BB131	0,703957	0,000010	0,512864	0,000004	18,6066	0,0008	15,6072	0,0003	38,5062	0,0030
LOP36	0,703974	0,000010	0,512844	0,000003	18,6046	0,0005	15,6022	0,0006	38,4918	0,0020
LOP18	0,703967	0,000010	0,512832	0,000012	18,5998	0,0006	15,5948	0,0006	38,4675	0,0017
LOP17	0,703955	0,000008	0,512850	0,000006	18,5990	0,0007	15,5954	0,0008	38,4667	0,0020
LOP48	0,703972	0,000010	0,512902	0,000008	18,6001	0,0050	15,5968	0,0040	38,4770	0,0100
LOP42	0,704018	0,000012	0,513291	0,000007	18,5976	0,0009	15,5933	0,0010	38,4604	0,0030
LOP46	0,703957	0,000012	0,512855	0,000012	18,6161	0,0008	15,6159	0,0010	38,5361	0,0030
LOP2	0,703904	0,000008	0,512862	0,000006	18,5958	0,0005	15,5928	0,0004	38,4567	0,0013

APÉNDICE 4

Tabla 4.1 Norma CIPW de las muestras de roca del volcán Lonquimay. qz: cuarzo, or: ortoclasa, ab: albita, an: anortita, di: diópsido, hy: hiperstena, il: ilmenita, mt: magnetita y ap. apatito

Sample	qz	or	ab	an	di	hy	il	mt	ap
BB14B	12,06	8,03	50,07	16,99	0,00	10,70	0,51	0,93	0,46
BB14A	7,19	5,75	44,57	21,95	1,36	15,61	1,00	1,14	1,03
BB10A	0,93	2,60	33,47	31,00	5,33	22,50	1,35	1,26	0,47
BB15E	8,34	6,13	44,69	20,84	2,46	14,16	0,92	1,13	0,99
LOP18	3,69	4,67	40,31	22,89	8,64	15,76	1,29	1,21	0,64
LOP45	2,62	4,82	35,88	24,40	9,89	17,94	1,40	1,33	0,72
BB121	3,70	5,23	38,45	21,50	9,85	16,79	1,40	1,35	0,78
LOP6	6,22	6,26	43,24	19,05	7,44	13,80	1,11	1,28	1,19
BB123C	6,41	5,59	45,54	20,43	3,95	14,41	1,03	1,17	1,05
BB120	3,49	5,16	37,80	22,30	9,49	17,28	1,41	1,34	0,77
LOP44	0,50	3,12	33,22	29,81	8,21	20,98	1,35	1,25	0,53
LOP17	2,37	4,82	36,54	23,95	10,04	17,84	1,40	1,34	0,72
LOP48	0,00	2,97	27,72	37,78	10,89	17,16	1,04	1,03	0,41
BB115C	5,78	6,13	40,45	19,01	8,64	15,34	1,43	1,39	0,95
BB-119	4,39	4,65	41,16	22,32	8,01	15,51	1,21	1,23	0,71
LOP3	4,21	4,31	40,19	23,41	7,86	16,10	1,22	1,22	0,64
BB122B	7,17	6,26	44,54	18,91	6,20	13,15	1,13	1,16	0,86
LOP46	7,42	6,28	44,53	18,65	6,69	12,67	1,12	1,15	0,87
LOP47	1,51	3,55	36,83	25,21	11,22	17,54	1,32	1,29	0,51
BB114A	4,66	4,58	41,20	22,73	7,35	15,68	1,17	1,19	0,66
BB125	2,04	5,45	29,47	28,38	12,35	18,76	1,12	1,06	0,58
LOP42	4,15	5,49	38,86	22,13	8,46	16,49	1,37	1,31	0,83
LOP41	5,94	5,91	43,19	18,47	7,97	14,06	1,38	1,29	0,98
BB-122A	1,28	3,40	36,22	26,45	10,12	18,46	1,29	1,27	0,50
LOP2	2,17	3,90	39,53	24,25	9,25	16,83	1,29	1,24	0,60
LOP19	1,20	3,62	37,91	24,68	10,65	17,79	1,32	1,30	0,51
LOP15	0,07	2,95	27,71	38,28	10,02	17,74	1,02	1,01	0,43
LOP38	6,07	5,94	43,85	18,93	7,61	13,58	1,15	1,25	1,14
LOP35	6,09	5,91	43,48	18,21	8,12	13,82	1,35	1,27	0,94
LOP34	1,46	5,91	48,19	17,26	8,57	14,02	1,45	1,31	0,94
LOP21	11,92	8,41	48,74	14,12	4,22	9,92	0,68	1,03	0,69
BB133	12,81	8,81	49,69	13,13	3,83	9,30	0,60	0,99	0,60
LOP39	5,96	5,84	42,22	20,21	6,38	14,96	1,40	1,25	0,90
LOP40	12,40	8,81	49,35	13,52	3,89	9,55	0,62	0,99	0,60
BB130	9,91	7,52	48,17	15,06	5,30	11,20	0,69	1,19	0,68
BB7	9,67	7,47	47,97	15,15	5,36	11,45	0,71	1,21	0,69
BB131	11,69	8,11	49,57	13,49	4,83	9,88	0,54	1,13	0,50
LOP20	10,41	8,24	46,41	14,82	5,84	11,09	0,83	1,17	0,84
LOP36	6,34	5,97	43,40	19,42	7,22	13,69	1,13	1,23	1,14
LOP27	0,91	6,30	52,04	16,01	8,19	12,67	1,06	1,29	1,11
BB129	6,08	5,92	43,50	19,37	7,05	14,04	1,16	1,26	1,12
LOP33	1,65	3,93	35,86	27,12	9,21	18,44	1,18	1,21	0,52
LOP32	3,16	4,83	37,02	22,29	10,57	17,28	1,57	1,38	0,77
LOP31B	3,69	4,69	35,76	23,25	9,98	17,85	1,55	1,36	0,76
LOP31A	0,00	4,63	40,72	21,96	10,33	15,42	1,65	1,39	0,74
BB132A	0,00	2,59	25,79	42,49	4,99	19,81	1,12	1,02	0,43
LOP43	3,46	4,90	36,39	23,61	9,73	17,53	1,38	1,33	0,73
BB42	4,01	4,02	30,95	28,79	7,29	21,25	1,16	1,17	0,53
BB43A	0,24	2,85	35,50	31,32	6,43	19,97	1,19	1,13	0,46
BB43B	0,82	3,28	36,46	29,34	7,46	18,93	1,18	1,14	0,51

APÉNDICE 5

Tabla 4.1 Resultados de los análisis de los fenocristales de plagioclasa del estratovolcán.

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total
L IV	LOP45	55,35	0,04	27,40	0,48	0,06	10,55	0,03	5,43	0,13	0,00	99,47
L IV	LOP45	54,69	0,10	27,89	0,50	0,07	11,03	0,02	5,09	0,09	0,02	99,50
L IV	LOP45	56,71	0,06	26,53	0,35	0,06	9,40	0,00	5,99	0,12	0,01	99,24
L IV	LOP45	59,06	0,00	24,62	0,40	0,07	7,56	0,00	6,79	0,20	0,01	98,72
L IV	LOP45	56,37	0,02	26,82	0,35	0,04	9,80	0,00	5,88	0,14	0,01	99,41
L IV	LOP45	56,64	0,07	26,61	0,33	0,03	9,51	0,00	6,04	0,12	0,00	99,36
L IV	LOP45	57,64	0,00	26,22	0,28	0,05	9,14	0,00	6,30	0,15	0,00	99,78
L IV	LOP45	54,32	0,05	27,08	0,46	0,03	10,73	0,00	5,32	0,08	0,04	98,11
L IV	LOP45	56,52	0,03	25,93	0,36	0,04	8,98	0,00	6,35	0,15	0,02	98,37
L IV	LOP45	58,77	0,04	24,51	0,43	0,17	7,81	0,00	7,21	0,29	0,01	99,24
L IV	LOP45	50,89	0,02	29,51	0,54	0,08	13,12	0,02	4,20	0,04	0,01	98,43
L IV	LOP45	55,55	0,06	26,96	0,32	0,02	9,38	0,00	6,25	0,16	0,00	98,70
L IV	LOP45	51,38	0,08	29,50	0,52	0,04	13,09	0,00	4,09	0,12	0,00	98,82
L IV	LOP45	56,24	0,04	26,60	0,29	0,02	9,52	0,00	5,85	0,16	0,01	98,73
L IV	LOP45	56,64	0,00	26,48	0,29	0,05	9,33	0,00	6,11	0,16	0,00	99,06
L IV	LOP45	56,33	0,05	26,71	0,29	0,04	8,74	0,06	6,16	0,13	0,01	98,51
L IV	LOP45	53,54	0,10	27,56	0,87	0,14	11,81	0,00	4,62	0,20	0,00	98,83
L IV	LOP45	50,82	0,12	29,78	0,82	0,13	13,61	0,00	3,45	0,10	0,00	98,82
L IV	LOP45	45,26	0,00	33,84	0,64	0,07	18,43	0,00	1,30	0,03	0,02	99,59
L IV	LOP45	54,12	0,04	27,96	0,47	0,05	11,06	0,00	5,24	0,11	0,00	99,05
L IV	LOP45	56,39	0,09	26,52	0,44	0,02	9,22	0,01	5,98	0,14	0,01	98,83
L IV	LOP45	56,09	0,05	26,98	0,33	0,03	9,30	0,00	6,14	0,13	0,03	99,09
L IV	LOP18	51,78	0,06	28,05	0,41	0,07	11,72	0,00	4,80	0,07	0,00	96,97
L IV	LOP18	52,72	0,04	28,09	0,52	0,06	11,19	0,00	5,03	0,12	0,00	97,76
L IV	LOP18	54,37	0,06	27,41	0,49	0,07	10,54	0,00	5,65	0,11	0,00	98,70
L IV	LOP18	52,67	0,07	28,73	0,69	0,08	12,25	0,00	4,56	0,09	0,00	99,14
L IV	LOP18	54,13	0,03	27,61	0,49	0,06	10,85	0,00	5,32	0,10	0,00	98,59
L IV	LOP18	51,04	0,07	29,39	0,61	0,08	13,42	0,00	4,07	0,07	0,00	98,75
L III	BB121	51,61	0,08	29,48	0,58	0,04	13,05	0,00	3,95	0,08	0,00	98,89
L III	BB121	52,33	0,02	29,19	0,63	0,09	12,68	0,00	4,31	0,10	0,00	99,35
L III	BB121	53,16	0,00	28,52	0,48	0,07	12,39	0,03	4,51	0,10	0,00	99,26
L III	BB121	52,39	0,04	29,09	0,59	0,08	12,50	0,00	4,32	0,09	0,00	99,10
L III	BB121	51,86	0,05	29,49	0,58	0,08	13,34	0,05	4,04	0,13	0,00	99,63
L III	BB121	52,11	0,09	28,22	0,63	0,09	12,13	0,00	4,32	0,09	0,00	97,69
L III	BB121	53,43	0,06	28,11	0,60	0,11	11,76	0,03	4,64	0,11	0,03	98,88
L III	BB121	52,65	0,08	28,93	0,60	0,07	12,61	0,03	4,27	0,15	0,00	99,39
L III	BB121	52,34	0,03	29,10	0,65	0,08	12,71	0,01	4,30	0,08	0,00	99,32
L III	BB121	52,28	0,05	29,33	0,54	0,08	12,44	0,00	4,27	0,06	0,01	99,08
L III	BB121	52,40	0,07	28,86	0,65	0,09	12,51	0,01	4,19	0,06	0,02	98,88
L III	BB121	53,51	0,07	28,46	0,64	0,10	11,58	0,00	4,75	0,11	0,02	99,23
L III	BB121	53,31	0,05	28,61	0,57	0,11	11,91	0,00	4,54	0,11	0,00	99,21
L III	BB121	53,40	0,04	28,57	0,53	0,06	12,23	0,05	4,36	0,07	0,00	99,31
L III	BB121	53,08	0,09	28,24	0,61	0,09	12,08	0,00	4,66	0,13	0,00	98,99
L III	BB120	53,18	0,01	28,95	0,65	0,07	12,18	0,00	4,46	0,07	0,02	99,59
L III	BB120	52,64	0,05	29,01	0,66	0,12	12,72	0,00	4,43	0,07	0,00	99,70
L III	BB120	54,27	0,02	27,48	0,79	0,09	11,20	0,04	5,00	0,17	0,07	99,12
L III	BB120	52,62	0,06	29,39	0,55	0,06	12,36	0,01	4,46	0,09	0,02	99,62
L III	BB120	52,54	0,07	29,25	0,64	0,09	12,61	0,00	4,23	0,10	0,00	99,51
L III	BB120	53,71	0,06	28,09	0,67	0,10	11,86	0,01	4,56	0,13	0,02	99,21
L III	BB120	52,38	0,04	28,98	0,53	0,08	12,28	0,01	4,44	0,11	0,00	98,85
L III	BB120	52,27	0,03	29,31	0,63	0,05	12,72	0,06	4,20	0,09	0,00	99,36
L III	BB120	52,93	0,06	28,65	0,46	0,05	12,49	0,00	4,31	0,09	0,00	99,04
L III	BB120	53,35	0,04	28,26	0,52	0,09	11,91	0,01	4,58	0,11	0,02	98,88

Tabla 4.1 (Continuación).

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total
L III	BB120	52,95	0,14	28,75	0,52	0,11	12,16	0,00	4,41	0,09	0,00	99,14
L III	BB120	52,55	0,04	29,01	0,47	0,08	12,62	0,00	4,20	0,07	0,00	99,05
L III	BB120	52,43	0,01	29,22	0,59	0,07	12,77	0,01	4,09	0,08	0,01	99,28
L III	BB120	52,80	0,03	28,89	0,60	0,12	12,55	0,01	4,25	0,10	0,03	99,37
L III	LOP17	54,02	0,09	27,95	0,79	0,12	11,19	0,00	5,22	0,12	0,00	99,49
L III	LOP17	53,47	0,05	28,50	0,51	0,06	11,30	0,00	5,19	0,09	0,00	99,18
L III	LOP17	57,67	0,06	25,62	0,45	0,04	8,17	0,00	6,87	0,19	0,00	99,07
L III	LOP17	49,03	0,04	30,72	0,75	0,07	14,74	0,00	3,17	0,05	0,00	98,57
L III	LOP17	49,74	0,06	30,29	0,76	0,06	14,10	0,00	3,78	0,07	0,00	98,88
L III	LOP17	50,59	0,05	29,51	0,74	0,11	13,08	0,00	4,10	0,07	0,00	98,26
L III	LOP17	50,62	0,06	29,80	0,68	0,08	13,43	0,00	4,23	0,07	0,00	98,97
L III	LOP17	51,71	0,09	29,54	0,72	0,11	12,97	0,00	4,20	0,05	0,00	99,41
L III	LOP17	51,46	0,08	29,53	0,94	0,11	13,19	0,00	4,09	0,08	0,00	99,47
L III	LOP17	49,26	0,05	31,41	0,76	0,05	14,73	0,00	3,28	0,04	0,00	99,60
L II	LOP46	51,02	0,06	29,58	0,86	0,08	13,89	0,00	3,72	0,10	0,00	99,31
L II	LOP46	52,17	0,07	29,13	0,81	0,04	12,83	0,00	4,41	0,13	0,00	99,58
L II	LOP46	52,32	0,04	29,07	0,89	0,08	13,06	0,00	3,97	0,11	0,00	99,54
L II	LOP46	53,64	0,07	27,27	0,99	0,05	11,43	0,00	4,69	0,15	0,00	98,29
L II	LOP46	51,51	0,05	29,27	0,83	0,03	13,39	0,00	3,97	0,11	0,00	99,17
L II	LOP46	52,08	0,07	28,70	0,84	0,11	12,71	0,00	4,27	0,11	0,00	98,88
L II	LOP46	51,78	0,08	28,76	0,78	0,08	12,76	0,00	4,42	0,10	0,00	98,76
L II	LOP46	50,88	0,08	29,34	0,73	0,06	13,51	0,00	4,03	0,08	0,00	98,72
L II	LOP46	52,47	0,10	28,29	0,83	0,09	12,28	0,00	4,54	0,18	0,00	98,79
L II	LOP46	47,98	0,06	31,95	0,96	0,03	16,17	0,00	2,37	0,05	0,00	99,58
L II	LOP46	48,67	0,05	31,56	0,78	0,04	16,00	0,00	2,74	0,07	0,00	99,91
L II	LOP46	48,09	0,06	31,84	0,84	0,04	15,94	0,00	2,57	0,05	0,00	99,43
L II	LOP46	50,39	0,03	30,59	0,66	0,06	14,63	0,00	3,30	0,11	0,00	99,77
L II	LOP46	46,85	0,04	32,29	0,81	0,05	16,77	0,00	2,18	0,02	0,00	99,00
L II	LOP46	51,50	0,04	29,58	0,99	0,06	13,63	0,00	3,96	0,14	0,00	99,89
L II	LOP46	47,73	0,01	32,28	0,75	0,06	16,72	0,00	2,22	0,04	0,00	99,81
L II	LOP46	47,81	0,02	32,06	0,68	0,06	16,50	0,00	2,29	0,01	0,00	99,44
L II	LOP46	47,43	0,04	32,47	0,69	0,04	16,80	0,00	2,13	0,02	0,00	99,62
L II	LOP46	46,94	0,04	32,57	0,70	0,09	17,16	0,00	2,05	0,01	0,00	99,55
L II	LOP46	54,39	0,08	27,49	1,00	0,09	10,99	0,00	5,25	0,18	0,00	99,46
L II	LOP46	51,44	0,07	29,03	0,75	0,07	13,20	0,00	4,17	0,12	0,00	98,84
L II	LOP46	51,54	0,09	28,99	0,85	0,07	13,00	0,00	4,10	0,09	0,00	98,72
L II	LOP46	54,16	0,06	27,63	1,03	0,09	11,29	0,00	5,12	0,18	0,00	99,54
L II	LOP46	51,51	0,06	28,90	0,73	0,05	12,97	0,00	4,11	0,11	0,00	98,43
L II	LOP46	52,12	0,06	28,32	0,74	0,06	12,58	0,00	4,40	0,12	0,00	98,41
L II	LOP46	51,42	0,07	28,95	0,78	0,07	13,33	0,00	3,99	0,10	0,00	98,70
L II	LOP46	56,09	0,11	25,49	0,86	0,04	9,26	0,00	6,16	0,23	0,00	98,23
L II	LOP46	48,14	0,03	31,22	0,78	0,04	15,82	0,00	2,57	0,06	0,00	98,66
L II	LOP46	52,80	0,08	27,97	0,99	0,07	12,03	0,00	4,69	0,11	0,00	98,75
L II	LOP46	52,11	0,05	28,70	0,74	0,08	12,40	0,00	4,31	0,11	0,00	98,50
L II	LOP46	48,87	0,05	32,24	0,70	0,05	16,21	0,00	2,43	0,05	0,00	100,60
L II	LOP46	48,40	0,03	31,92	0,71	0,06	15,92	0,00	2,48	0,05	0,00	99,57
L II	LOP46	47,75	0,03	32,11	0,60	0,04	16,43	0,00	2,35	0,05	0,00	99,36
L II	LOP46	47,78	0,02	31,80	0,72	0,03	16,18	0,00	2,21	0,04	0,00	98,77
L II	LOP46	48,07	0,04	31,95	0,61	0,06	16,32	0,00	2,19	0,03	0,00	99,28
L II	LOP46	57,55	0,14	24,85	0,90	0,05	8,30	0,00	6,54	0,31	0,00	98,64
L II	LOP46	53,75	0,08	27,76	0,90	0,07	11,67	0,00	4,94	0,17	0,00	99,35
L II	LOP46	52,53	0,07	28,37	0,87	0,05	12,62	0,00	4,46	0,15	0,00	99,12
L II	LOP46	47,43	0,04	31,06	0,85	0,03	15,78	0,00	2,57	0,04	0,00	97,80

