



Universidad Austral de Chile

Facultad de Ciencias

Escuela de Geología

PROFESOR PATROCINANTE:

DR. ALEXANDRE CORGNE

INSTITUTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA

FACULTAD DE CIENCIAS

**“PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE LAVAS DEL VOLCÁN
BARRANCO COLORADO (42°23’S – 72°30’W), REGIÓN DE LOS LAGOS,
CHILE”**

Trabajo presentado como parte de los requisitos para optar al Título de Geólogo

JOSÉ JOAQUÍN FIGUEROA RUIZ

VALDIVIA – CHILE

2021

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

PROFESOR PATROCINANTE:

DR. ALEXANDRE CORGNE
Instituto de Ciencias de la Tierra
Facultad de Ciencias
Universidad Austral de Chile

PROFESOR INFORMANTE:

DR. MANUEL SCHILLING DANYAU
Instituto de Ciencias de la Tierra
Facultad de Ciencias
Universidad Austral de Chile

PROFESOR INFORMANTE:

DR(c) JORGE ROMERO MOYANO
Department of Earth and Environmental Sciences
Faculty of Science and Engineering
The University of Manchester

AGRADECIMIENTOS

Gracias, mamá y papá por el esfuerzo que hacen todos los días, por siempre intentar poner buena cara a pesar de todas las dificultades que hemos pasado, por siempre dar un buen consejo, un buen abrazo cuando se necesita, por darnos una vida sencilla en la que nunca nos faltó algo esencial, por darnos la oportunidad de estudiar y entregarnos buenos valores.

Gracias hermanita por todo tu apoyo y por llenarme de vida cada día por simple hecho de existir.

Gracias a mis amigos y amigas que me acompañaron durante todo este proceso, por ayudarme cada vez que lo necesité y por entregarme tantos buenos momentos.

Gracias a aquellos profesores que tuvieron la vocación y la voluntad para solucionar mis dudas y entregar una buena clase. Gracias también a los monitores y ayudantes que también estuvieron presentes durante mi formación como geólogo.

Gracias a los docentes Alexandre Corgne y Manuel Schilling por confiar en mí y aportar al desarrollo óptimo de esta investigación. Gracias profe Alex por cada gestión que hizo durante el transcurso de este estudio. Gracias Jorge Romero por ayudar y guiarme durante la última etapa de este trabajo.

Gracias a mis compañeros de terreno Diego, Pipe y Alex por todo el apoyo durante la campaña, por todo su aguante y energía.

Gracias a Boris y su familia por brindarnos alojamiento y ayudarnos durante la campaña de terreno.

Este seminario de titulación fue financiado por el proyecto FONDECYT 1161699, cuyo investigador responsable es la Dra. Verena Häussermann.

ÍNDICE

Página

RESUMEN	9
ABSTRACT	11
1. INTRODUCCIÓN	13
1.1 Magmatismo asociado a subducción	13
1.1.1 Adición de fluidos y sedimentos durante la génesis de los magmas	14
1.1.2 Cristalización fraccionada	15
1.1.3 Contaminación cortical	16
1.1.3.1 <i>Asimilación de roca caja</i>	16
1.1.3.2 <i>AFC</i>	17
1.1.4 Mezcla de magmas	17
1.2 Índices petrogenéticos	19
1.2.1 Adición de fluidos y sedimentos durante la génesis de los magmas	19
1.2.2 Cristalización fraccionada	20
1.2.3 Contaminación cortical	21
1.2.4 Mezcla de magmas	22
1.3 Contexto geológico	23
1.3.1 Zona Volcánica Sur	23
1.3.2 Centros volcánicos de la SSVZ	26
1.3.2.1 <i>Hualaibué</i>	28
1.3.2.2 <i>Hornopirén</i>	29
1.3.2.3 <i>Huequi</i>	30
1.3.2.4 <i>Porcelana</i>	31
1.3.2.5 <i>Michinmahuida</i>	32
1.3.2.6 <i>Chaitén</i>	33
1.4 El caso enigmático del volcán Barranco Colorado	37
1.5 Pregunta de investigación	39
1.6 Objetivo general	39
1.7 Objetivos específicos	39
2. METODOLOGÍA	40
2.1 Área de estudio: ubicación y zona de acceso	40
2.2 Revisión bibliográfica	41
2.3 Campaña de terreno	42
2.4 Trabajo de gabinete	42
2.5 Petrografía	44
2.6 Técnicas analíticas	45
2.7 Interpretación	45
3. RESULTADOS	46

3.1 Nuevos afloramientos	46
3.2 Agrupación de muestras e identificación de posibles coladas de lava	50
3.3 Petrografía	52
3.3.1 Descripción macroscópica	52
3.3.2 Descripción microscópica	52
3.4 Geoquímica	59
3.4.1 Clasificación y caracterización geoquímica	62
3.4.2 Índice Toleítico	62
3.4.3 Diagramas bivariantes	67
3.4.3.1 <i>Diagramas de Harker</i>	67
3.4.3.2 <i>Ni vs SiO₂</i>	70
3.4.3.3 <i>Cr vs SiO₂</i>	71
3.4.3.4 <i>K/Rb vs SiO₂</i>	72
3.4.3.5 <i>Ba/Sr vs SiO₂</i>	73
3.4.3.6 <i>Diagramas de variación entre elementos altamente incompatibles</i>	74
3.4.4 Diagramas de distribución de REE y multi – elementos	75
3.5 Geocronología	78
4. DISCUSIÓN	80
4.1 Identificación de coladas de lava y posibles eventos eruptivos	80
4.2 Procesos petrogenéticos	83
4.2.1 Texturas	83
4.2.2 Geoquímica	85
4.2.2.1 <i>Concentración de agua en el magma parental</i>	88
4.2.2.2 <i>Composición de la fuente mantélica y tasas de fusión parcial</i>	89
4.2.2.3 <i>Tasas de cristalización fraccionada y contaminación cortical</i>	96
4.2.3 Comparación entre el volcán Barranco Colorado y volcanes de la SVZ	100
4.2.3.1 <i>Génesis Magmática</i>	100
4.2.3.2 <i>Evolución Magmática</i>	106
4.2.4 Modelo petrogenético	108
4.3 Evaluación de peligrosidad y amenazas del volcán Barranco Colorado	112
5. CONCLUSIONES	115
6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	117
7. ANEXOS	127
Anexo 1: Descripción macroscópica de las muestras de terreno.	127
Anexo 2: Descripción microscópica de lavas del volcán Barranco Colorado.	130
Anexo 3: Datos obtenidos por Contreras (2018).	153
Anexo 4: Composición geoquímica de óxidos mayores normalizadas a 100 con LOI = 0.	154
Anexo 5: Valores de FeO*.	155
Anexo 6: Resultados de dataciones ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar.	156

Anexo 7: Ubicación de los Géiseres de Porcelana.	158
Anexo 8: Coeficientes de partición de McKenzie y O’Nions (1991).	159
Anexo 9: Composición del fundido según distintas tasas de fusión parcial de lherzolita de espinela en función de diferentes fuentes mantélicas.	160
Anexo 10: Composición del fundido según distintas tasas de fusión parcial de lherzolita de espinela (fuente SCLM – PUM).	162
Anexo 11: Composición de fundido residual en función de tasas de cristalización fraccionada y contaminación cortical.	163

ÍNDICE DE TABLAS

Página

Tabla 1: Composición química de productos volcánicos y estilo eruptivo de volcanes de la SSVZ.	35
Tabla 2: Códigos de muestras extraídas en la campaña de terreno.	42
Tabla 3: Muestras descartadas para análisis químicos y confección de secciones delgadas.	43
Tabla 4: Muestras seleccionadas para análisis de roca total y elaboración de secciones delgadas.	44
Tabla 5: Muestras agrupadas por “posibles coladas de lava” según área.	50
Tabla 6: Resumen de características petrográficas de muestras de lavas del volcán Barranco Colorado.	58
Tabla 7: Resultados de ICP-OES. Valores de óxidos mayores están en %wt., y elementos trazas en ppm. Valor de Ti (ppm) fue calculado a partir de la concentración de TiO ₂ .	60
Tabla 8: Resultados de elementos traza mediante ICP-MS.	60
Tabla 9: Pares y/o grupos de muestras que presentan similitudes químicas evidenciadas en diagramas de elementos mayores y trazas.	81
Tabla 10: Muestras asociadas a un mismo evento eruptivo.	82
Tabla 11: Valores de THI y %H ₂ O de magma parental.	89

ÍNDICE DE FIGURAS

Página

Figura 1: Esquema de procesos petrogenéticos de magmas de subducción.	18
Figura 2: Subdivisión de la Zona Volcánica Sur (SVZ).	25
Figura 3: Geología regional y centros eruptivos pertenecientes a la SSVZ ubicados entre los 41° – 43°.	27
Figura 4: Clasificación de muestras de volcanes de la SSVZ.	36
Figura 5: Geología local.	38
Figura 6: Ubicación de zona de estudio.	40
Figura 7: Mapa de puntos de interés pre-terreno.	41
Figura 8: Ubicación de muestras obtenidas en campaña de terreno y por Contreras (2018).	43
Figura 9: Afloramiento de lava de ~3 m de espesor donde se colectó la muestra BC – 08 ubicado en el borde NNE del volcán.	46
Figura 10: Afloramiento de lava de ~4 m espesor donde se colectó la muestra BC – 09 ubicado en el borde E del volcán.	47
Figura 11: Afloramiento de lava de 4 – 5 m de espesor donde se colectó la muestra BC – 16, ubicado en la ladera E.	47
Figura 12: Afloramiento de 2 coladas probablemente generadas en eventos diferentes.	48
Figura 13: Bomba volcánica de ~1 m ³ ubicada en la ladera E.	48
Figura 14: Afloramiento de lava que se distribuye a lo largo de una pequeña sección del borde SE del volcán, donde se colectó la muestra BC – 19.	49
Figura 15: Afloramientos de basamento.	49
Figura 16: Distribución de posibles coladas de lava del volcán Barranco Colorado.	51
Figura 17: Masa fundamental de textura traquítica – afieltrada englobando fenocristales de olivino y plagioclasa. Muestra BC – 08.	53
Figura 18: Masa fundamental de textura traquítica englobando fenocristales de plagioclasa. Muestra BC – 20.	54
Figura 19: Xenocristales de cuarzo de muestras BC-15 y BC-08.	55
Figura 20: Fenocristales de plagioclasa con zonación y texturas sieve.	55
Figura 21: Fenocristales de plagioclasa con texturas <i>dusty</i> .	56
Figura 22: Fenocristales relictos de olivino. Muestra BC-13.	56
Figura 23: Cúmulos de fenocristales.	57
Figura 24: Correlación entre datos obtenidos por ICP-OES e ICP-MS.	59
Figura 25: Clasificación de diagrama TAS de muestras de lavas del volcán Barranco Colorado.	63
Figura 26: Clasificación de magmas sub-alcálinos de Miyashiro (1974).	64
Figura 27: Gráfico AFM de Irvine y Baragar (1971).	64
Figura 28: Gráfico de dispersión de datos de %FeO* en función de %MgO.	65
Figura 29: Diagramas de Harker (1909).	68
Figura 30: Diagrama de variación de Ni en función de SiO ₂ (%wt.).	71
Figura 31: Diagrama de variación de Cr en función de SiO ₂ (%wt.).	72
Figura 32: Diagrama de variación de K/Rb en función de SiO ₂ (%wt.).	72
Figura 33: Diagrama de variación de Ba/Sr en función de SiO ₂ (%wt.).	74

Figura 34: Diagramas de variación entre Cs – Rb – Ba.	75
Figura 35: Diagrama de distribución de tierras raras normalizado a condrito (Sun y McDonough, 1989).	76
Figura 36: Diagrama de distribución de multi-elementos normalizado a Manto Primitivo (McDonough y Sun, 1995).	77
Figura 37: Diagrama comparativo de distribuciones de multi-elementos normalizados a Manto Primitivo entre muestras de este estudio y el promedio de andesitas de arco continental de Kelemen et al. (2007).	77
Figura 38: Resultados de edades para muestras BC - 19 y BC - 16 Bomba.	79
Figura 39: Gráfico de dispersión de datos de %FeO* vs %MgO sin considerar las muestras de la colada ESE.	89
Figura 40: Modelo de fusión parcial por lotes no-modal.	92
Figura 41: Comparación entre composiciones de muestras y de fundidos de lherzolita – sp con diferentes fuentes mantélicas en función de tasas de fusión parcial, ambas normalizadas a condrito (Sun y McDonough, 1989).	93
Figura 42: Modelo de tasas de fusión parcial por lotes no-modal a partir de fuente de SCLM-PUM.	94
Figura 43: Diagrama Ce/Yb vs Sm/Yb (Ellam, 1998).	95
Figura 44: Modelo de tasas de cristalización fraccionada normalizado a condrito (McDonough y Sun, 1989).	98
Figura 45: Modelo de tasas de contaminación cortical $\pm$ cristalización fraccionada normalizado a condrito (McDonough y Sun, 1989).	99
Figura 46: Comparación entre composiciones de muestras de lavas de volcanes de la SVZ y de fundidos de lherzolita – sp con diferentes fuentes mantélicas en función de tasas de fusión parcial, ambas normalizadas a condrito (Sun y McDonough, 1989).	102
Figura 47: Profundidad del Moho bajo los volcanes de la SVZ. Profundidades para los volcanes Hornopirén, Hualaihué y Barranco Colorado fueron interpoladas. Modificado de Turner et al. (2016).	104
Figura 48: Diagrama multi-elementos normalizado a Manto Primitivo (McDonough y Sun, 1995) de muestras volcanes de la SVZ.	105
Figura 49: Diagrama multi-elementos de muestras de volcanes de la SSVZ normalizado a Manto Primitivo (McDonough y Sun, 1995).	107
Figura 50: Modelo petrogenético.	110
Figura 51: Representación de procesos que ocurren en los reservorios del sistema magmático del volcán Barranco Colorado.	111

RESUMEN

El volcán Barranco Colorado es un estratovolcán perteneciente a la parte sur de la Zona Volcánica Sur (SSVZ por sus siglas en inglés: *South Southern Volcanic Zone*) de la cordillera de los Andes, ubicado en la Región de Los Lagos, Chile. En este segmento de la cordillera volcánica de los Andes se han realizado escasos estudios petrológicos y geoquímicos en los centros eruptivos debido, en parte, a problemas logísticos (poca accesibilidad, condiciones climáticas desfavorables, entre otros). En particular, de este volcán sólo se poseen datos petrográficos y geoquímicos de 3 muestras de lavas, en conjunto con un mapa fotogeológico de distribución de coladas. Dada esta escasa información, se pretende llevar a cabo un estudio petrogenético del volcán, con el fin de caracterizar su historia eruptiva y los mecanismos petrogenéticos asociados a la génesis y evolución magmática de sus lavas, a través de dataciones radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, en conjunto con un análisis petrográfico y geoquímico mediante microscopios de luz polarizada, espectrometría de masas de plasma de emisión óptica (ICP – OES) y espectrometría de masas de plasma de alta resolución acoplado inductivamente (HR-ICP-MS) para la obtención de concentraciones de elementos mayores y trazas respectivamente. Consiguientemente, se comparan las características petrogenéticas de este volcán con las de otros centros eruptivos de la SSVZ para contribuir al conocimiento de la actividad volcánica de la zona.

Los resultados demuestran que las lavas del volcán Barranco Colorado son calco-alcalinas y varían entre andesita basáltica a dacita (SiO_2 : 53,6 – 63,9%; K_2O : 0,96 – 1,92%). En general, las lavas presentan una asociación de minerales de plagioclasa – olivino – clinopiroxeno – cuarzo (xenocristal), englobados en una masa fundamental traquítica – afieltrada compuesta por microcristales de $\text{pl} \pm \text{cpx} \pm \text{opacos} \pm \text{vidrio}$. Estos microcristales no poseen texturas de desequilibrio, sugiriendo la probable presencia de un reservorio magmático somero. Adicionalmente, se observan frecuentes cúmulos de cristales de pl, ol, ol – cpx y ol – pl asociados a procesos de asimilación de corteza inferior y/o media y, además, sugieren la presencia de otro posible reservorio magmático en la corteza inferior. En tanto, los fenocristales de plagioclasa evidencian a menudo zonaciones y texturas de reabsorción (*sieve* y *dust*), sugiriendo reequilibrios entre el fundido y el cristal debido a oscilaciones de las condiciones termodinámicas y composiciones químicas del magma producidas por cristalización fraccionada, contaminación cortical y, probablemente, reinyecciones de magmas.

Modelos de fusión parcial por lotes no-modal indican que las “coladas S” y la muestra BC – 16 Bomba (ambas de composición andesita basáltica) provienen de un magma parental distinto a las demás coladas de lava identificadas, generándose por una tasa de fusión parcial de $\sim 12\%$, mientras que para las demás coladas se obtuvo una de $\sim 20\%$ (utilizando la muestra BC – 19 de composición andesítica), esta última favorecida por una importante adición de fluidos ($4,88 \pm 1,2\%$ de H_2O en el magma parental). A pesar de estas diferencias, ambos magmas parentales provienen de una misma fuente de lherzolita de espinela de composición SCLM – PUM (60 – 40%) ubicada a una profundidad variable de $\sim 62 - 64,5$ km dentro de la cuña del manto. Adicionalmente, según el modelo de fusión parcial de La/Yb vs Yb y La/Yb vs La, estas tasas son similares a las de otros volcanes cercanos como el Hornopirén ($\sim 12\%$) y Hualaihué ($\sim 20\%$), y se caracterizan por ser más altas que las de los demás volcanes de la SVZ ubicados más al norte (6-12%).

La tendencia evolutiva desde andesita a dacita está controlada por la cristalización fraccionada de $ol \pm opx \pm cpx \pm pl \pm amp \pm$ óxidos de Fe, en conjunto con procesos de contaminación cortical. Modelos de tasas de cristalización fraccionada $\pm$ contaminación cortical explican la composición de las muestras BC – 16 Bomba y BC – 22 (coladas S) con un 30% de contaminación cortical por corteza media. Mientras que la composición de la muestra más evolucionada (BC – 26: dacita) se explica con un 15% de cristalización fraccionada (35% amp, 35% cpx y 30% pl) en conjunto con un 30% de contaminación cortical por corteza superior.

Respecto a la historia eruptiva y peligrosidad del volcán, dataciones $^{40}Ar/^{39}Ar$ otorgaron edades de $-128,8 \pm 107,4$ ka (2σ) y $-87,4 \pm 62,1$ ka (2σ). Debido a que este edificio volcánico no evidencia erosión glacial, se confirman edades post-glaciales probablemente holocenas para sus productos más recientes. Además, se identificaron diferentes coladas de lava asociadas a distintos eventos eruptivos. En consecuencia, se clasifica al Barranco Colorado como un volcán poligenético potencialmente activo. En base al alcance y química de sus productos, se establece la probable ocurrencia de erupciones explosivas de baja intensidad con eyección de material balístico, y efusivas con generación de coladas de lava lo suficientemente extensas para alcanzar el fiordo.

ABSTRACT

The Barranco Colorado volcano is a stratovolcano belonging to the South Southern Volcanic Zone of the Andes (SSVZ) located in Los Lagos Region, Chile. In this segment of the Andean volcanic arc, few petrological and geochemical studies have been carried out in the eruptive centers mainly logistical problems (poor accessibility, unfavorable weather conditions, among others). In particular, from this volcano there are only petrographic and geochemical data of 3 samples of lavas, together with a photogeological map of lava flows distribution. Due to scarce information, it is intended to carry out a petrogenetic study of the volcano, in order to characterize its eruptive history and the petrogenetic mechanisms associated with the magmatic genesis and evolution of its lavas, through $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radiometric dating, in conjunction with a petrographic and geochemical analysis using polarized light microscopes, inductively coupled plasma - optical emission spectrometry (ICP - OES) and high resolution inductively coupled plasma mass spectrometry (HR-ICP-MS) for obtaining concentrations of major and traces elements, respectively. Therefore, the petrogenetic characteristics of this volcano have been compared with those of other eruptive centers of the SSVZ to contribute to the knowledge of the volcanic activity in the area.

The results show that the lavas of the Barranco Colorado volcano are calco-alkaline and vary between basaltic andesite to dacite (SiO_2 : 53.6 – 63.9%; K_2O : 0.96 – 1.92%). In general, lavas have a mineral assemblages of pl – ol – cpx – qz (xenocryst), encompassed in a trachytic – felty ground mass composed of microcrystals of pl $\pm$ cpx $\pm$ opaque $\pm$ glass. These microcrystals doesn't shows disequilibrium, suggesting the probable presence of a shallow magmatic reservoir. In addition, there are frequent cumulate crystals of pl, ol, ol – cpx y ol – pl, associated with processes of assimilation of the lower and/or middle crust and, in addition, suggest the presence of a possible magmatic reservoir in the lower crust. Meanwhile, plagioclase phenocrysts often show zoning and reabsorption textures (sieve and dusty), suggesting reequilibrium between melt and crystal due to oscillations of thermodynamic conditions and chemical compositions of magma produced by fractional crystallization, cortical contamination and, probably, recharge magmas.

Non-modal batch partial fusion models indicate that “coladas S” and BC – 16 Bomba sample (both of basaltic andesite composition) comes from a parental magma different from the other identified lava flows, generating from a partial melting rate of $\sim 12\%$, while for the other lava flows

~20% was obtained (using sample BC – 19), the latter favoured by a significant addition of fluids ($4.88 \pm 1.2\%$ H₂O in parental magma). Despite these differences, both parental magmas come from the same source of lherzolite spinel composition SCLM – PUM (60 – 40%) located at a variable depth of ~62 – 64.5 km inside the mantle wedge. Additionally, according to the partial melting model of La/Yb vs Yb and La/Yb vs La, these rates are similar to those of other nearby volcanoes such as Hornopirén (~12%) and Hualaihué (~20%), and are characterized by being higher than those of the other SVZ volcanoes located further north (6-12%).

The evolutionary trend from andesite to dacite is controlled by the fractional crystallization of ol $\pm$ opx $\pm$ cpx $\pm$ pl $\pm$ amp $\pm$ Fe oxides, in conjunction with cortical contamination processes. Models of rates of fractional crystallization $\pm$ cortical contamination explain the composition of the samples BC – 16 Bomba and BC – 22 with 30% cortical contamination from the middle crust. While the composition of most evolved sample (BC - 26: dacite) is explained with a 15% fractional crystallization (35% amp, 35% cpx and 30% pl), in conjunction with 30% cortical contamination by upper crust.

Regarding the eruptive history and hazards of the volcano, ⁴⁰Ar/³⁹Ar dates gave ages of -128.8 ± 107.4 ka (2σ) y -87.4 ± 62.1 ka (2σ). Due to this volcanic edifice does not show glacial erosion, probably Holocene post-glacial ages are confirmed for its more recent products. In addition, different lava flows associated with different eruptive events were identified. Consequently, Barranco Colorado is classified as a potentially active polygenetic volcano. Based on the reach and chemistry of its products, the probable occurrence of low intensity explosive eruptions with ejection of ballistic material, and effusive ones with the generation of lava flows large enough to reach the fjord is established.

1. INTRODUCCIÓN

A partir de estudios petrogenéticos de rocas ígneas es posible estimar la composición química y mineralógica de la fuente de los magmas, las condiciones de fusión parcial y los procesos involucrados en la diferenciación química de los magmas durante su ascenso a través de la litosfera (Hanson, 1980). Estos procesos incluyen cristalización fraccionada, contaminación cortical, mezcla de magmas, reposición de magmas basálticos en cámaras magmáticas e incorporación de fluidos y sedimentos oceánicos y/o continentales (Sen, 2014; Wilson, 2007). Para llevar a cabo este tipo de estudios se deben realizar observaciones de campo, con el fin de elaborar mapas y extraer muestras de diversas localidades; en conjunto con un estudio detallado de la composición geoquímica (elementos mayores, menores, trazas e isótopos radiogénicos y estables), petrografía y dataciones isotópicas para determinar la edad de las muestras en el caso de que la actividad ígnea no sea reciente o se extienda considerablemente en el tiempo geológico (Hanson, 1980; Sen, 2014; Wilson, 2007). En cuanto a la petrografía, los minerales responden textural y composicionalmente a los cambios en los sistemas magmáticos, por lo tanto, estos registran una gran cantidad de información sobre la historia evolutiva de los magmas (Streck, 2008).

El presente trabajo corresponde a un estudio petrogenético de lavas pertenecientes al volcán Barranco Colorado. Este edificio volcánico se ubica en la península Huequi o Ayacara, específicamente en el borde suroccidental del fiordo Comau, formando parte de la Zona Volcánica Sur Sur (SSVZ por sus siglas en inglés) de la cordillera de los Andes, formada a partir del magmatismo generado por la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana (Stern, 2004). Debido a que en los centros eruptivos de la SSVZ (incluyendo el Barranco Colorado) se han llevado a cabo escasas investigaciones petrológicas y geoquímicas debido a problemas logísticos, este estudio busca determinar la historia eruptiva del volcán Barranco Colorado y los procesos petrogenéticos asociados a la evolución de sus magmas a través de un análisis geoquímico de roca total, petrográfico y dataciones isotópicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en masa fundamental.

1.1 Magmatismo asociado a subducción

Según Schmidt y Poli (1998) y Tatsumi (1986), el volcanismo producido por subducción está ligado a la actividad magmática desencadenada por la deshidratación y/o fusión de la litosfera oceánica (e.g. McGee et al., 2017; Watt et al., 2013a). A partir de la litosfera subductada se pueden liberar y

añadir fluidos a la cuña del manto astenosférico, generando metasomatismo y fusión parcial en este. El magma generado, al ser menos denso que la roca caja, comienza a ascender gradualmente a través de la litosfera continental hacia la superficie (Fig. 1).

Tanto en la génesis de los magmas de subducción como en su posterior ascenso ocurren procesos que modifican su química, ya sea a través de adición de fluidos y sedimentos a la cuña del manto astenosférico, cristalización fraccionada, mezcla de magmas, asimilación cortical u otros procesos de diferenciación magmática (Sen, 2014; Wilson, 2007). A continuación, se presentan de manera breve los procesos principales involucrados en la génesis y evolución de los magmas de arcos continentales derivados del manto astenosférico.

1.1.1 Adición de fluidos y sedimentos durante la génesis de los magmas

Durante la subducción, rocas de la corteza oceánica, principalmente basálticas, en conjunto con sedimentos que han resistido la fricción y erosión con la corteza continental, descienden a mayores profundidades dentro del manto astenosférico, en donde comienzan a experimentar reacciones de deshidratación e incluso pueden fundirse parcialmente generando fundidos ricos en sílice (Xu et al., 2020). Estos autores señalan que la placa de subducción puede enriquecerse en agua debido a procesos de epidotización, serpentinización y anfíbolización y, en consecuencia, puede transportar una gran cantidad de fluidos al manto profundo. A través de las reacciones de deshidratación mencionadas anteriormente, estos fluidos pueden añadirse posteriormente a la cuña del manto astenosférico induciendo al metasomatismo y fusión parcial de este (Saunders et al., 1991; Schmidt y Poli, 1998; Wilson, 2007; Xu et al., 2020).

Durante la génesis de magmas de subducción, la adición de componentes derivados de la corteza continental a través de la erosión por subducción del margen continental puede modificar su química (e.g. Xu et al., 2020). En donde, la tasa de erosión por subducción aumenta mientras mayor sea el grosor de la corteza continental y menor sea el aporte de sedimentos a la fosa (Stern, 2004). Stern (1991) añade que el aporte de sedimentos oceánicos y continentales será favorecido con rápidas tasas de convergencia, bajos ángulos de subducción y climas áridos dominantes en el límite de placas. Además, Gasparon y Varne (1998) destacan que sedimentos derivados del arco también pueden depositarse en las fosas y luego subducir, por lo tanto, la contaminación por la corteza continental y el reciclaje de sedimentos pueden mostrar evidencias geoquímicas similares, lo que los hace difícil de

distinguir. Por lo tanto, se debe considerar la cantidad de sedimentos depositados en la fosa, lo que influye directamente en la cantidad de sedimentos subducidos. Además, la composición de estos es un factor importante, a menos que se asuma que ocurra un proceso de homogeneización química durante los procesos de subducción y fusión parcial (Gasparon y Varne, 1998).

1.1.2 Cristalización fraccionada

La cristalización fraccionada corresponde al proceso en el cual los cristales, al formarse, se separan del magma, produciendo cambios químicos en el magma residual. Se ha atribuido a la gravedad como la principal fuerza que ayuda a que los cristales decanten y se separen del magma (Sen, 2014). Sin embargo, según Sparks et al. (1984), la convección del magma también puede separar los cristales del líquido residual e incluso sugieren que este es el proceso dominante de fraccionamiento de magmas. Estos autores afirman que la cristalización fraccionada por gravedad en muchas situaciones puede ser improbable debido a que las cámaras magmáticas suelen poseer corrientes de convección turbulentas y tienden a mantener los cristales en suspensión, ya que es probable que las velocidades convectivas sean mayores que las de decantación de los cristales.

Gutierrez y Parada (2010) sugieren que la distribución espacial de las fases sólidas dentro de una cámara está controlada por las velocidades de convección y decantación, este último depende de la densidad del mineral. Respecto a las corrientes convectivas dentro de la cámara magmática, estos autores sostienen que las plumas iniciales migran hacia las paredes laterales, para luego ascender al techo. En esta zona los flujos se enfrían y comienzan a descender por el eje central de la cámara hacia su base. Esto favorece el proceso de cristalización en esta zona del reservorio y, de manera posterior, comienzan a cristalizar minerales en las paredes laterales y el techo. Considerando estas condiciones, los minerales más densos como el olivino, clinopiroxeno y la magnetita se concentran mayormente en la base, mientras que la plagioclasa (menos densa) tiende a estar en suspensión, acumulándose posteriormete en el techo y paredes superiores y laterales de la cámara (Gutierrez y Parada, 2010).

Durante la evolución magmática, altas tasas de fraccionamiento cristalino favorecerán la formación de magmas mayormente diferenciados (Wilson, 2007). En el caso de magmas de subducción, este proceso favorecerá la diferenciación de magmas basálticos, derivados del manto astenosférico, hacia composiciones más félsicas.

Cabe destacar que, en particular, para estudiar la distribución de elementos entre ambas fases (mineral y magma) se utiliza un coeficiente de partición establecido por McIntire (1963). Este coeficiente se expresa en la siguiente ecuación:

$$Kd = \frac{C_{elemento(i)}^{mineral}}{C_{elemento(i)}^{magma}}$$

Donde Kd corresponde al coeficiente de partición y C es la concentración del elemento en ppm o porcentaje peso (%wt.). Acorde a esta ecuación, se establece que cuando Kd es igual a 1.0, el elemento se distribuye de manera equitativa entre ambas fases. Un valor menor a 1.0 significa que el elemento tiene mayor afinidad por el fundido y, por lo tanto, se le considera “elemento incompatible”. Cuando el valor es mayor a 1.0, ocurre lo contrario y se denomina “elemento compatible” (Rollinson, 1993).

1.1.3 Contaminación cortical

La contaminación cortical es un proceso comúnmente presente durante el ascenso de magmas derivados del manto a través de la corteza continental y su comprensión es fundamental para entender la historia de los magmas diferenciados y los procesos magmáticos corticales asociados. La mayoría de los magmas diferenciados continentales de gran volumen son híbridos de fundidos basálticos derivados del manto y rocas corticales (e.g. De Paolo et al., 1992). Aunque la evidencia física de la hibridación a veces se conserva en xenolitos y xenocristales, la mayoría de los argumentos para la mezcla de la corteza y el magma son evidenciados a través de la química, especialmente a través de isótopos radiogénicos (Beard et al., 2005). La corteza continental es litológicamente heterogénea, sin embargo, la contaminación suele ser selectiva y se genera por rocas de baja temperatura de fusión y, por lo tanto, se asimilan preferentemente tipos de rocas con altas proporciones de feldespato alcalino y plagioclasa sódica (Wilson, 2007).

A continuación, se explicará de manera breve los 2 mecanismos principales de contaminación cortical de magmas:

1.1.3.1 Asimilación de roca caja

El proceso de “asimilación de roca caja” establece que xenolitos provenientes de roca adyacente a la cámara magmática y/o de las paredes de los conductores alimentadores de los

reservorios, a medida que se calientan, se funden parcialmente, disgregándose para finalmente mezclarse y reaccionar con el magma huésped (Beard et al., 2005). Este mecanismo se da comúnmente en magmas de arco situados en zonas de corteza continental de gran espesor, ya sea a través de asimilación de rocas plutónicas (e.g. Dungan y Davidson, 2004), rocas volcánicas, subvolcánicas (e.g. Ort et al., 1996), metamórficas (e.g. Díaz-Alvarado et al., 2010) y/o sedimentarias (e.g. Ague y Brimhall, 1987). Este proceso se puede favorecer en zonas de fluidos corticales ya que la baja densidad que existe en estas zonas genera “estancamiento” del magma ascendente, favoreciendo la asimilación de roca adyacente (De Silva, 1989).

1.1.3.2 AFC

Según Bowen (1928) y De Paolo (1981), la variabilidad composicional de rocas volcánicas de arco continental se atribuye comúnmente a los procesos asociados de asimilación y cristalización fraccionada (AFC por sus siglas en inglés: *Assimilation – Fractional Crystallization*). De hecho, tanto Bowen (1928) como Taylor (1980) señalan que, aunque estos procesos se tratan a menudo por separado, las consideraciones de equilibrio de calor sugieren que los dos deben estar acoplados. Durante este proceso, un magma experimenta cristalización fraccionada y el calor latente resultante de la cristalización proporciona el calor necesario para fundir parcialmente la roca caja. La fusión induce a la asimilación de ésta, homogeneizándose con el magma (Wanless et al., 2010). Estos mismos autores añaden que, consecuentemente, los procesos de AFC pueden producir una amplia gama de tipos de roca dependiendo de la composición inicial del cuerpo magmático y de la roca caja, y del grado de cristalización fraccionada, fusión parcial y asimilación.

1.1.4 Mezcla de magmas

El proceso de mezcla de magmas cumple un rol fundamental en la diversificación composicional de magmas en una amplia variedad de configuraciones tectónicas (Anderson, 1976; Turner y Campbell, 1986; Wilson, 2007). El mecanismo principal de mezcla de magmas se da por el transporte de magmas máficos e intermedios a una cámara magmática cortical que generalmente contiene magmas mayormente diferenciados (Plechov, 2008). Turner y Campbell (1986) señalan que las nuevas entradas de magma en la cámara suelen poseer viscosidades apreciablemente más bajas que las del magma huésped. Se ha demostrado que el grado de mezcla de magmas dentro de una cámara depende de las diferencias entre sus densidades, viscosidades y del caudal del magma entrante (Turner

y Campbell, 1986). Por lo tanto, estos mismos autores señalan que la mezcla de magma es ineficiente cuando los magmas poseen viscosidades considerablemente diferentes. Por ejemplo, si un magma basáltico entra al fondo de una cámara magmática que contiene magma riolítico, la mezcla de magma será ineficiente, generando un proceso de *mingling* (Sen, 2004). En cambio, si ambos magmas poseen composiciones similares, ambos se homogeneizarán de manera óptima (Turner y Campbell, 1986).

El mecanismo de mezcla de magmas y rellenado de cámaras magmáticas corticales por magmas máficos se suele dar en la base de la corteza inferior, en una zona denominada “MASH” (*Melting Assimilation Storage Homogenization*). Esta hipótesis fue establecida por Hildreth y Moorbath (1988), quienes sostienen que los procesos de asimilación cortical, almacenamiento (que implica cristalización fraccionada) y homogenización de magmas ocurren juntos en esta zona.

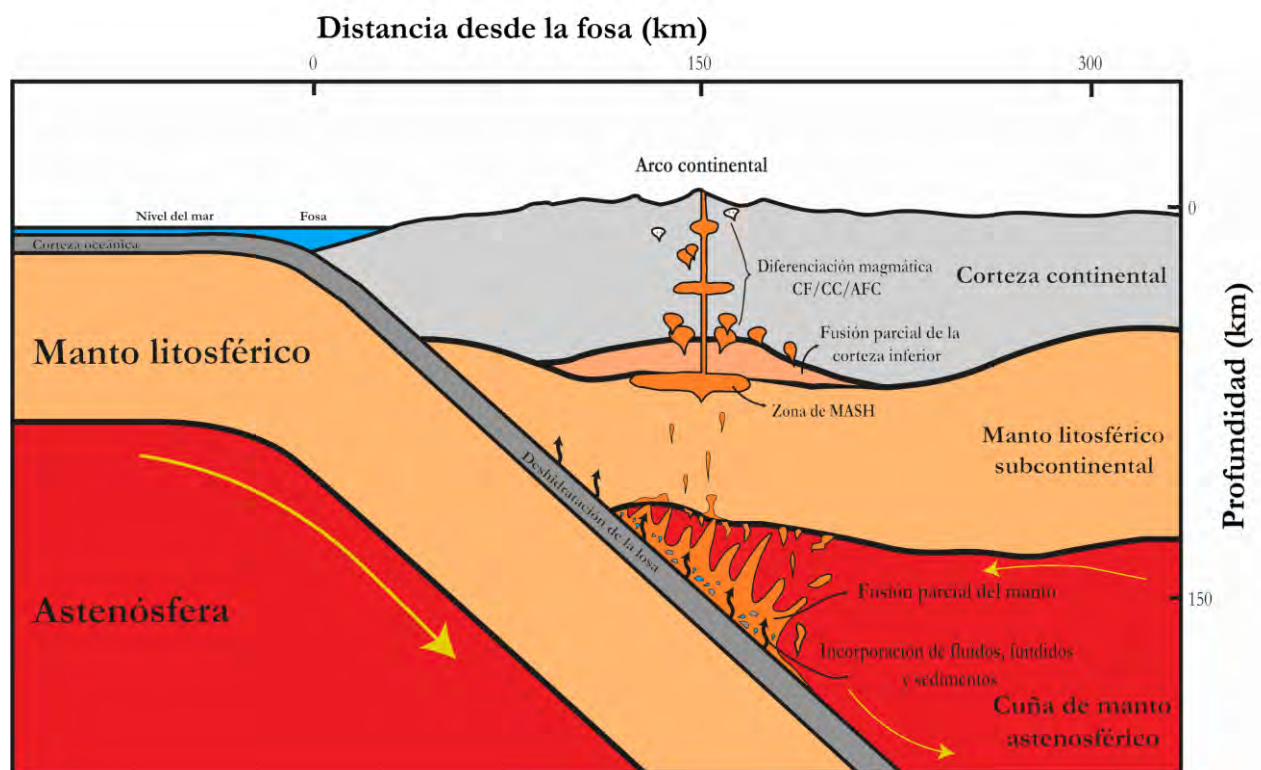


Figura 1: Esquema de procesos petrogenéticos de magmas de subducción. CF: Cristalización fraccionada; CC: Contaminación cortical; AFC: Asimilación – cristalización fraccionada; MASH: *Melting Assimilation Storage Homogenization*. Fuente: Elaboración propia.

1.2 Índices petrogenéticos

Los procesos petrogenéticos explicados en la sección anterior quedan registrados en la química de las rocas ígneas, y en la composición y textura de sus cristales. Estos registros se denominarán como “índices petrogenéticos” y son cruciales para poder interpretar y determinar el rol de los mecanismos petrogenéticos asociados a la génesis y evolución de las lavas del volcán Barranco Colorado. A continuación, se presentan índices para cada proceso basados en estudios anteriores.

1.2.1 Adición de fluidos y sedimentos durante la génesis de los magmas

Según Gasparon y Varne (1998), las rocas calco-alcalinas de arcos continentales poseen mayores razones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y menores valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en comparación con basaltos de dorsales meso-oceánicas (MORB), lo cual se atribuye a menudo al reciclaje de sedimentos subducidos en las fuentes de magmas de arco. Respecto a las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Stern (1991), a través de un estudio de las tasas de sedimentación en la fosa a lo largo del margen occidental de Chile paralelo a la cordillera volcánica de los Andes, también atribuye el enriquecimiento de estas razones a la tasa de sedimentos oceánicos subductados. En este estudio se determinó que las mayores tasas de depositación de sedimentos ocurren en la Zona Volcánica Norte (NVZ), evidenciado en mayores contenidos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en rocas volcánicas de arco. Por otro lado, Thirlwall et al. (1996) señalan que relaciones isotópicas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ aumentan por contaminación de sedimentos oceánicos.

Durante el proceso de deshidratación y fusión de la corteza oceánica, elementos tipo LILE (*Large Ion Lithophile Elements*; e.g. K, Rb, Th, U, Ba) y LREE (*Light Rare Earth Elements*) se transfieren a la cuña astenosférica (Saunders et al., 1991; Thirlwall et al., 1996). Por otro lado, los elementos HFSE (*High Field Strength Elements*) como el Nb, Ta, Ti, P, Zr, etc., son insolubles en fluidos acuosos y relativamente insolubles en fundidos hidratados, por lo que tienden a permanecer en la placa subducida. Por lo tanto, con una participación importante de fluidos, pueden existir razones altas de LILE/HFSE en rocas de arcos continentales (Saunders et al., 1991).

Cabe destacar la presencia de sedimentos pelágicos en el océano. Estos también pueden ser subducidos y contaminar la fuente de los magmas de arco (Wilson, 2007). Según Saunders et al. (1991), estos sedimentos poseen bajas relaciones de Th/Ce ($\sim 0,002$) y altas de Ba/Ce (~ 140) y LILE/Nb. Coincidentemente, Weaver et al. (1986) atribuyen bajas cantidades de Nb y altas de Ba en rocas

volcánicas de arco a la contaminación por sedimentos pelágicos. Por otra parte, Wilson (2007) añade que este tipo de sedimento contiene altos contenidos de isótopos cosmogénicos de Be, de los cuales, para propósitos petrogenéticos, el ^{10}Be es el más adecuado dado que posee una vida media mayor que los otros ($1,5 \times 10^6$ años). Por consecuencia, la identificación de ^{10}Be en rocas volcánicas de arco sirve para justificar el rol de los sedimentos oceánicos subducidos durante la génesis magmática. Sin embargo, su ausencia no significa lo contrario debido a su corta vida media.

1.2.2 Cristalización fraccionada

En general, grupos de rocas volcánicas que se asocian en un espacio y tiempo pueden mostrar variaciones químicas coherentes, las cuales pueden interpretarse en función de procesos de cristalización fraccionada. Esto se puede analizar utilizando diagramas de variación de Harker (1909), en donde se grafica el porcentaje en peso de un óxido o concentración en ppm de un elemento traza en función de un índice de diferenciación. Este índice suele ser SiO_2 (%wt.), Zr (ppm) o $\# \text{Mg}$ ($\# \text{Mg} = (100 \times \text{Mg})/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$) para secuencias de rocas máficas (Wilson, 2007). En ocasiones, estos diagramas de variación muestran tendencias segmentadas, es decir, se presentan inflexiones que generalmente evidencian la entrada o pérdida de una fase mineral (Rollinson, 1993; Wilson, 2007). Estas inflexiones son notorias cuando el número de minerales fraccionados es pequeño, como ocurre en magmas basálticos. De la misma forma, los diagramas de variación de razones entre elementos compatibles e incompatibles con una fase mineral en función de SiO_2 (%wt.) también se utilizan para determinar el fraccionamiento de un mineral en particular (e.g. K/Rb vs SiO_2 para determinar fraccionamiento de anfíbol).

Cabe destacar que rocas ígneas jóvenes co-genéticas que sólo han experimentado procesos de cristalización fraccionada poseen, generalmente, razones isotópicas similares o iguales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (e.g. Déruelle et al., 2002), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Esto se debe al lento decaimiento de ^{87}Rb a ^{87}Sr , ^{147}Sm a ^{143}Nd , ^{238}U a ^{206}Pb y ^{235}U a ^{207}Pb , y a que la cristalización fraccionada no modifica estas razones durante la evolución magmática, a comparación de otros procesos como contaminación cortical y mezcla de magmas que sí lo hacen (Maaloe, 1985; Dickin, 2005).

1.2.3 Contaminación cortical

Hildreth y Moorbath (1988) estudiaron 15 estratovolcanes de andesita – dacitas pertenecientes al arco andino entre las latitudes 33° – 37°S. Todos equidistantes a la fosa del margen de Chile (280 ± 20 km) y sobre 90 km de la zona de Benioff. Lo particular de este segmento es el progresivo aumento del grosor de la corteza continental desde sur a norte (30-35 km a 50-60 km). De sur a norte, K_2O (%wt.) aumenta de 1,1 a 2,4%, Ba de 300 a 600 ppm, Ce de 25 a 50 ppm, Ce/Yb y Hf/Lu se triplican (en parte por la reducción de HREE debido a la presencia de granate en la corteza profunda), los valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$ se incrementan de 0,7036 a 0,7057 y los contenidos de LREE, Rb, Cs, Th, U y Sr se elevan notablemente, mientras que FeO_{total}/MgO disminuye de $\sim 2,5$ a 1,4 y las razones de $^{143}Nd/^{144}Nd$ se reducen de 0,5129 a 0,5125. Estos autores atribuyeron estas variaciones químicas a una mayor contaminación cortical en el norte del segmento, debido al mayor grosor de la corteza, lo que permite un mayor tiempo de interacción de los magmas con la roca adyacente. En particular, el alto contenido de Sr (600-900 ppm) en andesitas de los volcanes del norte se puede producir por fusión parcial de rocas de la corteza inferior ricas en plagioclasa (e.g. anortositas, gabros, granulitas, etc).

Trumbull et al. (1999) analizaron andesitas de un mismo segmento (25-26°S) perteneciente a la cordillera de los Andes, originadas antes y después de un evento compresivo ocurrido durante el Mioceno Tardío y Plioceno Inferior que engrosó la corteza, con el fin de observar e interpretar las diferencias químicas entre las muestras de ambas de edades, correspondientes al Mioceno y Cuaternario. En las muestras más recientes existe un enriquecimiento de LILE (Cs, Rb), Th, U, Sr, $^{87}Sr/^{86}Sr$ y $^{206}Pb/^{204}Pb$ y un empobrecimiento de $^{143}Nd/^{144}Nd$, lo cual se atribuye a procesos de contaminación cortical. Además, en muestras post-Mioceno se observaron inclusiones de fundidos de composición riolítica, lo cual se puede asociar a procesos de mezcla de magma o contaminación por xenocristales de la roca caja. Dadas estas características, concluyeron que existe un aumento de “carácter cortical” en las andesitas con la disminución de la edad, lo cual coincide con el aumento de espesor de la corteza continental, favoreciendo el grado de contaminación a través de asimilación de roca caja y fundidos corticales en la corteza inferior.

En cuanto a evidencias petrográficas, Streck (2008) señala que texturas de reabsorción y zonaciones inversas en piroxenos pueden asociarse a procesos de contaminación cortical y mezcla de magmas. En otro estudio, Streck et al. (2007) concluyeron que olivinos anhedrales (de hasta ~ 4 mm)

con núcleos de Fo₉₀₋₉₄ y bordes de reacción de ortopiroxeno, en conjunto con ortopiroxenos ricos en magnesio (#Mg 85-88) caracterizados por poseer texturas de reabsorción y bordes de reacción dacíticos, corresponden a xenocristales provenientes de detritos ultramáficos que reaccionaron con el magma huésped de composición andesítica. La composición dacítica de los bordes de los ortopiroxenos lo atribuyen a la importante contribución de material cortical dacítico. Similarmente, Dungan y Davidson (2004) interpretaron la presencia de fenocristales altamente reabsorbidos de plagioclasa cálcica (An₉₂) y aglomerados de olivino (Fo₈₅₋₈₁) entrecruzados con microxenolitos de textura plutónica ricos en augita como asimilación cortical de rocas máficas – ultramáficas provenientes de las raíces plutónicas del arco. Por otro lado, según Har y Rusu (2000), xenocristales de cuarzo (~1 mm) con bordes de reacción de augita (~100 µm; empobrecidos en Al) presentes en basaltos-andesíticos de olivino calco-alcalinos fueron originados por contaminación cortical por el basamento. Xenolitos de composición intermedia provenientes del basamento se añadieron al magma ascendente, estos se disgregaron y los cristales de cuarzo reaccionaron con el fundido, provocando un crecimiento de augita alrededor del borde del xenocristal de cuarzo. Este crecimiento es tangencial al borde cuando el tiempo de reacción es corto, en cambio, con un mayor tiempo, los clinopiroxenos crecen de manera radial.

1.2.4 Mezcla de magmas

Trumbull et al. (1999) interpretaron inclusiones de vidrio parduzco y transparente coexistiendo dentro de fenocristales de plagioclasa como “inclusiones de fundido”. Estas poseen una composición riolítica y difieren químicamente de la masa fundamental dacítica. Según Anderson (1976) y Halsor (1989), estas inclusiones “fuera de rango” podrían evidenciar procesos de mezcla de magmas (e.g. Shcherbakov et al., 2010; Singer et al., 1995; Trumbull et al., 1999). En tanto, Streck et al. (2007) sostienen que la presencia de olivinos ricos en Mg (Fo₈₇) en dacitas se atribuye a mezcla entre magmas dacíticos y máficos. Según Clynee (1999), otro producto de mezclas de magmas dacíticos y máficos corresponde a fenocristales de cuarzo (originados en el magma huésped) con bordes de augita. En este caso, estos piroxenos se forman debido a la difusión de Mg, Fe y Ca en la zona del líquido silíceo que rodea al cuarzo. Este autor sostiene que los bordes de augita en el cuarzo podrían tener dificultades para persistir a la convección del magma, por lo tanto, la erupción debió ocurrir poco después de la mezcla de magmas.

Respecto a otras características petrográficas, Shcherbakov et al. (2010) identificaron fenocristales de plagioclasas con zonaciones oscilatorias de patrones composicionales de An_{50-60} , los cuales se encuentran intervenidos por texturas de reabsorción que preceden a un aumento abrupto de Ca (hasta An_{85}) seguido por una disminución gradual del contenido de Ca hacia el borde. Según estos autores, estas características pueden ser consideradas como productos de recargas de magmas máficos que interactúan y reaccionan con los magmas “huéspedes” (e.g. Singer et al., 1995; Tepley et al., 1998). Dada esta situación, señalan que los fenocristales de plagioclasa se reabsorben en respuesta del calentamiento que genera el magma de recarga y, posterior a la disolución de fenocristales y mezcla de magma máfico, ocurre un reequilibrio térmico que conlleva a un aumento de Ca, Mg, Fe, Ti, Sr y Ba en zonas adyacentes a la de reabsorción. Por otro lado, Singer et al. (1995) sugieren que el aumento de Ca también puede ser generado por aumentos episódicos de H_2O en el magma huésped.

1.3 Contexto geológico

1.3.1 Zona Volcánica Sur

A lo largo del margen occidental de Chile ocurre un proceso de subducción de la placa de Nazca y Antártica bajo la placa Sudamericana, generando así la actual cordillera volcánica de los Andes. Esta cadena montañosa posee una extensión morfológicamente continua de más de 7.500 km a lo largo del margen occidental de América del Sur. Según Stern (2004), la cordillera andina está segmentada en regiones con distintas edades pre-andinas del basamento, diferentes espesores de la corteza, tendencias estructurales, tectónica activa y volcanismo. Adicionalmente, afirma que este último ocurre en 4 regiones denominadas como Zona Volcánica Norte (NVZ), Central (CVZ), Sur (SVZ) y Austral (AVZ).

Esta división se hizo en base a los diferentes ángulos de inmersión de la placa subducida a lo largo del margen, la oblicuidad de la convergencia, el grosor y la composición de la corteza continental (Tassara y Yáñez, 2003). Además, se encuentran separadas por diferentes dorsales oceánicas (Stern, 2004). Este último autor indica que la NVZ y CVZ se encuentran separadas por la dorsal de Nazca y, entre la CVZ y SVZ, se encuentra la dorsal de Juan Fernández. Similarmente, la SVZ y AVZ están separadas por la subducción de la dorsal de Chile (Hervé et al., 2000), específicamente en los $46^{\circ}16'S$, generando un gap volcánico entre los $46 - 49^{\circ}S$ de 350 km (Orihashi et al., 2004). Cabe destacar que

el volcanismo activo en la NVZ, CVZ y SVZ se produce por la subducción de la placa de Nazca y el de la AVZ por la subducción de la placa Antártica (Stern, 2004).

Stern (2004) afirma que la deformación neotectónica cuaternaria produjo modificaciones significativas en la topografía y también controla la ubicación de los volcanes activos y, por lo tanto, la distinción entre pequeños segmentos de arco dentro de zonas volcánicas más grandes. Particularmente, la SVZ incluye al menos 60 edificios volcánicos de los que se posee un registro histórico de su actividad y se consideran potencialmente activos en Chile y Argentina, así como tres sistemas gigantes de caldera silícica y numerosos centros eruptivos menores (Stern, 2004). Según López-Escobar et al. (1995), esta zona volcánica se ha dividido en 4 segmentos menores, denominados como Zona Volcánica Sur Norte (NSVZ, 33-34.3° S), Transicional (TSVZ, 34.3-37°S), Central (CSVZ, 37-41.5°S) y Sur (SSVZ, 41.5-46°S) (Fig. 2).

Según Hickey-Vargas et al. (2016), existen variaciones geoquímicas entre estos segmentos debido al mayor grosor del manto litosférico y la corteza continental bajo el arco en la NSVZ y TSVZ en comparación con la CSVZ y SSVZ. De hecho, basaltos y andesitas basálticas de estratovolcanes del arco volcánico evidencian diferencias en las razones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y en las proporciones de La/Yb. Existe una mayor razón de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y menor $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en volcanes de la NSVZ respecto a los de la TSVZ, CSVZ y SSVZ. Además, La/Yb es mayor y más variable en la NSVZ y TSVZ, alcanzando valores de ~ 28 debido a que las proporciones de LREE sobre HREE aumentan hacia el norte, mientras tanto, en la CSVZ y SSVZ las proporciones de La/Yb disminuyen a valores ~ 5 . Hickey-Vargas et al. (2016), sostienen que esto puede deberse a la formación de granate en la corteza engrosada o a una disminución de la tasa fusión parcial de la cuña del manto.

Particularmente, en la SSVZ, la convergencia oblicua de 22 – 30° de la placa de Nazca respecto a la Sudamericana genera un deslizamiento paralelo al arco a lo largo de la Zona de Falla Liquiñe – Ofqui (ZFLO), comprendida entre los 38°S – 47°S (Stern, 2004). Esta es una falla de rumbo transpresiva – dextral activa desde al menos los últimos 6 Ma (Hickey-Vargas et al., 2016). Según López-Escobar et al. (1995), este sistema de fallas, de 1.000 km de longitud y de orientación NNE, controla la ubicación de muchos de los centros volcánicos más grandes, así como los conos monogenéticos presentes en la SSVZ. Además, menciona que en esta zona el volcanismo postglacial

ha dado lugar a numerosos estratovolcanes compuestos y cientos de centros eruptivos menores que presentan alineamientos N50 – 70°E (e.g. Hualaihué, Yate, Michinmahuida y Maca-Cay: Muñoz, 2019).

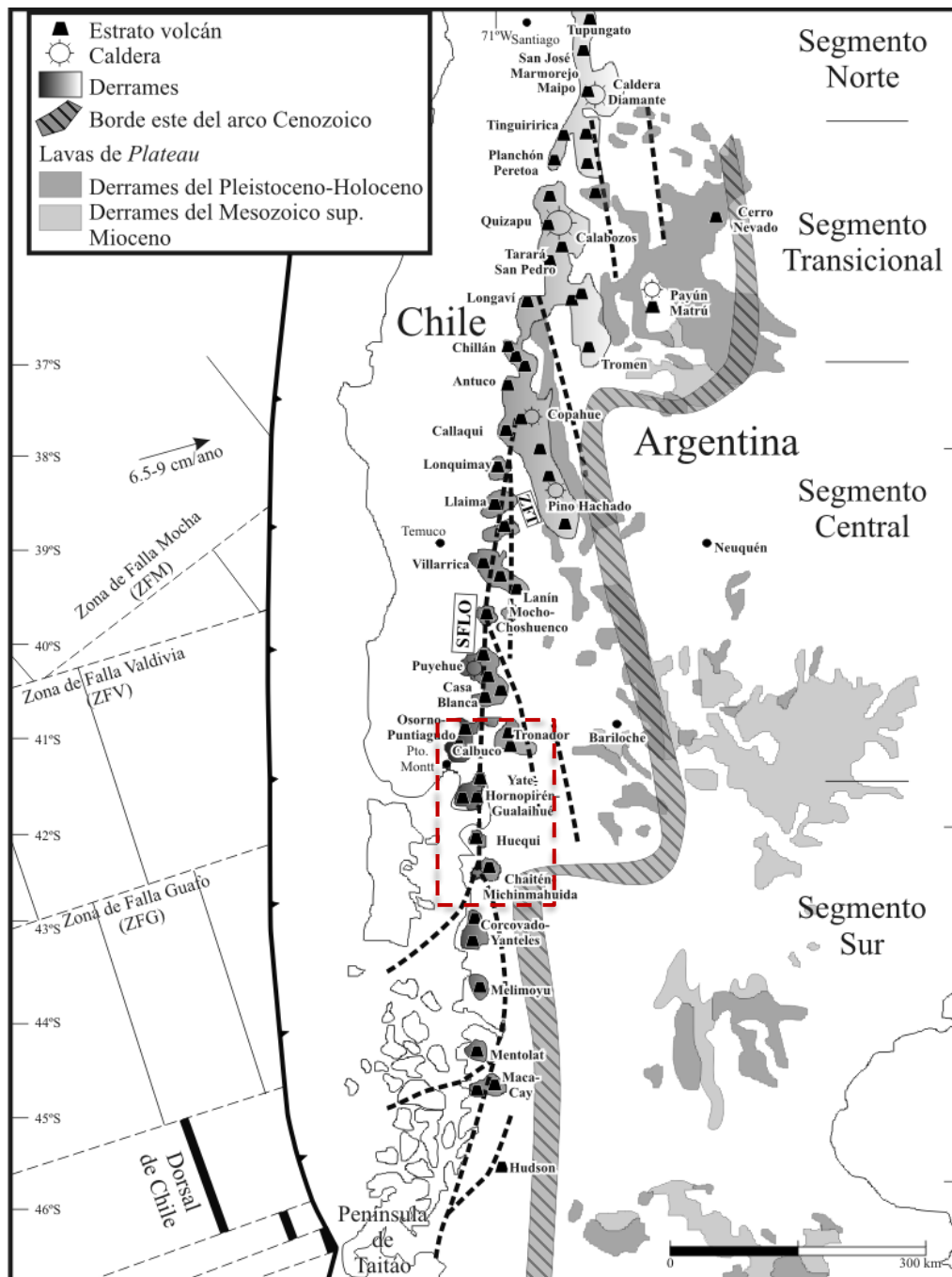


Figura 2: Subdivisión de la Zona Volcánica Sur (SVZ). Además, se muestra la tasa de convergencia de la placa de Nazca (imagen extraída y modificada de Mella y Hollanda, 2008). Derrames = Lavas basálticas y andesíticas. Cuadro segmentado representa el área del mapa de geología regional presentado en la Figura 3.

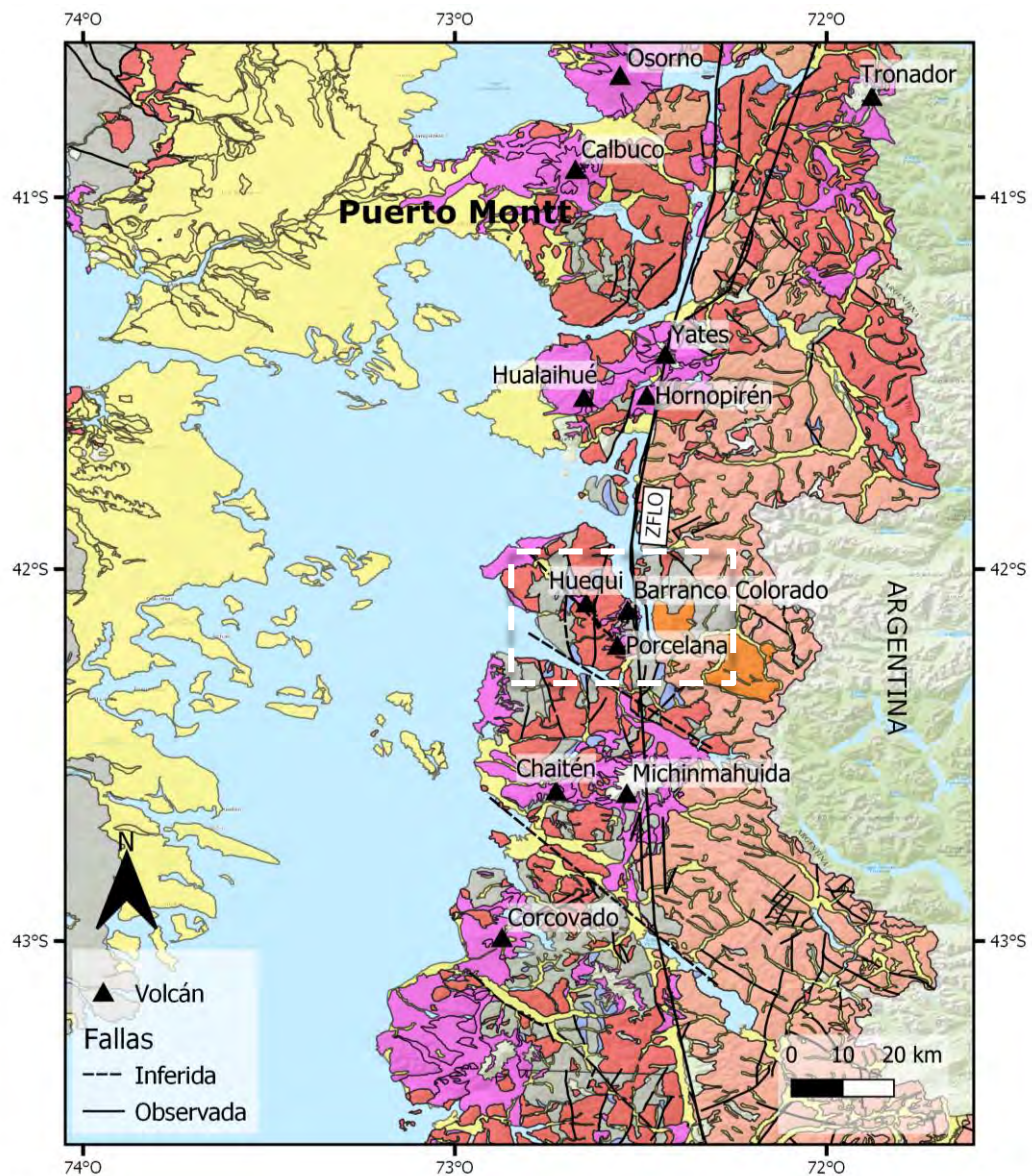
López-Escobar et al. (1995) añaden que la mayoría de las cadenas volcánicas jóvenes (Pleistoceno superior-Holoceno), de orientación NE, son extensionales y contienen principalmente rocas basálticas porque el tiempo de residencia cortical de los magmas es corto (e.g. volcán Hornopirén: Muñoz, 2019). Contrariamente, complejos y edificios volcánicos antiguos (Pleistoceno temprano) controlados por fracturas y fallas compresivas, de orientación NW, presentan rocas volcánicas más félsicas producidas por un tiempo de residencia cortical más prolongado en la corteza, lo que favorece la evolución y diferenciación de magmas (e.g. volcán Chaitén: Muñoz, 2019). Adicionalmente, los sistemas de fallas intra-arco (Cembrano y Lara, 2009), en conjunto con las fallas de alto ángulo heredadas en la corteza (Piquer et al., 2019), corresponden a factores importantes que facilitan el ascenso del magma a través de la corteza en la SVZ. Además, Piquer et al. (2019) señalan que las intersecciones entre este tipo de estructuras generan volúmenes de roca dañada en donde la permeabilidad aumenta considerablemente. Cabe mencionar que las fallas de la ZFLO con orientación N – S pueden servir como una ruta directa para el ascenso magmático en la CSVZ y SSVZ (Cembrano y Lara, 2009).

1.3.2 Centros volcánicos de la SSVZ

En la SSVZ, la corteza continental es relativamente delgada (~30 km) y las rocas volcánicas de la región, en general, poseen bajos grados de diferenciación magmática, generando principalmente basaltos y andesitas basálticas durante las erupciones de los volcanes existentes dentro de este segmento (Watt et al., 2011a). Stern (2004) afirma que los volcanes presentes en la SSVZ (Fig. 3) se encuentran sobre rocas metamórficas Paleozoicas profundamente erosionadas, intruídas por plutones Mesozoicos y Cenozoicos y, en algunos casos, sobre rocas volcánicas del Mioceno y Plioceno. Además, menciona que los volcanes Michinmahuida, Yates y Hualaihué estuvieron activos en el Pleistoceno Tardío.

Durante el Holoceno, el volcán Apagado registra una erupción plinianiana hace 2,48 ka (Watt et al., 2011b, Mella, 2013). Respecto al volcán Hudson, este ha tenido tres erupciones explosivas (VEI: 3 – 5) y otras nueve de menor magnitud (VEI: < 3; Naranjo y Stern, 2004). Estos autores también indican que del volcán Michinmahuida se tiene un registro de actividad histórica que ocurrió en los años 1834-1835. Por otro lado, Amigo et al. (2013) afirman que el volcán Chaitén ha tenido 4 erupciones holocenas, 2 de ellas plinianas. Estos autores además sostienen que el Michinmahuida ha tenido 7

erupciones dentro del Holoceno, incluyendo 1 pliniana y otra subpliniana, esta última ocurrida hace unos 500 años.



Geología

Cuaternario	Basamento plutónico Mioceno	Basamento plutónico Jurásico
Depósitos volcanoclásticos	Basamento plutónico Cretácico	Granitos del Pérmico
Depósitos coluviales y fluviales	Basamento metamórfico Paleozoico-Triásico	

Figura 3: Geología regional (datos extraídos de SERNAGEOMIN, 2003) y centros eruptivos pertenecientes a la SSVZ ubicados entre los 41° – 43°. Basamento plutónico del Mioceno se compone de granodioritas y los del Mesozoico se constituyen de granodioritas, tonalitas y monzodioritas principalmente. El basamento metamórfico se compone por esquistos micáceos, esquistos máficos y anfibolitas principalmente y además forma parte del Complejo Metamórfico Bahía Mansa. ZFLO: Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. Cuadro segmentado indica la zona representada en el mapa de geología local de la Figura 5.

A continuación, se presentan antecedentes de eventos eruptivos, en conjunto con datos geoquímicos y petrográficos de productos generados por los edificios volcánicos mayores comprendidos entre los 41°50' y 43°00'S: Hualaihué (41°53'S), Hornopirén (41°53'S), Huequi (42°23'S), Porcelana (42°23'S), Michinmahuida (42°48'S) y Chaitén (42°50'S); con el fin de tener un acercamiento de los procesos que ocurren en el segmento de la cordillera volcánica de los Andes en donde se encuentra el volcán Barranco Colorado. Cabe destacar que las concentraciones de elementos mayores se presentarán en porcentaje en peso (%wt.).

1.3.2.1 Hualaihué

El volcán Hualaihué corresponde a un edificio volcánico erodado del Pleistoceno, caracterizado por poseer un cono monogénético anidado de escoria basáltica de edad holocena (Watt et al. 2011b), correspondiente a la unidad más reciente de este centro eruptivo (Mella, 2008; Mella, 2013, Watt et al., 2011b). Este cono de escoria se denomina como “volcán Apagado” y Watt et al. (2011b) sostienen que a partir de este cono se generó una erupción basáltica pliniana hace 2,87 – 2,48 ka, alcanzando una magnitud de ~5, la cual depositó 1 km³ de escoria basáltica estratificada. Amigo et al. (2018) afirman que el volcán Apagado posee un estilo eruptivo principalmente estromboliano y efusivo con emisión de lavas.

En cuanto a la petrografía de lavas del volcán Hualaihué, López-Escobar et al. (1993), observaron algunos basaltos y andesitas pleistocenas con fenocristales de plagioclasa (An₈₄₋₆₉), clinopiroxeno (augita) y olivinos euhedrales con zonación normal (Fo₈₆₋₆₅). Adicionalmente, López-Escobar et al. (1991) 2 muestras obtenidas desde la caldera clasificadas como andesita basáltica y andesita. Estas 3 muestras poseen textura porfírica, con fenocristales abundantes de plagioclasa (An₇₀₋₆₅) englobados en una masa fundamental compuesta principalmente por microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno, apatito, minerales opacos y, en ocasiones, vidrio volcánico. Según Mella et al. (2009), basaltos y andesitas con bajo contenido en magnesio originadas por este volcán poseen fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa (núcleos con An>90).

En cuanto a su geoquímica, se presentan contenidos de elementos traza de Cr (~25 ppm), Ni (8 – 15 ppm), Rb (~8 ppm), Ba (125 – 220 ppm) y La (5 – 11 ppm). Además, los valores isotópicos de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr son mayores en comparación con andesitas basálticas ricas en magnesio del volcán

Hornopirén (Mella et al., 2009). Estos mismos autores sugieren altos grados de fusión parcial hidratada en la génesis de estas lavas. Esto refuerza la teoría de que su enriquecimiento en la razón isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no estaría relacionado con asimilación de corteza superior, pero si a una fuente radiogénica, como lo pueden ser fluidos y sedimentos provenientes desde la placa de Nazca.

Respecto a la petrogénesis de sus magmas, Mella et al. (2009) concluyen, a través de modelos geoquímicos cuantitativos de fusión dinámica no modal en sistema abierto (Zou, 2007) y datos geotermobarométricos basados en plagioclasa y líquido en equilibrio (Putirka, 2005), una tasa de 15 – 23% de fusión parcial de un manto metasomatizado generado por un *input* de fluidos >1,0 % y, posteriormente, un fraccionamiento (30 – 40%) de olivino-clinopiroxeno en la corteza superior. Respecto a los magmas parentales del volcán Apagado, Watt et al. (2013a), a través de estudios en inclusiones fundidas, determinaron una tasa de fusión parcial de 17-20% en la cuña del manto astenosférico favorecida por un *input* de ~0,63% de H₂O.

1.3.2.2 Hornopirén

El volcán Hornopirén es un estratovolcán de pequeñas dimensiones (Amigo et al., 2018). Watt et al. (2011b) afirman la ocurrencia de erupciones holocenas frecuentemente efusivas y de baja a moderada explosividad y, además, una explosiva de composición basáltica originada hace ~5,7 ka de magnitud ~4,5, generando un depósito de 0,34 km³. Respecto a la química de sus productos, según Mella et al. (2009), este edificio volcánico ha generado una importante actividad máfica (basaltos y andesitas basálticas (<53% SiO₂), andesitas basálticas ricas en magnesio (>5,5% MgO) y con concentraciones de Al₂O₃ (16-17%), K₂O (~1,0%), Rb (12 – 20 ppm), Ba (>290 ppm) y (La ~15 – 19 ppm). Además, se caracterizan por poseer fenocristales en equilibrio de olivino – plagioclasa. Por otra parte, López-Escobar et al. (1991) señalan que la mineralogía de basaltos y andesitas de este volcán se constituye principalmente por fenocristales de plagioclasa (An₈₇₋₇₃), clinopiroxeno y, en menor proporción, por ortopiroxeno y olivino (Fo₈₁₋₇₀). Además, la masa fundamental se compone principalmente por plagioclasa (An₇₀₋₆₁) y, en menor cantidad, por clinopiroxeno, apatito, vidrio y óxidos de Fe.

Según Mella et al. (2009), la génesis de basaltos y andesitas – basálticas se influenció por un bajo aporte de fluidos, evidenciado por una cristalización dominada inicialmente por olivino y

plagioclasa. Además, afirma que modelos y datos geotermobarométricos basados en plagioclasa más líquido en equilibrio (Putirka, 2005) indican que las condiciones que mejor explican los patrones de elementos trazas observados son un 8 – 10% de fusión parcial de un manto relativamente seco (<0,5% fluidos), seguido por un fraccionamiento menor de olivino y plagioclasa en niveles intermedios a inferiores de la corteza.

1.3.2.3 Huequi

El volcán Huequi posee 2 conos que alcanzan alturas de 1.124 ms.n.m. y 1.318 ms.n.m. (Fuenzalida, 1979). Según Watt et al. (2011a), el edificio se encuentra profundamente erosionado y posee una gran secuencia de depósitos de colapso en el flanco NW. Por otro lado, en la parte superior del edificio volcánico se encuentran múltiples domos de lava altamente erosionados. En cuanto a su historia eruptiva, González-Ferrán (1995) documentó erupciones explosivas entre 1890 y 1920. De manera más reciente, Watt et al. (2011a) sugieren la ocurrencia de erupciones explosivas moderadamente grandes a través de un estudio de depósitos de tefra. Además, estos autores señalan un probable estilo eruptivo vulcaniano inferido por la composición de las muestras (variables entre andesita basáltica a dacita) y del magma parental ya que es rico en agua, produciendo, en consecuencia, exsolución de gas durante el ascenso magmático.

En cuanto a datos petrográficos, Fuenzalida (1979) afirma que en la ladera occidental del edificio volcánico afloran basaltos porfíricos con fenocristales englobados en una masa fundamental hialopilitica. Predominantemente, los fenocristales son de plagioclasas (An_{50-59}) subhedrales a euhedrales, algunas mayormente cálcicas con zonación normal y otras con zonación inversa. Algunos fenocristales poseen inclusiones de vidrio y minerales opacos. Otro mineral presente es el anfíbol, que corresponde al mineral ferromagnesiano más abundante. Tienen formas anhedrales a subhedrales y se caracterizan por estar fracturados y evidenciar texturas de reabsorción. En menor cantidad, poseen clinopiroxeno y ortopiroxeno subhedrales a euhedrales; algunos con coronas de reacción. Por otro lado, López-Escobar et al. (1993) indicó la presencia de un ensamblaje mineral en desequilibrio de plagioclasa – olivino – ortopiroxeno – anfíbol en andesitas y dacitas.

Fuenzalida (1979) clasificó estas rocas como calco-alcalinas dado su alto contenido de Al_2O_3 (19,9%). Este mismo autor destaca la posibilidad de que haya ocurrido una mezcla de magmas basáltico

y andesítico debido a la presencia de plagioclasa en distintos estados de reacción. Esta hipótesis también fue respaldada por López-Escobar et al. (1993), quienes sostienen que las andesitas y dacitas del volcán Huequi muestran evidencias geoquímicas de mezcla de magmas basálticos y riolíticos, a través de relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Por otro lado, en un estudio más reciente, Watt et al. (2011a) afirman que las rocas extrusivas generadas por el volcán Huequi varían de andesita basáltica hasta dacita, y son muy distintivas en comparación con otros volcanes de la SSVZ, siendo rocas pobres en K y ricas en Al, además contienen fenocristales euhedrales de hornblenda. Watt et al. (2011a) concluyen que las composiciones de las rocas volcánicas de este centro eruptivo en general sugieren una fuente de magma notablemente rica en agua, que evoluciona a través de altos niveles de fraccionamiento y posterior desgasificación para producir lavas andesíticas porfíricas.

1.3.2.4 Porcelana

Según Moreno (1995), este edificio volcánico de 2 km de ancho (NW – SE) y 5,5 km de largo (NE – SW), corresponde a un estratovolcán de 1.189 ms.n.m. con un cráter de 400 m de diámetro y dos conos parásitos menores en el flanco y pie sur. Este volcán se encuentra parcialmente erosionado por glaciares, por lo que su edad podría ser Pleistocena Superior Tardía.

En muestras de coladas de lava se observaron fenocristales de plagioclasa y, en menor proporción, clinopiroxeno, olivino y anfíbol. También se presenta vidrio volcánico y opacos que componen la masa fundamental (Fuenzalida, 1979). Este mismo autor correlaciona (por su cercanía y distribución espacial) afloramientos de basaltos en caleta Leptepu (ubicado al sur del fiordo Comau) a emisiones recientes del volcán Porcelana. La mineralogía se constituye, en su mayoría, por plagioclasas subhedrales a euhedrales con zonación normal (An_{50-55}) y piroxenos euhedrales y subhedrales. Por el contrario, olivinos y anfíboles son escasos, ambos subhedrales y de un tamaño menor a 0,4 mm. Adicionalmente, Fuenzalida (1979) realizó una caracterización geoquímica de la muestra de caleta Leptepu, clasificándola dentro de la serie sub-alcalina con afinidades toleíticas.

1.3.2.5 Michinmahuida

Según Naranjo y Stern (2004), el volcán Michinmahuida (2.404 m) es un enorme estratovolcán/caldera del Pleistoceno – Holoceno desarrollado a lo largo de una fisura de 14 km de orientación NE – SW. Este estratovolcán colapsó, generando un volumen de *ca.* 600 km³ y una caldera en donde posteriormente se edificó un cono postglacial que forma parte de un sistema de centros eruptivos de orientación NE – SW (Lara et al., 2009). Se han descrito depósitos andesíticos y dacíticos originados por 7 erupciones durante el Holoceno, uno de ellos correspondiente a una ignimbrita, caracterizándose por ser de tipo subplinianas y plinianas, estableciendo un VEI variable entre 3-5 (Amigo et al., 2013). Cabe destacar que según (Naranjo y Stern, 2004), también se poseen registros históricos confiables de una erupción explosiva en noviembre de 1742 y otro episodio de actividad explosiva entre el 26 de noviembre de 1834 hasta mediados de marzo de 1835.

López-Escobar et al. (1991) indican que la mineralogía de rocas basálticas y andesíticas del volcán Michinmahuida consiste en fenocristales de plagioclasa (An₉₂₋₅₈) y, en menor proporción, de ortopiroxeno, clinopiroxeno y olivino (Fo₇₂₋₆₉), englobados en una masa fundamental con microcristales de plagioclasa, ortopiroxeno, apatito, óxidos y vidrio en algunos casos. Adicionalmente, López-Escobar et al. (1993), describieron basaltos del volcán Michinmahuida que presentan fenocristales de olivino con zonación normal débil (Fo₇₅₋₆₅) que rara vez coexisten con augita e hipersteno. Cabe destacar que identificaron en andesitas pequeños xenocristales de olivino con contenido de Fo en el rango Fo₇₆₋₆₆.

En cuanto a la geoquímica de los basaltos, López-Escobar et al. (1993) sostienen que los valores de las relaciones K/Rb son comparables con basaltos de islas oceánicas (OIB) pero las relaciones Rb/Cs son casi tres veces menores. Consecuentemente, estos bajos valores de Rb/Cs en conjunto con altas razones isotópicas de ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb indican una contribución de sedimentos oceánicos a la composición de fluidos derivados de la placa oceánica. Adicionalmente, estos autores proponen que valores relativamente altos y variables de δ¹⁸O pueden reflejar grados variables de contaminación cortical en la corteza superior, teniendo en cuenta que el volcán Michinmahuida es de grandes dimensiones y que, probablemente, sus magmas han experimentado más de una etapa de homogeneización durante su ascenso a la superficie.

Por otra parte, los basaltos del volcán Michinmahuida están más enriquecidos en HFSE y en Sr que los del volcán Hualaihué. López-Escobar et al. (1993) señalan que estas diferencias, en conjunto con anomalías negativas de Eu y altas razones de $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/\text{MgO}$, pueden indicar fraccionamiento de plagioclasa y olivino en niveles intermedios o inferiores de corteza, lo que puede estar acompañado por procesos de asimilación de corteza. Los distintos contenidos isotópicos de Sr en las rocas del volcán Michinmahuida y Hualaihué indican fuentes isotópicas distintas y, por lo tanto, diferentes linajes evolutivos. Para dar respuesta a esta problemática, López-Escobar et al. (1993) propusieron 2 hipótesis: 1) el manto, bajo la región comprendida entre los $41^\circ 00' - 41^\circ 30'S$, es isotópicamente heterogéneo debido a la contaminación por subducción de sedimentos; 2) el manto astenosférico (dentro de la misma región) y los magmas primarios son homogéneos, por lo que se requieren diferentes grados de fusión parcial de la astenosfera, seguido por el ascenso y distintos grados de interacción de magmas con la litosfera continental y contaminación cortical.

1.3.2.6 Chaitén

El volcán Chaitén (2400 ms.n.m.) es una caldera postglacial de 3 km de diámetro (López-Escobar et al., 1993) presentando en sus laderas secuencias de 400 m de potencia de composición andesítica a basáltica de edad Pleistocena (Muñoz et al., 2009). Durante el Holoceno este volcán ha producido erupciones explosivas (VEI: 5) de composición riolítica que ocurrieron hace 9,9 – 9,5 ka, 5,3 – 4,9 ka, ~300 años y en 2008 (Amigo et al., 2013; Lara et al., 2013; Naranjo y Stern, 2004; Watt et al., 2011b; Watt et al. 2013b). Los eventos eruptivos más antiguos mencionados anteriormente fueron de tipo plinianas (Amigo et al., 2013). Según Muñoz et al. (2009), la erupción generada hace 9,9 – 9,5 ka generó un domo de composición riolítica que evidencia un importante componente cortical a través de composiciones isotópicas de Sr, Nd y Pb. Adicionalmente, Watt et al. (2013b) sugieren que la erupción más grande generada por este volcán fue la que ocurrió hace ~4,95 ka según el espesor y alcance (radio de dispersión) del depósito.

En particular, las composiciones químicas de productos volcánicos (obsidianas, fragmentos de pómez y cenizas) generados durante la erupción del 2008 son riolíticas (e.g. Castro y Dingwell, 2009) y muestran patrones empobrecidos en MREE y HREE, en conjunto con una moderada anomalía negativa de Eu sugiriendo aporte y diferenciación cortical (Muñoz et al., 2009). Castro y Dingwell (2009) concluyeron que esta erupción se produjo por un ascenso muy rápido de magma riolítico

proveniente de una cámara magmática situada a $5 \pm 0,5$ km de profundidad, demorándose sólo 4 horas en llegar a la superficie. Estos autores sostienen que esta erupción fue repentina porque sólo hubieron sismos precursores 1 día antes de la erupción, a diferencia de lo que ocurre comúnmente con erupciones que involucran magmas andesíticos y/ dacíticos, en donde se generan sismos precursores semanas o meses antes del evento eruptivo. Castro y Dingwell (2009) sugieren que esta actividad sísmica pre-eruptiva generó fracturas y mejoró la permeabilidad para el ascenso magmático.

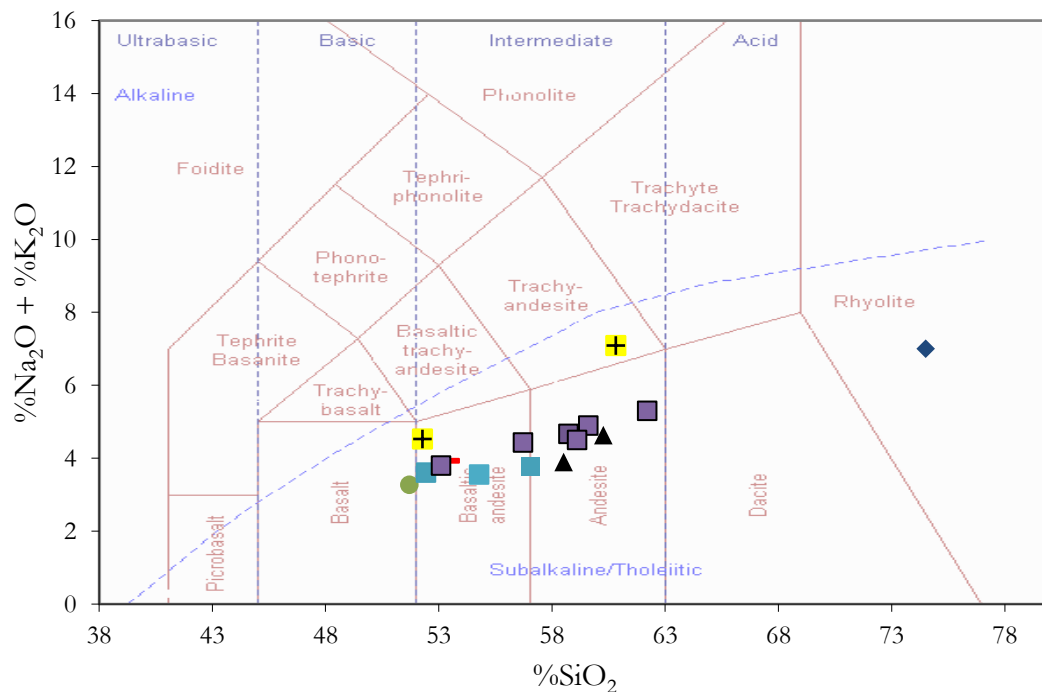
En cuanto a la petrogénesis de las riolitas, López-Escobar et al. (1993) proponen que las diferencias en los patrones de REE y en composiciones isotópicas de Sr, Nd, Pb y O, entre riolitas del volcán Chaitén y los basaltos de la región comprendida entre los $41^{\circ}30'$ – $46^{\circ}00'S$, indican fuentes diferentes. La composición isotópica sugiere que las riolitas se originan en la corteza y, el bajo contenido de Al_2O_3 , CaO, Sr, Cr, Co, MREE, HREE, en conjunto con la anomalía negativa de Eu, permiten interpretar que la plagioclasa y anfíbol fueron fases residuales en su origen. Basándose en esta teoría, el magma primitivo de riolita de Chaitén se habría generado a partir de fusión parcial de una fuente anfibolítica, lo que sería confirmado por la baja relación K/Rb. Estudios de Hanson (1978) y Davidson et al. (1988) refuerzan esta hipótesis, ya que ellos afirman que las bajas relaciones K/Rb son características de los fundidos generados por bajos grados de fusión parcial de una fuente anfibolítica dentro de la corteza. López-Escobar et al. (1993) adicionan que el alto valor de $\delta^{18}O$ sugiere que esta fuente probablemente se originó por metamorfismo de rocas que alguna vez estuvieron cerca de la superficie de la Tierra.

A través de los antecedentes anteriormente descritos, es posible establecer una correlación entre la composición de los productos volcánicos y el estilo eruptivo dominante en los distintos centros eruptivos de la SSVZ (Tabla 1). Esto es coherente con lo establecido por Parfitt y Wilson (2007), quienes indican que la composición química del magma está fuertemente ligada al estilo eruptivo ya que, durante la diferenciación magmática, la viscosidad y la proporción de volátiles tienden a aumentar hacia mayores contenidos de sílice, generando eventos eruptivos más explosivos. Cabe destacar que las únicas evidencias que contradicen esta correlación son las erupciones explosivas de composición basáltica de magnitud ~ 5 y $\sim 4,5$ generadas por el volcán Apagado y Hornopirén respectivamente (Watt et al., 2011b).

Por otra parte, en base a composiciones de muestras de lava de los volcanes de la SSVZ presentados anteriormente, en conjunto con datos del volcán Barranco Colorado (extraídos de Contreras, 2018); se elaboró un diagrama TAS (*Total Alkali Silica*; Le Maitre et al., 1989) y un gráfico AFM (Total álcalis-MgO-FeO total; Irvine y Baragar, 1971) con el objetivo de comparar y clasificar estas muestras (Fig. 4).

Tabla 1: Composición química de productos volcánicos y estilo eruptivo de volcanes de la SSVZ.

Centro eruptivo	Composición química de sus productos	Estilo eruptivo	VEI
Apagado	Basaltos a andesitas	Hawaiano y estromboliano	0-3*
Hornopirén	Basaltos y andesitas basálticas	Hawaiano y estromboliano	0-3*
Huequi	Andesita basáltica a dacita	Vulcaniano	2-4*
Michinmahuida	Andesítico y dacítico	Subpliniano y pliniano	3-5
Chaitén	Riolítico	Pliniano	5
*: VEI de erupciones de los volcanes Apagado, Hornopirén y Huequi fueron inferidos a partir del estilo eruptivo, utilizando los criterios de Amigo et al. (2018), Newall y Self (1982) y Parfitt y Wilson (2007).			



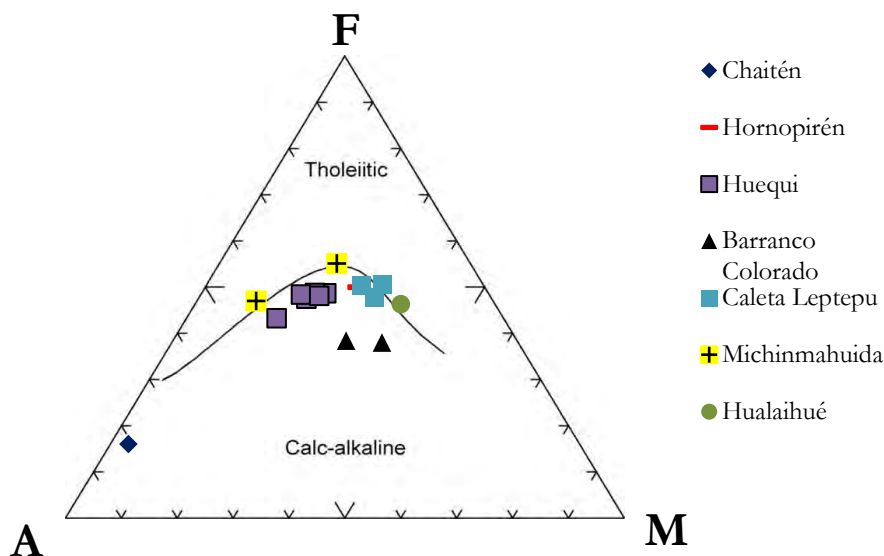


Figura 4: Clasificación de muestras de volcanes de la SSVZ. Imagen superior: diagrama TAS; imagen inferior: gráfico AFM. Datos de Hualaihué, Hornopirén, Michinmahuida y Chaitén fueron extraídos de López-Escobar et al. (1993). Composiciones de volcán Huequi provienen de López-Escobar et al. (1993) y Watt et al. 2011a. Datos de Barranco Colorado son de Contreras (2018). Química de muestras de caleta Leptepu fue extraída de Contreras (2018) y Fuenzalida (1979). Se asume que estos últimos son productos del volcán Porcelana.

A partir de la Figura 4, se puede observar en el diagrama TAS una notable diferencia composicional entre la muestra del volcán Chaitén y las de los demás volcanes, en donde la del Chaitén corresponde a una riolita y las demás varían desde basalto a andesita. Cabe destacar que una muestra del volcán Michinmahuida está fuera de esta tendencia y se clasifica como una traqui-andesita. Por otro lado, la muestra más empobrecida en SiO_2 es un basalto del volcán Hualaihué. Estas apreciaciones muestran composiciones predominantemente máficas en volcanes al norte de la SSVZ ($41^{\circ}53'S - 42^{\circ}23'S$). Poco más hacia el sur ($42^{\circ}48'S - 42^{\circ}50'S$) se presentan composiciones más félsicas en los volcanes Michinmahuida, Huequi y Chaitén. Esta variabilidad composicional dentro de un acotado segmento podría estar relacionado a la ZFLO, ya que, según Hickey-Vargas et al. (2016), probablemente, la ZFLO mejora la permeabilidad de la corteza en la SSVZ, permitiendo la erupción de magmas geoquímicamente diversos a pequeña escala. Además, cabe destacar que ambos gráficos clasifican las muestras dentro de la serie magmática sub-alcalina, mientras que el diagrama AFM las categoriza dentro de la sub-serie de magmas calco-alcalinos.

1.4 El caso enigmático del volcán Barranco Colorado

A pesar de que se han realizado numerosos estudios geoquímicos y petrológicos en los centros eruptivos de la SVZ de los Andes entre las latitudes 33°00' y 41°30'S (Stern, 2004), estudios similares son comparativamente escasos entre 41°30' y 46°00'S. Esto se debe principalmente a problemas logísticos (poca accesibilidad, malas condiciones climáticas, densa vegetación y glaciares masivos). Dentro de los volcanes con pocos estudios, en los 42°23'S y 72°30'W se ubica el volcán Barranco Colorado. Este es un pequeño estratovolcán de una altura de 1.060 ms.n.m. (900 m desde su base) que posee una base elongada en dirección N – S de 2 x 5 km y un cono de piroclastos de 130 m de altura (1.040 ms.n.m.) hacia la ladera suroeste del volcán, que correspondería al centro eruptivo más reciente del volcán (Moreno, 1995). Según Fuenzalida (1979), este edificio volcánico se encuentra, al parecer, relacionado a fallas de dirección N – S y E – W y, además, posee coladas de lava postglaciales hacia el NE y SE. Según el mapa geológico de Chile 1:1.000.000 de SERNAGEOMIN (2003), este edificio volcánico se encuentra sobreyaciendo discordantemente a granodioritas, dioritas y tonalitas Miocenas (unidad Mg); a granitos del Pérmico – Triásico (PTrg) y a la unidad metamórfica PzTrbm (b) del Triásico compuesta principalmente por esquistos micáceos, metabasaltos y anfibolitas (Fig. 5).

Fuenzalida (1979) señala que este volcán ha generado andesitas basálticas de textura porfírica con masa fundamental hialopilitica, con abundantes minerales opacos y microcristales de plagioclasa (An_{30-70}) rodeados por vidrio o en contacto con microcristales de piroxenos. Respecto a los fenocristales, estos corresponden principalmente a plagioclasas subhedrales – euhedrales, en su mayoría con zonaciones normales y alteración en los bordes. En menor proporción, se encuentran piroxenos (predominantemente clinopiroxenos) subhedrales; algunos presentan maclas polisintéticas. Por otro lado, Contreras (2018) estudió 2 muestras de lavas de este centro eruptivo, obteniendo composiciones químicas de elementos mayores y trazas. Este autor clasificó estas muestras como andesitas calco-alcalinas. Una de estas andesitas posee textura porfírica con fenocristales de plagioclasas (algunas zonadas) y, en menor proporción, ortopiroxenos y olivinos subhedrales con bordes de reacción; englobados en una masa fundamental compuesta por microcristales de plagioclasa y olivino. Otra andesita fue descrita con textura porfírica, presentando fenocristales de plagioclasas y olivinos subhedrales con bordes de reacción, y cuarzos (probablemente xenocristales) con texturas de embahiamiento y bordes de reacción.

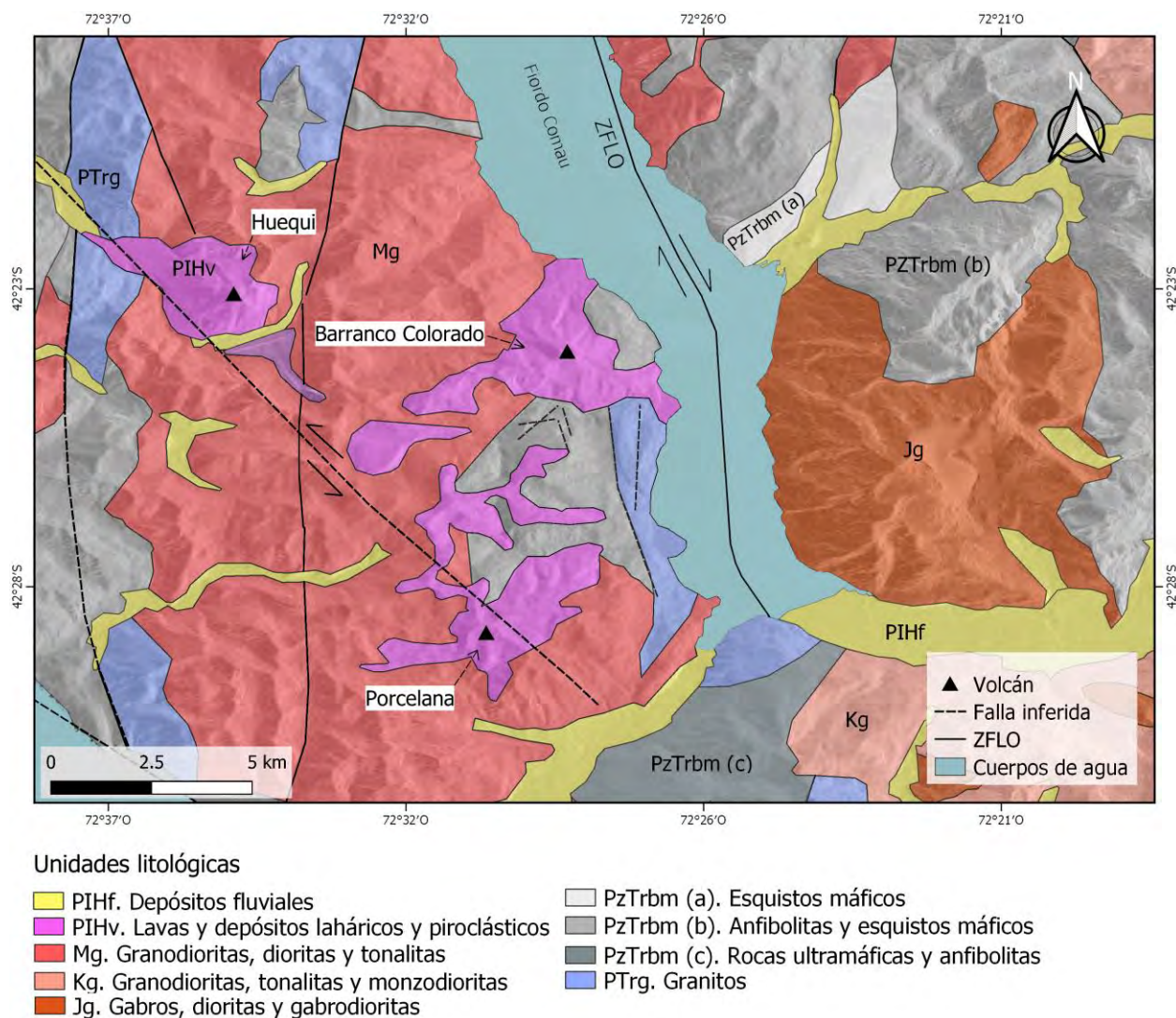


Figura 5: Geología local (datos extraídos de SERNAGEOMIN, 2003, 2014). PIHf es del Holoceno; Mg del Mioceno; Kg del Cretácico; Jg del Jurásico; PzTrbm del Paleozoico – Triásico; PTrg del Pérmico. PzTrbm es una unidad del Complejo Metamórfico Bahía Mansa (BMMC, por sus siglas en inglés).

Hasta la fecha, sólo existen datos petrográficos y geoquímicos obtenidos de estas 3 muestras extraídas en el borde oriental del volcán (Contreras, 2018; Fuenzalida, 1979), correspondiente a la zona más accesible (en la orilla del fiordo Comau). Por lo tanto, no se posee una cantidad de datos petrográficos y geoquímicos suficientes para comprender los procesos asociados al origen y evolución de las lavas de este volcán. Además, este edificio volcánico no registra erupciones en tiempos históricos ni tampoco se han hecho dataciones isotópicas en sus productos más recientes, consecuentemente, se desconoce la actividad del volcán Barranco Colorado. Acorde a estas problemáticas y carencia de información, en este estudio se propone realizar una caracterización geoquímica y petrográfica

detallada de lavas de este volcán con el fin de identificar sus mecanismos petrogenéticos y, además, determinar las edades de sus lavas más recientes a través de dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Esto último, en conjunto con la composición química de sus productos, permitirá evaluar la actividad y peligrosidad del volcán para los centros poblados cercanos. Por lo tanto, la realización de un estudio geoquímico y petrográfico detallado será una contribución al conocimiento de la actividad volcánica de esta área.

1.5 Pregunta de investigación

El presente estudio busca responder la siguiente interrogante: ¿Cuál es la historia eruptiva del volcán Barranco Colorado y qué mecanismos petrogenéticos están asociados al origen y evolución de sus lavas?

1.6 Objetivo general

Comprender la historia eruptiva del volcán Barranco Colorado y los procesos petrogenéticos involucrados en la generación de sus lavas.

1.7 Objetivos específicos

- i) Realizar un análisis geomorfológico, en conjunto con una correlación geoquímica y petrológica de lavas del volcán Barranco Colorado, con el fin de elaborar un mapa de distribución de coladas.
- ii) Obtener e interpretar datos petrográficos y geoquímicos de roca total de lavas del volcán Barranco Colorado para comprender sus mecanismos petrogenéticos.
- iii) Realizar dataciones radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para determinar la edad de las últimas actividades eruptivas del volcán y, por consiguiente, evaluar su peligrosidad.
- iv) Llevar a cabo una comparación a nivel regional entre los procesos petrogenéticos de las lavas del volcán Barranco Colorado y otros centros eruptivos de la SVZ.

2. METODOLOGÍA

2.1 Área de estudio: ubicación y zona de acceso

El volcán Barranco Colorado ($42^{\circ}23'S$ y $72^{\circ}30'W$), de 1.060 ms.n.m. de altitud, se encuentra en la Región de Los Lagos, Chile; específicamente en el borde suroccidental del fiordo Comau (Fig. 6). Para llegar a esta zona se debe navegar el fiordo Comau desde Hornopirén y recorrer ~ 48 km hacia al sur hasta llegar justo en frente de la fundación San Ignacio del Huinay (ubicada en el sector Huinay). Cabe destacar que este edificio volcánico posee una forma cónica con pendientes de $\sim 30^{\circ}$, densa vegetación y escasos senderos.

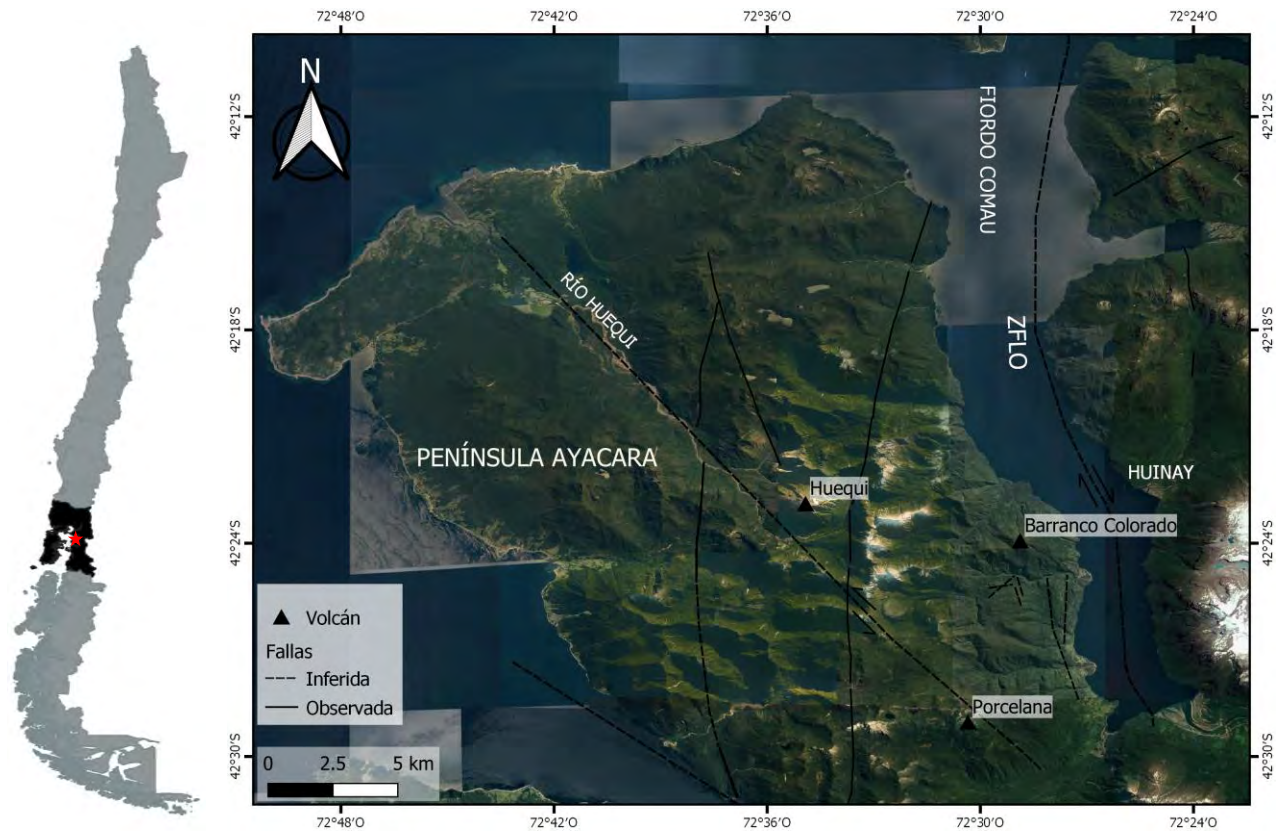


Figura 6: Ubicación de zona de estudio. Imagen de la izquierda indica la localización de la Región de Los Lagos. Imagen de la derecha muestra la zona de estudio. Las fallas observadas e inferidas fueron extraídas a partir de SERNAGEOMIN (2003). La fotointerpretación de fallas se hizo apoyándose en Moreno (1995).

2.2 Revisión bibliográfica

En el marco de la práctica profesional, previo al trabajo de campo, se llevó a cabo una investigación bibliográfica de la zona de estudio sobre el volcán Barranco Colorado y de otros centros eruptivos cercanos pertenecientes a la SSVZ, además de una interpretación preliminar de la geomorfología del volcán, con el objetivo de planificar la campaña de terreno y establecer puntos de interés (Fig. 7). En cuanto a investigaciones previas, se analizó el informe de Moreno (1995) que consistió en un mapeo a través de un estudio fotogeológico a escala 1:1.000 de grupos y centros volcánicos presentes en la SSVZ, entre ellos el volcán Barranco Colorado. Además, se utilizó la ubicación y composición química de 4 muestras de la zona (2 de lava y 2 de basamento metamórfico) obtenidas por Contreras (2018) en un proyecto anterior.

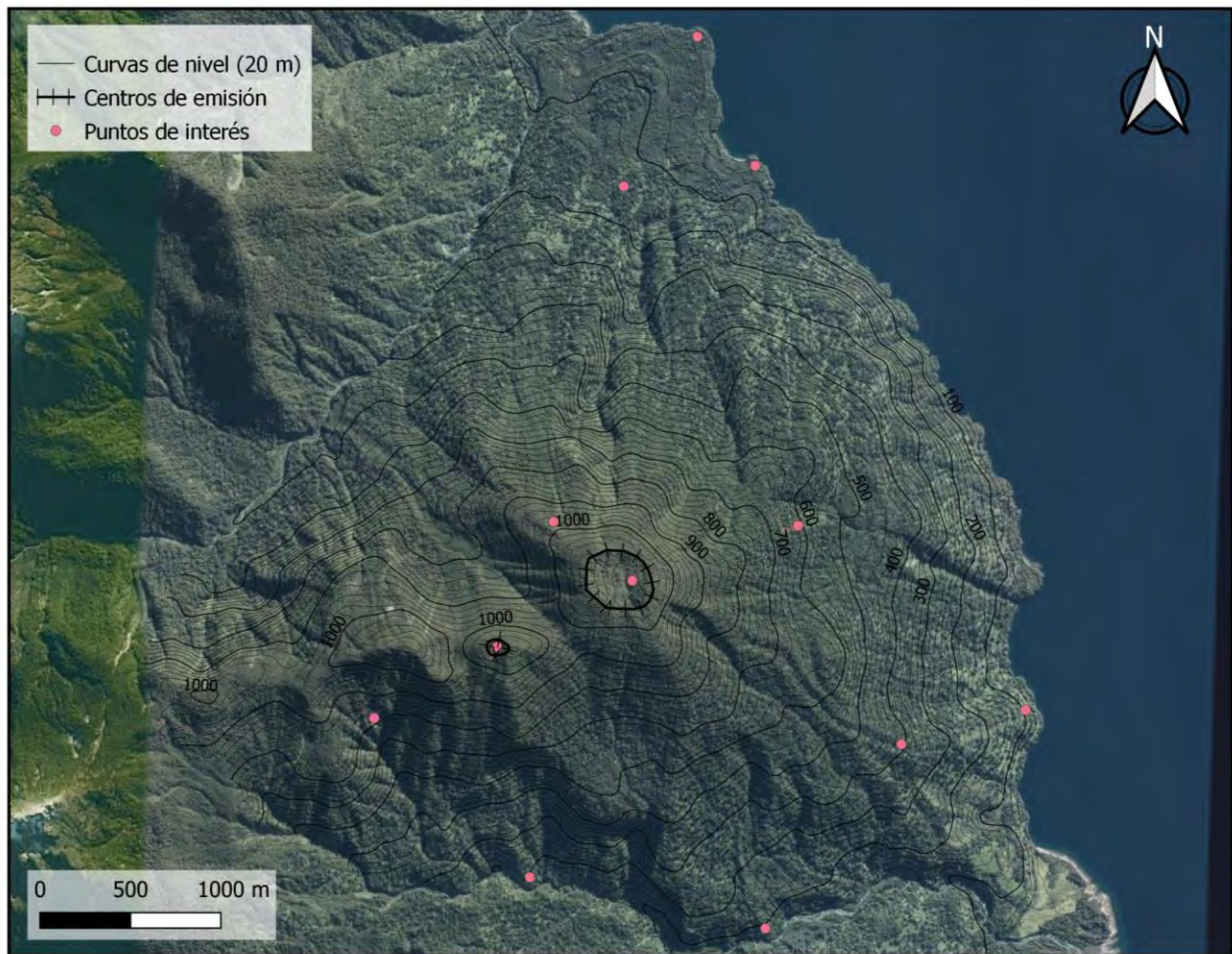


Figura 7: Mapa de puntos de interés pre-terreno.

2.3 Campaña de terreno

Durante la práctica profesional, se realizó una campaña de terreno en el volcán Barranco Colorado del 16 al 21 de enero de 2019, con el objetivo de identificar y describir macroscópicamente lavas generadas por el centro eruptivo. Durante esta etapa también se realizó la extracción de muestras de lavas para posteriores análisis petrográficos, geoquímicos y dataciones radiométricas. En total se extrajeron 28 muestras: 20 de lavas y 8 de basamento (1 perteneciente a un intrusivo ubicado en el borde sur del volcán y 7 de rocas metamórficas (Tabla 2)).

Tabla 2: Códigos de muestras extraídas en la campaña de terreno.

Muestras de basamento	Muestras de lavas
BC01, BC02, BC03, BC04, BC05, BC06, BC07 y BC23*	BC08, BC09, BC10, BC11A, BC11B, BC12, BC13, BC14, BC15, BC-16 Bomba, BC16, BC17, BC18, BC19, BC20, BC21, BC22, BC24, BC25 y BC26
*Muestra de intrusivo	

2.4 Trabajo de gabinete

Durante esta etapa se seleccionaron las muestras para la confección de secciones delgadas, análisis químicos de roca total y dataciones radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Para esto se hizo una correlación en base a la ubicación de las muestras de este estudio y las obtenidas por Contreras (2018) en un proyecto anterior (Fig. 8). Cabe destacar que para estas últimas se utilizará la misma codificación establecida por Contreras (2018). Luego, se descartaron algunas muestras según distintos criterios (Tabla 3), para así enviar a análisis químicos y confección de secciones delgadas sólo las muestras necesarias, útiles y representativas.

Por otra parte, las lavas del volcán se encuentran cubiertas por abundante vegetación, haciendo difícil su identificación, por lo tanto, un análisis geomorfológico con imágenes satelitales y la ubicación de las muestras puede conllevar un grado de incertidumbre. Por lo tanto, su identificación se corroborará con una correlación geoquímica y petrográfica de las muestras.

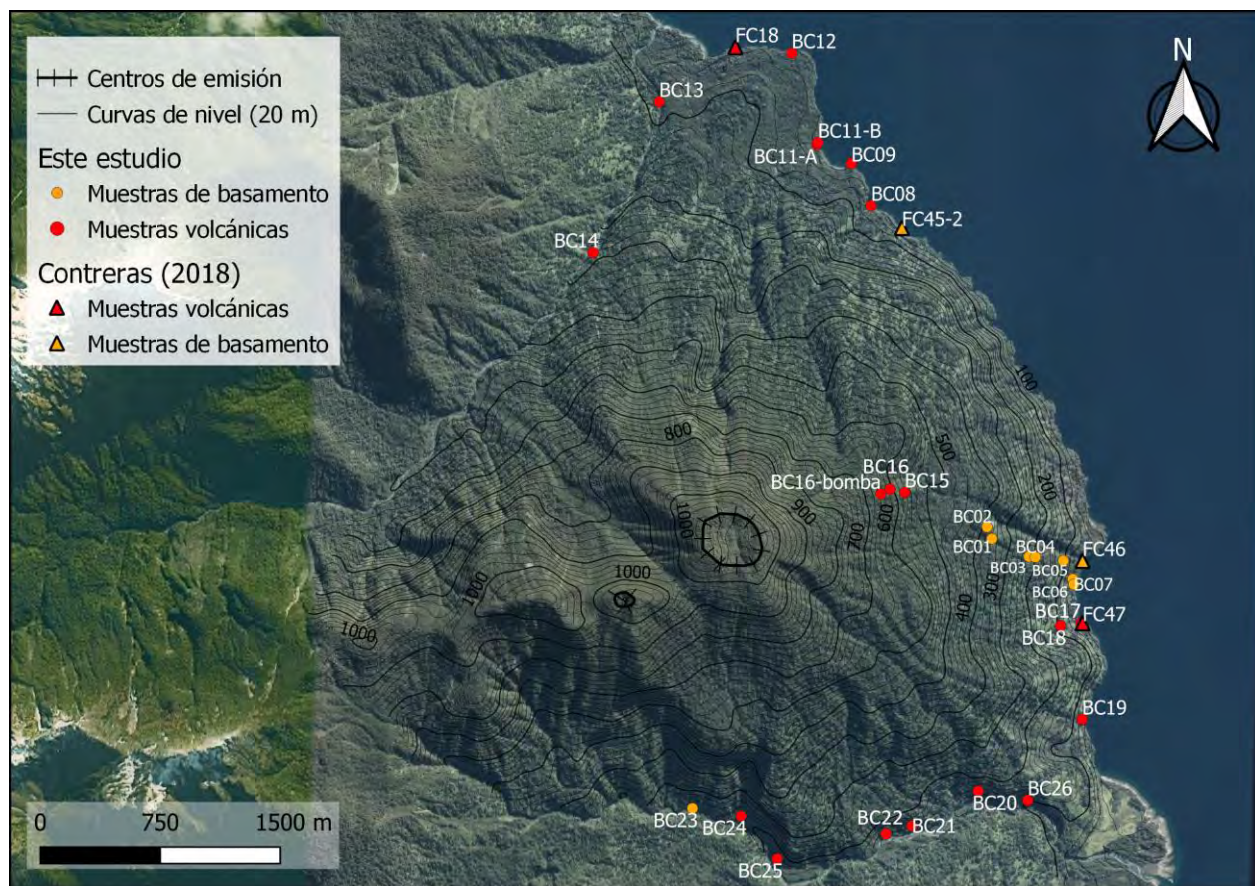


Figura 8: Ubicación de muestras obtenidas en campaña de terreno y por Contreras (2018).

Tabla 3: Muestras descartadas para análisis químicos y confección de secciones delgadas

Muestra descartada	Motivo
BC – 12	Coincide espacialmente con muestra FC18 de Contreras (2018). Esta muestra sólo se descartó para la elaboración de secciones delgadas.
BC – 17 y BC – 18	Coinciden espacialmente con muestra FC47 de Contreras (2018).
BC – 11A y BC – 11B	Se encuentran cercanas a las muestras BC – 09 y BC – 08.
BC – 10	Corresponde a un rodado, por lo tanto, existen muchas incertidumbres sobre la colada a la que pertenece.

Para las dataciones radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se seleccionaron 2 muestras, una de un flujo de lava morfológicamente bien preservado (flanco SE, muestra BC – 19) y otra de una bomba volcánica ubicada a $\sim 0,5$ km del cráter (BC – 16 Bomba). La buena preservación de estas muestras indicaría que son los productos más recientes del volcán y, por consiguiente, su datación otorgaría una buena aproximación para su última actividad eruptiva. Para la elaboración de secciones delgadas se hicieron

briquetas de 8 cm³ (4 cm de largo x 2 cm de ancho x 1 cm de profundidad), para los análisis químicos de roca total se prepararon briquetas de entre 1-10 g y, para las dataciones, se elaboraron briquetas de ~100 cm³ (300 g asumiendo una densidad de 3 g/cm³). A continuación, en la Tabla 4 se presentan las muestras que fueron seleccionadas para análisis químico de roca total y/o confección de sección delgada.

Tabla 4: Muestras seleccionadas para análisis de roca total y elaboración de secciones delgadas.

Muestra	Localización	Análisis de roca total	Confección de sección delgada
BC – 08	42°22'48.24"S; 72°28'18.71"W	x	x
BC – 09	42°22'39.80"S; 72°28'24.43"W		x
BC – 12	42°22'17.85"S; 72°28'41.61"W	x	
BC – 13	42°22'28.49"S; 72°29'17.43"W	x	x
BC – 14	42°22'59.40"S; 72°29'34.30"W	x	x
BC – 15	42°23'46.08"S; 72°28'7.16"W		x
BC – 16	42°23'45.52"S; 72°28'11.20"W	x	x
BC – 16 Bomba	42°23'46.51"S; 72°28'13.66"W	x	x
BC – 19	42°24'30.96"S; 72°27'16.79"W	x	x
BC – 20	42°24'46.10"S; 72°27'44.66"W		x
BC – 21	42°24'53.53"S; 72°28'2.48"W		x
BC – 22	42°24'55.34"S; 72°28'9.49"W	x	x
BC – 24	42°24'52.59"S; 72°28'49.28"W	x	x
BC – 25	42°25'1.02"S; 72°28'39.06"W		x
BC – 26	42°24'47.65"S; 72°27'31.04"W	x	x

Finalmente se escogieron 14 muestras para fabricar secciones delgadas (0,03 mm) y, adicionalmente, 10 para análisis químicos de roca total (mayores y trazas). Para realizar las dataciones también fue necesario elaborar una sección delgada adicional por cada muestra (BC – 16 Bomba y BC – 19).

2.5 Petrografía

El estudio petrográfico incluye una descripción macroscópica de las muestras, en conjunto con un análisis de secciones delgadas a través de microscopio de luz polarizada en la Universidad Austral de Chile. Para la elaboración de las secciones delgadas, se enviaron briquetas seleccionadas al Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) ubicado en la Universidad de Concepción.

2.6 Técnicas analíticas

Los análisis químicos de roca total se realizaron en Laboratoire Geosciences Océan del Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM) quienes usan espectrometría de masas de plasma de emisión óptica (ICP-OES) para los análisis químicos de elementos mayores y menores, y espectrometría de masas de plasma de alta resolución acoplado inductivamente (HR-ICP-MS (Element XR)) Thermo Scientific para elementos traza. En cuanto a las dataciones, estas se efectuaron en PANOPLY, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Université Paris-Saclay, Francia; en donde usan el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en masa fundamental (separan los xenocristales porque podrían ser mucho más antiguos) con espectrómetro de masas VG 5400 MICROMASS acoplado a una línea de extracción diseñada para experimentos de calentamiento secuencial.

2.7 Interpretación

Respecto a la interpretación de datos geoquímicos y petrográficos, se utilizan índices petrogenéticos propuestos en estudios anteriores. Particularmente, para los datos geoquímicos se usan diagramas de variación y clasificación de rocas ígneas a través de elementos mayores y trazas, en conjunto con diagramas de distribución de elementos de tierras raras y multi-elementos con el objetivo de determinar procesos petrogenéticos, caracterizar la fuente magmática, estimar tasas de fusión parcial no-modal, cristalización fraccionada y contaminación cortical. Para el procesamiento de datos y realización de los diagramas mencionados se usa el software Microsoft Excel.

3. RESULTADOS

3.1 Nuevos afloramientos

Previo a la realización de este trabajo, sólo se habían encontrado afloramientos de lava en el borde este del volcán (e.g. Fuenzalida 1979; Contreras 2018). Durante la campaña de terreno fue posible describir un total de 18 afloramientos de lava sin evidencias de erosión glacial, los cuales se distribuyen principalmente en el borde S, N y E del edificio volcánico (Fig. 8). Estas se encuentran sobreyaciendo discordantemente a rocas metamórficas y plutónicas pertenecientes al basamento. Por problemas de logística y accesibilidad no fue posible avistar afloramientos en la ladera W.

En general, las lavas observadas poseen textura fluidal, aunque en ocasiones se observa una superficie irregular con fragmentos angulosos, probablemente generados por la erosión de los cuerpos de agua. Además, comúnmente poseen un color negro – grisáceo y pequeños fenocristales de plagioclasa y olivino que no superan los 2 mm (Figs. 9-12).

Dentro de los afloramientos más importantes observados, se encuentra una bomba volcánica (BC – 16 bomba) que posee escasa vegetación ubicada en la ladera E (Fig. 13) y una colada de lava morfológicamente bien preservada ubicada en la ladera ESE del volcán (muestra BC – 19) (Fig. 14). Dadas estas características, se infiere que podrían representar la actividad más reciente del centro eruptivo.



Figura 9: Afloramiento de ~3 m de espesor donde se colectó a la muestra BC – 08 ubicado en el borde NNE del volcán Barranco Colorado.



Figura 10: Afloramiento de ~ 4 m espesor donde se colectó la muestra BC – 09 ubicado en el borde E del volcán Barranco Colorado, caracterizado por presentar disyunciones columnares.



Figura 11: Afloramiento de 4 – 5 m de espesor donde se colectó la muestra BC – 16, ubicado en la ladera E. No presenta una extensa vegetación en su superficie, sin embargo, se encuentra mal preservado.



Figura 12: En el borde N se encuentra un afloramiento de 2 coladas probablemente generadas en eventos diferentes. Debido a problemas de accesibilidad, sólo se extrajo una muestra de la colada inferior (BC – 14) perteneciente a la “colada NNW Inf” (Fig. 17) que, según el principio de superposición de capas, correspondería a la más antigua de las 2. Estrella amarilla representa la zona de extracción de la muestra.



Figura 13: Bomba volcánica de $\sim 1 \text{ m}^3$ (x: 1 m; y: 1 m; z: 1 m) ubicado en la ladera E.



Figura 14: Afloramiento de lava que se distribuye a lo largo de una pequeña sección del borde ESE del volcán, donde se colectó la muestra BC – 19. El afloramiento es de un espesor de 3 – 4 m y de una extensión horizontal de ~20 m.

Respecto al basamento, este es metamórfico – ígneo ya que se observaron rocas metamórficas (anfíbolitas) y plutónicas (tonalita de biotita) subyaciendo las lavas del volcán. Sus raíces afloran a lo largo del río Punta Calle (ubicado en el borde sur) y del río que limita el borde norte del volcán. Además, también fue posible encontrar afloramientos en la ladera y borde E del volcán (Fig. 15).

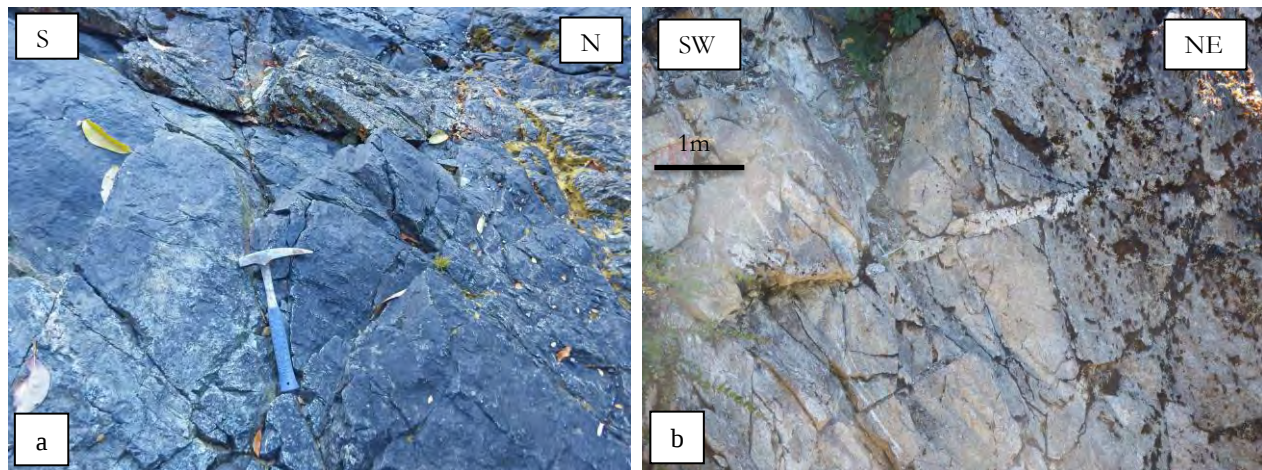


Figura 15: Afloramientos de basamento. a) afloramiento de basamento ubicado en el borde E del volcán, donde se colectó la muestra BC – 07. b) afloramiento de gran espesor (10 – 15 m) a lo largo de una quebrada ubicada en la ladera E (muestra BC – 02). En ambos se observó una foliación de cuarzo, plagioclasa, anfíbol y biotita (todos en la misma orientación).

Acorde a lo establecido por SERNAGEOMIN (2003, 2014), estas anfíbolitas son correlacionables a la unidad PzTrbm (b) de edad Paleozoico-Triásico y las tonalitas de biotita son parte de las rocas intrusivas Mg del Mioceno (Fig. 5).

3.2 Agrupación de muestras e identificación de posibles coladas de lava

El volcán se encuentra cubierto por una densa vegetación, por lo tanto, la identificación de coladas de lava conlleva una incertidumbre considerable, por consiguiente, estas se denotarán como “posibles coladas de lava”. Los contactos entre estas no fueron observados y no se logró llegar a las partes altas del volcán debido a la poca accesibilidad. Sin embargo, a través de un análisis geomorfológico utilizando imágenes satelitales y de elevación digital (DEM), en conjunto con la ubicación de las muestras obtenidas y las de Contreras (2018), se lograron identificar 8 zonas en donde se distribuyeron “posibles coladas de lava” (Fig. 16). Estas coladas se agruparon por zona en función de las proximidades entre ellas y sus geomorfologías. Sin embargo, a pesar de los criterios anteriormente mencionados, en la Sección 4.1 se corroborará esta interpretación a través de una correlación geoquímica y petrográfica de las muestras.

Cabe mencionar que la distribución hacia el norte de las “coladas SW” y “NNW” (ver “colada superior no muestreada” de la Fig. 12) presentes en la Figura 16 fueron completamente inferidas a través de imágenes satelitales y DEM debido a que, por complicaciones del terreno, no fue posible llegar a esas zonas del volcán.

A partir del mapa presente en la Figura 16, se agruparon las muestras por cada grupo de “posibles coladas” según área (Tabla 5); con excepción de la muestra BC16 – Bomba ya que corresponde a una bomba volcánica. Además, cabe destacar que estas agrupaciones serán utilizadas para presentar los datos geoquímicos en la Sección 3.4.

Tabla 5: Muestras agrupadas por “posibles coladas de lava” según área.

Posibles coladas de lava según zona	Muestra
N	BC – 13 y FC18.
NNW Inf	BC – 14.
NNE	BC – 08, BC – 09, BC – 11A, BC – 11B y BC – 12
E	BC – 15 y BC – 16.

ESE	BC – 18, BC – 19 y FC47.
SE	BC – 20 y BC – 26.
S	BC – 21, BC – 22 y BC – 25.
SW	BC – 24

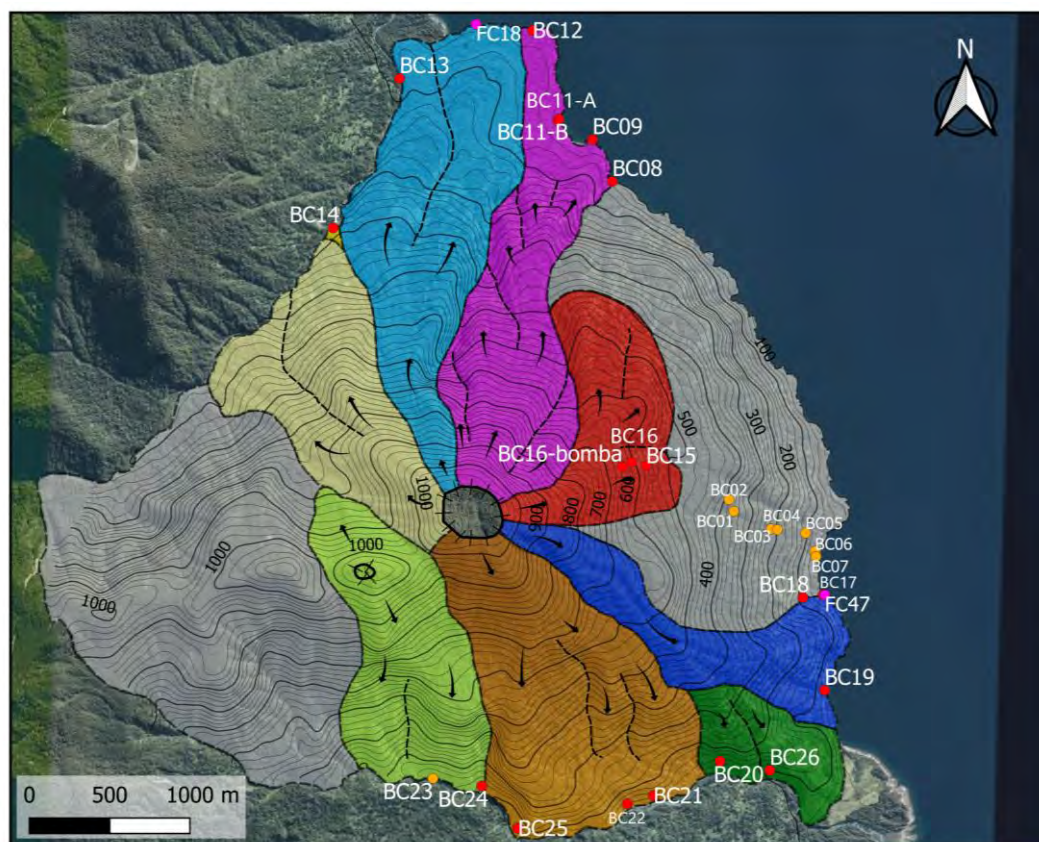


Figura 16: Distribución de posibles coladas de lava del volcán Barranco Colorado. Colada SW aparentemente se habría generado desde otro cono situado en la ladera SW.

En el mapa se puede apreciar que, aparentemente, la muestra BC – 24 pertenece a una colada generada por otro centro de emisión ubicado en la ladera SW del volcán. Por otro lado, cabe destacar que la muestra BC – 23 corresponde a un afloramiento de intrusivo que sólo se distribuye a lo largo del río Punta Calle y se encuentra subyaciendo el flujo de lava “SW”.

3.3 Petrografía

3.3.1 Descripción macroscópica

En general, las muestras de basamento corresponden a rocas metamórficas caracterizadas por poseer, en su mayoría, fenocristales de anfíbol y plagioclasa y, en menor proporción, cuarzo y moscovita. Además, presentan alteraciones de epidota y clorita en menor medida. Este basamento se encuentra intruído por granitoides de grano medio, caracterizados por presentar una textura fanerítica con fenocristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbol. Por otra parte, todas las muestras volcánicas corresponden a rocas de color negro grisáceo de textura porfírica. Poseen fenocristales de olivino y plagioclasa que no superan el 10% y 20% respectivamente, englobados en una masa fundamental afanítica, en ocasiones vesicular. La descripción macroscópica de las muestras extraídas en terreno se presenta en el **Anexo 1**.

3.3.2 Descripción microscópica

Para efectos de este tipo de descripción sólo se analizaron las muestras volcánicas debido a que son las de principal interés para cumplir los objetivos propuestos. Además, cabe recordar que para las muestras BC – 16 Bomba y BC – 19 se posee un duplicado, por lo tanto, se describió un total de 16 secciones delgadas. Estos duplicados se denotaron como “BC – 16 Bomba (2)” y “BC – 19 (2)”. La descripción petrográfica detallada se presenta en el **Anexo 2**. Adicionalmente, es importante mencionar que desde esta sección en adelante se utilizarán las abreviaciones “ol, pl, cpx, opx, amp y op” para referirse a los minerales de olivino, plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbol y opacos respectivamente.

Globalmente, las muestras presentan una masa fundamental que varía entre un 75 – 85% respecto a la roca total. En general, esta se conforma por microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno, minerales opacos y vidrio. Este último varía entre 5 – 30% (dentro de la masa fundamental), siendo las muestras BC – 13 y BC – 16 Bomba las que poseen menor y mayor proporción de vidrio respectivamente. En las muestras BC – 08, BC – 09, BC – 13, BC – 14, BC – 25 y BC – 26 se presenta una textura traquítica con algunas transiciones graduales a afieltrada, caracterizada por poseer microcristales de plagioclasa orientados de forma subparalela gradando a aleatoria en algunas zonas y, subordinadamente, microcristales de clinopiroxeno, opacos y vidrio relleno los intersticios entre

las plagioclasas (Figs. 17 y 18). Mientras tanto, muestras BC – 15, BC – 16 y BC – 16 Bomba presentan texturas afieltradas, debido a que los microcristales de plagioclasa se encuentran dispuestos de forma aleatoria, entrecruzándose en ocasiones. En menor proporción también se identificaron texturas traquíticas (BC – 20, BC – 21 y BC – 22) e intersertales (BC – 19 y BC – 24). Al igual que en las demás muestras, en estas se aprecian microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno, minerales opacos y vidrio rellenando los intersticios (a excepción de BC – 24). Cabe destacar que los microcristales que componen las masas fundamentales no muestran texturas de desequilibrio.

Respecto a los fenocristales, estos varían de entre 15 – 25% respecto a la roca total. En general, las muestras poseen una asociación mineral de pl – ol – cpx – qz. Sólo en 5 muestras esto no ocurre, como lo es en BC – 08 (pl – ol – cpx – qz – amp), BC – 24 (pl – chl – amp – ep – qz), BC – 09, BC – 13 y BC – 14 (pl – ol – cpx – opx – qz) (Tabla 6). Particularmente, todos los fenocristales de cuarzo son anhedrales y poseen texturas de desequilibrio (embahiamiento) y, con frecuencia, poseen coronas de reacción de clinopiroxeno $\pm$ vidrio (Fig. 19). La incompatibilidad química evidenciada por la coexistencia con olivino, en conjunto con estas texturas, indica que los cristales de cuarzo corresponden a xenocristales. Respecto al total de fenocristales, estos se presentan entre un 5 – 20%, promediando un $\sim$ 9%. Además, poseen tamaños de entre 300 y 2000 μ m. Por otra parte, la muestra BC – 24 se encuentra alterada por minerales secundarios de chl, ep y amp que ocurren en microfracturas (**Anexo 2, Sección n**).

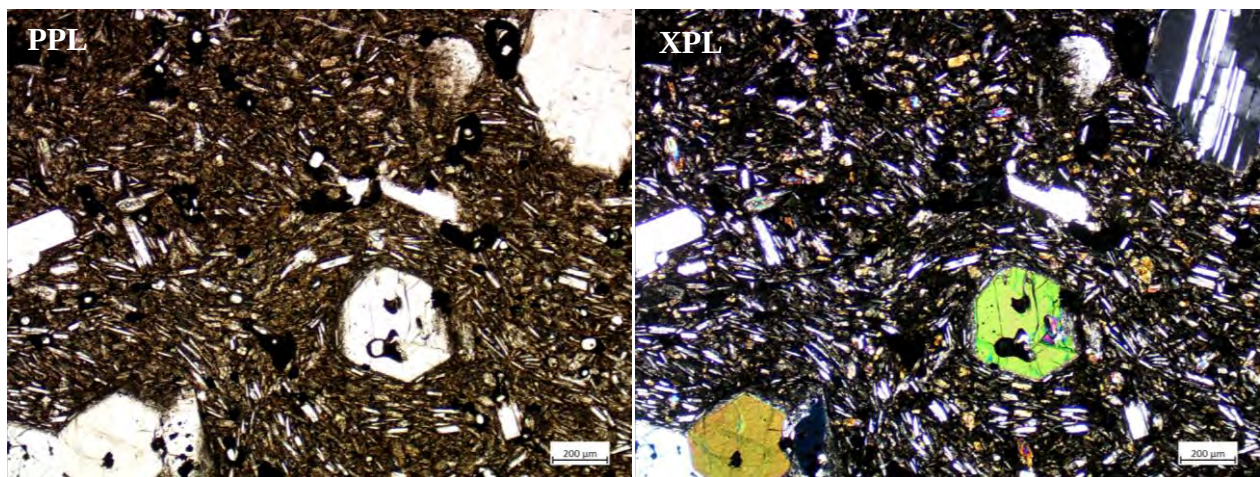


Figura 17: Masa fundamental de textura traquítica – afieltrada englobando fenocristales de olivino y plagioclasa. Muestra BC – 08.

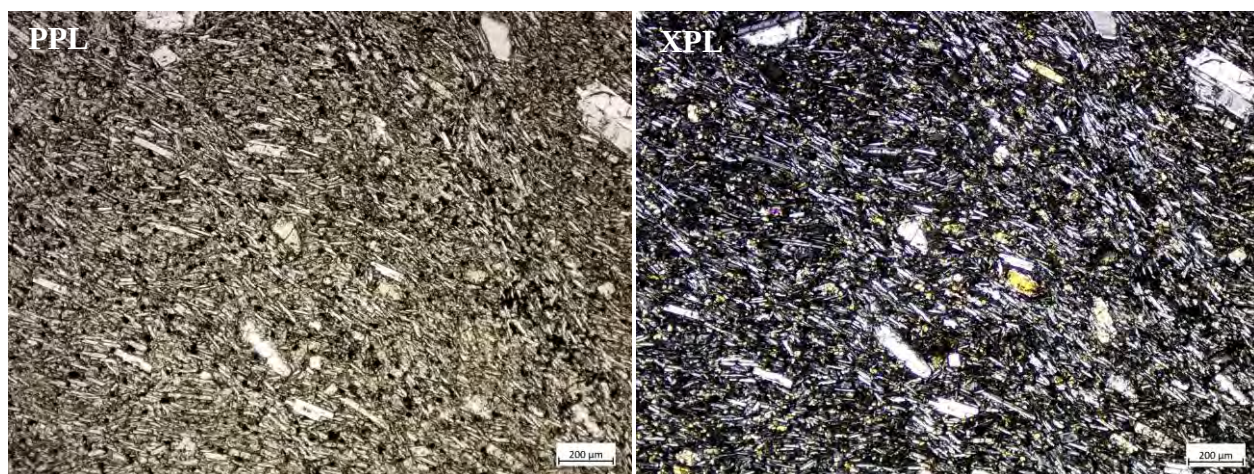


Figura 18: Masa fundamental de textura traquítica englobando fenocristales de plagioclasa. Muestra BC – 20.

En particular, las plagioclases frecuentemente presentan zonaciones y/o texturas de reabsorción como *sieve* y *dusty* (o de “colador”) tanto en los bordes como en el centro del cristal (Figs. 20 y 21). Respecto a los olivinos, estos comúnmente presentan texturas de reabsorción y/o bordes corroídos. Sin embargo, también hay ejemplares que se presentan en equilibrio en todas las muestras a excepción de BC – 26, en donde, consiguientemente, corresponderían a xenocristales (posiblemente de la corteza inferior) y/o a fases cristalizadas en profundidad que fueron posteriormente arrastradas durante el ascenso magmático. Cabe mencionar que solamente los olivinos, plagioclases y cuarzos (con menor frecuencia) presentan en ocasiones 2 poblaciones de diferentes tamaños.

En algunos casos se observaron olivinos euhedrales a subhedrales parcialmente reabsorbidos, caracterizados por poseer un tamaño considerablemente mayor al resto de los fenocristales. Dada esta particularidad podrían tratarse de olivinos relictos (Fig. 22). También se evidencian texturas glomeroporfídicas (cúmulos de un sólo tipo de mineral) de plagioclasa y olivino, y cumulo porfídicas (cúmulos de dos o más tipos de minerales) de ol – pl, cpx – pl y ol – pl – cpx (Fig. 23). Los fenocristales que componen estas texturas suelen poseer tamaños considerablemente mayores respecto al resto de fenocristales. En casos particulares, estos cristales muestran formas euhedrales a subhedrales y no presentan vidrio en los intersticios. Sin embargo, con mayor frecuencia estos cúmulos presentan vidrio entre los cristales (subhedrales a anhedrales) y texturas de reabsorción dominantes. Según Stewart (1975) y Castro y Stephens (1992), estos últimos corresponderían a xenocristales derivados de la disgregación de un xenolito máfico.

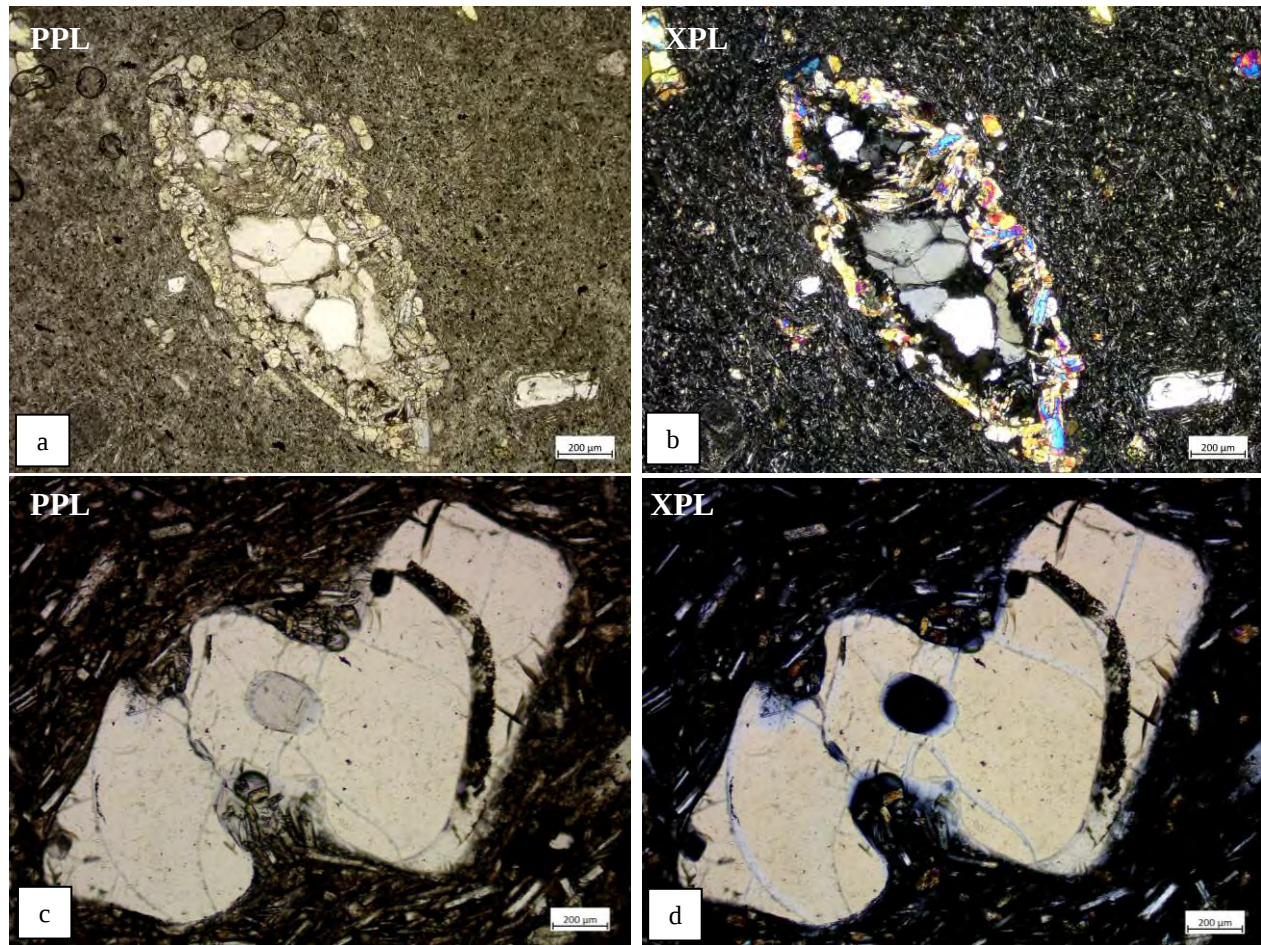


Figura 19: Xenocristales de cuarzo de muestras BC-15 (a y b) y BC-08 (c y d). En a) y b) se presentan coronas de reacción de vidrio y clinopiroxeno. En c) y d) se aprecian xenocristales de cuarzo de tamaños relativamente mayores, con texturas de embahamiento y sin coronas de reacción.

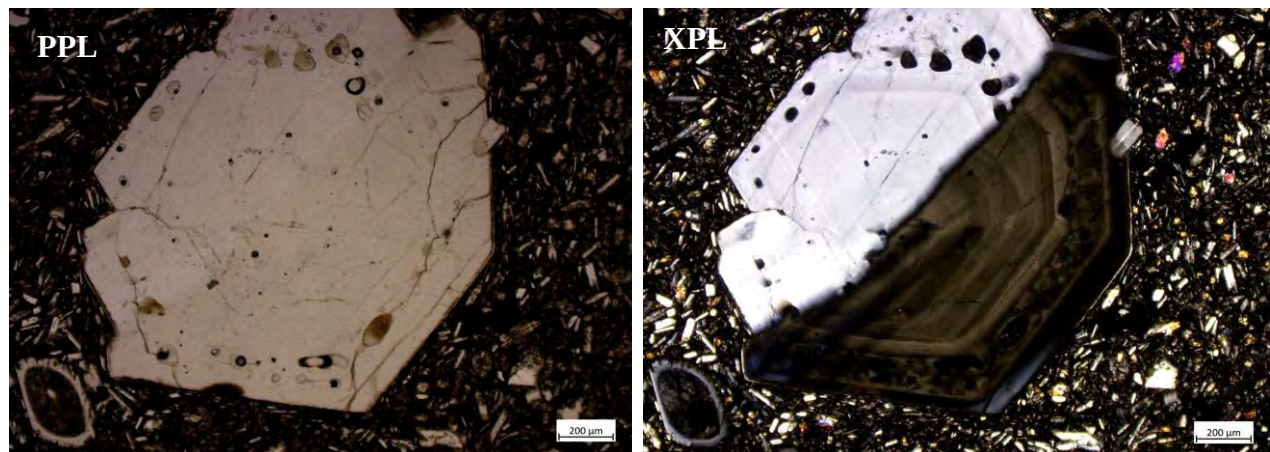


Figura 20: Fenocristales de plagioclasea con zonación y texturas sieve. Se puede observar vidrio relleno las cavidades generadas por la reabsorción. Estos podrían corresponder a inclusiones fundidas. Muestra BC – 19(2).

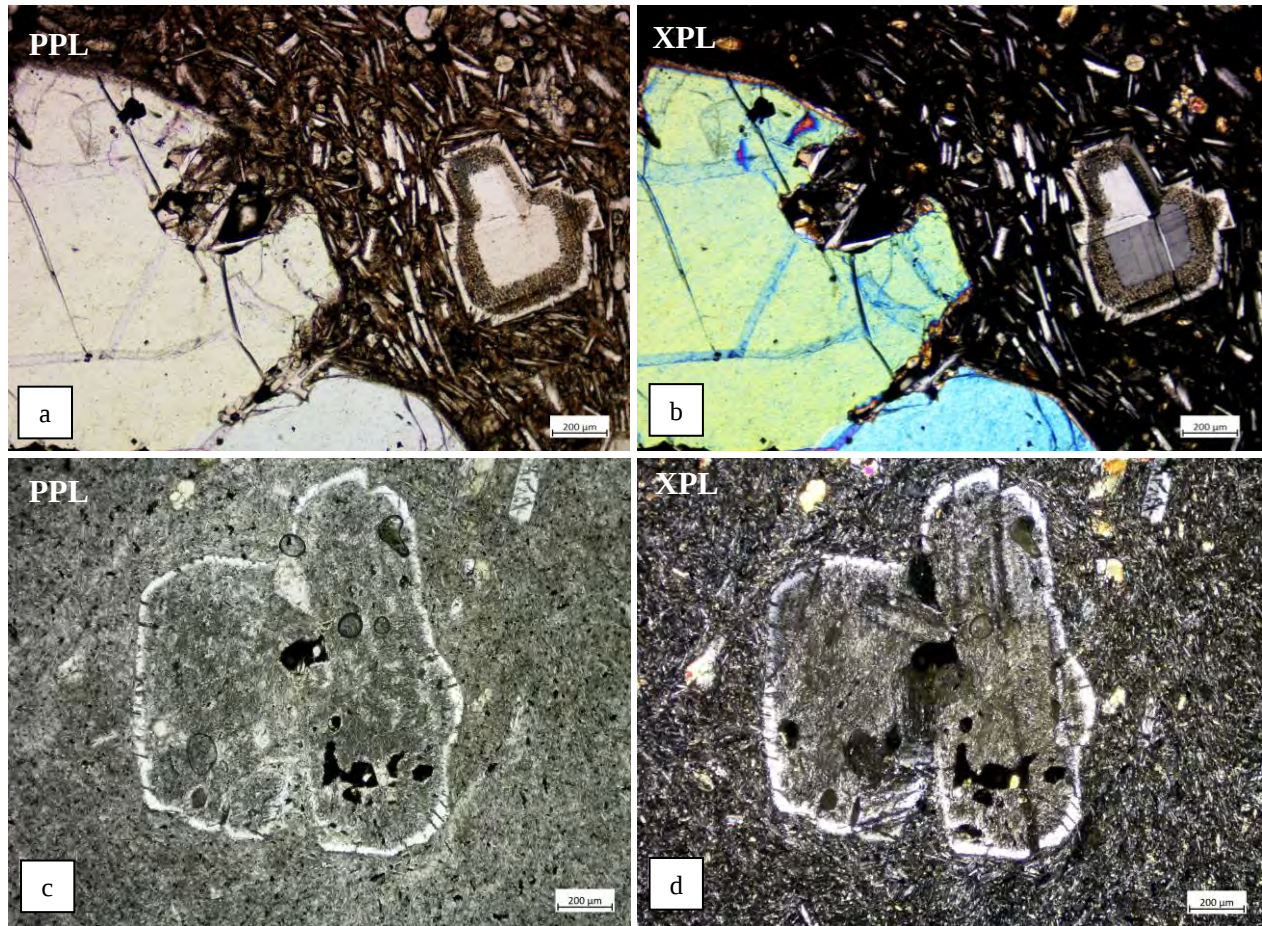


Figura 21: Fenocristales de plagioclasa con texturas dusty. a) y b) Fenocristal de plagioclasa con textura dusty predominante en los bordes (muestra BC – 08). c) y d) Fenocristales de plagioclasa con textura dusty predominante en casi todo el cristal, excepto en los bordes (muestra BC – 15).

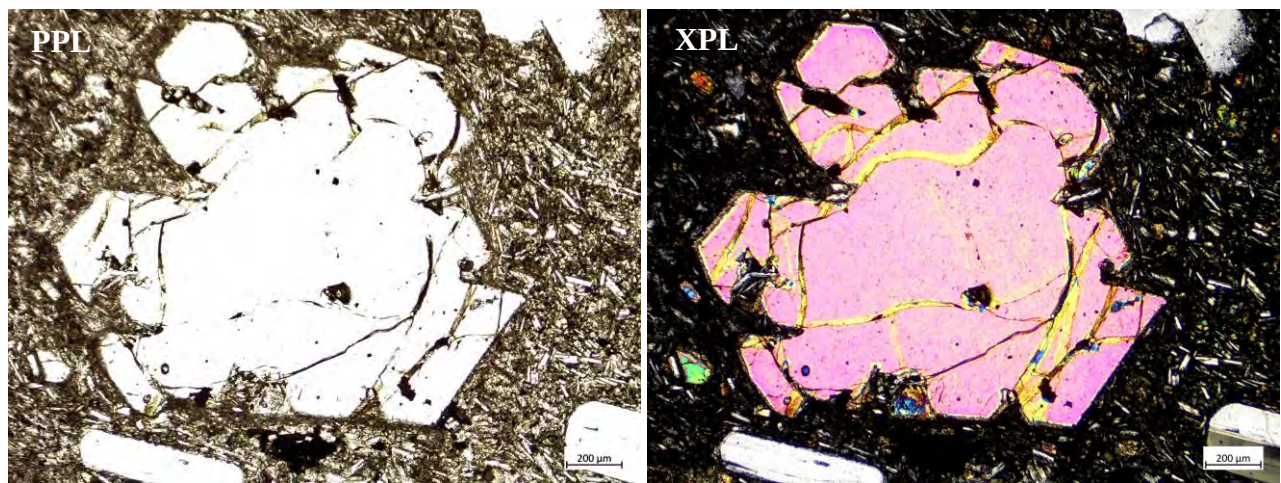


Figura 22: Fenocristales relictos de olivino, caracterizados por poseer texturas de reabsorción en el borde del cristal. Muestra BC-13.

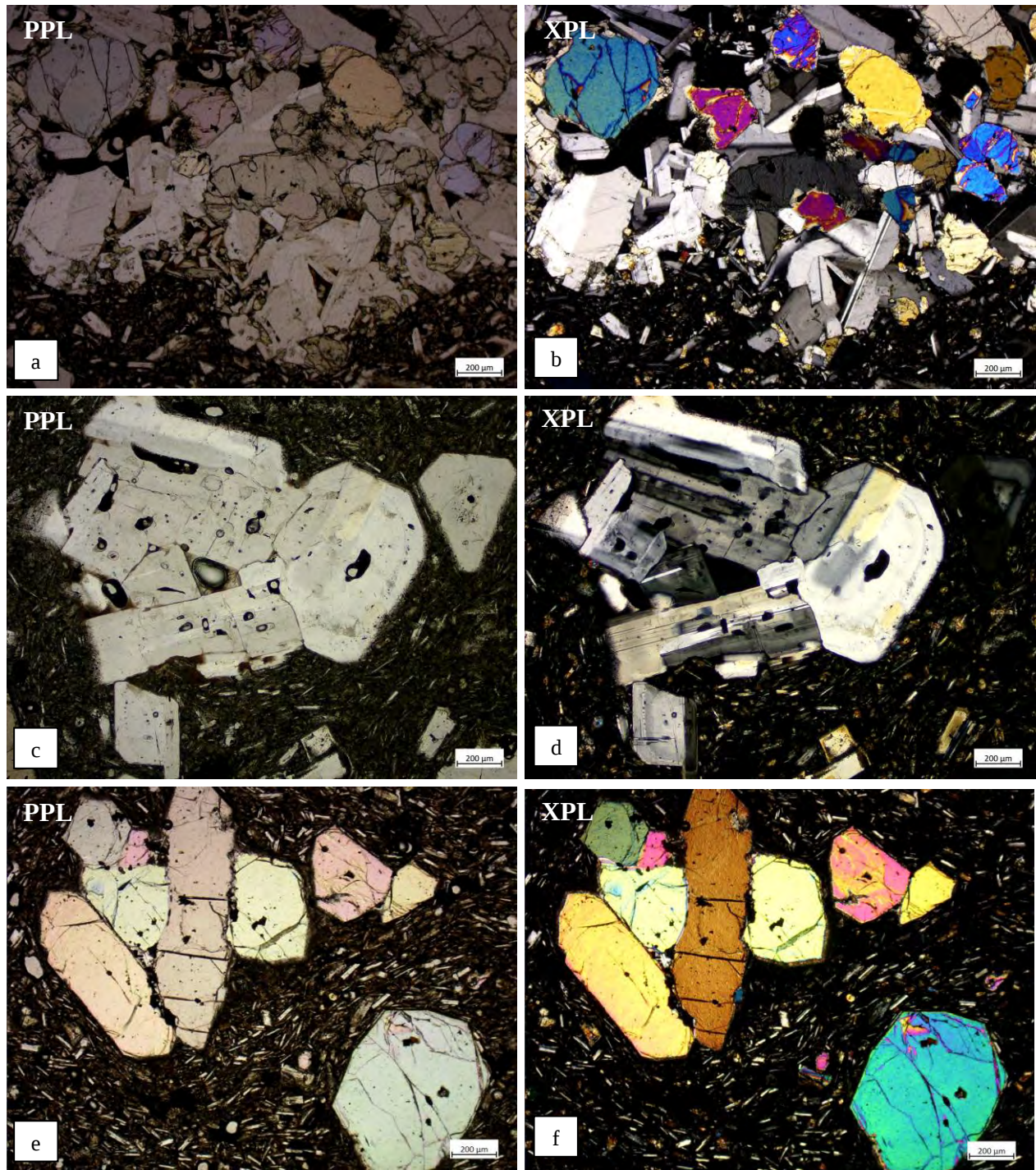


Figura 23: Cúmulos de fenocristales. a) y b) Textura cumuloportídica compuesta por ol – pl – cpx. c) y d) Textura glomeroporfídica de pl, que además poseen texturas sieve y probables inclusiones fundidas. Por otro lado, e) y f) evidencian una textura glomeroporfídica de fenocristales de ol subhedrales sin vidrio entre los intersticios. En todas las imágenes se puede observar una orientación preferente de microcristales de pl entorno a las texturas descritas. Imágenes a) y b) pertenecen a BC – 19 (2); c) y d) a BC – 13; e) y f) a BC – 08.

A continuación, se presenta una síntesis de las características petrográficas de cada muestra, incluyendo además descripciones de muestras extraídas por Contreras (2018) (Tabla 6).

Tabla 6: Resumen de características petrográficas de muestras de lavas del volcán Barranco Colorado.

Presenta	BC – 08	BC – 09	BC – 13	BC – 14	BC – 15	BC – 16	BC – 16 Bomba	BC – 19	BC – 20	BC – 21	BC – 22	BC – 24	BC – 25	BC – 26	BC – 18	FC – 47
OI	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		x	x	x''	x''
PI	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x''	x''
Cpx	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		x	x	x''	x''
Opx		x	x	x											x''	
Amp	x											x*				
Ep	x											x*	x			
Chl												x*				
Xcx qz	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x''	x''
Text. Traquítica									x	x	x					
Text. Traquítica – Afieltrada	x	x	x	x									x	x	x''	x''
Text. Afieltrada					x	x	x									
Text. Intersertal								x				x				
Text. Sieve pl	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x''	x''
Text. Reabsorción ol	x	x	x				x	x		x	x		x	x	x''	x''
Text. Reabsorción cpx		x			x		x	x			x					
Zonación en pl	x	x	x	x	x	x	x	x	x		x		x	x	x''	x''
Text. Glomeroporfidica pl	x	x		x		x	x	x	x				x	x		
Text. Glomeroporfidica ol	x	x		x			x	x	x	x	x			x		
Text. Cumuloporfidica de ol – pl				x	x	x	x		x	x	x		x	x	x''	x''
Text. Cumuloporfidica de pl – cpx		x	x			x	x	x							x''	
Text. Cumuloporfidica de ol – pl – cpx		x					x	x								
Text. Intrafasiculada de pl en cpx					x	x										

Áreas sombreadas = No presenta; x = Presenta; Xcx = Xenocristal; *= Minerales secundarios; ''= Identificación propia a partir de secciones delgadas elaboradas por Contreras (2018).

3.4 Geoquímica

Los resultados geoquímicos obtenidos a través del ICP-OES (Tabla 7) otorgaron, en general, composiciones con bajo contenido de pérdida por ignición (LOI por sus siglas en inglés: *Los on Ignition*). LOI representa la masa de humedad y material volátil que posee la muestra, por lo tanto, un alto contenido de LOI evidencia una importante alteración química. En consecuencia, las muestras presentan poca alteración y buenas condiciones para ser analizadas. Sólo la muestra BC – 16 posee una pérdida por ignición medianamente elevada (3,24%), sin embargo, igual será considerada para la interpretación de datos. Por otro lado, la concentración de elementos trazas se obtuvo a través del ICP-MS (Tabla 8). Cabe destacar que ambas técnicas analíticas arrojaron resultados para el Sr, Ba, Sc, V, Cr, Co, Ni, Y, Zr y Nb, los cuales poseen una buena correlación, a excepción de los elementos con contenidos más bajos como el Cr, Ni y Nb (Fig. 24), debido a que estos se encuentran cerca del límite de detección del ICP-OES, por lo tanto, para la interpretación de elementos trazas se utilizarán los resultados del ICP-MS.

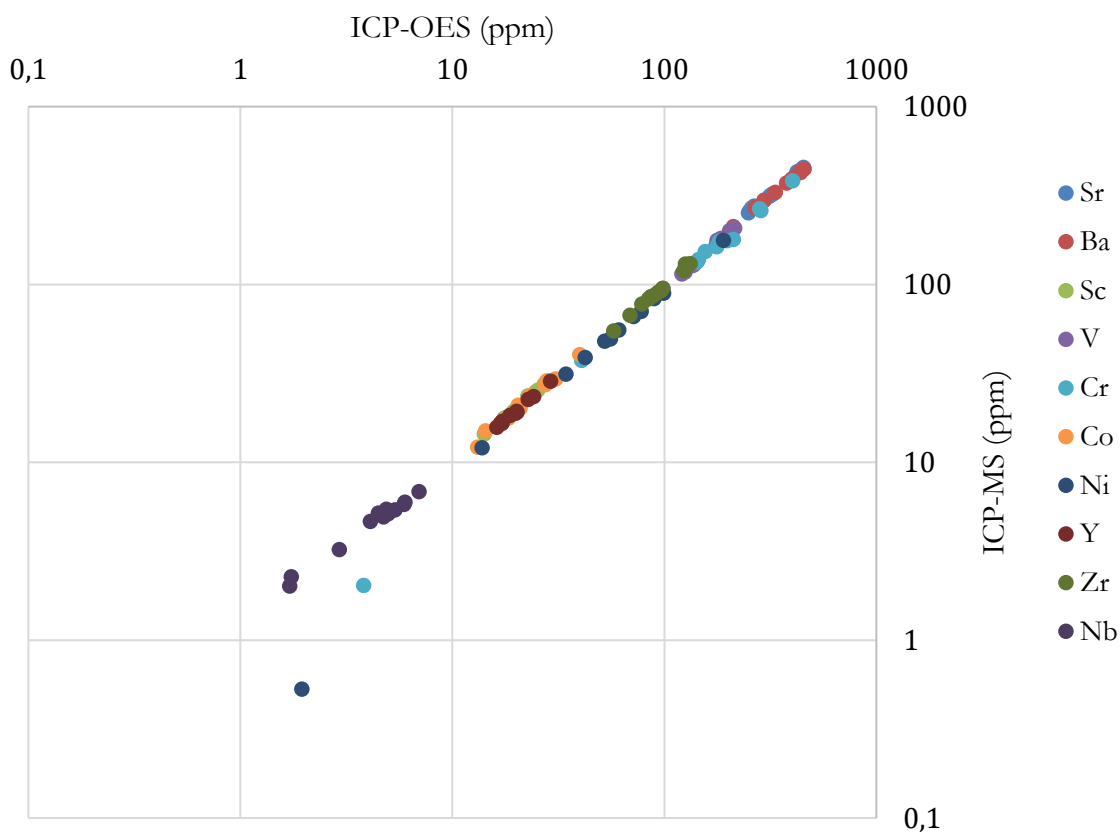


Figura 24: Correlación entre datos obtenidos por ICP-OES e ICP-MS.

Tabla 7: Resultados de ICP-OES. Valores de óxidos mayores están en %wt., y elementos trazas en ppm. Valor de Ti (ppm) fue calculado a partir de la concentración de TiO₂.

	BC – 08	BC – 12	BC – 13	BC – 14	BC – 16	BC – 16 Bomba	BC – 19	BC – 22	BC – 24	BC – 26
SiO₂	61,1	60,8	59,6	62,4	60,2	53,6	57,1	54,8	59,5	63,9
TiO₂	0,68	0,67	0,69	0,64	0,55	1,05	0,62	0,95	1,17	0,50
Al₂O₃	15,7	15,8	15,8	15,5	16,1	17,3	15,9	17,1	15,0	15,8
Fe₂O₃	6,2	6,2	6,6	5,9	5,6	8,8	7,2	8,4	8,1	5,1
MnO	0,111	0,109	0,114	0,106	0,098	0,147	0,125	0,141	0,126	0,098
MgO	4,19	4,39	5,30	3,73	3,54	5,76	6,28	5,87	2,42	2,35
CaO	6,36	6,28	6,51	5,87	4,82	8,68	7,93	8,15	4,34	5,27
Na₂O	3,38	3,38	3,36	3,43	3,04	3,38	2,89	3,32	4,51	3,53
K₂O	1,73	1,72	1,61	1,88	1,72	0,96	1,14	1,09	1,56	1,92
P₂O₅	0,150	0,145	0,139	0,139	0,097	0,255	0,092	0,233	0,326	0,115
LOI	0,55	0,55	-0,03	0,02	3,42	-0,17	0,52	-0,30	1,99	0,86
Total	100,16	100,07	99,67	99,59	99,21	99,71	99,77	99,69	99,08	99,45
Sr	313,7	319,8	326,6	295,7	252,8	443,3	249,0	422,6	257,7	265,2
Ba	397,1	402,8	377,4	439,1	432,8	268,0	271,0	295,2	438,0	456,1
Sc	19,4	18,9	19,5	17,7	17,5	27,1	25,3	24,6	22,7	14,1
V	137,8	135,5	142,8	125,0	120,8	203,1	175,0	184,6	177,3	98,5
Cr	198,3	211,4	285,4	176,8	155,9	144,9	281,0	181,7	3,8	40,7
Co	20,8	20,4	23,2	18,4	17,3	27,8	27,5	28,3	14,3	13,2
Ni	52,3	60,8	99,0	42,3	34,3	55,6	89,3	71,4	1,9	13,8
Y	20,1	20,0	19,9	20,1	17,1	24,1	17,2	22,7	29,0	18,7
Zr	98,1	96,3	93,3	88,8	57,7	132,1	78,2	125,5	123,5	86,3
Nb	5,0	4,5	4,7	4,9	4,1	5,9	2,9	6,0	6,9	5,4
Ti	4080,6	4064,7	4136,69	3841,26	3441,60	6290,73	3733,75	5711,66	7234,99	3068,07

Tabla 8: Resultados de elementos traza mediante ICP-MS.

	BC – 08	BC – 12	BC – 13	BC – 14	BC – 16	BC – 16 Bomba	BC – 19	BC – 22	BC – 24	BC – 26
Y	20,1	20,0	19,9	20,1	17,1	24,1	17,2	22,7	29,0	18,7
Zr	98,1	96,3	93,3	88,8	57,7	132	78,2	126	124	86,3
Li	27,20	28,03	22,69	26,46	33,39	14,12	20,53	14,64	28,97	33,80
Be	1,14	1,15	1,11	1,17	1,13	1,05	0,80	1,11	1,14	1,17
Sc	19,11	18,61	19,42	17,77	17,60	27,42	25,47	24,66	23,61	14,38
V	129,13	127,38	134,65	117,49	114,34	200,41	166,43	181,20	177,18	95,02

Cr	175,78	178,97	259,99	163,07	153,11	138,04	266,30	174,78	2,03	37,33
Mn	805,78	789,01	827,23	752,39	697,50	1058,38	912,41	1025,77	936,41	711,50
Co	20,14	20,88	23,63	17,74	17,00	28,61	27,31	28,07	15,04	12,15
Ni	47,99	55,50	89,17	38,76	31,24	49,41	83,28	65,93	0,53	12,04
Cu	21,98	22,56	34,31	28,28	34,79	46,47	40,66	34,98	23,53	18,90
Zn	54,82	55,63	56,61	50,60	57,67	67,74	58,96	80,49	77,40	51,16
Y	19,31	19,10	18,86	19,07	16,51	23,44	17,02	22,51	28,53	18,29
Zr	94,84	92,13	90,32	86,35	54,78	130,75	77,44	129,90	119,45	85,43
Nb	5,13	5,17	4,92	5,44	4,65	5,79	3,23	5,95	6,83	5,39
Mo	0,97	1,01	0,78	1,10	0,92	0,73	0,72	0,70	0,38	1,00
Cs	2,80	2,73	2,07	3,07	2,89	0,91	2,06	0,65	1,89	3,41
Rb	58,64	58,56	51,30	66,06	60,87	22,30	39,62	28,35	57,64	70,10
Ba	397	403	377	439	433	268	271	295	438	456
Th	5,07	5,00	4,71	5,67	4,68	2,59	3,14	3,09	3,74	5,45
U	1,26	1,27	1,17	1,36	0,95	0,68	0,79	0,78	1,12	1,33
Nb	5,0	4,5	4,7	4,9	4,1	5,9	2,9	6,0	6,9	5,4
Ta	0,41	0,41	0,39	0,45	0,38	0,36	0,26	0,38	0,44	0,44
La	15,71	15,42	14,81	16,47	14,61	14,64	9,51	15,21	17,87	16,23
Ce	33,91	33,39	32,12	35,46	30,02	33,73	21,36	34,60	41,13	34,52
Pb	10,30	9,64	8,34	9,98	8,51	6,43	6,84	12,58	7,42	10,71
Pr	4,17	4,13	3,99	4,32	3,81	4,49	2,74	4,45	5,51	4,25
Sr	314	320	327	296	253	443	249	423	258	265
Nd	16,50	16,36	15,85	16,87	14,85	19,11	11,25	18,53	23,43	16,47
Sm	3,62	3,60	3,49	3,63	3,18	4,41	2,69	4,20	5,46	3,53
Eu	0,93	0,94	0,94	0,89	0,82	1,31	0,77	1,22	1,48	0,86
Gd	3,60	3,58	3,46	3,54	3,14	4,54	2,87	4,23	5,54	3,50
Tb	0,56	0,56	0,54	0,55	0,48	0,70	0,47	0,66	0,86	0,53
Dy	3,37	3,32	3,28	3,29	2,88	4,22	2,91	3,98	5,16	3,21
Ho	0,69	0,69	0,67	0,68	0,59	0,87	0,61	0,82	1,04	0,65
Er	1,97	1,95	1,92	1,93	1,66	2,46	1,77	2,32	2,81	1,86
Yb	1,90	1,88	1,86	1,86	1,64	2,33	1,73	2,21	2,50	1,84
Lu	0,29	0,29	0,28	0,28	0,25	0,35	0,26	0,33	0,36	0,28
Hf	2,61	2,54	2,50	2,46	2,02	3,23	2,21	3,18	3,32	2,53
W	1,20	1,23	1,06	1,42	1,39	0,48	0,87	0,56	3,59	1,53

3.4.1 Clasificación y caracterización geoquímica

Para clasificar, caracterizar y comparar la geoquímica de las muestras se utilizará la agrupación de muestras resumida en la Tabla 5, con el fin de graficar los datos en función de las posibles coladas identificadas agrupadas por área.

En primer lugar, en base a la concentración de elementos mayores se utilizan los diagramas TAS (Le Maitre et al., 1989), AFM (Irvine y Baragar, 1971) y FeO^*/MgO vs SiO_2 (Miyashiro, 1974). Cabe mencionar que los resultados geoquímicos de elementos mayores, en conjunto con las composiciones obtenidas por Contreras (2018), se normalizaron a 100 con $\text{LOI} = 0$ (**Anexos 3 y 4**) antes de ser procesados. Luego, se calculó FeO^* a partir del contenido de Fe_2O_3^* (en el resultado del análisis toda la concentración de Fe está en forma de Fe_2O_3) acorde a lo establecido por Kelley y Cottrell (2009), quienes afirman que el promedio global de la proporción de Fe en magmas de arco es de 25% para Fe_2O_3 y 75% para FeO .

Por lo tanto, se procedió a calcular %Fe a partir de Fe_2O_3^* a través de las masas molares (MM) de Fe y O.

$$\%Fe = \frac{(2 \times MM_{Fe})}{MM_{Fe_2O_3}} \times \%Fe_2O_3$$

Luego, para obtener el porcentaje de Fe^{+2} y Fe^{+3} se multiplicó %Fe por 0,75 y 0,25 respectivamente y, finalmente, se calculó %FeO y Fe_2O_3 a través de las siguientes ecuaciones para, posteriormente, determinar FeO^* .

$$\%FeO = \frac{\%Fe^{+2}}{\left(\frac{MM_{Fe}}{MM_{FeO}}\right)} \quad \%Fe_2O_3 = \frac{\%Fe^{+3}}{\left(\frac{2 \times MM_{Fe}}{MM_{Fe_2O_3}}\right)} \quad \%FeO^* = \%FeO + 0,8998 \times \%Fe_2O_3$$

Los valores de FeO^* se encuentran en **Anexo 5**.

Una vez hecho estos cálculos, se elaboraron los diagramas anteriormente mencionados. Por un lado, el TAS muestra una variabilidad química que comprende desde andesita basáltica hasta dacita, evidenciando una clara tendencia hacia un enriquecimiento en álcalis y SiO_2 , lo cual está relacionado a

procesos de diferenciación magmática. Cabe destacar que la muestra BC – 24 (colada SW) se desvía de esta tendencia, mostrando un leve enriquecimiento en álcalis (Fig. 25).

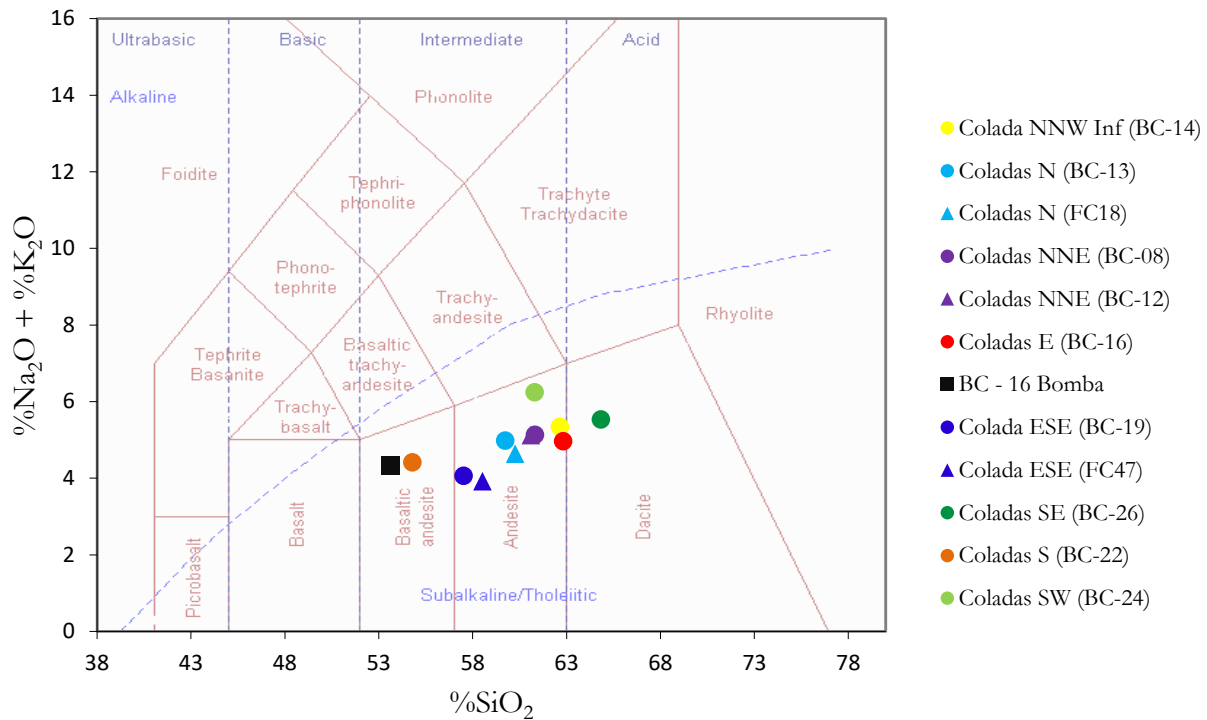


Figura 25: Clasificación de diagrama TAS de muestras de lavas del volcán Barranco Colorado.

El diagrama TAS clasifica las muestras dentro de la serie magmática sub-alkalina, por lo tanto, se procedió a usar el diagrama FeO^*/MgO vs SiO_2 y AFM para determinar si estas corresponden a la sub-serie de magmas toleíticos y/o calco-alkalinos en base al enriquecimiento de FeO^* (Figs. 26 y 27). Según estos diagramas, las muestras corresponden a la sub-serie de magmas calco-alkalinos a excepción de BC – 24 según Miyashiro (1974). Sin embargo, la clasificación de Miyashiro (1974) es ambigua, ya que los contenidos de MgO y FeO^* pueden variar de forma independiente, por lo tanto, el aumento de la razón FeO^*/MgO puede producirse por un aumento de FeO^* o un empobrecimiento de MgO . Por otro lado, en el diagrama AFM se puede observar que inicialmente el magma experimenta un empobrecimiento de MgO , generando así un leve aumento aparente en el contenido de FeO^* . Luego, las muestras siguen una tendencia de empobrecimiento de FeO^* debido al fraccionamiento de minerales ferromagnesianos como olivino, piroxeno y, probablemente, anfíbol y óxidos de Fe (magnetita y/o ilmenita). Posteriormente, la tendencia continúa hacia un enriquecimiento en álcalis. Lo mencionado anteriormente es característico de magmas calco-alkalinos.

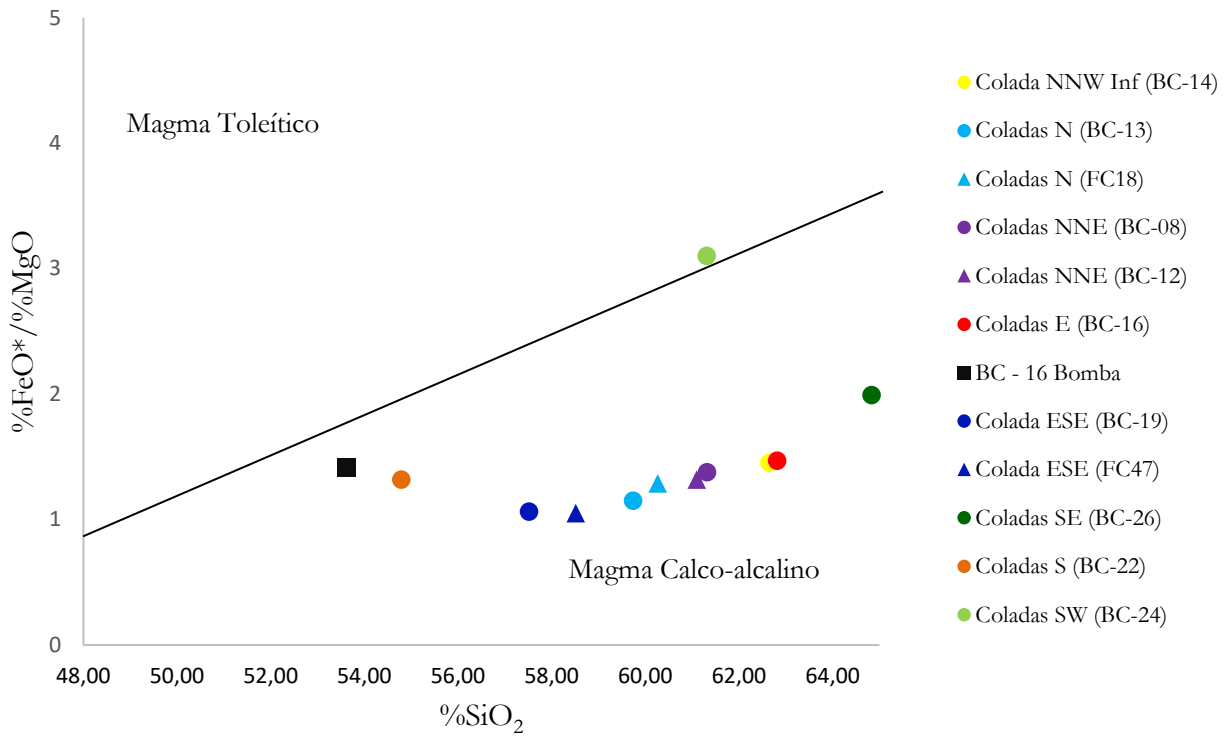


Figura 26: Clasificación de magmas sub-alcinos de Miyashiro (1974).

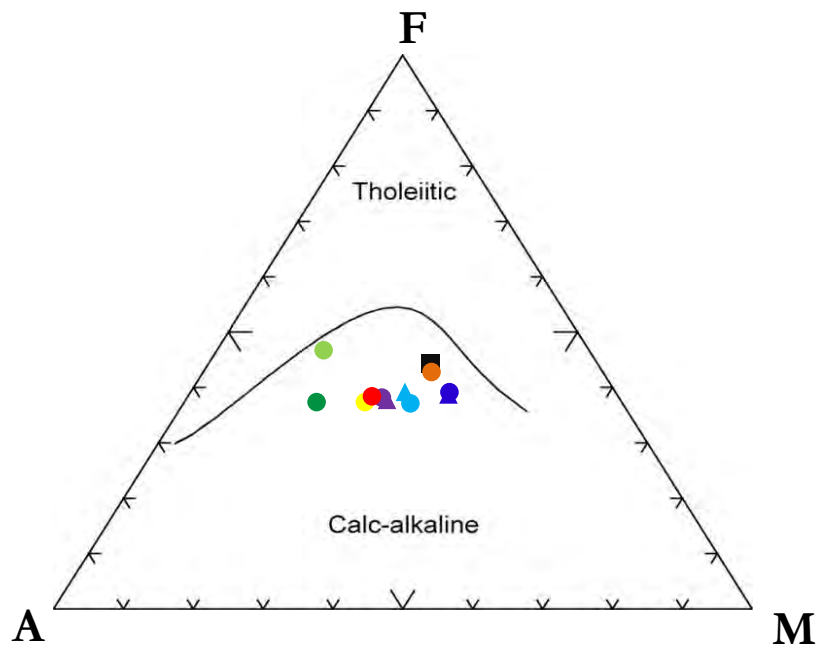


Figura 27: Gráfico AFM de Irvine y Baragar (1971). Se utilizó la misma leyenda de Figura 26.

3.4.2 Índice Toleítico

El cálculo del Índice Toleítico (THI) es un método establecido por Zimmer et al. (2010) para cuantificar el enriquecimiento de Fe de un conjunto de rocas co-genéticas. Este se obtiene a través de la siguiente ecuación:

$$THI = \frac{Fe_{0,4}}{Fe_{0,8}}$$

En donde $Fe_{0,4}$ representa el promedio del contenido de FeO^* con $MgO = 4 \pm 1\%$ y $Fe_{0,8}$ corresponde al promedio de FeO^* con $MgO = 8 \pm 1\%$. Se escogió un contenido de $MgO = 4 \pm 1\%$ debido a que esta concentración es lo suficientemente baja para que exista una variabilidad significativa de FeO^* durante la diferenciación magmática. Por otra parte, la elección de $MgO = 8 \pm 1\%$ representa un contenido lo suficientemente alto como para evitar el predominio de factores como procesos de cristalización fraccionada, asimilación de la corteza y mezcla de magma; por lo tanto, esta se aproxima a la concentración primaria del magma.

Para efectos de este estudio, ninguna muestra contiene un valor de $MgO = 8 \pm 1\%$. En estos casos, según Zimmer et al. (2010), es posible realizar una regresión lineal de los datos para poder interpolar los valores de $Fe_{0,4}$ y $Fe_{0,8}$ con MgO igual a 4 y 8% respectivamente (Fig. 28).

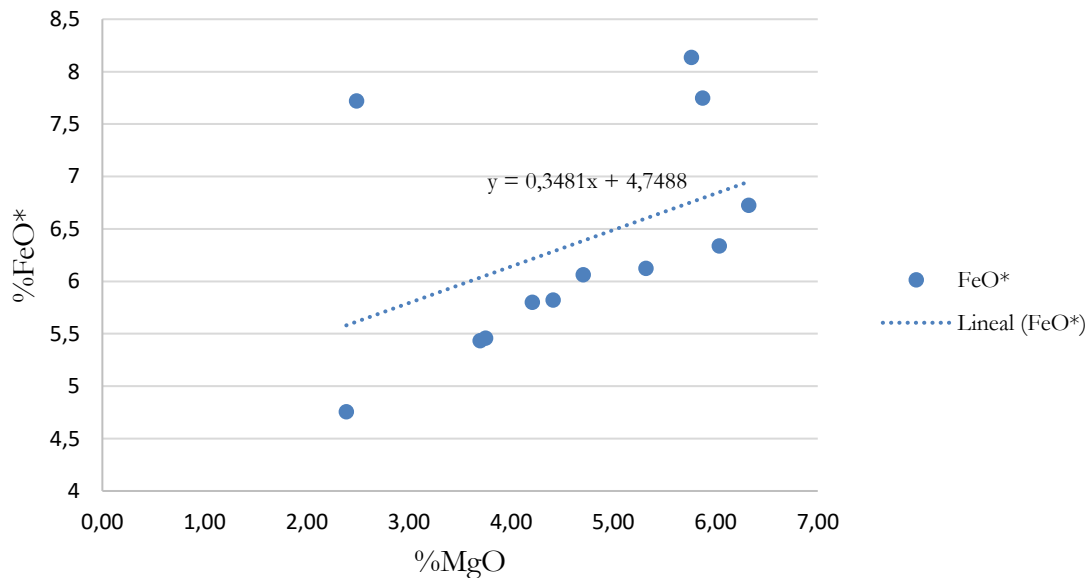


Figura 28: Gráfico de dispersión de datos de $\%FeO^*$ en función de $\%MgO$. En la figura se presenta la ecuación de la recta obtenida a través de la regresión lineal.

Realizando la regresión de datos, se obtiene la siguiente ecuación de la recta:

$$y = 0,3481x + 4,7488$$

Con una pendiente positiva de 0,3481 y un intercepto de 4,7488. En donde $y = \%FeO^*$; $x = \%MgO$.

Entonces,

$$Fe_{0,4} = 0,3481 \times 4\% + 4,7488$$

$$Fe_{0,4} = 6,14\%$$

$$Fe_{0,8} = 0,3481 \times 8\% + 4,7488$$

$$Fe_{0,8} = 7,53\%$$

Por lo tanto,

$$THI = 0,81$$

Según Zimmer et al. (2010) los magmas toléíticos son enriquecidos en Fe, por lo tanto, poseen un $THI > 1$. Por otro lado, los calco-alcalinos son empobrecidos en Fe y tienen un $THI \leq 1$. Esto indica que las lavas de este estudio corresponden a magmas calco-alcalinos, lo que coincide también con el diagrama AFM y la clasificación de Miyashiro (1974).

El valor de THI también sirve para estimar el contenido de agua del magma parental debido a que existe una correlación negativa entre los valores de THI y la concentración de agua, a pesar de las variaciones significativas en los parámetros de subducción para diferentes arcos, como lo es la inmersión y edad de la corteza en subducción, régimen térmico, composición del sedimento en subducción y variaciones en los procesos de fusión y cristalización dentro de diferentes escenarios tectónicos (Zimmer et al., 2010).

Este contenido de H_2O se obtiene a través de la siguiente ecuación:

$$H_2O (wt\%) \pm 1,2 = \exp \left[\frac{1,26 - THI}{0,32} \right]$$

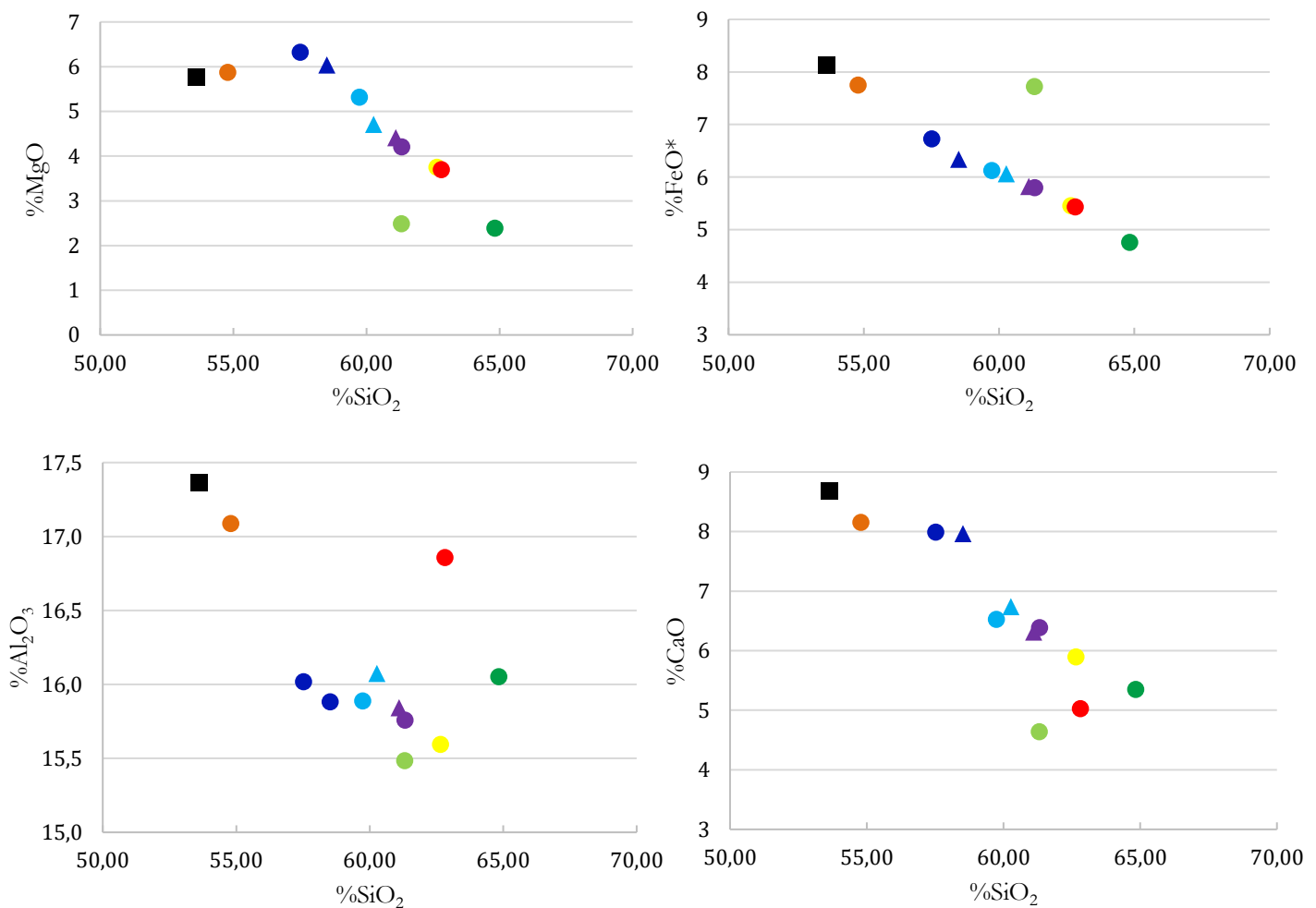
Finalmente, se obtiene un $\%H_2O$ de $4,015 \pm 1,2$.

3.4.3 Diagramas bivariantes

Debido a que es probable que este conjunto de muestras esté relacionado co-genéticamente, es importante identificar la variación química entre ellas. El método que se usa con más frecuencia es el diagrama de variación, en donde es posible observar tendencias y/o fuertes coherencias geoquímicas entre elementos mayores y/o trazas, sugiriendo la existencia de procesos petrogenéticos como fraccionamiento de minerales, contaminación cortical y/o mezcla de magmas (Rollinson, 1993)

3.4.3.1 Diagramas de Harker

Uno de los diagramas de variación más usados son los establecidos por Harker (1909). Estos grafican la variación de los óxidos mayores en función del contenido de SiO_2 debido a que este óxido aumenta su proporción durante la evolución magmática (Fig. 29).



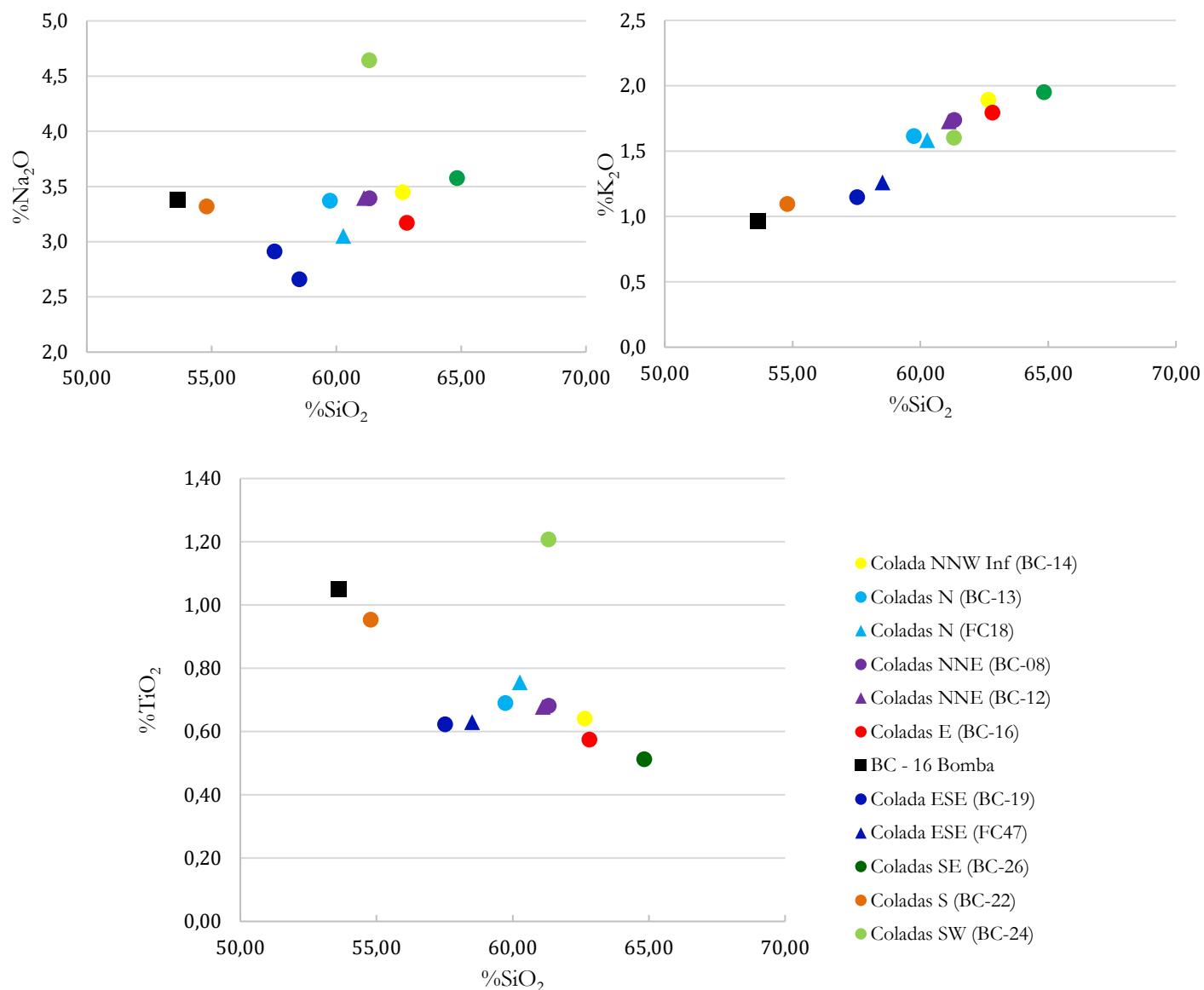


Figura 29: Diagramas de Harker (1909).

Si bien las tendencias e inflexiones presentes permiten interpretar la entrada o salida de una fase mineral (Rollinson, 1993), se debe considerar que algunas muestras de este estudio poseen xenocristales de cuarzo y/o aglomeraciones de xenocristales compuestos por olivino – clinopiroxeno, olivino – plagioclasa y clinopiroxeno – plagioclasa, lo que puede alterar los valores de MgO , SiO_2 , FeO^* , CaO y Al_2O_3 .

En general, las concentraciones de MgO, Al₂O₃, FeO*, CaO y TiO₂ disminuyen a medida que aumenta SiO₂. En contraste, K₂O aumenta progresivamente. Por otro lado, Na₂O tiende a disminuir y luego aumenta progresivamente.

Particularmente, la tendencia de MgO aumenta ligeramente entre los ~56-58% de SiO₂. Para esta problemática se establecen 2 hipótesis que serán discutidas en detalle en la siguiente sección, considerando todos los resultados.

- 1) Asumiendo que todas las muestras son co-genéticas, este aumento de MgO se debe a la presencia de cúmulos que contienen ol y cpx ya que, precisamente, las muestras que presentan este aumento de MgO (colada ESE) poseen texturas cumulo porfídicas de ol – cpx, ol – pl, texturas glomeroporfídicas de ol y cpx y, en el caso de FC47, se presentan olivinos relictos. Además, coincidentemente estas muestras evidencian un leve enriquecimiento de CaO, lo que puede relacionarse a las mismas características mencionadas debido a que los clinopiroxenos contienen CaO.
- 2) Las muestras BC – 22 y BC – 16 Bomba no son co-genéticas con las demás muestras, lo que significa que estas provienen de un magma parental diferente, indicando que la evolución del resto de las muestras comenzaría con BC – 19 ya que es la más enriquecida en MgO y empobrecida en SiO₂.

Debido a que se presenta la posibilidad de que BC – 22 y BC – 16 Bomba no sean co-genéticas con las demás muestras, se pueden establecer diferentes procesos que expliquen las tendencias presentes en los diagramas. Por un lado, asumiendo que todas las muestras son co-genéticas, la disminución temprana de Al₂O₃ sugiere fraccionamiento de plagioclasa y/o clinopiroxeno (augita). Además, acorde a lo que se observa en la tendencia de CaO, la disminución de Al₂O₃ se correlaciona positivamente con CaO, sugiriendo un fraccionamiento de plagioclasa cálcica y/o augita. Por el contrario, asumiendo que BC – 22 y BC – 16 Bomba no son co-genéticas con el resto, ocurriría un leve fraccionamiento de plagioclasa cálcica entre ~57 – 60% de SiO₂, en conjunto con un posible co-fraccionamiento de piroxeno debido a una disminución simultánea de Al₂O₃ y CaO.

Cabe destacar que la muestra BC – 16 (colada E) posee un valor elevado de Al₂O₃, desviándose de la tendencia, lo que puede ser producto de meteorización ya que esta muestra presenta un alto LOI

(3,42%) y/o a procesos de contaminación cortical, coincidiendo con la descripción petrográfica ya que en esta muestra se observaron texturas cumuloportílicas de pl – cpx, pl – ol y glomeroportílicas de pl.

Como se mencionó en la Sección 3.4.1, las muestras evidencian una evolución dentro del campo calco-alcalino, mostrando un empobrecimiento de FeO^* debido al fraccionamiento de minerales ferromagnesianos como olivino y piroxeno, en conjunto con el probable fraccionamiento temprano de anfíbol y óxidos de Fe. Asumiendo que todas las muestras son co-genéticas, esto también se evidenciaría en el diagrama de TiO_2 , ya que presenta un continuo empobrecimiento, lo que indicaría fraccionamiento temprano de ilmenita.

Por último, sólo si todas las muestras fuesen co-genéticas, la disminución de Na_2O entre el 56 – 59% de SiO_2 indicaría fraccionamiento de plagioclasa sódica. A partir del 59% de SiO_2 su concentración aumenta porque ya no fraccionan fases compatibles con Na. Por otra parte, K_2O exhibe una pendiente positiva a través de toda la serie debido a que K es un elemento incompatible, por lo tanto, se aprecia un enriquecimiento aparente a medida que aumenta el contenido de SiO_2 debido a la disminución de MgO , FeO^* , Al_2O_3 y CaO principalmente.

Cabe destacar que la muestra BC – 24 (colada SW) no forma parte de las tendencias en los diagramas de FeO^* , TiO_2 y Na_2O . Según su petrografía y geoquímica, esto puede explicarse por tres posibles razones: 1) Proviene de una fuente magmática diferente al resto de las muestras; 2) Bajo aporte de fluidos en su génesis; 3) Alteración que originó minerales secundarios de ep, amp y chl presentes en microfracturas.

3.4.3.2 Ni vs SiO_2

Este gráfico sirve para determinar el fraccionamiento de olivino ya que el Ni es compatible con este mineral, por lo tanto, un empobrecimiento de Ni puede indicar fraccionamiento de olivino (Fig. 30).

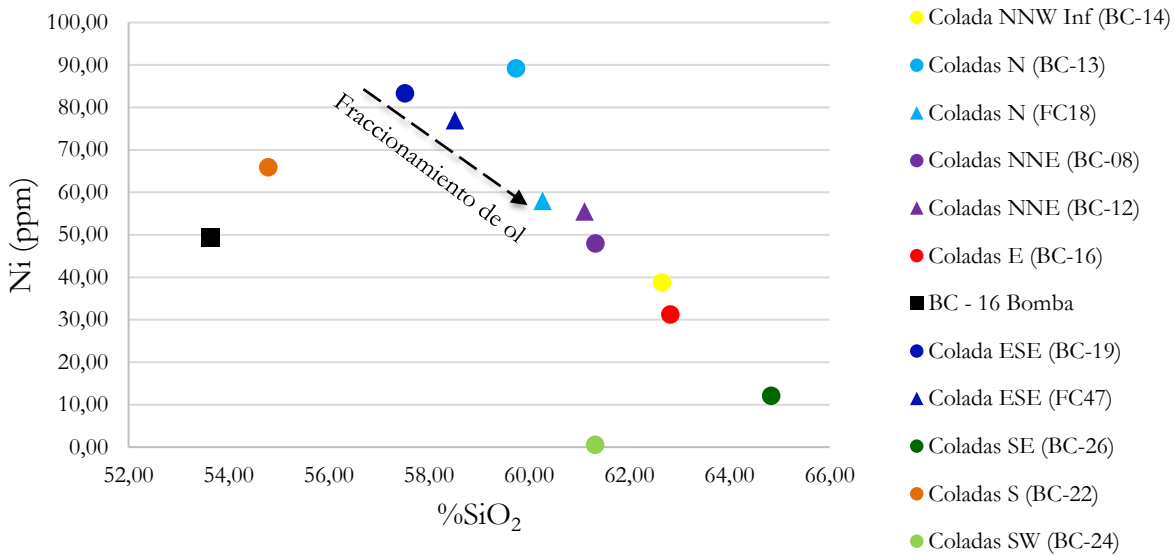


Figura 30: Diagrama de variación de Ni en función de SiO₂ (%wt.).

A partir del diagrama se puede distinguir que las muestras BC – 16 Bomba y BC – 22 se apartan de la tendencia evolutiva. Esto apoya la segunda hipótesis establecida en la sección anterior, la cual establece que estas muestras no son co-genéticas con el resto de las muestras. Por otra parte, en el diagrama se presenta una pendiente negativa bien pronunciada entre ~57 – 60% de SiO₂, reflejando un empobrecimiento continuo de Ni e indicando fraccionamiento de ol. Además, cabe destacar el enriquecimiento en Ni para la muestra BC – 13 ya que, considerando que esta muestra posee un 59,74% de SiO₂, la causa más probable de este enriquecimiento pueden ser procesos de contaminación de xenolitos máficos, lo que podría ser fundamentado por la presencia de olivinos relictos en esta muestra.

3.4.3.3 Cr vs SiO₂

Este diagrama sirve para determinar el fraccionamiento de piroxeno ya que el Cr es compatible con este mineral, por lo tanto, un empobrecimiento de Cr puede indicar fraccionamiento de piroxeno (Fig. 31).

Al igual que en el diagrama anterior (Fig. 31), se aprecia que las muestras BC – 16 Bomba y BC – 22 se apartan de la tendencia. Por otro lado, se evidencia un continuo empobrecimiento de Cr que sugiere un fraccionamiento de piroxeno. Este empobrecimiento coincide con el de Ni (Fig. 30), por lo tanto, probablemente ocurre un co-fraccionamiento de piroxeno y olivino.

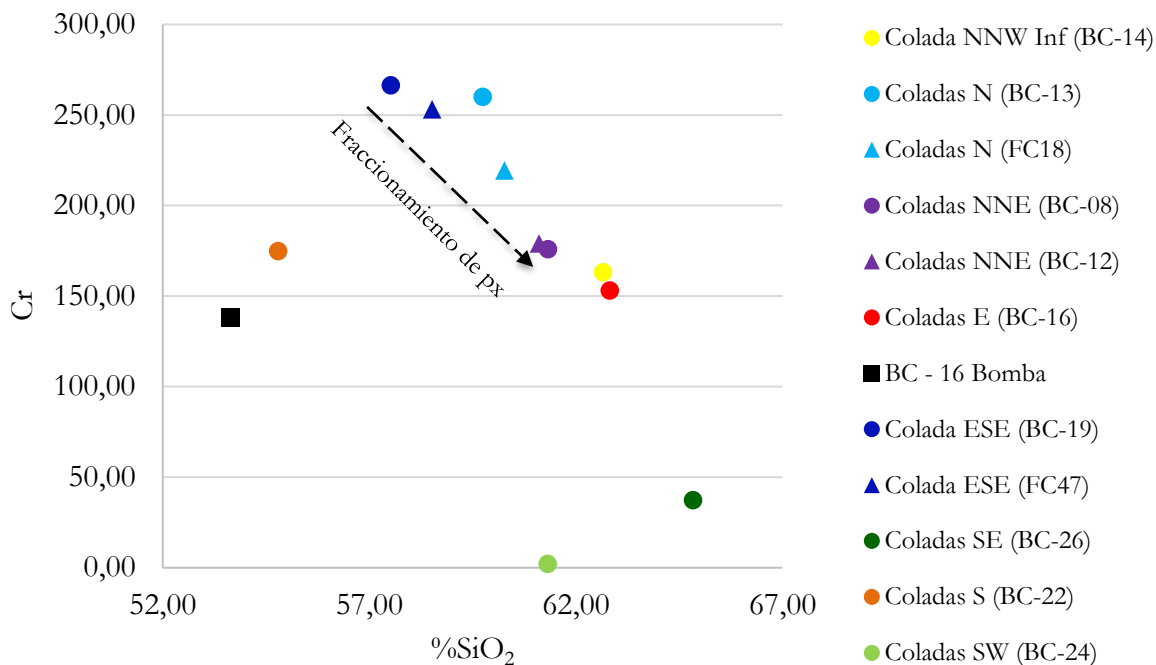


Figura 31: Diagrama de variación de Cr en función de SiO₂ (%wt.).

3.4.3.4 K/Rb vs SiO₂

Este diagrama es utilizado para estudiar el fraccionamiento de anfíbol, dado que el Rb es incompatible y el K es compatible con este mineral (Fig. 32).

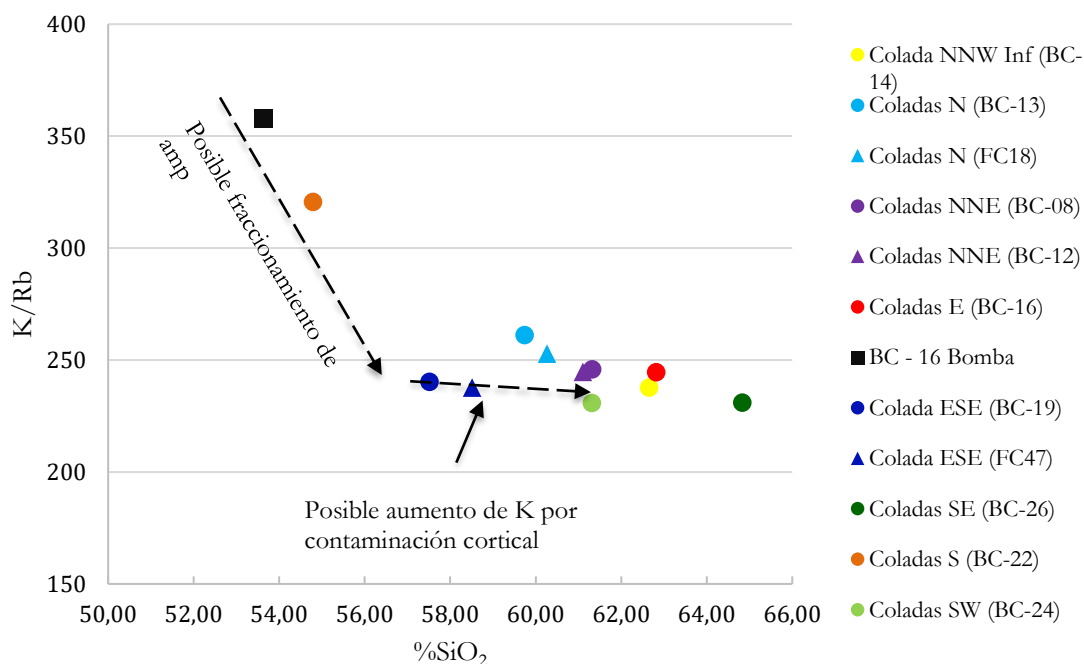


Figura 32: Diagrama de variación de K/Rb en función de SiO₂ (%wt.).

La distribución presenta una tendencia entre 53 – 57% de SiO₂ caracterizada por una pendiente negativa pronunciada, indicando un empobrecimiento continuo de K generado probablemente por fraccionamiento temprano de anfíbol. Sin embargo, según lo establecido anteriormente, es posible que las muestras BC – 22 y BC – 16 Bomba no sean co-genéticas con las demás muestras, por lo tanto, existe la posibilidad de que esta interpretación de fraccionamiento de anfíbol (entre estas muestras y BC – 19) no sea válida.

Cabe señalar que se presenta una pendiente negativa suave entre ~57 – 62%, evidenciando proporciones relativamente constantes de K/Rb. Esto puede sugerir que no hubo un fraccionamiento anfíbol, sin embargo, previamente a través del diagrama de Harker de FeO* (Fig. 29), se interpretó un posible fraccionamiento de anfíbol, lo cual es apoyado por la alta concentración de %H₂O en el magma parental ($4,015 \pm 1,2\%$). Por lo tanto, es posible que esta suavización de la curva se deba a un aumento de K por procesos de contaminación cortical en corteza media y/o superior, permitiendo sostener la posibilidad del fraccionamiento de anfíbol.

3.4.3.5 Ba/Sr vs SiO₂

Este diagrama permite discriminar el fraccionamiento entre feldespato alcalino y plagioclasa durante la diferenciación magmática debido a que Ba es compatible con feldespatos alcalinos e incompatible con plagioclasas. En tanto, el Sr es muy compatible con plagioclasa (Rollinson, 1993).

En la Figura 33 se pueden apreciar 3 tendencias. En la primera, comprendida entre ~54 – 57% de SiO₂, se observa un ligero enriquecimiento de Ba sobre Sr, lo que puede reflejar las primeras etapas de cristalización de plagioclasas, probablemente ricas en Ca (fase anortita). Luego se observa una pendiente positiva elevada entre ~57 – 62% de SiO₂, representando nuevamente un enriquecimiento de Ba sobre Sr y, por lo tanto, fraccionamiento de plagioclasa. Finalmente, entre ~62 – 65% de SiO₂ se presenta una tendencia plana, lo que podría reflejar un fraccionamiento de feldespato alcalino (afs) debido a que esta fase suele formarse en las últimas etapas de diferenciación magmática y/o a la acumulación de plagioclasas, lo que aumentaría el contenido de Sr y permitiría suavizar la curva. Cabe recordar la posibilidad de que BC – 16 Bomba y BC – 22 no son co-genéticas con las demás muestras, por lo tanto, se debe considerar un grado de incertidumbre para la interpretación de fraccionamiento de plagioclasa entre ~54 – 57% de SiO₂.

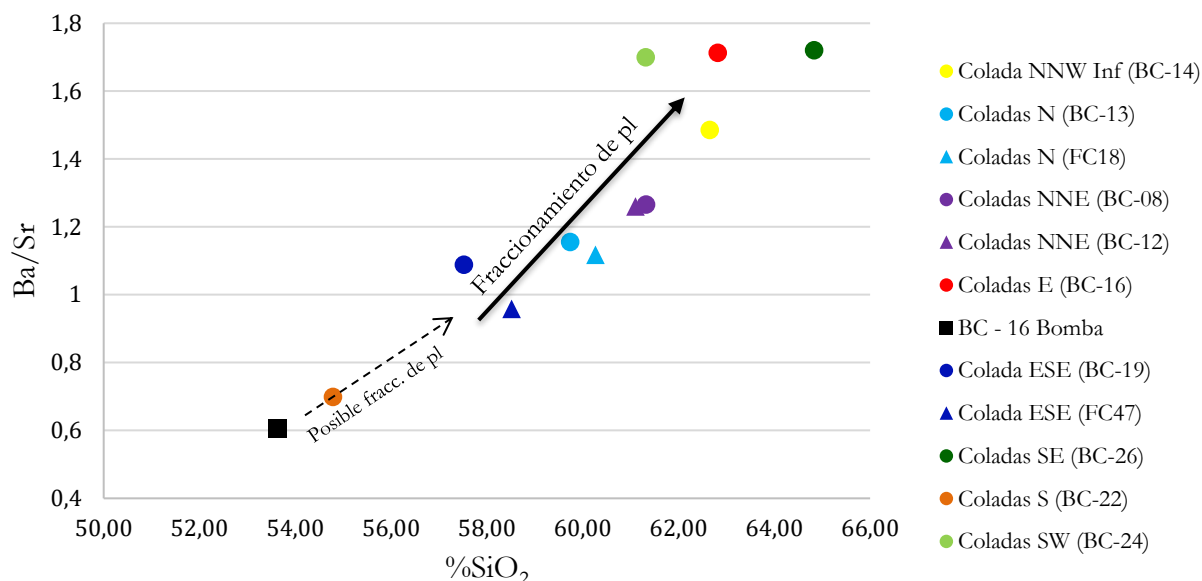
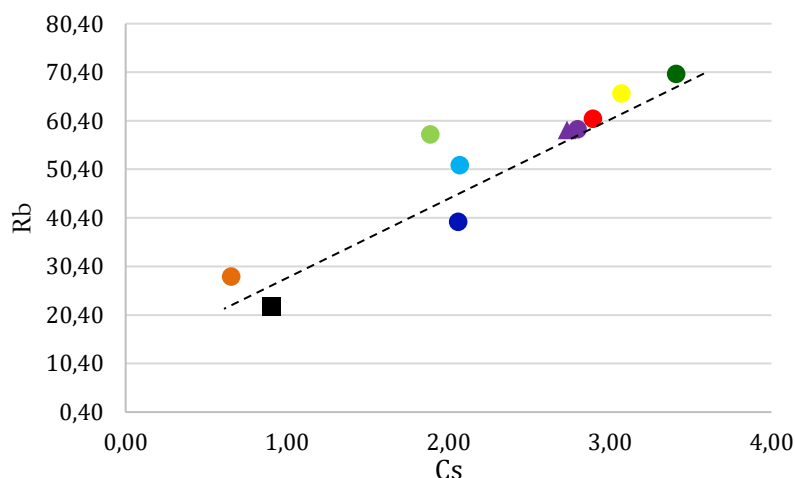


Figura 33: Diagrama de variación de Ba/Sr en función de SiO₂ (%wt.).

3.4.3.6 Diagramas de variación entre elementos altamente incompatibles

La razón entre un par de elementos altamente incompatibles, cuyos coeficientes de partición globales son casi idénticos, no variará significativamente durante procesos de cristalización fraccionada y experimentará una pequeña variación durante la fusión parcial por lotes (Rollinson, 1993). En el caso de la fusión del manto, existen grupos de elementos que tienen coeficientes de partición casi idénticos durante este proceso: Cs – Rb – Ba (Fig. 34), U – Nb – Ta – K, Zr – Hf – Sm, entre otros (Rollinson, 1993; Sun y McDonough, 1989). Además, por esta característica, es esperable que las gráficas bivariadas entre pares de elementos pertenecientes a estos grupos muestren una aproximación de la razón de estos elementos en la fuente (Rollinson, 1993). Cualquier variación en la relación indica heterogeneidad en la fuente (Bougault et al., 1980).



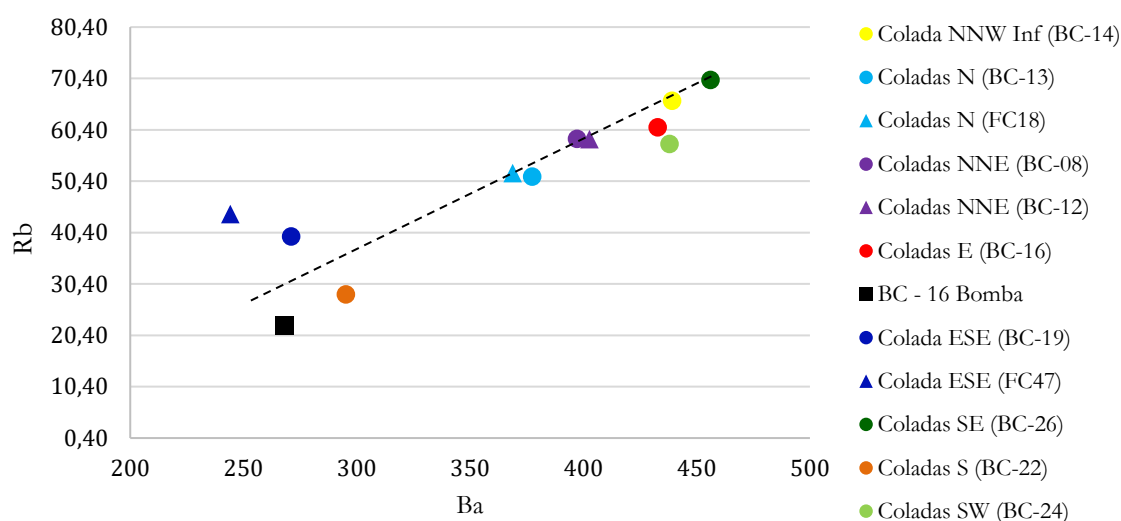


Figura 34: Diagramas de variación entre Cs – Rb – Ba. En la gráfica de Rb – Cs no se presentan FC18 ni FC47 por falta de datos.

Como se puede apreciar en la Figura 34, ambos diagramas muestran una buena correlación, sugiriendo una fuente mantélica homogénea.

3.4.4 Diagramas de distribución de REE y multi – elementos

Previamente, para comparar gráficamente las distribuciones de REE de las muestras se debe eliminar el efecto Oddo-Harkins, que corresponde a la ocurrencia de concentraciones más altas para los elementos con número atómico par en comparación con los que tienen número atómico impar. Para hacer esto, las composiciones químicas se deben normalizar respecto a una composición conocida (condritos, manto primitivo, entre otros), lo que servirá para suavizar la curva de distribución y, además, para tener un sistema de referencia y así poder interpretar las tendencias. Además, se debe tener en cuenta que el patrón REE de una roca ígnea está controlado por la química y mineralogía de su fuente, y por los equilibrios fundido – cristal que han tenido lugar durante la evolución magmática.

En primer lugar, se elaboró una distribución normalizada a condrito en base a la composición de Sun y McDonough (1989), dando lugar al diagrama presente en la Figura 35. A partir de este gráfico se observa, en general, un ligero enriquecimiento de MREE sobre HREE ($(\text{Sm/Lu})_N = 1,68 - 2,55$) y una curva más empinada entre LREE y MREE ($(\text{La/Sm})_N = 2,04 - 2,87$).

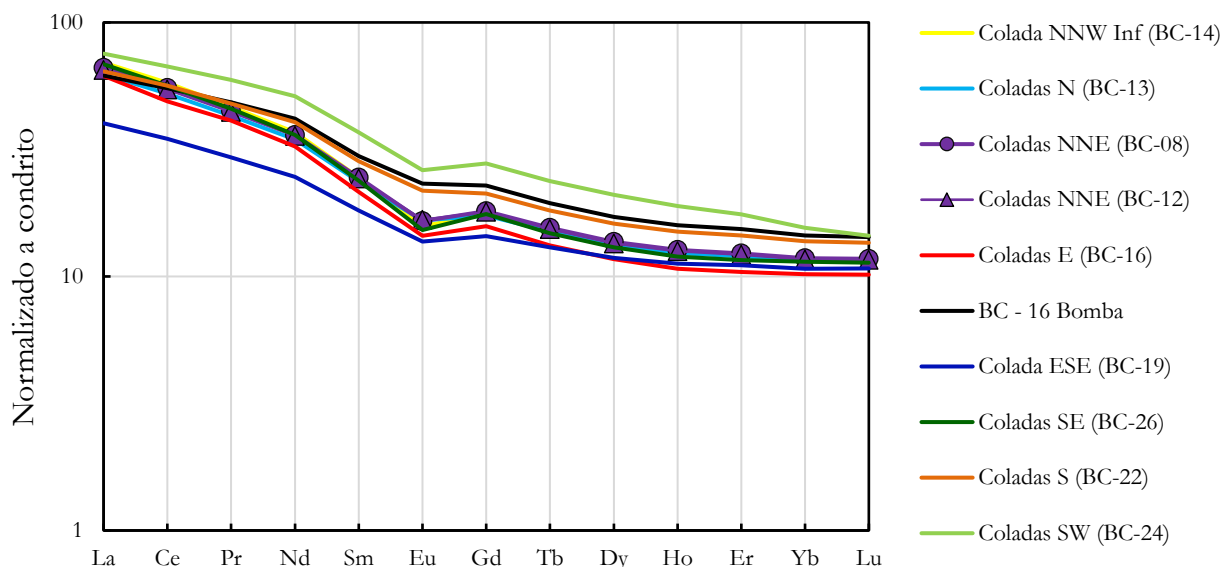


Figura 35: Diagrama de distribución de REE normalizado a condrito (Sun y McDonough, 1989). Muestras FC18 y FC47 no se presentan por falta de datos. La compatibilidad de los elementos aumenta de izquierda a derecha.

La tendencia entre MREE y HREE puede indicar fraccionamiento de anfíbol y/o clinopiroxeno, aunque cabe destacar que los coeficientes de partición de MREE y HREE son más altos en el anfíbol. Por otro lado, la pendiente negativa entre LREE – HREE se debe a un enriquecimiento relativo de LREE, lo que puede estar asociado a bajas tasas de fusión parcial de un manto fértil (tipo manto primitivo), a adición de fluidos a la fuente magmática (Saunders et al., 1991), como también a procesos posteriores como fraccionamiento de fases primarias como olivino, plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno ya que no son compatibles con LREE (Rollinson, 1993); y/o contaminación cortical (Thirlwall et al., 1996). Además, en todas las muestras (a excepción de BC – 24, BC – 22 y BC – 16 Bomba) se observa una leve anomalía de Eu, lo que puede evidenciar fraccionamiento de plagioclasa.

Adicionalmente, utilizando la composición de Manto Primitivo de McDonough y Sun (1995) se elaboró el siguiente diagrama de distribución de multi-elementos (Fig. 36).

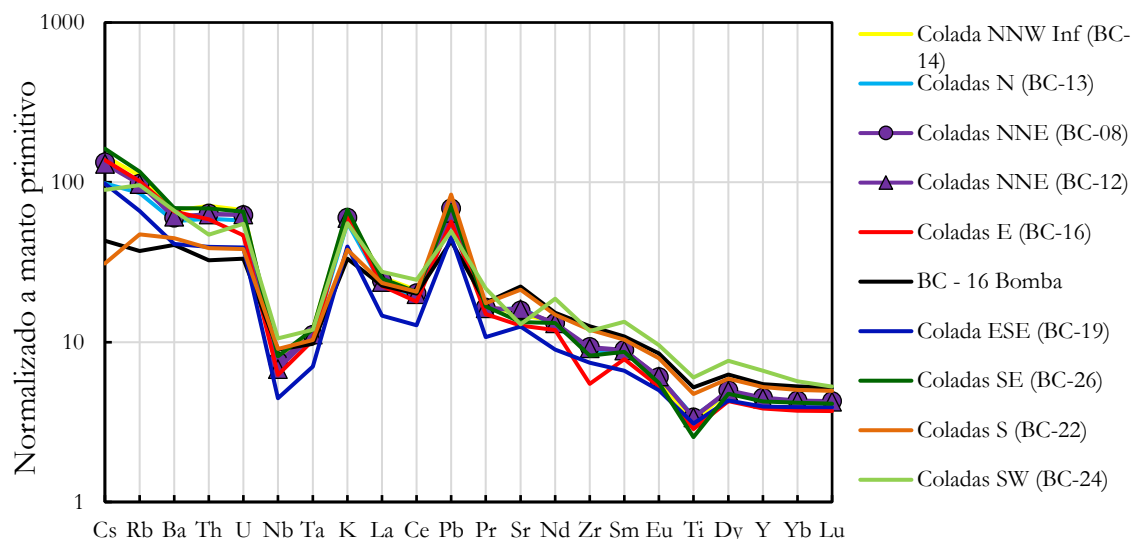


Figura 36: Diagrama de distribución de multi-elementos normalizado a Manto Primitivo (McDonough y Sun, 1995). Muestras FC18 y FC46 no se presentan por falta de datos.

En general, se presenta un enriquecimiento en LILE sobre HFSE ($(Cs/Yb)_N = 6,19 - 38,95$) y anomalías negativas de Nb, Ta y Ti (HFSE), sugiriendo procesos de asimilación cortical. Mientras tanto, el enriquecimiento en Rb y las anomalías positivas de K y Pb pueden reflejar una importante contaminación cortical en un contexto de subducción. Estas características son típicas de magmas de arco continental (Saunders et al., 1991), de hecho, la distribución que presentan las muestras se asemeja bastante al promedio de andesitas de arco continental (Kelemen et al., 2007; Fig. 37).

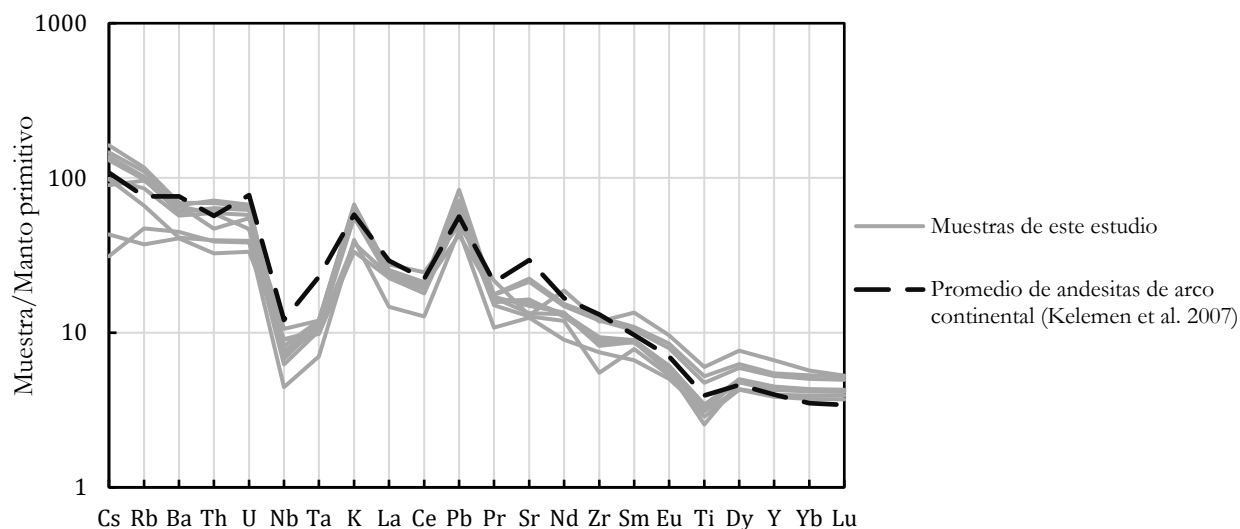
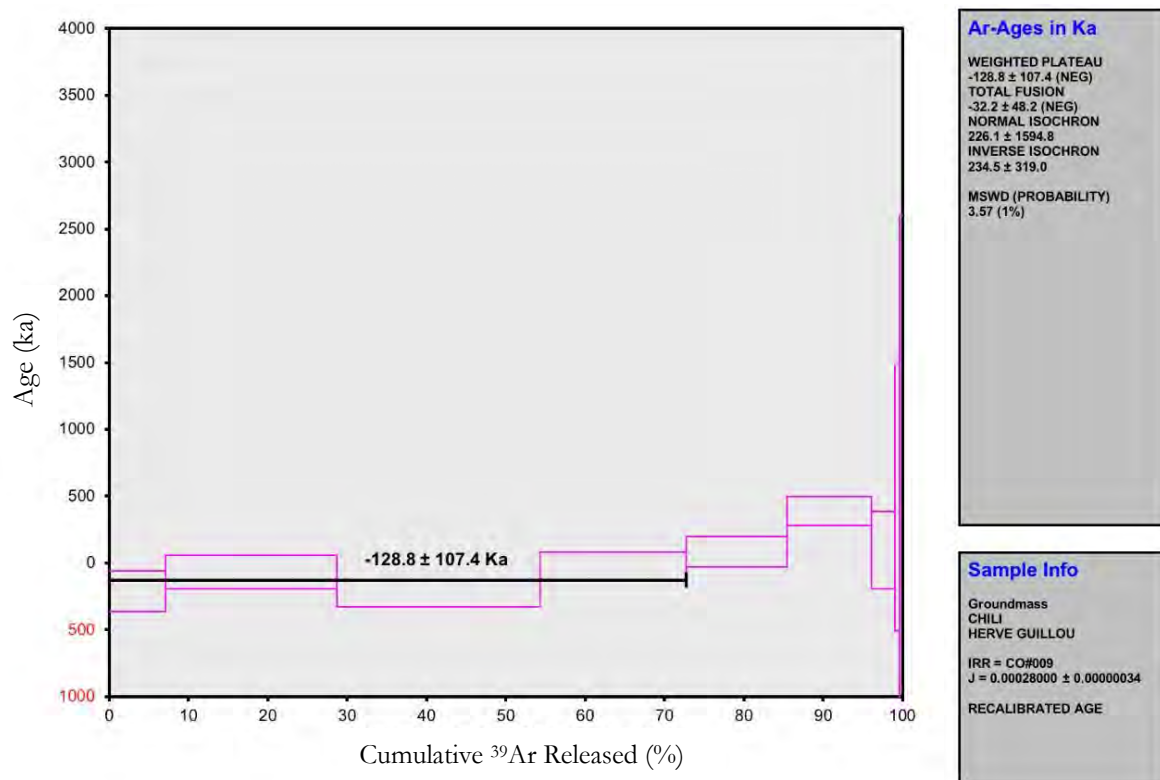


Figura 37: Diagrama comparativo de distribuciones de multi-elementos normalizados a Manto Primitivo entre muestras de este estudio y el promedio de andesitas de arco continental de Kelemen et al. (2007).

Las altas razones LILE/HFSE pueden indicar un rol importante de la adición fluidos acuosos a la fuente magmática a partir de la deshidratación y fusión de la corteza oceánica, debido a que los LILE son elementos móviles, a diferencia de los HFSE que son inmóviles, por lo tanto, los LILE se transfieren preferencialmente a la cuña astenosférica (Pearce, 1983; Saunders et al., 1991; Rollinson, 1993; Thirlwall et al., 1996). Otro factor que puede influir en esta relación LILE/HFSE es la presencia de granate, anfíbol y/o clinopiroxeno en la fuente magmática y/o fraccionamiento de estas mismas fases ya que los HFSE son altamente compatibles con el granate y ligeramente compatibles con anfíbol y clinopiroxeno, pero con este último sólo se da con frecuencia en magmas andesíticos (Rollinson, 1993).

3.5 Geocronología

Dataciones radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ otorgaron edades negativas de $-128,8 \pm 107,4$ ka (2σ) y $-87,4 \pm 62,1$ ka (2σ) para las muestra BC – 19 y BC – 16 Bomba respectivamente (Fig. 38), debido a que se detectó una concentración negativa de Ar radiognético (^{40}Ar), reflejando una cantidad por debajo de los límites de detección. Esto se realizó a través de un calentamiento secuencial entre 636 y 1180°C para BC – 19 y, entre 639 y 1182°C para BC – 16 Bomba (**Anexo 6**).



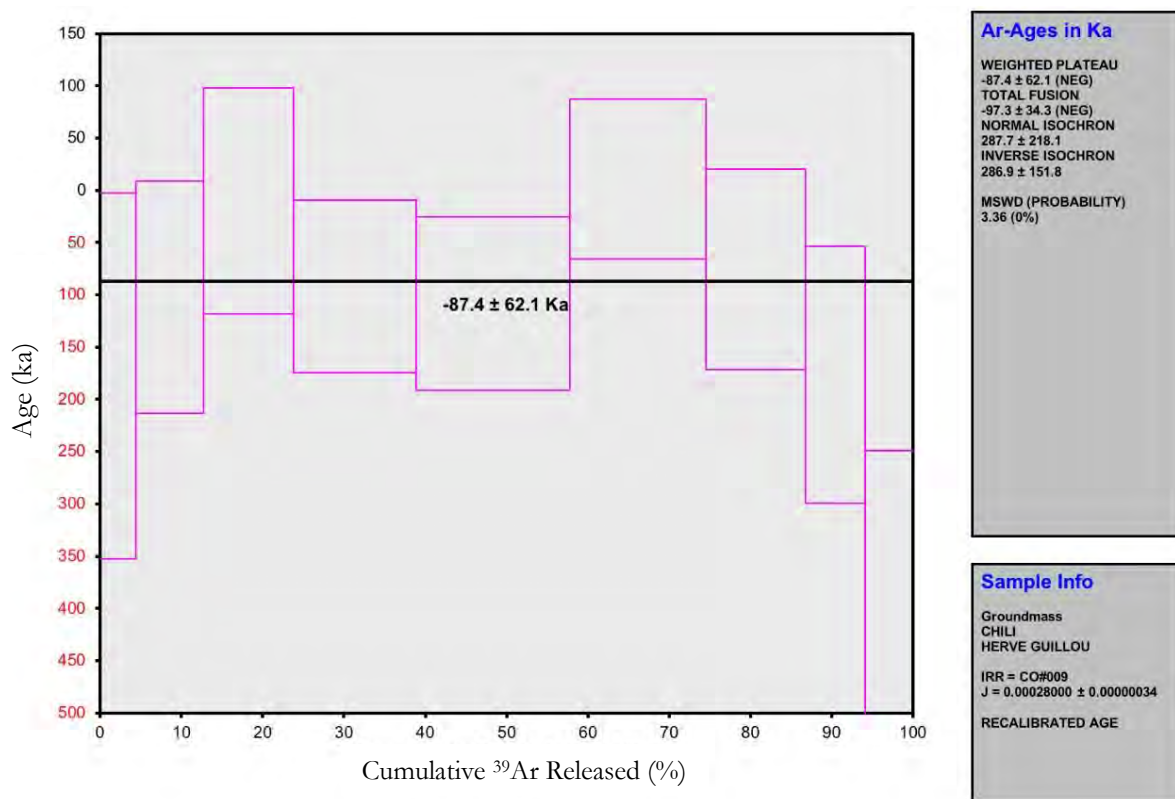


Figura 38: Resultados de edades para muestras BC – 19 (imagen superior) y BC – 16 Bomba (imagen inferior). Línea negra indica el rango considerado para el calculo.

Lo anterior es coherente con una edad post-glacial esperadas para las muestras datadas a partir de observaciones geomorfológicas que no evidencian erosión glacial del edificio volcánico. Considerando que la última glaciación ocurrida en Chiloé continental, denominada Llanquihue, se desarrolló entre 25 – 14 ka antes del presente (Heusser, 1990), la edad de las muestras debería ser, por lo menos, menor a ~14.000 años (entre Pleistoceno Superior y Holoceno). Incluso, cabe considerar la posibilidad de que la edad sea aún más reciente ya que Davies et al. (2020) han determinado la ocurrencia de eventos glaciales durante el Holoceno entre los periodos ~12 – 10 ka, ~6 – 4 ka y ~2 – 1 ka; a través de una correlación de dataciones de morrenas ubicadas en el segmento norpatagónico. Esto además es coherente con una reconstrucción paleoclimática que sugiere estadios fríos en esos periodos del Holoceno (Davies et al., 2020).

4. DISCUSIÓN

4.1 Identificación de coladas de lava y posibles eventos eruptivos

Anteriormente, en la Sección 3.2, se elaboró un mapa de distribución de “posibles coladas de lava” agrupadas por zonas. Sin embargo, la densa vegetación y la carencia de datos petrográficos y geoquímicos genera incertidumbre respecto a esta identificación. Por lo tanto, a través de los datos obtenidos, se llevará a cabo una correlación petrográfica y geoquímica de las muestras, con el fin de identificar y asociar con mayor exactitud las coladas de lava generadas por el volcán y, consiguientemente, determinar posibles eventos eruptivos, considerando la posibilidad de que las coladas generadas en un mismo evento eruptivo posean composiciones similares.

Respecto a la petrografía, las descripciones macroscópicas realizadas no constituyen un aporte significativo para cumplir este objetivo debido a que se observó una asociación mineral similar en casi todas las muestras, en donde sólo varían las proporciones entre las fases minerales. Por el contrario, las descripciones microscópicas entregan una información más detallada y crítica (Tabla 6).

Las muestras, en general, presentan asociaciones minerales y texturas similares, sin embargo, se puede destacar lo siguiente:

- Sólo las muestras BC – 09, BC – 13, BC – 14 y FC18 presentan ol – pl – cpx – opx – qz, aunque el opx está en baja proporción (<5%).
- La muestra BC – 24 se encuentra alterada y posee minerales secundarios, por lo que no es correlacionable con las demás muestras.
- Las muestras BC – 15, BC – 16, BC – 16 Bomba poseen texturas afieltradas. BC – 19 y BC – 24 presentan textura intersertal. El resto posee textura traquítica – afieltrada.
- Las muestras BC – 15 y BC – 16 presentan texturas intrafasiculares de pl dentro de cpx.
- BC – 08, BC – 09, BC – 13, BC – 16 Bomba, BC – 19, BC – 21, BC – 22, BC – 25, BC – 26, FC18 y FC47 poseen texturas de reabsorción en ol y pl.
- BC – 08, BC – 09, BC – 14, BC – 15, BC – 16 Bomba, BC – 19, BC – 20 y BC – 26 muestran texturas glomeroporfídicas de ol y pl (ambas en la misma lámina).

En cuanto a la geoquímica, en la Sección 3.4 se evidencia una buena correlación entre las muestras anteriormente agrupadas (Tabla 5). Sin embargo, cabe destacar que la muestra BC – 16 Bomba se correlaciona bien con la muestra BC – 22 (coladas S) y la muestra BC – 14 (colada NNW Inf) tiene buena correlación con la muestra BC – 16 (coladas E).

Para explicar mejor estas coherencias químicas entre muestras, a través de los datos geoquímicos se establecen pares o grupos de muestras que presentan similitudes significantes en los diagramas de elementos mayores hechos en la sección anterior. De igual forma, se observan semejanzas en los diagramas bivariantes de elementos trazas. Estas relaciones se resumen en la Tabla 9.

Tabla 9: Pares y/o grupos de muestras que presentan similitudes químicas evidenciadas en diagramas de elementos mayores y trazas.

Diagrama	BC-08 y BC-12	BC-13 y FC18	BC-14 y BC-16	BC-16 Bomba y BC-22	BC-19 y FC47
TAS	x	x	x	x	x
AFM	x	x	x	x	x
%FeO*/%MgO vs %SiO ₂	x	x	x	x	x
%SiO ₂ vs %MgO	x	x	x	x	x
%SiO ₂ vs %FeO*	x	x	x	x	x
%SiO ₂ vs %Al ₂ O ₃	x			x	x
%SiO ₂ vs %CaO	x	x		x	x
%SiO ₂ vs %K ₂ O	x	x	x	x	x
%SiO ₂ vs %Na ₂ O	x	x	x	x	x
%SiO ₂ vs %TiO ₂	x	x	x	x	x
K/Rb vs %SiO ₂	x	x	x	x	x
Ba/Sr vs %SiO ₂	x	x		x	x
Rb vs Ba	x	x	x	x	x
Rb vs Cs				x	
x = el par/grupo presenta similitud en el diagrama; Área sombreada = el par/grupo no presenta similitud.					

Finalmente, en base a estas comparaciones geoquímicas y petrográficas, en conjunto con el análisis previo hecho en la Sección 3.2 (Fig. 16), se confirma la anterior agrupación de “posibles coladas de lava” según zona de distribución (Tabla 5).

Por otra parte, la buena correlación geoquímica y petrográfica permite proponer la probable ocurrencia de al menos 7 eventos eruptivos (Tabla 10) asumiendo que la buena correlación entre las muestras pueda atribuirse a que estas se originaron en un mismo evento eruptivo, considerando la

probabilidad de que las coladas emanadas en una misma erupción posean composiciones similares. Sin embargo, también cabe destacar la posibilidad de la ocurrencia de 2 o más eventos eruptivos que hayan emanado coladas de composición similar. Por lo tanto, la propuesta de 7 eventos eruptivos conlleva un grado de incertidumbre. De todas maneras, se puede establecer con certeza que el volcán Barranco Colorado corresponde a un volcán poligenético.

Tabla 10: Muestras asociadas a un mismo evento eruptivo.

Evento eruptivo SW	Evento eruptivo SE	Evento eruptivo ESE	Evento eruptivo S	Evento eruptivo E	Evento eruptivo NNE	Evento eruptivo N
BC – 24 (coladas SW).	BC – 20 y BC – 26 (coladas SE).	BC – 19, BC – 18 y FC – 47 (colada ESE).	BC – 25, BC – 22, BC – 21 (coladas S) y BC – 16 Bomba.	BC – 16, BC – 15 (coladas E) y BC – 14 (colada NNW Inf).	BC – 08, BC – 09, BC – 12, BC – 11A y BC – 11B (coladas NNE).	BC – 13 y FC – 18 (coladas N)
Muestras BC – 11A, BC – 11B, BC – 17 y BC – 18 fueron correlacionadas únicamente por su ubicación.						

Respecto al “evento eruptivo S”, la muestra BC – 16 Bomba, aunque no coincide espacialmente, se correlaciona bien con la muestra BC – 22 (coladas S) dado que posee importantes similitudes petrográficas y geoquímicas. La única diferencia petrográfica importante son sus texturas, ya que la BC – 22 posee una traquítica – afieltrada y la BC – 16 Bomba una afieltrada. Esto probablemente es por una mayor tasa de enfriamiento de la BC – 16 Bomba ya que corresponde a una bomba volcánica y su proceso de enfriamiento en superficie es más rápido que la de una colada. Además, por esta misma característica, es razonable que esta muestra se ubique lejos de las “coladas S” ya que durante el evento eruptivo esta bomba pudo haber sido eyectada en otra dirección.

Por otra parte, respecto al “evento eruptivo E”, la muestra BC – 14 (colada NNW Inf) se correlaciona bien geoquímicamente con la muestra BC – 16 (coladas E) y esta última bien petrográficamente con la BC – 15 (coladas E). A pesar de esto, la muestra BC – 14 se ubica en el borde noroeste del volcán, en comparación con las otras 2 muestras que se localizan en la ladera este. Es probable que durante el evento eruptivo hayan emanado 2 flujos, uno hacia el este y otro hacia el noroeste. Este último fue descrito en un afloramiento (Fig. 12), en donde la colada correspondiente a la muestra BC – 14 se encuentra bajo otra (denominada como “coladas NNW”; Fig. 17) que no pudo ser muestreada por problemas de accesibilidad.

Cabe destacar que el grupo de “coladas NNW” no fue considerado para la proposición de posibles eventos eruptivos debido a que estas coladas no fueron muestreadas.

4.2 Procesos petrogenéticos

4.2.1 Texturas

Las muestras volcánicas analizadas en este estudio presentan una textura porfírica con una proporción relativamente constante entre fenocristales (15 – 25%) y masa fundamental (75 – 85%). Además, las masas fundamentales suelen presentar una textura traquítica – afieltrada y, en menor medida, traquítica, afieltrada e intersertal; componiéndose en su mayoría por microcristales de pl (50 – 70%) que en ocasiones presentan 2 poblaciones de tamaño variable; microcristales de cpx, minerales opacos y proporciones relativas de vidrio (5 – 30%). Las texturas descritas reflejan una historia de cristalización caracterizada por una alta tasa de nucleación, contrarrestada por una alta tasa de enfriamiento y, por lo tanto, una baja tasa de crecimiento. Sin embargo, las diferentes poblaciones de plagioclasa evidencian una variación de estas tasas durante el ascenso magmático. Particularmente, las texturas traquítica y traquítica – afieltrada conservan (en la orientación de las plagioclasas) el flujo magmático debido a un rápido enfriamiento de la colada (González, 2015; López y Bellos, 2006).

En general, los fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno presentan texturas de disequilibrio evidenciado en texturas de reabsorción. Estas texturas se caracterizan por presentar corrosión en las caras, aristas y/o vértices de los cristales, provocados por un reequilibrio entre el cristal y el fundido bajo nuevas condiciones termodinámicas (variaciones de T, P, H₂O, fugacidad de oxígeno, entre otros) y/o por cambios químicos en el magma generados por contaminación cortical y/o mezcla de magmas. Esta disolución puede ser periférica, eliminando progresivamente el material cristalino de los bordes de cristales euhédricos hasta producir cristales anhedrales con bordes redondeados; o generalizada, afectando a todo el cristal (Streck, 2008).

Particularmente, se identificaron frecuentes zonaciones en fenocristales de plagioclasa (Tabla 6), reflejando reajustes incompletos entre los cristales y el fundido debido a un enfriamiento rápido (López y Bellos, 2006) y/o a cambios composicionales del magma más acelerados que la tasa de difusión del cristal. Estas texturas de disequilibrio, teóricamente, se originan cuando las plagioclasas

se re-homogenizan espontáneamente bajo nuevas condiciones de temperatura más estables (y generalmente más bajas), con el fin de estar en equilibrio con el magma residual. Este proceso genera una zonación “normal”, que suele estar caracterizada por un decrecimiento de Ca y un aumento progresivo de Na desde el centro hasta el borde del cristal. Sin embargo, estas zonaciones también pueden ser “inversas” u “oscilatorias”, presentando enriquecimientos oscilantes o intercalados de Na y Ca. Lo anterior puede ser explicado por variaciones rítmicas de presión de fluido debido al ingreso de H₂O al sistema y/o por la inyección de magma máfico al magma “huésped” (Shcherbakov et al., 2010; e.g. Singer et al., 1995; Tepley et al., 1998).

Adicionalmente, se presentan fenocristales de plagioclasa con texturas sieve en todas las muestras e incluso frecuentemente se presentan reabsorciones en cristales zonados y texturas *dusty*. Shcherbakov et al. (2010) asocian la textura sieve al calentamiento que genera un magma de recarga. Similarmente, Tsuchiyama (1985) indica que la textura *dusty* se asemeja a un “tamiz” y se genera en respuesta de variaciones de temperatura del sistema (magma) el cual reacciona con el cristal de plagioclasa debido a un desequilibrio térmico. Estos eventos suelen estar relacionados a un aumento de Ca en las zonas adyacentes a la reabsorción debido a un posterior reequilibrio térmico luego de la disolución cuando ocurre una mezcla con un magma máfico y de mayor temperatura (e.g. Singer et al., 1995; Tepley et al., 1998; Shcherbakov et al., 2010). Adicionalmente, Singer et al. (1995) señalan que, además del aumento de Ca, también se producen aumentos de Mg, Fe, Ti, Sr y Ba luego del evento de disolución. Estos autores también señalan que estas texturas y el aumento de Ca se pueden producir por aumentos episódicos de H₂O en el magma. De hecho, Putirka (2005) indica que el H₂O disuelto en el magma es el componente más importante en los procesos de equilibrio entre pl – liq debido a que el H₂O tiene una alta influencia en los grupos hidroxilos, los cuales se unen preferentemente al Na en lugar de Ca, reduciendo la actividad del Na₂O. Esto explicaría el aumento de Ca por un aumento de H₂O.

Las muestras también se caracterizan por presentar de manera frecuente texturas glomeroporfídicas de pl y ol, y cumulo porfídicas de ol – cpx y ol – pl. Estos pueden estar asociados a procesos de contaminación cortical (Castro y Stephens, 1992; Stewart, 1975) y, juzgando por la mineralogía de estas texturas, probablemente corresponden a asimilaciones en la corteza inferior y/o media de rocas máficas e intermedias (posiblemente gabros, anortositas, granulitas, entre otros), posiblemente formando xenolitos que luego se disgregan y finalmente quedan xenocristales agrupados

en cúmulos. Sin embargo, no todos los cúmulos corresponden a xenocristales debido a que, según el criterio de Stewart (1975), las aglomeraciones sin vidrio intersticial no indican necesariamente procesos de contaminación cortical, sino que pueden ser fases cristalizadas en reservorios magmáticos que son arrastradas por el magma ascendente. Adicionalmente, Amma-Miyasaka y Nakagawa (2003) indican que este tipo de aglomeración se compone por cristales en equilibrio entre sí y en desequilibrio con el magma (masa fundamental). En este estudio se observaron cúmulos de ol, pl y ol – pl con estas características, lo que podría indicar, según la mineralogía de estos cúmulos, la presencia de al menos 1 reservorio magmático ubicado, probablemente, en la corteza inferior. Esto se apoya con la posible contaminación cortical en corteza inferior interpretada anteriormente ya que en estos reservorios se genera un “estancamiento del magma”, lo que facilita la fusión y asimilación de la roca caja (De Silva, 1989).

En todas las muestras analizadas se observaron xenocristales de cuarzo con texturas de embahiamiento y, en ocasiones, presentando coronas de reacción de clinopiroxeno ($\pm$ vidrio) frecuentemente dispuestos de forma tangencial al contorno del cristal de cuarzo. En menor medida, también se presentan de forma radial. El origen y desarrollo de estas texturas pueden ser explicadas por procesos de mezcla de magma (e.g. Clyne, 1999; López y Bellos, 2006) o contaminación cortical (e.g. Har, 2005; Har y Rusu, 2000; Sato, 1975). Considerando que en este estudio no hay evidencias geoquímicas de mezclas de magmas de composiciones muy diferentes (e.g. magma dacítico y máfico), el proceso de contaminación cortical es el más coherente para la formación de estos xenocristales.

Por último, cabe destacar la predominante ausencia de texturas de desequilibrio en los microcristales que componen la masa fundamental, lo que podría reflejar la presencia de un reservorio magmático somero.

4.2.2 Geoquímica

Según el diagrama AFM y el de Miyashiro (1974), las muestras corresponden a la sub-serie magmática calco-alcalina, reflejando condiciones oxidantes en la evolución magmática y sugiriendo un importante rol de la adición de fluidos a la fuente mantélica. Los magmas calco-alcalinos comúnmente se relacionan a zonas de subducción dado que en este contexto se suelen producir magmas empobrecidos en Fe (Rollinson, 1993; Wilson, 2007; Zimmer et al., 2010). Este agotamiento de Fe

puede generarse por la supresión de la cristalización de plagioclasa como resultado de un alto contenido de agua y/o por la cristalización temprana de fases ricas en Fe, como la magnetita y anfíbol, que requieren una alta fugacidad de oxígeno y/o concentración de H₂O (Zimmer et al., 2010).

De manera particular, la muestra BC – 24 (colada SW) se clasifica en la sub-serie magmática toleítica según Miyashiro (1974), sin embargo, esta muestra presenta minerales secundarios de anfíbol, epidota y clorita debido a alteraciones, probablemente, generadas por fluidos hidrotermales. Coincidentemente, estos 3 minerales pueden contener Fe y, por lo tanto, son la causa más probable de este enriquecimiento. Sin embargo, cabe destacar que esta muestra también presenta un contenido significativamente mayor de TiO₂, Na₂O y REE que el resto de las muestras. El enriquecimiento de TiO₂ puede reflejar una menor tasa de adición de fluidos, lo que inhibiría la cristalización de ilmenita, permitiendo que el Ti se enriquezca en el magma residual. Por otra parte, el enriquecimiento de Na₂O y REE puede deberse a una baja tasa de fusión parcial y/o a heterogeneidades mineralógicas en la región de la fuente magmática. Sin embargo, debido a la alteración que presenta esta muestra, no es posible determinar con certeza la adición de fluidos ni la tasa de fusión parcial. Por lo tanto, sus diferencias químicas se atribuyen a la presencia de minerales secundarios de amp, ep y chl en microfracturas. Esta alteración puede estar relacionada a interacciones con fluidos hidrotermales provenientes de los “géiseres de Porcelana” que se ubican cercanos a esta muestra (**Anexo 7**).

Acorde al diagrama TAS, las muestras se clasifican en el rango de andesita basáltica a dacita, sugiriendo un rol importante de procesos de cristalización fraccionada en la evolución magmática. En tanto, los diagramas bivariantes entre razones de elementos altamente incompatibles con coeficiente de partición global similar (Cs – Rb – Ba) reflejan que la fuente mantélica de las muestras es homogénea. Por otra parte, el diagrama de Harker de MgO (Fig. 29), en conjunto con los diagramas de Ni y Cr vs SiO₂, sugieren que las muestras BC – 22 y BC – 16 Bomba provienen de un magma parental distinto a las demás muestras. Adicionalmente, considerando que BC – 22 y BC – 16 Bomba son las muestras que poseen una menor concentración de SiO₂, es incoherente que estas evidencien patrones más enriquecidos en REE que las demás muestras (a excepción de BC – 24; Fig. 35). Por lo tanto, esto refuerza la posibilidad de que estas muestras pertenezcan a otra fuente y/o se hayan generado a partir de un magma parental de diferente composición. Otra particularidad que se debe considerar es que, precisamente, las muestras BC – 16 Bomba y BC – 22 presentan un menor enriquecimiento en LILE (Cs, Rb, Ba) que las demás muestras, sugiriendo condiciones diferentes en

la génesis magmática (tasa de fusión parcial y/o adición de fluidos) y/o diferentes grados de contaminación cortical durante la evolución de estas muestras en comparación con las demás lavas (Fig. 36).

Estas características discutidas anteriormente apoyan la hipótesis de que las muestras BC – 16 Bomba y BC – 22 no son co-généticas con las demás lavas, por lo tanto, si bien el diagrama TAS evidencia una variación química entre andesita basáltica y dacita, sólo se debe considerar una evolución magmática desde andesita (BC – 19) a dacita (BC – 26), ya que las muestras dentro de este rango serían co-généticas y, por lo tanto, es posible interpretar procesos de diferenciación magmática.

Asumiendo lo anterior, el diagrama de Harker de FeO^* muestra un continuo empobrecimiento debido a fraccionamiento de minerales ferromagnesianos como olivino, piroxeno y, probablemente, de anfíbol. Este fraccionamiento de anfíbol se apoya con la presencia de este mineral en la muestra BC – 08. Sin embargo, esto no se evidencia en el diagrama Rb/K vs SiO_2 , lo cual podría refutar la posibilidad del fraccionamiento de este mineral. Sin embargo, procesos de contaminación cortical podrían aumentar la concentración de K y suavizar la curva, permitiendo mantener la posibilidad del fraccionamiento de anfíbol (Fig. 32).

Respecto a los diagramas de Ni y Cr vs SiO_2 , se evidencia un co-fraccionamiento de olivino y piroxeno entre ~57 – 60% de SiO_2 . Contemporáneamente, el diagrama de Ba/Sr vs SiO_2 sugiere un fraccionamiento de plagioclasa. Esto es coherente con lo presentado en los diagramas de Harker ya que también se observa un fraccionamiento de plagioclasa (probablemente cálcica debido al aumento simultáneo de Na_2O) en conjunto con una precipitación de piroxeno debido a la disminución y correlación positiva de las concentraciones de Al_2O_3 y CaO. Además, se decarta un posible fraccionamiento de feldespato alcalino debido a que no se observaron estos minerales en las muestras.

Respecto a los elementos trazas, los diagramas de distribución de REE normalizados a condrito muestran un enriquecimiento en LREE sobre MREE y HREE, evidenciando procesos de contaminación cortical y/o adición de fluidos a la fuente magmática (Saunders et al., 1991; Thirlwall et al., 1996). El leve enriquecimiento de MREE sobre HREE puede indicar fraccionamiento de anfíbol. Adicionalmente, las razones de $(\text{Tb/Yb})_N$ y $(\text{Gd/Yb})_N$ muestran valores de entre ~1,2 – 1,5 y ~1,3 – 1,8 respectivamente, sugiriendo una fuente mantélica dominada por peridotita de espinela, ya que una

fuelle de peridotita granate se asocia a valores de $(\text{Tb/Yb})_N > 1,8$ y $(\text{Gd/Yb})_N > 2$ (Rooney, 2010; Wang et al., 2002).

Por otra parte, en el diagrama normalizado a manto primitivo se observan las siguientes características:

- Enriquecimiento de LILE sobre HFSE, lo que puede reflejar una importante adición de fluidos (Gill 1981; Pearce 1983; Saunders et al., 1991; Tatsumi et al., 1986) y/o sedimentos oceánicos a la fuente (Davidson, 1987; Gasparon y Varne, 1998), como también procesos de contaminación cortical. Según Weaver et al. (1986), el enriquecimiento en LILE sobre Nb puede atribuirse a contaminación por sedimentos pelágicos. Sin embargo, se debe considerar que la tasa de erosión por subducción aumenta mientras mayor sea el grosor de la corteza continental (Stern, 2004) y, además, que el aporte de sedimentos oceánicos y continentales a la fuente se favorece con rápidas tasas de convergencia, bajos ángulos de subducción y climas áridos dominantes en el límite de placas (Stern, 1991). Estos factores son mayormente característicos en la NVZ (e.g. Gasparon y Varne, 1998), por lo tanto, se descarta que un *input* de sedimentos oceánicos y pelágicos sea un agente principal del enriquecimiento en LILE.
- Anomalías positivas de Pb y K, y negativas de Nb, Ta y Ti, probablemente asociados a procesos de contaminación cortical.
- Anomalías negativas de Eu que pueden reflejar procesos de cristalización fraccionada de plagioclasa.

4.2.2.1 Concentración de agua en el magma parental

Previamente en la Sección 3.4.2 se calculó el Índice Toleítico (THI) según el método propuesto por Zimmer et al. (2010), asumiendo que todo el conjunto de muestras volcánicas de este estudio es co-genético. Sin embargo, según lo discutido anteriormente, es probable que las muestras BC – 22 y BC – 16 Bomba no sean co-genéticas con las demás muestras. Por lo tanto, de la misma forma que se calcularon los valores previamente obtenidos de THI y concentración de H_2O en el magma parental, se obtendrá un THI sin considerar estas muestras ni tampoco la muestra BC – 24 debido a que sus

concentraciones de FeO* están alterados por minerales secundarios (Fig. 39), para posteriormente calcular la concentración de agua (Tabla 11).

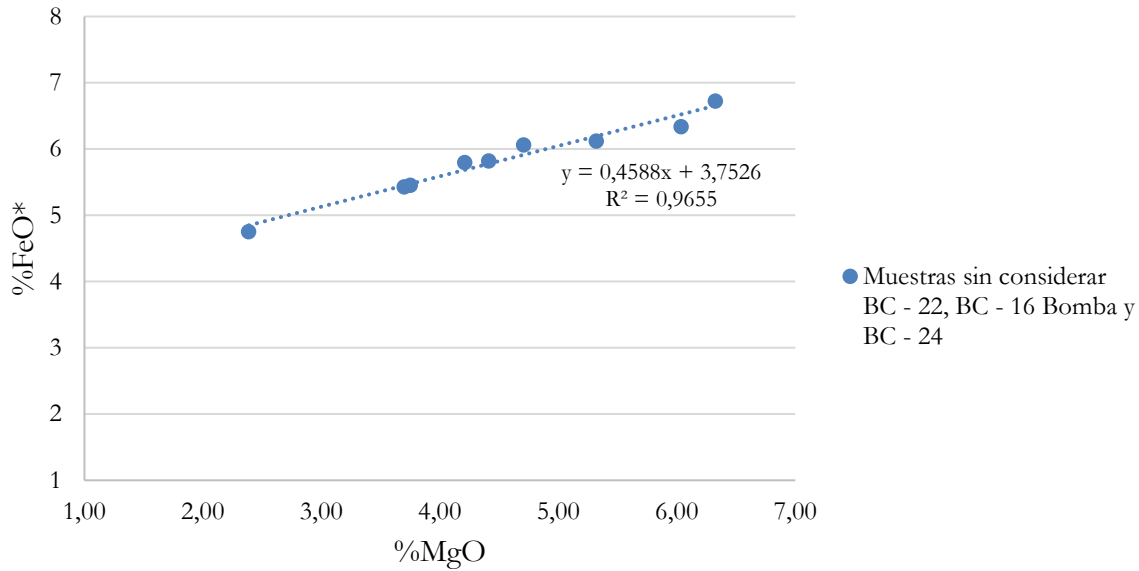


Figura 39: Gráfico de dispersión de datos de %FeO* en función de %MgO sin considerar las muestras de la colada ESE. En la figura se presenta la ecuación de la recta obtenida a través de la regresión lineal y el coeficiente de determinación (R^2).

Tabla 11: Valores de THI y %H₂O de magma parental.

	THI	Concentración de H ₂ O (%wt.)
Todas las muestras	0,81	4,015 ± 1,2
Sin considerar muestras descartadas.	0,753	4,88 ± 1,2

Estos valores de %H₂O para el magma parental son coherentes con lo propuesto anteriormente, en donde el enriquecimiento en LILE se debe principalmente por una importante adición de fluidos a la fuente. Además, estos fluidos pueden producir el ambiente oxidante óptimo para el fraccionamiento de anfíbol que se sugirió previamente.

4.2.2.2 Composición de la fuente mantélica y tasas de fusión parcial

Para determinar la composición de una fuente mantélica se pueden utilizar abundancias y proporciones de REE. Primeramente, se modelaron composiciones químicas en función de diferentes tasas de fusión parcial a partir de un manto de lherzolita – espinela considerando que la fuente probablemente está dominada por espinela según los valores de las razones de (Tb/Yb)_N y (Gd/Yb)_N (acorde a los criterios de Rooney, 2010 y Wang et al., 2002). Estos modelos se harán en base a

composiciones de diferentes fuentes mantélicas tales como DMM (*Depleted MORB mantle*), EMORB (*Enriched MORB*), SCLM (*Subcontinental Lithospheric Mantle*) y PUM (*Primitive Upper Mantle*), con el fin de determinar la composición química de la fuente de las muestras. Además, se utilizarán las muestras BC – 16 Bomba y BC – 22 (coladas S) debido a que son las más primitivas y, además, porque es probable que no sean co-genéticas con las demás muestras. También se utilizará la muestra BC – 19 (colada ESE) debido a que es la más enriquecida en MgO y empobrecida en SiO₂ del resto de las muestras, por lo tanto, BC – 19 puede entregar una aproximación de la composición del magma parental.

Durante la fusión parcial de una fuente mantélica de lherzolita – espinela, las razones MREE/HREE y LREE/HREE no varían significativamente porque los REE tienen coeficientes de partición aproximadamente similares en espinela (Ellam, 1992).

Para modelar las composiciones de fusión parcial para cada tipo de fuente se utilizará la ecuación para “fusión por lotes no-modal” de Shaw (1970), ya que este modelo es adecuado considerando una fuente permeable (manto superior) y zonas de acumulación de magma como la zona de MASH y posibles reservorios magmáticos.

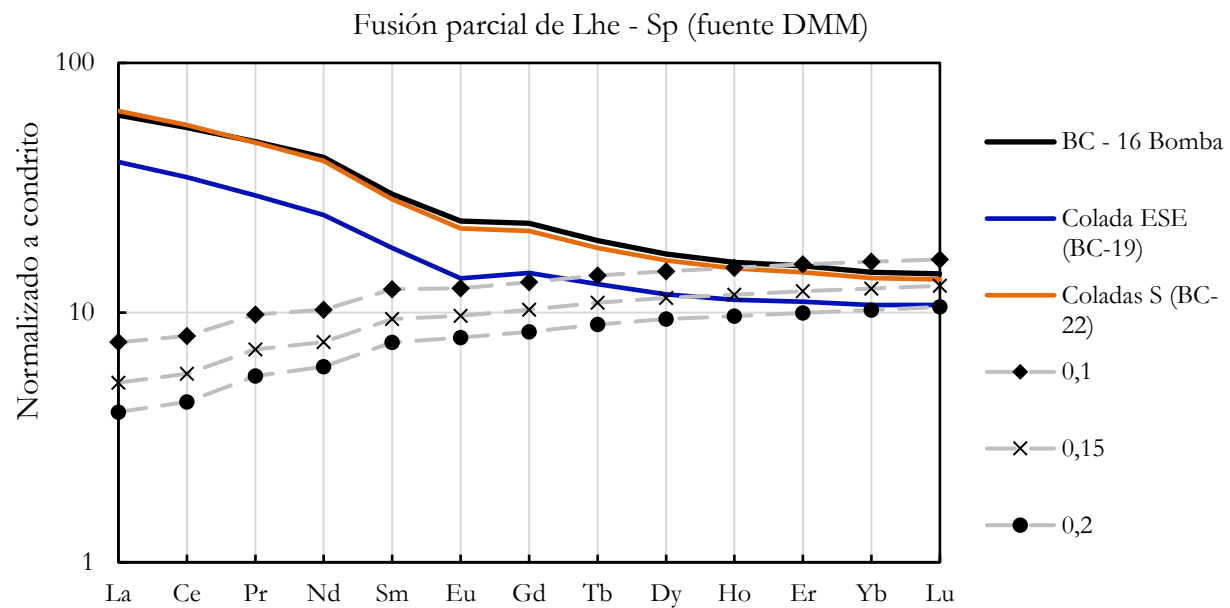
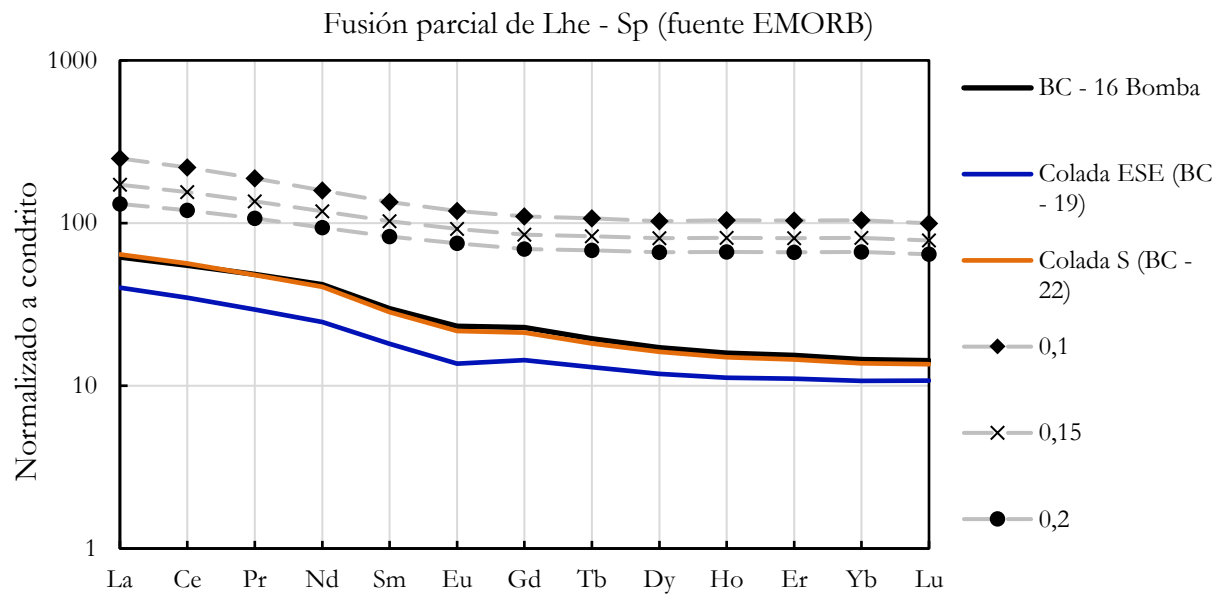
$$\frac{C_i^{liq}}{C_i^0} = \frac{1}{D_i + F(1 - P_i)}$$

Con:

- C_i^{liq} = Concentración del elemento i en el líquido (fundido).
- C_i^0 = Concentración del elemento i en la roca fuente.
- F = Tasa de fusión parcial.
- $D_i = \sum_{\phi} m_{\phi} D_i^{\phi-liq}$ = Coeficiente de distribución de la roca fuente.
- $P_i = \sum_{\phi} P_{\phi} D_i^{\phi-liq}$ = Coeficiente de distribución de los minerales.
- m_{ϕ} = Fracción de la fase mineral ϕ en el protolito.
- P_{ϕ} = Fracción de la fase mineral ϕ contribuyendo al líquido.

Para elaborar los modelos (Fig. 40) se utilizaron las mineralogías (m_{ϕ}) de lherzolita – espinela de Johnson y Wood (1998) para las fuentes DMM, PUM y EMORB; y de McDonough (1990) para la fuente de SCLM; en conjunto con porcentajes relativos de minerales que funden contribuyendo al líquido (Kinzler, 1997). Además, se usaron los coeficientes de partición según McKenzie y O’Nions (1991), composición de tierras raras de DMM de Workman y Hart (2005), PUM de McDonough y Sun

(1995), EMORB de Sun y McDonough (1989) y SCLM de McDonough (1990). Los valores de los coeficientes de partición utilizados, porcentajes relativos de los minerales que funden (P_ϕ) y de C_i^{liq} normalizados a condrito (Sun y McDonough, 1989) se presentan en los **Anexos 8 y 9** respectivamente.



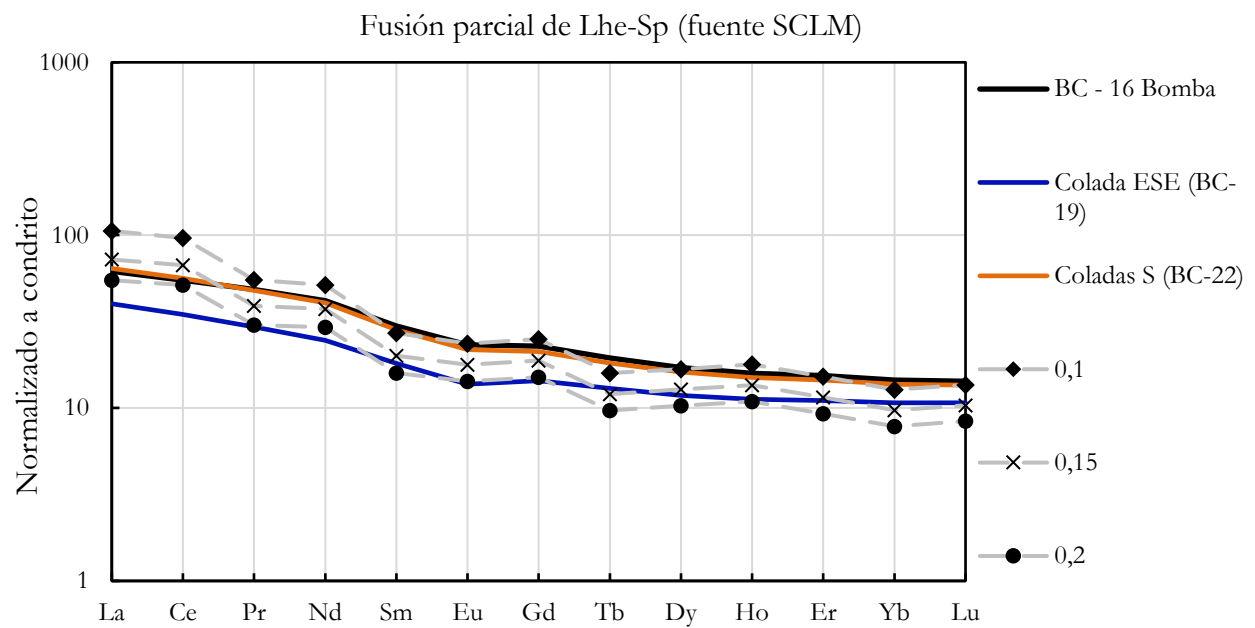
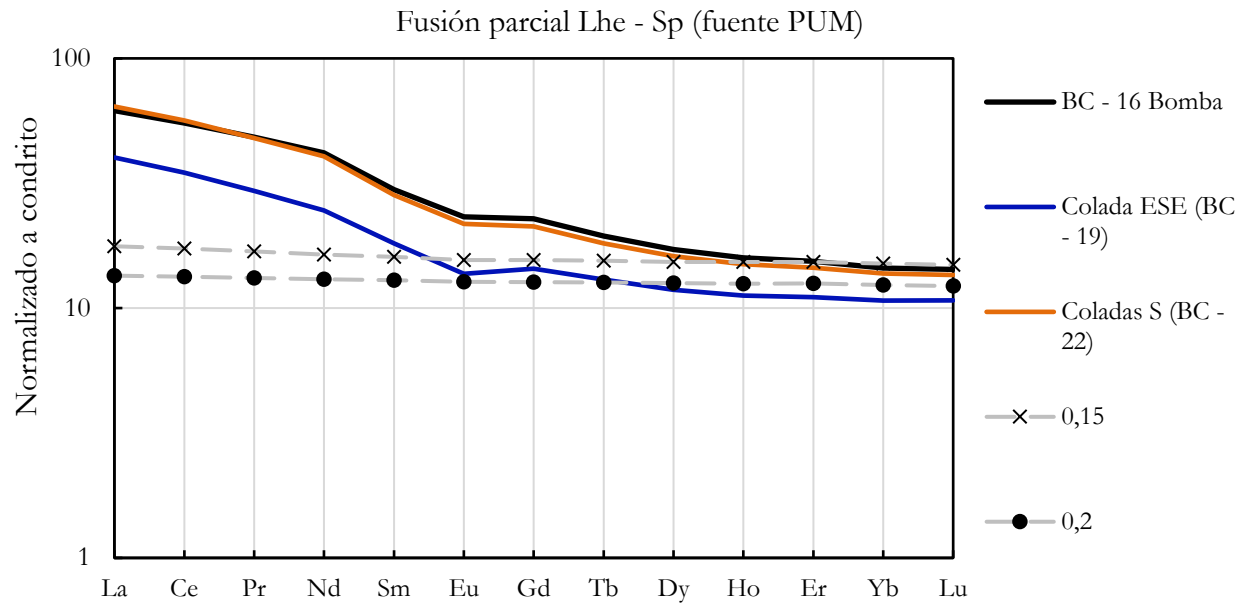


Figura 40: Modelo de fusión parcial por lotes no-modal. Curvas grises representan C_{liq} normalizados a condrito (Sun y McDonough, 1989). Mineralogía de Lhe – Sp para DMM, PUM y EMORB: 53% ol, 27% opx, 17% cpx y 3% sp. Lhe – Sp para SCLM: 62% ol, 24% opx, 12% cpx y 2% sp.

A partir de los diagramas anteriores se puede observar que las fuentes SCLM y PUM otorgan una buena aproximación, excepto por las proporciones de LREE ya que, por un lado, el diagrama para la fuente SCLM presenta concentraciones relativamente similares de MREE y HREE entre las muestras y las composiciones de fundido, pero un mayor contenido de LREE para los fundidos. Similarmente, la fuente PUM otorga una buena aproximación en MREE y HREE, sin embargo, las composiciones de las muestras presentan un notable enriquecimiento de LREE respecto al fundido (Fig. 40), lo cual podría ser explicado a través de grados muy altos de contaminación cortical. Estas condiciones podrían sugerir una fuente de composición SCLM + PUM (Fig. 41).

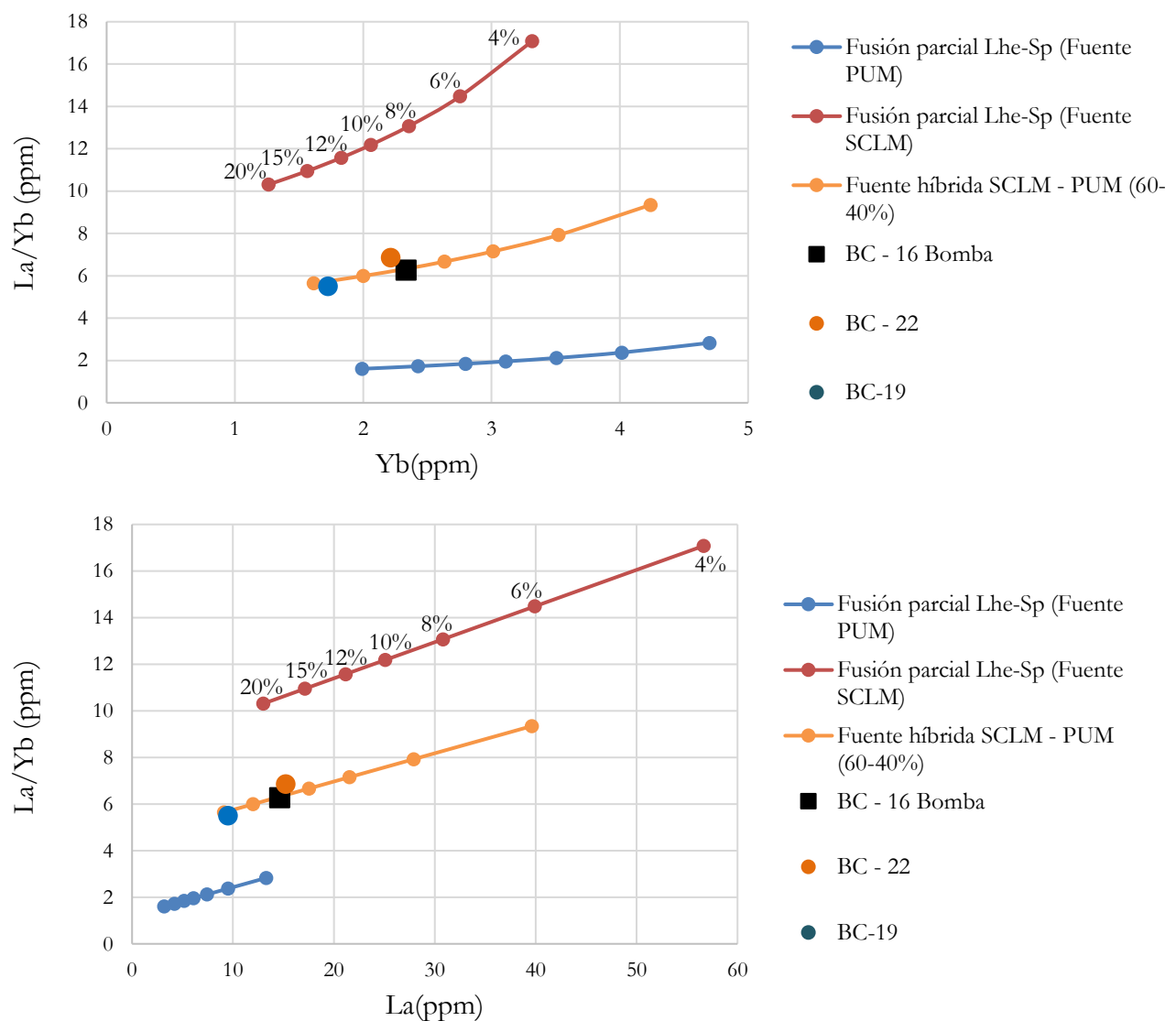


Figura 41: Comparación entre composiciones de muestras y de fundidos de lherzolita – sp con diferentes fuentes mantélicas en función de tasas de fusión parcial, ambas normalizadas a condrito (Sun y McDonough, 1989). Los marcadores de los diagramas representan distintas tasas de fusión (20%, 15%, 12%, 10%, 8%, 6% y 4%).

En la figura anterior se puede observar que una fuente de composición híbrida de SCLM – PUM (60-40%) es la que se acopla mejor a las muestras. Además, es importante destacar que esto indica que las muestras BC – 22, BC – 16 Bomba y BC – 19 provienen de una misma fuente, sin embargo, proceden de diferentes magmas parentales generados a partir de distintas tasas de fusión parcial (Fig. 42). Valores de C_i^{liq} se presentan en el **Anexo 10**.

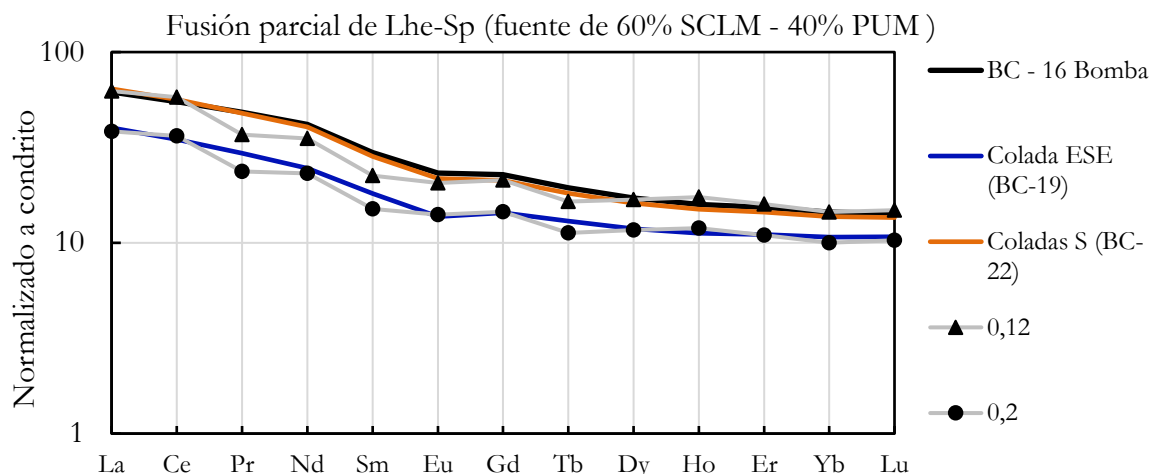


Figura 42: Modelo de tasas de fusión parcial por lotes no-modal a partir de fuente de SCLM-PUM. Composiciones de muestras y fundidos están normalizados a condrito.

Los resultados otorgan una tasas de fusión parcial de $\sim 12\%$ y $\sim 20\%$ para la formación de los magmas parentales de las muestras BC – 16 Bomba y BC – 22, y BC – 19 respectivamente. Esto es coherente con la química de las muestras ya que una menor tasa de fusión para BC – 16 Bomba y BC – 22 puede explicar el menor contenido en MgO y mayor concentración de álcalis, Al_2O_3 y TiO_2 en comparación con la tendencia definida por las otras muestras (e.g. Walter, 1999), considerando que el Mg es un elemento compatible y, por el contrario, tanto los álcalis como el Al y Ti son más incompatibles. Para la muestra BC – 19 ocurre lo contrario (enriquecimiento en MgO y empobrecimiento en K_2O , Na_2O , Al_2O_3 y TiO_2), lo que es coherente con la mayor tasa de fusión obtenida para esta muestra (20%).

Esto se apoya con los patrones de REE y multi-elementos presentes en las Figuras 36 y 37. Respecto al diagrama de tierras raras normalizado a condrito, las muestra BC – 19 presenta un notorio empobrecimiento en REE, lo cual es coherente con su alta tasa de fusión parcial ($\sim 20\%$). Por otro lado, BC – 16 Bomba y BC – 22 presentan la segunda tendencia más enriquecida (por detrás de BC – 24), siendo consistente con una menor tasa de fusión ($\sim 12\%$). Respecto al diagrama multi-elementos

normalizado a manto primitivo, las muestras BC – 22 y BC – 16 Bomba evidencian un menor enriquecimiento en LILE (Cs, Rb y Ba) que las demás muestras, sugiriendo un menor aporte de fluidos durante la génesis magmática. Esta menor adición de fluidos sería coherente con una menor tasa de fusión, dado que los fluidos derivados de las placas pueden controlar el grado de fusión bajando las temperaturas del solidus (McCulloch y Gamble, 1991). Siguiendo la misma lógica, la tasa de fusión parcial obtenida para la colada ESE (muestras BC – 19 y FC47) es relativamente alta (20%), siendo coherente con el importante *input* de fluidos (evidenciado en el enriquecimiento en LILE y en la concentración de $\sim 4,88 \pm 1,2\%$ de H₂O en el magma parental).

Cabe recordar que estos modelos de fusión parcial por lotes no-modal se ajustan mejor a rocas poco evolucionadas (basaltos), por lo que se debe considerar un grado de incertidumbre dado que las muestras modeladas son más evolucionadas (andesitas basálticas y andesita).

Como se indicó anteriormente, el modelo de fusión sugiere una fuente de lherzolita de espinela con una composición híbrida de SCLM – PUM (60-40%), por lo tanto, es probable que la fuente mantélica se ubique en el campo de estabilidad de la espinela, situándose a una profundidad menor o igual a 60 km y a ~ 2.0 GPa de presión (Robinson et al., 1998). Esto es congruente con los resultados obtenidos a través del método establecido por Ellam (1992) (Fig. 43). Este autor sostiene que las variaciones de Ce y Sm pueden producirse potencialmente por variaciones en el grosor de la litósfera, en consecuencia, las relaciones Ce/Yb y Sm/Yb son indicadores sensibles de los cambios en el espesor

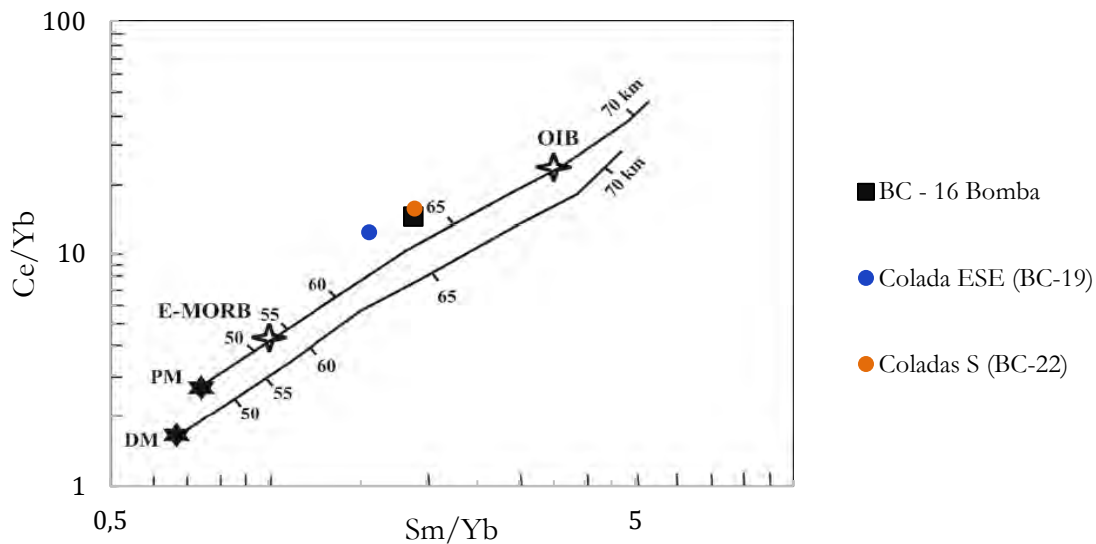


Figura 43: Diagrama Ce/Yb vs Sm/Yb (Ellam, 1998). Se debe considerar que los resultados indican una fuente enriquecida. Se presenta una profundidad variable entre $\sim 62,5$ y ~ 64 km para la fuente de las muestras, lo que es coherente con el campo de estabilidad de la espinela, profundidad y presión anteriormente estimadas.

de la litosfera y pueden otorgar la profundidad de la fuente mantélica. Además, los procesos de cristalización fraccionada no modifican de forma significativa estas proporciones.

4.2.2.3 Tasas de cristalización fraccionada y contaminación cortical

Las variaciones químicas entre andesita a dacita presentes en el conjunto de muestras (desde BC – 19 a BC – 26), en conjunto con los diagramas multi – elementos y REE, evidencian procesos de diferenciación magmática producidos principalmente por procesos variables de contaminación cortical y cristalización fraccionada. Las variaciones de REE son críticas para determinar estos procesos y, en consecuencia, se utilizarán para modelar las tasas de cristalización fraccionada y/o contaminación cortical.

Este modelo supone que muestras co-genéticas evolucionan a través de diferentes tasas de cristalización fraccionada $\pm$ contaminación cortical a partir de un magma parental. La composición del magma parental se suele atribuir a la muestra más primitiva, por lo tanto, se utilizará la composición de fundido a partir de la tasa de fusión parcial de $\sim 20\%$ calculada anteriormente para la muestra BC – 19 (colada ESE). Además, se hará otro modelo para las muestras BC – 16 Bomba y BC – 22 ya que evolucionaron a partir de un magma parental de otra composición, originado por una tasa de fusión parcial de $\sim 12\%$ y, probablemente, una menor adición de fluidos.

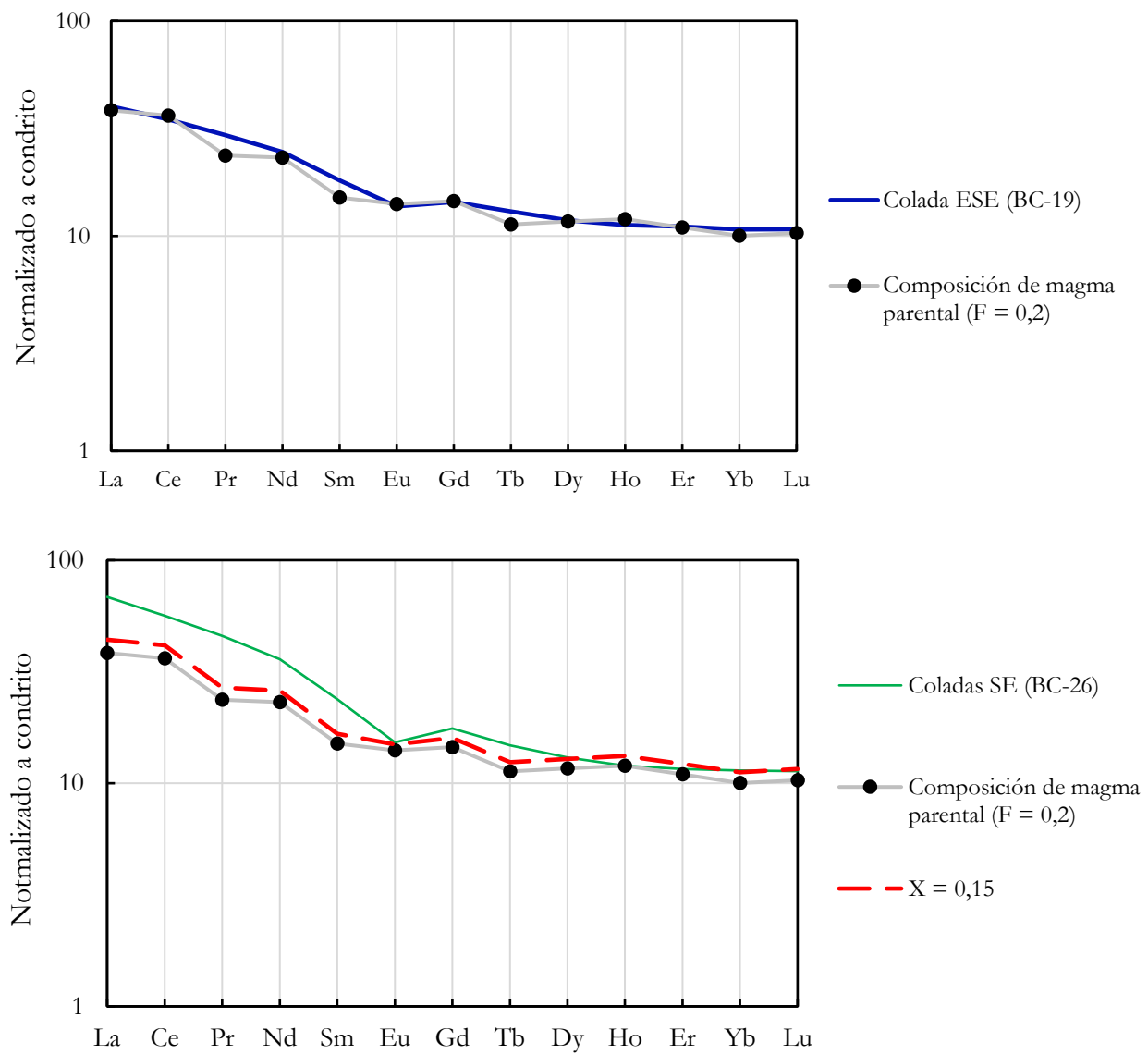
Se debe considerar que el fraccionamiento de minerales como olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbol y/o plagioclasa aumenta las concentraciones de REE en el magma residual (a excepción del Eu^{2+} ya que es compatible con plagioclasa). Sin embargo, cabe destacar que los minerales que poseen un mayor coeficiente de partición para MREE y HREE son el anfíbol y clinopiroxeno. Por otro lado, procesos de contaminación cortical en corteza superior y/o media pueden aumentar significativamente las concentraciones de LREE y MREE en menor proporción. A partir de esta misma lógica, se usará la muestra más enriquecida en REE para determinar la tasa de cristalización fraccionada $\pm$ contaminación cortical (Fig. 44) ya que corresponde a la más evolucionada (BC – 26: dacita). Cabe mencionar que la muestra BC – 24 se descarta para estos análisis ya que su alta concentración en REE puede estar asociado a los minerales secundarios de amp, ep y chl.

Para calcular las tasas de cristalización fraccionada se utilizará la ecuación de Rayleigh:

$$\frac{C_i^{liq}}{C_i^0} = (1 - X)^{D_i - 1}$$

Con:

- C_i^{liq} = concentración del elemento i en el magma residual.
- C_i^0 = concentración del elemento i en la fuente (magma inicial).
- X = tasa de cristalización fraccionada (masa de minerales/masa magma inicial).
- D_i = Coeficiente de partición global.



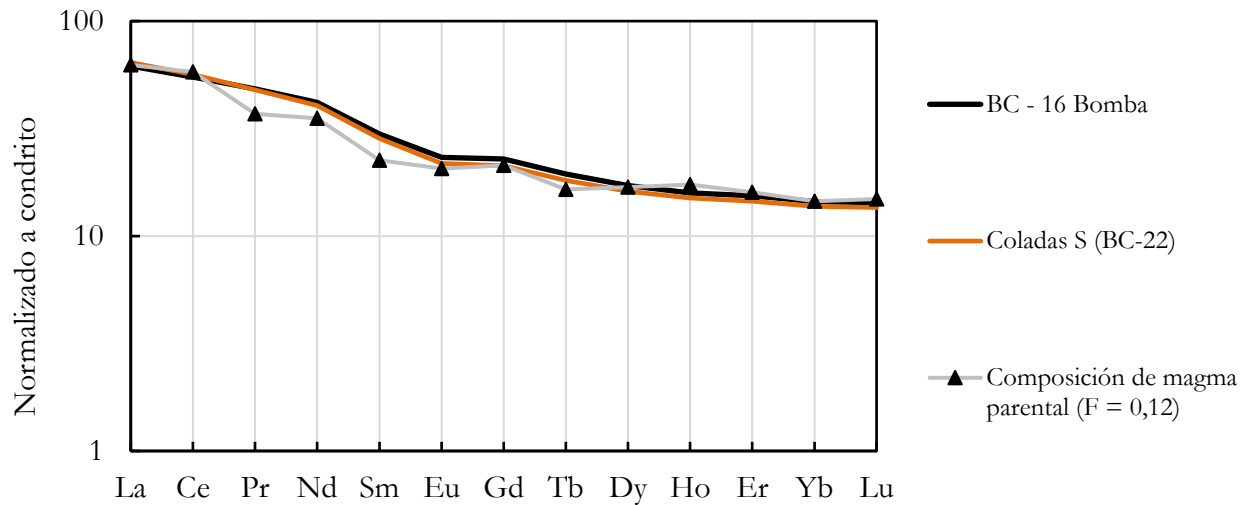


Figura 44: Modelo de tasas de cristalización fraccionada normalizado a condrito (McDonough y Sun, 1989). No se presentan tasas para las muestras BC – 19, BC – 16 Bomba y BC – 22 debido a que sus composiciones se explican de buena forma sólo con la tasa de fusión.

A partir del modelo de cristalización fraccionada (valores en **Anexo 11**) se observa una tasa de 15% para la muestra BC – 26 (colada SE) suponiendo que fraccionó un cumulado compuesto por 35% amp, 35% cpx y 30% pl. Sin embargo, esta composición no se ajusta completamente bien a la de la muestra, sugiriendo la necesidad de un aporte cortical (Fig. 45). Por otra parte, no se presentan tasas de cristalización fraccionada para las muestras BC – 19, BC – 16 Bomba y BC – 22 debido a que las composiciones obtenidas por las tasas de fusión se acoplan bien a la tendencia de estas muestras, por lo que no ocurre una notable cristalización fraccionada de anfíbol y clinopiroxeno. Sin embargo, para BC – 16 Bomba y BC – 22 se requiere un ligero enriquecimiento en LREE, lo cual puede ser explicado a través de procesos de contaminación cortical (Fig. 45).

Cabe destacar que este escenario no descarta un fraccionamiento de ol, opx y/o contaminación cortical por xenocristales de cuarzo debido a que estos minerales son muy incompatibles con REE, por lo tanto, un fraccionamiento o contaminación de estos minerales no afectará significativamente los patrones de REE.

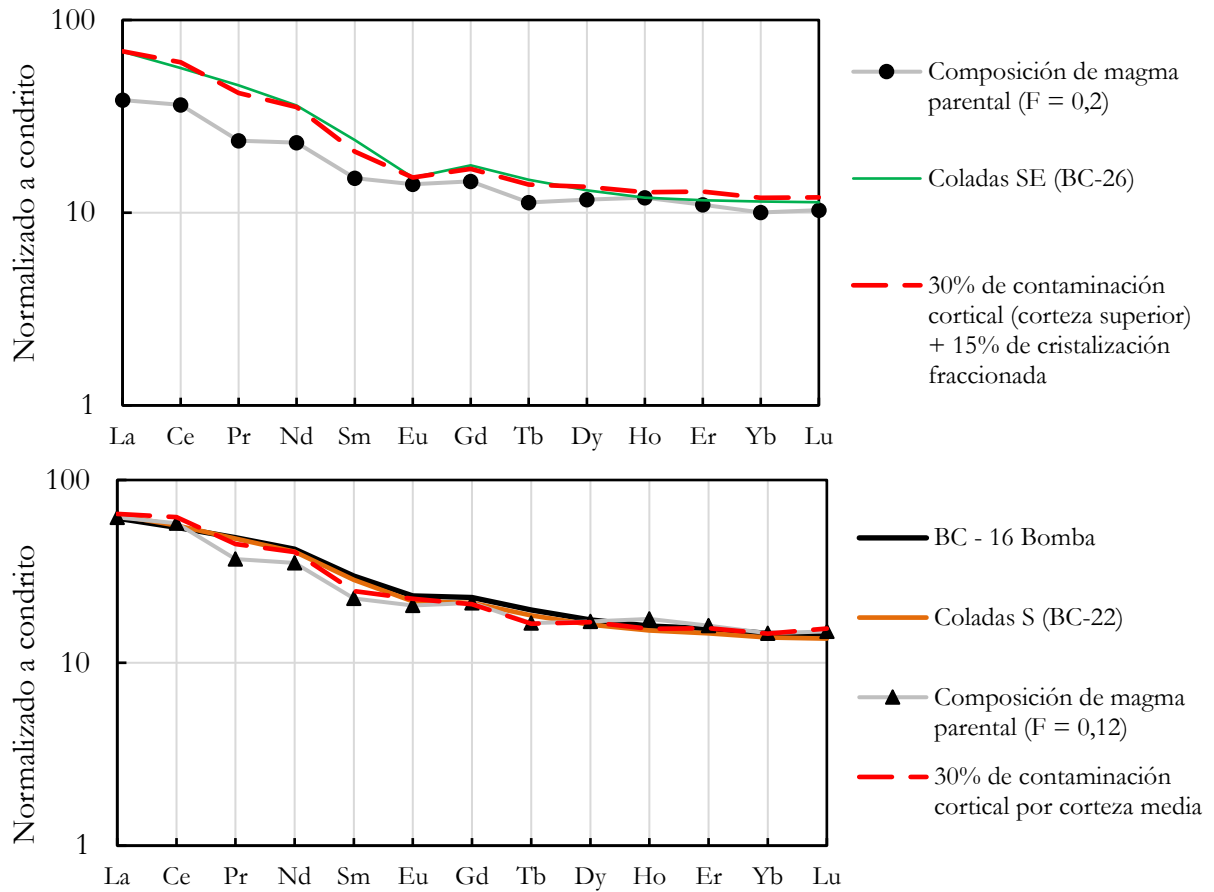


Figura 45: Modelo de tasas de contaminación cortical $\pm$ cristalización fraccionada normalizado a condrito (McDonough y Sun, 1989). Para el modelo se utilizaron composiciones de cortezas de Rudnick y Fountain (1995).

Para el modelo de tasas de contaminación cortical $\pm$ cristalización fraccionada se utilizó una ecuación de balance de masas. Por un lado, para la muestra BC – 26 (coladas SE) se hizo un balance de masas entre el magma formado por cristalización fraccionada calculada anteriormente (Fig. 44) y un 30% de contaminación de corteza continental superior a través de la siguiente ecuación:

$$C_i^{liq} = C_i^{liq}(X) \times 0,7 + C_i^{corteza superior} \times 0,3$$

En donde:

- C_i^{liq} = Concentración del elemento i en el fundido.
- $C_i^{liq}(X)$ = Concentración del elemento i en el magma residual que experimentó una tasa de cristalización de 15% ($X = 0,15$).
- $C_i^{corteza superior}$ = Concentración del elemento i en la corteza superior.

Por otra parte, para las muestras BC – 16 Bomba y BC – 22 no se obtuvieron tasas de cristalización significantes, por lo tanto, se hizo un balance de masas entre la composición del magma parental (en función de una tasa de fusión de 12%) y un 30% de contaminación por corteza continental media.

$$C_i^{liq} = C_i^{magma\ parental} \times 0,7 + C_i^{corteza\ media} \times 0,3$$

Con:

- C_i^{liq} = Concentración del elemento i en el fundido.
- $C_i^{magma\ parental}$ = Concentración del elemento i en el magma parental.
- $C_i^{corteza\ media}$ = Concentración del elemento i en la corteza media.

Las tasas obtenidas se ajustan bien a las composiciones de las muestras (**Anexo 11**), evidenciando un importante rol de la contaminación cortical durante la diferenciación magmática. A partir de los resultados se puede establecer una evolución magmática para la dacita (BC – 26) definida por un 15% de cristalización fraccionada (35% amp, 35% cpx y 30% pl) y un 30% de contaminación cortical por corteza superior. Esto último apoya la hipótesis establecida en el diagrama K/Rb vs SiO₂ (Fig. 33), ya que esta contaminación puede aumentar la concentración de K, suavizando la curva y, por lo tanto, permitiendo justificar un fraccionamiento de anfíbol durante la evolución magmática. Además, cabe destacar la particularidad de que la composición de la muestra BC – 19, siendo una andesita (57,52% de SiO₂), pueda explicarse relativamente bien sólo con la composición del magma parental. Esto estaría relacionado a la contaminación cortical evidenciada en los xenocristales de cuarzo, ya que este mecanismo puede generar un enriquecimiento en SiO₂.

4.2.3 Comparación entre el volcán Barranco Colorado y volcanes de la SVZ

4.2.3.1 Génesis Magmática

Primeramente, se compararán las condiciones de la génesis magmática de las lavas del volcán Barranco Colorado con las lavas producidas por los volcanes de la SVZ: Llama, Villarrica, Osorno, Hualaihué y Hornopirén. Se escogieron estos centros eruptivos porque han generado, principalmente, lavas máficas (basaltos y andesitas basálticas) y, por lo tanto, menos diferenciadas, lo que es crucial para entender procesos en la fuente.

Según Turner y Langmuir (2015), la variedad composicional de los magmas de arco continental se puede explicar por dos modelos: 1) Estas variaciones dependen de la estructura térmica de la corteza oceánica subductada ($\Phi = \text{edad de la losa} \times \text{velocidad de convergencia} \times \sin(\text{ángulo de inmersión})$), asumiendo que la cuña del manto posee una estructura térmica constante. Según este modelo, las cortezas oceánicas más calientes aportarán un mayor flujo de fluidos ricos en elementos incompatibles (e.g. LILE y LREE) a la cuña del manto. 2) Esta diversidad química del arco se debe a diferentes tasas de fusión parcial en la cuña astenosférica, asumiendo un aporte constante de fluidos de la losa y una estructura térmica variable en la cuña del manto. Esta variabilidad en la cuña del manto depende del grosor de la litosfera bajo el arco, ya que esto genera una deflexión de las isothermas de menor temperatura a una mayor profundidad, restringiendo el proceso de fusión parcial en la cuña del manto a un ambiente de mayor presión, sugiriendo que con un mayor espesor de la litosfera sub-arco se producirán menores tasas de fusión parcial.

A partir de estos dos modelos, Turner et al. (2016) sostienen que las condiciones de la génesis magmática en la SVZ se ajustan mejor al segundo modelo descrito debido a que la estructura térmica de la corteza oceánica subductada no varía significativamente a lo largo del segmento. En contraste, el espesor de la corteza continental varía significativamente entre 50 – 30 km desde norte a sur, influyendo directamente en las condiciones de fusión parcial del manto sub-arco. Por lo tanto, el principal factor de las variaciones químicas es la estructura térmica del manto, mientras que la adición de fluidos y sedimentos de la losa producen efectos de segundo orden.

Según Turner et al. (2016), las tasas de fusión parcial en los volcanes de la SVZ (entre ~34 - ~41°S) varían entre 6 – 12% desde norte a sur (asumiendo un ~0,6% de H₂O en el manto), siendo coherente con las variaciones del espesor de la corteza. Para este estudio, Turner et al. (2016) incluyeron los volcanes Llaima, Villarrica y Osorno, por lo tanto, las fusiones parciales de los magmas de estos volcanes están dentro del rango mencionado anteriormente. Sin embargo, este estudio no consideró volcanes de la SSVZ como el Hornopirén, Hualaihué, Apagado y Barranco Colorado. Mella et al. (2009) y Watt et al. (2013a) calcularon las tasas de fusión parcial para los volcanes Hornopirén, Hualaihué y Apagado. Por un lado, según Mella et al. (2009), los magmas del volcán Hornopirén se generaron a partir de la fusión parcial (tasa de 8 – 10%) de un manto relativamente seco (*input* <0,5% de fluidos). Por otra parte, según estos mismos autores, las lavas del volcán Hualaihué se formaron a partir de una alta tasa de fusión parcial (15 – 23%) de un manto metasomatizado generado por un *input*

> 1,0% de fluidos. En tanto, Watt et al. (2013a) determinaron una tasa de fusión parcial de 14 – 17% para el volcán Hornopirén con un *input* < 0,3% de H₂O, mientras que muestras del volcán Apagado se originaron a partir de una fusión parcial de 17 – 20% con un *input* de 0,63% de H₂O.

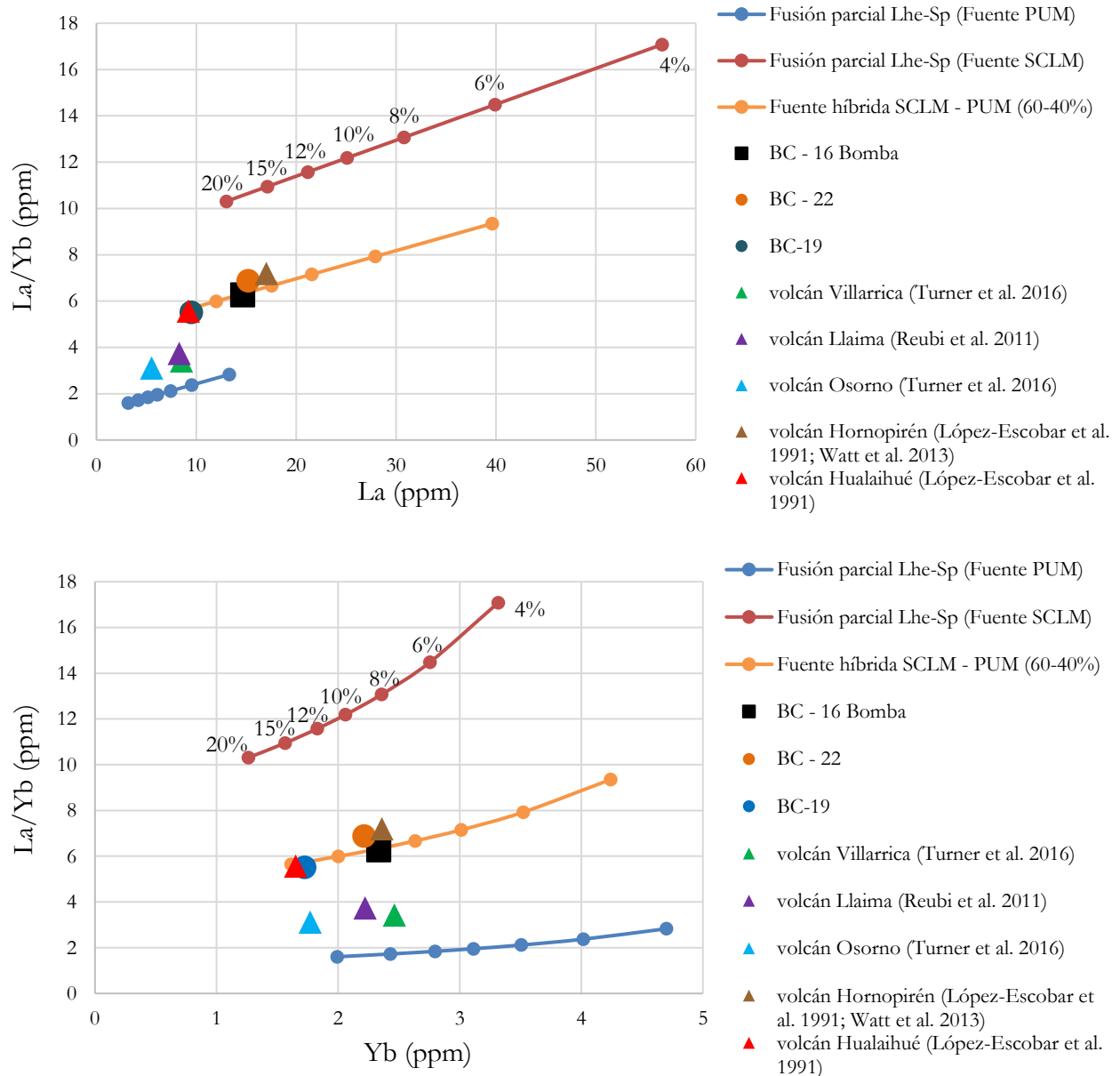


Figura 46: Comparación entre composiciones de muestras de lavas de volcanes de la SVZ y de fundidos de lherzolita – sp con diferentes fuentes mantélicas en función de tasas de fusión parcial, ambas normalizadas a condrito (Sun y McDonough, 1989). Los marcadores de los diagramas representan distintas tasas de fusión (de izquierda a derecha: 20%, 15%, 12%, 10%, 8%, 6% y 4%).

Coincidentemente, las tasas de fusión parcial de los volcanes Hornopirén y Hualaihué son coherentes con las calculadas a partir de los diagramas de La/Yb vs Yb y La/Yb vs La (Fig. 46). En estas gráficas se ingresó el promedio de las composiciones de lavas máficas generadas por cada volcán en el modelo de fusión parcial para las lavas del volcán Barranco Colorado (Fig. 41), con el fin de comparar las tasas de fusión parcial y las fuentes mantélicas.

A partir de la figura anterior se puede apreciar que las muestras de los volcanes Hornopirén y Hualaihué se ajustan a una composición de fuente mantélica similar a las del Barranco Colorado. Además, según el modelo, estos centros eruptivos evidencian tasas de fusión parcial relativamente mayores al resto de volcanes de la SVZ ($\sim 12 - 20\%$). Por otra parte, las composiciones de los volcanes más ubicados al norte de la SVZ (Villarrica, Osorno y Llaima) no se ajustan bien al modelo ya que presentan distintas tasas de fusión parcial en cada diagrama. Por un lado, en el diagrama La/Yb vs La se obtienen tasas menores a $\sim 12\%$ (siendo coherente con lo establecido por Turner et al., 2016), sin embargo, en la gráfica de La/Yb vs Yb se presentan mayores tasas de fusión debido a una menor concentración de Yb. Esta particularidad puede sugerir que la fuente de estas lavas posee granate, lo que permitiría empobrecer los magmas en HREE (Yb). Esto es coherente con el mayor espesor de la corteza en este segmento de la SVZ ya que la fusión parcial se produciría a una mayor profundidad, permitiendo la estabilidad del granate.

Complementando lo anterior, siguiendo el modelo establecido por Turner y Langmuir (2015), este aumento en las tasas de fusión parcial en los volcanes de la SSVZ (Hornopirén, Hualaihué y Barranco Colorado) puede estar relacionado a un menor espesor de la corteza en este segmento del arco (~ 30 km), induciendo una menor presión en la cuña astenosférica, permitiendo un mayor grado de fusión parcial. A pesar de que no se poseen datos de la profundidad del Moho continental que separa la corteza continental del manto sub-litosférico bajo estos volcanes de la SSVZ, estas se pueden interpolar utilizando los datos de Tassara y Echaurren (2012) y Turner et al. (2016) (Fig. 47).

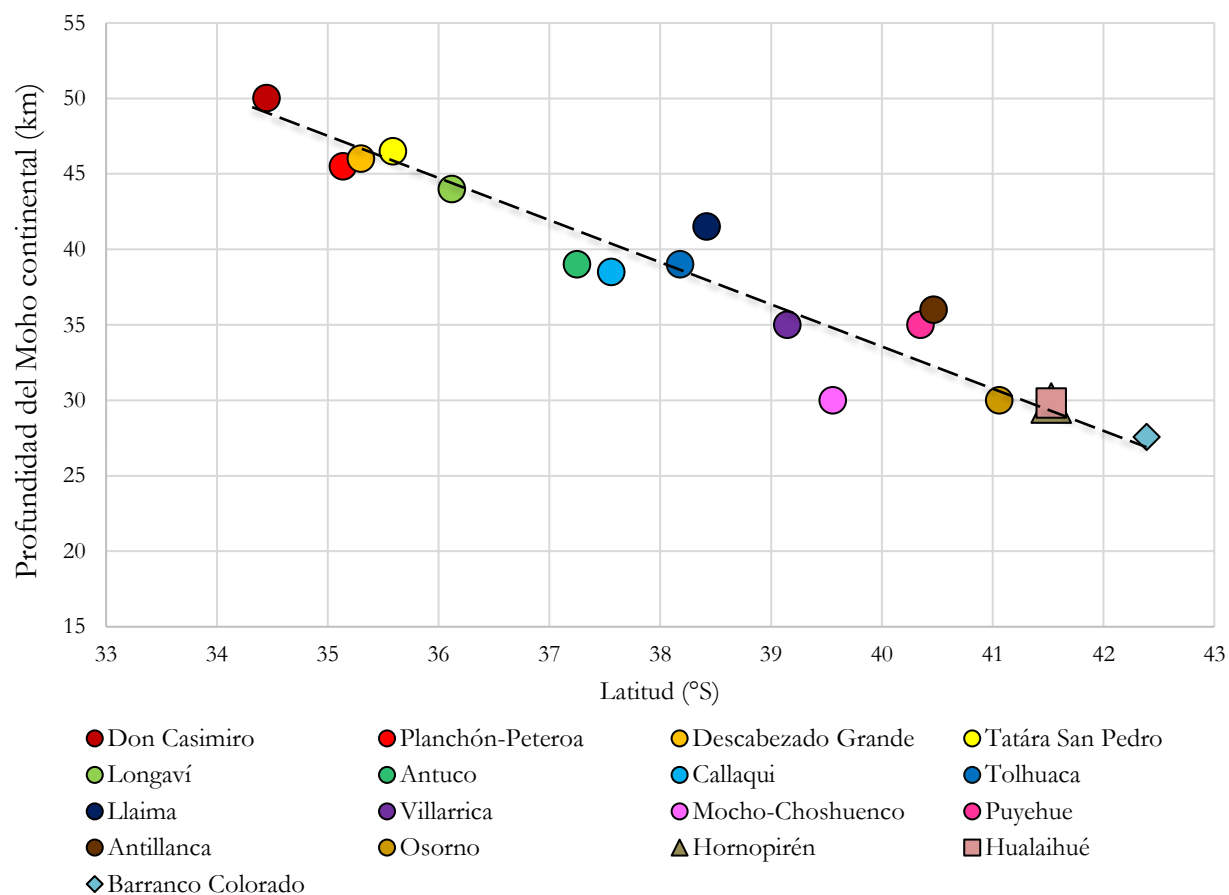


Figura 47: Profundidad del Moho bajo los volcanes de la SVZ. Profundidades para los volcanes Hornopirén, Hualaihué y Barranco Colorado fueron interpoladas. Modificado de Turner et al. (2016).

La interpolación de datos en la gráfica anterior muestra una menor profundidad del Moho continental para los volcanes Hornopirén, Hualaihué y Barranco Colorado en comparación con el resto de la SVZ. Esto indica un menor espesor de la corteza continental en este segmento de la SVZ, lo que podría favorecer el proceso de fusión parcial en la cuña del manto. Sin embargo, esta diferencia de profundidades sólo es significativa para el volcán Barranco Colorado, ya que la profundidad del Moho bajo los volcanes Hualaihué y Hornopirén es similar a la del volcán Osorno y Mocho-Choshuenco. Por un lado, la mayor tasa de fusión del manto en la génesis magmática del volcán Hualaihué puede estar asociado a un mayor *input* de fluidos ($>1\%$: Mella et al., 2009; $0,63\%$ de H_2O : Watt et al., 2013a), considerando que los fluidos pueden controlar el grado de fusión bajando las temperaturas del *solidus* (McCulloch y Gamble, 1991). Similarmente, la génesis magmática del volcán Barranco Colorado se influenció por una importante adición de fluidos ($4,88 \pm 1,2\%$ de H_2O en el

magma parental), por lo que existe la posibilidad de que la alta tasa de fusión que presenta este volcán se deba a una combinación de factores entre la adición de fluidos y el espesor de la litosfera.

Continuando con esta comparación, se elaboró un diagrama multi-elementos normalizado a manto primitivo utilizando composiciones de lavas máficas (basaltos y/o andesitas basálticas) de los volcanes Llaima, Villarrica, Osorno, Hualaihué, Hornopirén y Barranco Colorado (muestras BC16 – Bomba, BC – 22 y BC – 19) y Osorno (Fig. 48).

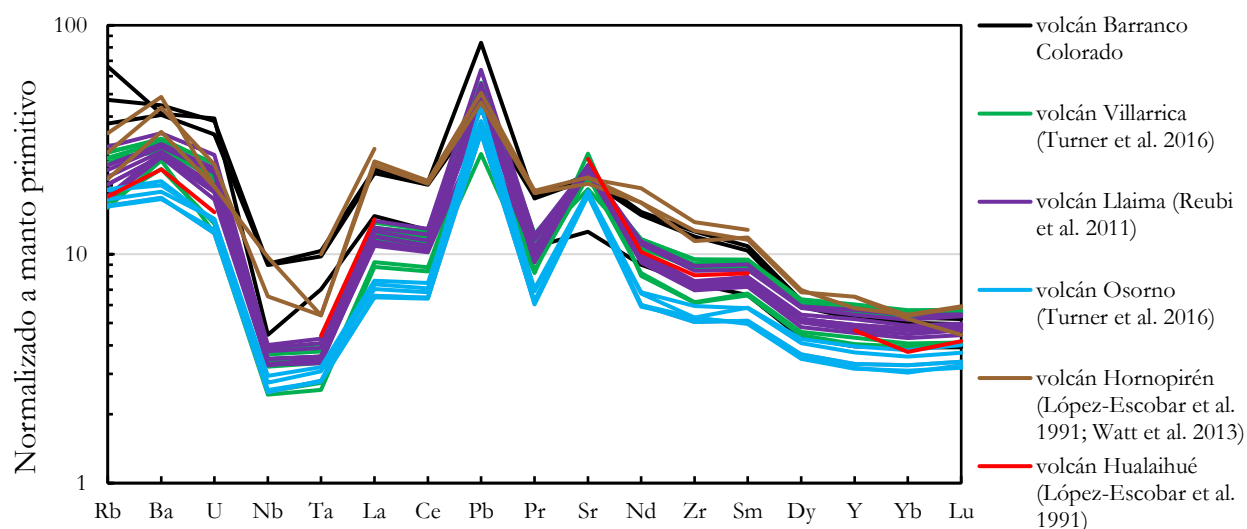


Figura 48: Diagrama multi-elementos normalizado a Manto Primitivo (McDonough y Sun, 1995) de muestras volcanes de la SVZ.

El diagrama evidencia patrones típicos de magmas de subducción de arco continental, caracterizados por mostrar anomalías negativas de HFSE (Nb, Ta) y positivas de Pb. Estas anomalías sugieren procesos de contaminación cortical, siendo el volcán Barranco Colorado el que muestra una mayor anomalía positiva de Pb. Las principales diferencias que se pueden observar en las distribuciones es el relativo enriquecimiento de LILE (Rb, Ba) y LREE (La, Ce) respecto a los MREE, HREE y HFSE. Estos enriquecimientos se pueden producir por una importante adición de fluidos y sedimentos al manto, en conjunto con procesos de contaminación cortical. Sin embargo, considerando que estas muestras son máficas, los procesos de diferenciación magmática como asimilación y cristalización fraccionada son más limitados. Por lo tanto, se puede interpretar que una adición variable de fluidos y sedimentos es el principal responsable de este enriquecimiento.

En la gráfica se observa que las lavas del volcán Barranco Colorado son las que presentan un mayor enriquecimiento en LILE (Rb, Ba) y una alta razón LILE/Nb, sugiriendo un importante *input* de fluidos, indicando que este mecanismo petrogenético cumple un rol importante en la fusión del manto. Por otro lado, el enriquecimiento en LILE y LREE del volcán Hualaihué relativamente mayor que el del volcán Osorno. Considerando que la profundidad del Moho es similar bajo ambos volcanes, la mayor tasa de fusión parcial del Hualaihué puede asociarse a una mayor adición de fluidos. Por último, se puede notar que las muestras de los volcanes Villarrica y Llaima presentan una mayor concentración de LILE que el volcán Hualaihué. Este mayor enriquecimiento puede estar asociado a la menor tasa de fusión parcial presente en estos volcanes (Turner et al., 2016), siendo este factor el más importante en el proceso de fusión de la cuña del manto.

Por último, cabe analizar la particularidad de que los magmas parentales de los volcanes Huequi (Watt et al., 2011a) y Barranco Colorado son significativamente hidratados. Considerando la cercanía entre estos dos centros eruptivos (~5 km de distancia desde W a E), esto podría indicar una importante adición de H₂O en esta región de la cuña del manto, constituyendo una diferencia importante respecto al resto de volcanes de la SSVZ. Este mayor aporte de H₂O puede estar relacionado a distintos parámetros en la subducción y/o en el segmento de corteza que comprende estos dos volcanes.

Según Watt et al. (2013a), la temperatura de la superficie de la corteza oceánica subducida bajo los volcanes Apagado y Hornopirén (ubicados en la misma latitud a ~10 km de distancia) aumenta de W a E, generando una menor concentración de agua presente en los fluidos liberados hacia el manto sub-arco del volcán Hornopirén (ubicado más al este). Siguiendo la misma lógica, señalan que una temperatura relativamente baja de la superficie de la corteza subductada bajo el volcán Apagado favorece un mayor *input* de H₂O. Considerando la cercanía de este volcán con el Huequi y Barranco Colorado, dentro de este acotado segmento, este puede ser un factor que facilite la adición de H₂O durante la génesis magmática.

4.2.3.2 Evolución Magmática

Las lavas del volcán Barranco Colorado evidencian características distintivas en comparación con otros volcanes de la SSVZ. En primer lugar, las lavas de este volcán varían desde andesita basáltica a dacita, característica que sólo tiene en común con el volcán Huequi, mientras que los demás volcanes

poseen variaciones químicas más acotadas entre basaltos, andesitas basálticas y/o andesitas, a excepción de los volcanes Michinmahuida y Chaitén que también han producido traqui-andesitas y riolitas respectivamente (Fig. 4). En cuanto a la petrografía, las lavas del volcán Barranco Colorado muestran asociaciones minerales (ol – cpx – opx – pl – qz $\pm$ amp) que no se presentan en ningún otro volcán, siendo el único edificio volcánico con lavas que contienen xenocristales de cuarzo. Además, cabe destacar la presencia de anfíbol (muestra BC – 08), ya que estos sólo son comunes en las lavas del volcán Huequi.

Para comparar los procesos involucrados en la evolución magmática de estos volcanes, se elaboró un diagrama multi-elementos normalizado a manto primitivo (Fig. 49).

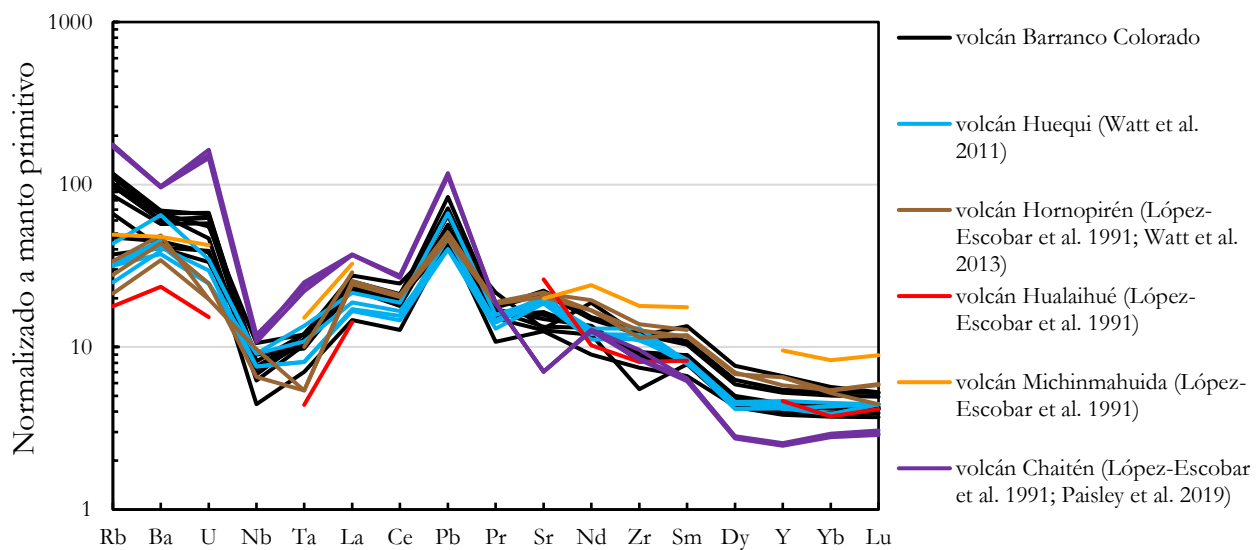


Figura 49: Diagrama multi-elementos de muestras de volcanes de la SSVZ normalizado a Manto Primitivo (McDonough y Sun, 1995).

En el diagrama multi-elementos se observan patrones caracterizados por presentar anomalías positivas de Pb y negativas de Nb y Ta, las cuales se pueden asociar a procesos de contaminación cortical. Otra característica importante es el enriquecimiento en LILE (Rb, Ba, Sr, Pb) y LREE (La, Ce) por sobre HFSE (Nb, Ta), MREE (Sm, Dy) y HREE (Yb, Lu, Y). Estos enriquecimientos y anomalías son más pronunciados en las muestras del volcán Chaitén (sólo LREE y LILE), Barranco Colorado y Huequi, sugiriendo mayores grados de adición de fluidos y/o asimilación cortical. Sin embargo, cabe considerar la posibilidad de que el enriquecimiento que evidencian las muestras del volcán Chaitén se deba a procesos de cristalización fraccionada dado que estos productos son más

evolucionados (composición riolítica). Además, respecto a este volcán cabe consignar que el marcado empobrecimiento en MREE y HREE se debe a que el anfíbol es una fase residual en su génesis magmática (López-Escobar et al., 1993).

4.2.4 Modelo petrogenético

En base a lo discutido en la sección anterior, se propone que los magmas parentales de las lavas del volcán Barranco Colorado se originaron a partir de una tasa de fusión parcial de $\sim 20\%$ y $\sim 12\%$ (sólo para BC – 16 Bomba y BC – 22) de una fuente de lherzolita de espinela de composición SCLM – PUM (60-40%), a una profundidad variable de $\sim 62 - \sim 64,5$ km. En particular, la alta tasa de fusión de $\sim 20\%$ fue gatillada por una importante adición de fluidos ($4,88 \pm 1,2\%$ de H_2O en el magma parental) y favorecida por un delgado espesor de la corteza bajo el arco. Este mismo proceso es responsable de un importante enriquecimiento en LILE (Fig. 48). Por otra parte, la tasa de fusión parcial de $\sim 12\%$ es menor debido, posiblemente, a una menor adición de fluidos, evidenciado en el empobrecimiento en LILE de las muestras BC – 26 Bomba y BC – 22 en comparación con BC – 19. Cabe destacar que durante esta génesis magmática no es descartable la adición de sedimentos oceánicos y/o continentales, sin embargo, el enriquecimiento en LREE se debe principalmente a procesos posteriores de contaminación cortical en corteza media y/o superior (Fig. 45).

Posterior a la génesis magmática, porciones de magma ascienden a través del manto sublitosférico y la corteza continental, experimentando procesos variables de cristalización fraccionada ($ol \pm cpx \pm opx \pm amp \pm pl \pm$ óxidos de Fe) y contaminación cortical. Por un lado, la composición de la muestra más evolucionada (BC – 26: dacita) fue dominada por una tasa de 15% de cristalización fraccionada ($35\% amp$, $35\% cpx$ y $30\% pl$), en conjunto con un 30% de asimilación cortical por corteza superior. Por otro lado, la diferenciación magmática para las muestras BC – 16 Bomba y BC – 22 se explica con un 30% de contaminación cortical de corteza media.

Estos procesos también pueden ocurrir en conjunto tanto en la zona de MASH como en los reservorios (Fig. 50). Esto puede ser fundamentado a través de la presencia de cúmulos de cristales con y sin vidrio intersticial (texturas glomeroporfídicas y cumulo porfídicas) de ol , pl , $ol - pl$ y $ol - cpx$. Según el criterio de Stewart (1975), los cúmulos sin vidrio intersticial conformados por minerales subhedrales y/o euhedrales, pueden corresponder a fases cristalizadas en reservorios magmáticos que son posteriormente arrastradas por el magma ascendente. A partir de la mineralogía de estos cúmulos,

probablemente se formaron en un reservorio magmático presente en la corteza inferior. Por otra parte, los cúmulos con vidrio intersticial corresponderían a aglomerados de xenocristales, formados a partir de la disgregación de xenolitos máficos e intermedios. Esta asimilación puede ocurrir en la zona de MASH, en los reservorios y en los conductos alimentadores de los reservorios. A su vez, esta contaminación puede favorecerse en las zonas de acumulación de magma (MASH y reservorios) debido al estancamiento de este, lo que facilita la fusión y asimilación de roca caja (De Silva, 1989).

Las frecuentes texturas *sieve* y *dusty* presentes en plagioclasas pueden sugerir que el reservorio de la corteza inferior se alimenta a través de reinyecciones de magma máfico provenientes de la zona de MASH ya que, según Scherbakov et al. (2010), estas texturas se forman debido al calentamiento que genera un magma de recarga. De forma similar, Tsuchiyama (1985) sostiene que la textura *dusty* se genera por variaciones de temperatura del sistema (magma) el cual reacciona con el cristal de plagioclasa debido a un desequilibrio térmico. Sin embargo, también cabe considerar la posibilidad de que este proceso (y consigo la generación de texturas de desequilibrio) se desarrolle en la zona de MASH a través de reinyecciones de magma máfico provenientes del manto superior (Hildreth y Moorbath, 1988).

Por último, en todas las muestras los microcristales están en equilibrio con la masa fundamental, lo que puede indicar una presencia de una cámara magmática somera (Fig. 51). Este reservorio puede estar asociado a la contaminación por el basamento evidenciado en los xenocristales de cuarzo ya que el estancamiento del magma puede favorecer este proceso. Sin embargo, esta asimilación también puede ocurrir en los conductos superiores que alimentan al volcán. Cabe destacar que estos xenocristales presentan frecuentemente coronas de reacción de clinopiroxeno dispuestos, mayoritariamente, en forma tangencial al borde del cuarzo. Según Har y Rusu (2000), esta disposición tangencial se debe a periodos cortos de reacción, lo que es coherente con lo propuesto por Clyne (1999), quién sostiene que estos cristales de clinopiroxeno pueden tener dificultades para persistir a la convección del magma, por lo que la erupción debió ocurrir poco después de la asimilación.

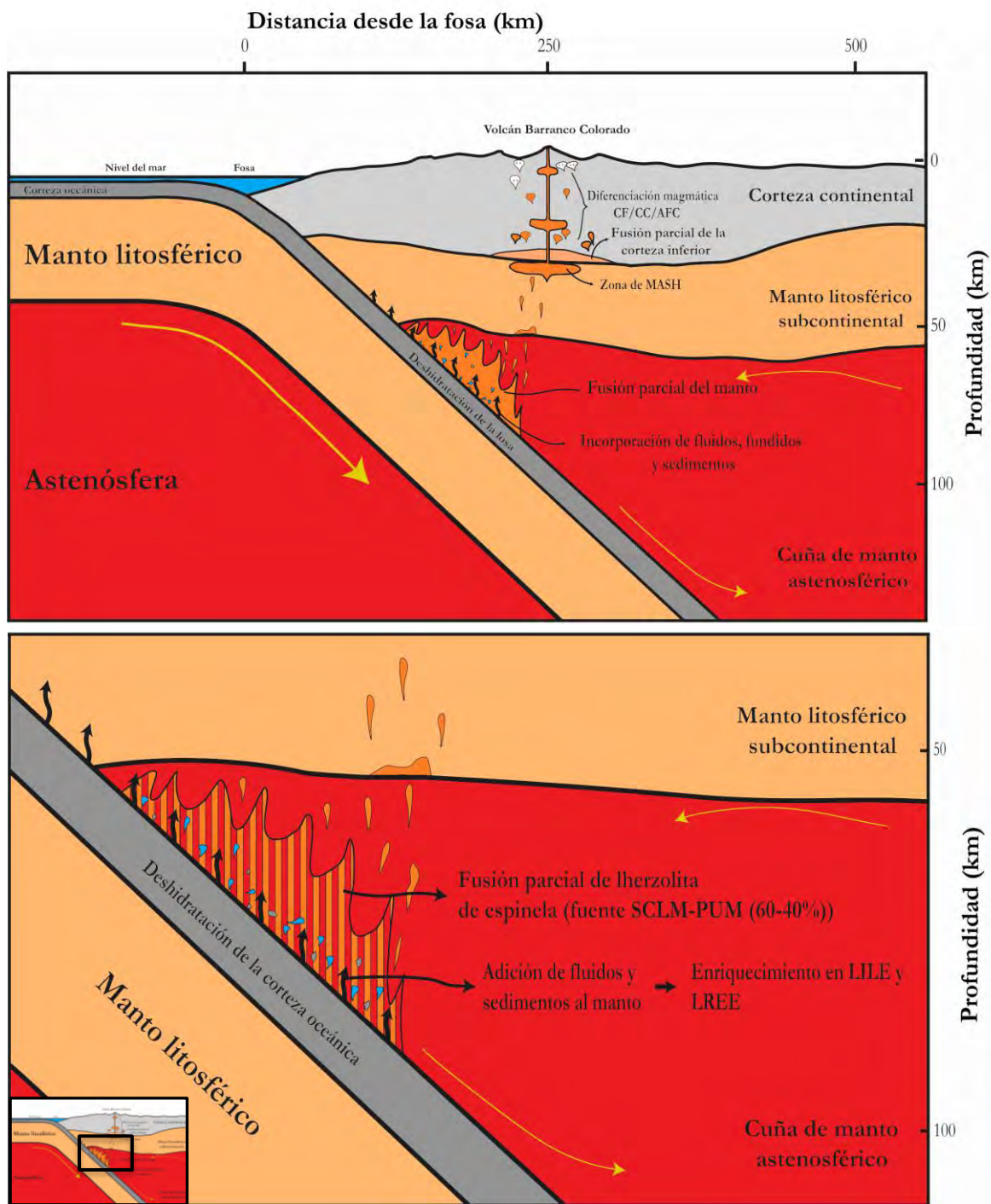


Figura 50: Modelo petrogenético. Imagen superior representa una vista general de los mecanismos petrogenéticos asociados a la génesis y evolución de las lavas del volcán Barranco Colorado. Imagen inferior esquematiza los procesos que ocurren en la zona de fusión parcial de la cuña del manto astenosférico.

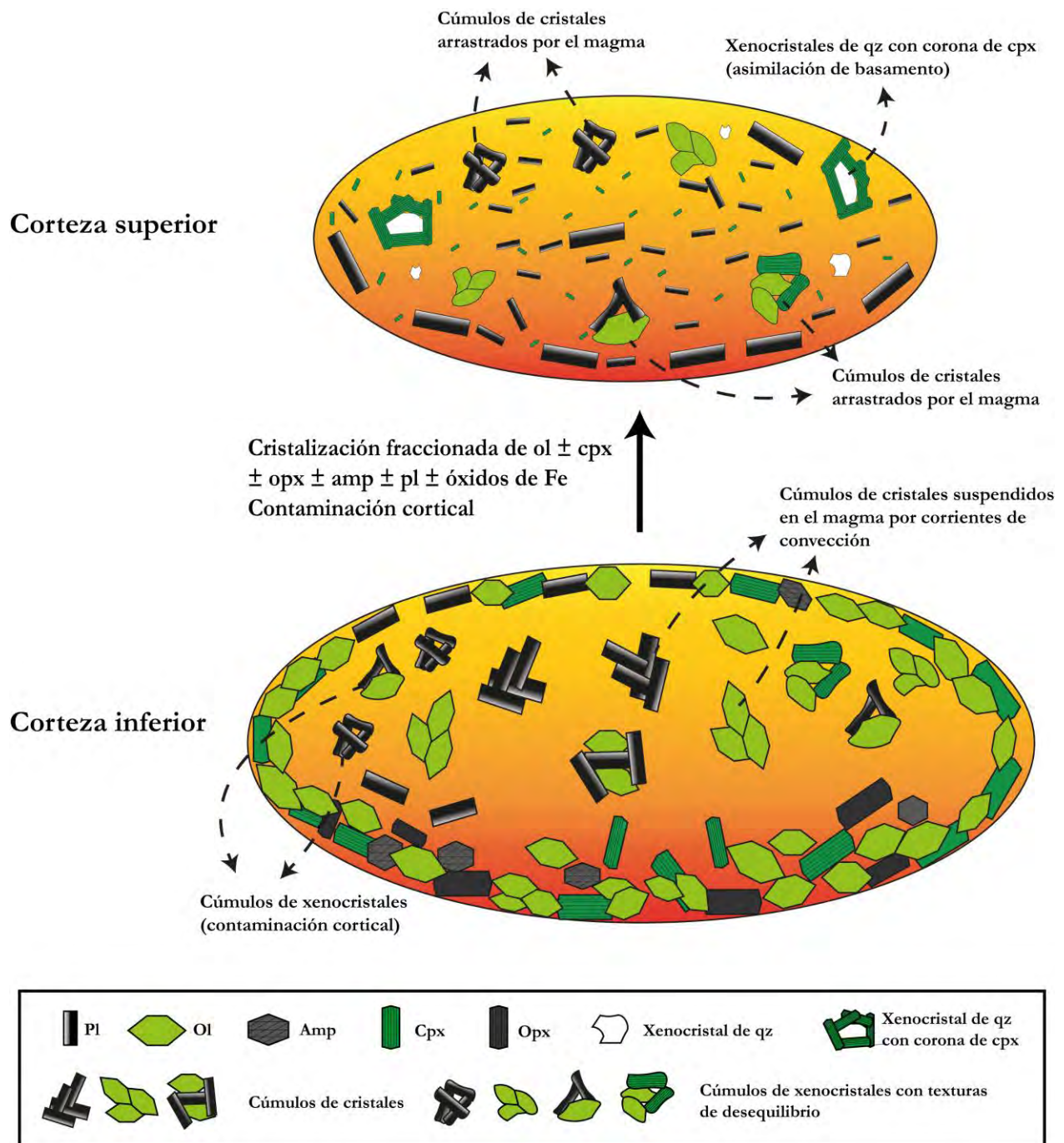


Figura 51: Representación de procesos que ocurren en los reservorios del sistema magmático del volcán Barranco Colorado.
Fuente: Elaboración propia.

4.3 Evaluación de peligrosidad y amenazas del volcán Barranco Colorado

Según el Global Volcanism Program (GVP) de la *Smithsonian Institution*, un volcán se considera geológicamente activo cuando cumple con una de estas 3 condiciones: 1) se encuentra en fase eruptiva; 2) ha entrado en erupción en un tiempo histórico; 3) registra un evento eruptivo dentro de los últimos 10.000 años, constituyendo una alta probabilidad de “despertar”. Acorde a las edades negativas obtenidas y la ausencia de erosión glacial en el edificio volcánico, el volcán Barranco Colorado podría cumplir con esta última condición, asumiendo una edad post-glacial probablemente holocena (<10 ka) para las muestras BC – 16 Bomba y BC – 19 considerando la ocurrencia de glaciaciones en el segmento norpatagónico durante el Holoceno (Davies et al., 2020). Estas condiciones categorizan al volcán Barranco Colorado como un centro eruptivo potencialmente activo.

La ausencia de depósitos de caída puede significar la ocurrencia de sólo erupciones efusivas en este volcán, sin embargo, esto no es coherente con la composición de sus lavas, las cuales varían desde andesita basáltica a dacita, en donde la composición andesítica es la más frecuente. Según Parfitt y Wilson (2007), la composición química del magma está fuertemente ligada al estilo eruptivo. A partir de este principio, estos autores sostienen que composiciones variables entre andesita basáltica a dacita están comúnmente relacionadas a erupciones vulcanianas, constituyendo un índice de explosividad (VEI) variable de 2 – 4. Lo anterior también se fundamenta con el importante *input* de H_2O , ya que un aumento de volátiles en el magma favorece el grado de explosividad de las erupciones (Parfitt y Wilson, 2007). De forma adicional, cabe considerar la posibilidad de la ocurrencia de erupciones freatomagmáticas debido a que este volcán se sitúa en el borde del fiordo Comau, permitiendo la posibilidad de infiltración de agua en el sistema magmático-hidrotermal somero durante su ascenso cerca de la superficie.

Considerando lo anterior, es probable que los piroclastos estén cubiertos por la densa vegetación del volcán y/o formen parte del suelo que cubre las lavas debido a que, probablemente, los eventos eruptivos no sean lo suficientemente recientes como para que estos depósitos se conserven. Entre otras posibilidades, es probable que se hayan erosionado debido a la alta pluviosidad característica de la región y/o estén depositados en el fondo del fiordo.

En base a los productos del Barranco Colorado y composición química de estos, es posible proponer los siguientes escenarios que pueden conformar una amenaza para la población más cercana (Hornopirén) compuesta por ~3629 habitantes según los resultados del Censo de 2017, y para los habitantes del fiordo.

- Erupciones explosivas de baja intensidad con emisión de coladas y eyección de material balístico de corto alcance.
- Erupciones efusivas con generación de coladas lo suficientemente extensas para alcanzar el fiordo (~2-3 km).
- Formación y posterior colapso de domos y coladas tipo domo-coulée, que conlleven consigo flujos de bloques y cenizas (Voight, 2000); pudiendo incluso gatillar tsunamis en el fiordo.
- Erupciones mayores (no registradas) plinianas o subplinianas con abundante generación de tefra y potenciales corrientes piroclásticas, con la posibilidad de que estas últimas se adentren en el fiordo y causen un tsunami.

Los factores descritos anteriormente, en conjunto con la potencial edad holocena del volcán, constituyen una amenaza considerable.

Por otra parte, se presentan una serie de características que permiten determinar que este volcán es muy poco susceptible a colapsos laterales. Primeramente, no se observaron deslizamientos de detritos ni depresiones o “cicatrices” en formas de “U” o “V”, las cuales corresponden a vestigios típicos de este tipo de procesos (Romero et al., 2021). Adicionalmente, la edad relativamente joven del volcán, en conjunto con sus pequeñas dimensiones y carencia de pendientes empinadas, disminuyen la influencia de procesos erosivos que puedan favorecer la generación de colapsos laterales (Romero et al., 2021). Además, su baja altitud (1.060 ms.n.m) igualmente constituye una baja probabilidad de colapso (Voight, 2000).

Respecto a implicancias estructurales, frecuentes intrusiones magmáticas en volcanes acompañadas por intensa deformación y sismicidad pueden favorecer la inestabilidad de un edificio volcánico (Romero et al., 2021; Voight, 2000). Según Romero et al. (2021), estas intrusiones se producen de manera más frecuente en volcanes máficos que están ligados a sistemas estructurales

transtensionales. Si bien, el volcán Barranco Colorado se encuentra asociado a un sistema de fallas transtensional (ZFLO), es importante destacar su cercanía a fallas reactivadas de larga vida oblicuas al arco de orientación NNW y que también está relacionado a fallas de orientación E-W. Este control estructural puede aumentar los tiempos de residencia cortical del magma y, consecuentemente, favorecer los procesos de cristalización fraccionada y contaminación cortical (López-Escobar et al., 1995), siendo coherente con la química y procesos petrogenéticos anteriormente obtenidos. Esta particularidad disminuiría la frecuencia de intrusiones magmáticas en el edificio, reduciendo la susceptibilidad a colapsos laterales.

5. CONCLUSIONES

En base a los resultados obtenidos y a las discusiones previamente expuestas, se presentan las siguientes conclusiones:

- Las muestras BC – 16 Bomba y BC – 22 (coladas S) son co-genéticas, sin embargo, provienen de un magma parental diferente al resto de las muestras. Por un lado, BC – 16 Bomba y BC – 22 evolucionaron a partir de un magma parental generado por una tasa de fusión parcial de $\sim 12\%$ de una fuente de lherzolita de espinela de composición SCLM – PUM (60 – 40%) a una profundidad variable de $\sim 62,5$ – ~ 64 km dentro de la cuña astenosférica. Por otro lado, a través de una tasa de fusión de $\sim 20\%$ de esta misma fuente se originó el magma parental del resto de las muestras. Este proceso de fusión parcial se favoreció por un delgado espesor de la corteza continental (~ 30 km) y, en el caso de la tasa de $\sim 20\%$, fue también beneficiado por una importante adición de fluidos, evidenciado en la alta concentración de H_2O en el magma parental ($4,88 \pm 1,2\%$) y en el enriquecimiento en LILE de las muestras comprendidas entre BC – 19 (colada ESE) y BC – 26 (coladas SE).
- Durante la evolución del magma parental de BC – 16 Bomba y BC – 22 no ocurrió un fraccionamiento significativo de anfíbol, clinopiroxeno y/o plagioclasa ya que la composición del magma parental se ajusta bien a las composiciones de MREE y HREE de las muestras. En tanto, el leve enriquecimiento en LREE de las muestras se puede explicar con una tasa de contaminación cortical de 30% por corteza media. Por otra parte, la composición de la muestra BC – 19 puede ser explicada sólo con la composición del magma inicial generado por un $\sim 20\%$ de fusión parcial, mientras que la evolución magmática de la muestra más evolucionada (BC – 26: dacita) se explica a través de una tasa de 15% de cristalización fraccionada (35% amp, 35% cpx y 30% pl) + un 30% de contaminación cortical por corteza superior. Respecto a la evolución de ambos magmas parentales, no se descarta un fraccionamiento de ol, opx y/o contaminación cortical de basamento (xenocristales de cuarzo) ya que, al ser estos minerales incompatibles con REE, su fraccionamiento y/o asimilación no modificará significativamente el patrón de REE en los modelos.

- Según los modelos de fusión parcial de La/Yb vs Yb y La/Yb vs La, los volcanes de la SSVZ (Barranco Colorado, Hualaihué y Hornopirén) presentan mayores tasas de fusión parcial (~12 – 20%) que el resto de los volcanes de la SVZ ubicados más al norte (~6 – 12%). Esto es coherente con el menor espesor de la corteza presente en este segmento de la SVZ. Además, de forma subordinada, durante la petrogénesis de los magmas del Barranco Colorado y Hualaihué ocurre un mayor *input* de fluidos, facilitando la fusión parcial de la cuña del manto.
- La ausencia de texturas de desequilibrio en los microcristales que componen las masas fundamentales sugiere la presencia de un reservorio magmático somero. Por otro lado, los cúmulos de cristales de pl, ol, ol – cpx y ol – pl sugieren procesos de asimilación en la corteza inferior y/o media y, además, la posible presencia de un reservorio en la corteza inferior. Sin embargo, se sugiere realizar estudios de geotermobarometría de estos cúmulos para determinar sus composiciones y sus condiciones P – T de formación y, consiguientemente, corroborar estas hipótesis. Por otra parte, en las muestras se presentan frecuentes texturas de reabsorción en plagioclasa, olivino y clinopiroxeno, generadas por reequilibrios entre el cristal y el fundido bajo nuevas condiciones termodinámicas y químicas producidas por contaminación y reinyecciones de magma a los reservorios. Esto último se apoya con las texturas de reabsorción (*sieve* y *dusty*) y zonaciones presentes en las plagioclasas. Sin embargo, para determinar detalladamente los procesos asociados a la formación de estas texturas se debe hacer un análisis químico mineral en estos cristales y en las inclusiones fundidas presentes en algunos ejemplares.
- El volcán Barranco Colorado corresponde a un centro eruptivo poligenético que ha generado coladas de lava distribuidas en las laderas NNW, N, NNE, E, ESE, SE, S y SW. Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, en conjunto con la ausencia de erosión glacial en las lavas, confirman edades post-glaciales potencialmente holocenas para su actividad más reciente, permitiendo clasificarlo como un volcán potencialmente activo. Según la química de sus productos, este volcán puede producir erupciones efusivas y explosivas de baja intensidad con generación de coladas y abundante material balístico. Además, características geomorfológicas y estructurales permiten establecer una baja susceptibilidad a colapsos laterales, sin embargo, es posible la formación y posterior colapso de domos, generando flujos de bloques que incluso puedan gatillar un tsunami en el fiordo. La combinación de estos factores conforman una amenaza considerable.

6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ague, J. J., Brimhall, G. H., 1987. Granites of the batholiths of California: Products of local assimilation and regional-scale crustal contamination. *Geology*, 15(1), 63-66.
- Amigo, Á., Lara, L. E., Smith, V. C., 2013. Holocene record of large explosive eruptions from Chaitén and Michinmahuida Volcanoes, Chile. *Andean Geology*, 40(2), 227-248.
- Amigo, A., Baltra, Jara, G., Calderón, R., Flores, F., Peña, P., Bertin, D., Toloza, V., 2018. Chile: Territorio Volcánico. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.
- Amma-Miyasaka, M., Nakagawa, M., 2003. Evolution of deeper basaltic and shallower andesitic magmas during the AD 1469 – 1983 eruptions of Miyake-Jima Volcano, Izu–Mariana arc: inferences from temporal variations of mineral compositions in crystal-clots. *Journal of Petrology*, 44(12), 2113-2138.
- Anderson, A. T., 1976. Magma mixing: petrological process and volcanological tool. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1(1), 3-33.
- Beard, J. S., Ragland, P. C., Crawford, M. L., 2005. Reactive bulk assimilation: A model for crust-mantle mixing in silicic magmas. *Geology*, 33(8), 681-684.
- Bougault, H., Joron, J. L., Treuil, M., 1980. The primordial chondritic nature and large-scale heterogeneities in the mantle: evidence from high and low partition coefficient elements in oceanic basalts. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 297(1431), 203-213.
- Bowen, N. L., 1928. *Evolution of the Igneous rocks*. Princeton University Press, New Jersey.
- Castro, A., Stephens, W., 1992. Amphibole-rich polycrystalline clots in calc-alkaline granitic rocks and their enclaves. *The Canadian Mineralogist*, 30(4), 1093-1112.
- Castro, J. M., Dingwell, D. B., 2009. Rapid ascent of rhyolitic magma at Chaitén volcano, Chile. *Nature*, 461(7265), 780-783.
- Cembrano, J., Lara, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics*, 471(1-2), 96-113.
- Contreras, F., 2018. Mapeo litológico de los fiordos Comau y Pitipalena (Tesis de pregrado). Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile.
- Clynne, M. A., 1999. A complex magma mixing origin for rocks erupted in 1915. *Journal of Petrology*, 40(1), 105-132.

- Davidson, J. P., 1987. Crustal contamination versus subduction zone enrichment: examples from the Lesser Antilles and implications for mantle source compositions of island arc volcanic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(8), 2185-2198.
- 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, S. Chile: multicomponent sources and open system evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100(4), 429-445.
- Davies, B. J., Darvill, C. M., Lovell, H., Bendle, J. M., Dowdeswell, J. A., Fabel, D., García, J., Geiger, A., Glasser, N. F., Gheorghiu, D. M., Harrison, S., Hein, A. S., Kaplan, M. R., Martin, J., Mendelova, M., Palmer, A., Pelto, M., Rodés, Á., Sagredo, E. A., Smedley, R. K., Smellie, J. L., