



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS Y MATEMATICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

**PETROGÉNESIS DE LOS CENTROS ERUPTIVOS DEL COMPLEJO
VOLCÁNICO LONQUIMAY (CVL), IX REGIÓN DE LA ARAUCANÍA**

Memoria para optar al título de Geólogo

CLAUDIO ARIEL VERGARA SÁEZ

Profesor Guía

LUIS ENRIQUE LARA PULGAR

Integrantes de la Comisión

MARTIN HERBERT REICH MORALES

DANIEL FERNANDO SELLÉS MATHIEU

Santiago de Chile

2010

A ti, hijo

Que fuiste la motivación para hacer este trabajo.

Que fuiste la ayuda en los momentos difíciles,

Incluso cuando ya no estabas.

Agradecimientos

Quisiera agradecer en primer lugar a mi profesor guía, Luis Lara, quien me dio la oportunidad de realizar esta memoria de título en un tema tan interesante y a la vez complicado como es la Volcanología. Esta memoria se enmarca dentro de su Proyecto FONDECYT N° 11070222 "MONOGENETIC VOLCANISM: TECTONIC AND MAGMATIC CONTROLS FOR MAGMA ASCENT BY CRUSTAL CRACK INTERACTIONS". También quisiera agradecer a los integrantes de la comisión examinadora de este trabajo, al profesor Martin Reich, quien siempre tuvo una buena disposición a ayudarme, y a Daniel Sellés, quien con sus críticas e ideas, hicieron de este informe un mucho mejor trabajo.

A mi familia; mi madre Marlene y mi abuelita Olaya, quienes siempre han sido mi punto de apoyo principal; a mi tío Enri, quien es un gran amigo y un pilar fundamental en la familia; y a mi hermano Mauricio, quien es mi inspiración, y espero también serlo para él.

A Katerina, quien ha sido mi compañera en la vida todos estos años. Con quien hemos pasado los mejores y peores momentos de nuestras vidas, y quien siempre me ha apoyado y dado ánimos.

A mis amigos de toda la vida: Pajaro, Tenso, Viejo, Chifeo y Queison. A quienes espero tener siempre a mi lado, no importa el camino que tomemos cada uno.

A quienes he conocido en este largo pasar por la universidad, y ahora son grandes amigos: la Anita, la Jota, el Búho, el Manfred, el Wawa, al Bertin, al Carter, al Joaco, la Fabi, la Jaqui, Caro Miralles, al Hernán, el Isma, Nachete, Caro Valenzuela, el Leo y la Tutú, la Susy, Javi Morandé, la Chasqui, al Larry y al Carcas. También a Mariana, Jovi y Rosita, de quienes aprendí mucho trabajando con ellas en la biblioteca, y por supuesto a María Rosa, quien siempre me ayudó con cualquier dificultad académica que surgía.

También quisiera agradecer a la Fundación Moisés Mellado y a la Beca Sipetrol que me auspiciaron durante varios años. Y finalmente a quienes me alegraron la vida, la de todo Geología, y en algún segundo de fama, a toda la U. A la Gran Sonora Yan Clos Band Dame!

Resumen

El Complejo Volcánico Lonquimay (CVL) se sitúa en el arco magmático activo de los Andes, específicamente entre las latitudes 38° y 38,5° S, dentro de la Zona Volcánica Sur (ZVS). La zona de estudio muestra un notorio control estructural asociado a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), al igual que el resto de la ZVS.

El CVL está constituido por diferentes centros eruptivos: el estratovolcán poligenético Lonquimay; una serie de cráteres monogénicos asociados a una fisura de orientación NE-SW llamados Cordón Fisural Oriental (CFO); y cuatro conos monogénicos periféricos alineados de forma paralela al CFO.

Las diferencias observadas respecto de los estilos eruptivos poligenético y monogénico, podrían evidenciar distintos procesos petrogenéticos asociados a los centros eruptivos del CVL. Por esta razón, se realiza en este trabajo un estudio geoquímico y petrográfico, con el fin de evidenciar estas diferencias, y de esta manera, afirmar o rechazar las hipótesis obtenidas de las observaciones de campo.

Los resultados obtenidos muestran que los magmas del CVL presentan altos valores de FeO^{\dagger} y Na_2O , y bajos valores de K_2O y MgO en comparación con el resto de la ZVS. También se evidencia que los magmas extruídos en el CVL corresponderían a una misma serie comagmática y que las diferencias geoquímicas estarían asociadas a diferentes grados de evolución. De esta manera, se puede observar que los conos monogénicos periféricos son más primitivos que el resto de los centros eruptivos. Por el contrario, los magmas extruídos por el volcán Lonquimay y centros adventicios, presentan mayor diferenciación, probablemente asociada al emplazamiento de una cámara magmática superficial en las cercanías del estratovolcán.

Análisis químicos semicuantitativos en los minerales mediante un equipo SEM-EDS, además de un estudio sobre la Distribución de Tamaños de Cristales (DTC) reafirman los resultados obtenidos con la geoquímica de roca total, concluyendo que el principal proceso de diferenciación magmática es la cristalización fraccionada y de forma secundaria la mezcla (*mixing*).

ÍNDICE

CAPITULO I: INTRODUCCIÓN	1
1.1 FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO	1
1.2. OBJETIVO GENERAL	9
1.3. OBJETIVOS ESPECIFICOS	9
1.4. HIPÓTESIS	9
1.5. METODOLOGÍA	10
Campaña de Terreno	10
Trabajo de Gabinete	10
1.6. PLAN DE TRABAJO	11
1.7. VÍAS DE ACCESO.....	12
CAPITULO II: MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	14
2.1. GENERALIDADES	14
2.2. ROCAS ESTRATIFICADAS DEL BASAMENTO	15
2.2.1. PALEOZOICO – TRIÁSICO (?)	15
2.2.2. JURÁSICO	16
2.2.3 CRETÁCICO - PALEÓGENO	16
2.2.4 NEÓGENO	17
2.2.4. CUATERNARIO	19
2.3. ROCAS INTRUSIVAS.....	21
CAPITULO III: MARCO GEOLÓGICO LOCAL	22
3.1. GENERALIDADES	22
3.2. VOLCÁN LONQUIMAY	23
3.3. VOLCÁN TOLGUACA.....	26
3.4. CORDÓN FISURAL ORIENTAL.....	27
3.5. VOLCÁN NAVIDAD	29
3.6. CONOS MONOGÉNICOS PERIFÉRICOS.....	29
CAPITULO IV: ANÁLISIS GEOQUÍMICO.....	31

4.1 GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL.....	31
4.1.1 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORES.....	33
4.1.2. GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA.....	38
4.1.3. ANÁLISIS ESPACIAL.....	42
4.1.4. GEOQUÍMICA DE TIERRAS RARAS.....	47
4.1.5. ANÁLISIS DE RAZONES MOLARES.....	52
4.2. GEOQUÍMICA DE MINERALES.....	56
4.2.1. ANÁLISIS COMPOSICIONAL.....	57
CAPITULO V: PETROGRAFÍA DEL CVL.....	62
5.1. PETROGRAFÍA DE ROCA TOTAL.....	62
5.1.1. VOLCÁN LONQUIMAY.....	62
5.1.2. CONOS Y FISURAS DE FLANCO DEL VOLCÁN LONQUIMAY.....	65
5.1.3. CORDÓN FISURAL ORIENTAL.....	68
5.1.4. CONOS MONOGÉNICOS PERIFÉRICOS.....	71
5.2. ANÁLISIS PETROGRÁFICO DE MINERALES.....	73
5.3. DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑO DE CRISTALES.....	80
5.3.1 FUNDAMENTO TEÓRICO.....	80
5.3.2 METODOLOGÍA.....	82
5.3.3. ANÁLISIS DE DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑOS DE CRISTALES.....	84
CAPITULO VI: DISCUSIONES.....	92
6.1 CVL vs. SVZ.....	92
6.2 DIFERENCIAS DENTRO DEL CVL.....	94
CAPITULO VII: CONCLUSIONES.....	100
REFERENCIAS.....	101
ANEXO A: UBICACIÓN DE MUESTRAS.....	112
ANEXO B : ANÁLISIS QUÍMICOS.....	115
ANEXO C: DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA.....	122

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1.1.1. Arreglo tectónico de los Andes entre los 33°S y 47°S	3
Fig. 1.1.2. Anomalía de Bouguer, cota de cima y base para los edificios volcánicos y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus latitud	5
Fig. 1.1.3. Distribución espacial de estratovolcánes y centros eruptivos menores	6
Fig. 1.1.4. Distribución espacial de los centros eruptivos del Complejo Volcánico Lonquimay	8
Fig. 1.7.1. Ubicación de la zona de estudio y vías de acceso.....	13
Fig. 2.2.4. Vista panorámica volcanes Sierra Nevada y Llaima.....	21
Fig. 3.2.1. Vista panorámica de los volcanes Lonquimay y Tolguaca	25
Fig. 3.4.1. Vista panorámica del Cordón Fisural Oriental	28
Fig. 3.6.1. Mapa Geológico del Complejo Volcánico Lonquimay (CVL),	30
Fig. 4.1.1. Ubicación de las muestras	32
Fig. 4.1.1.1. Diagrama TAS	33
Fig. 4.1.1.2. Diagramas de Harker de elementos mayores	36
Fig. 4.1.1.3. Diagrama AFM	37
Fig. 4.1.1.4 Gráfico $\text{FeO}^{\dagger}/\text{MgO}$ vs. $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	38
Fig. 4.1.2.1. Diagramas de Harker para elementos traza.	41
Fig. 4.1.3.1. Relación espacial de la geoquímica de los centros eruptivos del CVL.....	43
Fig. 4.1.3.2. Definición de los subsectores dentro del CVL	44
Fig. 4.1.3.3. Diagramas de diferenciación dentro del CVL.....	46
Fig. 4.1.4.1. Diagrama <i>Spider</i> de tierras raras para el CVL	48
Fig. 4.1.4.2. La vs. SiO_2	49
Fig. 4.1.4.3. Tendencias en las razones de las tierras raras livianas y pesadas del CVL.....	51
Fig. 4.1.5.1. Vector de cristalización fraccionada	54
Fig. 4.1.5.2. Vectores de cristalización fraccionada.	55
Fig. 4.2.1.1. Imágenes BSE de fenocristales de plagioclasa.....	58
Fig. 4.2.1.2. Diagramas de clasificación de minerales	58
Fig. 4.2.1.3. Composición de los fenocristales de olivino en las muestras analizadas.....	60
Fig. 5.1.1.1. Microfotografía de la muestra LL060110-03	63

Fig. 5.1.1.2. Xenolito andesítico	64
Fig. 5.1.2.1. Microfotografía de la muestra LL130110-01	65
Fig. 5.1.2.2. Microfotografía de la Muestra LL090110-01	66
Fig. 5.1.2.3. Microfotografía de la Muestra LL090110-03	67
Fig. 5.1.2.4. Microfotografía de la Muestra LL090110-01	67
Fig. 5.1.3.1. Microfotografía de la muestra LL080110-05	68
Fig. 5.1.3.2. Colada de lava de la zona noreste del CFO	69
Fig. 5.1.3.3. Textura subofítica en lava del CFO.	70
Fig. 5.1.4.1. Microfotografía de la Muestra LL100110-01	72
Fig. 5.1.4.2. Microfotografía de la muestra LL080209-2	72
Fig. 5.2.1. Imagen (a) BSE de la muestra LL100110-01.....	74
Fig. 5.2.2. Imagen (b) BSE de la muestra LL100110-01	75
Fig. 5.2.3. Imagen BSE de la muestra LL080110-05.....	76
Fig. 5.2.4. Imágenes BSE de cristales de olivino	77
Fig. 5.2.5. Imagen BSE de la muestra LL060110-03.....	78
Fig. 5.2.6. Imagen BSE de la matriz de la muestra LL130110-01	79
Fig. 5.3.1.1. Ejemplos de DTC.	81
Fig. 5.3.3.1. Imagen digitalizada de los cristales de plagioclasa de la muestras LL080110-05.	84
Fig. 5.3.3.2. DTC de la muestra LL080110-05	85
Fig. 5.3.3.3. Imagen digitalizada de los cristales de plagioclasa de la muestras LL100110-01	86
Fig. 5.3.3.4. DTC de la muestra LL100110-01	87
Fig. 5.3.3.5. Imagen digitalizada de los cristales de plagioclasa de la muestra LL130110-01.....	88
Fig. 5.3.3.6. DTC de la muestra LL130110-01	89
Fig. 5.3.3.7. Imagen digitalizada de los cristales de plagioclasa de la muestra LL060110-02.....	90
Fig. 5.3.3.8. DTC de la muestra LL060110-02	91
Fig. 6.1.1. Razón Eu/Eu^*	94
Fig. 6.2.3. Modelo de filtros para la generación de andesitas	99

CAPITULO I: INTRODUCCIÓN

1.1 FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO

La comprensión de los mecanismos de diferenciación y ascenso de los magmas mediante el uso de la geoquímica de rocas y minerales en los productos volcánicos, es una estrategia usada ampliamente por petrólogos y volcánólogos, desde los comienzos del uso de las técnicas analíticas de laboratorio asociados a la geología. Estos análisis han sido utilizados tanto en rocas recientes (como las presentes en las zonas volcánicas activas, en donde se tiene un mejor entendimiento de los procesos geológicos), como en las rocas formadas en tiempo geológicos anteriores (en donde se deben estimar los procesos por las cuales fueron generadas). Este tipo de estudios generalmente es usado como complemento de las observaciones de campo y la geología estructural para verificar o contradecir las hipótesis de los geólogos sobre el régimen tectónico imperante durante la formación, diferenciación, ascenso y erupción de los magmas (Pearce y Cann, 1971; Pearce y Cann, 1973; Kay, 1978; Vergara *et al.*, 1982; Wilson, 1989; Rollinson, 1993; Best, 2003)

El área de estudio se ubica dentro la Zona Volcánica Sur (ZVS) de la franja volcánica andina, la cual está caracterizada por magmatismo de margen convergente activo. Más específicamente, este trabajo se ubica entre la Zona Volcánica Sur Central y la Transicional (*Central/Transitional South Volcánic Zone CSVZ / TSVZ*, ver Fig. 1 y 2) (López-Escobar *et al.*, 1995). La ZVS se encuentra a unos 300 km hacia el Este de la fosa Chile-Perú, en el margen convergente de las placas de Nazca y Sudamérica, en una franja de dirección aproximada NS entre los 33° y 46° S. La tasa actual de convergencia entre estas placas es de aproximadamente 6-7 cm/año con un vector de rumbo N80° E (Angermann *et al.*, 1999). Esta velocidad y dirección han cambiado a lo largo de la historia geológica de este margen. La ZVS está limitada hacia el norte por *gap* volcánico asociado al *ridge* de Juan Fernández (Ramos, 1981; Ramos y Barbieri, 1989; Kay y Ramos, 2006), sector donde se ubican las Fajas Plegadas y Corridas de Aconcagua, Malargue y del Agrio

(Ramos, 1981; Ramos y Barbieri, 1989; Kay y Ramos, 2006, Folguera *et al.*, 2004; Zamora et al., 2006), y hacia el sur por el punto de triple convergencia entre las placas de Nazca, Sudamérica y Antártica, lugar donde la Dorsal de Chile y un conjunto de otras fracturas asociadas a las rupturas de Gondwana y la placa Farallón, son subductadas (Fig. 1.1.1) (Cembrano y Moreno, 1994; Cembrano y Lara, 2009). Hacia el sur de los 34.5° S, la orientación del arco cambia de una dirección NS a una NNE seguido de una disminución sostenida de la razón isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Luego de los 36° S el arco vuelve a disponerse con una orientación NS y puede observarse un incremento de esta razón isotópica, además de una disminución del espesor cortical de 50 a 35 km inferido de la anomalía de Bouguer (Hildreth y Moorbath, 1988) (Fig. 1.1.2).

El magmatismo presente en la ZVS es mayormente controlado por la deshidratación de la placa de Nazca y la consecuente fusión parcial de la cuña mantélica bajo la placa Sudamericana (Stern y Kilian, 1996). Por otro lado, los mecanismos de ascenso y diferenciación de magmas presentan un fuerte control estructural (Cembrano y Lara, 2009), particularmente respecto de un elemento sobresaliente en la geología del segmento sur de Chile entre los 37° y los 46°S, el cual corresponde a la ocurrencia de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) (Hervé, 1976; Hervé, 1984; Hervé y Thiele, 1987; Cembrano y Hervé, 1993; Cembrano, 1998; Lavenu y Cembrano, 1999), sistema de fallas de rumbo dextral que se ubica mayormente a lo largo del arco volcánico.

A pesar de los rasgos de primer orden comunes a lo largo del arco, en la ZVS se pueden apreciar variaciones composicionales e isotópicas en los productos volcánicos, las cuales podrían deberse a diferentes grados de participación de la corteza continental y/o del manto litosférico en la magmagénesis. (Rogers y Hawkesworth, 1989; Annen, 2005). Estos datos analizados desde un punto de vista petrológico y estructural, han permitido separar a la Zona Volcánica Sur, en distintas provincias por diferentes autores (Ej.: Sellés et al., 2004; López-Escobar, 1984; Futa y Stern, 1988; Tormey et al., 1991).

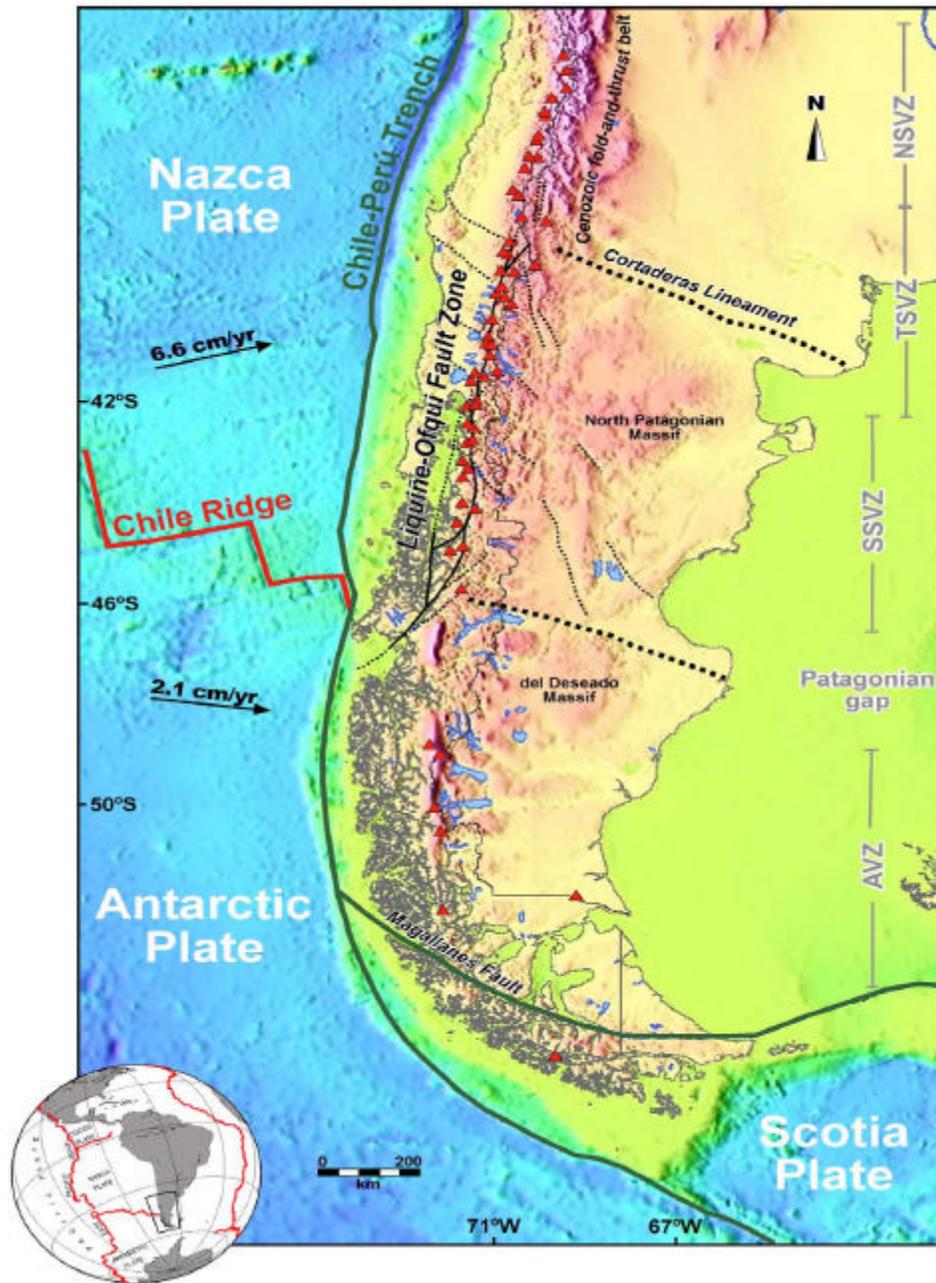


Fig. 1.1.1. Arreglo tectónico de los Andes entre los 33°S y 47°S. Se muestra la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui y el punto triple de Chile. La separación de la Zona Volcánica Sur está obtenida de López-Escobar et al., (1995). (Figura extraída de Cembrano y Lara (2009)).

Como rasgo de segundo orden, a lo largo del arco, los complejos volcánicos presentan diferentes cadenas transversales compuestas por estratovolcánes, conos de flanco y conos monogénicos, las cuales generalmente están dispuestas en las direcciones NE-SW y NW-SE (Fig.

1.1.3). Los centros eruptivos de la ZVS que muestran lineamientos NE-SW son en general de composición basáltica a andesítico-basáltica (Antuco - Sierra Velluda, Carrán - Los Venados, Antillanca, Osorno-Puntiagudo, Maca, Cay). En contraste, numerosos volcanes que se encuentran en lineamientos NW-SE son de composición dacítica a riolítica (Quetrupillán, Cordón Caulle, Huequi, Chaitén). (Cembrano y Moreno, 1994). Esto estaría directamente relacionado al movimiento dextral de la ZFLO y a los dominios transpresivos y trastensionales que se forman a lo largo del arco volcánico (López-Escobar *et al.*, 1995; Cembrano y Lara, 2009).

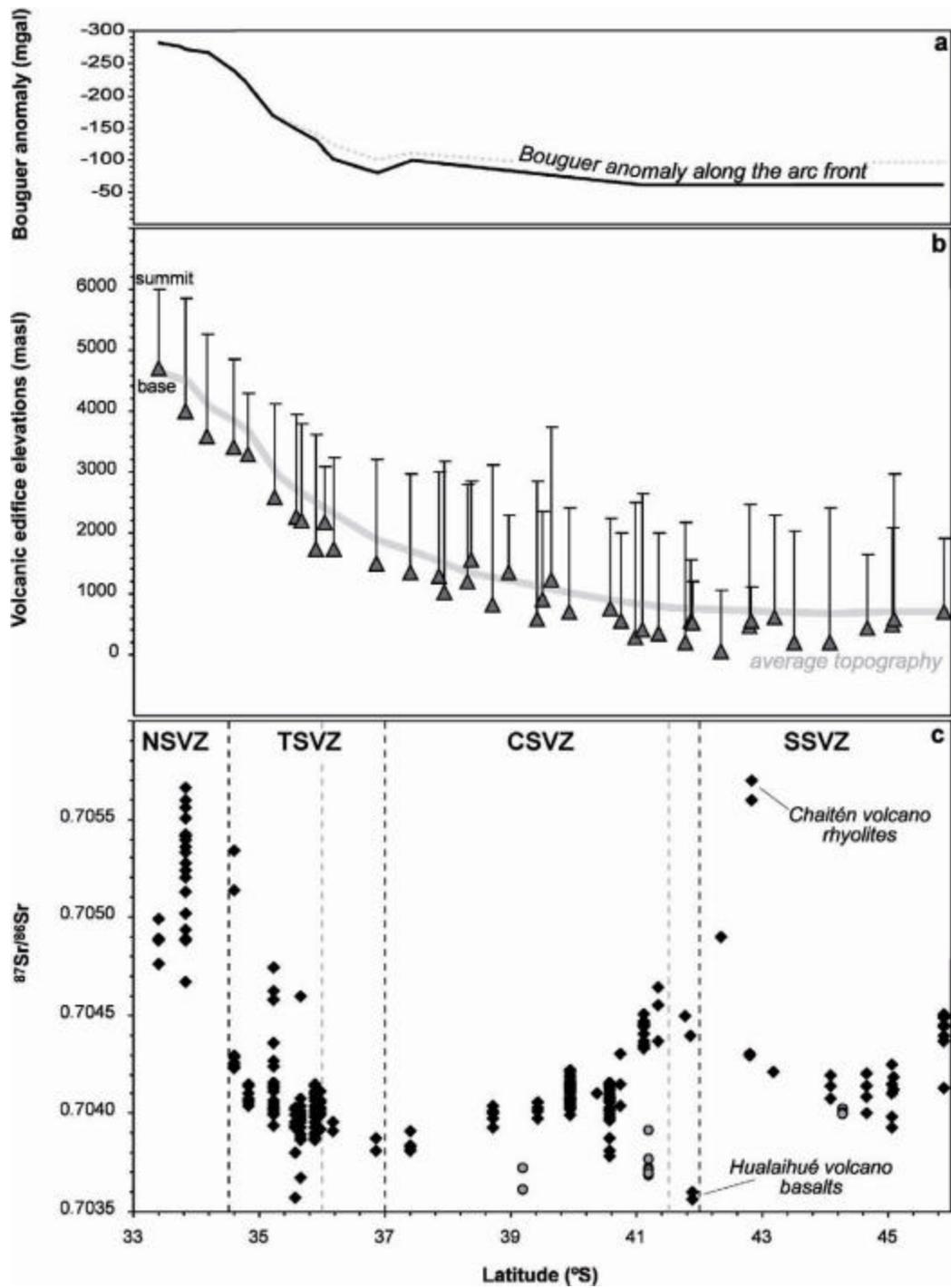


Fig. 1.1.2. Anomalia de Bouguer, cota de cima y base para los edificios volcánicos y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus latitud. (Figura extraída de Cembrano y Lara, 2009)

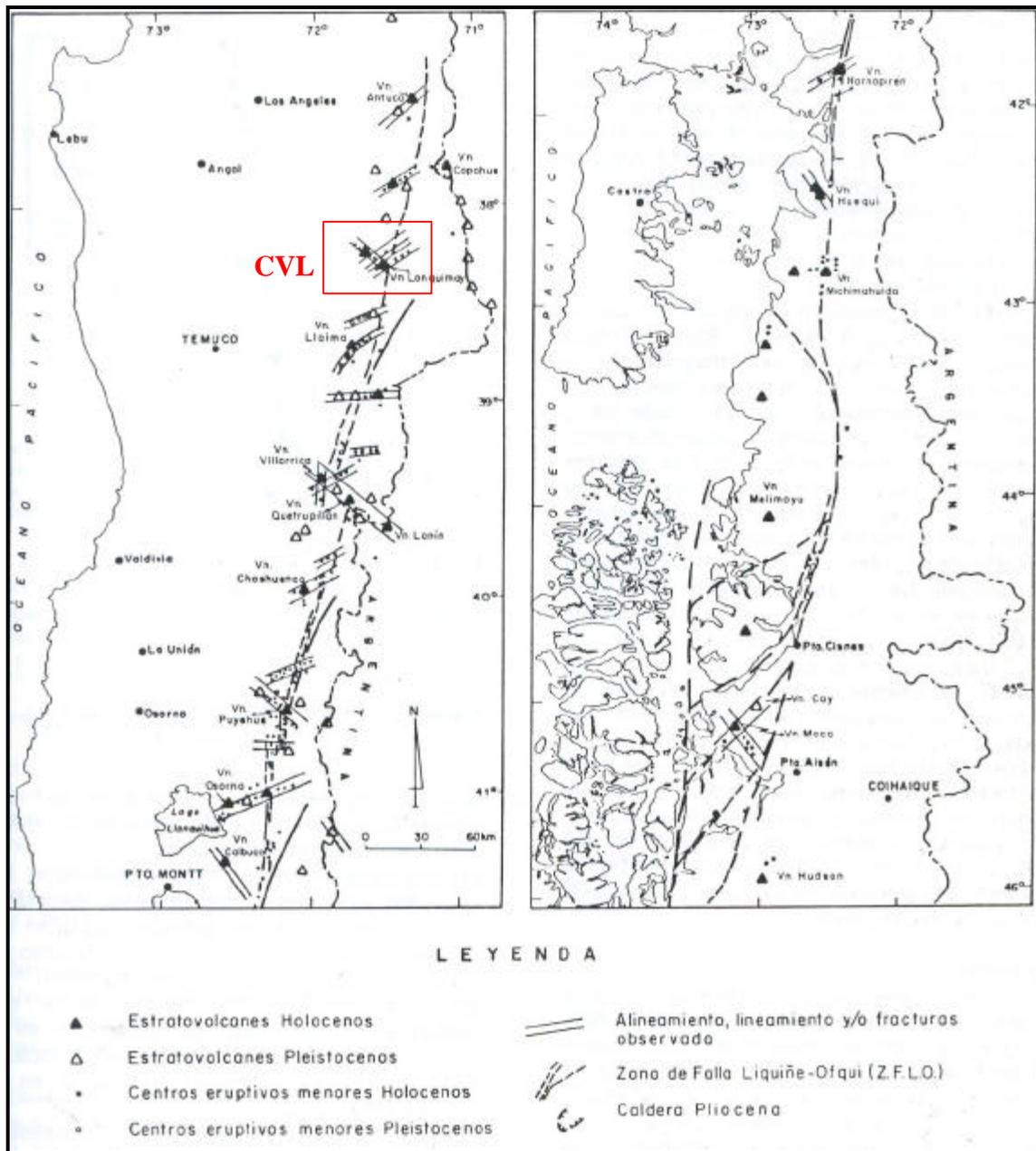


Fig. 1.1.3. Distribución espacial de estratovolcánes y centros eruptivos menores de edad holocena y pleistocena en los Andes del Sur. El cuadro rojo muestra el CVL, en el se puede apreciar la orientación NW-SE entre el Volcán Lonquimay y el Volcán Tolguaca, y las orientaciones NE-SW de los centros monogénicos periféricos Volcán Lolco - Volcán Laguna Verde - Volcán La Holandesa - Volcán Caracol y Volcán Lonquimay - Volcán Navidad y CFO. (Figura extraída de Cembrano y Moreno, 1994)

Desde el trabajo pionero de Nakamura (1977), es aceptado en la literatura científica que las diferencias entre los volcánes monogénéticos y poligenéticos dentro de un complejo volcánico están asociadas directamente al stress diferencial activo en el basamento. Sin embargo, las características que definen estos tipos de volcánes, aun cuando tengan un control tectónico importante, van más allá de sus rasgos morfoestructurales.

Los conos monogénicos, a diferencia de los estratovolcánes, presentan períodos de reposo muchos más largos y volúmenes de material eruptado menores. En efecto, a estos conos se les suele identificar solo una erupción asociada a la construcción de edificio en sí, sus productos volcánicos, y en algunos casos, a una colada de lava. Generalmente los complejos volcánicos presentan un estratovolcán poligenético central y conos monogénicos periféricos asociados a fallas y fracturas del basamento, los cuales presentan productos volcánicos menos diferenciados, es decir de composición basáltica a andesítico-basáltica. Estas características se pueden observar no sólo en el arco volcánico andino (Hickey-Vargas *et al.*, 1989), sino también en cadenas volcánicas asociadas a otros ambientes tectónicos (Sato *et al.*, 1990).

Existen diversas hipótesis para la petrogénesis de los centros monogénéticos vs. la de los estratovolcánes poligenéticos (Ejemplo: Sato *et al.*, 1990; Hickey-Vargas *et al.*, 1989). En general estas teorías apuntan a diferentes rasgos como por ejemplo: diferentes profundidades de emplazamiento del magma parental, los tiempos de residencia de este en la corteza y al tipo de fuente involucrado en la magmagénesis. De esta forma, es de esperar que los centros monogénicos tengan signaturas geoquímicas mas primitivas, es decir, que en comparación con un centro poligenético, estos magmas tengo un menor grado de evolución (Ejemplo: Sato *et al.*, 1990; Hickey-Vargas *et al.*, 1989).

Dentro de este marco se ubica el Complejo Volcánico Lonquimay (CVL), el cual está constituido por diferentes centro eruptivos: el volcán Lonquimay, el cual posee conos en sus flancos NE y SW (Ej.: Volcán Navidad); una cadena de cráteres asociados a una fisura de orientación NE-SW de aproximadamente 8 km de longitud denominada Cordón Fisural Oriental (CFO) (Moreno y Gardeweg, 1989); y cuatro conos monogénicos periféricos alineados de forma paralela al CFO (Fig. 1.1.4).

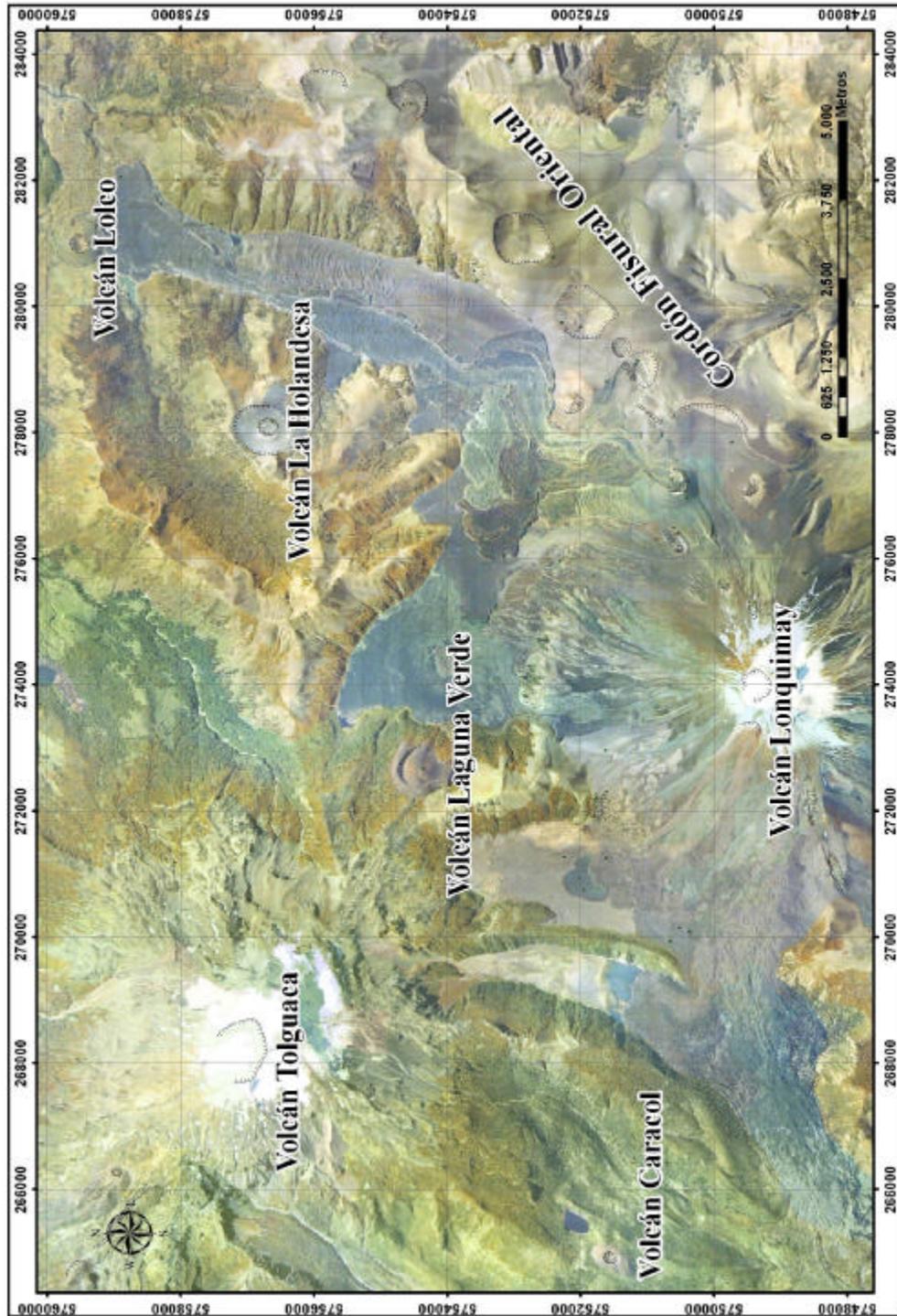


Fig. 1.1.4. Distribución espacial de los centros eruptivos del Complejo Volcánico Lonquimay. De fondo se aprecia una imagen satelital extraída de Google Earth  remarcada con las unidades geológicas observables en la zona.

1.2. OBJETIVO GENERAL

El objetivo general de este estudio es caracterizar petrográficamente y geoquímicamente los centros eruptivos del CVL.

1.3. OBJETIVOS ESPECIFICOS

Con el fin de cumplir con el objetivo general del estudio, se detallan los siguientes objetivos específicos:

1. Caracterización petrográfica de los productos volcánicos del CVL.
2. Caracterización geoquímica de las rocas y los minerales del CVL, separada por grupos: Volcán Lonquimay, conos de flanco del estratovolcán, conos monogénicos periféricos (Volcán Lolco, Volcán La Holandesa, Volcán Laguna Verde) y Cordón Fisural Oriental (CFO) y respecto del resto de la ZVS.
3. Realizar un modelamiento geoquímico de la evolución de los magmas del CVL.

1.4. HIPÓTESIS

Se trabajará con la siguiente hipótesis de trabajo: Las diferencias en los estilos de los edificios volcánicos (monogénicos vs. poligenético) serían resultado de diferencias en la petrogénesis de los distintos centros eruptivos del CVL.

1.5. METODOLOGÍA

Con el fin de cumplir cada objetivo específico se detalla la siguiente metodología de trabajo separada en campaña de terreno y trabajo de gabinete.

Campaña de Terreno

1. Muestreo de las rocas volcánicas asociadas a las erupciones del CVL, particularmente el Cordón Fisural Oriental y los conos monogénicos periféricos.
2. Reconocimiento de las principales estructuras volcánicas presentes en CVL.

Trabajo de Gabinete

1. Compilación de datos publicados e inéditos sobre la geoquímica del área de Lonquimay y de los demás volcanes de la ZVS.
2. Descripción macroscópica de las muestras recolectadas en terreno y posterior análisis químico de roca total para elementos mayores y menores en el Laboratorio del SERNAGEOMIN mediante el uso de XRF. Esto con el fin de comparar la química de las diferentes rocas del CVL entre sí y con las del resto de los volcanes de la ZVS.
3. Análisis petrográfico de las muestras seleccionadas para realizar cortes transparentes.
4. Análisis petrográfico y geoquímico semicuantitativo con equipo SEM-EDS para plagioclasa como fenocristal y microlito, clinopiroxeno y ortopiroxeno, olivino, magnetita e ilmenita y vidrio intersticial, con el equipo del laboratorio del Departamento de Ingeniería Metalúrgica de la Universidad de Santiago de Chile. (Ejemplo: Ortega, 2008).

5. Análisis de Distribución de Tamaño de Cristales DTC (Cashman y Marsh, 1988; Marsh, 1988; Marsh, 1998, Higgins, 1999; Higgins; 2000) en el subgrupo de las muestras usadas para el uso de SEM-EDS. (Ejemplo: Escribano, 2010).

1.6. PLAN DE TRABAJO

Durante diciembre de 2009 se compilaron trabajos publicados e inéditos con datos geoquímicos del CVL. Además se transcribió, actualizó y digitalizó el mapa geológico realizado por Moreno (Inédito, 1986), el cual no contenía los depósitos de la erupción del Volcán Navidad.

Durante enero de 2010 se realizó la campaña de terreno, etapa en la cual, además de familiarizarse con la problemática y la morfología de la zona, se recolectaron muestras de roca de los diferentes productos volcánicos dentro del CVL. Las rocas seleccionadas fueron tomadas de coladas de lava, evitando las que presentaban mayor vesiculación, las que generalmente se encontraban en la parte central de los depósitos. También se recolectaron algunas bombas, con el fin de analizar la química del vidrio.

Luego de la campaña de terreno se seleccionaron las muestras que se enviarían posteriormente al laboratorio del SERNAGEOMIN para realizar la geoquímica de roca total y de elementos traza, además de seleccionar las muestras para realizar los cortes transparentes. Para este proceso se procedió a limpiar una última vez las muestras, para evitar la contaminación y error en los resultados.

Durante Abril se realizó la descripción petrográfica y se seleccionaron las muestras para el uso de SEM-EDS y de DTC.

Durante junio se trabajaron los datos geoquímicos obtenidos comparando los resultados con los recopilados para el CVL y el resto de la ZVS, además se comenzó la digitalización de las microfotografías de las muestras para el uso de DTC en plagioclasas.

Durante julio y principios de agosto se usó el equipo SEM-EDS de la USACH a cargo de Gladys Olivares (gladys.olivares@usach.cl). Luego se analizaron los resultados para el capítulo de geoquímica de los minerales.

Desde mediados de julio hasta finales de septiembre se redactó este informe, con las debidas correcciones del profesor guía y miembros de la comisión examinadora.

1.7. VÍAS DE ACCESO

Para acceder la zona de estudio se debe llegar a la ciudad de Victoria desde Santiago por la carretera panamericana (Ruta 5-Sur). Luego se debe seguir en dirección Este, hasta Curacautín por la Ruta 181. (Fig. 1.7.1)

Para acceder al Complejo Volcánico Lonquimay se pueden tomar dos rutas, las cuales llegan a diferentes sectores dentro de la zona de estudio. Es así como para acceder al Volcán Tolguaca, Volcán Laguna Verde y Volcán Caracol se debe tomar desde Curacautín la continuación de la Ruta 181 (Ruta 89 rural), la cual corresponde a la carretera principal del sector, hacia el este hasta el camino de ripio y tierra R-761 y luego R-763 (Ver Fig. 1.4). Por esta zona también es posible acceder a las coladas de lava del flanco Oeste del Volcán Lonquimay.

Para acceder al sector este del Complejo Volcánico, es decir hacia el Cordón Fisural Oriental, el volcán Navidad, el volcán Lolco y las coladas de lava y fisuras orientales del volcán Lonquimay se debe continuar por la Ruta-89 hacia Malalcahuello y luego tomar la ruta R-785 (Fig 1.7.1) la cual atraviesa el CFO y llega hasta a la Hacienda Lolco (Sector Noreste de la zona de estudio).

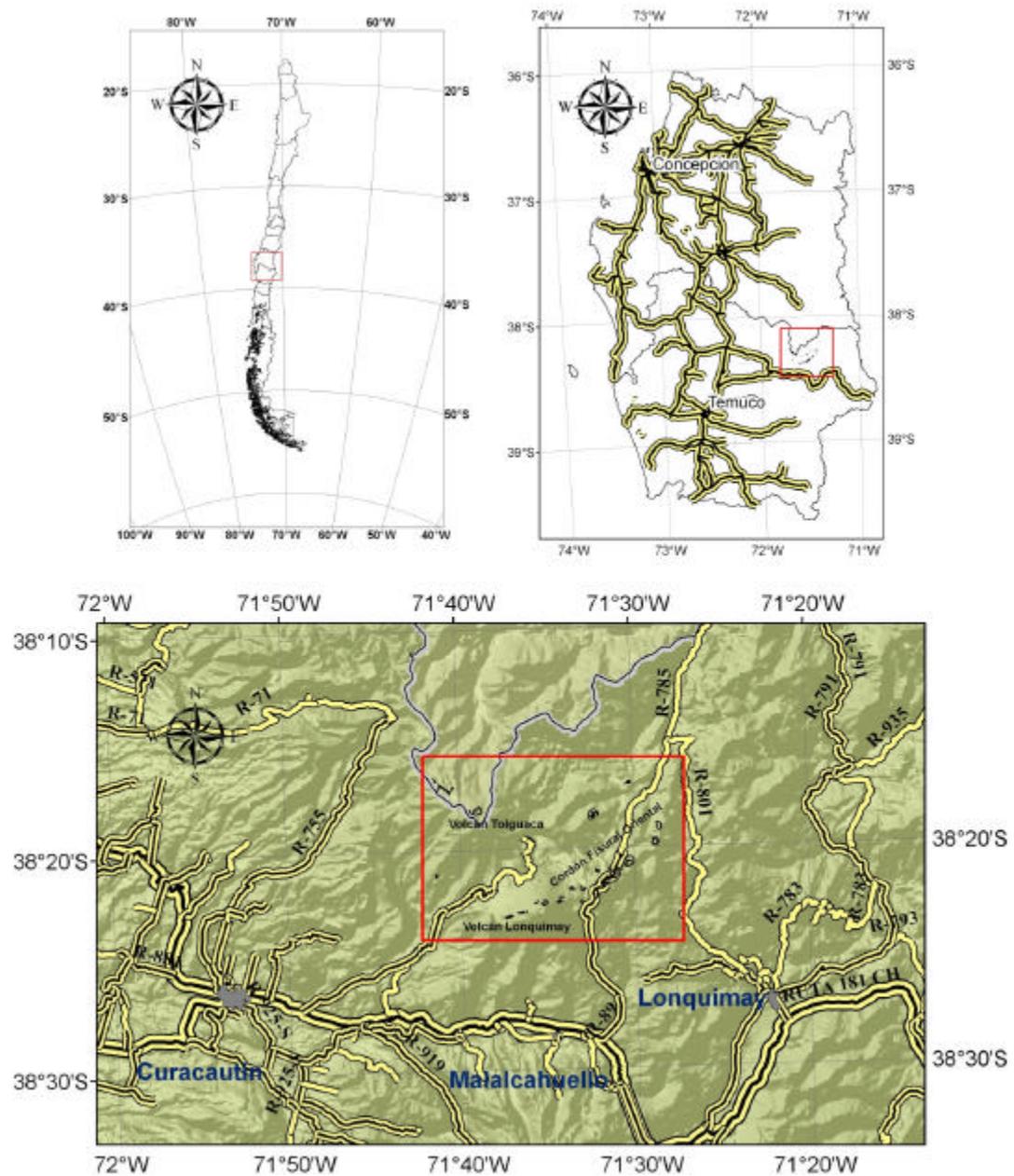


Fig. 1.7.1. Ubicación de la zona de estudio y vías de acceso. Arriba a la izquierda se observa el sector regional dentro de territorio nacional, arriba a la derecha se observan las principales carreteras para acceder a la zona de estudio. Abajo en detalle se aprecian los caminos pavimentados, de ripio y tierra para acceder a sector estudiado (zona enmarcada con color rojo).

CAPITULO II: MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. GENERALIDADES

La zona de estudio se ubica en la parte occidental de la llamada Cuenca Neuquina (Legarreta y Gulisano, 1989), denominación para la provincia geológica desarrollada principalmente, en el sector extraandino argentino de Neuquén y sur de Mendoza, noroeste de Río Negro y suroeste de la Pampa, cuya estratigrafía se caracteriza por el desarrollo de una secuencia sedimentaria del Triásico Superior, Jurásico, Cretácico y Paleógeno (Suárez y Emparán, 1997).

Durante el Triásico superior y el Jurásico inferior, la parte occidental de Argentina central y oriental de Chile central experimentaron procesos tectónicos extensionales, asociados a la existencia de un sistema de arco/fosa a lo largo del margen oeste de la Placa de América del Sur (Gulisano y Gutiérrez, 1994). Desde el Jurásico inferior, el régimen tectónico imperante fue compresional, producto de la subducción de la placa Farallón hasta los 26 Ma y luego de la placa de Nazca bajo Gondwana (luego placa Sudamericana) (Mpodozis y Ramos, 1989).

Desde los 26 Ma el régimen tectónico se ha mantenido prácticamente estable, lo que ha desarrollado una serie de características morfoestructurales a lo largo del territorio nacional. En particular, a la latitud de la zona de estudio, se presentan cuatro unidades principales; Cordillera de la Costa, Depresión intermedia, Cordillera Principal y Cuenca de Antepaís. Inmediatamente al Norte del CVL comienza la llamada Faja Plegada y Corrida El Agrio (Cenozoico) y al Este se ubica la Cuenca de Neuquén (Mpodozis y Ramos, 1989).

2.2. ROCAS ESTRATIFICADAS DEL BASAMENTO

Las unidades y formaciones expuestas en este trabajo provienen principalmente de las definiciones realizadas por Suárez y Emparán (1997) en la Hoja Curacautín del Servicio Nacional de Geología y Minería. Sin embargo se han incorporado a estas descripciones, formaciones y unidades informales que son ampliamente usadas en la literatura, en particular en el trabajo realizado por Moreno (Inédito, 1986), el cual fue usado como documentación base para este estudio.

2.2.1. PALEOZOICO – TRIÁSICO (?)

ESTRATOS DE HUINUCAL IVANTE

Pre-Jurásico (?)

Con el nombre de Estratos de Huinucal Ivante, se designa a una secuencia de 70 m de espesor de metasedimentitas foliadas, que forman una gran inclusión en rocas graníticas del Grupo Plutónico Gualletué (Ver subcapítulo 2.3 Rocas Intrusivas). Estos afloramientos fueron incluidos en la Formación Pacunto (IIG/MMAJ/JICA, 1978), la cual corresponde a la Formación nacientes del Biobío (ver subcapítulo 2.2.2.1) y con posterioridad a los Estratos de Gualletué (Suárez et al., 1986; Emparan et al., 1987). Suárez y Emparan (1997) prefirieron separar estos afloramientos en otra unidad debido a que son las únicas rocas metasedimentarias, intensamente foliadas, reconocidas en la zona. Si bien esta foliación podría obedecer a un tectonismo local sobreimpuesto a rocas sedimentaria jurásicas expuestas en la zona (Formación Nacientes del Biobío), cabe la posibilidad que se trate de una unidad más antigua.

2.2.2. JURÁSICO

FORMACIÓN NACIENTES DEL BIOBIO

Jurásico Inferior a Medio

Secuencia sedimentaria marina, volcánica marina y continental, constituida, en su parte inferior y media, por rocas sedimentarias clásticas y carbonatadas, y lavas basálticas, de ambiente marino y, en su parte superior, por rocas volcánicas de ambiente, aparentemente subaéreo en su mayor parte (De la Cruz y Suárez, 1997). Esta unidad presenta un desarrollo litológico vertical, que caracteriza un ciclo marino regresivo de edad jurásica. (Suárez y Emparán, 1997).

2.2.3 CRETÁCICO - PALEÓGENO

COMPLEJO VIZCACHA CUMILAO

Cretácico – Paleógeno?

Unidad informal que comprende secuencias principalmente volcánicas compuestas por lavas andesíticas macizas, y subordinadamente basálticas (que en ocasiones podrían ser cuerpos intrusivos), y rocas piroclásticas generalmente alteradas y tectonizadas, con intercalaciones sedimentarias clásticas, (Suárez y Emparán, 1997). A pesar de que su base no ha sido observada, en algunas localidades, se ha reconocido que rocas asignadas a esta unidad infrayacen discordantemente a la Formación Curamallín y a lavas basálticas columnares asignadas a la Formación Malleco. (Suárez y Emparán, 1997).

2.2.4 NEÓGENO

FORMACIÓN CURAMALLIN

Mioceno Inferior – Medio

La formación Curamallín incluye rocas volcánicas andesíticas, dacíticas y riolíticas, y rocas sedimentarias principalmente lacustres, y subordinadamente fluviales. Definida originalmente por González y Vergara (1962), luego estudiada por Sandoval (1977) y Salinas (1984), y finalmente redefinida por Niemeyer y Muñoz (1983), esta unidad ha cambiado sus límites y edades a medida que se ha sido observada por diferentes autores.

Actualmente, esta formalmente definida por Suárez y Emparán (1997) en la Hoja Curacautín, en donde se ha resumido y correlacionado con antiguas unidades informales y miembros de otras formaciones (Ej. Formación Trapatrapa). En este trabajo la Formación Curamallín se subdivide en dos miembros continentales: Miembro Guapitrío, principalmente volcánico, y Miembro Río Pedregoso, principalmente sedimentario, que subyace y engrana con el primero, pudiendo estar intercalado localmente en el primer miembro. Estos dos miembros son equivalentes al Miembro Río Queuco y a la Formación Mallamalla de Niemeyer y Muñoz (1983), respectivamente. Suárez y Emparán (1997) postulan que, además, el Miembro Guapitrío, probablemente sea equivalente con la Formación Trapatrapa (Niemeyer y Muñoz, 1983) y, parte de la asociación deltáica volcanogénica del Miembro Río Pedregoso, también, podría ser equivalente con la Formación Trapatrapa.

El espesor del miembro Guapitrío excede los 1000-1500 m, según Salinas (1984), mientras que el del Miembro Río Pedregoso supera los 400 m. (Suárez y Emparán, 1997).

Según Moreno (Inédito, 1986), en al área de estudio de este trabajo, el basamento que aflora correspondería a la Formación Trapatrapa y al Miembro Río Queuco de la Formación Curamallín de Niemeyer y Muñoz (1983). En este informe, estas unidades fueron resumidas y correlacionadas, de acuerdo a la literatura antes expuesta, con el Miembro Guapitrío de la Formación Curamallín.

FORMACIÓN MITRAUQUÉN

Mioceno Superior

Formación que proviene de la unidad informal "Estratos de Mitrauquén" (Sandoval, 1977), luego Suárez y Emparán (1997) definen esta formación formalmente en la Hoja Curacautín, como una unidad de conglomerados, ignimbritas y lavas andesíticas, expuesta a lo largo de una franja ubicada al este del río Biobío, principalmente entre el río Liucura y el río Mitrauquén. Incluye dos miembros: uno sedimentario y otro volcánico. Este último sobreyace y engrana lateralmente con el primero. A su vez, el miembro sedimentario se acuña hacia el norte.

FORMACIÓN MALLECO

Plioceno – Pleistoceno Inferior

Unidad definida por Suárez y Emparán (1997) la cual aflora con bastante continuidad desde aproximadamente las nacientes del río Renaico (aproximadamente 71° 40'W) en el sector noroccidental de la Hoja Curacautín. Al oriente del meridiano indicado hay sectores aislados de afloramientos que se relacionan con centros de emisión y que se sitúan en el cordón El Peñón, adyacente a la Cordillera de Pemehue, en el extremo norcentral de la Hoja Curacautín, en los cerros Lanco y Cerro Piedra Marcada (Cerro Canasto) situados al noroeste del poblado de Lonquimay, y al noreste de la zona de estudio.

La Formación Malleco comprende, principalmente, rocas volcánicas con intercalaciones sedimentarias continentales ocasionales. Suárez y Emparán (1997) la dividieron en cuatro unidades informales, tres de ellas en sucesión estratigráfica y denominadas unidad inferior, media y superior, la cuarta unidad corresponde a las lavas de valle, apoyadas sobre las unidades media y superior.

Un dato de relevancia para este estudio es que las rocas de la Formación Malleco son calcoalcalinas (Suárez y Emparán, 1997).

2.2.4. CUATERNARIO

CONJUNTO DE VOLCANES DE LA CORDILLERA PRINCIPAL

Cuaternario

El Conjunto de Volcanes de La Cordillera Principal descrito por Suárez y Emparán (1997) en la Hoja Curacautín comprende de cinco volcanes principales, los cuales son de sur a norte: Sollipulli, Llaima, Sierra Nevada, Lonquimay y Tolguaca. Dada la lejanía del estratovolcán-caldera Sollipulli respecto de la zona de estudio, no se realizará una descripción de este, por otro lado, los volcanes Lonquimay y Tolguaca son descritos en el capítulo.

VOLCÁN LLAIMA

El Llaima un estratovolcán compuesto, constituido por un edificio volcánico mixto y una base de escudo, ubicado en la Zona Volcánica Sur. Efectivamente, comprende una estructura basal, con forma de volcán de escudo y está rodeado por unos 40 conos de escoria adventicios, orientados en dirección noreste según una alineación curva de 29 km de longitud, desde el suroeste hacia el noreste del volcán. Sus derrames de lavas han sido emitidos dentro de un radio de 30 km desde la cima, encerrando una superficie irregular de unos 700 km² y alcanza un volumen aproximado de 400 km³. La base del edificio volcánico compuesto tiene una forma elíptica, cuyo eje mayor de sentido N-S alcanza 30 km y su eje menor E-W, tiene unos 25 km.

La actividad del volcán Llaima se ha desarrollado durante el Pleistoceno Superior y Holoceno. Los productos emitidos descansan, en discordancia, esencialmente sobre granitoides terciarios y sobre los complejos volcánicos pleistocenos de Hirampe-Melo y Sierra Nevada. El inicio de la actividad volcánica es incierto, aunque la secuencia más antigua muestra los efectos erosivos de la última glaciación. Este hecho sugiere que los productos primigenios se habrían generado con posterioridad a la penúltima glaciación, es decir, tendrían una edad máxima de unos 250.000 años, es decir, del Pleistoceno Medio a Tardío.

Considerando criterios morfoestructurales, estratigráficos, geoquímicos y litológicos, se han reconocido 3 unidades evolutivas: una unidad antigua, otra unidad fisural y el edificio o cono volcánico principal, además de las sucesiones de depósitos piroclásticos. Inmediatamente sobre las lavas postglaciales tempranas de la unidad antigua, se dispone un extenso depósito de flujo piroclástico andesítico-basáltico que marcó el comienzo de la unidad fisural. Este depósito encierra restos de madera carbonizada de aproximadamente 13.200 AP, según el método de datación C14. Considerando el gigantesco volumen de este depósito, lo más probable es que se haya generado una caldera como producto de un colapso del edificio volcánico.

El volcán Llaima está formado, principalmente, por lavas y piroclastos basálticos a andesítico-basálticos, cuyos contenidos de sílice varían entre 50 y 58% SiO₂, aunque un depósito de pómez asociado a una erupción pliniana, tiene una composición dacítica (65% SiO₂). Las rocas son leve a fuertemente porfíricas con fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno. Geoquímicamente, las rocas de este volcán son de tendencia toleítica, pobres en álcalis. (Suárez y Emparán, 1997; Naranjo y Moreno, 2005).

VOLCÁN SIERRA NEVADA

Thiele et al., (1987) describieron al Sierra Nevada como un volcán extinto el cual se eleva hasta 2554 msnm, ubicado a 30 km al sureste de la ciudad de Curacautín. El Sierra Nevada correspondería a un antiguo estratovolcán coronado por una caldera erosionada de 3 km de diámetro, abierta hacia el oeste.

Las rocas que conforman este volcán son principalmente basálticas. Muestras obtenidas por Suárez y Emparán (1997) en una abrupta ladera alaciada del flanco occidental, corresponden a basaltos de olivino que forman coladas de 3 a 15 m de espesor, intercaladas con brechas volcánicas, algunas posiblemente de origen lahárico.



Fig. 2.2.4. Vista panorámica volcanes Sierra Nevada y Llaima desde el CFO, se puede apreciar el basamento estratificado de la Formación Curamallín, Miembro Guapitrío.

2.3. ROCAS INTRUSIVAS

Suárez y Emparán (1997) describen cinco unidades intrusivas, agrupadas por edad, litología y continuidad areal con rocas de edad conocida en la Hoja Curacautín. Estas rocas se distribuyen, principalmente, en dos franjas de orientación NNE.

La franja oriental, incluye al Grupo Plutónico Gualletué (monzogranitos, dioritas y tonalitas), con edades radiométricas principalmente del Cretácico y Jurásico Superior. La franja occidental, incluye al Grupo Plutónico Melipueco (rocas graníticas), con dataciones radiométricas del Mioceno; al Stock Lolco, del Cretácico Superior – Paleoceno y al Stock Pemehue, del Paleoceno. Los intrusivos hipabisales son agrupados en la unidad informal Intrusivos Hipabisales de Río Renaico y Cerro Mocho. Esta subunidad se distribuye por toda la Hoja Curacautín, sin asociarse en forma evidente a alguna unidad estratigráfica.

CAPITULO III: MARCO GEOLÓGICO LOCAL

3.1. GENERALIDADES

El Complejo Volcánico Lonquimay (CVL) comprende de un cono principal, el volcán Lonquimay, conos y fisuras de flanco al SW y NE del cráter (Ejemplo: volcán Navidad) y una cadena de aproximadamente doce centros adventicios ubicados hacia el NE, a lo largo de una fisura de 8 km de longitud denominada Conjunto Volcánico Las Paramelas (Salinas, 1979) o más conocida como el Cordón Fisural Oriental (CFO) (Thielle et al., 1987; Moreno y Gardeweg, 1989). También existen cuatro conos monogénicos periféricos alineados en la dirección NE-SW paralela a la orientación del CFO, ubicados entre las laderas del volcán Tolguaca y el río Lolco.

Entre los antecedentes bibliográficos que describen erupciones explosivas y emisiones fumarólicas del volcán Lonquimay y el Cordón Fisural Oriental, destacan los trabajos inéditos de G. Hankte (1945) y Casertano (1963). Con estos antecedentes Thiele et al., (1987) resumieron en cuatro fechas las erupciones documentadas que en adición a la estudiada por Moreno y Gardeweg (1989) conforman los registros de erupciones históricas del complejo volcánico.

- 1853 (Febrero): Volcán Lonquimay. Fuertes explosiones, proyección de material piroclástico y derrames de lava.
- 1887 (24 de Junio) hasta 1889 (Diciembre): Cordón Fisural Oriental y Volcán Lonquimay (?). Violento ciclo eruptivo con proyección de material piroclástico y grandes emisiones de lavas de bloques.
- 1933 (4 de Enero): Volcán Lonquimay. Erupción de piroclastos.
- 1940 (Febrero): Volcán Lonquimay. Fumarola o erupción de piroclastos (?)

- 1988-1990 Volcán Navidad (Cono de Flanco del volcán Lonquimay). Erupción estromboliana con índices de explosividad volcánica (VEI) que variaron desde 3 a 1 (Moreno y Gardeweg, 1990).

3.2. VOLCÁN LONQUIMAY

El Lonquimay (38°22' S - 71°35' W) es un estratovolcán con forma de cono truncado, ligeramente elongado en la dirección WSW-ENE. Su cumbre principal se eleva a 2865 msnm y aproximadamente 1300 m sobre su base (Thiele *et al.*, 1987; Moreno y Gardeweg, 1989).

Los piroclastos y coladas de lavas del Complejo Volcánico Lonquimay son de composición basáltica a dacítica; no obstante, en las últimas erupciones históricas predominan las andesitas. La actividad explosiva de este volcán ha sido frecuente y relativamente continua durante el Holoceno, y está representada por, a lo menos, 19 unidades piroclásticas de edades entre 10.200 y 190 AP (Polanco, 1998; Polanco *et al.*, 2000). Además, presenta antecedentes de cinco erupciones históricas (Petit-Breuilh, 1996), la última de las cuales corresponde a la formación del cono piroclástico Navidad y la lava asociada, emitida durante 1988-1990 (Moreno y Gardeweg, 1989; Gardeweg *et al.*, 1990; Naranjo *et al.*, 1991).

Thiele *et al.* (1987) reconocieron para este complejo, nueve unidades cronoestratigráficas sobre la base de criterios morfoestructurales y estudios anteriores (Salinas, 1979). Sin embargo, estudios posteriores realizados a partir del ciclo eruptivo de 1988-1990, concuerdan en reagrupar las unidades antes definidas (Moreno, 1989; Moreno y Gardeweg, 1989; Gardeweg *et al.*, 1990) en las siguientes unidades:

- Unidad Lonquimay 1 (Qv1) comprende lavas andesíticas y basálticas de olivino con textura porfídica, y a una secuencia volcánica estratificada subhorizontal de lavas, brechas y aglomerados de unos 400 m de potencia (Moreno y Gardeweg, 1989; Gardeweg *et al.*, 1990). Se distribuye en los flancos norte, NW, SW y en el cordón fisural

del complejo, además de afloramientos mayores asignados a esta unidad en el sector de Cerro Canasto y Las Nalcas. Se apoya discordantemente sobre rocas del Miembro Guapitrío de la Formación Curamallín (Formación Trapa-Trapa según Moreno (Inédito, 1987)) y de la unidad Tolguaca 1 e infrayace a rocas asignadas a la unidad Lonquimay 2.

- Unidad Lonquimay 2 (QvI2) está constituida por lavas basálticas, andesítico-basálticas y andesíticas con textura porfídica (49-57% SiO₂), con intercalaciones de brechas y aglomerados (Moreno y Gardeweg, 1989; Gardeweg *et al.*, 1990). Se distribuye, en forma continua, en gran parte del edificio volcánico, sobre todo en su flanco oriental, rellenando los valles excavados en las unidades más antiguas. Se apoya, discordantemente, sobre rocas de la unidad Lonquimay 1 e infrayace a depósitos morrénicos neoglaciales y a rocas de la unidad Lonquimay 3.
- Unidad Lonquimay 3 (QvI3) está constituida por lavas andesítico-basálticas de olivino y clinopiroxeno con textura porfídica a andesítico (55-61% SiO₂) con erosión glaciaria principalmente en la cima. Se distribuye principalmente en los flancos NE, norte, NW y SW, rellenando los valles de la Laguna Verde y de los ríos Blanco-Indio, Huamachuco y las parte superior del río Coloradito, respectivamente. Se apoya, discordantemente, sobre depósitos morrénicos neoglaciales y rocas de la unidad Lonquimay 2, mientras que, está cubierta parcialmente por la unidad Lonquimay 4.
- Unidad Lonquimay 4 (QvI4) corresponde a piroclastos y lavas "aa" y de bloques andesítico-basálticas y andesíticas (56 y 59% SiO₂), que sobreyacen a rocas de la unidad Lonquimay 3 e infrayacen a rocas de la Unidad Lonquimay 5. Sus afloramientos se reconocen en los flancos oeste y noreste del volcán. Desde la cumbre las lavas ca. 7 km por el valle del río Lolco.
- Unidad Lonquimay 5 (QvI5) está constituida por lavas "aa" y de bloques de composición andesítico-basáltica y andesítica a dacítica (55-63% SiO₂), producto de las erupciones ocurridas en el año 1853 y 1887-1889 (Moreno y Gardeweg, 1989; Gardeweg *et al.*, 1990). Sus afloramientos se distribuyen en los flancos norte, oeste y este del edificio

volcánico y en el cordón fisural, donde sus productos lávicos descienden por el valle del río Lolco. El más extenso de éstos tiene 5 km de longitud. Sincrónicamente fueron emitidas gran cantidad de piroclastos de caída, los cuales se distribuyen como un manto continuo, principalmente en el sector del cordón fisural (Moreno y Gardeweg, 1989; Gardeweg *et al.*, 1990). Esta unidad sobreyace a rocas de la unidad Lonquimay 4 y está cubierta parcialmente por rocas de la unidad Lonquimay 6.

- Unidad Lonquimay 6 o unidad Lonquimay Navidad (Qvl6) está constituida por el cono de piroclastos Navidad, lavas afaníticas y piroclastos de composición andesítica (58-60% SiO₂) de la erupción de 1988-1990. Las coladas descienden alrededor de 10,2 km desde su fuente, por el valle del río Lolco (Moreno y Gardeweg, 1989; Gardeweg *et al.*, 1990; Naranjo *et al.*, 1991). Sobreyace a rocas de las unidades más antiguas y representa la actual superficie de erosión.

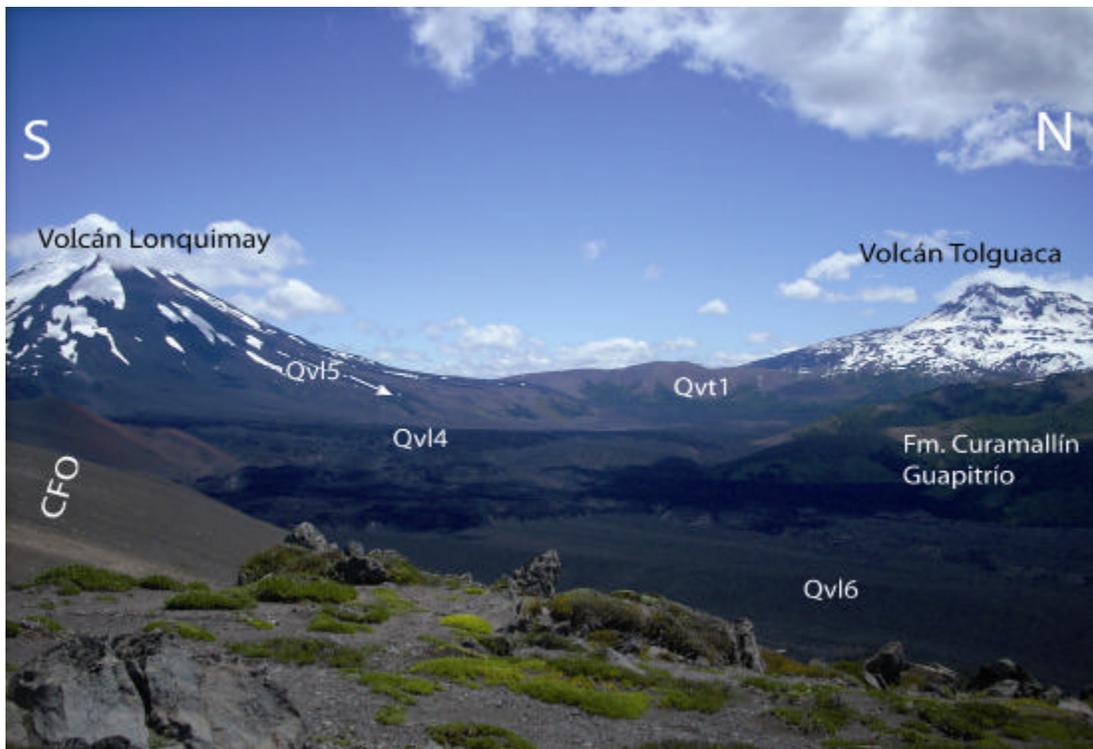


Fig. 3.2.1. Vista panorámica de los volcanes Lonquimay y Tolguaca. En la imagen se puede apreciar los depósitos del volcán Navidad (Qvl6), las unidades Qvl4, Qvl5, Qvt1, el CFO y parte del basamento estratificado.

3.3. VOLCÁN TOLGUACA

El volcán Tolguaca ($38^{\circ} 18' S$ y $71^{\circ} 39' W$) está ubicado a 25 km al NE de la ciudad de Curacautín y al NW del Volcán Lonquimay. Corresponde a un estratovolcán mixto de perfil irregular, en cuya cima son reconocibles cráteres orientados en la dirección NW-SE, los que según Thiele *et al.*, (1987) indicarían una migración de la actividad volcánica desde el extremo SE hacia el NW, siendo éste el lugar donde se evidencia la última actividad eruptiva del volcán. Su relieve se encuentra fuertemente erodado, especialmente por glaciares, que han dejado al descubierto parte de la secuencia estratificada del volcán, compuesta principalmente de lavas macizas andesíticas y andesítica-basálticas, todas de carácter calcoalcalino. Este volcán no ha registrado actividad eruptiva durante los últimos 6500 años (Polanco, 1998), y en el último siglo su única anomalía ha sido actividad fumarólica débil en la cima.

Thiele *et al.* (1987) y Moreno (1992) definen 5 unidades estratigráficas para los productos volcánicos, desde la unidad Qvt1 a la unidad Qvt5. Las rocas estudiadas por estos autores corresponden a basaltos, andesitas-basálticas, andesitas y dacitas, siendo las más abundantes las andesitas-basáltica y las andesitas.

Las rocas poseen fenocristales de plagioclasa tipo andesina-labradorita, con abundancia modal variable entre 4% y 10%, luego le siguen los cristales de olivino, cuya abundancia varía entre 0,5% y 2,5% y clinopiroxeno tipo augita, cuya abundancia varía de manera similar que el olivino. Las andesita-basálticas poseen textura glomeroporfirica con cúmulos de plagioclasa, clino y ortopiroxeno y otros sólo de plagioclasa y olivino.

Las rocas estudiadas por estos autores presentan un amplio rango de variación respecto del contenido de sílice, desde un 51% hasta un 68%, es decir, desde basaltos a dacitas (Thiele *et al.*, 1987).

Los contenidos de MgO de la serie estudiada oscilan entre 8% para los basaltos y 0,7% para las dacitas, esto en conjunto con los resultados de los contenidos de alúmina, hacen asociar estas rocas a la serie calcoalcalina (Thiele *et al.*, 1987).

3.4. CORDÓN FISURAL ORIENTAL

El CFO se extiende por 8 km y está formado por una docena de cráteres, conos piroclásticos, domos y pequeñas fisuras inferiores a 1 km de largo (Thiele *et al.*, 1987; Moreno, 1992), los cuales han sido edificados sobre una secuencia subhorizontal de lavas, brechas y aglomerados afectada por erosión glacial (Figura 3.4.1).

- Unidad Cordón Fisural 1 (Qcf1): Corresponde a una secuencia volcánica estratificada y subhorizontal de 400 m de espesor que forma un cordón fisural antiguo de 8 km de longitud y orientación NE-SW. Gran parte de la secuencia está oculta por depósitos más recientes, por lo que los afloramientos se restringen a laderas abruptas y fondos de algunas quebradas. Estas rocas presentan intensa erosión glacial, se apoyan discordantemente sobre rocas plegadas del Miembro Guapitrío de la Formación Curamallín y son principalmente de composición basáltica (Moreno, 1977; Salinas, 1979). Los materiales volcánico corresponden principalmente a basaltos porfíricos con fenocristales de olivino y plagioclasa, en una masa fundamental hialofítica a traquítica con microlitos de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, opacos y vidrio oscuro (Moreno, 1977) y Salinas 1979).

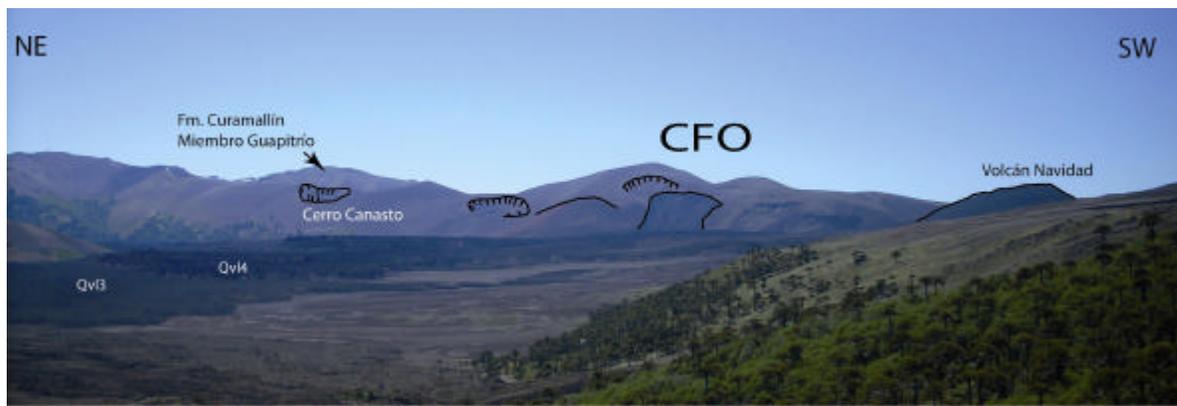


Fig. 3.4.1. Vista panorámica del Cordón Fisural Oriental. Hacia el SW se aprecia el volcán Navidad y hacia el NE el basamento estratificado.

- Unidad Cordón Fisural 2 (Qcf2): Constituida por coladas (Qcf2l) y por los conos de piroclastos (Qcf2p) de los cuales provienen. Su composición es andesítica a dacítica. Las rocas presentan textura porfírica, con abundantes fenocristales de plagioclasa en una mesostasis interseral con microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y opacos rodeados de vidrio pardo (Thiele *et al.* 1987).
- Unidad Cordón Fisural 3 (Qcf3): Representada por un cono de piroclastos y un cráter de explosión de 1 km de diámetro ubicados en el portezuelo que separa el volcán Lonquimay del CFO. El cráter mayor está formado por un anillo de piroclastos en forma de herradura abierto hacia el oeste; entre los fragmentos piroclásticos predomina el lapilli pumiceo.
- Unidad Cordón Fisural 4 (Qcf4): Corresponde a las coladas de bloques y piroclastos más recientes emitidas por el CFO durante la erupción de 1887-1889; los piroclastos (Qcf4p) fueron expulsados desde varios puntos a lo largo del cordón a través de cráteres preexistentes y fisuras pequeñas recientes, por lo que cubren el cordón casi completamente. Estas lavas corresponden a andesitas silíceas, porfíricas, con fenocristales de plagioclasa hialopilítica con microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, opacos, olivino y escaso apatito, inmersos en vidrio pardo (Thiele *et al.*, 1987).

3.5. VOLCÁN NAVIDAD

La erupción del volcán Lonquimay de 1988-1990 comenzó el 25 de diciembre del 1988 a lo largo de una fisura de aproximadamente 400 m orientada en la dirección ENE-WSW en el flanco este del volcán Lonquimay. El cono de piroclastos, hoy llamado volcán Navidad, se formó sobre la fisura y su actividad duró 13 meses hasta finales de Enero de 1990. Asociado al cono de piroclastos, se extruyeron 0.23 km² de lava andesítica la cual escurrió al norte del volcán Lonquimay y a lo largo del valle del río Lolco, generando una colada de 10,2 km.

3.6. CONOS MONOGENICOS PERIFERICOS

Los conos monogénicos periféricos del CVL, son cuatro, El volcán Lolco, La Holandesa, Laguna Verde y Caracol, estos se ubican alineados en la dirección NE-SW, paralela al lineamiento del río Lolco y de la traza de la zona de falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO). Estos conos periféricos no han sido estudiados detalladamente, salvo descripciones generales de sus lineamientos y morfología (Moreno y Gardeweg, 1989). Los volcanes Laguna Verde y Caracol se ubican sobre las unidades Qvt1 mientras que el volcán La Holandesa se ubica sobre el miembro Guapitrío de la Formación Curamallín. El volcán Lolco, a diferencia de los demás conos periféricos, se ubica en un bajo topográfico, por donde pasa la traza de la falla Liquiñe-Ofqui (Moreno y Gardeweg, 1989, Suárez y Emparán, 1997) (Ver Fig. 3.6.1).

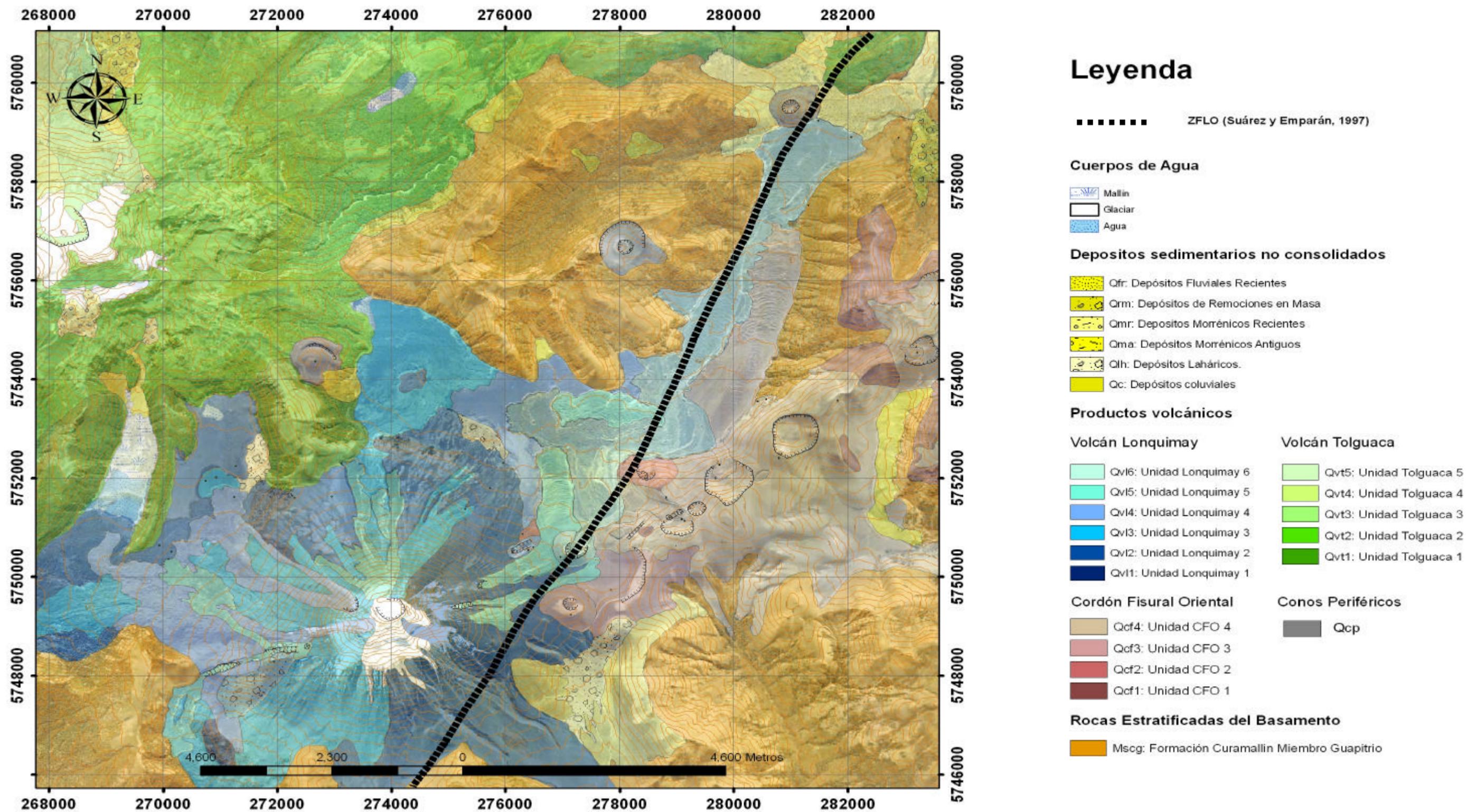


Fig. 3.6.1. Mapa Geológico del Complejo Volcánico Lonquimay (CVL). Figura modificada de Moreno (Inédito, 1986). De fondo se aprecia una imagen satelital estraída de Google Earth.

CAPITULO IV: ANÁLISIS GEOQUÍMICO

4.1 GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

En este capítulo se realiza un análisis geoquímico de los productos volcánicos del CVL, con el fin de mostrar diferencias y similitudes entre los centros eruptivos dentro de la zona de estudio, y además compararla con el resto de la Zona Volcánica Sur.

Las muestras utilizadas para los análisis geoquímicos fueron recolectadas en la campaña de terreno al comienzo del trabajo de esta memoria de título. Además se incorporaron a los datos los análisis realizados en la zona por Polanco (1998) quien realizó geoquímica de elementos mayores en los depósitos piroclásticos de la zona y otros análisis inéditos (Luis Lara, proyectos Fondecyt 1060187 y 11020222).

La ubicación exacta de las muestras tomadas en terreno, además de las correspondientes a los análisis inéditos disponibles se encuentran en el ANEXO A. Para una visualización directa se dispone la figura 4.1.1 en donde se aprecia la zona de estudio y las rocas muestreadas. Los datos químicos utilizados pueden revisarse en el ANEXO B.

Todos los análisis fueron realizados en el laboratorio del SERNAGEOMIN, es de relevancia advertir que los datos de los trabajos inéditos usados en este trabajo fueron obtenidos usando un equipo de espectrometría de absorción atómica, por el contrario de las muestras tomadas durante esta memoria las cuales fueron analizadas por fluorescencia de rayos X para los elementos mayores, y espectrometría de masa para los elementos traza. Esta transición en las metodologías usadas podría ser causante de algunos problemas observables en los resultados, por consiguiente se realizó una interpretación más cuidadosa y estos problemas fueron considerados en la interpretación de los datos.

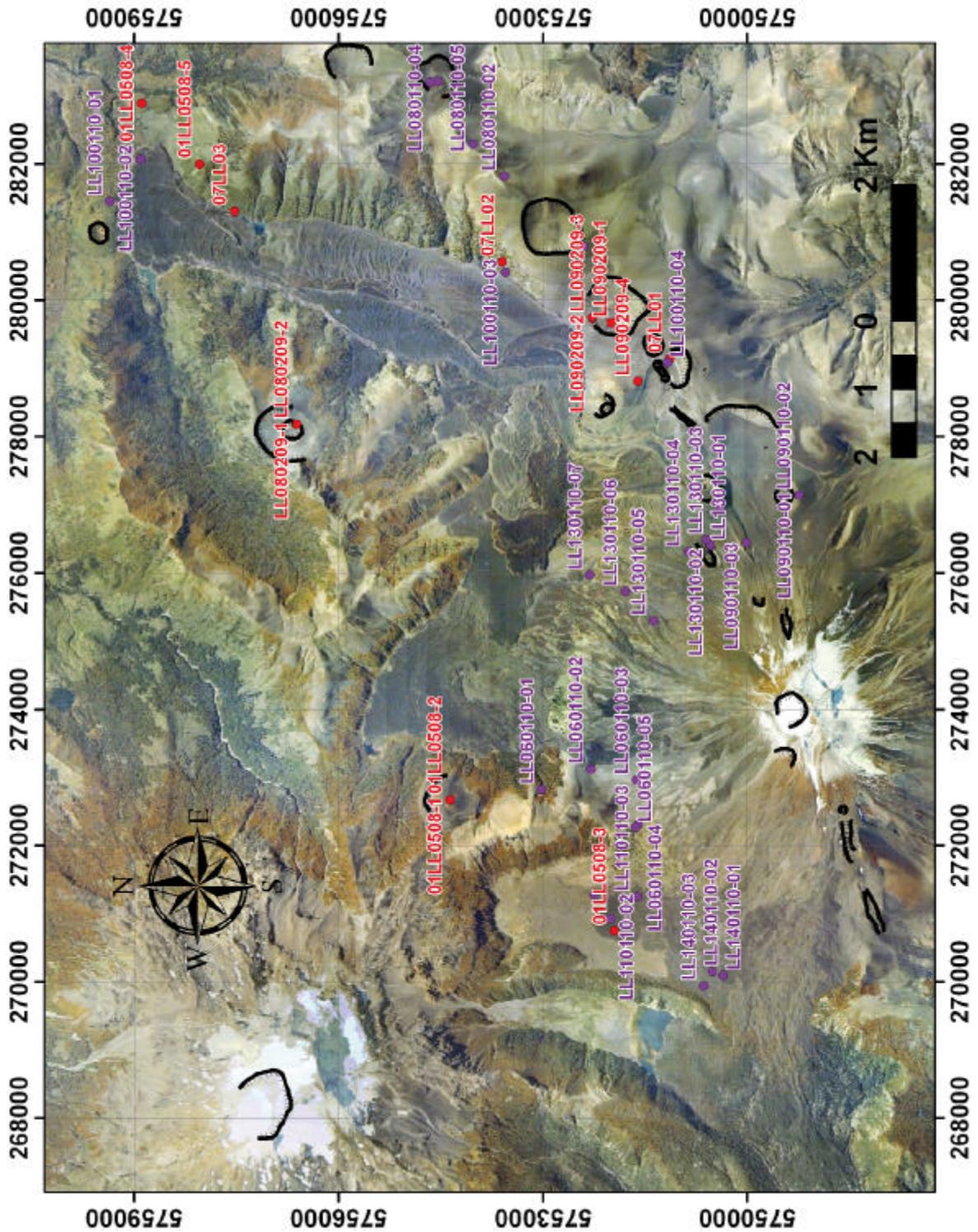


Fig. 4.1.1. Ubicación de las muestras tomadas en terreno (color púrpura), en adición de las muestras tomadas con anterioridad por el profesor Luis Lara en trabajos inéditos (color rojo).

4.1.1 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORES

A continuación se presentan los resultados obtenidos del manejo de los datos geoquímicos usando los elementos mayores. Los análisis y diagramas realizados en este subcapítulo se obtuvieron normalizando los valores a 100%.

Las rocas muestreadas del CVL, es decir, del volcán Lonquimay y sus conos de flanco, del Cordón Fisural Oriental, y de los centros eruptivos periféricos, presentan en conjunto un amplio rango composicional de lavas, variando desde basaltos a dacitas en cuanto a la concentración de sílice (51 - 64%). Según el diagrama TAS (álcalis totales vs. sílice, LeBas, 1986), las muestras se distribuyen en la línea divisoria entre las rocas pobres en álcalis y las de mediana concentración en estos elementos, es decir entre las series basalto-dacita y traquibasalto a traquidacita (ver Fig. 4.1.1.1).

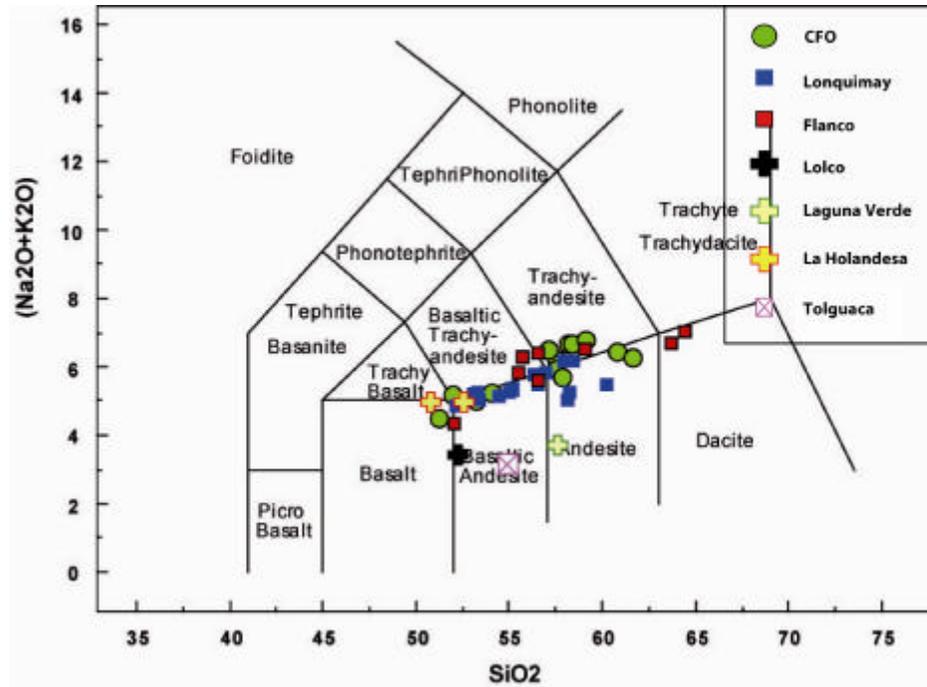


Fig. 4.1.1.1. Diagrama TAS (LeBas, 1986). Se aprecia el amplio rango composicional de las lavas del CVL

Las concentraciones de los elementos mayores de las rocas analizadas del CVL muestran diferentes tendencias respecto de la diferenciación, tendencias que son asociadas a la compatibilidad de estos elementos con la participación de las fases en los procesos de evolución. Para evidenciar estos comportamientos se toma como índice del grado de diferenciación la concentración de sílice. Para estos fines, es común usar los diagramas tipo Harker, los cuales corresponden a diagramas binarios de elementos mayores o traza vs. sílice (Harker, 1909), en donde pueden apreciarse de manera directa los resultados y las tendencias (Fig. 4.1.2.2).

Como puede desprenderse de la tabla figura 4.1.1.1, las lavas del CVL presentan variaciones entre 51-64% SiO₂. De los análisis realizados en las 45 muestras recolectadas en la campaña de terreno, se tienen aproximadamente un 10% de basaltos, un 40% de andesitas y un 5% de dacitas, la moda respecto de la concentración de sílice son las rocas andesítico-basálticas las cuales corresponden a un 45% de las lavas eruptadas en el CVL. Todas las rocas de CVL son hipersilíceas, mostrando porcentajes de cuarzo normativo entre 4.43% y 18.95%.

La alúmina varía entre 15% y 20%, correspondiendo los menores valores al volcán Lonquimay y a los conos y fisuras ubicados al noreste de este (incluido el volcán Navidad). Todas las muestras analizadas del CVL son peraluminosas, con valores de $Al_2O_3 / (CaO + K_2O + Na_2O)$ entre 1.2 y 1.7.

Los contenidos de FeO total varían entre 6 a 12%, y muestran una tendencia negativa a medida que aumenta el contenido de sílice. Al realizar una simple comparación respecto de los valores para la ZVS, se puede observar que las rocas del CVL valores máximos para este elemento (Fig. 4.1.1.2). Estas concentraciones muestran relación inversa con los contenidos de MgO, los cuales se muestran como mínimos de los datos recopilados para la ZVS. Las concentraciones de MgO de las muestras analizadas varían entre 0.5 a 4%, valores muy bajos comparados con la ZVS y cualquier roca basáltica a andesítica. Estos bajos valores se evidencian también en la norma C.I.P.W. de las rocas del CVL, las cuales no presentan olivino normativo.

El óxido de calcio muestra una tendencia decreciente respecto del aumento de sílice, al contrario del óxido de sodio, el cual asciende. En general las concentraciones de CaO y Na₂O no se muestran con grandes diferencias respecto de los valores tomados para generar el campo de la ZVS. Solo algunas muestras escapan como valores máximos de Na₂O del campo de la ZVS (CFO y conos de flanco del volcán Lonquimay), y otras como valores mínimos (volcán Tolguaca y volcán Laguna Verde) (Fig. 4.1.1.2). Las concentraciones para estos óxidos varían entre 4 y 11% para CaO y entre 2,5 y 6% para Na₂O. Se observa de los diagramas de Harker (Fig. 4.1.1.2), que los valores más altos de CaO los presentan las mismas muestras que poseen los valores más bajos de Na₂O, las cuales corresponden a las lavas de los volcanes Lolco, Tolguaca y Laguna Verde.

El óxido de fósforo muestra una tendencia positiva hasta los 58% de sílice en donde se aprecia claramente un *peak*, probablemente relacionado con el comienzo de la cristalización de apatito, donde luego la tendencia decrece. En general las concentraciones de P₂O₅ muestran valores medios a mínimos respecto de la ZVS, salvo algunos valores extremos que se muestran elevados. Los valores del grupo que muestra tendencia varían entre los 0.1 – 0.3% y los valores más altos (fuera de la tendencia) corresponden a concentraciones de 0.4 y 0.6%.

Las concentraciones de K₂O corresponden a valores mínimos dentro de la ZVS (Fig. 4.1.1.2), Estos varían entre 0.3 a 1.5%, correspondiendo los valores más bajos al volcán Lolco, volcán Tolguaca y al volcán La Holandesa. Las concentraciones de K₂O muestran una tendencia positiva al aumentar el SiO₂. Además, del diagrama de clasificación general para las series mayores de Peccerillo y Taylor (1976) (Fig. 4.1.1.2) se aprecia que las muestras presentan valores bajos y muy bajos de K₂O, correspondientes a las series calcoalcalinas y toleítica respectivamente.

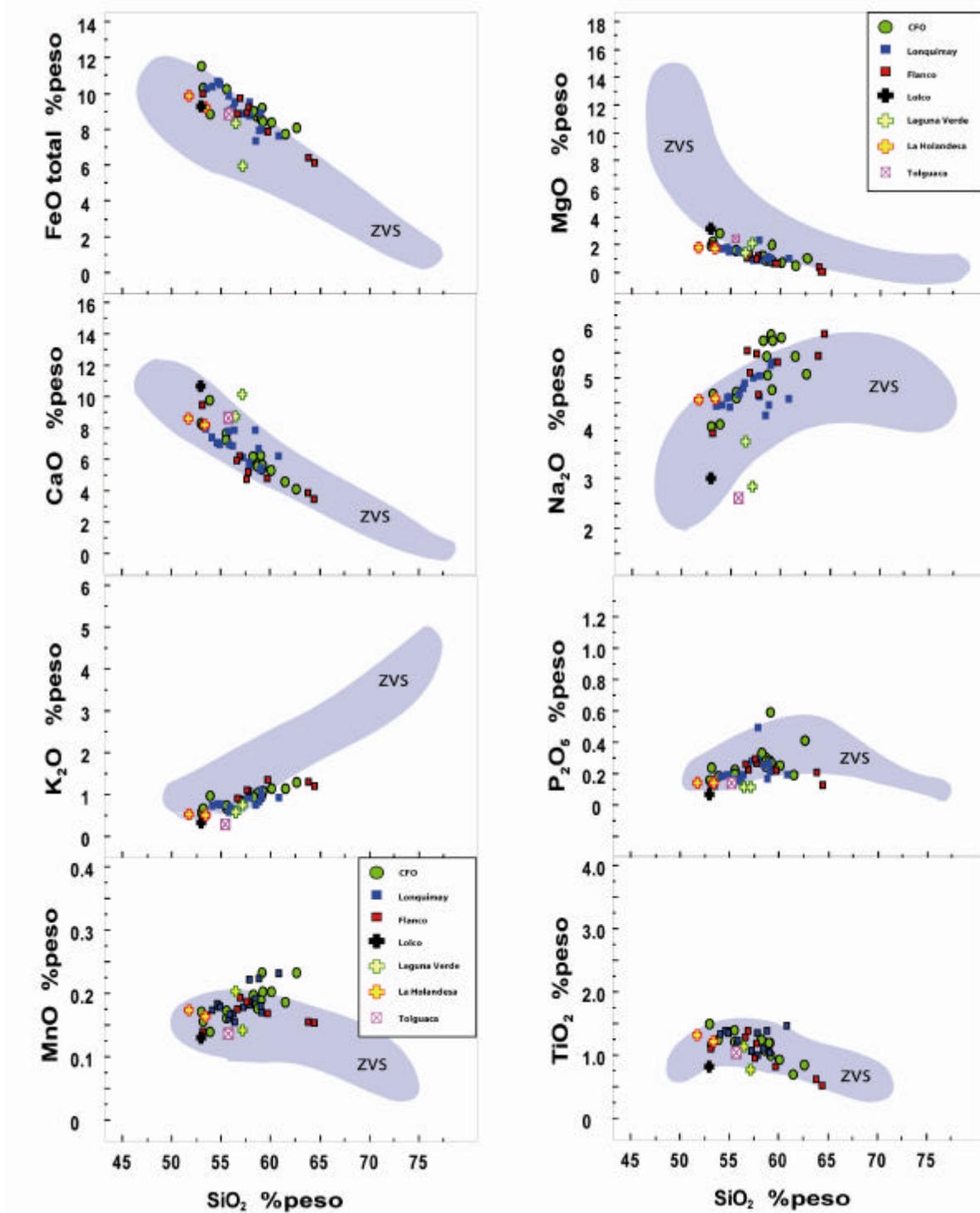


Fig. 4.1.1.2. Diagramas de Harker de elementos mayores para las lavas del CVL, contrastadas con lavas del resto de la Zona Volcánica Sur (ZVS) (Frey *et al.*, 1984; Gerlach *et al.*, 1988; Tormey *et al.*, 1991; Davidson *et al.*, 1987; Davidson *et al.*, 1988; Ferguson *et al.*, 1992; Hickey-Vargas *et al.*, 1986; Hickey-Vargas *et al.*, 1989; López-Escobar *et al.*, 1985; López-Escobar *et al.*, 1991; López-Escobar, 1992; Charrier, 1981; Futa y Stern, 1988; Dixon *et al.*, 1999, Lara *et al.*, 2001; Costa *et al.*, 2004, Vergara y Muñoz, 1982; Rodríguez, 1999; Echegaray, 2004).

La figura 4.1.1.3 muestra el diagrama AFM de Irving y Baragar (1971), en donde se grafican en un diagrama ternario, las álcalis (A), es decir Na_2O más K_2O , FeO^t (F) y MgO (M), en donde se desprende que las lavas correspondientes a la zona de estudio presentan una marcada tendencia toleítica, a diferencia de las rocas de la ZVS, las cuales son mayoritariamente calcoalcalinas a excepción de un grupo reducido, el cual no presenta razones de FeO^t/MgO tan elevadas como las del CVL. Esto se puede observar de mejor manera en un gráfico FeO^t/MgO respecto de SiO_2 , en donde se mostraría la alta pendiente que posee la tendencia de las muestras del CVL para esta razón. Para ejemplificar esta diferencia y las principales que pueden extraerse de los diagramas de Harker se muestra en la figura 4.1.1.4 la razón FeO^t/MgO vs. $\text{NaO}/\text{K}_2\text{O}$, en donde se puede apreciar en forma resumida que estos cuatro elementos poseen las características mas distintivas del CVL con respecto del resto de los volcanes de la ZVS.

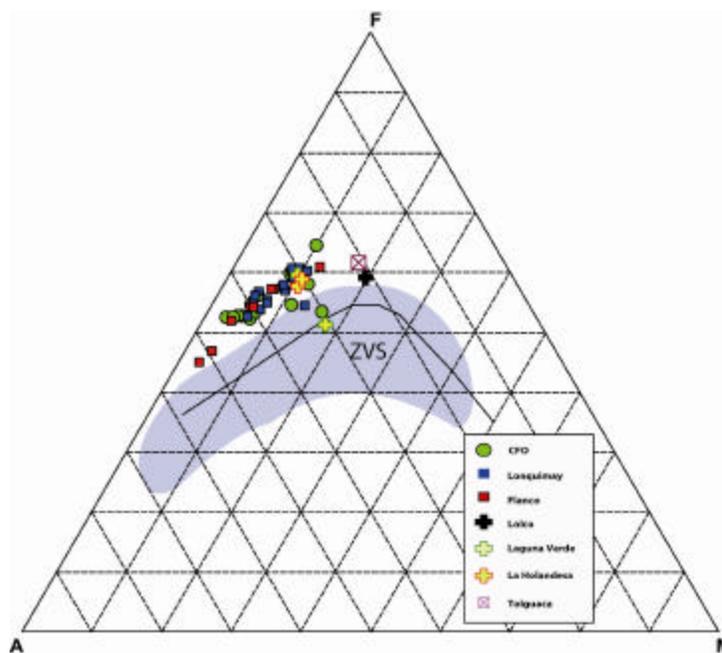


Fig. 4.1.1.3. Diagrama AFM (Irving y Baragar, 1971) para las lavas del CVL. Se aprecia una fuerte tendencia toleíticas en comparación a la general tendencia calcoalcalina de la Zona Volcánica Sur (SVZ en el gráfico). Las cruces azules son los datos usados para establecer el campo, y fueron extraídos de los mismos artículos que las figuras anteriores.

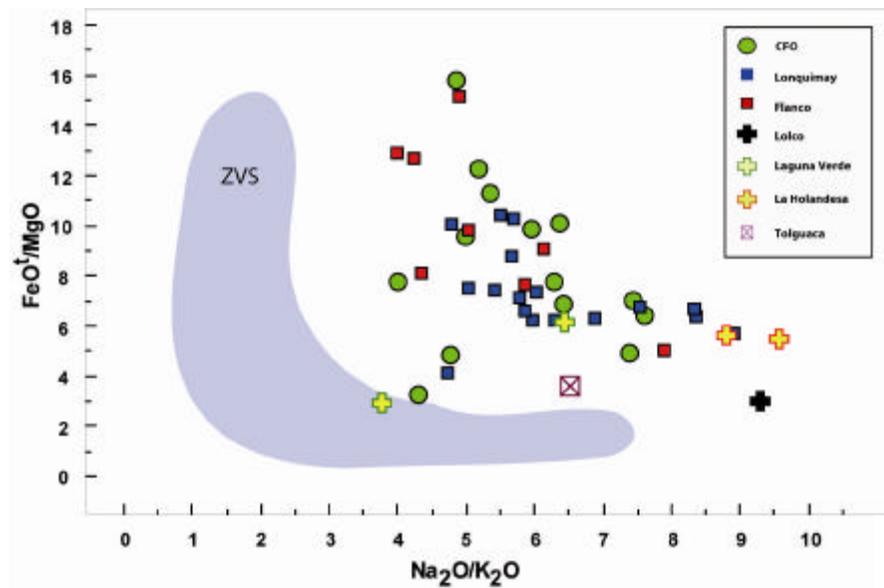


Fig. 4.1.1.4 Gráfico FeO^t/MgO vs. $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Se observa que ambas razones son mucho mas elevadas que las mostradas por el resto de los volcanes de la ZVS.

4.1.2. GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA

De los diagramas de Harker, es posible estimar los comportamientos geoquímicos de los elementos traza frente al grado de diferenciación, tomando la concentración de sílice como índice referencial de este proceso. Se observa, de esta manera, que los elementos que se esperarían tuvieran comportamientos geoquímicos incompatibles frente a una tendencia de diferenciación, aumentan sus concentraciones en las muestras a medida aumenta el contenido de SiO_2 . Dentro de este grupo de elementos podemos observar que el Rb, Zr, Ba, Hf, U, Th, Nb y las tierras raras muestran estas tendencias (Fig. 4.1.2.1).

Particularmente, las muestras analizadas del CVL muestran un aumento en las concentraciones de Nb a medida que aumenta el contenido de sílice. Esto pone de manifiesto el carácter incompatible de este elemento. Los valores que se obtienen para Nb varían entre 2 y 6 ppm en las muestras del CVL, esto es particularmente bajo en comparación al campo de la ZVS. Algunas muestras correspondientes al CFO escapan de la tendencia general y conforman los valores más

altos. La moda de las muestras del CVL es de 3 ppm para las concentraciones de Nb. Es de importancia mostrar que los menores contenidos de Nb los tienen las muestras del volcán Lolco y el volcán La Holandesa. El empobrecimiento de este elemento, es asociado a los procesos de subducción en arcos continentales, en donde las fases que particionan este elemento (Ejemplo: Esfeno), quedan en forma residual en la fuente (en este caso, asociado al *slab*).

Por su parte el Rb también se comporta como un elemento incompatible, es decir, las concentraciones aumentan a medida que aumenta el contenido de SiO₂, la diferencia de este elemento con los demás, es que su tendencia muestra un aumento hasta los 58% de contenido en sílice, donde alcanza sus mayores valores y luego a medida que las muestras son más diferenciadas los contenidos de Rb no suben (Fig. 4.1.2.1). Al igual que las concentraciones de Nb, los menores valores de Rb los tienen las muestras extraídas de la colada de lava del volcán Lolco, los *spatters* del volcán La Holandesa y la muestra menos diferenciada del CFO (LL080110-05), ubicada en el sector noreste de esta fisura y correlacionable con la unidad más antigua del CFO, es decir con Qcf1 (Ver Capítulo 3). El aumento de este elemento se asocia a los procesos de diferenciación tipo AFC (DePaolo, 1981), en donde al fraccionarse las fases primarias, dejan el líquido enriquecido en Rb, el cual no entra en la estructura de estos minerales (olivino, piroxenos y magnetita). Además este elemento puede ingresar al sistema al asimilar rocas de la corteza superior al permanecer en una cámara magmática.

Las concentraciones de Ba muestran una notoria tendencia lineal respecto del aumento de sílice, sin embargo, y a diferencia del resto de los elementos incompatibles, Ba muestra dos tendencias paralelas. La línea superior (Fig. 4.1.2.1) muestra un comportamiento similar al común de la SVZ. La línea inferior la componen principalmente las lavas del sector noreste del CFO, y las muestras tomadas en los conos de flanco del volcán Lonquimay.

Similarmente al comportamiento del Ba, el Zr muestra una correlación positiva en todas sus muestras en las cuales es posible apreciar dos líneas en el comportamiento de este elemento. La tendencia principal es la inferior (Fig. 4.1.2.1) la cual corresponde a valores entre 50 y 130 ppm. En este subgrupo, los menores valores de Zr corresponden al volcán Lolco y al volcán La Holandesa y los más altos se asocian a las lavas muestreadas de los conos y fisuras de flanco del

volcán Lonquimay. La tendencia superior la conforman algunas lavas de la zona suroeste del CFO (cercano al volcán Navidad) y a una colada de lava volcán Lonquimay.

El V no muestra una tendencia clara en las muestras del CVL, mas bien se muestra con una importante dispersión. Sin embargo, al realizar una inspección más detallada pueden identificarse dos tendencias principales; una serie que presenta un comportamiento netamente compatible para este elemento, evidenciado por una disminución continua de los valores de V al aumentar los valores de sílice (volcán La Holandesa en adición de los conos y fisuras de flanco del volcán Lonquimay) y otra con una forma sinusoidal, en donde existe un conjunto de muestras con una tendencia positiva (volcán Lolco, La Holandesa y Laguna Verde) y otro con tendencia negativa (CFO). Probablemente este último comportamiento se deba a la participación de magnetita, implicando un cambio en la compatibilidad de este elemento.

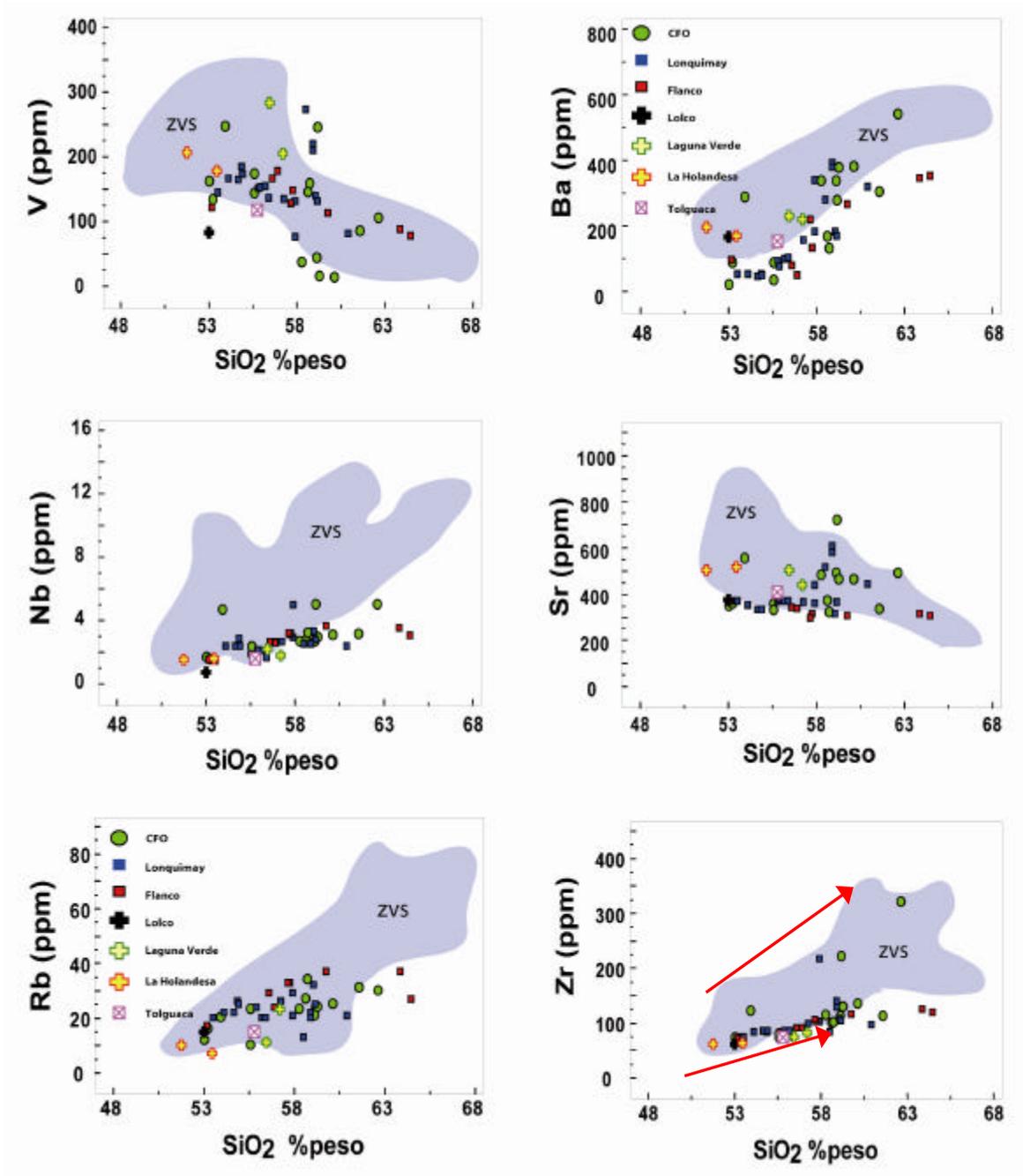


Fig. 4.1.2.1. Diagramas de Harker para elementos traza. Los campos definidos para la ZVS fueron tomados de las mismas referencias de la figura 5.2.2.

Las concentraciones de Sr no muestran una clara correlación respecto de la cantidad de SiO₂. Los valores de este elemento en el CVL varían entre 200 a 800 ppm separados en dos subgrupos de muestras; uno de bajas concentraciones de Sr, las cuales muestran una tendencia

decreciente respecto del aumento de sílice; y otro de altas concentraciones las cuales también muestran una tendencia decreciente pero con una menos confiable correlación de datos.

4.1.3. ANÁLISIS ESPACIAL

Las muestras tomadas en la campaña de terreno y los datos inéditos que poseen información espacial de donde fueron tomadas, es posible asociarlas con el centro eruptivo del cual emergieron. Esto se hace complicado en el sector aledaño al volcán Lonquimay, dado que existen muchos conos y fisuras de las cuales podrían haber sido eruptados los magmas. Sin embargo, con ayuda de la información recopilada por Moreno (Inédito, 1986), en particular del mapa geológico del sector en adición de las modificaciones realizadas en este trabajo, es posible asociar cada muestra con su centro eruptivo más probable.

El propósito de realizar un análisis espacial de la geoquímica del CVL es tener una visión de lo que ocurre en profundidad, esto claro asumiendo que los magmas ascienden por conductos subverticales. Para realizar esta tarea el primer paso es reagrupar los centros eruptivos del CVL, asociándolos no solo a su ubicación geográfica, sino además a su geoquímica.

En la figura 4.1.3.1 se puede apreciar las concentraciones relativas de SiO_2 y K_2O como índices de diferenciación magmática. De esta comparación se destaca que los centros eruptivos periféricos presentan bajas concentraciones de estos óxidos, al igual que el sector noreste del CFO. Por otro lado, los valores máximos se asocian a los conos y fisuras de flanco del volcán Lonquimay, incluido el volcán Navidad, en adición del sector suroeste del CFO. Para evitar confusiones dentro de estos límites, la figura 4.1.3.2 muestra los sectores redefinidos en cuanto a la relación geoquímica-espacio.

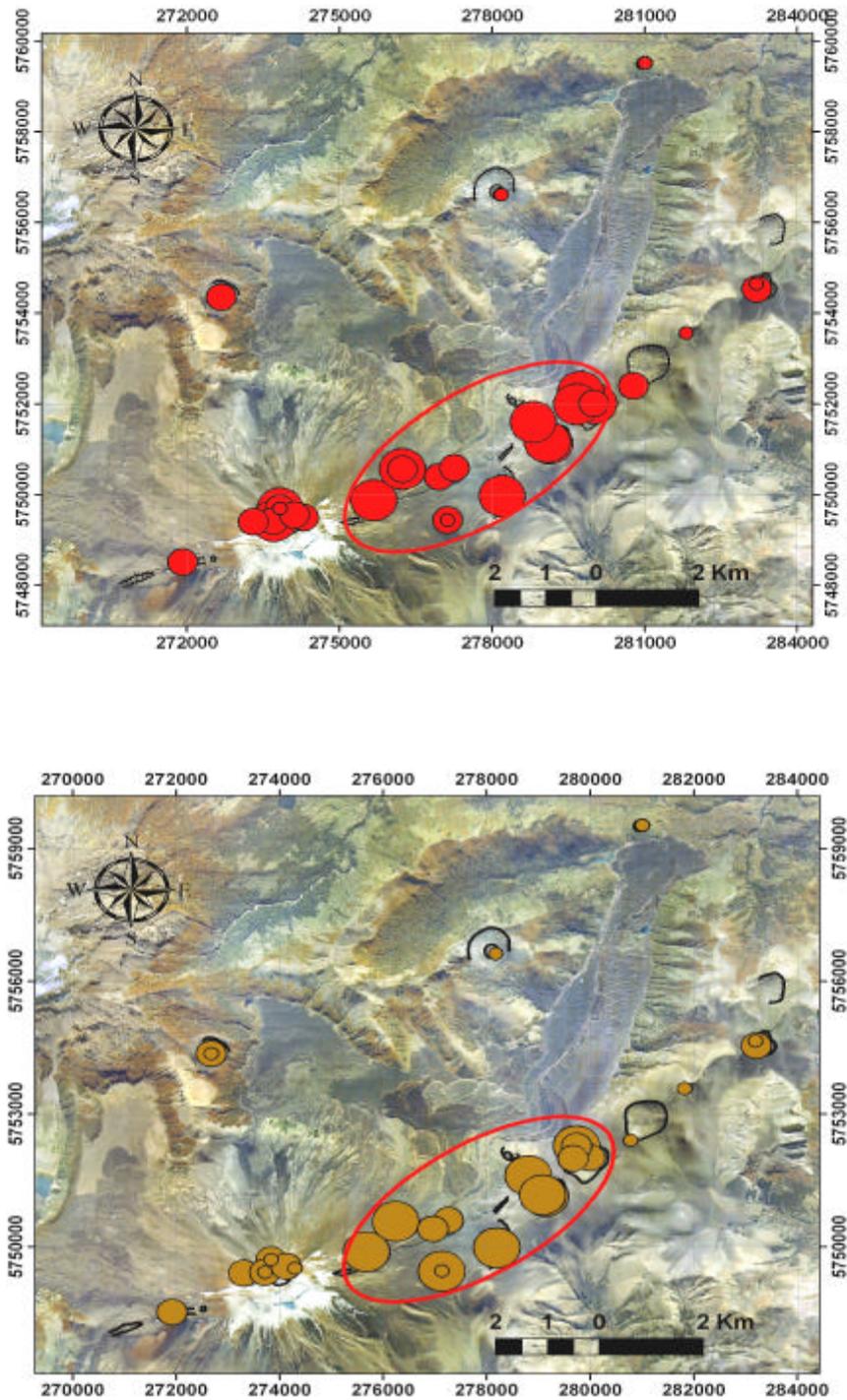


Fig. 4.1.3.1. Relación espacial de la geoquímica de los centros eruptivos del CVL en cuanto a su grado de diferenciación. Arriba se muestra comparativamente las concentraciones de SiO₂. Abajo se muestran la relación entre las concentraciones de K₂O. Con línea roja se muestra el subsector que presenta un mayor grado de diferenciación.

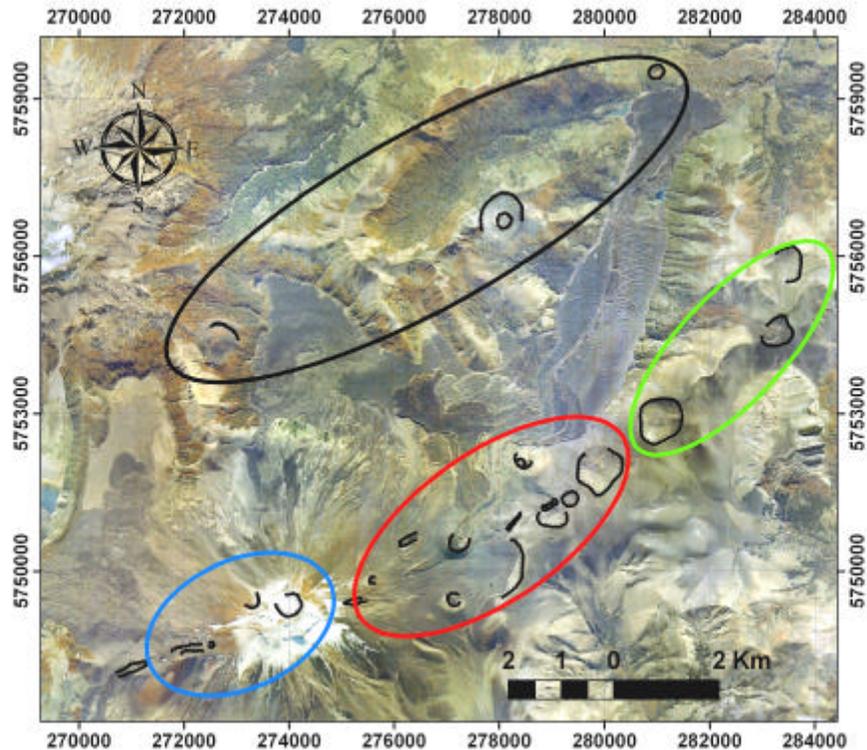


Fig. 4.1.3.2. Definición de los subsectores dentro del CVL para realizar un análisis geoquímico-espacial. Los colores usados serán el mismo para definir los campos en la geoquímica. El sector definido con negro representa los conos monogénicos periférico (Lolco, La Holandesa, Laguna Verde), El sector azul son las lavas del estratovolcán Lonquimay y de las fisuras al suroeste de éste. El sector rojo se compone por los conos y fisuras de flanco de la ladera noreste del Lonquimay, incluido el volcán Navidad y algunos cráteres del sector suroeste del CFO, se denomina a este sector CFO-SW, por ultimo el sector de color verde es asociado a los cráteres de la zona noreste del CFO (CFO-NE).

Los nuevos subsectores serán usados comparativamente para establecer diferencias o similitudes en cuanto a la geoquímica entre los centros eruptivos, con el fin de definir distintos grados de diferenciación, aporte de fluidos, profundidad de los magmas parentales o tipo de fuente.

La clasificación geoquímica-espacial de los subsectores dentro del CVL tiene por principal diferencia a la clasificación anterior, la separación del CFO en dos partes. El sector suroeste (CFO-SW) corresponde a una zona más diferenciada, con valores más altos de SiO_2 y K_2O , el cual se ubica en las cercanías del volcán Lonquimay. Es importante señalar que el CFO-SW

corresponde a los cráteres asociados a las lavas más jóvenes de esta fisura, es decir, Qvl4, Qvl5, Qvl6 (volcán Navidad), Qcf3 y Qcf4 (Ver Capítulo 3: Marco Geológico Local). Por otro lado, el sector noreste (CFO-NE) muestra valores más primitivos. Estos cráteres, como se verá más adelante, poseen firmas más similares a los centros periféricos que al estratovolcán. Los cráteres del CFO-NE se asocian a las lavas más antiguas del CFO, es decir, con Qcf1 y Qcf2.

Para mostrar que los grados de diferenciación de los distintos sectores del CVL son diferentes se muestra en la figura 4.1.3.3 las concentraciones de CaO, usado como índice del grado de evolución de los magmas al ser un elemento compatible y los valores de la razón V/Zr, la cual a mayores valores puede asociarse a magmas más primitivos, debido a la compatibilidad del vanadio y la alta incompatibilidad del circonio. De estos gráficos se puede apreciar con claridad que los magmas menos evolucionados corresponden a los conos monogénicos periféricos (C.M.P en el gráfico). Cercanos a estos valores, pero evidenciando un mayor grado de diferenciación, se observan las lavas muestreadas en el CFO-NE. Los valores con firmas más diferenciadas corresponden al CFO-SW, incluido el volcán Navidad y las lavas del volcán Lonquimay.

Dentro de este análisis, cabe destacar del gráfico de CaO respecto de K₂O (Fig. 4.1.3.3) que el volcán Lolco correspondería a las lavas menos diferenciadas de la zona de estudio, además se aprecia que una de las muestras tomadas del volcán Laguna Verde se escapa del subgrupo definido para los conos monogénicos periféricos, al tener mayor cantidad de sílice. Esto puede deberse probablemente, a que el spatter muestreado como 01LL0508-2 se asemeje más a un piroclasto que a una lava, y por ende, contenga mayor cantidad de vidrio intersticial que la muestra 01LL0508-1, o simplemente que no corresponda al producto volcánico de este cono. Lamentablemente no se tiene registro de la exactitud del muestreo, ni se poseen cortes transparentes de estas muestras.

Del gráfico V/Zr respecto de K₂O se puede observar que los mayores valores corresponden al volcán la Holandesa y a la muestra 01LL0508-1 del volcán Laguna Verde. Cercanos a estos valores se observan las muestras del sector noreste del CFO (CFO-NE) y por último las rocas con mayores concentraciones de K₂O corresponden al CFO-SW. Es importante destacar que con

valores similares de V/Zr al CFO-SW se muestran las rocas del volcán Lolco. Teniendo en cuenta la información geoquímica general, el volcán Lolco representa los valores más primitivos del CVL. Por lo cual se asume una tendencia tipo “campana” para esta distribución (Fig. 4.1.4.3). Esto podría explicarse con el comportamiento geoquímico del circonio, el cual se fracciona con la participación de circón en las lavas de mayor contenido de sílice. Sin embargo, es el comportamiento del vanadio el principal responsable de esta tendencia, debido a que su coeficiente de partición es variable dependiendo de la participación de magnetita en el sistema. Esto puede argumentar la variabilidad de la fO_2 en la evolución de los magmas parentales, apresurando la cristalización de magnetita a mayores valores de fO_2 , lo que obliga al V a cambiar su comportamiento geoquímico de ser un elemento incompatible a uno compatible.

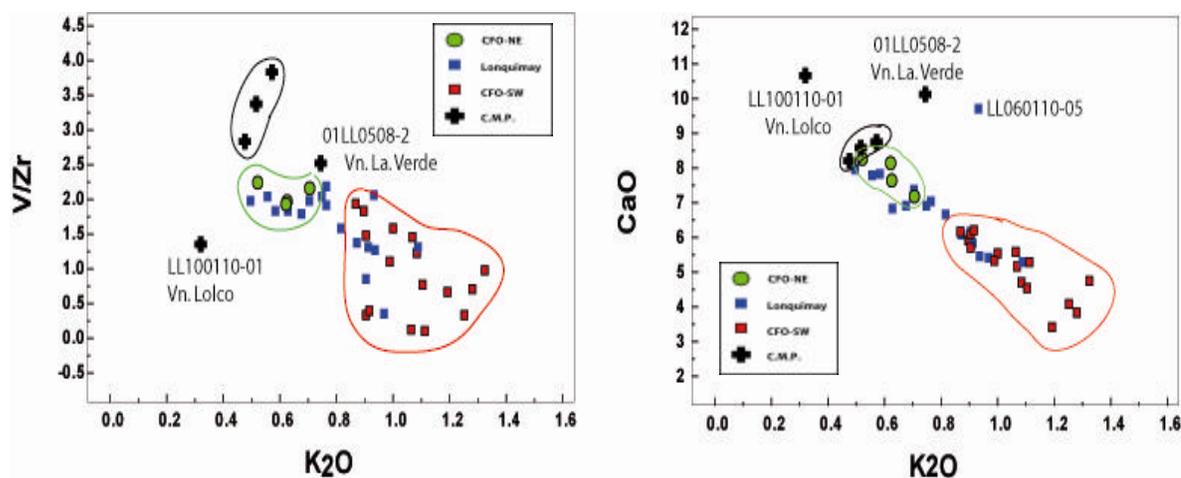


Fig. 4.1.3.3. Diagramas de diferenciación dentro del CVL. A la izquierda se observa la variación de la razón V/Zr respecto de las concentraciones de K₂O. A la derecha se muestra un gráfico CaO vs. K₂O. Ambos diagramas muestran que los conos monogénicos poseen signatures más primitivas que el volcán Lonquimay.

4.1.4. GEOQUÍMICA DE TIERRAS RARAS

En una primera etapa, los análisis de tierras raras son realizados usando diagramas comparativos tipo *spider*, en donde uno puede ver reflejado la concentración del elemento, normalizado a un valor generalmente primitivo, con el fin de asociar procesos involucrados en la diferenciación y proveniencia de los magmas. Luego de observar las similitudes y diferencias es posible comparar estos resultados con los diagramas *spider* de la concentración de tierras raras en los diferentes minerales que podrían participar de algún proceso magmático. De esta manera se observa si las tendencias obtenidas muestran un comportamiento compatible con la participación (o ausencia) de fases minerales.

Dado que en este trabajo se tiene un número considerable de muestras, las tierras raras se analizaron usando muestras representativas de los sectores definidos con el fin de mostrar de mejor manera las diferencias o similitudes entre los centros eruptivos del CVL. Estas muestras corresponden a LL060110-02 y LL060110-03 para las coladas del volcán Lonquimay, LL080110-05 y LL100110-04 para el CFO, LL130110-01 y LL090110-03 para los conos de flanco del volcán Lonquimay, y las muestras correspondientes a los volcanes Lolco, La Holandesa y Laguna Verde.

La figura 4.1.4.1 muestra que la característica más resaltante es la baja pendiente La/Lu de las rocas del CVL y que este valor no varía mayormente dentro de los diferentes centros eruptivos (tendencias paralelas). Por otro lado, se observa que el volcán Lolco representa un mínimo en cuanto a las concentraciones de tierras raras dentro del CVL, luego como valores intermedios se aprecian los demás conos periféricos (volcán La Holandesa y volcán Laguna Verde) y el sector CFO-NE. Por último, y mostrando una clara diferenciación del resto de los grupos, se aprecian las rocas extraídas del volcán Lonquimay, siendo más evolucionadas las lavas muestreadas de sus conos y fisuras de flanco y del sector CFO-SW. Para evidenciar estas diferencias de manera más didáctica se dispone en la figura 4.1.4.2 la concentración de La vs. SiO₂, en donde es posible apreciar que los cuatros sectores definidos en el análisis espacial corresponden a diferentes grados de evolución de una serie probablemente comagmática.

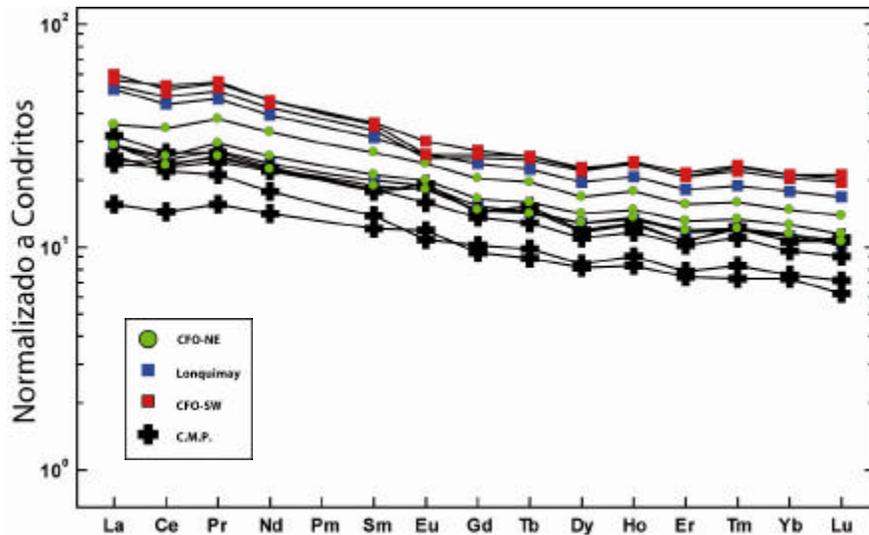


Fig. 4.1.4.1. Diagrama *Spider* de tierras raras para el CVL. Las muestras fueron normalizadas a condrito (Nakamura, 1974), y el campo del la ZVS fue definido usando las misma referencias de los gráficos anteriores.

Otro elemento a destacar de la figura 4.1.4.2, es que los conos monogénicos periféricos se separan en dos grupos y pareciesen representar valores primitivos de dos tendencias que convergen hacia las rocas mas diferenciadas. Los grupos se separan en el volcán Lolco y La Holandesa ("Grupo I") y el volcán Laguna Verde ("Grupo II") (Fig. 4.1.4.2). Es posible asociar a la tendencia del Grupo I la mayoría de las muestras del CFO-NE, a excepción de la muestra LL080110-01, la cual presenta una correlación con la tendencia asociada al volcán Laguna Verde. Cabe recordar que realizar conclusiones respecto a la evolución de estos magmas a partir de dos fuentes distintas es apresurado contando solo con información geoquímica convencional, además de que el volcán Laguna Verde no se relaciona espacialmente con la muestra LL080110-01 ni con ninguna roca del CFO.

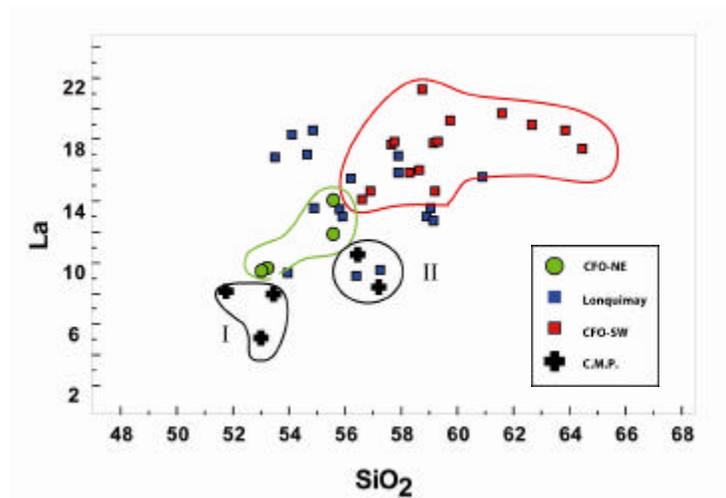


Fig. 4.1.4.2. La vs. SiO₂. Se observa los diferentes grados de evolución en los grupos definidos dentro del CVL. Nótese que los conos monogénicos periféricos (C.M.P) se separan en dos grupos. Grupo I compuestos el por el volcán Lolco y La Holandesa, y el Grupo II por el volcán Laguna Verde.

Otro punto de importancia dentro del análisis de las tierras raras es la concentración de Eu y su relación con las concentraciones de Sm y Gd. Esto se define como anomalía de Eu, la cual muestra el nivel de participación de las plagioclasas dentro de la cristalización fraccionada o fusión parcial. Esta asociación del Eu con las plagioclasas proviene de los diferentes estados de oxidación que presenta este elemento, el cual puede ser Eu⁺³ (como el resto de las tierras raras) o Eu⁺². Este último puede incorporarse en la red cristalina de los feldespatos sustituyendo al calcio.

De la figura 4.1.4.1 se observa que la anomalía de europio es bastante leve para las rocas muestreadas del CVL. En particular, puede observarse que los centros monogénicos periféricos en adición del volcán Tolguaca, presentan leves anomalías positivas, en cambio las muestras del volcán Lonquimay, CFO y conos de flanco, muestran la tendencia en forma inversa. Esto puede asociarse a que los magmas de los conos periféricos son más primitivos, y por ende las lavas poseen plagioclasas más cálcicas. Así mismo, el resto de las muestras podrían provenir de la evolución de estos magmas parentales primitivos, mediante el fraccionamiento de fases minerales ferromagnesianas y plagioclasa cálcicas, lo que respondería en una anomalía de europio de valor de tendencia negativa. Generalmente los procesos en los que está involucrado

el fraccionamiento de plagioclasa, muestran anomalías de europio mayores a 1, tomando como valor para esta anomalía la razón Eu/Eu^* , donde $Eu^* = (Sm+Gd)/2$ (anomalía algebraica). A diferencia de estos valores, el CVL posee anomalías de Eu de hasta 0.2 para el volcán Lolco y los conos de flanco del volcán Lonquimay (valores extremos en cuanto a evolución), lo que implicaría poca participación de plagioclasa en procesos de cristalización fraccionada, o que principalmente el Eu en estas rocas sea trivalente, es decir más oxidado (Eu^{+3}).

Los gráficos de la figura 4.1.4.2 discriminan entre los subgrupos definidos en el CVL usando las razones entre las concentraciones de las tierras raras. De la figura 4.1.4.1 se desprende que la variación entre las pendientes en el clásico diagrama de *spider* para las tierras raras es bastante baja. Por otro lado, las concentraciones de las tierras raras de los diferentes centros eruptivos muestran notorias diferencias. Para una mejor visualización de estos índices claves, se muestra en la figura 4.1.4.3 cuatro gráficos que indican las relaciones entre las pendientes de las tierras raras normalizadas a condritos (Nakamura, 1974) y sus concentraciones netas. Los dos primeros gráficos muestran las diferencias entre la pendiente total del gráfico *spider* de tierras raras, es decir, La/Lu y La/Yb (Fig. 4.1.4.3) con respecto de un índice de diferenciación, en este caso, la concentración de K_2O . Los otros dos gráficos muestran las pendientes de las tierras raras separadas entre tierras raras livianas (*LREE*, en este ejemplo desde La hasta Sm) y las tierras raras pesadas (*HREE*, en este ejemplo desde Tb hasta Yb).

Se observa de estos gráficos que existe una diferencia entre las pendientes de las tierras raras respecto de la concentración de estas (Fig. 4.1.4.3). Los volcanes monogénicos periféricos presentan menores pendientes que el resto de las muestras, y la tendencia sigue el mismo patrón de la diferenciación expuesto en las anteriores figuras. Cabe destacar que esta diferencia se basa netamente en la pendiente de las tierras raras livianas, como puede apreciarse en los gráficos c) y d) de la figura 4.1.4.3, donde aunque sean leves, las variaciones se muestran en la razón La/Sm, en cambio se observan valores más bien planos y sin tendencia para la razón Tb/Yb.

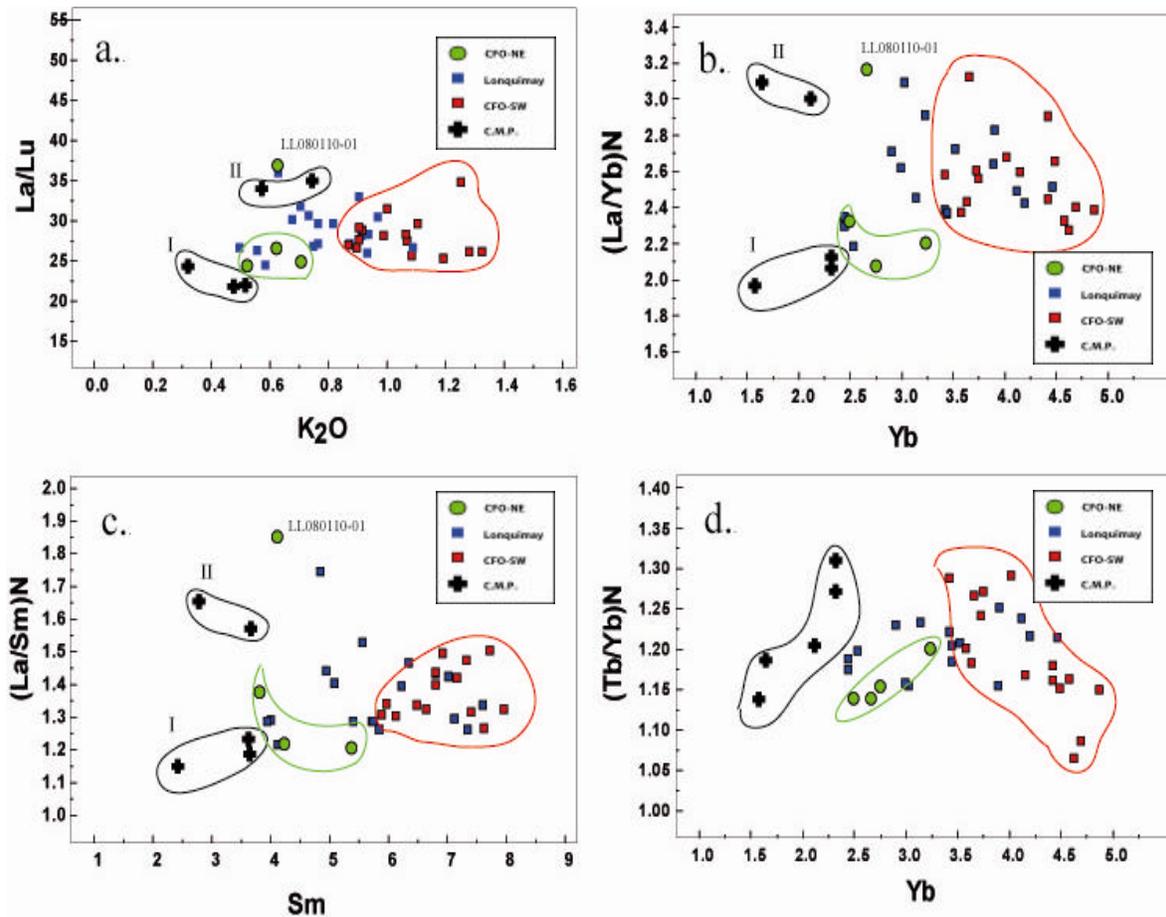


Fig. 4.1.4.3. Tendencias en las razones de las tierras raras livianas y pesadas del CVL. a) Razón La/Lu respecto de K₂O como índice de diferenciación, los volcanes monogénicos periféricos se separan en dos grupos, I: Lolco y La Holandesa, y II: Laguna Verde. Se observa una tendencia positiva. b) Gráfico (La/Yb)_N vs. Yb, se observan dos tendencias cuyos mínimos son lo Grupos I y II definidos anteriormente. c) Pendiente de las tierras raras liviana LREE, se observa las mismas tendencias que en b). d) Pendiente de las tierras raras pesadas HREE, notar que no se aprecia una tendencia general.

4.1.5. ANÁLISIS DE RAZONES MOLARES

Con el fin de minimizar los errores de cierre presentes en los datos geoquímicos, los cuales son entregados en valores porcentuales, es común usar razones molares para mostrar de mejor manera tendencias de alteración hidrotermal, o en este caso, de cristalización fraccionada.

De los gráficos de Harker para elementos mayores, se puede extraer que la cristalización fraccionada juega un rol dentro de los procesos de diferenciación de los magmas del CVL. Esto se evidencia por las tendencias negativas de los óxidos de elementos mayores compatibles, es decir FeO, CaO y MgO, y las correlaciones con respecto al sílice de Na₂O y K₂O. Estos comportamientos responden a la extracción de las fases primarias como los olivinos y piroxenos ricos en magnesio, la magnetita y las plagioclasas cálcicas. Por el contrario, a medida que el magma se va diferenciando, las fases ferromagnesianas en equilibrio se vuelve más ricas en hierro que en magnesio y las plagioclasas más sódicas.

Para poder visualizar de mejor manera si el conjunto de muestras presenta una tendencia de cristalización fraccionada de estas fases, se realiza un análisis litogeoquímico, es decir, usando las razones molares (Stanley y Russell, 1989; Rollinson, 1993; Nicholls y Gordon, 1994).

Para evidenciar esto con los análisis químicos basta establecer cual sería la tendencia química de este proceso, lo cual se logra de mejor manera, usando la estequiometría de las fases minerales involucradas mediante los diagramas de las razones molares de Pearce (Pearce, 1976; Stanley y Russell, 1989; Nicholls y Gordon, 1994). Primero que todo se debe escoger un elemento el cual sea conservativo, es decir que no se incorpore ni salga del sistema. Los elementos más usados para estos propósitos son Ti, para lavas tipo OIB o MORB, y K, P y Zr, para lavas de arco (Rollinson, 1993; Stanley, 1989).

Las plagioclasas tienen por fórmula general (Ca,Na)(Si,Al)₂SiO₈, los clinopiroxenos Ca(Fe,Mg)Si₂O₆ y los olivinos (Fe,Mg)₂SiO₄. La idea es encontrar una ecuación entre las concentraciones de los elementos involucrados en el proceso, tal que, de ser cierta la hipótesis

de que la evolución de las rocas del CVL es por cristalización fraccionada, se pueda observar una tendencia lineal. Es usual en este tipo de análisis usar una pendiente de 1.

La ecuación que produce una tendencia lineal de pendiente 1 con la participación de estas fases es:

$$\boxed{\frac{\text{Al}}{4} + \frac{(\text{Fe}+\text{Mg})}{2} + 3\frac{\text{Ca}}{2} + 11\frac{\text{Na}}{4}} \quad (\text{Nicholls y Gordon, 1994})$$

Estos valores son fácilmente comprobables teniendo en cuenta la estequiometría de las fases minerales. Es así como al diagramar en un gráfico Y respecto de X, con Y la ecuación anterior, y X la concentración de sílice, se tiene que las pendientes para cada fase son:

- Olivino :

$$(\text{Fe},\text{Mg})_2\text{SiO}_4 \rightarrow X / Y = 1 \cdot \text{Si} / \frac{1}{2} \times 2(\text{Fe}+\text{Mg}) = 1/1 = 1$$

- Albita:

$$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \rightarrow X / Y = 3 \cdot \text{Si} / \frac{\text{Al}}{4} + 11\frac{\text{Na}}{4} = 3/3 = 1$$

- Anortita:

$$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \rightarrow X / Y = 2 \cdot \text{Si} / \frac{3}{2}\text{Ca} + \frac{1}{4} \cdot 2 \cdot \text{Al} = 2/2 = 1$$

- Clinopiroxeno:

$$\text{Ca}(\text{Fe},\text{Mg})\text{Si}_2\text{O}_6 \rightarrow X / Y = 2 \cdot \text{Si} / \frac{3}{2}\text{Ca} + \frac{1}{2}(\text{Fe}+\text{Mg}) = 2/2 = 1$$

De la figura 4.1.5.1 se aprecia que las rocas del CVL muestran una tendencia clara de cristalización fraccionada de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino, a excepción de la muestra extraída del volcán Tolguaca, la cual, aunque muestra cierta correlación, no es tan exacta como el resto del conjunto. Esta diferencia puede asociarse a que probablemente la lava del volcán

Tolguaca, provengan de una fuente diferente o al menos de un magma parental distinto al de las lavas del CVL. Es de importancia destacar que en esta figura fueron incorporados los análisis químicos realizados por Polanco (1997) en los depósitos piroclásticos que el asoció al CVL, y que estas también muestran una clara correlación con las muestras de lava extraídas en este trabajo.

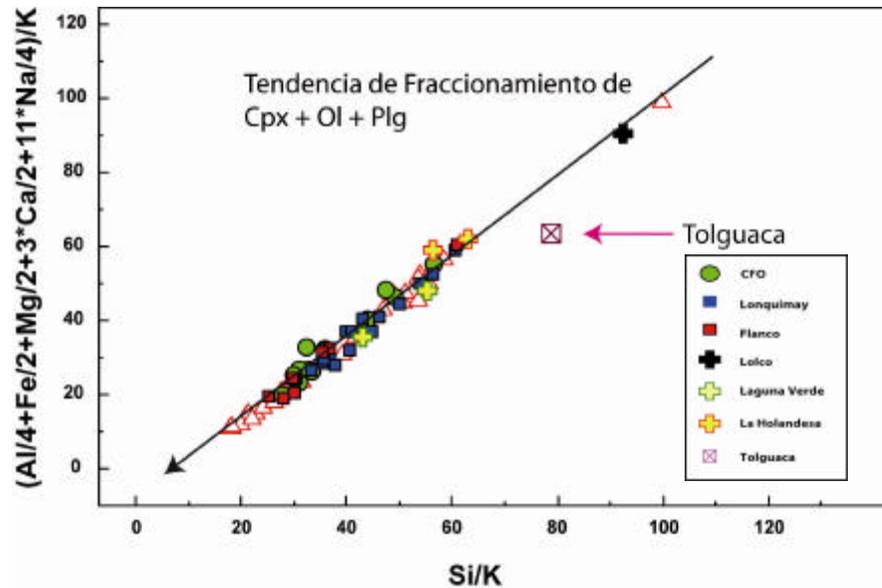


Fig. 4.1.5.1. Vector de cristalización fraccionada controlada por clinopiroxeno, olivino y plagioclasa. Las muestras presentan una notoria correlación lineal sobre el vector lo que indica una posible evolución comagmática, con la excepción de la muestra del volcán Tolguaca, la cual escapa de esta tendencia, indicando posiblemente la proveniencia evolutiva desde un magma parental diferente al del resto de las rocas del CVL. El cual en este caso corresponde al volcán Lolco.

Este tipo de análisis también permite cuantificar la participación relativa de las fases en este proceso. Para efectuar estos cálculos se debe usar nuevamente la estequiometría de los minerales, procurando restar la influencia de los elementos que están siendo compartidos por distintos minerales, y luego realizar diagramas binarios en donde cada eje represente sólo la participación de una de las fases. En la figura 4.1.5.2 se aprecia la relación entre la estequiometría de las plagioclasas respecto de las del clinopiroxeno, de esta manera las tendencias que marca la influencia total de sólo una de la fases sería marcada por líneas

horizontales o verticales. Es así como, realizando una regresión lineal de los datos, se puede conocer la influencia de las fases dentro del fraccionamiento. Usando este razonamiento se observa en la misma figura la estequiometría relativa entre las plagioclasas y los olivinos.

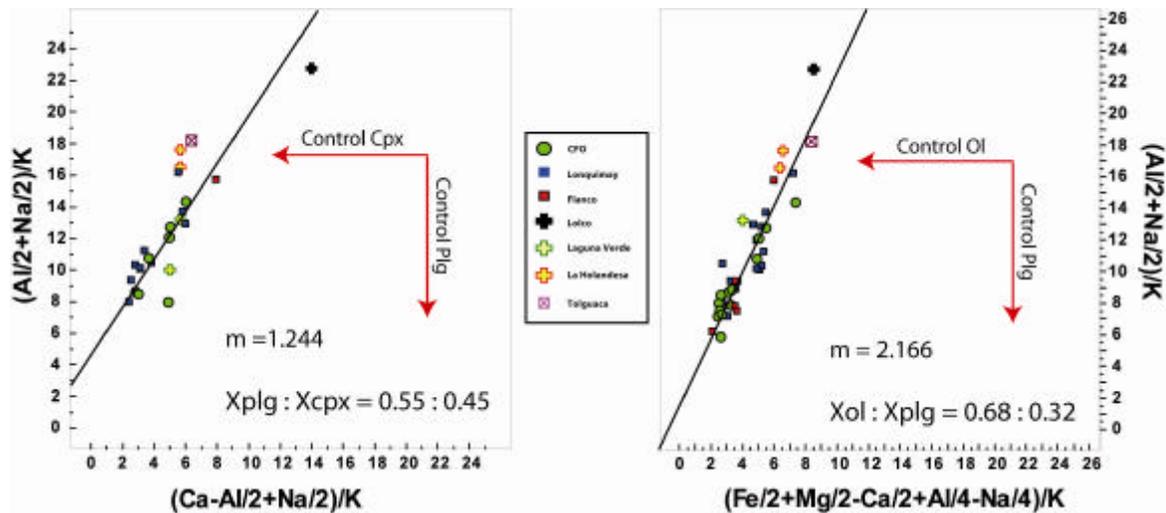


Fig. 4.1.5.2. Vectores de cristalización fraccionada. A la izquierda se observa la correspondencia entre la estequiometría de las plagioclasa respecto de los clinopiroxenos. Una tenencia lineal vertical indicaría un control total de la plagioclasa en la cristalización fraccionada respecto de la participación del clinopiroxeno. Por el contrario un a tendencia horizontal correspondería a un control total del clinopiroxeno respecto de la plagioclasa. La pendiente de la regresión lineal de los datos nos muestra la participación relativa entre los dos minerales. Observar que existe una tendencia vertical entre las muestras del volcán Tolguaca (Qvt1) y las del volcán La Holandesa. A la Derecha se muestra el mismo análisis entre la participación de plagioclasa respecto de olivino.

Si se asume que el proceso de diferenciación es netamente controlado por la cristalización fraccionada es posible estimar las razones de las fases que fueron fraccionadas. El resultado de un simple cálculo entre los cuocientes obtenidos es que los porcentajes relativos de participación en la cristalización fraccionada son: plagioclasa: 25%, olivino: 54% y clinopiroxeno: 21%. Claro está que dentro de un complejo volcánico es difícil encontrar indicios de solo un proceso de diferenciación, esto queda de manifiesto en la petrografía, en donde se observan bordes de reacción y minerales parcialmente reabsorbidos, lo que indicaría la presencia de otros procesos además de la cristalización fraccionada. Sin embargo, las tendencias mostradas por los

elementos mayores usados en este análisis y la clara correlación de estos, muestra que este proceso es probablemente el principal mecanismo de diferenciación.

4.2. GEOQUÍMICA DE MINERALES

En complemento de los resultados geoquímicos de roca total y a la petrografía de las rocas, se decidió realizar un análisis semicuantitativo geoquímico en los cristales de algunas muestras específicamente seleccionadas, para analizar las diferentes reacciones observadas en los cortes transparentes y asociar las diferencias geoquímico expuestas en el capítulo anterior, con la composición mineralógica. Para este procedimiento se utilizó el equipo SEM-EDS del Departamento de Ingeniería Metalúrgica de la Universidad de Santiago de Chile. Las muestras seleccionadas fueron escogidas buscando los valores extremos en cuanto al contenido de sílice de las diferentes zonas del CVL, es decir, se seleccionaron dos muestras del CFO, dos del volcán Lonquimay y dos de sus conos y fisuras de flanco, además de la muestra del volcán Lolco. Para este procedimiento se realizaron cortes transparente-pulidos en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile en los rechazos de roca devueltos por el laboratorio del SERNAGEOMIN.

Este equipo tiene la capacidad de analizar comparativamente composiciones químicas puntuales para elementos de peso atómico sobre el oxígeno, para ello las muestras deben ser tratadas con anterioridad con un recubrimiento de oro-paladio, para hacer mas contrastantes las diferencias composicionales. Los elementos de alto número atómico (elementos más pesados) aparecen en tonos más claros y los elementos con menor número atómico (elementos más livianos) en tonos más oscuros. En general, los microscopios electrónicos de barrido o *Scanning Electron Microscopy* (SEM) son usados para visualizar texturas de pequeña escala. El poder de resolución de un microscopio esta dado aproximadamente por la mitad de la longitud de onda empleada para formar la imagen. El intervalo de longitudes de onda de la luz visible (microscopio óptico) comienza alrededor de 400 nm hasta los 700 nm, por lo tanto, para aumentar el poder de

resolución de un microscopio es indispensable disminuir el valor de la longitud de onda, este es el motivo por el cual el microscopio electrónico ilumina la muestra no con luz, sino con electrones. Gracias a esto se logran aumentos notablemente mayores. Algunos de estos microscopios, como el usado en esta memoria, traen incorporados diferentes detectores los cuales tienen distintas utilidades. El equipo utilizado se componía de tres detectores, uno de imagen de electrones secundarios (SEI: *Secondary Electron Image*), el cual se utiliza para obtener imágenes de alta resolución; un detector de electrones retrodispersados (BEI: *Backscattered Electron Image*), el cual permite obtener imágenes de composición y topografía de la superficie y un detector de energía dispersiva (EDS: *Energy Dispersive Spectrometer*) el cual captura los rayos X emitidos por la muestra, en respuesta al bombardeo de electrones, asociando estos resultados a la composición elemental de la muestra.

4.2.1. ANÁLISIS COMPOSICIONAL

El análisis composicional de las muestras escogidas se realizó en los fenocristales de plagioclasa, piroxenos y olivino, también en el vidrio intersticial, los microlitos de plagioclasa, los minerales primarios en la matriz y los óxidos de fierro. Cabe destacar que en la mayoría de las muestras que presentaban textura intersertal, se hacía más complejo encontrar los cristales de plagioclasa, esto debido a que la composición de estos minerales es relativamente similar en el análisis de la imagen de electrones retrodispersados, a la matriz vítrea, por lo cual no se obtuvieron resultados en todas las muestras.

Para el análisis de la composición de las plagioclasas se tomaron datos de un fenocristal zonado en la muestra LL060110-03 correspondiente a una colada del volcán Lonquimay, a un fenocristal y dos microlitos de una colada de lava de una fisura al noreste del volcán Lonquimay (CFO-SW) y a un fenocristal zonado de la muestra LL100110-04 del CFO-SW. Los cristales zonados fueron analizados en varios puntos y estos resultados muestran variaciones composicionales. Los

análisis puntuales en los cristales de plagioclasa pueden observarse en la figura 4.2.1.1 y en las figuras 5.2.2, 5.2.3, 5.2.5, 5.2.6 del capítulo de petrografía.

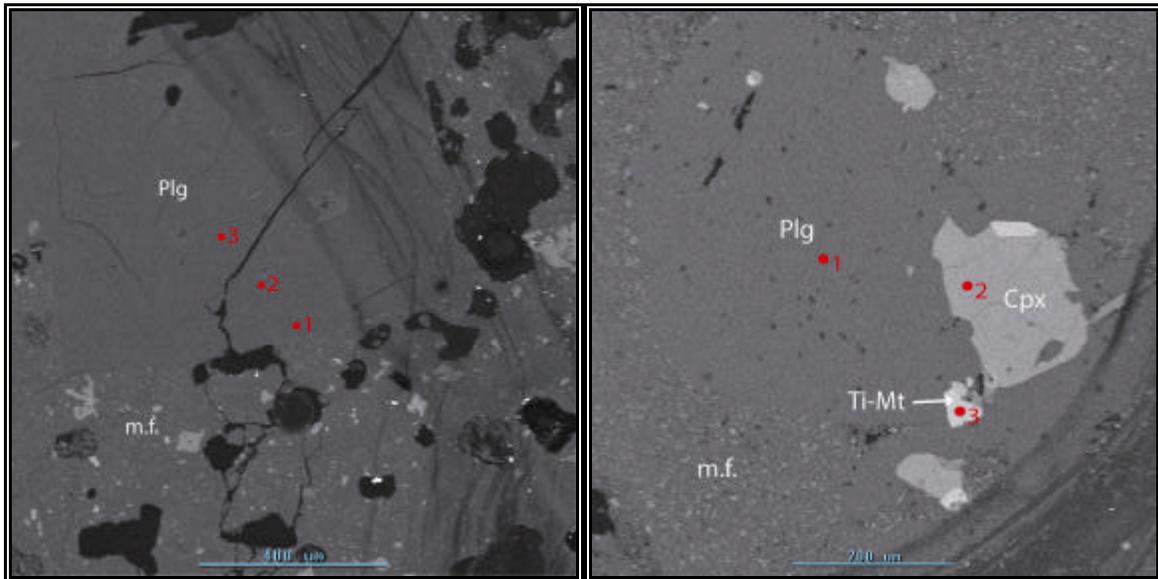


Fig. 4.2.1.1. Imágenes BSE de fenocristales de plagioclasa. A la izquierda se observa un cristal de la muestra LL100110-04, a la derecha de la muestra LL130110-01, ambos correspondientes al sector CFO-NE

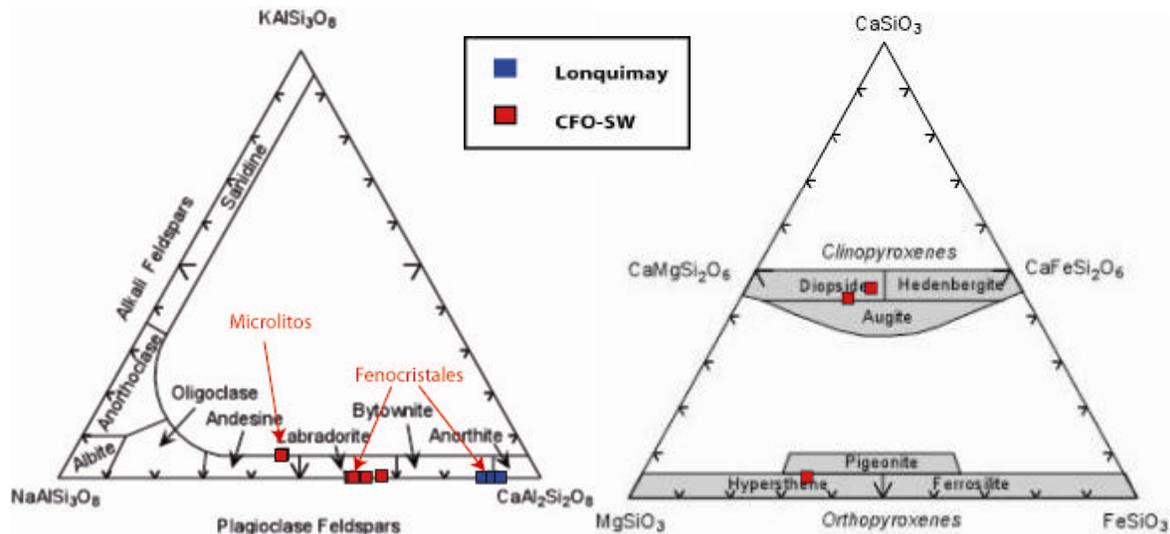


Fig. 4.2.1.2. Diagramas de clasificación de minerales. AAA la izquierda se observa el triángulo de los feldespatos en donde se aprecia la variación composicional de las muestras analizadas. A la derecha el triángulo de clasificación de piroxenos, se aprecia la presencia de las fases ortorrómbica y monoclinica.

Del triángulo de clasificación de los feldspatos (Fig. 4.2.1.2) se aprecia que las muestras analizadas muestran diferencias composicionales, correspondiendo la variedad más cálcica de plagioclasas a la colada de lava del volcán Lonquimay. Estos minerales se clasifican como anortita y bytownita ($An_{87} - An_{91}$). Por otro lado, las lavas del sector CFO-SW muestran composiciones más sódicas en los fenocristales, los cuales son clasificados como labradoritas. Los microlitos de la muestra LL100110-04 son los minerales con mayor concentración de sodio. Probablemente estos minerales sean los últimos en cristalizar. En una etapa tardía, los líquidos remanentes son más ácidos que en las etapas tempranas de los procesos de diferenciación, por lo tanto, los minerales tendrán mayor concentración de elementos incompatible, esto se pone de manifiesto al comparar las proporciones de potasio en las muestras (microlitos son Or_6). Estos cristales son clasificados como andesinas (An_{43}).

Para el análisis composicional de los cristales de olivinos se usaron las muestras LL100110-01, LL100110-04, LL060110-02, LL130110-01 y LL090110-01. Los puntos analizados pueden ser observados de las figuras 5.2.1, 5.2.2 y 5.2.4. del capítulo de petrografía.

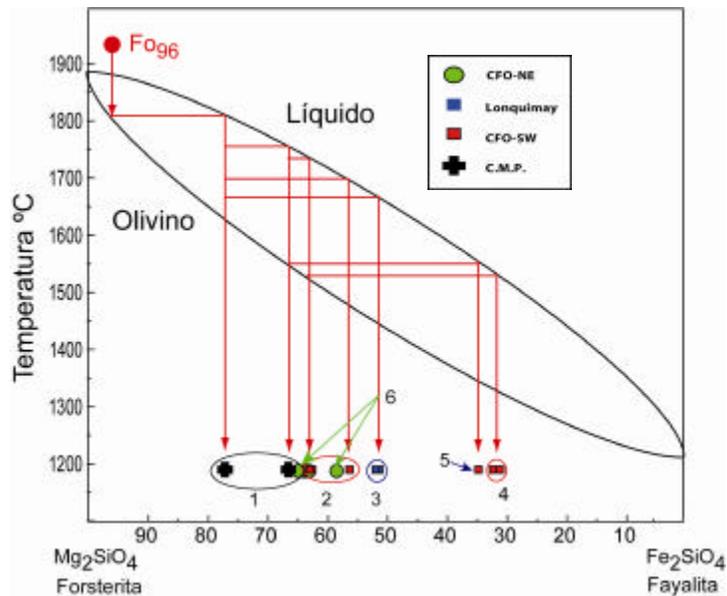


Fig. 4.2.1.3. Composición de los fenocristales de olivino en las muestras analizadas. Asumiendo un modelo de cristalización fraccionada total para la diferenciación de los magmas, existen diferentes posibles caminos para este proceso. A pesar de esto, es posible concluir que los cristales con mayor contenido en Fe no pueden provenir de los líquidos residuales de los magmas más primitivos mediante solo una etapa de fraccionamiento. Las cruces negras corresponden a un cristal de la colada de lava del volcán Lolco, los cuadrados rojos corresponden a lavas del CFO-SW y los azules a lavas de volcán Lonquimay. Los números del 1 al 5, indican las muestras de donde fueron analizados los cristales. 1: Lolco (1 cristal zonado), 2: LL090110-01 (1 cristal zonado), 3: LL060110-02 (2 cristales), 4: LL100110-04 (1 cristal zonado), 5: LL130110-01 (1 fenocristal y 1 microlito) y 6: LL080110-05 (1 cristal zonado).

En la figura 4.2.1.3 se han graficado la composición de los cristales de olivino analizados sobre el diagrama de fases binario entre forsterita y fayalita sólo con propósitos didácticos. En un primer análisis, se puede observar que el cristal analizado en la muestra LL100110-01 del volcán Lolco es el de composición más magnésica, y aunque el mineral muestra una zonación normal, el borde posee menos cantidad de Fe que los fenocristales del resto de las muestras. El cristal de olivino analizado en esta muestra cambia su composición de centro a borde desde Fo₇₇ hasta Fo₆₆. Al cristal analizado del sector CFO-NE, en particular de la muestra LL080110-05 se le hicieron cinco análisis puntales, dado que no fue posible realizar un perfil comparativo para

estimar la zonación química, debido a la textura sieve, las inclusiones de plagioclasa y las múltiples fracturas. Los valores obtenidos tienen poca variabilidad, a excepción del punto 4 (Fig. 5.2.6), el cual muestra un enriquecimiento en hierro (Fe_{58}), el cual se atribuye a la cercanía de una inclusión de magnetita, fuera de este punto el cristal presenta una composición promedio de Fe_{63} . Del cristal analizado de la muestra LL090110-01 se tomaron tres puntos de control (Fig. 5.2.4) y su composición varía de centro a borde desde Fe_{56} hasta Fe_{63} . Los cristales de olivino analizados de la muestra LL060110-02 correspondiente a la unidad Qv15 del volcán Lonquimay poseen la misma composición (Fe_{51}). El cristal analizado de la muestra LL100110-04 no muestra una zonación química evidente y su composición promedio es de Fe_{32} . Por último, la muestra LL130110-01 posee el cristal de olivino más rico en hierro del conjunto de minerales analizados (Fe_{23}). Este cristal corresponde a un olivino presente en la matriz, la cual además está compuesta por microlitos de plagioclasa de composición mayoritariamente sódica y vidrio hipsilíceo. El otro cristal analizado en esta muestra corresponde a un fenocristal de menor concentración de hierro (Fe_{34}).

El vidrio analizado en la matriz es de diferentes composiciones y dependerá además de la cercanía del punto medido a fenocristales que muestren texturas de reabsorción (Best, 2003). Esto debido a que la difusión química ocurre a tasas mucho más rápidas que la mezcla del líquido inmediatamente adyacente al cristal con el resto ya homogeneizado.

Las muestras que se les realizó análisis al vidrio corresponden a LL130110-01, LL090110-01, LL100110-04 (CFO-SW) y LL060110-03 (volcán Lonquimay). Los valores de contenido en sílice de las muestras son 78.13%, 39.82%, 50.78%, 43.45%, respectivamente. Las diferencias en estos valores se deben, probablemente, a que en particular los valores más bajos fueron analizados en las cercanías de fenocristales de olivino reabsorbidos, mostrando un empobrecimiento en sílice y un enriquecimiento en magnesio y hierro respecto de los otros elementos. El valor extremo de la muestra LL130110-01 fue analizado en el vidrio entre los microlitos de plagioclasa (Fig. 5.2.6), probablemente, esta composición corresponda al líquido residual de la cristalización fraccionada que dio origen a esta evolucionada roca.

CAPITULO V: PETROGRAFÍA DEL CVL

5.1. PETROGRAFÍA DE ROCA TOTAL

Las características petrográficas de las muestras tomadas se expondrán comparativamente entre los diferentes tipos de centros eruptivos, es decir, CFO, Volcán Lonquimay, conos de flanco y los conos monogénicos periféricos. Las descripciones completas de todos los cortes transparentes pueden ser revisadas en el ANEXO C.

En las muestras recolectadas de los diferentes centros eruptivos del CVL es posible apreciar diferencias significativas en cuanto a la petrografía de las rocas; es decir su textura, mineralogía y la relación de esta con su composición. Como se detalla en esta sección, es posible encontrar rasgos de primer orden como diferencias en los porcentajes de las fases observadas, lo que conlleva a diferencias composicionales, desde basaltos hasta andesitas (estimación petrográfica).

Para realizar este estudio, se usó un microscopio polarizador, mediante el cual es posible observar con aumentos de hasta 50X, lo que permite reconocer la mineralogía de la matriz, algunas estructuras intercrystalinas como bordes de reacción, aglomeraciones de fenocristales y relación entre los tamaños de los granos.

5.1.1. VOLCÁN LONQUIMAY

En general, las lavas del Volcán Lonquimay no muestran grandes diferencias en cuanto a sus rangos composicionales, estimados según los porcentajes de las fases observadas, lo que permite clasificarlas como andesitas-basálticas a andesitas. En las muestras predomina la

textura porfírica, caracterizada por la presencia de fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxenos inmersos en una matriz intersertal e intergranular.

Dentro de los rasgos más característicos de este subconjunto destaca la textura glomeroporfírica, definida por la presencia de cúmulos de fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y ocasionalmente ortopiroxeno. La matriz, en la cual está insertos los cristales de mayor tamaño, es en parte intergranular, con cristales de clinopiroxeno y minerales opacos los cuales probablemente corresponden a asociaciones de óxidos de hierro y titanio, y en parte intersertal con vidrio de tonalidades marrones y negras.

Otros rasgos que cabe destacar son la presencia de olivinos y clinopiroxenos parcialmente reabsorbidos y la poca presencia de textura sieve (respecto de los conos de flanco del volcán Lonquimay y del CFO) en fenocristales de plagioclasa. Las únicas muestras que poseen esta textura son las muestras de composiciones extremas (en cuanto a concentración de sílice), las que corresponden a LL060110-02 y LL060110-03 asociadas a las unidades (QvI5 y QvI2 respectivamente). Cabe destacar que la muestra correspondiente a la unidad QvI5 (LL060110-02) posee textura sieve zonada internamente. (Ver Fig. 5.1.1.1)

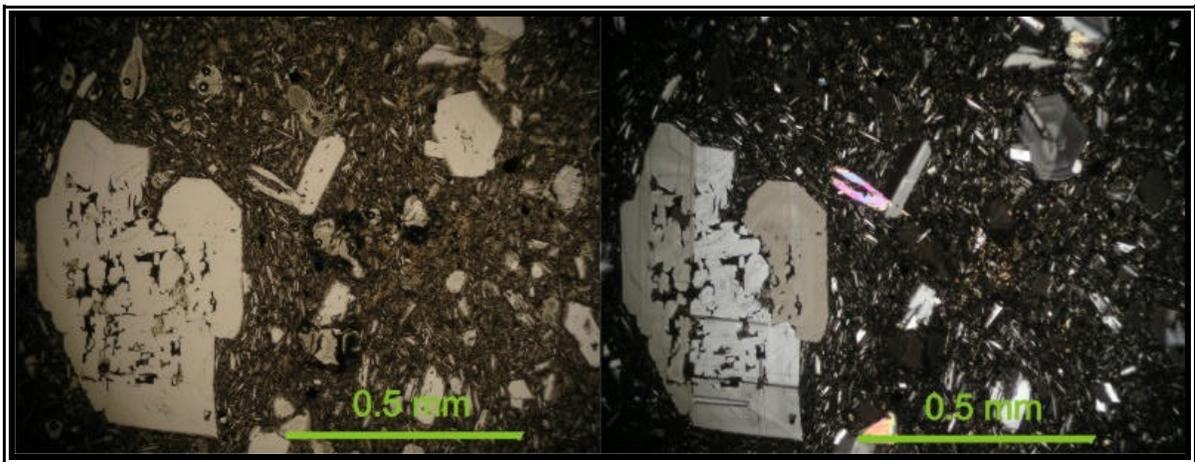


Fig. 5.1.1.1. Microfotografía de la muestra LL060110-03 de las coladas de lava del Volcán Lonquimay. Imagen en nicol paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) en donde se aprecia la textura porfírica, la matriz intersertal, vesículas, zonación de fenocristales de plagioclasa, y textura sieve zonada internamente

Prácticamente todos los cristales de plagioclasa se encuentran zonados, no así los cristales de olivino y clinopiroxenos en los cuales puede apreciarse escasamente y de forma incipiente.

En cuanto a las características petro-físicas de estas muestras, generalmente las rocas presentan textura vesicular. Solo algunas coladas de lava muestran texturas traquítica a pilotaxíticas, sin embargo estas características se observan sólo en las cercanías de los fenocristales. Es de importancia destacar que en la mayoría de las muestras se aprecian xenolitos andesíticos de textura afanítica, con matriz intersertal a intergranular, los cuales además pueden ser apreciados en muestra de mano. (Fig. 5.1.2)



Fig. 5.1.1.2. Xenolito andesítico sin bordes de reacción, inserto en una colada de lava de un cono de flanco del volcán Lonquimay

En cuanto a las texturas petroquímicas, en general los minerales no muestran bordes evidentes de reacción, sin embargo los delgados bordes que se pueden observar están presentes en los escasos cristales euhedrales de olivino y clinopiroxeno. El resto de los cristales

ferromagnesianos se muestran subeuhedrales a anhedrales e incluso en algunas muestras es posibles observar olivinos parcialmente reabsorbidos por el líquido.

5.1.2. CONOS Y FISURAS DE FLANCO DEL VOLCÁN LONQUIMAY

Petrográficamente las muestras recolectadas en los conos y fisuras de flanco ubicadas al Este del edificio volcánico principal muestran rangos composicionales similares en cuanto a los porcentajes de fases minerales observadas en los cortes transparentes, desde andesitas-basálticas a andesitas. Sin embargo a diferencia de las coladas de lava del Volcán Lonquimay es posible apreciar mayor diversidad de texturas de primer orden.

Las lavas analizadas muestran texturas porfíricas con distribución de tamaños de cristales bimodales a seriadas y texturas afaníticas equigranulares. Al igual que en las rocas del estratovolcán, se aprecia textura glomeroporfírica con cúmulos de plagioclasas entrecrecidas y otros cúmulos de plagioclasa, olivino, clino y ortopiroxeno (Fig 5.1.2.1).

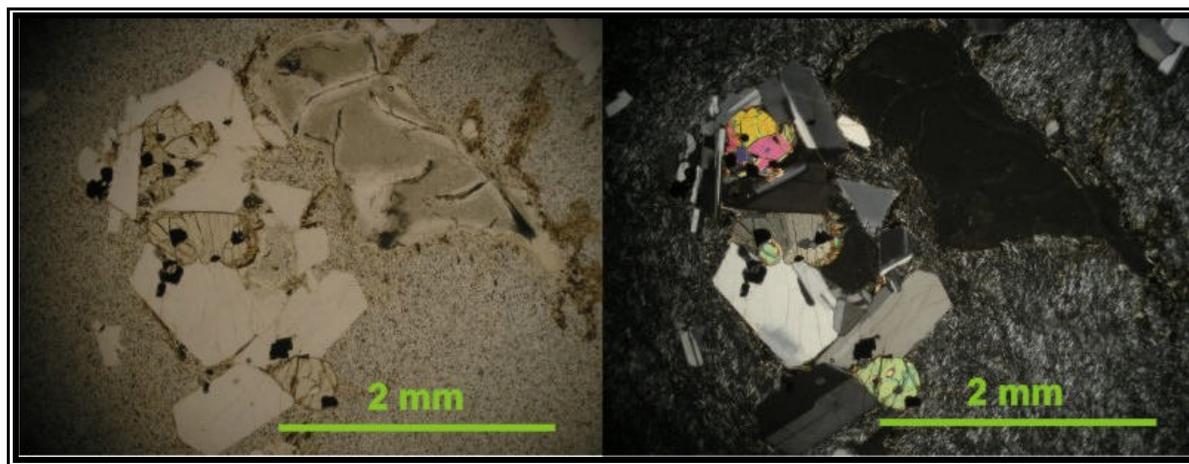


Fig. 5.1.2.1. Microfotografía de la muestra LL130110-01 correspondiente a una fisura de flanco. Vista en nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). En estas imágenes se aprecia la textura bimodal en la distribución de tamaños de cristales, además de la textura glomeroporfírica (cúmulos de plagioclasa, olivino, clino y ortopiroxeno) y la textura vesicular.

Los fenocristales de plagioclasa presentan zonación en todas las muestras, pero sólo textura sieve en algunas. (Fig. 5.1.2.2) Cabe destacar que en algunas muestras la textura sieve se encuentra zonada exterior e interiormente en los cristales de plagioclasa. (Fig 5.1.2.2 y 5.1.2.3)

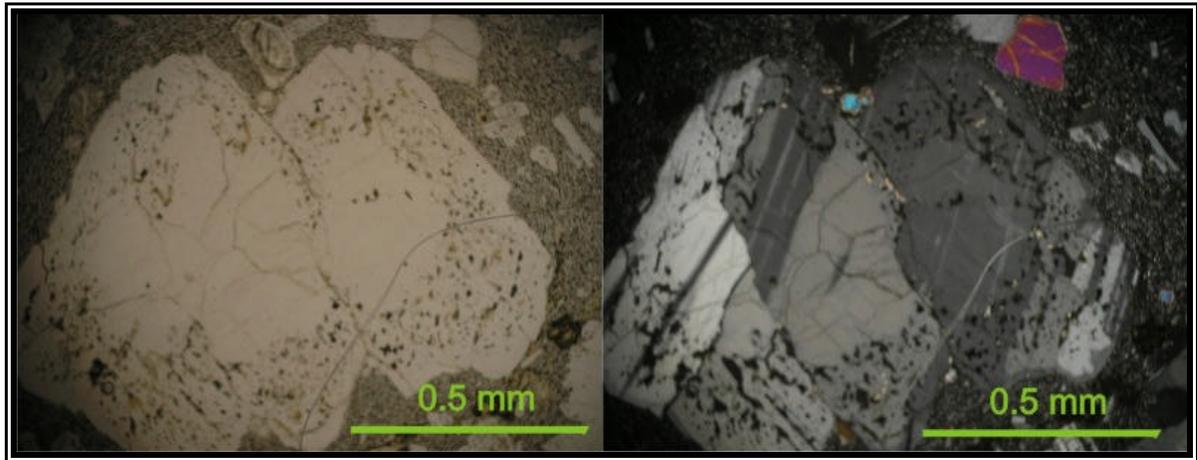


Fig. 5.1.2.2. Microfotografía de la Muestra LL090110-01 de los conos y fisuras de flanco. Imagen en nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de un fenocristal de plagioclasa en cual presenta textura sieve zonada exteriormente.

La matriz de estas rocas es principalmente intersertal sin embargo es posible observar en baja cantidad minerales primarios y opacos entre los microlitos de plagioclasa.

En cuanto a las texturas de desequilibrio se aprecian algunos fenocristales con bordes de reabsorción, por otro lado la textura coronítica es común en los minerales ferromagnesianos. (Fig 5.1.2.4)

En cuanto a las características petro-físicas es común la textura vesicular. A diferencia de los demás subgrupos, en los conos y fisuras de flanco, sólo una roca muestra un xenolito, el cual es afanítico de composición basáltica y no posee vidrio en la matriz.

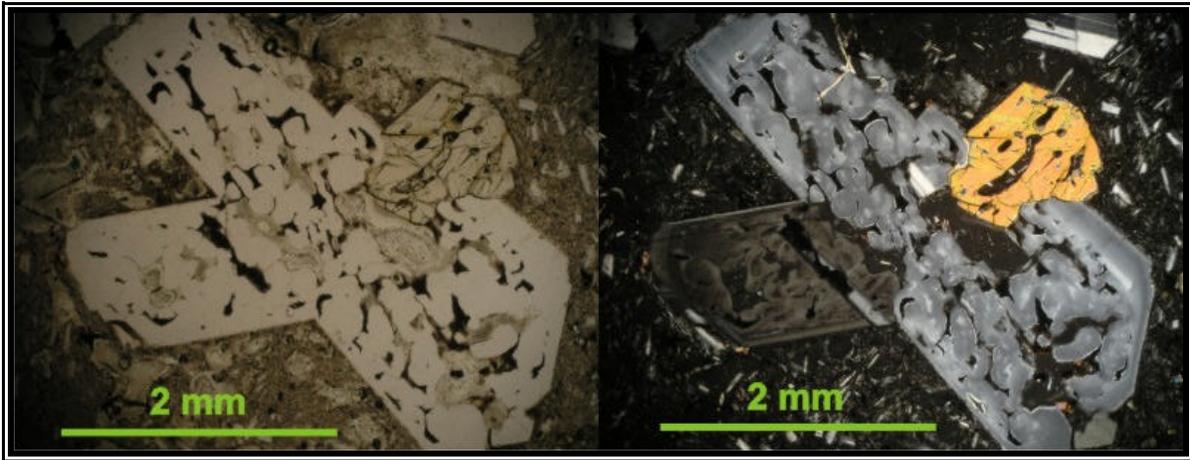


Fig. 5.1.2.3. Microfotografía de la Muestra LL090110-03 correspondiente a un cono de flanco del volcán Lonquimay. Vista en nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). En estas imágenes se puede apreciar la textura intersertal en la matriz, la textura glomeroporfírica (cúmulo de plagioclasas y clinopiroxeno) y la textura sieve en los fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno. Observar que la textura sieve solo se aprecia en los fenocristales.

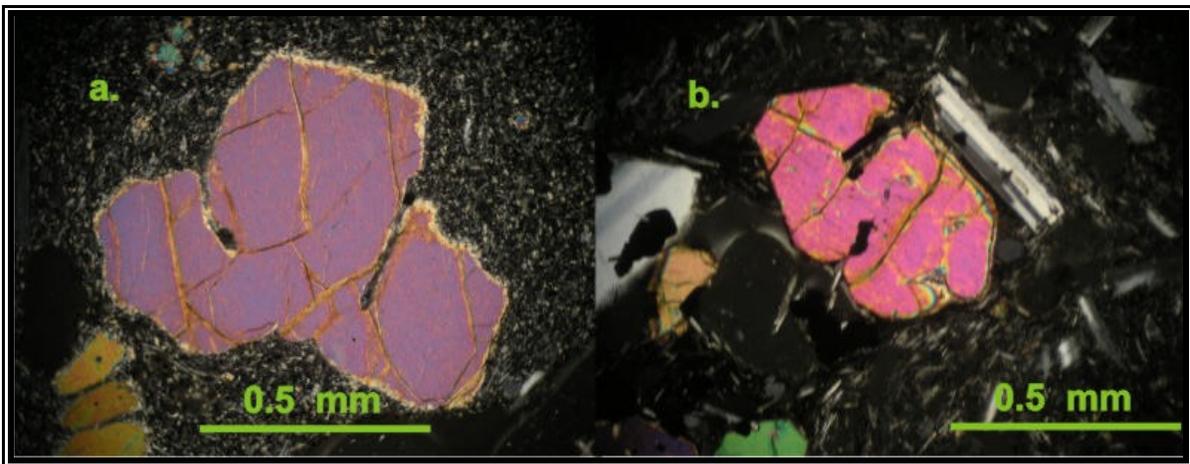


Fig. 5.1.2.4. Microfotografía de la Muestra LL090110-01 de los conos y fisuras de flanco del volcán Lonquimay. a. Imagen en nicoles cruzados y con objetivo 10X del detalle de un cristal de olivino. Se aprecia la forma anhedral, la textura coronítica, y los bordes de reabsorción. b. Imagen en nicoles cruzados del detalle de un cristal euhedral de olivino con bordes de reabsorción.

5.1.3. CORDÓN FISURAL ORIENTAL

Las muestras recolectadas en el CFO presentan amplios rangos composicionales en función de porcentajes de las fases minerales observadas en los cortes transparentes, desde basaltos vesiculares a andesitas porfíricas.

Las rocas más primitivas en general se ubican en el extremo noreste del CFO (Sector CFO-NE). En particular la muestra LL080110-05 (Fig. 5.1.3.1) es la que posee un mayor porcentaje de minerales ferromagnesianos y óxidos de hierro y titanio. Esta roca corresponde a las coladas más antiguas del Cordón Fisural Oriental (Unidad Qcf1), además de contener la menor cantidad de sílice de todo el grupo de muestras analizadas en este estudio (53.07% SiO₂, ANEXO B).

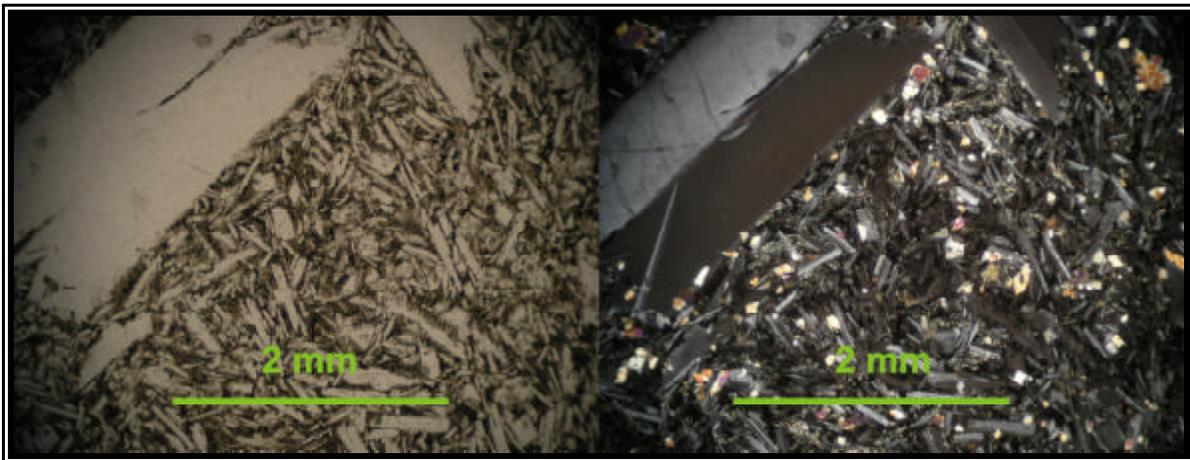


Fig. 5.1.3.1. Microfotografía de la muestra LL080110-05 del sector noreste del CFO. Se aprecia la textura porfírica e intergranular.

Las rocas más primitivas muestran texturas afaníticas a porfíricas con fenocristales de plagioclasas, olivino, clino y ortopiroxeno, los cuales no presentan bordes de reacción. Las plagioclasas muestran zonación y textura sieve, además algunos de estos cristales pueden ser observados como inclusiones dentro de olivinos poikilíticos.

En general, la matriz de las muestras basálticas presentan textura intergranular con abundantes minerales opacos euhedrales de forma cúbica, los cuales probablemente correspondan a cristales de magnetita, esto teniendo en cuenta que estas rocas presentan respuesta magnética en las muestras de mano. También se aprecia en menor medida vidrio en la matriz, con textura pilotaxítica, evidenciando fluidez en las coladas de lava, propiedad que es posible ver en la mesoescala (Fig 5.1.3.2). Las muestras que poseen abundantes vesículas, llegan a ser de hasta 20 cm de diámetro observables en muestras de mano (muestra LL080110-05).



Fig. 5.1.3.2. Colada de lava de la zona noreste del CFO. Se observa la textura de flujo evidenciando fluidez.

Las muestras andesíticas presentan un mayor porcentaje de plagioclasas y los minerales ferromagnesianos son escasos. La textura predominante es la porfírica y a diferencia de las muestras basálticas la matriz es intersertal sin minerales primarios entre los microlitos de plagioclasa.

Los cristales de olivino, orto y clinopiroxeno en general muestran bordes de reacción con la matriz vítrea y con los cristales de plagioclasa. En general los cristales ferromagnesianos se muestran anhedrales, sobre todo los olivinos, los cuales muestran bordes de reabsorción. Se puede apreciar textura subofítica, con cristales de clinopiroxeno euhedrales sin bordes de reacción con la matriz pero con reabsorción en los contactos con las plagioclasas. (Fig 5.1.3.3)

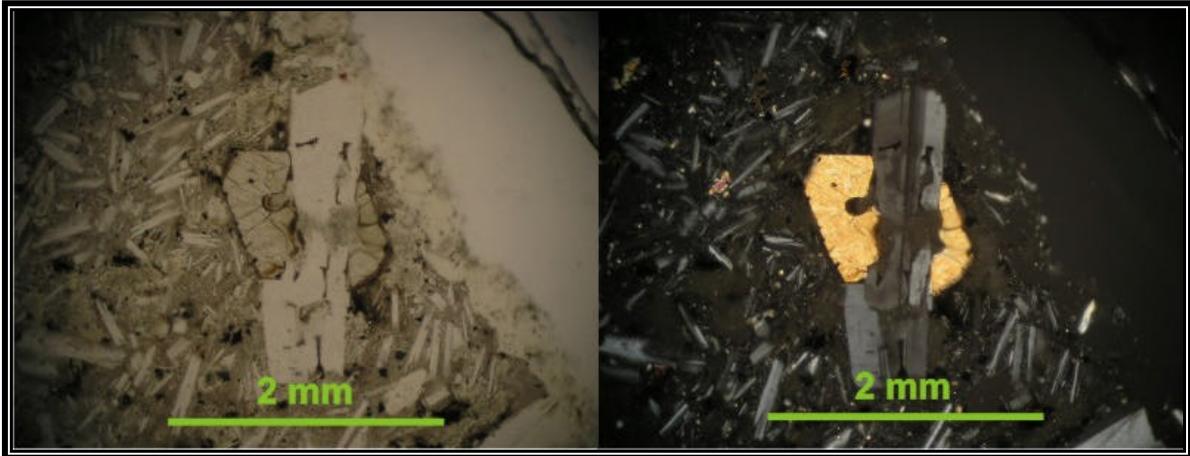


Fig. 5.1.3.3. Textura subofítica en lava del CFO. Vista en nicoles paralelos (izquierda) y nicoles cruzados (derecha). Se aprecia la forma euhedral y sin bordes de reacción externos del cristal de clinopiroxeno encerrando al cristal de plagioclasa, además de la textura de reabsorción interna del cristal de clinopiroxeno en el contacto con la plagioclasa.

Los fenocristales de plagioclasa presentan zonación y textura sieve interna y externa, y en general tienen distribución de tamaño de cristales heterométrica. (Fig 5.1.3.4)

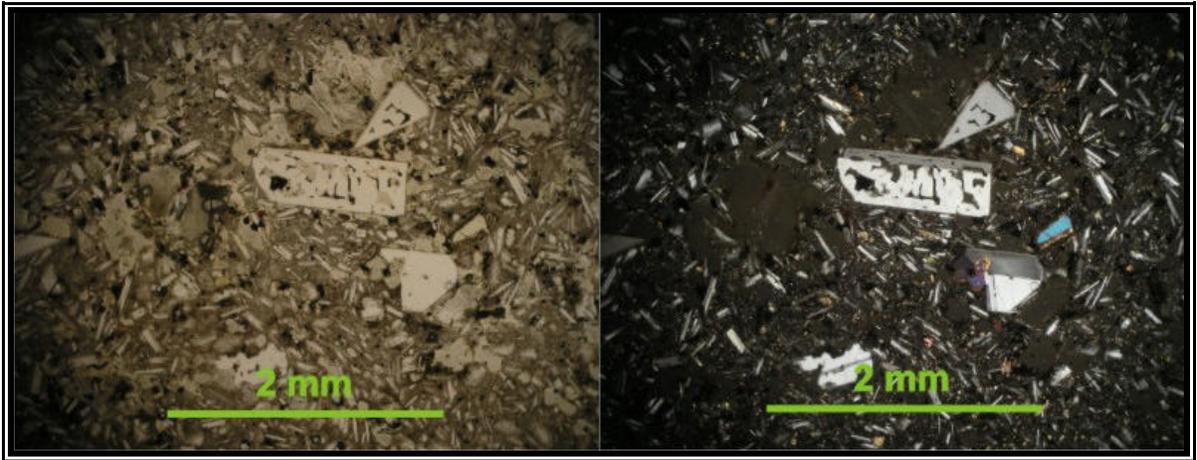


Fig. 5.1.3.4. Microfotografía de la Muestra LL100110-04. Vista en nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). En estas imágenes es posible apreciar la textura sieve en los fenocristales de plagioclasa, además de los porcentajes relativos de las fases minerales. Observar además la textura vesicular y amigdaloidal.

5.1.4. CONOS MONOGENICOS PERIFERICOS

Para el estudio petrográfico de los conos monogénicos periféricos se usaron los cortes transparentes realizados en la muestra tomada de la colada de lava del volcán Lolco además dos cortes transparentes hechos a depósitos tipos spatters del volcán La Holandesa. No se tienen cortes transparentes del volcán Laguna Verde ni del volcán Caracol.

La colada de lava del volcán Lolco presenta textura afanítica seriada, y sus fases principales son plagioclasas, olivino, clino y ortopiroxeno, y magnetita entre otros óxidos de hierro y titanio, la gran mayoría euhedrales. Los cristales de mayor tamaño de plagioclasa presentan zonación y muestran una distribución de tamaños seriada. Algunos olivinos muestran insipientes borde de reabsorción y reacción, pero en general no se aprecian texturas de desequilibrio. La matriz es netamente intergranular con ortopiroxenos, clinopiroxenos y magnetitas relleno los espacios entre los microlitos de plagioclasa. La muestra presenta textura vesicular y amigdaloidal rellena de vidrio. (Fig. 5.1.4.1)

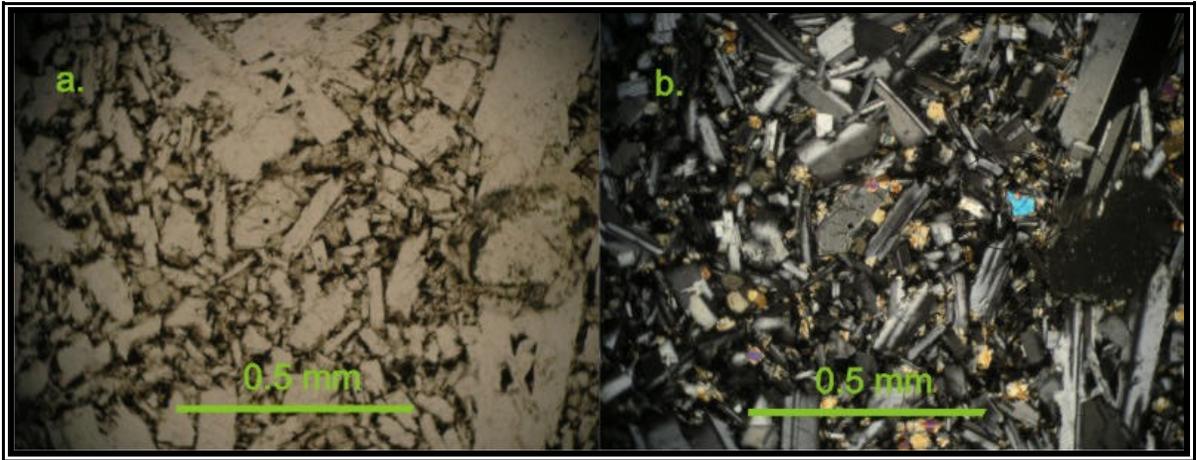


Fig. 5.1.4.1. Microfotografía de la Muestra LL100110-01. Izquierda. Vista en nicols paralelos se puede apreciar los abundantes minerales opacos entre los cristales de plagioclasa. Derecha. Vista en nicols cruzados de la imagen a. en la cual se puede apreciar la textura afanítica equigranular y la matriz intergranular.

Los spatters del volcán La Holandesa muestran textura vitrofídica, con el vidrio de la matriz oxidado. Observaciones principales son las abundantes vesículas y la presencia de autoclastos afaníticos. En la matriz se pueden apreciar minerales ferromagnesianos irreconocibles al microscopio óptico además de abundantes minerales opacos. Los escasos fenocristales que pueden encontrarse son de plagioclasa y presentan zonación y textura sieve (Fig. 5.1.4.2).

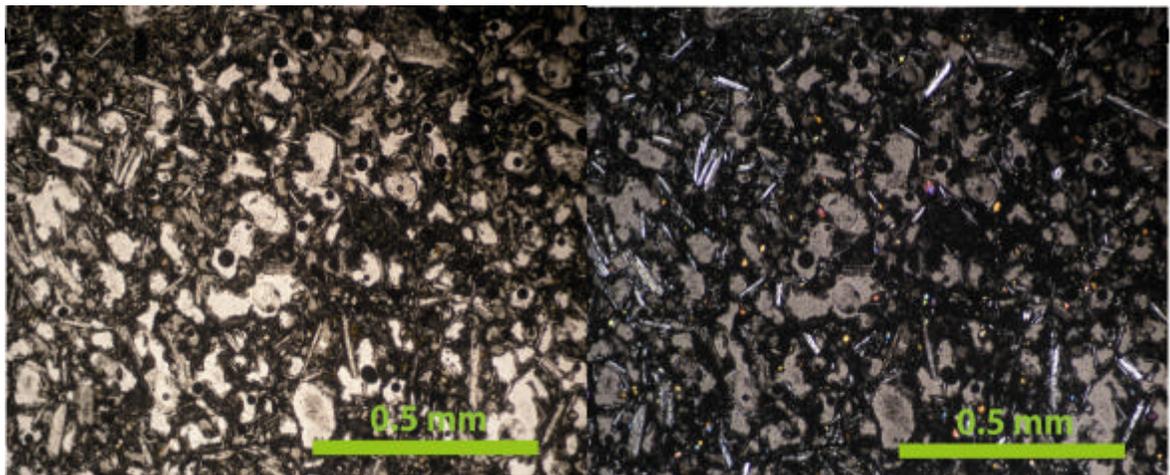


Fig. 5.1.4.2. Microfotografía de la muestra LL080209-2 correspondiente al volcán La Holandesa. Nicols paralelos y cruzados, en imagen izquierda y derecha respectivamente. Se observa la matriz vítrea oxidada y la textura vesicular.

5.2. ANÁLISIS PETROGRÁFICO DE MINERALES

En complemento a estudio petrográfico clásico de los cortes transparentes de las rocas del CVL, se realizó un estudio de detalle, aprovechando la alta resolución de las imágenes BEI del equipo SEM. El resultado entregado es una imagen de la topografía de la muestra, impresa en tonalidades de gris, en donde los colores mas blanco corresponden a una mayor concentración de elementos pesados. De esta manera se puede visualizar rápidamente la existencia de zonaciones minerales y si son de carácter normal o inversas. El alto aumento del equipo permite observar texturas en la matriz y en los bordes de los minerales con mayor precisión que con los clásicos microscopios ópticos.

En general las muestras confirman las texturas observadas en el análisis petrográfico con el microscopio óptico. Un dato de relevancia que aporta esta inspección, es que la zonación de todos los cristales es siempre normal, es decir, que las composiciones del centro son características de las fases minerales estables a altas temperaturas y en el borde las de bajas temperaturas.

En la muestra analizada del volcán Lolco, es posible observar que la textura predominante es la afanítica, a diferencia del resto de las muestras que se muestran más porfíricas. A pesar de esto, las imágenes revelan que la roca posee marginalmente una matriz intersticial con cristales de menor tamaño. De la figura 5.2.1 se puede observar un cristal euhedral de olivino y varios cristales de plagioclasa de tamaños similares alrededor, entre los fenocristales es posible ver una matriz compuestas por microlitos anhedral de clinopiroxeno, olivino y óxidos de hierro (tonalidades cercanas al blanco).

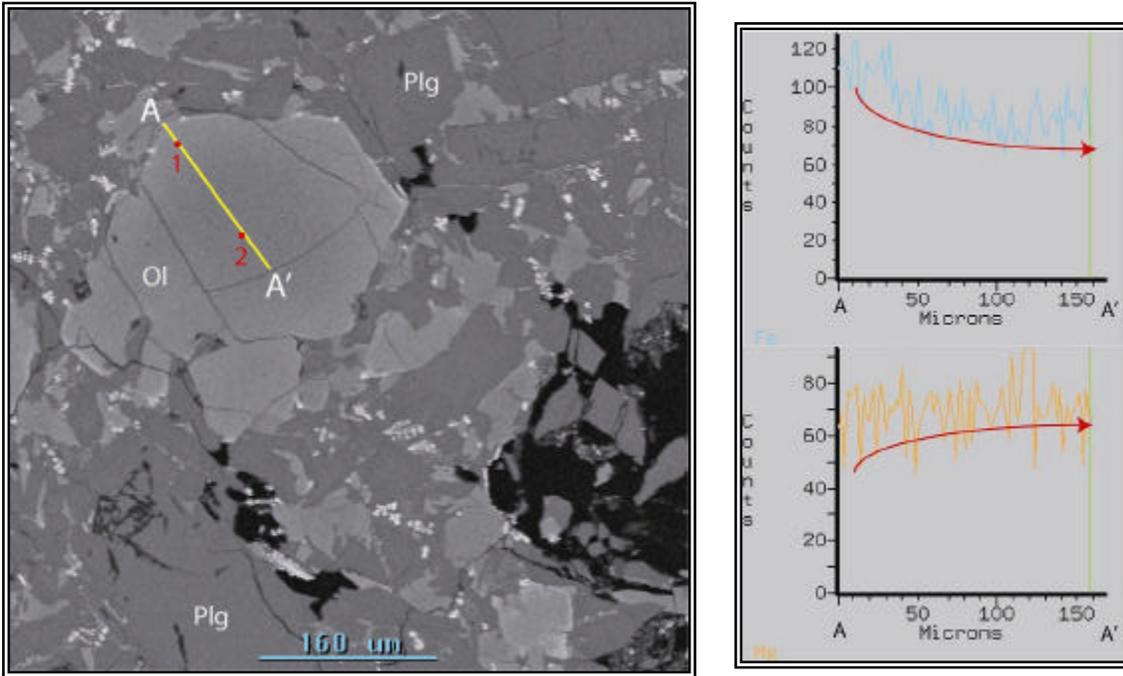


Fig. 5.2.1. Imagen (a) BSE de la muestra LL100110-01 correspondiente a la colada del volcán Lolco. Observar la relación de tamaños entre los cristales y la presencia de minerales anhedral en la matriz, probablemente clinopiroxenos, olivinos y óxidos de hierro. La línea en amarillo corresponde a un perfil composicional comparativo. Arriba a la derecha se muestra las concentraciones relativas de Fe. Abajo las de Mg. Se aprecia que el cristal posee una zonación química normal, acorde a lo observable en las tonalidades de colores de la imagen. Leyenda: Los puntos rojos son análisis químicos realizados. Ol: Olivino, Plg: Plagioclasa.

Las plagioclasas de la colada del volcán Lolco también poseen zonación normal, como lo demuestra la imagen 5.2.2 en donde se aprecia un cristal de plagioclasa euhedral en contacto con una vesícula. A pesar de que no se observen diferencias en las tonalidades de la imagen en la plagioclasa, el perfil composicional nos indica que existe una mayor concentración de calcio en el centro y menor en los bordes, y el sodio muestra un comportamiento inverso.

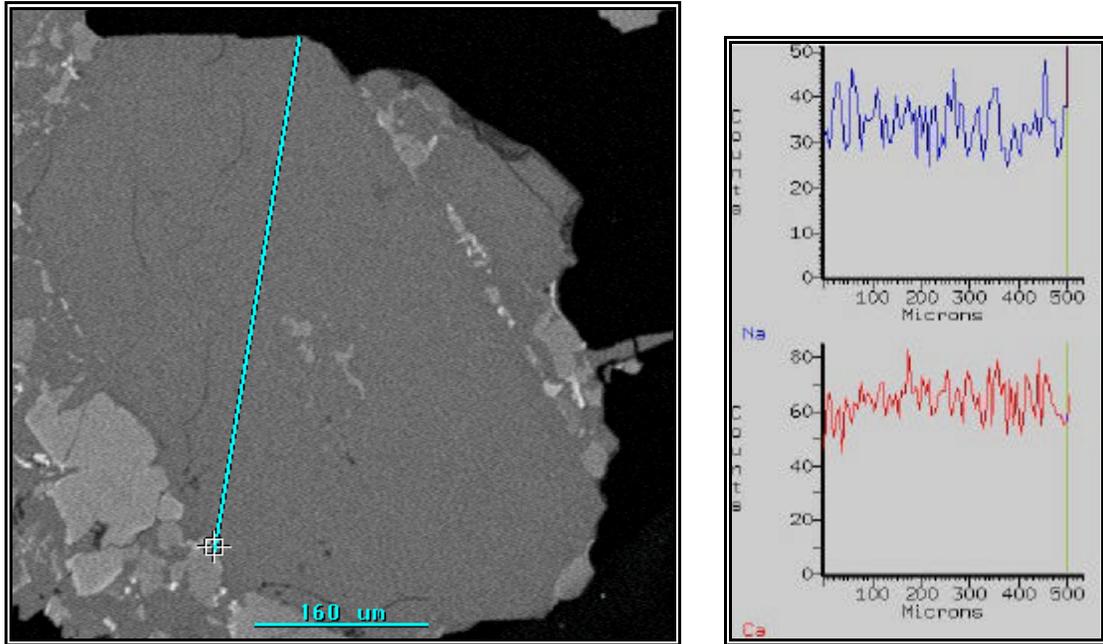


Fig. 5.2.2. Imagen (b) BSE de la muestra LL100110-01, en esta figura se observa un cristal euhedral de plagioclasa tomada de la colada de lava del volcán Lolco. Se aprecia una zonación química normal evidenciada por el perfil composicional realizado (línea celeste). Observar la concavidad de la curva de los conteos del gráfico del calcio, por el contrario el sodio muestra una tendencia convexa.

A diferencia de la muestra del volcán Lolco, la muestra LL080501-05 correspondiente a una lava del CFO-NE no presenta zonación en los fenocristales de olivino. En la figura 5.2.3 se indican los puntos donde se realizaron análisis químicos puntuales para reconocer diferencia en la química dentro del cristal. En este caso no se pudo realizar un perfil, debido a las múltiples inclusiones de plagioclasa y a la textura sieve del cristal.

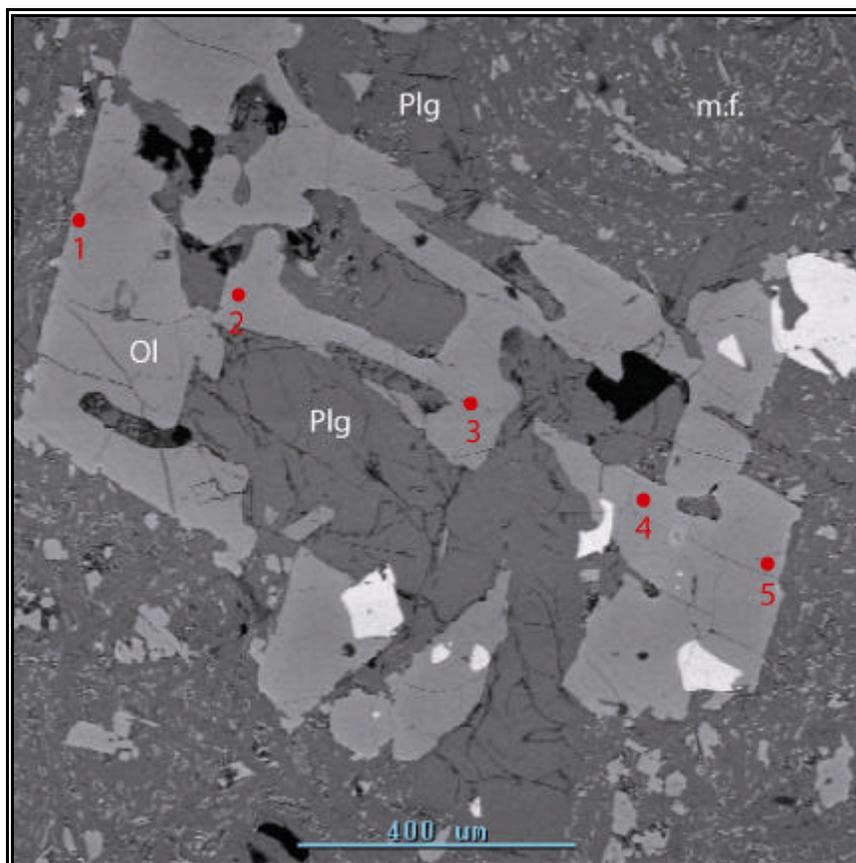


Fig. 5.2.3. Imagen BSE de la muestra LL080110-05 correspondiente a una colada de lava del CFO-NE. Los puntos rojos indican análisis puntuales, que demuestran que no existe zonación (ver subcapítulo 6.3) Leyenda: Ol: Olivino, Plg: Plagioclasa, m.f.: Masa fundamental.

Los cristales de olivino analizados, en general se muestran parcialmente reabsorbidos, sin embargo la forma de los fenocristales se preserva bastante euhedral. En la figura 5.2.4 se puede apreciar algunos de los fenocristales usados para el análisis composicional. Los puntos rojos indican los análisis puntuales realizados, en algunos casos para observar la presencia de zonaciones y otros sólo para establecer si existen diferencias químicas entre los diferentes centros eruptivos. Es posible observar de la figura que en todas las imágenes evidencia la textura porfírica. Estas imágenes corresponden a las muestras LL100110-04 y LL090110-01 del CFO-SW y LL060110-02 de la unidad Qvl5 del volcán Lonquimay.

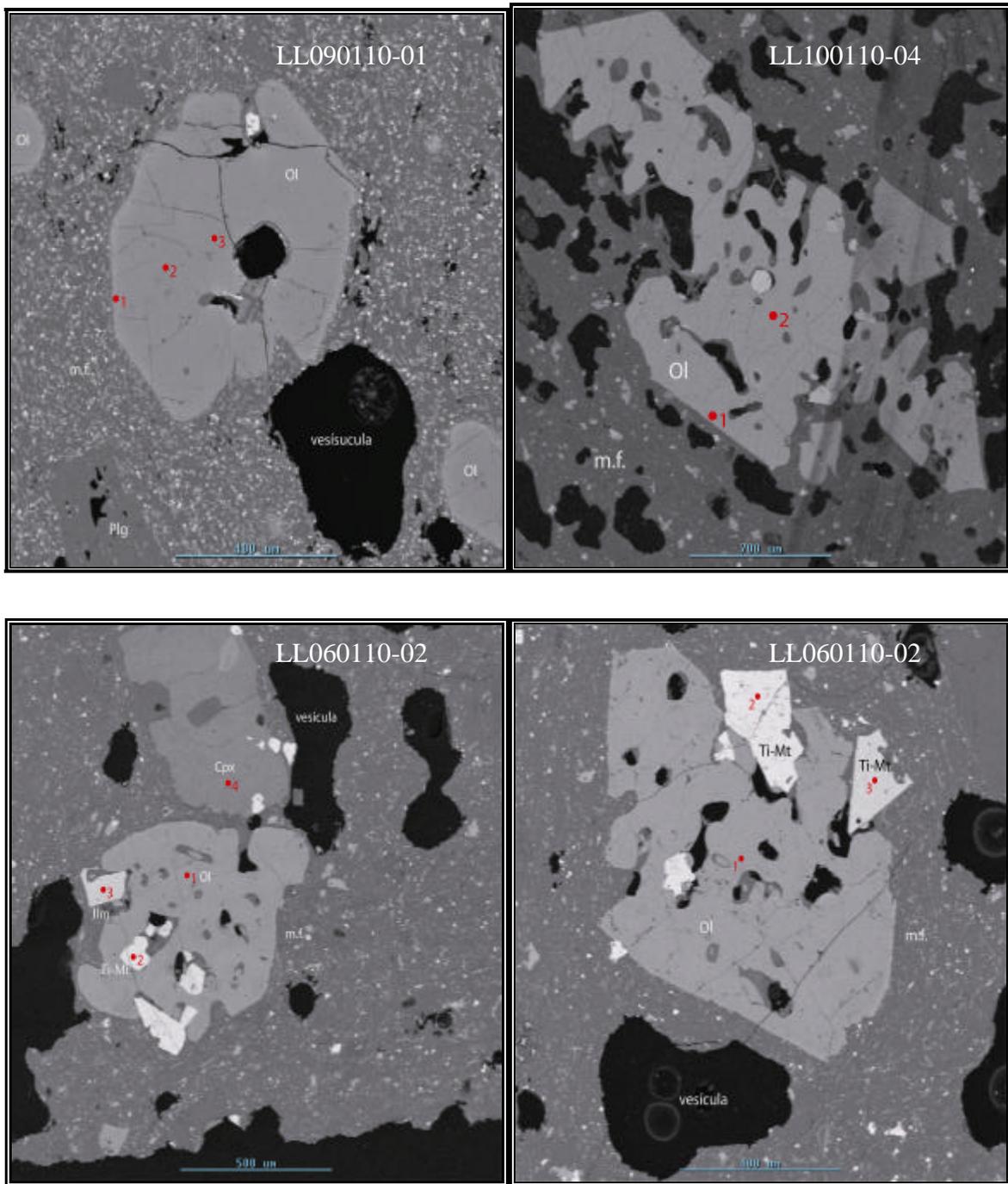


Fig. 5.2.4. Imágenes BSE de cristales de olivino de muestras tomadas del los sector CFO-SW y del volcán Lonquimay. Observar la textura porfírica, sieve y vesicular.

La textura sieve se presenta con claridad en las muestras provenientes del volcán Lonquimay, sus conos y fisuras de flanco y el sector CFO-SW. Y en general las inclusiones de vidrio son de

similares composiciones a las presentes en la matriz intersertal. En adición al vidrio, se pueden observar cristales anhedrales de clinopiroxeno incluidos dentro de las plagioclasa, como se evidencia en la figura 5.2.5.

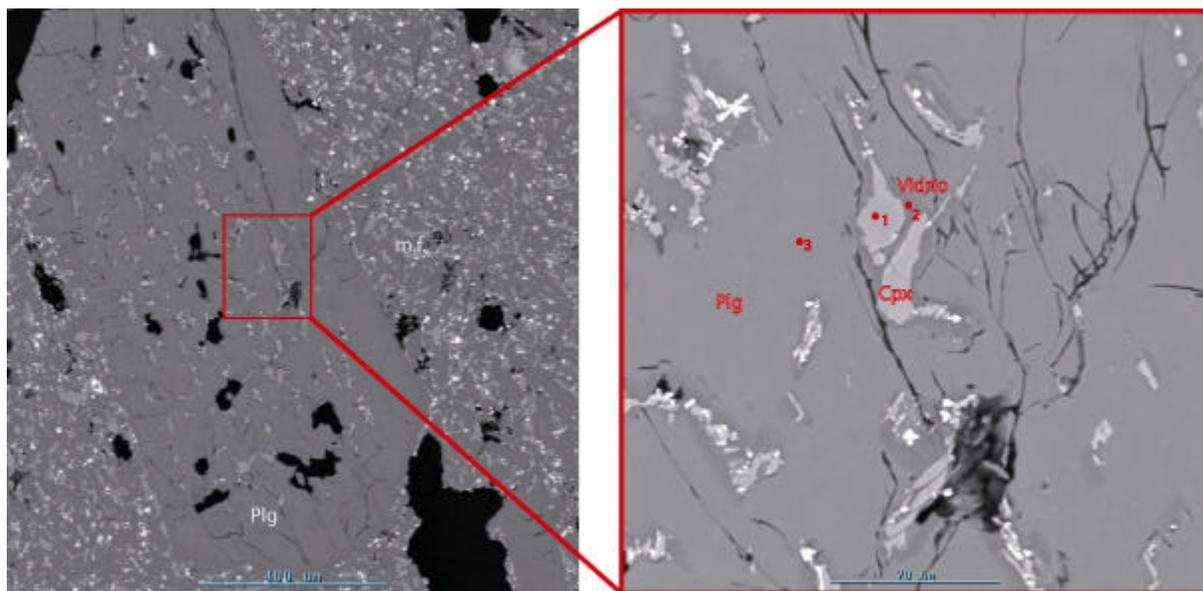


Fig. 5.2.5. Imagen BSE de la muestra LL060110-03. A la izquierda un fenocristal de plagioclasa. A la derecha, zoom de las inclusiones en el cristal. Se parecían el virio entre las inclusiones de clinopiroxeno y el borde interno del fenocristal

Dado que la mineralogía observada en el capítulo de petrografía de este trabajo, entrega por resultado clasificaciones de menor diferenciación que los datos observados en los análisis químicos de roca total, es de esperarse, teniendo en cuantos los porcentajes de las fases presentes, que el vidrio intersticial es el factor clave para explicar los altos contenidos de sílice observados en las muestras. Para esto se utilizó una imagen BSE con el máximo aumento en la muestra LL130110-01, la cual corresponde a la roca más diferenciada del conjunto de datos (64% SiO₂).

La figura 5.2.6 muestra los puntos analizados químicamente, además de observarse con claridad la textura de la matriz. Esta masa fundamental está compuesta principalmente por microlitos de

plagioclasa euhedrales orientados, el tamaño de los cristales es de 25x4 micrones de área. En los espacios entre estos cristales se observan clinopiroxenos anhedrales y vidrio intersticial.

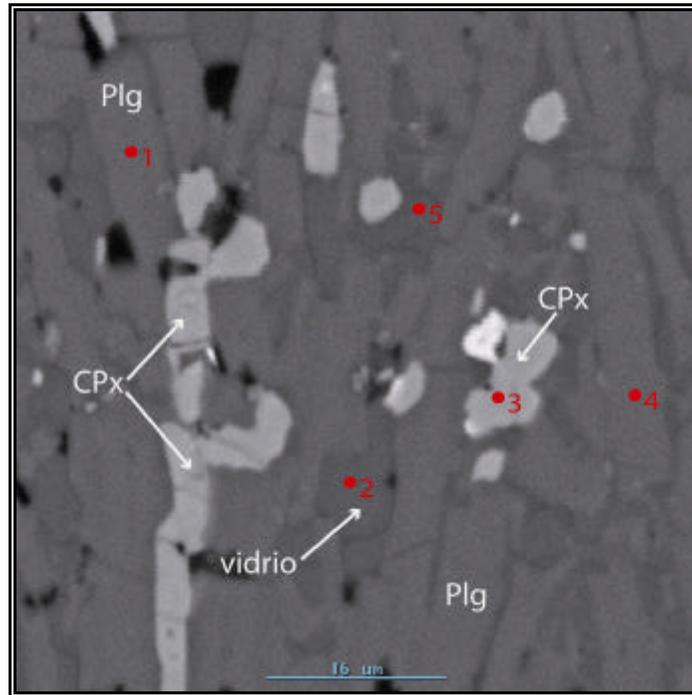


Fig. 5.2.6. Imagen BSE de la matriz de la muestra LL130110-01 correspondiente a una fisura del flanco del volcán Lonquimay. Se aprecian los cristales intersticiales de clinopiroxeno entre los microlitos de plagioclasa con textura pilotaxítica

5.3. DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑO DE CRISTALES

En complemento de los análisis convencionales de petrografía de roca total en base a cortes transparentes y la petrografía de minerales mediante el uso del equipo SEM-BSE, se realiza un análisis sobre la distribución de los tamaños de cristales de plagioclasa. Esta técnica es usada generalmente como complemento a estudios petrológicos (Marsh, 1988), y en particular como apoyo a los resultados que puedan desprenderse de análisis químicos en lavas, con implicancias en los procesos petrogenéticos involucrados (Higgins, 2000).

5.3.1 FUNDAMENTO TEÓRICO

La distribución de los tamaños de los cristales en una roca ígnea entrega información relevante sobre la variación de la tasa de crecimiento y la tasa de nucleación, variables que dependen directamente de los factores físicos a los que se le somete al magma y a los procesos que en la cámara ocurren. Esta técnica es poco utilizada en petrología, sin embargo sus bases teóricas son aceptadas por la comunidad científica, aun cuando muchos autores desconfíen de su certeza (Cashman y Marsh, 1988).

Un balance realizado sobre el logaritmo de la densidad de cristales ($\ln(n)$) respecto de su tamaño (L) generalmente predice una distribución lineal. La pendiente de esta distribución en general es negativa y corresponde a una medida del producto de la tasa de crecimiento global y la edad media de los cristales (Gt), mientras que el valor de la densidad para el tamaño cero de los cristales, correspondería a la tasa de nucleación (Ecuación 5.3.1). La distribución de los tamaños de cristales (DTC) observados en varias lavas son regulares y suaves. Por el contrario, DTC's que muestren diferencias podrían indicar la participación de procesos dentro de la cámara magmática (Cashman y Marsh, 1988).

$$\text{Ecuación 4.3.1} \quad n = n_0 \cdot e^{(-L/Gt)}$$

El uso de esta técnica muestra mejores resultados al usarse en conjunto con estudios clásicos petrológicos, como geoquímica de roca total y de minerales, además de la petrografía. De hecho, el uso de DTC es un estudio petrográfico de alta precisión, en donde las texturas porfíricas o afaníticas se reflejarán en los gráficos de densidad de cristales respecto de sus respectivos tamaños. Además de que el uso de DTC tiene implícito correcciones a los valores obtenidos de microfotografías, al incorporar al cálculo la fábrica de los cristales y su grado de cristalinidad.

En la Figura 5.3.1.1. se pueden observar diferentes formas para los gráficos de DTC en donde se diagraman el logaritmo natural de la población con respecto del largo de los cristales.

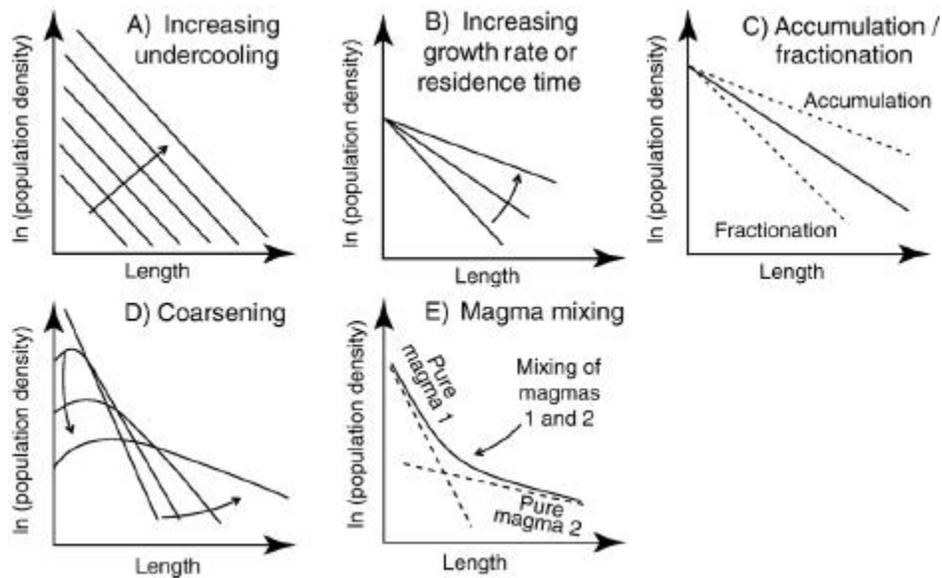


Fig. 5.3.1.1. Ejemplos de DTC. Diferentes procesos que afectan las formas de los diagramas para representar las DTC. Figura extraída de Higgins (2007).

5.3.2 METODOLOGÍA

Los estudios de DTC pueden realizarse sobre cualquier mineral, pero es de uso general las plagioclasas, las cuales están presentes durante todo el proceso de diferenciación de los magmas, o los óxidos de hierro, cuando se quieren realizar estimación sobre los cambios en la fugacidad de oxígeno (Cashman y Marsh, 1988)

Para obtener los resultados de un estudio de DTC, pueden realizarse básicamente dos procedimientos. El primero, en el cual se debe seleccionar una microfotografía y medir los largos y anchos para poblaciones de cristales con tamaños similares usando algún editor de fotografías. Y el otro, el cual es recomendado por Michael Higgins, uno de los cultores de esta técnica.

El procedimiento del cálculo de la DTC comienza con la selección de la fotografía a estudiar. Para este fin se obtuvieron fotografías para cada objetivo del microscopio polarizador, Esto con el fin de no sesgar los tamaños por las diferencias de escalas. La idea de esta etapa es elegir dos fotografías como máximo para que no hallan repeticiones de tamaños de cristales que lleve a errores en los cálculos, además que en la última etapa se debe usar el software *CSD Corrections* (Higgins, 2000), el cual solo acepta dos poblaciones para una misma muestra. Estas fotografías deben ser cortadas, con el fin de que el trabajo no sea más extenso del necesario, procurando mantener una imagen representativa de la muestra, sin dejar fuera, por ejemplo los fenocristales de mayor tamaño. También las imágenes deben ser ajustadas en cuanto a brillo y contraste con el fin de que los cristales sean más fáciles de reconocer a la vista. Es recomendable tener para cada muestra, el par de fotografía en nicoles paralelos y cruzados, para tener una visión completa del corte, sin omitir los cristales extintos.

Luego de editar la fotografía, debe usarse un editor de gráficos que permita el uso de capas. Ocupando una capa sobre el par de imágenes en nicoles paralelos y cruzados, se deben trazar los bordes de los cristales de plagioclasa, procurando cerrar el polígono delimitado, Durante este proceso se deben marcar cada macla, pues estas representan distintos cristales. Esta es la

etapa más tediosa del trabajo, sin embargo es la forma más eficiente de lograr los resultados esperados. Al finalizar de marcar cada cristal en la imagen se debe guardar la fotografía usando la más alta resolución, para evitar que las líneas se pixelen.

Esta imagen será tratada usando el software gratuito *ImageJ* (Abramoff *et al.*, 2004) y una actualización realizada por Higgins (2000), la cual se puede descargar gratuitamente desde http://geologie.ugac.ca/~mhiggins/CSD_output.txt, este archivo debe ser instalado en la carpeta plugins de ImageJ. Al abrir la imagen de los bordes con ImageJ, lo primero que se debe ajustar es la escala de la fotografía (*Analyse>Set Scale*), se recomienda utilizar el mismo tamaño y la misma escala para todas las imágenes. Luego se deben ajustar las medidas (*Analyse>Set Measurement*) que se desean obtener, para este caso se seleccionan las opciones de área, centroide y el elipse característico. (*Area, Centroid y Fit Ellipse*). El siguiente paso es utilizar el plugin instalado (*plugins>CSD output*), Esto generará un archivo de texto el cual se debe guardar en formato *.csd. Este archivo se debe abrir con el programa *CDS corrections* 1.39 (Higgins, 2000) el cual muestra en su interface una series de correcciones que deben realizarse antes de obtener los gráficos de DTC. Primero se debe especificar la medida del largo y ancho del cristal, para ello se selecciona el elipse centrado en el cristal (*Ellipse Major Axis*), para la fabrica debe especificarse si es masiva o foliada (texturas traquíticas), se recomienda separar las poblaciones en el caso de que solo la matriz o solo los fenocristales presenten orientación. Se debe especificar la forma del cristal entregando los parámetros a, b y c de los ejes cristalográficos, para este estudio se variaron las razones cristalográficas a diferencia del estudio realizado por Ortega (2008) en donde se usaron las misma dimensiones para todas las rocas (a:b:c = 1:1,5:5 (Ortega, 2008)). Luego se especifica el grado de redondeamiento de los cristales, que en este caso, tratándose de rocas ígneas corresponde a la cristalinidad (euhedralidad), al igual que los factores dimensionales, se especificaron diferentes grados de cristalinidad para cada muestra. Por último debe corregirse los resultados por la abundancia volumétrica de la fase en estudio y la abundancia volumétrica de las vesículas, este último paso es opcional en el programa, sin embargo se recomienda hacerlo. Para finalizar se calculan las densidades poblacionales y se obtienen los gráficos para cada muestra.

5.3.3. ANÁLISIS DE DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑOS DE CRISTALES

Se presentan a continuación las imágenes digitalizadas de los cristales de plagioclasa para las cuatro diferentes muestras utilizadas. Las imágenes corresponden a las muestras LL080110-05, LL100110-01, LL130110-01, y LL060110-02, correspondientes respectivamente a los centros eruptivos asociados al CFO-NE, volcán Lolco, CFO-SW, y volcán Lonquimay.

LL080110-05 (CFO-NE)

La imagen digitalizada de la muestra LL090110-05 muestra una relación pseudoseriada en la distribución de los tamaños de las plagioclasas (Fig. 7.3.1). Del capítulo de petrología, cabe recordar que la matriz de esta muestra es principalmente intersertal y con abundante opacos.

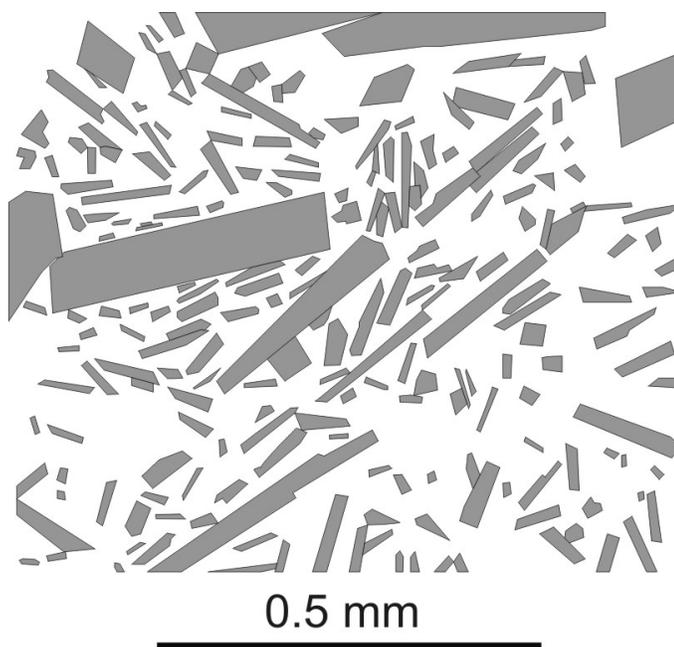


Fig. 5.3.3.1. Imagen digitalizada de los cristales de plagioclasa de la muestras LL080110-05.

El gráfico del logaritmo natural de la densidad poblacional respecto del tamaño de esos cristales muestra una tendencia general decreciente bastante lineal, correspondiente con la textura pseudoseriada que presenta el corte transparente. A pesar de esto, es posible visualizar un quiebre en el tamaño 0,6 mm en donde la curva muestra una pendiente menor para los cristales de mayor tamaño. Es importante destacar además que existe una baja en la cantidad de cristales pequeños (< 0,2 mm).

Se puede concluir que el patrón lineal general, muestra una correspondencia global de los cristales de plagioclasa en esta muestra, es decir, que no se observan dos poblaciones claras de cristales. Sin embargo, el cambio de pendiente, aunque pareciese ser leve, podría ser un indicador enmascarado de la presencia de dos poblaciones, asociadas a mezcla de magmas. Esto podría relacionarse con la presencia de textura sieve en algunos de los fenocristales de plagioclasa. Higgins *et al.* (2000) asocian el relativo bajo número de cristales pequeños a un proceso de reabsorción, en donde los cristales más pequeños son totalmente reabsorbidos por el líquido, y los de mayor tamaño solo parcialmente. Para esta muestra se utilizaron las dimensiones 2:3,5:10 y un grado de redondeamiento de 0,2.

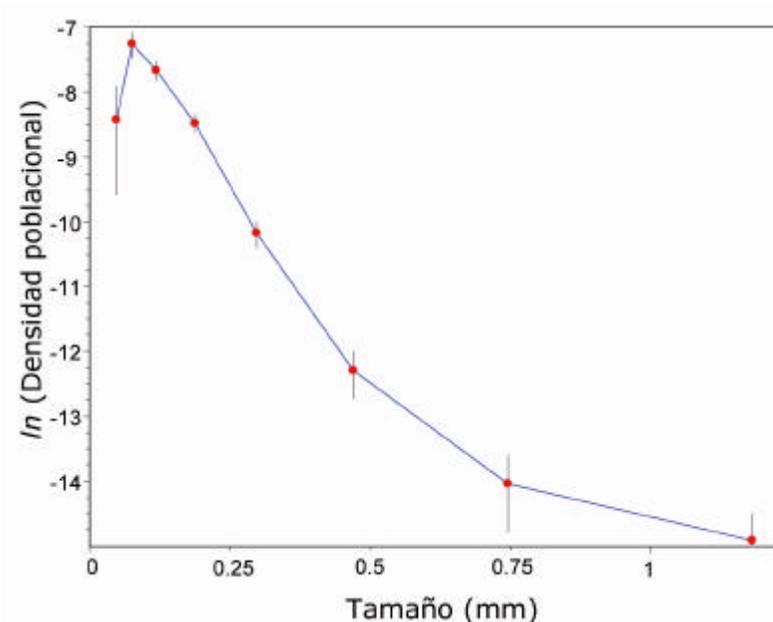


Fig. 5.3.3.2. DTC de la muestra LL080110-05

LL100110-01 (Vn. Lolco)

De la imagen digitalizada de la muestra LL100110-01 correspondiente al volcán Lolco, se puede observar la textura afanítica, con una distribución mas bien seriada en el tamaño de las plagioclasas. Cabe destacar la presencia de vesículas y un porcentaje mayor al 50% en otras fases, como olivino, clino y ortopiroxeno, además de minerales opacos. En general los cristales de plagioclasa se muestran euhedrales y sin textura sieve.

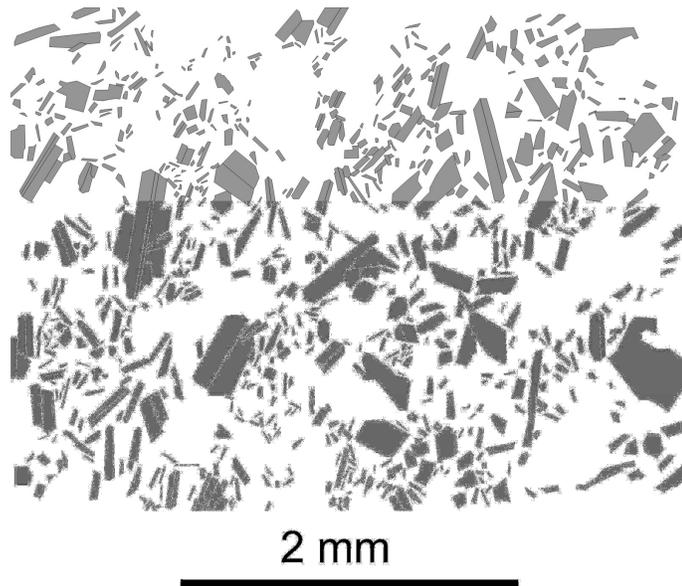


Fig. 5.3.3.3. Imagen digitalizada de los cristales de plagioclasa de la muestras LL100110-01

Del gráfico de DTC de la muestra del volcán Lolco se puede apreciar una tendencia general decreciente bastante lineal, lo que se relaciona con la textura seriada observada. A diferencia del resto de las muestras analizadas con esta técnica, es posible observar que no existe evidencia de mezcla de magmas para esta lava. Y que no se observan cambios de pendiente, que puedan indicar estadia prolongadas en la corteza.

Para esta muestra se usaron las dimensiones cristalográficas 1:4:4 con un grado de redondeamiento de 0.2.

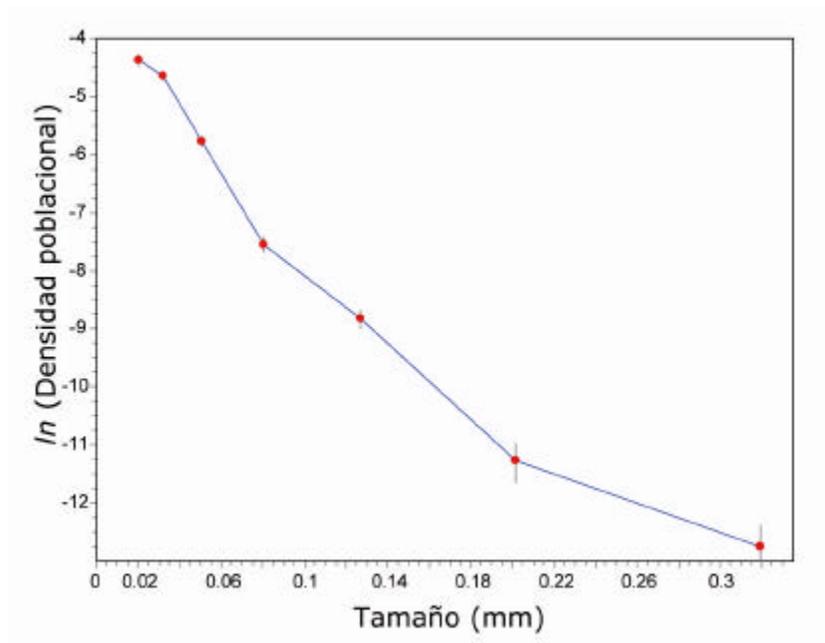


Fig. 5.3.3.4. DTC de la muestra LL100110-01

LL130110-01 (CFO-SW)

De la imagen digitalizada de la muestra LL 130110-01 correspondiente a una fisura de flanco del volcán Lonquimay, se puede observar con claridad la textura porfírica y que la distribución de los tamaños de los cristales de plagioclasa es bimodal. Además, comparando con los datos de las imágenes BSE se puede estimar que los fenocristales presentan tamaños de hasta 3 mm de largo y los microlitos presentan un mínimo de aproximadamente 10 micrones.

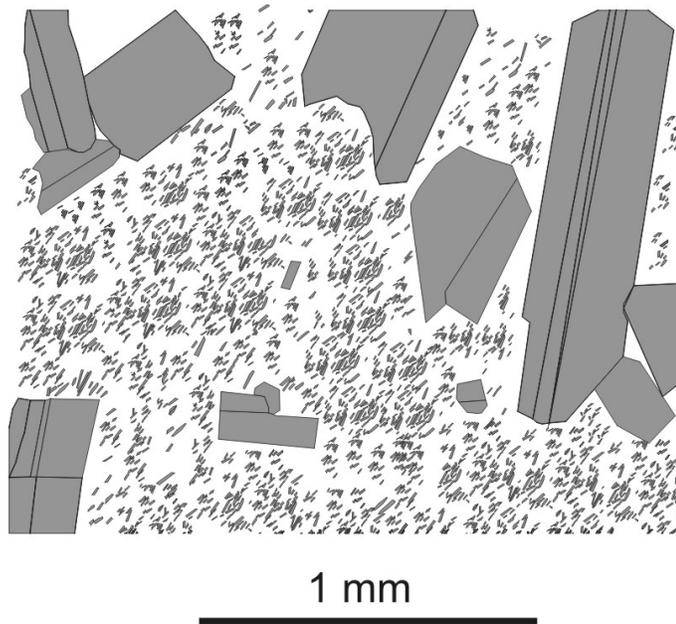


Fig. 5.3.3.5. Imagen digitalizada de los cristales de plagioclasa de la muestra LL130110-01.

Del gráfico de DTC se puede observar claramente que existen dos poblaciones diferentes de plagioclasas, evidenciadas por las curvas de distintas pendientes cerca de los 0.4 cm. Es importante observar que la corrección realizada con *CSDcorrections* arroja un resultado en donde no se observan cristales de tamaño entre 1.5 y 3.5 cm, aunque los puntos de control muestren una correlación lineal bastante buena.

Los resultados entregados por este análisis pueden corresponder a la ocurrencia de al menos un proceso de mezcla, en donde la muestra LL130110-01 evidencia la presencia de dos

poblaciones de plagioclasas, las cuales podría provenir de dos magmas diferentes. Se puede apreciar además que existe una baja en la cantidad de los cristales de menor tamaño, y que existe un *peak* negativo en los cristales analizados de tamaño 0.23 cm. Es posible que esta menor cantidad de cristales de este tamaño esté relacionada con el error asociado al cálculo de este valor (Observar las barras del *BoxPlot*) o que este valor corresponda a los cristales de menor tamaño de uno de los magmas que participaron en el proceso de mezcla, indicando de esta manera que hubo reabsorción de los cristales de menor tamaño, antes de que estos magmas interactuaran.

Para esta muestra se utilizaron las dimensiones 1:3:10 y un grado de redondeamiento de 0,4.

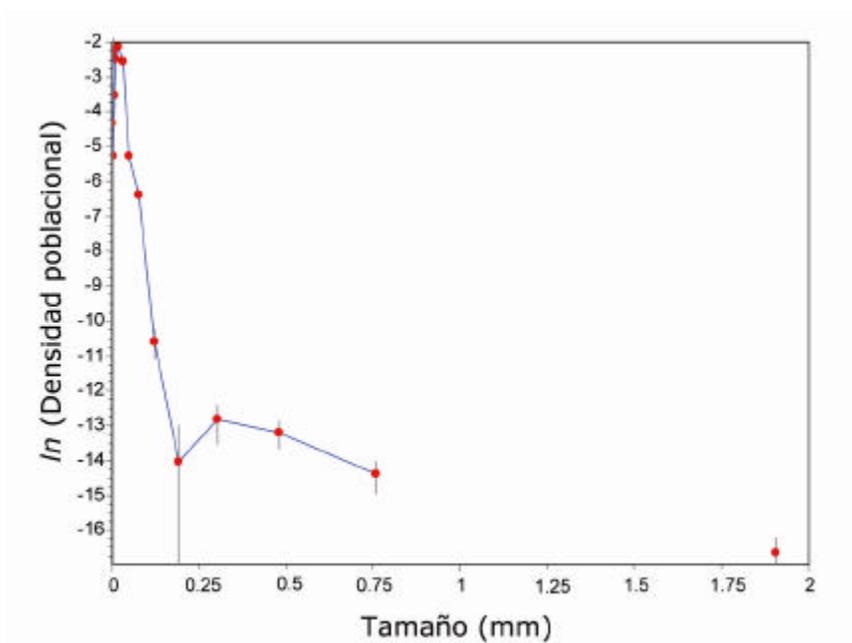


Fig. 5.3.3.6. DTC de la muestra LL130110-01

L060110-02 (Vn. Lonquimay).

De la imagen digitalizada del corte transparente de la muestra LL060110-02 del volcán Lonquimay, se puede observar que la textura principal es porfírica, y que claramente la distribución de tamaños no es seriada.

Para esta muestra se utilizaron las dimensiones 1:3:10 y un grado de redondeamiento de 0.4.

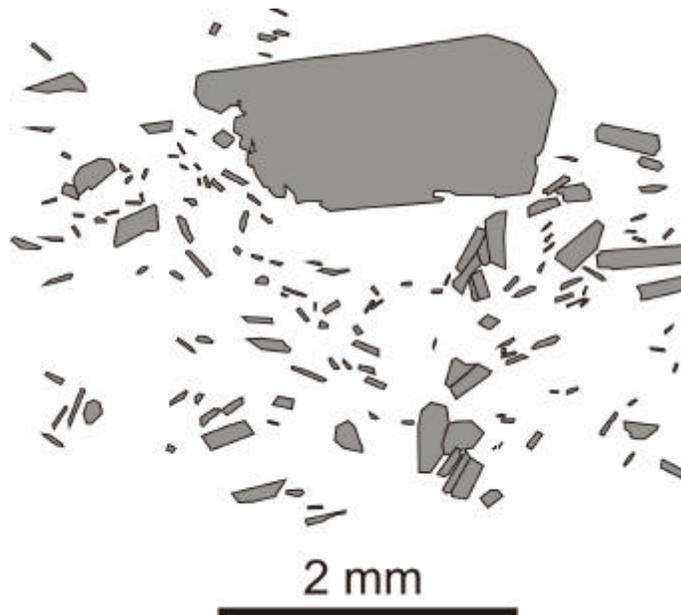


Fig. 5.3.3.7. Imagen digitalizada de los cristales de plagioclasa de la muestra LL060110-02.

Del gráfico de la distribución de tamaños de cristales de plagioclasa, se puede apreciar las observaciones anteriormente realizadas en base a la imagen digitalizada y a la petrografía. Se observa una clara similitud con el gráfico de la muestra LL130110-01, en la cual pueden discutirse los mismos resultados sobre la participación de dos poblaciones de cristales, producto de mezcla de magmas (Higgins, 2000), y la ausencia de tamaños intermedios, implicando probablemente un proceso de cristalización fraccionada incompleto, mostrando los cristales de mayor tamaño, los que concuerdan con una composición más anortítica (Capítulo 4). También es posible observar, que a diferencia de la muestra LL130110-01 y LL080110-05 no hay una

disminución en la población de los cristales de menor tamaño, implicando que no hubo reabsorción de los cristales pequeños.

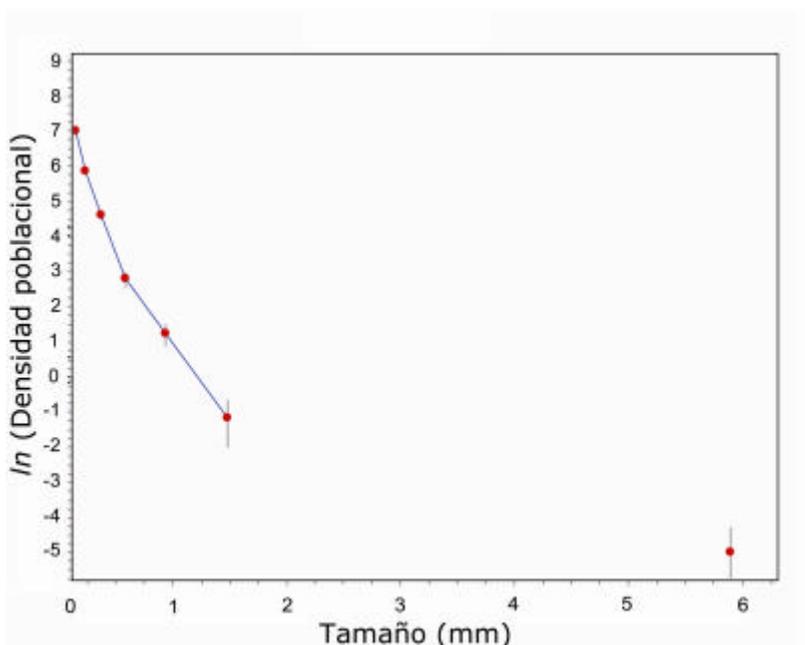


Fig. 5.3.3.8. DTC de la muestra LL060110-02

CAPITULO VI: DISCUSIONES

6.1 CVL vs. SVZ

De acuerdo a los resultados generales obtenidos de la geoquímica de roca total, es posible asociar al CVL altas razones de $\text{FeO}^{\dagger}/\text{MgO}$ y $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ al compararlas con el resto de los productos volcánicos de la ZVS (Fig. 4.1.1.4) Estas notorias diferencias podrían tener varias causantes. Un motivo podría deberse a que los magmas de los cuales provienen las lavas del CVL, provengan de diferentes grados de fusión de una fuente mantélica peridotítica (14.55% MgO, 11.1% FeO^{\dagger}) (O'Hara, 1968, Rollinson, 1993) o que el manto en esta zona sea geoquímicamente diferente al resto de la ZVS. Esto evidentemente, generaría importantes diferencias en los productos que evolucionen de estos magmas parentales. Para obtener las firmas geoquímicas observadas en el CVL, se debiese fundir un manto pobre en magnesio y rico en hierro a diferencia de una peridotita común. Otra causante podría ser que exista una menor fugacidad de oxígeno en la cuña mantélica bajo la zona de estudio. En efecto, al existir menor $f\text{O}_2$ se retardaría la cristalización de magnetita, lo cual sería evidenciado por los altos contenidos en FeO^{\dagger} en las rocas evolucionadas y una tendencia mayoritariamente toleítica. Por otro lado, esto no explicaría los bajos contenidos de MgO y K_2O y los altos de Na_2O , además de entrar en conflicto con las discusiones que pueden obtenerse de los bajos valores de Eu/Eu^* y la clara existencia de cristalización fraccionada de plagioclasa en los procesos de evolución.

Probablemente el control de esta tendencia toleítica tan marcada sea un efecto compartido entre una heterogeneidad del manto o el material que es subductado bajo la ZVS, explicando los valores diferentes bajo el CVL, una fuerte participación de la cristalización fraccionada de olivinos magnésicos y muy poca de magnetita en una temprana etapa, y una interacción prolongada con la corteza en las rocas más evolucionadas, además de fugacidades de oxígeno variables a lo largo de los procesos de fusión del manto y evolución de los magmas.

Las diferencias en la fugacidad de oxígeno pueden asociarse a la interacción con fluidos. Para esto, se pueden graficar diagramas binarios con elementos con distinta movilidad frente a los fluidos. La figura 4.1.1.4 muestra que el CVL posee mayor razón $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ que el resto de la ZVS. Siendo K_2O más móvil que Na_2O , se podría asociar estos valores a una mayor participación con fluidos. Además puede observarse de la misma figura que las muestras del CVL poseen mayores razones de $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ a medida que las rocas son más primitivas. Esto podría indicar la participación de fluidos en los magmas a medida que evolucionan.

La anomalía de europio en el CVL es bastante menor a la observada en el resto de las rocas de la ZVS como puede evidenciarse de la figura 4.1.4.1. En efecto, la Figura 6.1.1 muestra la relación entre Eu/Eu^* con respecto de los contenidos de sílice y se puede apreciar que los valores del CVL, corresponden a los valores máximos de la moda de la ZVS para las rocas con menores valores de SiO_2 , es decir las muestras menos diferenciadas, correspondientes al volcán Lolco, el volcán La Holandesa y a los centros eruptivos del CFO-NE, muestras que reflejan de mejor manera la composición de la fuente. Estos altos valores de Eu/Eu^* en estas rocas pueden deberse a una menor fugacidad de oxígeno, y por ende una mayor absorción de Eu en las redes cristalinas de las plagioclasas cálcicas. Por el contrario, los valores cercanos a 1 de la razón Eu/Eu^* pueden deberse principalmente a dos motivos; la nula o leve participación de plagioclasa en los procesos de cristalización fraccionada, o que el Eu sea trivalente, es decir se presente en su forma más oxidada (Eu^{+3}). Del capítulo de Geoquímica de Roca Total, se evidencia que el proceso que predomina en la diferenciación de los magmas es la cristalización fraccionada, es más, se puede calcular una participación del 25% de plagioclasa usando las razones molares de Pearce, asumiendo que se fraccionaron solo plagioclasas, olivinos y clinopiroxenos (Fig. 4.1.5.2). Es por esta razón, que resulta más confiable asociar los bajos valores de Eu/Eu^* a la participación de fluidos, atribuyendo una mayor fugacidad de oxígeno para hacer estable el ión trivalente. Claro está que esta argumentación entra en conflicto con lo anteriormente discutido respecto de que la tendencia fuertemente toleítica del CVL, probablemente sería efecto de una menor fugacidad de oxígeno en la fuente. Esto deja de manifiesto que el parámetro de $f\text{O}_2$ no es constante a lo largo de la evolución y ascenso de los

magmas en el CVL. Probablemente la fO_2 cambia de valores bajos a altos a lo largo de este proceso.

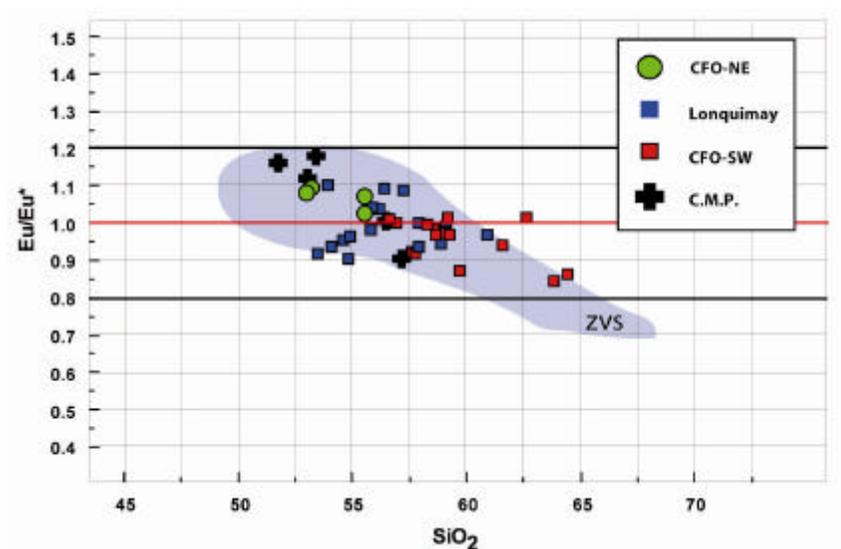


Fig. 6.1.1. Razón Eu/Eu^* . Observar la correlación de las muestras del CVL con respecto del resto de la ZVS.

6.2 DIFERENCIAS DENTRO DEL CVL

De las unidades del CVL anteriormente descritas se desprende que los productos volcánicos más diferenciados pertenecen al sector CFO-SW y al volcán Lonquimay. Estos sectores tienen una orientación NE-SW entre sí. Dentro del contexto regional, esta orientación correspondería a un dominio extensional del arco volcánico donde se esperarían magmas menos evolucionados (Cembrano y Moreno, 1994). En efecto, teóricamente los magmas basálticos y andesítico-basálticos ascienden hasta la superficie de manera directa por medio de diques en condiciones localmente extensionales sufriendo poca o nula contaminación cortical. Por el contrario, los magmas dacíticos y riolíticos poseen mayor flotabilidad pero para su formación se requeriría un mayor tiempo de residencia en la corteza. Siendo el área del CFO-NW un supuesto dominio extensional del arco volcánico dentro del CVL, los magmas basálticos precursores habrían sido retenidos en la corteza superior y forzados a diferenciarse.

Las evidencias geoquímicas que muestran diferencias entre los diferentes centros eruptivos del CVL son notorias, basta ver la figura 4.1.4.2 en donde se muestran diferentes grados de diferenciación para cada uno de los subsectores definidos en función de un análisis preliminar geoquímico-espacial. De estas evidencias es posible concluir que los centros eruptivos monogénicos periféricos, es decir, los volcanes Lolco, La Holandesa y Laguna Verde, muestran un menor grado de evolución al resto de las muestras, y dentro de este subgrupo el volcán Lolco pareciera ser el más primitivo. Los centros eruptivos que muestran las características geoquímicas más similares a estos conos periféricos son las muestras tomadas del sector CFO-NE, las cuales, dada su lejanía al volcán poligenético Lonquimay, podrían corresponder a otros centros eruptivos monogénicos, los cuales sólo estarían asociados espacialmente a la fisura del CFO.

Las muestras más evolucionadas del CVL, corresponden a los conos y fisuras del flanco Este del volcán Lonquimay, y al sector Suroeste del CFO, este sector se denominó CFO-SW en el capítulo de geoquímica de roca total. Las muestras tomadas de las coladas del volcán Lonquimay muestran tendencias intermedias entre el CFO-NE y el CFO-SW.

Como se explicaba anteriormente, la razón más evidente para el amplio rango composicional presente dentro del CVL, es que existan diferentes tiempos de residencia para los subgrupos definidos. De esta manera, es posible asociar un ascenso mucho más rápido del magma generador de la colada de lava del volcán Lolco, con respecto del resto de los centros eruptivos. Esto tiene sentido, si se asocia la estructura de la corteza en la zona estudiada, en donde la traza de la zona de falla Liquiñe-Ofqui pasa por el valle del río Lolco, justamente donde se ubica este cono. Por el contrario, las muestras más evolucionadas, tendrían un mayor tiempo de residencia en la corteza, en donde evolucionarían, principalmente por cristalización fraccionada. Estos magmas podrían corresponder a diques laterales orientados en la dirección de la fisura del CFO, en donde podrían evolucionar al entrar en contacto con paredes más angostas que las del conducto principal del estratovolcán, beneficiando de esta manera la cristalización y posterior decantación en la paredes de los minerales más pesados, generando una nueva etapa en la cristalización fraccionada.

En función de lo expuesto anteriormente, los magmas provenientes del volcán Lonquimay, debieran provenir de una cámara magmática, propiamente tal, en la cual los magmas evolucionen, se mezclen, y se homogenicen. Esto parte como una hipótesis, desarrollada del hecho de que el volcán Lonquimay sea poligenético y los conos eruptivos menores sean monogénicos. Para que los magmas se mezclen, homogenicen y evolucionen por AFC, debiesen retenerse en una cámara magmática. Esto puede ser evidenciado por la DTC del sector CFO-SW, en comparación del resto, la cual muestra la participación de mezcla homogenizada (*mixing*) en los procesos de evolución magmática. La petrografía también muestra que estas rocas, a diferencia del volcán Lolco en particular, presentan evidencias de homogenización por *mixing* (textura sieve en plagioclasas, olivinos parcialmente reabsorbidos y bordes de reacción).

De los gráficos de la figura 4.1.4.3, puede apreciarse que los conos periféricos muestran dos tendencias diferentes en sus concentraciones de tierras raras, los grupos se separan en el Grupo I, correspondiente al volcán Lolco y al volcán La Holandesa, y el grupo II, al volcán Laguna Verde. Esta diferencia puede ser efecto de una mayor diferenciación de las rocas del volcán Laguna Verde respecto del resto de los conos periféricos. De hecho, si observamos los diagramas de Harker de elementos mayores (Fig. 4.1.1.2), es posible observar que el volcán Lolco es mucho menos diferenciado que Laguna Verde y La Holandesa. Además, si se observa la ubicación de estos conos (Fig. 3.6.1), se aprecia que el volcán Lolco se ubica en la traza de la falla Liquiñe Ofqui, y que los otros conos se ubican en las laderas del volcán Tolguaca (Unidad Qvt1) y en el basamento estratificado (Fm. Curamallín, Miembro Guapitrío) a una mayor altitud.

Al analizar la figura 4.1.5.2, se puede observar que existe una correlación entre el volcán La Holandesa y el volcán Laguna Verde, asociada a diferentes porcentajes de fraccionamiento de las fases plagioclasa y clinopiroxeno. Esto podría poner de manifiesto, que existe una tendencia de evolución diferente para estos centros eruptivos, asociados a la petrogénesis del volcán Tolguaca en vez del CVL o a una participación de la asimilación cortical más fuerte.

Es posible complementar las discusiones anteriormente realizadas, mostrando las diferencias que presentan la química de los minerales de los diferentes centros eruptivos del CVL. En efecto, los cristales de plagioclasa y olivino se muestran más primitivos, es decir, con

asociaciones químicas que son más estables a mayor temperatura en la colada de lava del volcán Lolco. El resto de los fenocristales analizados muestra las mismas tendencias de evolución que los análisis de roca total (Fig. 4.2.1.3).

Observando las composiciones de los olivinos, graficados en un diagrama binario termodinámico de temperatura vs. composición, es posible establecer, usando la geoquímica del volcán Lolco como magma parental, que se necesitó más de una etapa de fraccionamiento de fases para lograr las composiciones de los olivinos más ricos en hierro. Claro está que este proceso no es el único que participa en la evolución de los magmas y por ende de los minerales, y que la presión variará a medida que los líquidos residuales asciendan por flotabilidad. Sin embargo, los resultados obtenidos de la geoquímica de elementos mayores, en particular del análisis de razones molares de Pearce, indicarían que la cristalización fraccionada es el principal proceso causante de la evolución de los magmas.

La ausencia de zonaciones inversas y oscilatorias, podría indicar la nula o poco importante participación de mezcla de magmas en los procesos de diferenciación. Sin embargo, no puede ser totalmente descartado este proceso debido a la mayoritaria presencia de textura sieve y cristales reabsorbidos de plagioclasa de los entornos del volcán Lonquimay, además de la curvatura mostrada por la DTC de la muestra LL 130110-01 y la muestra LL060110-03.

Por otro lado, se sabe que la textura sieve, además de producirse por mezcla con magmas de diferentes composiciones, puede ser producida por una rápida descompresión, producida por una erupción (Nelson y Montana, 1992). Esto sin embargo mostraría una composición más anortítica en los bordes de las plagioclasas, lo cual no es posible observar de los análisis realizados con SEM-EDS. Esto podría indicar, que las erupciones del volcán Lonquimay, no fueron producto de un rápido ascenso, asociado a un cambio brusco de presión, al ascender por el conducto volcánico. Por el contrario, es posible que las erupciones hubiesen sido generadas por la intrusión de un magma más caliente en la base de una cámara magmática, ubicada cerca de la superficie. Esto apoya algunas de las nuevas discusiones respecto de la generación de magmas intermedios.

Actualmente existe una nueva tendencia para la explicación petrogenética de magmas intermedios. Estos estudios exponen que la generación de magmas andesíticos correspondería a la mezcla de un magma ácido retenido en la corteza debido a su alta viscosidad y un magma basáltico más denso el cual gatillaría la erupción. Esto entra en conflicto con la idea clásica de generación de magmas intermedios por cristalización fraccionada o asimilación cortical, confiando a estos procesos sólo la generación de magmas dacíticos y riolíticos (Eichelberger *et al.*, 2005, Kent *et al.*, 2010; Eichelberger, 2010). La conclusión principal de estos trabajos es que la generación de los magmas intermedios sería un proceso que comenzaría solo días antes de la erupción, gatillada por la intrusión de un magma basáltico más caliente. La explicación para esta idea sería la existencia de un filtro de densidad y uno de viscosidad en la corteza, los cuales no permitirían en ascenso de magmas basálticos y riolíticos (Fig. 6.2.3). Para obtener estos resultados, estos autores explican que las líneas de tendencias químicas de los elementos mayores de las rocas muestreadas pueden ser modeladas fácilmente por mezcla de un magma basáltico y uno ácido (*magma mixing*), magmas que no se observarían en los volcanes debido a los filtros de densidad y viscosidad respectivamente. Esto no ocurre en el CVL, ya que se aprecian coladas de lava con bajas composiciones de SiO₂, las cuales podrían superar el filtro de densidad en la corteza debido a las discontinuidades asociadas a la ZFLO. La problemática de estos estudios radica en buscar pruebas de la existencia de los magmas ácidos, ya que al igual que en los estudios de Kent *et al.* (2010) y Eichelberger (2010), no se observan lavas de estas composiciones. Sin embargo, teniendo en cuenta que en la zona se aprecian tefras ignimbríticas de composiciones ácidas de hasta 68% de sílice (Polanco, 1998), además de que el vidrio intercrystalino de las muestras del sector CFO-NW son hipersilíceos (78,13% SiO₂), es posible que exista una cámara magmática bajo el volcán Lonquimay y sus centros adventicios de composición más riolítica que las coladas de lava muestreadas.

Al diferencia de los trabajos anteriormente citados, las evidencias de mezcla no son las mismas que se aprecian en el CVL. Estos autores usan como principal apoyo evidencias geoquímicas de mezcla de magmas, y se ha ampliamente discutido en este capítulo que el proceso principal de evolución es la cristalización fraccionada. Sin embargo, ellos también argumentan de hipótesis con la DTC de plagioclasa y las composiciones químicas minerales. Como se ha mostrado

anteriormente es posible observar dos poblaciones de cristales para las muestras del volcán Lonquimay y sus centros adventicios, además de que estas poblaciones muestran diferentes composiciones, siendo los fenocristales de composición más anortítica que los microlitos, evidenciando que los de mayor tamaño se formaron en equilibrio con un magma más basáltico y los más pequeños con un magma más ácido.

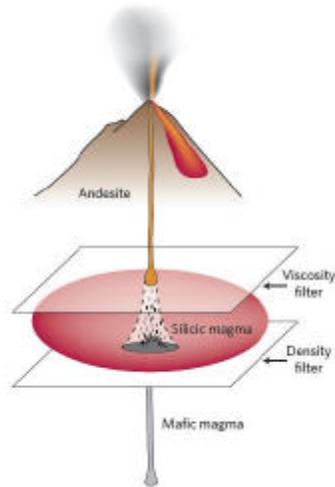


Fig. 6.2.3. Modelo de filtros para la generación de andesitas (Eichelberg, 2010).

Al contrastar el modelo de Eichelberg (2010) con los modelos estructurales de la zona de estudio, en donde se plantea un dominio extensional asociado a un *tail crack* en la ZFLO para la zona de estudio (Rosenau *et al.*, 2006; Bertin, 2010), es difícil imaginar la existencia de una cámara magmática retenida en subsuperficie. Sin embargo, es posible que los filtros de densidad sólo actúen en el largo plazo, y que la generación de espacio debido a la extensión del basamento favorezca la retención de magmas en la corteza superior. De esta manera la ocurrencia de erupciones monogénicas basálticas estarían asociadas a la respuesta trasciente de la reactivación de fallas y grietas de tensión en la corteza.

CAPITULO VII: CONCLUSIONES

- Los magmas extruídos en el CVL, son geoquímicamente diferentes a los del resto de la ZVS. El CVL se caracteriza principalmente por presentar altos valores de FeO^t y Na_2O , y bajos valores de K_2O y MgO en comparación con la ZVS.
- En base a los análisis geoquímicos se puede concluir que los magmas extruidos por los distintos centros eruptivos del CVL son parte de una misma serie magmática, en donde las diferencias geoquímicas observables corresponden a diferentes grados de evolución.
- Los conos monogénicos periféricos del CVL (volcánes Lolco, La Holandesa y Laguna Verde), muestran signaturas geoquímicas y petrográficas indicadoras de una menor evolución al resto de los magmas del complejo volcánico. Dentro de este subconjunto de conos, el volcán Lolco corresponde al de magmas menos evolucionados.
- Los conos del flanco Este del volcán Lonquimay en conjunto con los conos del sector Suroeste del CFO (sector definido como CFO-SW) corresponden a los magmas extruídos más evolucionados dentro del complejo volcánico. Por otro lado, los conos del sector noreste del CFO, se asemejan más a los conos monogénicos periféricos, en particular a los volcanes La Holandesa y Laguna Verde. Las lavas extruídas por el volcán Lonquimay poseen grados de evolución intermedios entre el CFO-NE y el CFO-SW.
- El proceso principal en la diferenciación magmática del CVL, y el responsable en la generación de vidrio intersticial riolítico, correspondería a la cristalización fraccionada de Plagioclasa, Olivino y Clinopiroxo. Por otro lado, las signaturas petrográficas que muestran indicios de mezcla de magmas, indicarían que este proceso juega un rol secundario en la generación de magmas principalmente intermedios.

REFERENCIAS

- Abramoff, M.D., Magelhaes, P.J., Ram, S.J., 2004. Image Processing with ImageJ. *Biophotonics International*, vol. 11, issue 7, p. 36-42.
- Angermann, D., Klotz, J., Reigber, Ch., 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca–South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters* 171 (3), 329–334.
- Annen, C., 2005. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones,
- Bertin, D., 2010. El Complejo Volcánico Lonquimay y la zona de falla Liquiñe-Ofqui: Estudio estructural, morfométrico y gravimétrico. Memoria de Título, Universidad de Chile.
- Best, M.G., 2003. *Igneous and metamorphic petrology*, second edition, Blackwell.
- Casertano, L., 1963. Catalog of active volcanoes of the world, Chilean continent, v. 15, IAVCEO, Rome, 55p.
- Cembrano, J., Moreno, H, 1994. Geometría y naturaleza contrastante del volcanismo Cuaternario entre los 38° S y 46° S: ¿Dominios compresionales y tensionales en un régimen transcurrente? Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas, Vol. 1. Universidad de Concepción, Chile, pp. 240-244.
- Cembrano, J., 1998. Kinematics and timing of intra-arc deformation at the southern andes plate boundary zone. PhD Thesis, Univ. Dalhousie, Halifax, 231 pp.
- Cembrano, J., Hervé, F., 1993. The Liquiñe-Ofqui fault zone: a major cenozoic strike-slip duplex in the southern andes. abstracts – Isag II, 175-178.
- Cembrano, J., Lara, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean andes: a review. *Tectonophysics* 471, 96 – 113.

- Charrier R., 1981. Geology of the main cordillera of Chile between 34° and 34°30'S and their tectonic, magmatic and paleogeographic evolution, *Berliner Geowiss. Abh.* 36 [1981] 1-270
- Costa F., Scaillet B., Pichavant M., 2004. Petrological and experimental constraints on the pre-eruption conditions of holocene dacite from volcán San Pedro (36°S, Chilean Andes) and the importance of sulphur in silicic subduction-related magmas, *J Petrol.* 45 [2004] 855-881
- 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 [1987] 443-446
- Davidson J. P., Ferguson K. M., Colucci M. T., Dungan M. A., 1988. The origin and evolution of magmas from the San Pedro-Pellado Volcanic Complex, South Chile: Multicomponent sources and open system evolution, *Contrib. Mineral. Petrol.* 100 [1988] 429-445
- DePaolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters* 53, 189-202
- Déruelle, B., Harmon, R.S., Moorbath, S., 1983. Combined Sr-O isotopes relationships and etrogenesis of Andean volcanics of South America. *Nature* 302, 814-816.
- Dixon H. J., Murphy M. D., Sparks R. S. J., Chavez R., Naranjo J. A., Dunkley P. N., Young S. R., Gilbert J. S., Pringle M. R., 1999. The geology of Nevados de Chillan Volcano, Chile, *Rev. Geol. Chile* 26 [1999] 227-253
- Echegaray, J., 2004. Evolución geológica y geoquímica del centro volcánico Mocho-Choshuenco, Andes del Sur, 40°S. Tesis de Magister, Universidad de Chile.

- Emparán, C.; De La Cruz, R.; Muñoz, J.; Suarez, M. 1987. Cuadrángulos Lolco, Lonquimay, Sierra Nevada y Pino Hachado: Avance geológico 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Escribano, A., 2010. Geoquímica y distribución del tamaño de cristales de plagioclasa de los depósitos piroclásticos del Cráter Rayhuén, Complejo Volcánico Antillanca, Región de Los Lagos, Memoria de Título, Universidad de Concepción.
- Ferguson K. M., Dungan M. A., Davidson J. P., Colucci M. T., 1992. The Tataro-San Pedro Volcáno, 36°s, Chile: A chemically variable, dominantly mafic magmatic system, *J. Petrol.* 33 [1992] 1-43
- Folguera, A., Ramos, V.A., Hermanns, R., Naranjo, J., 2004. Neotectonics in the foothills of the southernmost central andes (37°-38°s): Evidence of strike-slip displacement along the añatir-copahue fault zone. *Tectonics* 23, tc5008. doi: 10.1029/2003tc001533.
- Frey F. A., Gerlach D. C., Hickey R. L., López-Escobar L., Munizaga-Villavicencio F., 1984. Petrogenesis of the Laguna del Maule Volcánic Complex, Chile (36°s), *Contrib. Mineral. Petrol.* 88 [1984] 133-149
- Futa K., Stern C. R., 1988. Sr and Nd isotopic and trace element compositions of quaternary volcánic centers of the Southern Andes, *Earth Planet. sci. lett.* 88 [1988] 253-262
- 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 (Inédito). Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Gerlach, D., Frey, F., Moreno, H., López-Escobar, L., 1988. Recent volcanism in the Puyehue–Cordón Caulle Region, Southern Andes, Chile (40.5°S): petrogenesis of evolved lavas. *Journal of Petrology* 29, 333–382.

- Gonzalez, O.; Vergara, M. 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38°s. Universidad de Chile, Instituto de Geología, publicaciones, no. 24, 119 p.
- Gulisano, C.A.; Gutiérrez Pleimling, A.R. 1994. The jurassic of the Neuquén Basin, Neuquén Province. Asociación Geológica Argentina, series, 111 p. Buenos Aires.
- Hantke, G., 1961. Der vulcanismus, Band 9, Heft 84, Cap. Chile, Inédito.
- Harker, A., 1999. The natural history of igneous rocks, Methuen, London
- Henderson, P., 1982. Inorganic geochemistry, Pergamon Press, Oxford.
- Hervé, F., 1976. Estudio geológico de la falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe: antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). in Congreso Geológico Chileno, n°1, actas, vol.1, p. b39-b56. Santiago.
- Hervé, F., 1984. Rejuvenecimiento de edades radiométricas en la zona de falla Liquiñe-Ofqui en Aysén. comunicaciones, n°38, p. 107-115.
- Hervé, F., Thiele, R., 1987. Estado de conocimiento de las megafallas en Chile y su significado tectónico. comunicaciones, n°38, p. 67-91.
- Hickey R. L., Frey F. A., Gerlach D. C., López-Escobar L., 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the Southern Volcánic Zone of the Andes (34°-41° s): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust, j. Geophys. Res. b91 [1986] 5963-5983
- Hickey-Vargas R., Moreno-Roa Hugo, López-Escobar L., Frey F. A, 1989. Geochemical variations in andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanin volcánic chain (39,5°s): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation, Contribution to Mineralogy and Petrology, vol.:103, páginas 361-386.

- Hickey-Vargas, R., Abdollahi, M.J., Parada, M.A., López-Escobar, L., Frey, F.A., 1995. Crustal xenoliths from Calbuco Volcáno, Andean Southern Volcánic Zone: implications for crustal composition and magma–crust interaction. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119, 331–344.
- 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.
- Hildreth, W., Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 455–489.
- IIG/MMAJ/JICA, 1978. Informe de reconocimiento geológico del área Coihueco–Ñuble–Lonquimay (Malleco), Central Sur de Chile, fase III (Inédito), Instituto de Investigaciones Geológicas, vol 1, 335p., Santiago
- Irving, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8, 523-548
- Kay, S., Ramos, V.A., 2006. Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35° - 39° s), The Geological Society of America.
- Lara L. E., Rodríguez C., Moreno H., Pérez De Arce C, 2001. K-Ar Geochronology and geochemistry of the upper pliocene-pleistocene volcanism of the Southern Andes (39-42°s), *Rev. Geol. Chile* 28 [2001] 67-90
- Lavenu, A.; Cembrano, J. 1999. Compressional and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, Vol. 21, p. 1669-1691.
- 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, 745-750

- Legarreta, L.; Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (triásico superior-terciario inferior, argentina). in Cuencas Sedimentarias Argentinas (chebli, g.; spalletti, l.a.; editors). Universidad Nacional de Tucumán, serie correlación geológica, no. 6, p. 221-243.
- López-Escobar, L.; Cembrano, J.; Moreno, H. 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic quaternary volcanism (37-46°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 22, No. 2, p. 219-234.
- López-Escobar L., Frey F. A., Vergara M. M., 1977. Andesites and high-alumina basalts from the Central-South Chile high Andes: geochemical evidence bearing on their petrogenesis, *Contrib. Mineral. Petrol.* 63 [1977] 199-228
- López-Escobar L., Moreno-Roa Hugo, Tagiri M., Notsu K., Onuma N., 1985. Geochemistry of lavas from san jose volcano, southern andes (33°45'^s), *Geochem. J.* 19 [1985] 209-222
- López-Escobar L., Parada M. A., Moreno H., Frey F. A., Hickey-Vargas R., 1992. A contribution to the petrogenesis of Osorno and Calbuco volcanoes, Southern Andes (41°00'-41°30'): comparative study, *Rev. Geol. Chile* 19 [1992] 211-226
- López-Escobar L., Tagiri M., Vergara M. M., 1991. Geochemical features of Southern Andes quaternary volcanics between 41°50' and 43°00' s, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* 265 [1991] 45-56
- 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 Publishing Ltd., Cheshire, pp. 47–71.
- López-Escobar, L., Kilian, R., Kempton, P.D., Tagiri, M., 1993. Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcánico Zone of the Andes between 41°30' and 46° S, Chile. *Revista Geológica de Chile* 20, 33–55.

- McMillan, N.J., Harmon, R.S., Moor bath, S., López-Escobar, L., Strong, D., 1989. Crustal sources involved in continental arc magmatism: a case study of Volcán Mocho-Choshuenco, southern Chile. *Geology* 17, 1152–1156
- Moreno, H. y Gardeweg, M. 1989. La erupción reciente en el Complejo Volcánico Lonquimay (Diciembre, 1988), Andes del Sur. *Revista Geológica de Chile*, V. 16 N°1, p. 93-117.
- Moreno, H., 1977. Geología del área volcánica Puyehue-Carrán en los Andes del sur de Chile. Memoria de título (inérito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 170 p.
- Moreno, H., 1986. Inérito, proyecto D.I.B. N° e – 1703, Universidad de Chile
- Mpodozis, C., Ramos, V., 1989. The Andes of Chile and Argentina. in: G.E. Ericksen, M. T. Canas Pinochet, and J. A. Reinemund (eds.), *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circ. Pac. Coun. En. Min. Res. Earth Sci. Ser., Houston, 59-90.
- Muñoz, J. 1988a. Volcanismo mioceno superior (totorniano) en la región del alto Biobío. Congreso Geológico Chileno, no. 5, actas vol. 1, p.i275-i296. Santiago.
- Nakamura, K., 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation (principle and proposal). *Journal of Volcánology and Geothermal Research* 2, 1–16.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochemica et Cosmochimica acta* 38, 757-775.
- Naranjo, J.A., Moreno, H., Gardeweg, M., 1991. Erupción de 1989-1990 del volcán Lonquimay, andes del sur (lat. 38°20's). in Congreso Geológico Chileno, N°6, actas, vol.1, p. 445-448. viña del mar.
- Nelson S., Montana, A., 1992. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, Vol. 77, 1242-1249p.

- Nicholls, J., Gordon, T, 1994. Procedures for the calculation of axial ratios on pearce element-ratio diagrams, *The Canadian Mineralogist*, vol. 32, pp. 969-977
- Niemeyer, H., Muñoz, J., 1983. Hoja Laguna de la Laja, Región del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, n°57, 52 p., 1:250.000.
- Notsu K., López-Escobar L., Onuma N, 1987. Along-arc variation of Sr-isotope composition in volcánic rocks from the Southern Andes (33°s-55°s), *Geochem. J.* 21 [1987] 307-31
- O'Hara, M.J., 1968. The bearing of phase equilibria studies on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. *Earth Sci. Rev.*, 4, 69-133
- Ortega, V., 2008. Estudio petrográfico y petrológico de las rocas volcánicas de los volcánes Láscar, Tilocálar Norte y Tilocalar Sur, Memoria de Título, Universidad Católica del Norte.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973. Tectonics setting of basic volcánic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19, 290-300.
- Pearce, T.H., 1968. A contribution to the theory of the variation diagrams, *Contrib. Min. Petr.*, 19, 142-157
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline rocks from Katsmonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63-81.
- Petit-Breuilh M.E. 1996. Cronología eruptiva histórica de los volcánes Planchón-Peteroa y Copahue, Andes del Sur. Proyecto de Riesgo Volcánico (Inédito), Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Polanco, E., 1998. Volcánismo explosivo postglacial de la cuenca del alto Biobío, Andes del Sur (37°45' – 38°30'). Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 104 p. Santiago.

- Ramos, V.A y Barbieri, M. 1989. El volcánismo cenozoico de Huantraico: Edad y relaciones isotópicas iniciales, provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43: 210-223.
- Ramos, V.A. 1981. Descripción geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte. *Boletín del Servicio Geológico Nacional* 182 (escala 1:200.000), 103 p., Buenos Aires.
- Rayleigh, J.W.S., 1896. Theoretical considerations respecting the separation of gases. *Philosophical Magazine* 42, 493–498.
- Rodriguez, C., 1999. 'GZ??mica del grupo |ŽuĐAnico Carran-Los Venados, Andes del Sur X ?GOS?n. 40,3°S. Tesis de Magister, Universidad de Chile.
- Rodriguez, C., Sellés, D., Dungan, M., Langmuir, C., Leeman, W., 2007 Adakitic dacites formed by intracrustal crystal fractionation of water-rich parent magmas at Nevado de Longavi Volcáno [36.2°S; Andean Southern Volcánic Zone, Central Chile]
- Rogers, G.; Hawkesworth, C.J. 1989. A geochemical transverse across the North Chilean Andes: evidence of crust generation from the mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters* 91, 271–285.
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman
- Rosenau, M., Melnick, D., Echtler, H., 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics*, Vol.25, TC4013.
- Salinas, P., 1979. Geología del área Lolco-Lonquimay, Cordillera de los Andes, alto Biobío, IX Región, Chile. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 153 p.
- Salinas, P., 1984. Geología del sector de Lolco, Cordillera Andina de la IX Región, Chile. Museo Nacional de Historia Natural, boletín, 40, 135-143.

- Sandoval, R., 1977. Estudio geológico de la Región del alto Biobío, comuna de Lonquimay, Departamento de Curacautín, IX Región, Chile. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 195p.
- Sato, H., Aramaki, S., Kusakabe, M., Hirabayashi, J., Sano, Y., Nojiri, Y., Tchoua, F., 1990. Geochemical difference of basalts between polygenetic and monogenetic volcánes in the central part of the Cameroon volcánic line
- Sellés, D., Rodríguez A.C., Dungan, M., Naranjo, J, Gardeweg, M., 2004. Geochemistry of Nevado de Longaví volcáno (36,2° s): A compositionally atypical arc volcáno in the southern volcánic zone of the andes.
- Stanley, C.R., Russell, J.K., 1989. Petrologic hypothesis testing with Pearce element ratio diagrams: derivation of diagram axes. *Contrib. Mineral. Petrol.* 103, 78-89.
- 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 Volcánic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123, 263–281.
- Suárez, M., Emparán, C., 1988. Geocronología y asociación de facies volcánicas y sedimentarias del mioceno de Lonquimay, Chile (lat.38° - 39°s). in Congreso Geológico Chileno, n°5, actas, vol.1, p. a365-a383. Santiago.
- Suárez, M., Emparán, C., 1995. The stratigraphy, geochronology, and paleophysiography of a miocene freshwater interarc basin, Southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 8 (1), 17-31.
- Suárez, M., Emparán, C., 1997. Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, n° 71, 105 p., 1 Mapa 1:250.000.
- Suárez, M., Emparán, C., Muñoz, J., 1986. Geología de la parte oriental de la Hoja Curacautín, IX Región (Inédito), Servicio Nacional de Geología y Minería, 119 p.

- Tassara, A., Yáñez, G., 2003. Relación entre el espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen andino (15–47°S). *Revista Geológica de Chile* 30, 159–186.
- 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 y curso medio del río Biobío. Informe para la empresa nacional de electricidad, convenio icp-8601 (inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, 304 p.
- Tormey D. R., Hickey-Vargas R., Frey F. A., López-Escobar L., 1991. Recent lavas from the andean volcánico front (33 to 42°s); Interpretations of along-arc compositional variations, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* 265 [1991] 57-77
- Tormey, D.R., Frey, F.A., López-Escobar, L., 1995. Geochemistry of the active Azufre–Planchón–Peteroa volcánico complex, Chile (35°15'S): evidence for multiple sources and processes in a cordilleran arc magmatic system. *Journal of Petrology* 36 (2), 265–298.
- Tormey, D.R., Hickey-Vargas, R., Frey, F.A., López-Escobar, L., 1991. Recent lavas from the Andean volcánico 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, pp. 57–77.
- Vergara M., Muñoz J. B., 1982. The Cola de Zorro Formation in the Andean Cordillera of Chile (36°-39° lat. s), Petrographic and petrologic characteristics: S revision, *Rev. Geol. Chile* 17 [1982] 31-46
- Zamora, G., Zapata, T., Ramos, V., Rodríguez, F., Bernardo, L.M. 2006. Evolución tectónica del Frente Andino en Neuquén, *Rev. Asoc. Geol. Argent.* v.65 n.1 Buenos Aires oct. 2009

ANEXO A: UBICACIÓN DE MUESTRAS

Muestra	Cooredenada UTM Datum: PSAD56		Unidad
	E	N	
LL060110-01	272825	5753016	Qvt1
LL060110-02	273121	5752296	Qvl1
LL060110-03	272963	5751625	Qvl2
LL060110-04	272310	5751601	Qvl1
LL060110-05	272265	5751641	Qvl1
LL080110-01	280786	5752404	Qcf4
LL080110-02	281825	5753571	Qcf4
LL080110-03	283213	5754542	Qcf4
LL080110-04	283202	5754655	Qcf4
LL080110-05	282294	5754027	Qcf1
LL090110-01	277145	5749234	Qcf3
LL090110-02	277146	5749235	Qcf3
LL090110-03	276441	5750012	Qvl5
LL090110-04	276962	5750399	Qvl6
LL100110-01	281482	5759234	Qcp - Lolco
LL100110-02	282063	5758901	Qvl6
LL100110-03	280416	5753551	Qcf4
LL100110-04	279086	5751168	Qcf4
LL110110-01	271274	5752247	Qvl2
LL110110-02	270929	5752015	Qvl3
LL110110-03	271248	5751616	Qvl4
LL130110-01	276400	5750542	Qvl4
LL130110-02	276412	5750540	Qvl4
LL130110-03	276492	5750605	Qvl4
LL130110-04	276309	5750867	Qcf2
LL130110-05	275301	5751374	Qvl3
LL130110-06	275730	5751792	Qvl3
LL130110-07	275967	5752310	Qvl4
LL140110-01	270092	5750360	Qvl5
LL140110-02	270150	5750508	Qvl4
LL140110-03	269944	5750643	Qvl2
07LL01	279142	5751137	Qcf4
07LL02	280569	5753592	Qcf4
07LL03	281311	5757526	Qcf4?
01LL0508-1	272669	5754363	Qcp - Laguna Verde
01LL0508-2	272670	5754364	Qcp - Laguna Verde
01LL0508-3	270748	5751948	Qvl3
01LL0508-4	282890	5758888	Qcf4?
01LL0508-5	282004	5758036	Qcf4?
LL080209-1	278180	5756619	Qcp - La Holandesa
LL080209-2	278181	5756618	Qcp - La Holandesa
LL090209-1	279674	5751996	Qcf4

LL090209-2	279744	5752275	Qcf4
LL090209-3	279745	5752276	Qcf4
LL090209-4	278813	5751609	Qcf4

ANEXO B : ANÁLISIS QUÍMICOS

MUESTRA	CFO						
Unidad	Qcf4	Qcf4	Qcf1	Qcf4	Qcf4	Qcf4	Qvl4
Código	LL 100110-03	LL 080110-01	LL 080110-05	LL 100110-04	LL 080110-02	LL 080110-03	LL 130110-03
SiO2	58.47	55.41	52.82	61.41	53.02	55.45	58.49
Al2O3	17.25	17.09	17.79	17.27	18.29	17.32	17.23
TiO2	1.05	1.19	1.47	0.67	1.14	1.38	1.17
Fe2O3	9.55	11.20	12.63	8.48	11.24	11.24	9.78
CaO	5.68	7.57	8.20	4.49	8.07	7.13	5.49
MgO	0.88	1.46	1.79	0.49	2.12	1.49	0.93
MnO	0.18	0.16	0.17	0.18	0.15	0.17	0.17
Na2O	5.39	4.69	3.99	5.40	4.63	4.57	5.01
K2O	0.90	0.63	0.52	1.10	0.62	0.71	1.00
P2O5	0.30	0.22	0.15	0.18	0.23	0.19	0.23
PPC	<0,01	<0,01	0.19	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
SUMA	99.65	99.61	99.71	99.68	99.51	99.64	99.50
Ba	165	87	<20	302	85	30	129
Co	23	26	28	21	26	26	24
Cr	10	<10	<10	<10	18	<10	<10
Cu	14	64	111	14	58	59	31
Ni	48	48	49	49	53	47	47
Pb	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sr	370	354	346	333	353	328	320
Rb	27	10	12	31	16	23	34
V	145	143	161	85	133	172	158
Y	31	21	21	36	21	25	33
Zn	133	90	105	152	80	107	134
Zr	98	73	73	111	70	80	100
Nb	2.69	1.86	1.61	3.13	1.52	2.30	3.15
Cs	2.07	0.54	0.92	2.65	0.44	1.63	2.70
Hf	3.11	1.96	1.91	3.53	1.66	2.36	3.09
Ta	0.18	0.10	0.09	0.21	0.07	0.12	0.15
Th	3.17	1.35	1.25	4.06	1.69	2.05	4.08
U	0.93	0.36	0.38	1.18	0.37	0.58	1.16
Y	34.2	23.3	24.5	38.2	21.6	27.8	36.0
La	16.0	13.9	9.42	19.7	9.57	11.8	16.8
Ce	38.3	22.5	21.9	44.4	20.2	29.7	42.1
Pr	5.25	3.19	3.25	6.02	2.88	4.18	5.80
Nd	25.4	15.7	16.1	28.5	14.2	20.6	27.6
Sm	6.64	4.14	4.25	7.33	3.82	5.38	7.13
Eu	2.13	1.49	1.55	2.28	1.40	1.83	2.18
Gd	6.84	4.36	4.53	7.44	4.05	5.56	7.34
Tb	1.09	0.714	0.747	1.21	0.669	0.915	1.20
Dy	6.79	4.62	4.83	7.78	4.39	5.77	7.54
Ho	1.45	0.990	1.04	1.66	0.943	1.24	1.63
Er	4.03	2.82	2.94	4.69	2.67	3.48	4.56
Tm	0.554	0.383	0.403	0.657	0.361	0.471	0.630
Yb	3.72	2.67	2.76	4.49	2.50	3.25	4.20
Lu	0.551	0.379	0.389	0.664	0.361	0.475	0.632

MUESTRA	CFO						
Unidad	Qcf4	Qcf4	Qcf4?	Qcf4	Qcf4	Qcf4	Qcf4
Código	07LL01	07LL02	07LL03	LL-090209-1	LL-090209-2	LL-090209-3	LL-090209-4
SiO2	62.50	59.12	57.85	57.87	59.09	59.17	59.93
Al2O3	15.53	15.63	16.27	16.06	15.99	16.85	16.34
TiO2	0.82	1.18	1.34	1.21	1.18	0.97	0.91
Fe2O3	8.84	10.10	10.44	9.81	9.37	9.23	9.18
CaO	4.04	5.30	5.41	6.03	6.18	5.53	5.24
MgO	1.04	1.93	2.31	1.16	0.85	0.74	0.68
MnO	0.23	0.23	0.22	0.20	0.19	0.20	0.20
Na2O	5.04	4.74	4.60	5.68	5.84	5.71	5.77
K2O	1.25	0.99	0.97	0.90	0.91	1.06	1.11
P2O5	0.40	0.58	0.49	0.32	0.28	0.26	0.24
PPC	<0,01	<0,01	<0,01	0.36	<0,01	<0,01	<0,01
SUMA	99.68	99.80	99.90	99.59	99.87	99.74	99.59
Ba	436	361	338	334	334	374	377
Co	< 2	4	7	8	9	6	6
Cr	<5	7	<5	7	9	5	6
Cu	21	21	30	25	24	24	22
Ni	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Pb	13	9	7	44	5	7	7
Sr	376	460	437	477	487	461	461
Rb	30	24	21	23	21	24	25
V	6	33	76	36	43	15	13
Y	42.7	37.4	34.0	34	37	39	40
Zn	160	166	149	131	128	136	134
Zr	305	224	216	113	111	129	135
Nb	3.35	2.86	2.60	2.66	2.61	2.88	3.02
Cs	2.27	2.46	2.08	2.08	1.62	1.45	1.97
Hf	5.98	6.51	5.98	3.12	3.17	3.47	3.47
Ta	0.21	0.20	0.19	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10
Th	3.29	3.49	3.19	3.47	3.54	4.19	3.67
U	1.10	1.18	1.03	0.89	0.90	1.09	0.94
Y	42.7	37.4	34.0	31.6	34.4	37.4	37.2
La	21.2	18.9	15.8	14.6	15.8	17.8	17.8
Ce	50.9	44.5	39.7	36.1	39.1	42.7	42.5
Pr	6.78	6.02	5.30	4.89	5.21	5.75	5.77
Nd	32.9	30.1	27.0	24.1	26.0	27.9	27.8
Sm	7.72	6.93	6.23	5.97	6.49	6.81	6.81
Eu	2.40	2.25	2.01	2.01	2.16	2.21	2.19
Gd	7.09	6.49	5.99	6.14	6.75	7.05	6.98
Tb	1.21	1.09	0.999	1.04	1.12	1.22	1.14
Dy	7.41	6.56	5.99	6.07	6.62	7.08	7.12
Ho	1.57	1.40	1.29	1.32	1.44	1.52	1.53
Er	4.45	3.85	3.64	3.58	3.92	4.14	4.17
Tm	0.672	0.578	0.541	0.536	0.581	0.625	0.629
Yb	4.42	3.67	3.52	3.43	3.75	4.02	4.16
Lu	0.675	0.543	0.521	0.520	0.575	0.619	0.628

MUESTRA	Cono Periférico	Cono Periférico	Cono Periférico	Cono Periférico	Cono periférico	Cono de Flanco	Vn. Navidad
Unidad	Vn. Lolco	Vn. La Holandesa	Vn. La Holandesa	Vn. La Verde	Vn. La Verde	QvI5	QvI6
Código	LL 100110-01	LL-080209-1	LL-080209-2	01LL0508-1	01LL0508-2	LL 090110-03	LL 090110-04
SiO2	52.88	52.68	50.25	56.03	56.73	63.58	56.72
Al2O3	18.70	19.65	19.72	18.36	19.31	17.02	17.01
TiO2	0.80	1.19	1.26	1.11	0.76	0.61	1.37
Fe2O3	10.16	10.04	10.53	9.11	6.5	7.01	10.72
CaO	10.60	8.05	8.31	8.66	10.03	3.80	6.14
MgO	3.07	1.66	1.71	1.34	2.06	0.50	1.28
MnO	0.13	0.16	0.17	0.2	0.14	0.15	0.19
Na2O	2.99	4.51	4.42	3.68	2.79	5.40	5.08
K2O	0.32	0.47	0.50	0.57	0.74	1.28	0.86
P2O5	0.06	0.13	0.14	0.11	0.25	0.20	0.22
PPC	<0,01	1.48	2.67	0.45	0.19	<0,01	<0,01
SUMA	99.71	100.03	99.67	99.62	99.5	99.55	99.60
Ba	165	196	184	227	220	346	48
Co	23	17	18	22	28	18	25
Cr	40	7	6	28	178	15	<10
Cu	62	38	38	84	65	13	27
Ni	71	< 2	< 2	2.00	57.00	48	48
Pb	<10	22	< 4	4.00	4.00	<10	<10
Sr	372	514	503	503	436	312	338
Rb	15	7	10	11	23	37	24
V	82	178	206	283	204	87	178
Y	16	23	22	21.1	16.4	39	29
Zn	64	38	111	113	79	147	135
Zr	60	63	61	74	81	125	92
Nb	0.69	1.55	1.49	2.16	1.76	3.51	2.61
Cs	0.75	0.45	0.60	0.85	1.53	2.90	2.13
Hf	0.95	1.81	1.80	2.10	2.25	4.49	2.94
Ta	0.02	<0,10	<0,10	0.11	0.11	0.22	0.15
Th	0.99	1.69	1.71	1.38	1.73	4.38	3.43
U	0.27	0.36	0.40	0.36	0.56	1.28	0.98
Y	13.4	20.4	20.5	21.1	16.4	40.5	32.1
La	5.10	7.88	8.14	10.5	8.4	18.6	14.6
Ce	12.5	19.8	20.5	22.8	18.9	45.9	35.8
Pr	1.75	2.70	2.81	2.99	2.35	6.13	4.91
Nd	8.98	13.9	14.1	14.5	11.1	28.5	23.9
Sm	2.44	3.64	3.62	3.67	2.79	7.17	6.13
Eu	0.92	1.47	1.43	1.22	0.83	2.00	2.04
Gd	2.61	3.99	3.94	3.75	2.82	7.25	6.34
Tb	0.421	0.714	0.695	0.60	0.46	1.20	1.01
Dy	2.78	4.07	4.01	3.81	2.86	7.73	6.51
Ho	0.582	0.903	0.884	0.82	0.63	1.70	1.40
Er	1.66	2.40	2.38	2.29	1.77	4.83	3.89
Tm	0.218	0.365	0.372	0.33	0.25	0.692	0.534
Yb	1.57	2.32	2.33	2.12	1.65	4.69	3.63
Lu	0.210	0.363	0.371	0.31	0.24	0.713	0.543

MUESTRA	Vn Lonquimay	Vn. Tolguaca	Vn. Lonquimay	Vn. Lonquimay	Vn. Lonquimay	Vn. Lonquimay	Vn. Lonquimay
Unidad	Qvl2	Qvt1	Qvl1	Qvl4	Qcf2	Qvl5	Qvl1
Código	LL 140110-03	LL 060110-01	LL 060110-05	LL 110110-03	LL 130110-04	LL 140110-01	LL 060110-02
SiO2	57.67	55.23	55.58	54.62	58.92	54.45	58.92
Al2O3	18.34	18.83	17.21	17.79	17.09	17.64	17.96
TiO2	0.99	1.01	1.18	1.37	1.04	1.38	1.03
Fe2O3	9.57	9.67	10.79	11.65	9.79	11.74	8.77
CaO	5.77	8.57	7.72	6.98	5.26	6.98	5.41
MgO	0.83	2.45	1.54	1.44	0.89	1.72	0.91
MnO	0.18	0.14	0.16	0.18	0.18	0.18	0.17
Na2O	5.01	2.57	4.64	4.60	5.22	4.58	5.29
K2O	0.91	0.39	0.55	0.76	1.09	0.76	0.93
P2O5	0.29	0.18	0.16	0.19	0.26	0.18	0.21
PPC	<0,01	0.61	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
SUMA	99.56	99.64	99.53	99.58	99.74	99.62	99.59
Ba	180	149	91	51	183	46	168
Co	23	22	25	27	23	27	21
Cr	<10	19	<10	<10	12	11	<10
Cu	15	107	37	41	30	42	10
Ni	47	54	49	47	48	47	49
Pb	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sr	358	403	369	331	316	331	365
Rb	29	15	16	26	32	22	25
V	132	118	151	184	139	164	130
Y	34	19	21	26	35	28	31
Zn	130	75	93	118	137	120	131
Zr	102	77	74	84	107	86	104
Nb	2.93	1.62	1.53	2.85	3.25	2.36	2.78
Cs	2.27	0.67	1.23	1.90	2.36	1.97	2.29
Hf	2.86	1.79	1.95	2.92	3.95	2.79	3.14
Ta	0.13	0.10	0.09	0.19	0.20	0.13	0.16
Th	3.46	1.39	1.40	2.66	3.62	2.86	3.57
U	1.04	0.51	0.42	0.75	1.04	0.83	1.11
Y	36.0	19.4	21.9	30.6	39.8	30.7	33.9
La	16.9	7.86	9.26	13.4	18.5	13.5	17.0
Ce	42.8	18.9	21.3	32.9	44.9	33.1	38.2
Pr	5.91	2.66	2.98	4.52	6.18	4.59	5.23
Nd	28.3	13.1	14.9	21.9	29.3	21.9	24.8
Sm	7.36	3.38	3.95	5.73	7.60	5.74	6.35
Eu	2.29	1.27	1.46	1.88	2.27	1.88	2.02
Gd	7.53	3.53	4.15	5.95	7.76	6.03	6.57
Tb	1.20	0.604	0.684	0.958	1.27	0.975	1.06
Dy	7.51	3.66	4.33	6.15	7.88	6.19	6.76
Ho	1.61	0.791	0.937	1.31	1.71	1.32	1.46
Er	4.47	2.32	2.60	3.69	4.79	3.71	4.08
Tm	0.622	0.312	0.357	0.509	0.671	0.511	0.569
Yb	4.12	2.10	2.45	3.44	4.47	3.45	3.89
Lu	0.602	0.313	0.358	0.510	0.682	0.506	0.572

MUESTRA	Cono de Flanco	Cono de Flanco	Cono de Flanco	Vn. Navidad	Cono de Flanco	Vn Lonquimay
Unidad	Qcf3	Qvl4	Qcf3	Qvl6	Qvl4	Qvl3
Código	LL 090110-01	LL 130110-02	LL 090110-02	LL 100110-02	LL 130110-07	LL 130110-05
SiO2	53.01	57.53	57.40	56.39	59.53	54.06
Al2O3	18.62	18.35	18.84	18.51	18.32	18.54
TiO2	1.09	1.16	0.94	1.27	0.81	1.32
Fe2O3	10.94	10.10	9.78	9.71	8.61	11.43
CaO	9.41	5.13	4.68	5.85	4.73	7.36
MgO	1.99	1.14	0.91	0.98	0.61	1.67
MnO	0.14	0.19	0.19	0.17	0.17	0.17
Na2O	3.87	4.63	5.45	5.51	5.29	4.44
K2O	0.49	1.06	1.08	0.90	1.32	0.70
P2O5	0.12	0.26	0.29	0.26	0.22	0.17
PPC	<0,01	0.06	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
SUMA	99.68	99.61	99.55	99.54	99.59	99.87
Ba	97	131	218	78	264	52
Co	25	25	24	23	21	26
Cr	17	<10	<10	10	<10	<10
Cu	87	30	32	26	25	34
Ni	53	47	48	47	49	47
Pb	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sr	371	316	296	342	306	349
Rb	17	33	33	29	37	22
V	120	148	128	166	112	165
Y	19	35	35	29	39	24
Zn	78	139	146	117	143	109
Zr	72	103	105	91	116	84
Nb	1.50	3.16	3.20	2.66	3.65	2.40
Cs	1.14	2.78	2.75	2.29	3.25	1.85
Hf	1.58	3.33	3.48	2.62	3.66	2.37
Ta	0.06	0.18	0.16	0.13	0.16	0.12
Th	1.70	3.88	3.06	3.96	4.95	2.82
U	0.45	1.11	0.84	1.10	1.42	0.82
Y	19.0	37.5	38.3	30.7	40.6	28.1
La	8.69	17.8	17.6	14.0	19.2	12.7
Ce	19.5	43.7	45.3	34.8	48.4	30.8
Pr	2.72	5.98	6.10	4.81	6.56	4.25
Nd	13.5	28.5	29.2	22.9	30.7	20.7
Sm	3.59	7.42	7.63	5.89	7.96	5.42
Eu	1.27	2.26	2.33	1.99	2.30	1.80
Gd	3.74	7.59	7.74	6.20	8.14	5.65
Tb	0.613	1.23	1.25	1.01	1.32	0.911
Dy	3.87	7.70	8.01	6.39	8.42	5.74
Ho	0.831	1.68	1.73	1.36	1.83	1.23
Er	2.34	4.68	4.81	3.88	5.12	3.43
Tm	0.356	0.657	0.681	0.525	0.733	0.467
Yb	2.19	4.42	4.59	3.59	4.88	3.14
Lu	0.323	0.647	0.687	0.526	0.734	0.451

MUESTRA	Vn. Lonquimay					
Unidad	Qvl4	Qvl2	Qvl2	Qvl3	Qvl1	Qvl3
Código	LL 140110-02	LL 060110-03	LL 110110-01	LL 130110-06	LL 060110-04	LL 110110-02
SiO2	57.06	53.40	55.96	55.78	56.26	54.71
Al2O3	18.60	18.91	18.56	18.77	16.86	18.03
TiO2	1.05	1.24	1.14	1.22	1.10	1.34
Fe2O3	9.71	11.32	10.06	9.96	10.47	11.53
CaO	6.05	7.91	6.80	6.89	7.79	6.87
MgO	0.86	1.81	1.35	1.45	1.42	1.59
MnO	0.18	0.16	0.17	0.17	0.15	0.18
Na2O	4.96	4.42	4.76	4.67	4.88	4.39
K2O	0.87	0.50	0.63	0.68	0.59	0.75
P2O5	0.27	0.12	0.15	0.15	0.19	0.18
PPC	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
SUMA	99.62	99.80	99.57	99.72	99.71	99.56
Ba	154	52	99	76	101	49
Co	23	26	24	24	24	26
Cr	<10	<10	<10	<10	<10	10
Cu	17	40	24	18	37	38
Ni	49	47	47	49	48	47
Pb	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sr	364	370	371	377	371	333
Rb	26	20	20	24	20	25
V	134	145	154	153	135	173
Y	32	20	24	24	21	26
Zn	127	99	118	109	87	119
Zr	99	73	85	86	74	85
Nb	2.61	1.46	2.11	2.13	1.65	2.39
Cs	2.13	1.08	1.38	1.80	1.17	2.11
Hf	2.87	1.70	2.10	2.11	1.73	2.41
Ta	0.15	0.07	0.09	0.17	0.09	0.12
Th	3.00	1.61	1.81	3.07	1.55	3.34
U	0.86	0.45	0.53	0.85	0.42	0.93
Y	34.9	21.4	26.0	25.6	21.7	29.5
La	18.2	9.46	15.4	13.0	9.13	13.5
Ce	40.5	21.3	27.1	28.4	22.2	33.2
Pr	5.60	3.01	3.77	3.92	3.11	4.55
Nd	26.8	14.9	18.3	18.7	15.6	22.2
Sm	7.03	4.02	4.85	4.94	4.13	5.86
Eu	2.18	1.46	1.68	1.72	1.52	1.88
Gd	7.19	4.20	5.04	5.11	4.37	6.05
Tb	1.15	0.676	0.821	0.817	0.714	0.982
Dy	7.22	4.39	5.37	5.31	4.60	6.24
Ho	1.54	0.940	1.14	1.14	0.971	1.33
Er	4.26	2.64	3.19	3.20	2.76	3.69
Tm	0.580	0.357	0.444	0.433	0.382	0.504
Yb	3.91	2.45	3.03	3.00	2.54	3.43
Lu	0.575	0.350	0.429	0.431	0.373	0.505

ANEXO C: DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

LEYENDA DE PORCENTAJES:

Ves. = Vesícula, Plg.= Plagioclasa, Cpx = Clinopiroxeno, Opx = Ortopiroxeno, Ol = Olivino, OxFe = Oxidos de Hierro (Minerales opacos), Vidrio = Vidrio intersticial, Alt. = Porcentaje de minerales de alteración, Xeno.= Porcentaje de Xenolitos.

LL060110-01 Tolguaca

Ves.	Plg	Cpx	Opx	Ol	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
0%	27%	7%	7%	7%	20%	13%	20%	0%

Andesita de Olivino y Clinopiroxeno. La muestra presenta textura porfirica caracterizada por fenocristales de plagioclasa inmersos en una matriz afanítica compuesta por microlitos de plagioclasa. La distribución de los tamaños de estos cristales es seriada. Se observan cumulos de cristales primarios de pequeño tamaño. La muestra presenta alteración en los bordes de los fenocristales, principalmente en los ferromagnesianos (clorita-esmectita?).

LL130110-01 Lonquimay - Cono de Flanco

Ves.	Plg	Cpx	Opx	Ol	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
5%	66%	5%	4%	9%	2%	9%	0%	0%

Dacita de Olivino. La muestra presenta una clara textura porfirica compuesta por una distribución de tamaños de cristales de plagioclasas bimodal. Al microscopio óptico se pueden estimar los tamaños de los fenocristales de Plagioclasa de 1,2 mm aproximadamente, y la matriz afanítica estaría compuesta por microlitos de Plagioclasa de 0,02 mm y óxidos de hierro (Mt?). Se observa además textura glomeroporfirica con cumulos de Plagioclasas entrecrecidas, y otros con en que se aprecian aglomeraciones de Plagioclasa, Olivino y Clinopiroxeno. La matriz es principalmente afanítica y vitrofídica, con abundantes microlitos de Plagioclasa. Se observan algunos minerales primarios entre estos microlitos, indicando una seudotextura integranular. Los cristales de Olivino y Clinopiroxeno muestran con bordes de reaccion.

LL090110-04 Lonquimay - Cono de Flanco

Ves.	Plg	Cpx	Opx	Ol	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
74%	4%	0%	0%	0%	5%	17%	0%	0%

Bomba Andesítico-Basáltica vitrea. La muestra presenta textura amigdaloidal rellena de vidrio, y vesicular. La matriz vitria se aprecia oxidada, y es posible observar bordes de oxidación en las amigdalas vitreas. Se observan algunos cristales juveniles de plagioclasa en la matriz y solo un denocristal de Ortopiroxeno.

LL090110-03 Lonquimay - Cono de Flanco

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
0%	66%	3%	2%	5%	1%	22%	0%	0%

Dacita de Olivino. La muestra presenta textura glomeroporfirica, con cúmulos de Plagioclasa, Olivino y Clinopiroxenos. Se observa textura sieve en las Plagioclasa y además estas muestran zonación. Las Plagioclasas muestran una distribución de tamaños pseudobimodal heterométrica. Se observan Olivinos parcialmente reabsorbidos. Se observa textura vesicular rellena de vidrio.

LL090110-01 Lonquimay - Cono de Flanco

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
9%	18%	39%	7%	5%	9%	4%	9%	0%

Andesita-Basáltica de Olivino. La muestra presenta textura porfirica con fenocristales de Plagioclasa y clinopiroxeno. Se observa textura sieve en los fenocristales de plagioclasa además de presentar zonación. La muestra presenta además textura amigdaloidal rellena de vidrio. La matriz es afanítica e intersertal, sin embargo se observa además pseudotextura intergranular. Los fenocristales de Olivino y Clinopiroxeno muestran bordes de reacción con el vidrio intersticial.

LL090110-02 Lonquimay - Cono de Flanco

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
44%	5%	0%	0%	0%	7%	44%	0%	0%

Andesita-Basáltica de Olivino. La muestra presenta textura principalmente afanítica, las plagioclasa muestran una distribución de tamaños seriada y los fenocristales presentan zonación. La matriz es afanítica e intersertal, sin embargo se pueden observar algunos minerales primarios entre los intersticios de los microlitos de plagioclasa. Se observan bordes de reacción en los minerales primarios con el vidrio.

LL100110-02 Lonquimay - Cono de Flanco

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
7%	39%	3%	0%	5%	13%	33%	0%	0%

Andesita-Basáltica de Olivino. La muestra presenta textura porfirica y pseudoglomeroporfirica con cúmulos de Olivino, Clinopiroxeno y Plagioclasa. Los cristales de Plagioclasa muestran zonación y algunos textura poikilitica, con chadacristales de piroxenos. Los cristales de Olivino y Piroxeno muestran bordes de reacción con el vidrio. En la matriz se observa textura intergranular e intersertal, se aprecia textura traquítica (Pilotaxítica y Hialopilitica). Se aprecia textura subofítica (Piroxeno parcialmente rodeando un cristal de Plagioclasa), La matriz presenta abundantes óxidos de hierro.

LL130110-02 Lonquimay - Cono de Flanco

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
62%	2%	0%	0%	0%	7%	29%	0%	0%

Bomba Andesítico-Basáltica vitrea. La muestra presenta textura vesicular y amigdaloidal rellena de vidrio, se aprecian cristales juveniles de plagioclasa. Se observa un fenocristal de Clinopiroxeno euhedral sin bordes de reacción con el vidrio.

LL130110-07 Lonquimay - Cono de Flanco

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
4%	48%	4%	2%	6%	4%	32%	0%	0%

Andesita de Olivino. Se observa principalmente textura porfírica evidenciada por una distribución de tamaños de cristales de Plagioclasa pseudobimodal(textura heterométrica). Se observa textura glomeroporfírica con cumulos de Plagioclasa y cúmulos de Plagioclasa, Ortopiroxeno y Olivino. Los cristales de Plagioclasa no presenta zonación al observarlas al microscopio óptico y algunos cristales de plagioclasa y piroxeno muestran textura subofítica. La matriz es principalmente intersertal, sin embargo, se observa subordinadamente textura inergranular. Se puede observar textura vesicular. Se observa un xenolito basáltico porfírico con matriz intersertal, el que a su vez posee un xenolito afanítico.basáltico sin vidrio en la matriz.

LL060110-02 Lonquimay

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
8%	51%	2%	1%	4%	4%	30%	0%	0%

Andesita de Olivino y Clinopiroxeno. La muestra presenta textura porfírica y pseudoglomeroporfírica, con cúmulos de fenocristales de Plagioclasa y Clinopiroxeno, y cúmulos de Plagioclasa, Clinopiroxeno, Olivino y óxidos de hierro. Las plagioclasa muestran una distribución de tamaños pseudobimoda y textura pseudotraquítica, además de zonación. También se observa textura sieve en Plagioclasa y algunos cristales muestran textura subofítica con los Piroxenos. Se aprecian fenocristales parcialmente reabsorbido de Olivino y Clinopiroxeno. La muestra presenta textura vesicular. La matriz es intersertal. Es importante destacar que no se aprecian bordes de reacción.

LL060110-03 Lonquimay

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
25%	50%	4%	2%	1%	2%	17%	0%	0%

Andesita-Basáltica de Piroxeno. La muestra presenta textura porfírica, en la cual los fenocristales son en general de plagioclasa con textura sieve zonada exterior e interiormente, y olivinos con bordes de reacción con el vidrio, se puede observar la presencia de una fenocristal

de olivino el cual no muestra bordes de reacción y su forma es euhedral. También es posible apreciar una pseudotextura glomeroporfirica con cumulos de olivino, plagioclasa y clinopiroxenos. La matriz presenta textura intersertal e intergranular. Es posible apreciar textura vesicular.

LL060110-04 Lonquimay

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
7%	54%	7%	2%	7%	10%	14%	0%	0%

Andesita-Basáltica de Olivino y Piroxeno. Presenta textura afanítica seriada, pseudoporfirica, en la cual la matriz es en su mayoría intergranular y en algunos espacios se aprecia textura intersertal. Es importante destacar que el tamaño promedio de los cristales de plagioclasa es mayor al resto de las muestras. Se observan muy pocos cristales de olivino, los cuales muestran bordes de reacción con la matriz vítrea. Por su parte, los piroxenos no presentan bordes de reacción y algunos se encuentran incluidos en los fenocristales de plagioclasa (textura poikilitica intralasciculada)).

LL060110-05 Lonquimay

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
13%	39%	4%	2%	2%	2%	13%	0%	26%

Andesita-Basáltica. La muestra presenta textura porfirica con fenocristales de plagioclasas zonadas y además presentan textura sieve, la matriz es intersertal. Se observan varios xenolitos, es decir, la roca muestra textura polimictica, un xenolito es textura porfirica con fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno, la matriz es intergranular e intersertal, las plagioclasas están zonadas y no presentan textura sieve. Otro xenolito muestra textura vesicular y la matriz presenta textura intergranular e intersertal, en este xenolito los olivinos presentan bordes de reacción.

LL110110-01 Lonquimay

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
25%	28%	3%	1%	6%	1%	35%	0%	0%

Andesita-Basáltica de Olivino y Clinopiroxeno. La muestra presenta textura porfidica, glomeroporfirica y vesicular, los fenocristales son de plagioclasa, y los cumulos son compuestos por cristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno. Las plagioclasas se muestran zonadas. La matriz presenta textura intersertal, y se aprecian diferentes minerales opacos, algunos cúbicos y otros hexagonales.

LL110110-02 Lonquimay

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
33%	33%	1%	6%	4%	7%	15%	0%	0%

Andesita-Basáltica de Ortopiroxeno. Muestra con textura porfirica, en la cual, los fenocristales son cristales de plagioclasa y clinopiroxeno, se aprecia además textura glomeroporfirica con cumulos de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa. Es posible aprecia textura subofitica y textura vesicular. Algunos fenocristales de plagioclasa presentan textura sieve, no así los microlitos. Los cristales de Olivino y Clinopiroxeno, no presentan bordes de reaccion.

LL110110-03 Lonquimay

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
20%	17%	1%	0%	3%	0%	34%	0%	25%

Bomba Andesítico-basáltica de Olivino. Muestra con textura amigdaloidal rellena de vidrio, y textura fragmentada. Presenta xenolitos vesiculares subredeondeados, se observa además, seudotextura porfirica con fenocristales de Plagioclasa y seudotextura glomeroporfirica con cumulos de Plagioclasa, Olivino, Clinopiroxeno y Magnetita. Las Plagioclasas presentan textura sieve, y los fenocristales están zonados. La matriz es intersertal.

LL130110-05 Lonquimay

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
32%	14%	3%	0%	7%	2%	42%	0%	0%

Andesita-Basáltica de Olivino. La muestra presenta textura glomeroporfirica con cumulos de plagioclasa con textura sieve y textura intralasciculada. También presenta textura vesicular y amigdaloidal rellena de vidrio, la matriz muestra textura intersertal. Los cristales de Olivino y Clinopiroxeno no muestran bores de reacción ni estan parcialmente reabsorbidos.

LL130110-06 Lonquimay

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
0%	36%	8%	2%	4%	2%	48%	0%	0%

Andesita Basáltica de Clinopiroxeno. La muestra presenta textura porfirica con fenocristales de plagioclasa, estos cristales se encuentran zonados y además presentan textura sieve, bordes de reabsorción y textura intralasciculada. Cristales de clinopiroxeno muestran bordes de reaccion. Se observa textura amigdaloidal con vesiculas rellenas de vidrio. La muestra presenta xenolitox afaniticox con matriz intergranular e intersertal, los cristales de plagioclasa en este espacio muestran textura intralascicular.

LL140110-01 Lonquimay

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
28%	6%	0%	0%	2%	1%	38%	0%	25%

Bomba Andesítico-Basáltica de Olivino. La muestra presenta textura porfirica y glomeroporfirica con cumulos de Olivino-Plagioclasa y Clinopiroxeno-Plagioclasa. Se aprecia textura vesicular y amigdaloidal rellena de vidrio. La matriz presenta textura intersertal y los cristales de plagioclasa muestran textura intralasciculada. Se aprecia textura subofítica. Algunos cristales de Olivino presentan delgados bordes de reaccion, en cambio otros se muestran parcialmente reabsorbidos con el líquido.

LL140110-02 Lonquimay

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
17%	31%	1%	0%	1%	1%	48%	0%	0%

Andesita-Basáltica de Olivino. La muestra presenta textura afanítica, vesicular y amigdaloidal rellena de vidrio. La matriz es intersertal entre los cristales de plagioclasas zonadas. Las plagioclasas de mayor tamaño presentan textura sieve. La distribución de tamaños de las Plagioclasa es seriada. Se observan opacos de forma euédrica cúbicos y algunos cúmulos de Plagioclasa, Clinopiroxeno y Olivino.

LL140110-03 Lonquimay

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
18%	26%	4%	0%	4%	1%	48%	0%	0%

Andesita-Basáltica de Olivino. Se aprecia textura vesicular y amigdaloidal rellena de vidrio. También es posible observar textura glomeroporfirica con cumulos de Olivino, Clinopiroxeno, Ortopiroxeno y Plagioclasa. La matriz presenta textura intersertal e intergranular, se aprecian numerosos minerales opacos.

LL130110-04 Lonquimay

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
3%	41%	1%	1%	0%	1%	47%	0%	6%

Andesita de Piroxeno. La muestra presenta textura afanítica y traquítica. Es posible observar xenolitos Andesíticos. Los xenolitos son alargados y se alinean con la orientación de las Plagioclasa, además se encuentran oxidados y también presentan textura traquítica la cual se orienta en la misma dirección que los cristales de la matriz circundante, los xenolitos presentan textura vitrofídica y los cristales de Plagioclasa son de menor tamaño que los de la lava encajante.

LL100110-01 Cono Periferico - Lolco

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
11%	46%	9%	7%	13%	11%	4%	0%	0%

Basalto de Olivino. La muestra presenta textura afanítica pseudoequigranular y las plagioclasas se muestran en distribución seriada. Es posible apreciar textura amigdaloidal rellena de vidrio y vesicular. En comparación al resto de las muestras se aprecia abundante olivino y ortopiroxeno euhedral. La matriz presenta textura intergranular, con abundantes opacos en la matriz, algunos fenocristales de Plagioclasa presentan zonación. No se aprecian bordes notorios de reacción en ningún cristal, salvo en algunos fenocristales de olivino en los cuales, es posible apreciar un delgado borde.

LL080209-2 Cono Periferico - La Holandesa

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
42%	14%	5%	2%	5%	9%	23%	0%	0%

Basalto vítreo de Olivino. La muestra presenta textura vesicular y amigdaloidal rellena de vidrio. La matriz es vítrofídica y se encuentra oxidada. Es posible apreciar opacos euhedrales. Los tamaños de los cristales de Plagioclasa muestran textura pseudoequigranular seriada. La matriz presenta textura intergranular. Se observa un autoclasto afanítico en la muestra.

LL080209-1 Cono Periferico - La Holandesa

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
37%	12%	2%	0%	0%	12%	28%	8%	0%

Basalto vítreo. La muestra presenta textura vítrofídica con tonalidades rojiza (oxidación de Fe). También se aprecia textura vesicular. Se observa un fenocristal de Plagioclasa con zonación y textura sieve. La matriz presenta abundantes minerales opacos.

LL130110-03 CFO

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
26%	22%	3%	0%	6%	4%	39%	0%	0%

Andesita de Olivino. La muestra presenta textura vesicular rellena de vidrio y textura porfírica y glomeroporfírica con cumulos de Plagioclasa, Olivino y Ortopiroxeno. Las plagioclasas muestran textura seriada y subofítica. Se observan bordes de reacción en olivinos y piroxenos. La matriz presenta textura intergranular (Ortopiroxenos, minerales opacos). Es posible observar textura sieve en los bordes de Plagioclasa de mayor tamaño. Se observa zonación solo en un fenocristal de plagioclasa.

LL100110-03 CFO

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
0%	60%	4%	2%	6%	11%	18%	0%	0%

Andesita de Olivino. La muestra presenta textura porfirica con fenocristales de Plagioclasa y textura glomeroporfirica con cumulos de Plagioclasa, Opx y OI. Es posible apreciar Olivinos reabsorbidos Las Plagioclasas presentan textura sieve, zonación y textura subofítica. La matriz presenta textura intergranular (Ortopiroxeno y minerales opacos) y subordinadamente textura intersereral (vidrio entre microlitos de Plagioclasa).

LL100110-04 CFO

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
24%	14%	5%	3%	7%	2%	38%	0%	8%

Dacita vitrea de Piroxeno. La muestra presenta textura porfirica con fenocristales de Plagioclasa las cuales presentan textura sieve y zonación. La matriz es vitrea, sin embargo se puede observar textura intergranular. La roca muestra abundantes vesículas. Los fenocristales de Clinopiroxeno y Ortopiroxeno son euhedrales, sin embargo presentan bordes de reacción con el líquido.

LL090209-4 CFO

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
37%	9%	3%	0%	2%	4%	46%	0%	0%

Bomba Andesítico-Basáltica de Piroxeno. La muestra presenta textura fragmentada vitrea, se observan clastos de diferente composición. Un clasto en particular presenta textura porfirica y fenocristales de plagioclasas alargadas. En general la roca presenta textura vitrofidica intesertal y textura amigdaloidal rellena de vidrio. Sin embargo es posible observar textura porfirica con fenocristales de Plagioclasa y Ortopiroxeno. Las plagioclasas se muestran zonadas y su distribución es heterométrica con una moda aproximada de 0,1 mm. Es posible estimar que menos del 0,1% de las Plagioclasa están zonadas, las cuales corresponden a las de mayor tamaño (aprox.>2 mm).

LL090209-3 CFO

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
24%	15%	5%	1%	3%	10%	36%	0%	5%

Bomba Andesítico-Basáltica vitrea de Piroxeno. La muestra es vitrofidica y amigdaloidal. Es posible observar textura sieve en los cristales de Plagioclasa.

LL090209-2 CFO

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
4%	35%	4%	3%	6%	2%	46%	0%	0%

Andesita-Basáltica de Olivino. Se observa textura seriada en plagioclasa y zonación en estos cristales. La matriz es vítrea y es posible observar algunos cúmulos de fenocristales de Olivino, Plagioclasa y minerales opacos en cumulos (seudotextura glomeroporfirica). Se observa textura esquelética y sieve en fenocristales de Plagioclasa de tamaño > 0,5 mm. Las plagioclasas son euhedrales al igual que los Ortopiroxenos, por su parte, los cristales de Olivino son anhedrales. La matriz también muestra textura intergranular (Ortopiroxeno y minerales opacos entre microlitos de Plagioclasa). Los piroxenos muestran bordes de reacción con la masa fundamental vítrea al igual que los olivinos que además muestran estos bordes en contacto con las Plagioclasas.

LL090209-1 CFO

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
11%	43%	3%	3%	9%	11%	21%	0%	0%

Bomba Andesítico-basáltica de Olivino. La muestra presenta textura amigdaloidal rellena de vidrio. Se observan algunos cristales juveniles de Plagioclasa con textura sieve en los cristales de mayor tamaño, además de observarse zonación en algunos de estos cristales. La matriz es vítrea y se encuentra oxidada.

LL080110-05 CFO

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
29%	29%	8%	4%	8%	13%	8%	0%	0%

Basalto de Olivino. La muestra presenta textura afanítica y vesicular con insipiente textura porfirica los fenocristales corresponden principalmente a Plagioclasa. Es posible notar textura seudoglomeroporfirica con algunos cúmulos de Plagioclasa, Clinopiroxeno, Ortopiroxeno, Olivino y minerales opacos. Se aprecia abundantes cristales primarios a diferencia del general de las muestras. La matriz presenta textura intergranular. Se observa textura sieve y zonación en los cristales de Plagioclasa los cuales presentan bordes de reabsorción.

LL080110-04 CFO

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
0%	63%	8%	6%	11%	13%	0%	0%	0%

Dacita de Olivino. La muestra presenta textura glomeroporfirica, con cúmulos de Plagioclasa, Ortopiroxeno y Olivino. Las plagioclasas muestran una distribución de tamaños seriada y se orientan generando textura traquítica, además los fenocristales de Plagioclasa se muestran zonados. La matriz presenta textura intergranular sin vidrio intersticial.

LL080110-02 CFO

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
0%	49%	10%	4%	12%	12%	15%	0%	0%

Basalto de Olivino. La muestra presenta textura afanítica. Las plagioclasas de mayor tamaño presentan zonación y los cristales de Olivino muestran bordes de reacción. La matriz es intergranular e intersertal.

LL080110-01 CFO

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
0%	66%	6%	2%	13%	12%	0%	0%	0%

Andesita-Basáltica de Olivino. La muestra presenta textura afanítica. Las plagioclasas de mayor tamaño presentan zonación, textura sieve zonada y textura subofítica. Se observa textura pseudotraquítica. La matriz es netamente intergranular, y es posible observar bordes de reacción en olivinos.

LL080110-03 CFO

Ves.	Plg	Cpx	Opx	OI	OxFe	Vidrio	Alt.	Xeno.
25%	47%	13%	5%	10%	0%	0%	0%	0%

Andesita-Basáltica de Clinopiroxeno. La muestra presenta textura afanítica y textura vesicular. La matriz es principalmente intergranular, sin embargo, es posible observar vidrio entre los microlitos de Plagioclasa. Algunos fenocristales de Plagioclasa presentan.