Tabla 4.1 (Continuación).

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total
L II	LOP46	47,55	0,04	31,71	0,74	0,05	16,12	0,00	2,39	0,05	0,00	98,65
L II	LOP46	48,47	0,01	30,45	0,90	0,04	15,29	0,00	2,95	0,07	0,00	98,18
L II	LOP46	57,62	0,12	23,03	1,40	1,00	8,42	0,00	6,53	0,38	0,00	98,50
L II	LOP46	47,30	0,04	31,67	0,84	0,06	16,17	0,00	2,39	0,03	0,00	98,49
L II	LOP46	47,69	0,05	31,61	0,77	0,04	16,33	0,00	2,35	0,05	0,00	98,88
L II	LOP46	47,82	0,02	31,28	0,76	0,04	15,86	0,00	2,75	0,05	0,00	98,57
L II	LOP46	51,09	0,06	29,85	0,77	0,07	13,83	0,00	3,55	0,08	0,00	99,31
L II	LOP46	47,88	0,03	32,05	0,90	0,02	16,37	0,00	2,41	0,06	0,00	99,71
L II	LOP46	52,59	0,04	29,27	0,71	0,07	12,95	0,00	4,36	0,12	0,00	100,10
L II	LOP46	47,21	0,00	31,95	0,80	0,05	16,34	0,00	2,11	0,03	0,00	98,50
L II	LOP41	55,16	0,10	27,95	0,73	0,09	10,68	0,00	5,18	0,12	0,00	100,00
L II	LOP41	52,53	0,04	29,83	0,51	0,07	12,65	0,02	4,26	0,10	0,00	100,00
L II	LOP41	52,25	0,07	29,71	0,59	0,08	12,95	0,04	4,07	0,08	0,01	99,86
L II	LOP41	52,44	0,11	30,11	0,51	0,08	13,04	0,02	4,06	0,10	0,00	100,48
L II	LOP41	52,26	0,03	29,96	0,49	0,10	13,03	0,00	4,25	0,12	0,00	100,24
L II	LOP41	53,45	0,08	29,22	0,60	0,09	12,44	0,00	4,49	0,12	0,01	100,50
L II	LOP41	52,47	0,04	29,85	0,46	0,08	12,72	0,01	4,18	0,07	0,00	99,88
L II	LOP41	52,99	0,10	29,63	0,62	0,09	12,47	0,03	4,33	0,06	0,01	100,33
L II	LOP41	52,29	0,01	29,97	0,53	0,08	12,79	0,00	4,04	0,04	0,01	99,76
L II	LOP42	52,16	0,09	29,72	0,67	0,10	12,83	0,00	4,15	0,08	0,04	99,84
L II	LOP42	53,57	0,05	28,69	0,73	0,09	11,85	0,02	4,68	0,15	0,04	99,87
L II	LOP42	52,92	0,08	29,10	0,88	0,10	12,81	0,08	4,23	0,12	0,03	100,37
L II	LOP42	52,06	0,04	29,45	0,57	0,08	12,89	0,00	4,11	0,08	0,00	99,29
L II	LOP42	55,70	0,08	27,37	0,86	0,10	10,33	0,00	5,49	0,23	0,00	100,17
L II	LOP42	53,13	0,09	28,86	0,84	0,13	12,35	0,00	4,29	0,16	0,00	99,85
L II	LOP42	51,96	0,02	30,01	0,56	0,06	12,62	0,01	4,15	0,09	0,03	99,50
L II	LOP42	55,99	0,10	27,46	0,92	0,07	10,03	0,00	5,56	0,25	0,00	100,39
L II	LOP42	52,63	0,07	29,71	0,63	0,08	12,78	0,00	4,35	0,10	0,00	100,35
L II	LOP42	53,43	0,07	29,01	0,88	0,10	12,09	0,00	4,55	0,14	0,00	100,27
L II	LOP42	51,94	0,05	29,31	0,64	0,05	12,97	0,01	4,17	0,14	0,02	99,30
L II	BB119	53,15	0,00	29,08	0,46	0,06	12,30	0,02	4,40	0,09	0,01	99,56
L II	BB119	54,03	0,04	28,63	0,40	0,07	11,67	0,00	4,93	0,10	0,03	99,91
L II	BB119	51,89	0,09	29,67	0,57	0,09	13,19	0,01	3,94	0,07	0,00	99,52
L II	BB119	50,07	0,03	30,35	0,50	0,08	14,79	0,03	3,12	0,03	0,00	99,00
L II	BB119	54,74	0,04	27,62	0,65	0,08	11,12	0,00	5,08	0,08	0,00	99,42
L II	BB119	53,02	0,04	29,14	0,59	0,09	12,19	0,00	4,61	0,07	0,00	99,74
L II	BB119	52,38	0,07	29,26	0,47	0,07	12,30	0,00	4,10	0,08	0,00	98,74
L II	BB119	52,39	0,02	29,48	0,51	0,10	13,05	0,00	4,14	0,06	0,00	99,75
L II	BB119	50,75	0,01	31,32	0,48	0,06	15,15	0,00	3,53	0,06	0,00	101,36
L II	BB119	53,43	0,10	28,23	0,66	0,10	11,73	0,05	4,89	0,07	0,00	99,27
L II	BB119	53,73	0,02	28,69	0,60	0,11	11,84	0,00	4,71	0,11	0,01	99,81
L II	BB119	50,65	0,00	30,63	0,57	0,10	14,19	0,00	3,61	0,08	0,00	99,85
L II	BB119	55,55	0,08	27,01	0,84	0,13	10,52	0,00	5,38	0,10	0,00	99,61
L II	BB119	51,14	0,08	30,08	0,68	0,08	13,69	0,01	3,76	0,07	0,03	99,62
L II	BB119	52,48	0,05	29,53	0,56	0,09	12,86	0,00	4,29	0,05	0,00	99,91
L II	BB119	49,59	0,01	30,95	0,60	0,08	14,53	0,04	3,07	0,05	0,00	98,90
L II	BB119	53,74	0,04	28,23	0,74	0,14	11,70	0,00	4,72	0,06	0,00	99,36
L II	BB119	52,71	0,02	29,25	0,44	0,06	12,66	0,01	4,46	0,08	0,00	99,69
L I	LOP2	51,47	0,05	29,01	0,61	0,08	12,97	0,00	4,26	0,07	0,00	98,52
L I	LOP2	52,86	0,07	27,71	0,66	0,08	11,41	0,00	5,30	0,07	0,00	98,17
L I	LOP2	52,28	0,05	28,54	0,56	0,06	12,45	0,00	4,58	0,03	0,00	98,56
L I	LOP2	52,40	0,07	29,44	0,63	0,09	13,25	0,00	4,20	0,04	0,00	100,10
L I	LOP2	51,79	0,05	29,73	0,58	0,08	13,41	0,00	4,23	0,06	0,00	99,93

Tabla 4.1 (Continuación).

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total
LI	LOP2	51,26	0,04	30,02	0,68	0,04	13,82	0,00	3,58	0,08	0,00	99,52
LI	LOP2	51,41	0,06	29,40	0,63	0,06	13,25	0,00	4,03	0,04	0,00	98,89
LI	LOP2	52,10	0,04	29,72	0,57	0,05	13,44	0,00	3,84	0,06	0,00	99,83
LI	LOP19	50,85	0,07	30,45	0,75	0,04	14,11	0,00	3,64	0,06	0,00	99,96
LI	LOP19	59,23	0,06	24,83	0,76	0,04	7,28	0,00	7,46	0,34	0,00	100,00
LI	LOP19	48,32	0,00	32,34	0,62	0,04	15,94	0,04	2,40	0,07	0,05	99,81
LI	LOP19	47,98	0,03	32,25	0,60	0,07	16,55	0,00	2,06	0,03	0,04	99,62
LI	LOP19	46,82	0,00	31,91	0,53	0,08	15,68	0,00	2,73	0,00	0,00	97,75
LI	LOP19	48,11	0,03	31,81	0,62	0,07	15,86	0,00	2,41	0,03	0,00	98,93
LI	LOP19	51,85	0,11	29,86	0,69	0,09	13,30	0,00	4,07	0,06	0,00	100,02
LI	LOP19	51,21	0,05	29,81	0,68	0,11	13,55	0,00	3,84	0,03	0,00	99,28
LI	LOP19	53,44	0,03	28,21	0,86	0,10	12,06	0,01	4,62	0,13	0,00	99,46
LI	LOP19	49,03	0,00	31,77	0,64	0,09	15,92	0,00	2,66	0,05	0,00	100,15
LI	LOP19	52,16	0,06	29,32	0,78	0,11	13,09	0,00	4,03	0,08	0,02	99,65
LI	LOP19	48,42	0,02	31,62	0,65	0,07	15,60	0,00	2,59	0,03	0,00	98,99
LI	LOP19	52,09	0,05	29,28	0,73	0,10	12,58	0,00	4,29	0,10	0,00	99,22
LI	LOP19	53,09	0,06	28,94	0,98	0,06	12,45	0,06	4,60	0,13	0,00	100,36
LI	LOP19	48,87	0,04	32,00	0,64	0,07	15,60	0,00	2,72	0,04	0,02	99,99
LI	LOP19	55,12	0,05	27,49	0,84	0,06	10,61	0,00	5,55	0,22	0,02	99,95
LI	LOP19	51,80	0,09	29,41	0,90	0,10	13,12	0,04	4,07	0,07	0,08	99,66
LI	LOP19	48,45	0,05	31,96	0,57	0,05	15,76	0,00	2,50	0,03	0,00	99,38

Tabla 4.2 Resultados de los análisis de los microlitos de plagioclasa del estratovolcán.

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total
L IV	LOP45	56,55	0,05	26,53	0,35	0,06	9,22	0,00	6,21	0,15	0,01	99,12
L IV	LOP45	57,45	0,01	25,77	0,29	0,02	8,85	0,00	6,16	0,17	0,00	98,72
L IV	LOP45	57,31	0,00	26,29	0,33	0,03	8,65	0,00	6,52	0,15	0,00	99,28
L IV	LOP45	57,68	0,08	25,61	0,56	0,04	8,02	0,01	6,85	0,21	0,01	99,08
L IV	LOP45	63,98	0,18	21,40	0,96	0,00	4,35	0,00	7,91	0,71	0,00	99,64
L IV	LOP45	63,11	0,16	22,00	0,79	0,11	4,51	0,05	8,70	0,53	0,00	99,96
L IV	LOP18	54,24	0,08	27,69	0,91	0,12	11,03	0,00	5,04	0,11	0,00	99,23
L IV	LOP18	52,80	0,08	28,15	0,61	0,10	11,82	0,00	4,73	0,08	0,00	98,36
L IV	LOP18	51,67	0,07	28,93	0,64	0,06	12,78	0,00	4,33	0,07	0,00	98,55
L IV	LOP18	60,55	0,43	20,95	2,07	0,11	5,72	0,00	6,35	1,04	0,00	97,23
L IV	LOP18	57,62	0,25	24,82	1,54	0,16	8,28	0,00	6,32	0,81	0,00	99,79
L III	LOP17	51,85	0,04	29,37	0,79	0,11	12,76	0,00	4,28	0,11	0,00	99,31
L III	LOP17	53,82	0,09	27,87	0,89	0,10	11,10	0,00	5,39	0,13	0,00	99,38
L III	LOP17	51,24	0,06	29,90	0,89	0,12	13,04	0,00	4,17	0,08	0,00	99,49
L III	LOP17	53,39	0,06	28,20	0,67	0,07	11,45	0,00	5,21	0,10	0,00	99,13
L III	LOP17	53,46	0,07	28,18	0,90	0,09	11,34	0,00	5,10	0,11	0,00	99,26
L II	LOP46	57,83	0,11	25,50	1,44	0,16	9,65	0,00	6,56	0,51	0,00	101,75
L II	LOP46	53,92	0,07	28,15	0,88	0,08	11,64	0,00	5,03	0,13	0,00	99,90
L II	LOP46	53,97	0,06	27,52	0,92	0,07	11,41	0,00	5,07	0,17	0,00	99,18
L II	LOP46	53,95	0,04	27,73	1,00	0,05	11,64	0,00	5,12	0,18	0,00	99,71
L II	LOP46	52,16	0,04	28,90	0,90	0,07	12,67	0,00	4,40	0,13	0,00	99,26
L II	LOP46	53,25	0,12	27,44	1,05	0,05	11,47	0,00	5,12	0,17	0,00	98,68
L II	LOP46	56,35	0,10	25,80	0,94	0,04	9,87	0,00	6,22	0,25	0,00	99,57
LI	LOP2	55,08	0,07	26,34	0,78	0,09	9,61	0,00	6,02	0,13	0,00	98,13
LI	LOP2	50,54	0,08	30,73	0,67	0,08	14,18	0,00	3,46	0,04	0,00	99,77
LI	LOP19	51,78	0,04	29,84	0,73	0,11	13,03	0,00	4,10	0,10	0,00	99,72
LI	LOP19	53,17	0,09	28,56	0,94	0,08	12,15	0,00	4,52	0,09	0,02	99,62
LI	LOP19	51,99	0,05	29,37	0,74	0,10	12,98	0,00	4,20	0,04	0,00	99,47

Tabla 4.2 (Continuación).

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total
LI	LOP19	53,56	0,06	28,38	0,90	0,06	11,90	0,04	4,72	0,14	0,00	99,76
LI	LOP19	53,09	0,06	28,94	0,98	0,06	12,45	0,06	4,60	0,13	0,00	100,36

Tabla 4.3 Resultados de los análisis de los fenocristales de plagioclasa de los conos monogenéticos.

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total
CMHE CN	LOP34	52,80	0,04	28,53	0,52	0,05	11,84	0,00	4,80	0,08	0,00	98,65
CMHE CN	LOP34	54,57	0,04	27,41	0,27	0,09	10,42	0,00	5,80	0,08	0,00	98,68
CMHE CN	LOP34	54,04	0,01	27,92	0,45	0,07	10,53	0,00	5,61	0,10	0,00	98,73
CMHE CN	LOP34	54,40	0,02	27,86	0,42	0,02	10,90	0,00	5,47	0,13	0,00	99,22
CMHE CN	LOP34	53,68	0,08	28,25	0,42	0,03	11,07	0,00	5,17	0,11	0,00	98,83
CMHE CN	LOP34	54,94	0,03	27,70	0,50	0,00	10,02	0,00	5,66	0,11	0,00	98,98
CMHE CN	LOP34	55,54	0,05	27,07	0,22	0,01	9,87	0,00	5,93	0,16	0,00	98,85
CMHE CN	LOP34	55,43	0,01	27,59	0,56	0,06	10,10	0,00	5,79	0,13	0,00	99,67
CMHE CN	LOP34	57,02	0,01	25,62	0,31	0,02	8,46	0,00	6,59	0,16	0,00	98,18
CMHE CN	LOP34	49,30	0,05	31,63	0,61	0,06	14,89	0,00	3,15	0,04	0,00	99,73
CMHE CN	LOP34	54,96	0,05	27,64	0,71	0,06	10,30	0,00	5,69	0,11	0,00	99,53
CMHE CN	LOP34	55,56	0,07	26,47	0,56	0,05	9,39	0,00	6,32	0,15	0,00	98,57
CMHE CN	LOP34	54,68	0,04	27,41	0,46	0,06	10,15	0,00	5,79	0,11	0,00	98,70
CMHE CN	LOP34	54,34	0,05	28,04	0,39	0,03	10,63	0,00	5,59	0,09	0,00	99,17
CMHE CN	LOP34	54,89	0,04	27,06	0,46	0,03	10,06	0,00	5,96	0,09	0,00	98,59
CMHE CN	LOP34	57,98	0,00	25,46	0,33	0,02	8,07	0,00	6,64	0,16	0,00	98,66
CMHE CN	LOP34	58,61	0,02	25,11	0,31	0,01	7,39	0,00	7,34	0,18	0,00	98,98
CMHE CN	LOP34	55,68	0,06	26,85	0,23	0,01	9,44	0,00	6,05	0,13	0,00	98,44
CMHE CN	LOP34	55,80	0,01	27,41	0,37	0,01	9,57	0,00	5,94	0,11	0,00	99,22
CMHE III	LOP35	53,60	0,05	28,41	0,43	0,07	11,39	0,00	5,09	0,08	0,00	99,12
CMHE III	LOP35	54,13	0,08	28,52	0,47	0,05	11,35	0,00	5,16	0,07	0,00	99,83
CMHE III	LOP35	53,38	0,06	28,25	0,50	0,05	11,30	0,00	5,20	0,10	0,00	98,84
CMHE III	LOP35	52,66	0,04	28,30	0,44	0,03	11,41	0,00	5,10	0,07	0,00	98,05
CMHE III	LOP35	54,28	0,05	27,13	0,36	0,05	9,89	0,00	6,05	0,13	0,00	97,92
CMHE III	LOP35	52,56	0,04	28,70	0,48	0,04	11,70	0,00	4,75	0,09	0,00	98,36
CMHE III	LOP35	53,30	0,06	28,51	0,51	0,03	11,41	0,00	5,35	0,12	0,00	99,28
CMHE III	LOP35	54,97	0,06	27,93	0,64	0,05	10,90	0,00	5,23	0,15	0,00	99,94
CMHE III	LOP35	54,45	0,02	27,96	0,48	0,08	10,76	0,00	5,53	0,12	0,00	99,40
CMHE III	LOP35	54,40	0,06	27,87	0,54	0,08	10,58	0,00	5,53	0,11	0,00	99,17
CMHE III	LOP35	53,73	0,04	28,54	0,54	0,07	11,65	0,00	4,64	0,11	0,00	99,30
CMHE III	LOP35	53,60	0,09	28,45	0,49	0,04	11,51	0,00	4,93	0,09	0,00	99,21
CMHE III	LOP35	55,35	0,01	27,93	0,36	0,03	10,57	0,00	5,41	0,16	0,00	99,82
CMHE III	LOP35	53,22	0,08	28,57	0,49	0,06	11,93	0,00	4,79	0,10	0,00	99,24
CMHE III	LOP35	53,83	0,04	28,33	0,57	0,07	11,39	0,00	5,13	0,08	0,00	99,43
CMHE III	LOP35	53,89	0,08	27,83	0,46	0,05	10,54	0,00	5,38	0,11	0,00	98,33
CMHE III	LOP35	52,44	0,02	28,83	0,54	0,06	11,92	0,00	4,75	0,10	0,00	98,66
CMHE III	LOP35	54,08	0,06	28,37	0,59	0,04	11,29	0,00	5,00	0,17	0,00	99,59
CMHE III	LOP35	54,33	0,05	28,16	0,49	0,00	11,18	0,00	5,30	0,11	0,00	99,61
CMHE III	LOP35	60,88	0,02	24,41	0,31	0,03	6,21	0,00	7,93	0,23	0,00	100,02
CMHE III	LOP35	53,41	0,02	28,70	0,55	0,03	11,72	0,00	4,89	0,11	0,00	99,43
CMHE III	LOP35	54,18	0,05	28,46	0,46	0,04	11,51	0,00	5,15	0,08	0,00	99,93
CMHE III	LOP39	56,94	0,02	26,86	0,36	0,04	9,33	0,00	6,10	0,10	0,00	99,76
CMHE III	LOP39	56,26	0,04	26,92	0,32	0,01	9,31	0,00	6,17	0,12	0,00	99,16
CMHE III	LOP39	57,46	0,03	26,06	0,35	0,04	8,53	0,00	6,62	0,16	0,00	99,23
CMHE III	LOP39	57,87	0,02	25,61	0,32	0,01	7,75	0,00	7,04	0,18	0,00	98,81
CMHE III	LOP39	57,24	0,00	26,29	0,32	0,01	8,68	0,00	6,46	0,16	0,00	99,16
CMHE III	LOP39	57,14	0,04	25,83	0,35	0,04	8,24	0,00	7,11	0,17	0,00	98,92

Tabla 4.3 (Continuación).

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total
CMHE III	LOP39	56,88	0,05	26,78	0,32	0,03	9,26	0,00	6,49	0,13	0,00	99,95
CMHE III	LOP39	57,28	0,02	26,42	0,31	0,03	8,88	0,00	6,65	0,18	0,00	99,76
CMHE III	LOP39	56,30	0,05	26,27	0,40	0,02	8,99	0,00	6,67	0,13	0,00	98,84
CMHE III	LOP39	57,35	0,00	26,51	0,45	0,04	8,87	0,00	6,49	0,14	0,00	99,86
CMHE III	LOP39	56,66	0,02	27,22	0,32	0,00	9,55	0,00	5,86	0,13	0,00	99,77
CMHE III	LOP39	57,32	0,04	27,15	0,34	0,04	9,30	0,00	6,34	0,11	0,00	100,64
CMHE III	LOP39	57,48	0,03	26,85	0,23	0,03	8,99	0,00	6,55	0,13	0,00	100,30
CMHE III	LOP39	55,55	0,03	26,42	0,27	0,04	9,28	0,00	6,36	0,12	0,00	98,07
CMHE III	LOP39	56,18	0,03	26,46	0,28	0,03	9,44	0,00	6,04	0,14	0,00	98,59
CMHE III	LOP39	55,45	0,03	27,36	0,35	0,02	9,99	0,00	5,94	0,12	0,00	99,26
CMHE III	LOP39	56,07	0,05	27,30	0,42	0,04	9,58	0,00	6,22	0,13	0,00	99,79
CMHE III	LOP39	57,26	0,02	26,51	0,35	0,01	9,08	0,00	6,36	0,12	0,00	99,72
CMHE III	BB133	56,09	0,01	26,46	0,27	0,02	9,10	0,00	6,30	0,12	0,00	98,38
CMHE III	BB133	55,58	0,05	26,79	0,30	0,02	9,35	0,00	6,05	0,14	0,00	98,27
CMHE III	BB133	56,25	0,05	26,10	0,36	0,04	9,11	0,00	6,37	0,14	0,00	98,41
CMHE III	BB133	54,82	0,04	26,42	0,37	0,02	9,55	0,00	6,11	0,14	0,00	97,47
CMHE III	BB133	55,99	0,03	25,91	0,43	0,04	9,04	0,00	6,40	0,14	0,00	97,99
CMHE III	BB133	56,22	0,04	26,94	0,39	0,02	9,53	0,00	6,08	0,12	0,00	99,33
CMHE III	BB133	56,43	0,04	26,83	0,34	0,01	9,19	0,00	6,39	0,13	0,00	99,36
CMHE III	BB133	56,19	0,02	26,98	0,36	0,03	9,47	0,00	6,16	0,12	0,00	99,33
CMHE III	BB133	57,07	0,01	26,71	0,46	0,06	9,09	0,00	6,35	0,17	0,00	99,91
CMHE III	BB133	57,80	0,02	25,50	0,36	0,04	8,14	0,00	6,87	0,17	0,00	98,90
CMHE III	BB133	56,14	0,01	26,68	0,39	0,02	9,13	0,00	6,39	0,14	0,00	98,89
CMHE III	BB133	57,65	0,00	25,85	0,39	0,01	8,12	0,00	6,82	0,14	0,00	99,00
CMHE III	BB133	56,19	0,03	26,49	0,39	0,02	9,41	0,00	5,99	0,12	0,00	98,64
CMHE III	BB133	55,81	0,04	26,86	0,46	0,04	9,22	0,00	6,28	0,14	0,00	98,86
CMHE III	BB133	55,63	0,02	26,63	0,43	0,04	9,64	0,00	5,41	0,14	0,00	97,93
CMHE III	BB133	56,31	0,01	26,28	0,35	0,01	9,07	0,00	6,33	0,16	0,00	98,51
CMHE III	BB133	55,40	0,05	26,48	0,35	0,05	9,30	0,00	6,15	0,14	0,00	97,91
CMHE III	BB133	54,76	0,07	26,51	0,43	0,05	9,83	0,00	5,88	0,11	0,00	97,62
CMHE III	BB133	55,71	0,02	26,37	0,33	0,06	9,23	0,00	6,49	0,13	0,00	98,33
CMHE III	BB133	55,78	0,04	26,89	0,29	0,04	9,41	0,00	6,43	0,14	0,00	99,01
CMHE III	BB133	55,42	0,06	26,20	0,37	0,01	9,34	0,00	6,05	0,13	0,00	97,59
CMHE III	BB133	55,14	0,04	26,48	0,41	0,04	9,54	0,00	6,21	0,12	0,00	97,98
CMHE III	BB133	54,56	0,03	26,63	0,47	0,05	9,58	0,00	6,06	0,11	0,00	97,50
CMHE III	BB133	54,93	0,04	26,55	0,31	0,04	9,73	0,00	6,09	0,13	0,00	97,82
CMHE III	BB133	56,83	0,03	26,57	0,38	0,03	9,17	0,00	6,35	0,14	0,00	99,50
CMHE II	BB131	55,97	0,01	27,02	0,42	0,01	9,63	0,00	6,08	0,13	0,00	99,26
CMHE II	BB131	56,59	0,03	26,48	0,41	0,05	8,92	0,00	6,67	0,14	0,00	99,29
CMHE II	BB131	56,70	0,02	26,53	0,33	0,03	8,85	0,00	6,74	0,16	0,00	99,37
CMHE II	BB131	57,04	0,05	26,11	0,38	0,00	8,35	0,00	6,69	0,14	0,00	98,76
CMHE II	BB131	55,56	0,05	26,88	0,37	0,02	9,24	0,00	6,37	0,12	0,00	98,60
CMHE II	BB131	56,73	0,01	25,92	0,29	0,00	8,48	0,00	6,51	0,14	0,00	98,08
CMHE II	BB131	56,46	0,03	26,29	0,35	0,01	8,50	0,00	6,68	0,12	0,00	98,46
CMHE II	BB131	57,27	0,01	25,51	0,35	0,01	8,27	0,00	6,74	0,19	0,00	98,34
CMHE II	BB131	56,28	0,02	25,97	0,34	0,02	8,43	0,00	6,82	0,12	0,00	98,01
CMHE II	BB131	55,65	0,05	26,93	0,41	0,02	9,54	0,00	6,33	0,12	0,00	99,06
CMHE II	BB131	56,69	0,04	26,38	0,35	0,01	8,90	0,00	6,63	0,14	0,00	99,13
CMHE II	BB131	57,33	0,02	25,71	0,32	0,02	8,10	0,00	6,95	0,15	0,00	98,60
CMHE II	BB131	57,94	0,00	25,48	0,30	0,01	7,67	0,00	7,36	0,13	0,00	98,89
CMHE II	BB131	58,71	0,01	25,69	0,25	0,01	7,72	0,00	7,49	0,18	0,00	100,08
CMHE II	BB131	58,26	0,01	25,57	0,27	0,00	7,64	0,00	7,31	0,18	0,00	99,23
CMHE II	BB131	58,81	0,02	25,34	0,30	0,01	7,30	0,00	7,56	0,16	0,00	99,50

Tabla 4.3 (Continuación).

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total
CMHE II	BB131	57,77	0,03	26,21	0,30	0,00	8,30	0,00	7,11	0,18	0,00	99,89
CMHE II	BB131	58,02	0,03	25,39	0,32	0,01	7,79	0,00	7,05	0,21	0,00	98,83
CMHE II	BB131	57,88	0,01	25,85	0,36	0,01	7,87	0,00	7,21	0,19	0,00	99,38
CMHE II	BB131	57,78	0,04	26,16	0,55	0,01	8,35	0,00	6,88	0,14	0,00	99,92
CMHE II	BB131	56,75	0,02	26,14	0,49	0,01	8,31	0,00	6,87	0,15	0,00	98,74
CMHE II	BB131	59,89	0,02	23,84	0,31	0,00	5,91	0,00	8,47	0,25	0,00	98,68
CMHE II	BB131	60,58	0,00	23,78	0,32	0,02	5,65	0,00	8,18	0,28	0,00	98,82
CMHE II	BB131	56,38	0,00	26,68	0,42	0,02	8,88	0,00	6,43	0,13	0,00	98,95
CMHE II	BB131	56,04	0,03	27,60	0,36	0,03	9,28	0,00	6,29	0,12	0,00	99,75
CMHE II	BB131	56,80	0,00	26,61	0,26	0,01	8,70	0,00	6,50	0,12	0,00	99,01
CMHE II	BB131	56,91	0,03	26,59	0,35	0,04	8,58	0,00	6,62	0,15	0,00	99,27
CMHE II	BB130	55,13	0,04	27,33	0,43	0,04	10,18	0,00	5,94	0,11	0,00	99,19
CMHE II	BB130	55,71	0,00	26,62	0,37	0,04	9,33	0,00	6,14	0,13	0,00	98,33
CMHE II	BB130	55,98	0,01	26,45	0,40	0,03	9,26	0,00	6,24	0,14	0,00	98,50
CMHE II	BB130	55,18	0,04	26,70	0,37	0,02	9,52	0,00	6,23	0,11	0,00	98,16
CMHE II	BB130	56,04	0,03	26,64	0,39	0,05	9,22	0,00	6,20	0,11	0,00	98,69
CMHE II	BB130	57,94	0,02	25,93	0,35	0,01	8,39	0,00	6,74	0,15	0,00	99,54
CMHE II	BB130	57,04	0,06	25,81	0,29	0,00	8,84	0,00	6,43	0,15	0,00	98,62
CMHE II	BB130	58,56	0,00	25,00	0,23	0,00	7,45	0,00	7,03	0,18	0,00	98,45
CMHE II	BB130	55,90	0,06	26,67	0,31	0,02	9,39	0,00	6,02	0,11	0,00	98,46
CMHE II	BB130	56,08	0,03	26,96	0,25	0,03	9,44	0,00	6,05	0,12	0,00	98,96
CMHE II	BB130	55,51	0,04	26,84	0,38	0,03	9,66	0,00	6,02	0,10	0,00	98,57
CMHE II	BB130	55,88	0,07	27,26	0,37	0,02	9,91	0,00	5,94	0,12	0,00	99,58
CMHE II	BB130	56,50	0,06	26,77	0,35	0,03	9,49	0,00	6,17	0,14	0,00	99,51
CMHE II	BB130	57,54	0,00	25,28	0,27	0,01	8,18	0,00	6,85	0,16	0,00	98,28
CMHE II	BB130	55,94	0,02	26,80	0,38	0,04	9,46	0,00	6,00	0,13	0,00	98,78
CMHE II	BB130	55,63	0,08	26,72	0,35	0,01	9,51	0,00	6,21	0,11	0,00	98,63
CMHE II	BB130	55,49	0,05	26,70	0,31	0,04	9,69	0,00	5,87	0,11	0,00	98,26
CMHE II	BB130	56,49	0,01	25,47	0,28	0,01	8,67	0,00	6,43	0,15	0,00	97,51
CMHE II	BB130	56,16	0,04	27,01	0,38	0,04	9,59	0,00	6,07	0,13	0,00	99,42
CMHE II	BB130	56,43	0,03	25,90	0,31	0,04	8,63	0,00	6,63	0,15	0,00	98,12
CMHE II	BB130	58,33	0,05	25,17	0,25	0,01	7,73	0,00	7,01	0,19	0,00	98,72
CMHE I	LOP36	54,33	0,02	28,77	0,44	0,04	11,47	0,01	4,77	0,08	0,00	99,92
CMHE I	LOP36	54,82	0,03	28,06	0,61	0,09	10,99	0,01	5,28	0,14	0,00	100,03
CMHE I	LOP36	49,29	0,13	32,06	0,50	0,05	15,05	0,03	2,92	0,05	0,02	100,10
CMHE I	LOP36	53,22	0,04	29,21	0,45	0,04	11,60	0,04	4,54	0,08	0,00	99,22
CMHE I	LOP36	53,78	0,01	29,13	0,42	0,06	11,96	0,05	4,66	0,10	0,00	100,18
CMHE I	LOP36	55,83	0,05	27,70	0,61	0,09	10,06	0,02	5,52	0,14	0,00	100,01
CMHE I	LOP36	55,11	0,06	27,32	0,57	0,08	10,56	0,00	5,26	0,15	0,03	99,14
CMHE I	LOP36	53,29	0,00	28,95	0,54	0,07	12,06	0,00	4,59	0,10	0,01	99,62
CMHE I	LOP36	53,79	0,00	29,01	0,40	0,05	11,89	0,00	4,79	0,11	0,00	100,05
CMHE I	LOP36	54,54	0,01	28,43	0,43	0,04	11,39	0,00	4,88	0,12	0,00	99,83
CMHE I	LOP36	52,73	0,08	29,78	0,45	0,06	12,01	0,00	4,43	0,11	0,00	99,65
CMHE I	LOP36	53,66	0,02	29,26	0,46	0,10	11,79	0,00	4,80	0,06	0,00	100,14
CMHE I	LOP36	53,88	0,02	28,84	0,46	0,06	11,27	0,05	4,92	0,12	0,01	99,62
CMHE I	LOP36	54,94	0,06	27,95	0,55	0,08	10,68	0,00	5,34	0,12	0,00	99,72
CMHE I	LOP36	54,55	0,09	28,49	0,41	0,04	11,04	0,00	5,16	0,10	0,00	99,88
CMHE I	LOP36	54,88	0,06	27,93	0,58	0,05	10,74	0,00	5,04	0,07	0,01	99,37
CMHE I	LOP36	53,93	0,01	28,97	0,52	0,00	11,89	0,01	4,69	0,13	0,00	100,14
CMHE I	BB129	55,02	0,00	28,37	0,34	0,05	10,95	0,00	5,31	0,12	0,03	100,18
CMHE I	BB129	53,02	0,07	29,17	0,38	0,06	12,22	0,00	4,62	0,05	0,02	99,61
CMHE I	BB129	52,98	0,07	29,05	0,38	0,06	12,21	0,00	4,55	0,07	0,00	99,37
CMHE I	BB129	54,06	0,00	28,56	0,35	0,05	11,49	0,02	4,85	0,09	0,01	99,49

Tabla 4.3 (Continuación).

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total
CMHE I	BB129	54,71	0,05	28,01	0,46	0,08	11,04	0,01	5,15	0,12	0,00	99,61
CMHE I	BB129	54,69	0,01	28,33	0,49	0,07	11,31	0,04	5,07	0,14	0,00	100,16
CMHE I	BB129	53,28	0,05	29,00	0,49	0,05	12,20	0,02	4,74	0,12	0,05	100,00
CMHE I	BB129	54,25	0,03	28,46	0,49	0,06	11,59	0,00	4,77	0,10	0,02	99,77
CMHE I	BB129	54,83	0,04	27,77	0,60	0,07	10,62	0,00	5,41	0,10	0,00	99,46
CMHE I	BB129	54,22	0,06	28,34	0,44	0,08	11,53	0,00	4,84	0,09	0,00	99,60
CMHE I	BB129	53,89	0,05	28,93	0,47	0,05	11,80	0,00	4,56	0,09	0,00	99,84
CMHE I	BB129	56,00	0,01	27,30	0,39	0,03	10,50	0,00	5,27	0,13	0,00	99,63
CMHE I	BB129	54,41	0,02	28,43	0,37	0,06	11,37	0,00	4,92	0,10	0,00	99,68
CMHE I	LOP33	58,93	0,02	25,48	0,26	0,03	7,57	0,00	7,00	0,23	0,00	99,51
CMHE I	LOP33	58,50	0,07	25,60	0,20	0,00	7,96	0,01	6,96	0,21	0,00	99,51
CMHE I	LOP33	58,28	0,00	25,62	0,14	0,04	7,96	0,00	6,73	0,20	0,00	98,97
CMHE I	LOP33	57,92	0,05	26,15	0,21	0,00	8,10	0,00	6,89	0,24	0,00	99,57
CMHE I	LOP33	50,94	0,01	30,12	0,71	0,12	13,75	0,00	3,59	0,07	0,01	99,32
CMHE I	LOP33	51,16	0,07	30,01	0,63	0,11	13,66	0,06	3,50	0,07	0,03	99,32
CMHE I	LOP33	53,04	0,07	28,53	1,03	0,13	12,41	0,01	4,29	0,13	0,00	99,64
CMHE I	LOP33	51,41	0,01	29,94	0,66	0,11	13,68	0,02	3,61	0,04	0,02	99,50
CMHE I	LOP33	47,87	0,03	31,62	0,55	0,07	16,07	0,00	2,33	0,05	0,00	98,58
CMHE I	LOP33	47,55	0,10	32,08	0,58	0,06	16,67	0,00	2,13	0,00	0,00	99,19
CMHE I	LOP33	57,57	0,04	26,16	0,24	0,04	8,25	0,00	6,66	0,17	0,00	99,12
CMHE I	LOP33	58,90	0,08	25,12	0,28	0,00	7,46	0,00	6,98	0,28	0,01	99,09
CMHE I	LOP31A	53,15	0,03	28,94	0,41	0,04	11,73	0,00	4,83	0,11	0,00	99,23
CMHE I	LOP31A	51,67	0,07	29,57	0,61	0,10	12,76	0,00	4,46	0,08	0,00	99,30
CMHE I	LOP31A	53,02	0,07	28,03	0,71	0,07	11,37	0,00	5,17	0,08	0,00	98,53
CMHE I	LOP31A	53,53	0,06	28,40	0,68	0,09	11,36	0,00	5,18	0,09	0,00	99,37
CMHE I	LOP31A	51,69	0,05	29,21	0,79	0,09	12,69	0,00	4,47	0,07	0,00	99,05
CMHE I	LOP31A	51,34	0,06	28,91	0,83	0,11	12,56	0,00	4,60	0,08	0,00	98,49
CMHE I	LOP31A	51,60	0,06	28,85	0,83	0,05	12,52	0,00	4,56	0,08	0,00	98,56
CMHE I	LOP31A	53,54	0,11	28,22	0,68	0,07	11,39	0,00	5,19	0,10	0,00	99,30
CMHE I	LOP31A	53,10	0,08	28,72	0,73	0,13	11,70	0,00	4,99	0,10	0,00	99,56
CMHE I	LOP31A	56,70	0,07	26,36	0,36	0,02	8,80	0,00	6,68	0,15	0,00	99,15
CMHE I	LOP31A	56,69	0,06	26,63	0,36	0,03	8,96	0,00	6,28	0,17	0,00	99,18
CMHE I	LOP31A	56,11	0,02	27,15	0,36	0,04	9,49	0,00	6,16	0,14	0,00	99,47
CMHE I	LOP31A	55,33	0,03	27,18	0,40	0,03	9,62	0,00	6,06	0,13	0,00	98,78
CMHE I	LOP31A	56,12	0,04	26,64	0,36	0,03	9,26	0,00	6,35	0,17	0,00	98,97
CMHE I	LOP31A	55,55	0,04	26,94	0,36	0,02	9,48	0,00	6,26	0,13	0,00	98,79
CMHE I	LOP31A	56,57	0,02	25,94	0,39	0,03	8,54	0,00	6,67	0,17	0,00	98,33
CMHE I	LOP20	54,28	0,02	27,44	0,42	0,03	10,41	0,00	5,72	0,12	0,00	98,44
CMHE I	LOP20	54,94	0,05	27,45	0,48	0,05	10,04	0,00	5,70	0,12	0,00	98,82
CMHE I	LOP20	55,11	0,03	27,12	0,48	0,02	10,02	0,00	5,66	0,12	0,00	98,56
CMHE I	LOP20	54,92	0,04	27,42	0,47	0,05	9,90	0,00	5,81	0,13	0,00	98,74
CMHE I	LOP20	54,83	0,05	26,69	0,42	0,08	9,67	0,00	6,03	0,13	0,00	97,91
CMHE I	LOP20	54,51	0,04	27,33	0,47	0,03	10,22	0,00	5,80	0,12	0,00	98,51
CMHE I	LOP20	55,05	0,03	26,55	0,26	0,01	9,86	0,00	6,11	0,13	0,00	97,99
CMHE I	LOP20	55,50	0,07	26,96	0,42	0,01	9,75	0,00	6,03	0,15	0,00	98,89
CMHE I	LOP20	54,89	0,00	26,84	0,42	0,06	9,79	0,00	5,95	0,12	0,00	98,07
CMHE I	LOP20	56,12	0,06	26,28	0,40	0,05	9,42	0,00	6,27	0,14	0,00	98,74
CMHE I	LOP20	55,12	0,05	26,41	0,38	0,05	9,58	0,00	6,06	0,13	0,00	97,78
CMHE I	LOP20	55,81	0,01	27,31	0,38	0,02	9,79	0,00	6,11	0,15	0,00	99,57
CMHE I	LOP20	55,76	0,06	26,95	0,35	0,01	9,64	0,00	6,19	0,15	0,00	99,10
CMHE I	LOP20	54,54	0,05	26,87	0,44	0,05	10,08	0,00	5,62	0,11	0,00	97,76
CMHE I	LOP20	55,99	0,05	26,57	0,38	0,03	9,33	0,00	6,10	0,14	0,00	98,59
CMHE I	LOP20	55,38	0,01	26,49	0,37	0,01	9,59	0,00	6,06	0,13	0,00	98,05

Tabla 4.3 (Continuación).

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total
CMHE I	LOP20	56,13	0,06	26,79	0,40	0,04	9,48	0,00	6,02	0,14	0,00	99,07
CMHE I	LOP20	55,48	0,03	26,74	0,39	0,04	9,63	0,00	6,04	0,12	0,00	98,48
CMHE I	LOP20	56,24	0,05	25,59	0,36	0,00	8,77	0,00	6,43	0,15	0,00	97,59
CMHE I	LOP20	55,49	0,03	26,84	0,43	0,03	9,46	0,00	6,02	0,13	0,00	98,42
CMHE I	LOP20	54,84	0,04	27,05	0,41	0,04	10,06	0,00	5,57	0,11	0,00	98,11
CMHE I	LOP20	55,86	0,04	26,86	0,44	0,03	9,64	0,00	6,18	0,13	0,00	99,17
CMHE I	LOP20	54,11	0,05	27,65	0,44	0,02	10,72	0,00	5,43	0,13	0,00	98,54
CMHE I	LOP20	55,52	0,01	26,81	0,43	0,04	9,64	0,00	5,73	0,11	0,00	98,30
CMHE I	LOP20	55,54	0,02	26,82	0,31	0,06	9,58	0,00	5,93	0,14	0,00	98,41
CMHW	LOP43	54,23	0,06	27,14	0,63	0,07	10,49	0,00	5,65	0,13	0,00	98,40
CMHW	LOP43	54,74	0,07	27,73	0,59	0,05	11,01	0,00	5,22	0,14	0,00	99,55
CMHW	LOP43	55,78	0,07	26,19	0,75	0,05	9,39	0,00	6,37	0,24	0,00	98,82
CMHW	LOP43	53,65	0,07	27,57	0,62	0,07	10,94	0,00	5,46	0,14	0,00	98,52
CMHW	LOP43	54,36	0,05	27,25	0,52	0,06	10,44	0,00	5,67	0,17	0,00	98,52
CMHW	LOP43	55,53	0,09	26,54	0,84	0,07	9,73	0,00	6,11	0,21	0,00	99,12
CMHW	LOP43	52,88	0,07	28,82	0,44	0,05	12,01	0,00	4,71	0,10	0,00	99,08
CMHW	LOP43	51,79	0,07	28,80	0,52	0,04	12,01	0,00	4,87	0,10	0,00	98,21
CMHW	LOP43	56,67	0,13	25,91	1,00	0,06	9,28	0,00	6,24	0,27	0,00	99,56
CMHW	LOP43	59,99	0,11	24,04	0,77	0,03	6,46	0,00	7,96	0,42	0,00	99,77
CMHW	LOP43	54,91	0,08	27,31	0,66	0,07	10,57	0,00	5,50	0,19	0,00	99,30
CMHW	LOP43	56,13	0,07	25,56	0,76	0,06	8,89	0,00	6,25	0,24	0,00	97,96
CMHW	LOP43	55,31	0,07	27,20	0,68	0,04	10,12	0,00	5,53	0,19	0,00	99,14
CMHW	LOP43	56,09	0,13	26,49	0,81	0,05	9,70	0,00	6,07	0,18	0,00	99,53
CMHW	LOP43	53,85	0,08	27,84	0,67	0,06	11,37	0,00	5,10	0,12	0,00	99,10
CMHW	LOP43	54,12	0,05	27,28	0,54	0,07	10,73	0,00	5,55	0,13	0,00	98,46
CMHW	LOP43	53,92	0,07	27,85	0,58	0,05	11,44	0,00	5,17	0,10	0,00	99,18
CMHW	LOP43	54,85	0,04	27,64	0,61	0,05	10,92	0,00	5,49	0,14	0,00	99,74
CMHW	LOP43	54,06	0,06	27,92	0,62	0,04	11,22	0,00	5,16	0,16	0,00	99,24
CMHW	LOP43	53,70	0,05	27,57	0,63	0,08	11,17	0,00	5,23	0,14	0,00	98,56
CMHW	LOP43	54,59	0,03	27,51	0,65	0,04	10,66	0,00	5,73	0,21	0,00	99,42
CMHW	LOP43	55,15	0,06	27,20	0,78	0,01	10,45	0,00	5,75	0,15	0,00	99,54
CMHW	LOP43	55,12	0,08	26,94	0,60	0,04	10,38	0,00	5,61	0,16	0,00	98,95
CMHW	LOP43	55,84	0,04	27,03	0,61	0,04	10,20	0,00	5,97	0,19	0,00	99,92
CMHW	LOP43	56,11	0,04	26,84	0,41	0,03	9,93	0,00	6,01	0,14	0,00	99,52
CMHW	LOP43	57,64	0,06	25,76	0,34	0,04	8,86	0,00	6,75	0,16	0,00	99,60
CMHW	LOP43	58,54	0,06	25,27	0,36	0,02	7,92	0,00	6,91	0,17	0,00	99,25
CMHW	LOP43	55,26	0,13	27,07	0,57	0,05	10,42	0,00	5,77	0,20	0,00	99,46
CMHW	BB43A	50,86	0,05	29,86	0,85	0,07	13,76	0,01	3,56	0,08	0,00	99,10
CMHW	BB43A	51,55	0,04	30,14	0,82	0,05	13,46	0,00	3,58	0,08	0,00	99,72
CMHW	BB43A	46,51	0,00	33,37	0,60	0,04	17,68	0,00	1,48	0,04	0,00	99,73
CMHW	BB43A	46,73	0,01	33,14	0,69	0,07	17,47	0,00	1,53	0,01	0,00	99,64
CMHW	BB43A	50,11	0,07	30,75	0,62	0,09	14,67	0,04	3,19	0,04	0,01	99,61
CMHW	BB43A	53,28	0,10	28,40	0,93	0,07	11,65	0,00	4,85	0,07	0,01	99,36
CMHW	BB43A	50,13	0,07	30,34	0,62	0,09	14,58	0,01	3,46	0,07	0,00	99,38
CMHW	BB43A	50,58	0,00	30,46	0,62	0,08	14,68	0,01	3,41	0,06	0,03	99,92
CMHW	BB43A	46,65	0,04	32,98	0,63	0,05	17,53	0,00	1,66	0,01	0,01	99,56
CMHW	BB43A	46,37	0,00	33,60	0,60	0,06	17,86	0,01	1,48	0,00	0,01	100,00
CMHW	BB43A	50,42	0,01	30,53	0,55	0,07	14,67	0,00	3,20	0,02	0,00	99,48
CMHW	BB43A	51,10	0,00	30,33	0,77	0,10	13,99	0,03	3,47	0,07	0,00	99,86
CMHW	BB43A	59,09	0,13	24,19	1,12	0,07	6,70	0,00	7,59	0,35	0,03	99,26
CMHW	BB43A	50,85	0,05	29,99	0,63	0,08	14,18	0,00	3,38	0,06	0,00	99,22
CMHW	BB43A	51,78	0,01	29,59	0,76	0,04	13,12	0,03	4,19	0,10	0,00	99,61
CMHW	BB43A	49,75	0,04	30,79	0,64	0,05	14,80	0,02	3,35	0,03	0,00	99,48

Tabla 4.3 (Continuación).

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total
CMHW	BB43A	45,83	0,01	33,35	0,60	0,05	17,57	0,00	1,55	0,02	0,02	99,00
CMHW	BB43A	56,49	0,06	26,30	0,86	0,08	9,77	0,00	5,86	0,21	0,00	99,62
CMHW	BB42	45,61	0,00	34,26	0,35	0,08	18,17	0,04	1,03	0,00	0,04	99,57
CMHW	BB42	46,67	0,00	33,75	0,38	0,09	17,44	0,03	1,66	0,03	0,00	100,04
CMHW	BB42	45,14	0,08	29,79	0,60	0,10	14,71	0,01	3,92	0,04	0,00	94,39
CMHW	BB42	45,01	0,06	34,19	0,35	0,09	18,50	0,00	0,95	0,01	0,00	99,16
CMHW	BB42	52,30	0,06	29,27	0,87	0,14	12,79	0,00	4,23	0,12	0,00	99,78

Tabla 4.4 Resultados de los análisis de los microlitos de plagioclasa de los conos monogenéticos.

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total
CMHE CN	LOP34	56,13	0,02	26,40	0,52	0,04	9,04	0,00	6,33	0,15	0,00	98,63
CMHE CN	LOP34	54,81	0,06	27,10	0,72	0,06	10,28	0,00	5,99	0,12	0,00	99,12
CMHE CN	LOP34	56,13	0,06	26,36	0,51	0,07	9,25	0,00	6,40	0,09	0,00	98,87
CMHE CN	LOP34	54,35	0,04	27,82	0,65	0,05	10,88	0,00	5,60	0,14	0,00	99,52
CMHE CN	LOP34	54,80	0,02	27,51	0,65	0,06	10,37	0,00	5,75	0,09	0,00	99,26
CMHE III	LOP35	52,95	0,05	27,26	0,63	0,04	10,35	0,00	5,58	0,17	0,00	97,03
CMHE III	LOP35	54,27	0,03	28,00	0,55	0,02	10,90	0,00	5,26	0,13	0,00	99,17
CMHE III	LOP35	53,05	0,07	28,71	0,57	0,04	11,80	0,00	4,93	0,11	0,00	99,28
CMHE III	LOP35	57,17	0,11	26,04	0,84	0,05	8,66	0,00	6,59	0,26	0,00	99,72
CMHE III	LOP39	58,78	0,04	25,17	0,61	0,05	7,56	0,00	7,29	0,18	0,00	99,68
CMHE III	LOP39	59,04	0,00	26,12	0,50	0,06	8,36	0,00	6,57	0,15	0,00	100,80
CMHE III	BB133	56,79	0,03	26,27	0,47	0,01	9,00	0,00	6,41	0,15	0,00	99,14
CMHE II	BB131	60,42	0,06	23,60	0,57	0,04	5,97	0,00	7,74	0,53	0,00	98,93
CMHE II	BB131	56,10	0,03	26,91	0,38	0,02	9,43	0,00	6,65	0,10	0,00	99,62
CMHE II	BB131	56,19	0,03	26,81	0,32	0,02	9,22	0,00	6,40	0,11	0,00	99,11
CMHE I	BB129	55,28	0,09	27,50	0,55	0,08	10,78	0,03	5,34	0,10	0,00	99,74
CMHE I	BB129	56,33	0,08	26,79	0,84	0,09	9,79	0,02	5,77	0,19	0,00	99,90
CMHE I	BB129	56,96	0,05	26,14	0,70	0,10	9,25	0,01	6,05	0,20	0,03	99,50
CMHE I	BB129	55,40	0,00	27,59	0,63	0,06	10,70	0,06	5,52	0,10	0,00	100,05
CMHE I	BB129	54,88	0,06	27,94	0,54	0,04	10,67	0,00	5,41	0,14	0,00	99,68
CMHE I	LOP33	51,58	0,08	29,56	0,74	0,13	13,47	0,00	3,78	0,06	0,00	99,41
CMHE I	LOP33	52,80	0,05	29,20	0,62	0,07	12,53	0,00	4,41	0,08	0,00	99,78
CMHE I	LOP33	52,21	0,10	29,25	0,65	0,08	12,95	0,01	4,00	0,09	0,05	99,39
CMHE I	LOP31A	53,19	0,06	28,28	0,63	0,04	11,48	0,00	5,14	0,08	0,00	98,90
CMHE I	LOP31A	48,37	0,07	26,11	0,64	0,11	10,81	0,00	3,93	0,10	0,00	90,13
CMHE I	LOP31A	53,65	0,10	28,07	0,87	0,09	11,13	0,00	5,23	0,11	0,00	99,26
CMHE I	LOP31A	53,35	0,06	28,66	0,69	0,06	11,60	0,00	4,80	0,10	0,00	99,33
CMHE I	LOP31A	58,58	0,03	25,28	0,49	0,03	7,92	0,00	7,13	0,23	0,00	99,69
CMHE I	LOP31A	53,18	0,10	28,47	0,60	0,08	11,49	0,00	5,13	0,08	0,00	99,12
CMHE I	LOP31A	52,29	0,07	28,73	0,75	0,11	12,12	0,00	4,67	0,11	0,00	98,83
CMHE I	LOP31A	51,67	0,06	28,99	0,73	0,11	12,82	0,00	4,52	0,07	0,00	98,97
CMHE I	LOP31A	54,67	0,11	27,23	0,66	0,08	10,26	0,00	5,76	0,15	0,00	98,94
CMHE I	LOP31A	53,48	0,08	27,81	0,71	0,09	11,02	0,00	5,19	0,11	0,00	98,49
CMHE I	LOP31A	54,01	0,05	28,04	0,69	0,09	11,15	0,00	5,48	0,10	0,00	99,61
CMHE I	LOP31A	53,00	0,09	28,40	0,67	0,08	11,66	0,00	4,87	0,11	0,00	98,89
CMHE I	LOP31A	52,69	0,07	29,19	0,68	0,09	12,12	0,00	4,80	0,11	0,00	99,76
CMHE I	LOP31A	59,05	0,34	22,76	1,80	0,13	6,82	0,00	6,56	0,91	0,00	98,37
CMHE I	LOP31A	59,92	0,18	23,69	1,20	0,08	7,39	0,00	6,28	1,07	0,00	99,81
CMHE I	LOP31A	61,61	0,31	22,09	1,56	0,06	5,79	0,00	6,49	1,56	0,00	99,47
CMHE I	LOP20	54,43	0,04	27,63	0,42	0,04	10,30	0,00	5,63	0,10	0,00	98,58
CMHE I	LOP20	58,90	0,10	24,89	0,76	0,04	7,25	0,00	7,33	0,64	0,00	99,91

Tabla 4.4 (Continuación).

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total
CMHW	LOP43	54,12	0,11	27,82	0,71	0,07	10,93	0,00	5,46	0,17	0,00	99,38
CMHW	LOP43	55,23	0,10	26,91	0,68	0,06	9,99	0,00	5,84	0,19	0,00	99,01
CMHW	LOP43	55,35	0,11	26,76	0,71	0,04	10,04	0,00	5,69	0,16	0,00	98,86
CMHW	LOP43	56,27	0,10	26,03	0,89	0,05	8,95	0,00	6,41	0,25	0,00	98,95
CMHW	LOP43	55,87	0,08	26,68	0,67	0,08	9,80	0,00	6,00	0,18	0,00	99,35
CMHW	LOP43	55,27	0,08	27,15	0,82	0,01	10,46	0,00	5,59	0,19	0,00	99,58
CMHW	LOP43	55,46	0,06	26,89	0,59	0,02	10,02	0,00	5,85	0,18	0,00	99,07
CMHW	LOP43	54,67	0,07	27,10	0,59	0,05	10,55	0,00	5,55	0,17	0,00	98,75
CMHW	LOP43	55,82	0,08	26,50	0,68	0,07	9,73	0,00	6,06	0,21	0,00	99,15
CMHW	LOP43	54,92	0,09	26,95	0,83	0,06	10,80	0,00	5,61	0,17	0,00	99,42
CMHW	BB42	53,97	0,05	28,24	0,94	0,13	11,88	0,00	4,80	0,12	0,00	100,13
CMHW	BB42	46,33	0,05	33,33	0,44	0,13	17,90	0,00	1,50	0,01	0,00	99,71
CMHW	BB42	50,30	0,06	30,60	0,70	0,09	13,78	0,03	3,65	0,05	0,00	99,28
CMHW	BB42	50,65	0,04	29,89	0,68	0,10	13,77	0,03	3,62	0,05	0,00	98,85
CMHW	BB42	51,02	0,06	30,34	0,71	0,08	13,99	0,03	3,50	0,04	0,00	99,77
CMHW	BB42	50,96	0,03	29,92	0,82	0,10	13,88	0,00	3,47	0,02	0,01	99,22

Tabla 4.5 Resultados de los análisis de los olivinos del estratovolcán.

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Total
L IV	LOP45	35,38	0,01	0,00	0,02	38,48	0,93	25,25	0,14	0,00	0,00	100,19
L IV	LOP45	37,81	0,00	0,02	0,02	27,65	0,45	34,84	0,24	0,00	0,00	101,03
L IV	LOP45	37,17	0,03	0,00	0,00	28,06	0,48	34,13	0,19	0,03	0,00	100,08
L IV	LOP18	36,67	0,03	0,01	0,00	29,66	0,60	33,25	0,18	0,00	0,00	100,40
L III	BB121	36,79	0,02	0,01	0,05	31,69	0,57	31,69	0,18	0,00	0,01	101,03
L III	BB121	36,95	0,05	0,01	0,01	30,86	0,63	31,43	0,21	0,00	0,02	100,17
L III	BB121	36,95	0,04	0,01	0,04	31,44	0,58	31,58	0,20	0,00	0,03	100,87
L III	BB121	36,18	0,04	0,06	0,02	34,52	0,76	27,65	0,20	0,01	0,02	99,45
L III	BB121	36,94	0,05	0,04	0,00	31,32	0,62	31,64	0,18	0,00	0,00	100,79
L III	BB121	36,84	0,02	0,03	0,00	31,54	0,56	31,49	0,22	0,03	0,00	100,72
L III	BB121	36,84	0,05	0,03	0,00	31,22	0,60	31,52	0,18	0,02	0,03	100,51
L III	BB121	36,53	0,07	0,00	0,00	31,62	0,59	30,53	0,25	0,00	0,02	99,61
L III	BB120	36,35	0,07	0,06	0,00	30,52	0,53	30,92	0,15	0,00	0,22	98,81
L III	BB120	36,91	0,02	0,01	0,00	33,03	0,59	30,00	0,22	0,03	0,01	100,80
L III	BB120	37,00	0,03	0,01	0,07	31,36	0,59	31,20	0,20	0,01	0,00	100,48
L III	BB120	37,19	0,06	0,02	0,00	31,24	0,52	31,55	0,24	0,00	0,00	100,83
L III	BB120	37,06	0,05	0,04	0,00	30,89	0,58	31,14	0,15	0,00	0,00	99,92
L III	BB120	37,13	0,03	0,01	0,01	31,32	0,63	31,36	0,19	0,00	0,01	100,68
L III	BB120	36,79	0,00	0,02	0,01	31,44	0,63	31,50	0,16	0,01	0,00	100,56
L III	BB120	37,15	0,06	0,03	0,00	31,23	0,61	31,34	0,22	0,00	0,03	100,67
L III	BB120	36,85	0,01	0,01	0,00	31,57	0,55	31,24	0,16	0,00	0,05	100,45
L III	BB120	37,22	0,01	0,01	0,00	31,17	0,50	31,45	0,24	0,00	0,03	100,62
L III	LOP17	36,68	0,04	0,02	0,00	29,58	0,56	33,68	0,18	0,00	0,00	100,75
L III	LOP17	36,74	0,03	0,01	0,00	29,88	0,60	33,52	0,19	0,00	0,00	100,96
L III	LOP17	35,89	0,08	0,00	0,00	30,65	0,52	33,02	0,19	0,00	0,00	100,36
L III	LOP17	36,10	0,04	0,00	0,00	33,18	0,65	30,71	0,26	0,00	0,00	100,93
L III	LOP17	36,25	0,01	0,04	0,00	29,15	0,55	33,57	0,17	0,00	0,00	99,76
L III	LOP17	36,37	0,03	0,00	0,00	30,21	0,51	32,74	0,18	0,00	0,00	100,04
L II	LOP46	34,53	0,02	0,00	0,01	38,49	0,89	26,47	0,24	0,00	0,00	100,65
L II	LOP46	34,29	0,02	0,04	0,00	39,15	0,91	26,05	0,24	0,00	0,00	100,69
L II	LOP46	36,40	0,04	0,00	0,00	33,79	0,73	30,53	0,18	0,00	0,00	101,67
L II	LOP46	36,64	0,01	0,02	0,00	27,93	0,51	35,38	0,20	0,00	0,00	100,69

Tabla 4.5 (Continuación).

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Total
L II	LOP46	36,08	0,05	0,00	0,00	27,88	0,55	35,27	0,19	0,00	0,00	100,02
L II	LOP46	34,95	0,02	0,00	0,03	38,71	1,02	26,37	0,23	0,00	0,00	101,35
L II	LOP46	34,86	0,08	0,00	0,00	38,00	0,86	26,65	0,28	0,00	0,00	100,74
L II	LOP46	35,11	0,01	0,00	0,00	35,63	0,80	29,00	0,19	0,00	0,00	100,74
L II	LOP46	35,41	0,03	0,01	0,00	35,67	0,72	29,18	0,17	0,00	0,00	101,20
L II	LOP46	35,63	0,02	0,00	0,00	36,49	0,80	28,77	0,22	0,00	0,00	101,94
L II	LOP46	34,99	0,03	0,00	0,00	36,68	0,84	27,67	0,22	0,00	0,00	100,43
L II	LOP46	36,48	0,03	0,00	0,00	34,36	0,88	30,00	0,21	0,00	0,00	101,95
L II	LOP46	34,28	0,03	0,01	0,00	38,06	0,84	25,76	0,21	0,00	0,00	99,19
L II	LOP46	34,69	0,03	0,02	0,00	37,17	0,79	26,44	0,19	0,00	0,00	99,33
L II	LOP46	35,86	0,00	0,02	0,00	33,41	0,71	30,29	0,19	0,00	0,00	100,48
L II	LOP46	37,17	0,04	0,01	0,00	28,01	0,46	35,07	0,16	0,00	0,00	100,92
L II	LOP46	36,73	0,03	0,00	0,00	28,09	0,56	34,84	0,21	0,00	0,00	100,46
L II	LOP46	34,53	0,01	0,00	0,00	38,52	0,91	25,90	0,21	0,00	0,00	100,08
L II	LOP46	34,57	0,03	0,00	0,00	37,33	0,90	26,48	0,22	0,00	0,00	99,54
L II	LOP46	35,33	0,03	0,00	0,00	35,23	0,82	29,63	0,20	0,00	0,00	101,24
L II	LOP46	34,78	0,02	0,00	0,00	34,34	0,75	28,73	0,15	0,00	0,00	98,77
L II	LOP46	35,20	0,02	0,00	0,00	35,86	0,77	27,69	0,18	0,00	0,00	99,72
L II	LOP46	34,84	0,04	0,01	0,00	36,05	0,89	27,42	0,23	0,00	0,00	99,49
L II	LOP41	36,90	0,00	0,03	0,00	32,48	0,55	30,48	0,17	0,00	0,02	100,63
L II	LOP41	36,26	0,08	0,03	0,01	34,85	0,75	28,43	0,22	0,00	0,01	100,62
L II	LOP41	36,83	0,07	0,00	0,01	32,74	0,59	30,82	0,17	0,02	0,00	101,24
L II	LOP41	36,83	0,05	0,00	0,04	32,29	0,57	30,67	0,22	0,00	0,03	100,71
L II	LOP41	36,29	0,00	0,00	0,03	35,26	0,77	28,20	0,21	0,00	0,02	100,78
L II	LOP41	36,55	0,01	0,04	0,00	32,36	0,65	30,69	0,18	0,03	0,00	100,51
L II	LOP41	36,86	0,04	0,04	0,00	32,23	0,62	30,74	0,16	0,03	0,00	100,71
L II	LOP41	36,91	0,06	0,01	0,03	32,41	0,62	30,63	0,24	0,00	0,00	100,90
L II	LOP41	36,78	0,00	0,01	0,00	32,34	0,64	30,49	0,25	0,01	0,01	100,54
L II	LOP41	36,78	0,02	0,00	0,03	32,39	0,57	30,84	0,17	0,00	0,00	100,80
L II	LOP41	36,70	0,03	0,00	0,01	32,45	0,63	30,64	0,16	0,04	0,01	100,67
L II	LOP41	36,71	0,00	0,00	0,00	32,54	0,70	30,79	0,21	0,01	0,00	100,96
L II	LOP42	36,92	0,04	0,01	0,00	30,93	0,55	31,32	0,19	0,02	0,01	99,98
L II	LOP42	36,83	0,02	0,06	0,00	30,11	0,62	32,09	0,15	0,00	0,00	99,87
L II	LOP42	36,56	0,06	0,01	0,00	33,52	0,62	29,60	0,23	0,00	0,02	100,61
L II	LOP42	36,73	0,05	0,03	0,04	31,89	0,56	31,21	0,18	0,00	0,01	100,71
L II	LOP42	35,36	0,03	0,02	0,00	39,95	0,79	23,90	0,25	0,00	0,03	100,34
L II	LOP42	36,93	0,07	0,04	0,00	30,35	0,56	32,48	0,19	0,00	0,01	100,62
L II	LOP42	35,82	0,11	0,03	0,00	36,69	0,70	27,21	0,22	0,00	0,01	100,79
L II	LOP42	36,35	0,06	0,01	0,00	33,11	0,58	29,97	0,18	0,00	0,01	100,26
L II	BB119	37,02	0,03	0,00	0,00	30,78	0,62	31,95	0,16	0,00	0,00	100,57
L II	BB119	37,28	0,03	0,04	0,01	30,27	0,62	32,02	0,20	0,01	0,02	100,52
L II	BB119	37,22	0,03	0,01	0,00	29,92	0,59	31,77	0,18	0,00	0,02	99,74
L II	BB119	37,02	0,02	0,01	0,00	30,33	0,53	31,82	0,17	0,00	0,00	99,90
L II	BB119	37,08	0,01	0,04	0,04	30,77	0,59	32,36	0,20	0,00	0,00	101,09
L II	BB119	37,27	0,01	0,03	0,00	30,46	0,60	32,10	0,16	0,00	0,00	100,64
L I	LOP2	36,97	0,01	0,00	0,00	26,96	0,47	35,46	0,18	0,00	0,00	100,05
L I	LOP2	36,23	0,05	0,03	0,00	31,06	0,69	32,89	0,18	0,00	0,00	101,12
L I	LOP2	36,06	0,05	0,01	0,00	30,10	0,55	33,89	0,19	0,00	0,00	100,84
L I	LOP2	35,95	0,02	0,00	0,00	29,72	0,60	33,48	0,15	0,00	0,00	99,93
L I	LOP2	36,20	0,03	0,01	0,00	29,24	0,63	33,61	0,18	0,00	0,00	99,90
L I	LOP36	35,81	0,03	0,03	0,00	37,28	0,89	26,80	0,19	0,00	0,00	101,04
L I	LOP36	35,72	0,15	0,00	0,00	38,56	0,82	25,85	0,26	0,00	0,01	101,36

Tabla 4.5 (Continuación).

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Total
LI	LOP36	35,73	0,10	0,01	0,00	37,10	0,85	26,90	0,17	0,01	0,00	100,86
LI	LOP36	35,83	0,03	0,04	0,00	37,25	0,77	26,66	0,21	0,00	0,00	100,78
LI	LOP36	35,78	0,04	0,01	0,00	37,26	0,82	26,51	0,23	0,01	0,00	100,65
LI	LOP36	35,47	0,00	0,05	0,00	37,47	0,86	26,00	0,21	0,01	0,04	100,11
LI	LOP36	36,02	0,02	0,02	0,03	36,64	0,79	26,74	0,19	0,00	0,02	100,47
LI	LOP19	36,59	0,00	0,00	0,00	34,31	0,67	29,25	0,25	0,01	0,00	101,07
LI	LOP19	36,93	0,04	0,02	0,01	31,65	0,52	31,05	0,20	0,00	0,03	100,45
LI	LOP19	36,54	0,04	0,00	0,03	33,62	0,60	28,76	0,20	0,00	0,00	99,79
LI	LOP19	37,38	0,06	0,06	0,00	28,69	0,45	33,97	0,19	0,00	0,00	100,79
LI	LOP19	37,80	0,05	0,04	0,00	28,33	0,56	34,05	0,20	0,00	0,01	101,03
LI	LOP19	37,59	0,03	0,00	0,00	27,60	0,50	34,38	0,21	0,00	0,00	100,31
LI	LOP19	35,56	0,00	0,00	0,00	38,11	0,73	25,32	0,21	0,03	0,01	99,98

Tabla 4.6 Resultados de los análisis de los olivinos de los conos monogénéticos.

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Total
CMHE CN	LOP34	33,61	0,02	0,01	0,00	45,57	1,06	19,23	0,27	0,00	0,00	99,77
CMHE CN	LOP34	33,56	0,06	0,01	0,00	45,79	1,25	19,08	0,23	0,00	0,00	99,98
CMHE CN	LOP34	33,81	0,05	0,00	0,00	44,56	1,03	20,81	0,27	0,00	0,00	100,52
CMHE CN	LOP34	34,73	0,04	0,00	0,00	41,28	0,94	23,74	0,23	0,00	0,00	100,96
CMHE CN	LOP34	35,19	0,06	0,00	0,00	36,07	0,83	28,02	0,22	0,00	0,00	100,38
CMHE CN	LOP34	34,45	0,02	0,00	0,00	42,99	1,13	21,93	0,23	0,00	0,00	100,75
CMHE CN	LOP34	33,38	0,10	0,13	0,00	49,86	0,99	19,40	1,11	0,00	0,00	104,70
CMHE CN	LOP34	34,90	0,08	0,05	0,00	41,58	0,77	27,26	0,16	0,00	0,00	104,81
CMHE III	LOP35	34,04	0,04	0,00	0,02	42,25	1,01	22,59	0,25	0,00	0,00	100,20
CMHE III	LOP35	34,81	0,06	0,02	0,01	40,48	1,02	24,22	0,24	0,00	0,00	100,88
CMHE III	LOP35	33,77	0,06	0,02	0,00	38,88	0,97	25,15	0,20	0,00	0,00	99,05
CMHE III	LOP35	34,36	0,04	0,00	0,03	40,35	1,02	23,52	0,18	0,00	0,00	99,51
CMHE III	LOP35	34,76	0,04	0,00	0,00	38,53	0,89	24,62	0,27	0,00	0,00	99,11
CMHE III	LOP35	34,98	0,03	0,00	0,02	38,25	0,93	25,50	0,20	0,00	0,00	99,92
CMHE III	LOP35	34,85	0,04	0,00	0,00	37,20	0,87	25,57	0,19	0,00	0,00	98,73
CMHE III	LOP35	34,19	0,02	0,05	0,01	39,39	0,94	24,18	0,18	0,00	0,00	98,94
CMHE III	LOP35	32,58	0,05	0,00	0,01	46,38	1,18	19,10	0,30	0,00	0,00	99,60
CMHE III	LOP35	33,42	0,03	0,00	0,03	42,86	1,15	21,52	0,22	0,00	0,00	99,22
CMHE III	LOP35	34,33	0,06	0,00	0,03	42,20	0,93	22,89	0,25	0,00	0,00	100,70
CMHE III	LOP35	33,28	0,00	0,00	0,05	39,60	0,98	24,29	0,25	0,00	0,00	98,45
CMHE III	LOP35	33,82	0,05	0,00	0,01	41,67	0,97	22,92	0,20	0,00	0,00	99,64
CMHE III	LOP35	34,20	0,00	0,00	0,05	38,83	0,93	25,08	0,22	0,00	0,00	99,32
CMHE III	LOP35	34,36	0,02	0,00	0,02	40,83	0,91	23,14	0,24	0,00	0,00	99,53
CMHE III	LOP39	32,61	0,03	0,01	0,04	49,07	1,46	16,38	0,16	0,00	0,00	99,77
CMHE III	LOP39	32,54	0,04	0,00	0,00	48,22	1,35	16,93	0,15	0,00	0,00	99,25
CMHE III	LOP39	32,02	0,02	0,00	0,03	49,19	1,41	16,27	0,19	0,00	0,00	99,12
CMHE III	LOP39	33,73	0,02	0,02	0,04	48,82	1,42	16,26	0,18	0,00	0,00	100,49
CMHE III	LOP39	32,92	0,05	0,00	0,05	48,59	1,37	16,63	0,19	0,00	0,00	99,80
CMHE III	LOP39	32,53	0,03	0,00	0,03	48,32	1,55	16,29	0,18	0,00	0,00	98,93
CMHE III	LOP39	32,78	0,05	0,00	0,03	46,85	1,33	18,36	0,15	0,00	0,00	99,55
CMHE III	LOP39	32,86	0,05	0,02	0,00	48,18	1,60	17,01	0,22	0,00	0,00	99,94
CMHE III	LOP39	32,89	0,05	0,01	0,01	48,69	1,37	16,83	0,20	0,00	0,00	100,05
CMHE III	LOP39	33,43	0,05	0,00	0,04	48,29	1,44	16,42	0,20	0,00	0,00	99,87
CMHE III	LOP39	32,46	0,01	0,00	0,02	48,34	1,45	16,41	0,20	0,00	0,00	98,89
CMHE III	LOP39	32,42	0,05	0,00	0,00	48,71	1,55	16,64	0,18	0,00	0,00	99,57

Tabla 4.6 (Continuación).

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Total
CMHE III	LOP39	33,27	0,04	0,02	0,00	46,69	1,34	18,34	0,15	0,00	0,00	99,85
CMHE III	LOP39	33,31	0,06	0,00	0,03	47,11	1,22	18,44	0,17	0,00	0,00	100,34
CMHE III	LOP39	32,90	0,04	0,01	0,01	46,98	1,25	18,42	0,21	0,00	0,00	99,81
CMHE III	LOP39	33,24	0,04	0,00	0,01	46,82	1,42	18,50	0,17	0,00	0,00	100,19
CMHE III	BB133	32,17	0,03	0,00	0,00	49,10	1,39	16,47	0,17	0,00	0,00	99,32
CMHE III	BB133	31,89	0,05	0,00	0,00	48,77	1,53	16,69	0,19	0,00	0,00	99,12
CMHE III	BB133	32,85	0,02	0,00	0,00	48,34	1,36	17,66	0,21	0,00	0,00	100,43
CMHE III	BB133	32,65	0,01	0,00	0,00	48,93	1,48	16,82	0,20	0,00	0,00	100,09
CMHE III	BB133	33,09	0,04	0,01	0,00	48,17	1,46	17,20	0,18	0,00	0,00	100,15
CMHE III	BB133	31,93	0,05	0,00	0,00	50,02	1,64	15,53	0,23	0,00	0,00	99,41
CMHE III	BB133	32,59	0,05	0,00	0,00	47,29	1,36	18,48	0,19	0,00	0,00	99,96
CMHE III	BB133	33,00	0,02	0,00	0,00	46,79	1,39	18,74	0,18	0,00	0,00	100,11
CMHE II	BB131	31,93	0,05	0,00	0,00	53,71	1,51	12,72	0,26	0,00	0,00	100,18
CMHE II	BB131	32,10	0,05	0,00	0,00	51,95	1,47	14,02	0,29	0,00	0,00	99,88
CMHE II	BB131	31,72	0,01	0,00	0,00	53,31	1,74	12,35	0,28	0,00	0,00	99,40
CMHE II	BB130	32,82	0,05	0,00	0,00	48,00	1,27	17,51	0,23	0,00	0,00	99,88
CMHE II	BB130	32,37	0,06	0,00	0,00	50,14	1,33	16,25	0,26	0,00	0,00	100,40
CMHE II	BB130	32,80	0,03	0,00	0,00	49,59	1,39	15,77	0,26	0,00	0,00	99,86
CMHE II	BB130	32,65	0,05	0,01	0,00	50,40	1,40	15,76	0,25	0,00	0,00	100,51
CMHE II	BB130	32,64	0,08	0,00	0,00	49,94	1,32	15,87	0,26	0,00	0,00	100,10
CMHE I	BB129	35,30	0,05	0,02	0,00	38,31	0,84	25,50	0,17	0,01	0,02	100,22
CMHE I	BB129	36,08	0,08	0,00	0,00	37,68	0,86	26,43	0,19	0,00	0,01	101,33
CMHE I	BB129	35,90	0,00	0,00	0,00	37,38	0,87	26,70	0,19	0,00	0,04	101,08
CMHE I	BB129	35,99	0,05	0,00	0,03	36,77	0,84	26,78	0,15	0,00	0,05	100,66
CMHE I	BB129	36,02	0,06	0,04	0,00	37,07	0,80	26,99	0,15	0,02	0,00	101,15
CMHE I	BB129	35,85	0,04	0,01	0,00	37,52	0,75	26,62	0,17	0,00	0,00	100,96
CMHE I	LOP33	37,28	0,00	0,01	0,00	27,77	0,52	33,99	0,16	0,00	0,00	99,73
CMHE I	LOP33	37,66	0,01	0,05	0,00	27,20	0,42	34,72	0,15	0,02	0,00	100,22
CMHE I	LOP33	37,78	0,03	0,02	0,00	27,08	0,46	34,82	0,16	0,01	0,01	100,38
CMHE I	LOP33	36,74	0,00	0,04	0,00	26,10	0,44	34,68	0,17	0,00	0,77	98,93
CMHE I	LOP33	37,46	0,07	0,03	0,02	28,67	0,47	33,96	0,19	0,00	0,00	100,87
CMHE I	LOP33	37,97	0,00	0,03	0,00	26,67	0,48	35,15	0,15	0,00	0,04	100,48
CMHE I	LOP33	36,52	0,07	0,04	0,01	33,09	0,57	29,43	0,27	0,00	0,04	100,04
CMHE I	LOP33	38,02	0,03	0,02	0,00	26,17	0,49	35,82	0,14	0,00	0,00	100,71
CMHE I	LOP20	33,55	0,04	0,00	0,00	44,65	1,06	20,36	0,21	0,00	0,00	99,88
CMHE I	LOP20	32,76	0,01	0,00	0,00	45,40	1,20	19,68	0,18	0,00	0,00	99,23
CMHE I	LOP20	33,40	0,01	0,00	0,00	44,25	1,07	20,85	0,22	0,00	0,00	99,80
CMHE I	LOP20	33,63	0,04	0,00	0,00	43,43	1,02	21,93	0,22	0,00	0,00	100,27
CMHW	LOP43	33,85	0,09	0,00	0,03	42,63	1,14	22,35	0,37	0,00	0,00	100,47
CMHW	LOP43	33,58	0,08	0,01	0,01	43,14	1,17	21,66	0,34	0,00	0,00	99,98
CMHW	LOP43	33,38	0,04	0,01	0,00	44,18	1,11	20,75	0,35	0,00	0,00	99,83
CMHW	LOP43	33,07	0,05	0,01	0,00	45,25	1,07	20,29	0,29	0,00	0,00	100,02
CMHW	LOP43	32,85	0,08	0,00	0,02	44,48	1,05	20,13	0,37	0,00	0,00	98,99
CMHW	LOP43	33,15	0,06	0,03	0,00	45,00	1,07	19,85	0,37	0,00	0,00	99,53
CMHW	BB42	39,69	0,02	0,01	0,00	15,25	0,19	44,06	0,19	0,00	0,01	99,42
CMHW	BB42	38,22	0,05	0,00	0,00	24,42	0,43	36,57	0,18	0,00	0,02	99,89
CMHW	BB42	36,59	0,05	0,06	0,00	33,36	0,50	30,52	0,22	0,00	0,00	101,31
CMHW	BB42	39,35	0,02	0,05	0,04	18,72	0,29	41,69	0,17	0,00	0,00	100,32
CMHW	BB42	37,90	0,00	0,02	0,00	25,78	0,44	35,77	0,21	0,02	0,00	100,14
CMHW	BB42	39,08	0,04	0,02	0,00	17,68	0,24	42,15	0,16	0,00	0,01	99,39
CMHW	BB42	37,86	0,05	0,04	0,02	27,26	0,37	34,25	0,20	0,02	0,00	100,06
CMHW	BB42	39,85	0,05	0,02	0,00	16,47	0,27	43,71	0,17	0,04	0,00	100,58

Tabla 4.6 (Continuación).

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Total
CMHW	BB42	38,08	0,04	0,07	0,06	25,07	0,46	36,44	0,19	0,00	0,00	100,42
CMHW	BB42	39,63	0,04	0,05	0,00	17,46	0,24	43,15	0,13	0,00	0,01	100,70
CMHW	BB42	36,99	0,02	0,04	0,00	31,62	0,50	31,18	0,27	0,01	0,01	100,64
CMHW	BB42	37,80	0,01	0,01	0,00	27,06	0,51	35,12	0,24	0,00	0,00	100,75

Tabla 4.7 Resultados de los análisis químicos de los fenocristales de clinopiroxeno del estratovolcán.

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
L IV	LOP45	50,27	0,43	1,62	0,00	15,22	0,70	12,23	17,98	0,30	0,00	98,75
L IV	LOP45	51,48	0,44	1,46	0,00	14,21	0,72	13,70	17,10	0,29	0,01	99,42
L IV	LOP45	51,39	0,50	1,51	0,05	12,13	0,55	13,54	19,27	0,29	0,00	99,24
L IV	LOP45	51,03	0,31	1,07	0,00	17,14	0,86	10,62	18,90	0,30	0,01	100,23
L IV	LOP45	51,53	0,67	1,76	0,00	13,01	0,59	13,48	18,78	0,25	0,00	100,08
L IV	LOP45	50,73	0,40	1,31	0,01	14,84	0,74	11,65	19,54	0,32	0,00	99,55
L IV	LOP18	49,67	0,83	2,65	0,00	12,46	0,46	14,61	18,41	0,37	0,00	98,54
L IV	LOP18	49,43	0,89	3,13	0,00	10,63	0,36	14,61	20,26	0,39	0,00	99,08
L IV	LOP18	50,70	0,83	2,46	0,00	12,04	0,43	14,31	19,27	0,37	0,00	99,39
L IV	LOP18	51,17	0,69	2,43	0,00	10,28	0,31	15,26	20,22	0,40	0,00	100,03
L IV	LOP18	50,91	0,69	2,42	0,00	10,40	0,32	15,05	20,05	0,35	0,00	99,39
L IV	LOP18	51,30	0,55	1,62	0,00	12,91	0,53	15,00	18,74	0,37	0,00	100,03
L IV	LOP18	51,58	0,68	2,11	0,00	11,20	0,38	15,11	19,19	0,34	0,00	99,62
L IV	LOP18	51,24	0,75	2,17	0,00	11,11	0,38	14,96	19,80	0,35	0,00	99,88
L IV	LOP18	50,54	0,66	1,75	0,00	12,64	0,49	14,90	18,45	0,32	0,00	98,78
L IV	LOP18	51,05	0,61	2,15	0,00	10,52	0,41	15,51	19,75	0,35	0,00	99,61
L IV	LOP18	51,04	0,63	1,93	0,00	10,11	0,32	15,47	20,22	0,34	0,00	99,38
L IV	LOP18	50,65	0,76	2,97	0,00	10,29	0,31	14,64	20,27	0,35	0,02	99,45
L IV	LOP18	50,93	0,69	2,58	0,00	10,51	0,43	15,07	19,99	0,34	0,01	99,78
L II	LOP46	50,76	0,82	1,37	0,00	14,81	0,60	14,51	16,05	0,00	0,00	98,92
L II	LOP46	52,18	0,42	0,58	0,00	22,67	0,76	18,75	4,81	0,00	0,00	100,17
L II	LOP46	51,29	0,71	1,23	0,02	14,30	0,60	14,26	17,57	0,00	0,00	99,98
L II	LOP46	51,66	0,69	1,94	0,02	11,40	0,31	15,12	19,21	0,00	0,00	100,34
L II	LOP42	51,64	0,31	0,97	0,04	25,28	0,71	19,10	1,84	0,00	0,01	99,89
L II	LOP42	51,57	0,58	1,81	0,03	12,06	0,44	15,20	18,54	0,26	0,00	100,49
L II	BB119	52,28	0,27	0,43	0,00	22,75	0,85	19,35	3,46	0,05	0,02	99,46
L I	LOP2	52,18	0,60	1,93	0,01	10,92	0,37	15,46	19,72	0,29	0,00	100,53
L I	LOP2	51,58	0,63	2,37	0,00	11,54	0,42	15,72	19,33	0,36	0,01	101,13
L I	LOP2	51,31	0,80	2,58	0,01	10,97	0,37	14,86	20,17	0,39	0,00	100,62
L I	LOP2	51,15	0,62	2,31	0,00	11,37	0,43	15,62	19,22	0,36	0,00	100,26
L I	LOP2	50,37	0,85	2,69	0,00	11,17	0,26	14,71	20,06	0,36	0,00	99,66
L I	LOP2	50,29	0,69	2,35	0,00	10,23	0,31	14,88	19,90	0,32	0,00	98,21

Tabla 4.8 Resultados de los análisis químicos de los microlitos de clinopiroxeno del estratovolcán.

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
L IV	LOP45	51,03	0,30	1,02	0,00	16,49	0,83	11,36	18,46	0,26	0,00	99,76
L IV	LOP45	51,66	0,51	1,38	0,00	13,06	0,57	13,44	18,73	0,28	0,01	99,64
L IV	LOP45	50,65	0,44	1,33	0,02	15,20	0,71	11,77	18,53	0,23	0,00	98,88
L IV	LOP45	50,91	0,57	0,72	0,00	24,86	1,13	16,18	4,22	0,01	0,01	98,63
L IV	LOP45	51,84	0,31	0,43	0,01	24,79	1,22	16,71	4,16	0,11	0,01	99,60
L III	BB121	52,08	0,40	0,46	0,00	22,73	0,81	18,18	4,49	0,05	0,02	99,21
L III	BB121	51,80	0,37	0,50	0,00	23,21	0,74	18,03	4,32	0,07	0,00	99,03
L III	BB121	50,93	0,69	1,03	0,00	22,48	0,75	16,69	6,86	0,15	0,00	99,59
L III	BB121	51,51	0,79	1,45	0,00	14,67	0,62	13,78	16,87	0,33	0,03	100,07

Tabla 4.8 (Continuación).

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
L III	BB120	47,16	0,40	1,05	0,00	17,68	0,59	17,63	3,46	0,73	0,02	88,72
L III	BB120	50,34	0,54	0,91	0,00	21,52	0,67	18,67	4,57	0,31	0,05	97,60
L III	BB120	51,51	0,61	0,91	0,04	21,28	0,79	18,08	5,86	0,11	0,02	99,19
L III	BB120	51,42	0,46	0,64	0,00	23,30	0,77	17,36	5,03	0,14	0,00	99,12
L III	BB120	51,53	0,43	0,76	0,01	24,09	0,85	18,02	4,64	0,07	0,01	100,41
L III	BB120	51,01	0,64	0,71	0,00	24,49	0,82	14,57	6,56	0,04	0,02	98,87
L III	LOP17	50,11	0,97	1,69	0,00	19,77	0,62	16,01	11,51	0,39	0,01	99,42
L II	LOP46	52,05	0,42	0,70	0,02	22,26	0,83	18,73	5,55	0,00	0,00	100,56
L II	LOP46	50,74	0,38	0,56	0,00	22,91	0,91	18,83	4,72	0,00	0,00	99,05
L II	LOP46	51,32	0,64	1,10	0,02	14,84	0,60	14,37	16,80	0,00	0,00	99,69
L II	LOP41	51,44	0,41	0,76	0,03	22,76	0,79	18,93	4,38	0,08	0,00	99,56
L II	LOP41	52,19	0,53	0,70	0,02	23,04	0,77	18,68	3,82	0,06	0,00	99,83
L II	LOP41	51,71	0,72	1,04	0,02	21,61	0,81	17,32	7,04	0,17	0,03	100,48
L II	LOP41	51,58	0,63	1,14	0,01	21,44	0,87	17,36	6,58	0,16	0,03	99,81
L II	LOP41	51,97	0,64	0,88	0,02	22,42	0,74	17,23	6,39	0,15	0,04	100,48
L II	LOP41	51,49	0,43	0,68	0,02	23,51	0,80	16,81	5,84	0,15	0,03	99,77
L II	LOP42	51,06	0,69	1,12	0,02	19,42	0,69	13,45	13,40	0,26	0,02	100,13
L II	LOP42	51,76	0,50	0,84	0,00	21,87	0,71	18,95	4,51	0,07	0,04	99,24
L II	LOP42	52,15	0,34	0,50	0,00	23,67	0,76	18,55	3,61	0,06	0,02	99,66
L II	BB119	52,18	0,48	0,88	0,01	21,13	0,86	19,02	5,28	0,11	0,00	99,96
L I	LOP36	49,80	0,20	0,35	0,00	23,11	1,01	16,97	5,70	0,06	0,01	97,20
L I	LOP36	51,82	0,38	0,51	0,00	24,76	1,02	17,16	4,48	0,03	0,01	100,16
L I	LOP19	51,29	0,70	1,22	0,01	14,83	0,54	13,72	17,00	0,37	0,00	99,67
L I	LOP19	51,77	0,73	1,35	0,00	13,71	0,46	14,82	16,58	0,28	0,00	99,70
L I	LOP19	50,87	0,95	1,82	0,00	15,08	0,54	13,73	16,75	0,35	0,01	100,09
L I	LOP19	52,01	0,77	1,46	0,00	12,77	0,41	14,30	18,09	0,30	0,01	100,13

Tabla 4.9 Resultados de los análisis químicos de los fenocristales de clinopiroxeno de los conos monogenéticos.

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
CMHE CN	LOP34	51,06	0,52	1,60	0,00	14,45	0,45	12,60	19,75	0,30	0,00	99,41
CMHE CN	LOP34	63,44	0,20	21,89	0,00	1,53	0,00	0,02	5,49	6,89	0,64	99,94
CMHE III	LOP39	50,72	0,30	1,14	0,03	16,86	0,71	11,74	18,83	0,72	0,00	99,74
CMHE III	LOP39	50,93	0,39	1,43	0,04	14,92	0,72	11,87	19,13	0,00	0,00	99,42
CMHE III	LOP39	51,73	0,38	1,27	0,01	14,81	0,72	11,99	19,19	0,00	0,00	100,11
CMHE III	LOP39	51,53	0,38	1,34	0,01	14,05	0,67	12,30	18,92	0,00	0,00	99,20
CMHE III	LOP39	50,53	0,40	1,00	0,01	14,90	0,69	11,66	19,19	0,00	0,00	98,39
CMHE III	LOP39	51,20	0,45	1,44	0,03	14,23	0,62	12,36	18,58	0,00	0,00	98,91
CMHE III	BB133	50,44	0,41	1,36	0,00	16,27	0,66	12,10	19,09	0,30	0,00	99,23
CMHE III	BB133	51,11	0,40	1,30	0,00	16,05	0,68	12,55	18,98	0,34	0,00	100,00
CMHE III	BB133	50,81	0,40	1,14	0,00	17,97	0,73	11,66	18,40	0,27	0,00	99,74
CMHE III	BB133	49,27	0,64	2,36	0,00	18,70	0,88	10,43	18,45	0,37	0,00	99,49
CMHE III	BB133	51,18	0,37	1,15	0,00	16,63	0,74	12,27	18,90	0,21	0,01	99,95
CMHE III	BB133	49,92	0,35	0,98	0,00	17,94	0,72	11,19	18,89	0,32	0,00	98,79
CMHE II	BB130	50,41	0,41	1,08	0,00	18,37	0,79	10,88	18,94	0,32	0,00	99,56
CMHE II	BB130	49,85	0,49	1,45	0,00	18,12	0,75	10,43	19,21	0,31	0,00	98,97
CMHE II	BB130	48,38	0,74	2,07	0,00	21,35	0,86	9,03	18,32	0,37	0,00	99,30
CMHE II	BB131	49,25	0,46	1,44	0,00	20,26	0,77	9,39	19,40	0,28	0,00	99,51
CMHE II	BB131	49,55	0,51	1,42	0,00	18,59	0,67	10,13	19,30	0,36	0,00	98,89
CMHE II	BB131	49,02	0,42	1,12	0,00	23,21	0,91	8,45	18,42	0,28	0,00	99,80
CMHE II	BB131	50,13	0,55	1,73	0,00	18,90	0,69	10,48	18,57	0,34	0,00	99,64

Tabla 4.9 (Continuación).

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
CMHE II	BB131	49,54	0,43	1,13	0,00	20,76	0,82	9,16	19,07	0,33	0,00	99,40
CMHE II	BB131	49,50	0,60	1,89	0,00	20,17	0,78	9,73	18,63	0,32	0,00	99,83
CMHE II	BB131	49,50	0,67	2,06	0,00	20,82	0,91	9,33	17,88	0,39	0,00	99,62
CMHE I	LOP33	51,92	0,52	2,12	0,01	11,48	0,41	16,59	16,40	0,19	0,00	99,62
CMHE I	LOP33	51,59	0,69	1,47	0,02	13,13	0,53	15,09	17,19	0,23	0,02	99,96
CMHE I	LOP20	50,54	0,56	1,71	0,00	18,13	0,74	11,85	18,21	0,30	0,00	100,44
CMHE I	LOP20	50,11	0,55	1,64	0,00	16,74	0,67	11,47	19,34	0,33	0,00	99,42
CMHE I	LOP20	48,92	0,70	2,25	0,00	17,03	0,53	11,09	19,48	0,36	0,00	98,99
CMHE I	LOP20	50,45	0,46	1,16	0,00	17,40	0,69	12,03	18,03	0,27	0,01	98,93
CMHE I	LOP20	50,80	0,44	1,21	0,00	16,37	0,59	12,65	18,69	0,27	0,02	99,60
CMHE I	LOP20	50,64	0,44	1,32	0,00	16,22	0,71	11,67	19,63	0,30	0,00	99,49
CMHE I	LOP20	50,32	0,48	1,38	0,00	15,27	0,54	13,14	18,76	0,29	0,00	98,91
CMHE I	LOP20	49,86	0,50	1,60	0,00	17,23	0,58	12,09	18,63	0,30	0,00	99,40
CMHE I	LOP20	50,99	0,51	1,42	0,00	15,39	0,59	13,02	18,97	0,31	0,00	99,89
CMHE I	LOP31A	48,02	1,56	4,70	0,00	12,50	0,30	13,42	19,32	0,36	0,00	99,25
CMHE I	LOP31A	46,82	2,13	5,58	0,00	13,84	0,38	12,56	18,24	0,44	0,00	98,91
CMHE I	LOP31A	48,40	1,19	3,42	0,00	12,02	0,34	13,82	20,24	0,33	0,00	99,05
CMHE I	LOP31A	47,79	1,65	5,22	0,00	12,58	0,33	13,68	19,57	0,36	0,01	100,39
CMHE I	LOP31A	46,11	1,94	6,04	0,00	12,34	0,27	12,69	19,98	0,45	0,00	99,13
CMHE I	LOP31A	47,35	1,83	4,79	0,00	13,61	0,37	12,79	19,06	0,39	0,00	99,20

Tabla 4.10 Resultados de los análisis de los microlitos de clinopiroxeno de los conos monogenéticos.

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
CMHE III	LOP39	50,27	0,33	1,10	0,05	15,01	0,73	11,84	18,66	0,00	0,00	98,01
CMHE I	BB129	52,04	0,51	1,00	0,02	16,88	0,70	16,08	12,10	0,10	0,00	99,44
CMHE I	BB129	48,62	1,76	4,18	0,00	13,04	0,42	12,18	19,03	0,41	0,01	99,65
CMHE I	BB129	49,01	1,47	4,25	0,02	13,24	0,52	12,51	18,46	0,35	0,00	99,84
CMHE I	BB129	49,68	1,21	3,47	0,00	14,11	0,57	13,01	17,41	0,31	0,03	99,79
CMHE I	BB129	48,91	2,06	3,47	0,00	15,35	0,63	13,85	14,72	0,31	0,02	99,32
CMHE I	BB129	51,98	0,32	0,35	0,00	25,38	1,12	17,21	3,34	0,10	0,00	99,79
CMHE I	LOP33	49,98	0,91	2,55	0,00	12,73	0,44	14,15	18,07	0,35	0,00	99,18
CMHE I	LOP33	51,48	0,65	1,63	0,01	15,01	0,50	14,65	15,60	0,30	0,00	99,83
CMHE I	LOP31A	49,10	1,22	3,74	0,00	12,62	0,41	14,22	18,74	0,40	0,00	99,53
CMHE I	LOP31A	46,94	2,14	5,49	0,00	13,45	0,39	12,62	18,83	0,46	0,00	99,33
CMHE I	LOP31A	47,60	1,62	4,81	0,00	12,46	0,41	13,07	19,51	0,40	0,00	99,01
CMHE I	LOP31A	46,65	1,88	4,82	0,00	13,89	0,48	12,95	18,23	0,50	0,01	98,48
CMHE I	LOP31A	48,26	1,34	4,13	0,00	12,27	0,36	14,00	19,19	0,42	0,01	99,17
CMHE I	LOP31A	50,74	0,69	2,20	0,00	13,92	0,50	15,41	16,64	0,24	0,00	99,12
CMHE I	LOP31A	47,06	1,87	5,25	0,00	13,61	0,37	13,18	18,72	0,43	0,01	99,61
CMHE I	LOP31A	47,54	1,64	4,79	0,00	11,89	0,34	13,69	18,36	0,00	0,00	98,25
CMHW	BB43A	49,79	1,22	3,81	0,03	11,01	0,27	13,50	19,86	0,40	0,00	99,88
CMHW	BB43A	51,67	0,68	1,76	0,00	11,02	0,37	15,66	18,12	0,19	0,01	99,49
CMHW	BB43A	50,98	0,83	2,45	0,00	10,56	0,32	14,08	19,31	0,36	0,03	98,91
CMHW	BB42	49,30	1,80	3,18	0,00	17,74	0,47	13,19	13,39	0,31	0,01	99,37
CMHW	BB42	50,57	0,86	1,76	0,03	16,82	0,52	15,36	13,14	0,22	0,01	99,28
CMHW	BB42	49,52	1,28	2,35	0,01	15,80	0,50	13,38	15,46	0,30	0,00	98,60

Tabla 4.11 Resultados de los óxidos de Fe-Ti del estratovolcán.

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Total
L IV	LOP45	0,09	20,12	2,82	0,04	71,09	0,54	1,80	0,03	0,00	0,03	96,57
L IV	LOP18	0,05	13,63	4,28	0,00	81,49	0,44	3,84	0,02	0,00	0,00	103,21
L IV	LOP18	0,13	14,30	4,29	0,00	81,86	0,51	3,46	0,00	0,00	0,00	103,85
L III	BB121	0,12	13,70	3,63	0,00	74,35	0,55	2,87	0,04	0,01	0,03	95,29
L III	BB121	0,12	14,26	3,95	0,02	73,98	0,43	3,09	0,00	0,00	0,01	95,87
L III	BB120	0,13	15,07	3,95	0,02	72,84	0,44	2,65	0,03	0,00	0,00	95,13
L III	BB42	0,14	0,21	55,31	5,96	19,92	0,12	17,27	0,03	0,00	0,01	98,96
L III	LOP17	0,08	13,92	3,52	0,00	81,67	0,43	3,35	0,01	0,00	0,00	102,29
L III	LOP17	0,09	12,99	4,63	0,00	82,10	0,38	3,40	0,00	0,00	0,00	103,00
L III	LOP17	0,11	13,98	4,18	0,00	81,34	0,44	3,38	0,01	0,00	0,00	102,74
L II	LOP46	0,08	16,69	1,77	0,05	81,33	0,56	2,30	0,03	0,00	0,00	101,64
L II	LOP46	0,08	12,03	3,44	0,06	86,33	0,42	2,16	0,00	0,00	0,00	103,78
L II	LOP46	0,12	16,79	1,67	0,03	82,98	0,55	2,37	0,02	0,00	0,00	103,38
L II	LOP46	0,15	13,01	2,45	0,06	84,07	0,42	2,34	0,00	0,00	0,00	101,69
L II	LOP46	0,15	17,04	1,79	0,06	81,86	0,52	2,41	0,05	0,00	0,00	102,71
L II	LOP46	0,18	12,72	3,46	0,10	84,50	0,42	2,52	0,02	0,00	0,00	103,19
L II	LOP46	0,07	16,77	1,78	0,05	82,66	0,49	2,34	0,00	0,00	0,00	102,99
L II	LOP46	0,14	13,04	2,73	0,07	84,58	0,53	2,54	0,04	0,00	0,00	102,92
L II	LOP46	0,14	16,17	1,77	0,03	82,09	0,48	2,27	0,18	0,00	0,00	102,02
L II	LOP46	0,14	16,76	1,83	0,03	83,56	0,51	2,27	0,00	0,00	0,00	103,92
L II	LOP46	0,12	16,98	1,81	0,04	82,74	0,57	2,28	0,00	0,00	0,00	103,34
L II	LOP41	0,11	16,66	2,79	0,03	72,53	0,49	2,34	0,03	0,00	0,00	95,00
L II	LOP41	0,12	15,79	3,99	0,03	71,81	0,50	2,68	0,02	0,00	0,01	94,95
L II	LOP41	0,10	15,94	4,00	0,01	72,63	0,45	2,78	0,02	0,01	0,01	95,96
L II	LOP42	0,18	17,31	2,99	0,01	72,59	0,42	1,79	0,04	0,01	0,00	95,34
L II	LOP42	0,18	12,72	3,19	0,00	76,82	0,35	2,00	0,03	0,00	0,00	95,29
L II	LOP42	0,13	20,51	2,30	0,05	71,03	0,47	1,75	0,00	0,00	0,01	96,25
L II	BB119	0,14	14,04	4,21	0,00	73,27	0,39	3,14	0,00	0,00	0,00	95,19
L II	BB119	0,12	13,59	4,17	0,00	72,52	0,43	3,01	0,06	0,01	0,00	93,91
L I	LOP2	0,09	13,19	4,18	0,04	83,00	0,47	2,93	0,01	0,00	0,00	103,22
L I	LOP2	0,08	12,70	4,31	0,06	82,25	0,43	3,49	0,01	0,00	0,00	102,79
L I	LOP2	0,12	12,73	4,30	0,08	82,98	0,38	3,42	0,00	0,00	0,00	103,45
L I	LOP19	0,14	18,08	1,83	0,04	73,84	0,52	1,65	0,01	0,00	0,00	96,11
L I	LOP19	0,41	15,41	2,75	0,05	75,06	0,50	2,04	0,00	0,02	0,00	96,24
L I	LOP19	0,12	12,64	4,12	0,00	75,35	0,42	2,12	0,00	0,01	0,00	94,77

Tabla 4.12 Resultados de los óxidos de Fe-Ti de los conos monogenéticos.

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Total
CMHE CN	LOP34	0,16	21,53	2,87	0,00	77,06	0,73	2,20	0,02	0,00	0,00	102,91
CMHE CN	LOP34	0,10	20,17	3,00	0,00	78,82	0,71	2,14	0,00	0,00	0,00	103,40
CMHE CN	LOP34	0,09	21,75	2,76	0,00	78,09	0,75	1,93	0,01	0,00	0,00	103,66
CMHE CN	LOP34	0,12	21,31	2,68	0,00	77,79	0,72	1,84	0,00	0,00	0,00	102,76
CMHE III	LOP35	0,16	19,69	1,98	0,04	79,61	0,69	1,50	0,00	0,00	0,00	102,05
CMHE III	LOP35	0,07	18,62	3,47	0,05	78,39	0,56	2,38	0,04	0,00	0,00	102,24
CMHE III	LOP35	0,14	18,89	2,66	0,05	79,89	0,68	1,90	0,00	0,00	0,00	102,75
CMHE III	LOP35	0,10	19,94	2,54	0,03	78,77	0,52	2,28	0,01	0,00	0,00	102,68
CMHE III	LOP35	0,12	18,91	2,50	0,03	79,95	0,63	1,65	0,01	0,00	0,00	102,30
CMHE III	LOP39	0,09	13,44	2,47	0,04	84,34	0,96	0,98	0,07	0,00	0,00	101,34
CMHE III	LOP39	0,10	19,38	2,55	0,04	79,66	0,81	1,59	0,00	0,00	0,00	102,58
CMHE III	BB133	0,11	20,64	2,29	0,00	79,03	0,74	1,64	0,01	0,00	0,00	102,77
CMHE III	BB133	0,12	21,21	2,22	0,00	77,35	0,81	1,44	0,03	0,00	0,00	101,42
CMHE III	BB133	0,11	19,90	2,18	0,00	80,57	0,86	1,45	0,02	0,00	0,00	103,47
CMHE III	BB133	0,11	20,53	2,32	0,00	80,10	0,85	1,54	0,03	0,00	0,00	103,83

Tabla 4.12 (Continuación).

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Total
CMHE II	BB131	0,11	22,99	2,29	0,00	77,81	0,94	1,28	0,00	0,00	0,00	103,47
CMHE II	BB131	0,07	17,97	2,66	0,00	82,24	0,82	1,17	0,00	0,00	0,00	103,45
CMHE II	BB131	0,09	22,48	2,20	0,00	78,96	0,94	1,26	0,00	0,00	0,00	104,03
CMHE II	BB130	0,15	22,11	2,58	0,00	77,93	0,71	1,64	0,02	0,00	0,00	103,33
CMHE II	BB130	0,11	21,70	2,44	0,00	77,48	0,90	1,46	0,07	0,00	0,00	102,39
CMHE II	BB130	0,14	21,73	2,32	0,00	77,84	0,82	1,53	0,02	0,00	0,00	102,61
CMHE I	LOP36	0,09	19,41	3,12	0,03	71,52	0,59	1,91	0,01	0,00	0,00	96,67
CMHE I	LOP36	0,12	19,34	3,03	0,00	68,28	0,55	1,86	0,19	0,04	0,04	93,45
CMHE I	LOP36	0,13	19,70	2,56	0,00	72,15	0,61	1,50	0,03	0,02	0,00	96,71
CMHE I	BB129	0,13	19,29	3,49	0,00	71,42	0,51	2,73	0,01	0,01	0,00	97,58
CMHE I	LOP33	0,23	33,25	0,63	0,00	58,51	0,35	2,79	0,01	0,03	0,05	95,84
CMHE I	LOP33	0,16	6,58	5,17	0,04	79,21	0,44	2,55	0,00	0,01	0,00	94,15
CMHE I	LOP31A	0,04	20,45	1,67	0,00	79,47	0,51	1,65	0,03	0,00	0,00	102,16
CMHE I	LOP20	0,13	21,05	2,54	0,00	78,27	0,66	2,06	0,00	0,00	0,00	103,08
CMHE I	LOP20	0,12	19,94	2,41	0,00	79,82	0,89	1,79	0,05	0,00	0,00	103,46
CMHE I	LOP20	0,00	49,42	0,26	0,00	50,47	0,86	2,67	0,03	0,00	0,00	99,41
CMHE I	LOP20	0,11	21,36	2,59	0,00	78,24	0,68	2,01	0,00	0,00	0,00	103,32
CMHW	LOP43	0,11	19,69	2,16	0,04	79,92	0,65	2,22	0,00	0,00	0,00	103,32
CMHW	LOP43	0,10	20,30	1,84	0,06	79,96	0,65	2,12	0,01	0,00	0,00	103,51
CMHW	LOP43	0,17	20,57	1,73	0,04	79,62	0,62	2,09	0,00	0,00	0,00	103,24
CMHW	LOP43	0,09	20,36	1,87	0,00	80,04	0,65	2,09	0,00	0,00	0,00	103,53
CMHW	LOP43	0,10	23,69	1,02	0,03	78,94	0,70	0,77	0,00	0,00	0,00	103,10
CMHW	BB43A	0,15	8,60	5,53	0,06	76,83	0,46	2,87	0,02	0,00	0,00	94,53
CMHW	BB43A	0,04	38,68	0,54	0,00	53,30	0,32	3,58	0,00	0,00	0,00	96,46
CMHW	BB43A	0,21	14,73	1,45	0,02	72,31	0,25	2,99	0,06	0,00	0,00	92,02

Tabla 4.13 Resultados de los análisis de la composición del vidrio de la matriz de rocas seleccionadas del estratovolcán.

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Total
L IV	LOP45	68,77	1,32	13,61	4,46	0,20	1,51	0,06	6,69	1,17	0,01	1,16	98,96
L IV	LOP45	72,23	0,93	11,53	4,06	0,14	2,09	0,02	3,22	3,20	0,04	1,52	98,97
L IV	LOP45	72,59	1,06	11,37	4,01	0,13	0,56	0,17	3,25	3,36	0,01	0,20	96,70
L IV	LOP45	73,28	0,92	11,84	3,22	0,07	0,61	0,09	3,38	3,25	0,00	0,20	96,88
L IV	LOP45	74,13	1,17	11,42	4,01	0,13	0,74	0,08	3,24	3,35	0,04	0,41	98,71
L IV	LOP45	74,73	1,04	12,92	3,09	0,07	0,66	0,10	3,68	3,40	0,10	0,06	99,87
L IV	LOP45	74,85	1,42	10,93	4,05	0,06	0,60	0,11	2,99	3,37	0,00	0,14	98,54
L IV	LOP18	62,99	0,86	17,69	4,06	0,48	4,33	0,00	4,94	1,52	0,00	0,00	96,86
L IV	LOP18	65,14	0,77	17,17	3,85	0,68	4,30	0,00	6,37	1,26	0,00	0,00	99,54
L IV	LOP18	65,38	2,01	11,76	9,63	0,45	2,86	0,00	6,07	1,40	0,00	0,00	99,56
L IV	LOP18	65,75	0,95	16,62	4,25	0,26	3,40	0,00	6,35	1,49	0,00	0,00	99,07
L IV	LOP18	66,90	1,89	11,68	8,65	0,46	2,68	0,00	5,52	1,47	0,00	0,00	99,24
L IV	LOP18	68,82	0,99	13,71	4,08	0,32	2,82	0,00	5,47	1,49	0,00	0,00	97,69
L III	BB121	61,24	0,16	22,29	1,21	0,08	5,09	0,00	7,09	0,86	0,00	0,03	98,04
L III	BB121	71,00	0,62	14,34	2,70	0,03	2,48	0,04	3,80	2,01	0,09	0,09	97,21
L III	BB121	72,91	1,27	11,75	3,65	0,13	0,97	0,02	2,92	3,91	0,06	0,43	98,02
L III	BB120	66,85	1,20	11,94	10,02	0,37	1,88	0,24	4,48	2,31	0,11	0,86	100,25
L III	BB120	68,30	1,59	12,56	6,41	0,22	0,89	0,09	4,03	3,73	0,02	0,40	98,25
L III	BB120	69,34	1,39	11,99	6,57	0,14	1,62	0,04	3,42	3,27	0,00	0,95	98,74
L III	BB120	69,34	1,39	11,99	6,57	0,14	1,62	0,04	3,42	3,27	0,00	0,95	98,74
L III	BB120	70,27	1,21	11,91	5,76	0,22	1,20	0,10	3,90	3,48	0,00	0,74	98,79
L II	LOP42	71,74	1,31	12,12	3,14	0,09	0,51	0,02	2,79	4,89	0,05	0,12	96,77
L II	LOP42	71,92	1,41	10,23	2,63	0,08	2,14	0,03	2,00	4,72	0,00	1,77	96,93

Tabla 4.13 (Continuación).

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Total
L II	LOP42	71,92	1,41	10,23	2,63	0,08	2,14	0,03	2,00	4,72	0,00	1,77	96,93
L II	LOP42	73,11	1,13	11,41	3,52	0,09	0,65	0,00	2,08	4,92	0,03	0,20	97,14
L II	BB119	65,56	1,70	13,16	7,92	0,32	3,12	0,13	4,46	1,60	0,00	0,62	98,60
L II	BB119	66,89	1,92	12,43	6,56	0,28	2,93	0,21	4,38	2,29	0,00	1,97	99,87
L II	BB119	69,05	1,49	13,65	3,80	0,17	1,90	0,06	4,73	2,43	0,00	0,77	98,07

Tabla 4.14 Resultados de los análisis de la composición del vidrio de la matriz de rocas seleccionadas de los conos monogenéticos.

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Total
CMHE CN	LOP34	72,71	0,69	11,39	3,36	0,54	2,03	0,00	4,11	3,06	0,00	0,00	97,90
CMHE III	LOP39	67,08	0,13	19,90	1,59	0,05	4,01	0,00	7,35	0,79	0,00	0,00	100,91
CMHE III	LOP39	70,93	0,41	13,92	4,25	0,16	2,03	0,00	5,61	2,09	0,00	0,00	99,39
CMHE III	LOP39	71,16	0,45	12,07	4,34	0,26	1,06	0,00	4,89	2,73	0,00	0,00	96,97
CMHE III	LOP39	72,28	0,47	12,44	5,09	0,20	1,42	0,00	5,76	2,27	0,00	0,00	99,92
CMHE III	LOP39	72,39	0,49	12,82	4,80	0,14	1,55	0,00	5,77	2,12	0,00	0,00	100,08
CMHE III	LOP39	74,16	0,49	11,74	4,86	0,20	1,19	0,00	5,00	2,46	0,00	0,00	100,09
CMHE III	LOP39	74,64	0,50	12,19	4,99	0,18	1,07	0,00	5,44	2,52	0,00	0,00	101,52
CMHE III	BB133	66,97	0,22	17,74	2,00	0,06	3,18	0,00	6,43	1,70	0,00	0,00	98,30
CMHE III	BB133	70,80	0,68	11,56	6,43	0,31	1,49	0,00	5,91	1,64	0,00	0,00	98,82
CMHE III	BB133	73,17	0,54	11,74	5,61	0,18	1,31	0,00	6,08	1,81	0,00	0,00	100,44
CMHE II	BB131	68,82	0,49	10,93	7,27	0,34	2,69	0,00	5,15	2,51	0,00	0,00	98,20
CMHE II	BB131	69,63	0,64	11,01	8,48	0,44	1,97	0,00	6,00	1,99	0,00	0,00	100,16
CMHE II	BB131	73,92	0,47	11,59	5,02	0,13	1,04	0,00	5,63	2,52	0,00	0,00	100,32
CMHE I	BB129	63,30	0,52	14,49	8,72	2,09	3,83	0,28	6,33	0,78	0,00	0,00	100,34
CMHE I	BB129	64,71	2,25	12,20	9,67	1,06	3,53	0,29	5,41	1,05	0,00	1,28	101,43
CMHE I	BB129	65,81	1,61	12,48	7,90	0,93	3,63	0,25	5,86	1,12	0,00	0,66	100,24
CMHE I	BB129	67,33	1,61	12,01	8,92	0,76	2,88	0,11	5,86	1,32	0,02	0,54	101,35
CMHE I	LOP31A	62,55	0,84	14,37	4,91	0,21	7,16	0,00	6,98	0,75	0,00	0,00	97,78
CMHE I	LOP31A	66,92	1,67	11,11	8,82	0,31	2,05	0,00	7,07	1,10	0,00	0,00	99,05
CMHE I	LOP31A	68,62	1,57	11,81	5,54	0,12	2,03	0,00	4,83	2,80	0,00	0,00	97,30
CMHE I	LOP31A	69,94	1,16	11,73	5,98	0,21	1,88	0,00	5,98	1,61	0,00	0,00	98,50
CMHE I	LOP31A	70,36	1,64	11,74	5,30	0,12	1,17	0,00	5,26	2,18	0,00	0,00	97,77
CMHE I	LOP33	62,70	0,50	12,77	8,68	0,18	1,89	0,04	8,45	2,59	0,00	0,66	98,46
CMHE I	LOP33	63,57	1,94	11,94	9,45	0,85	2,58	0,19	3,87	2,38	0,03	0,51	97,30
CMHE I	LOP33	67,05	0,27	17,78	1,10	0,03	3,05	0,11	6,28	1,59	0,00	0,20	97,47
CMHW	BB42	71,32	0,06	17,06	1,31	0,46	3,52	0,00	4,40	2,32	0,07	0,00	100,52
CMHW	BB42	73,89	0,09	14,01	3,31	0,80	0,94	0,22	2,12	3,44	0,00	0,06	98,88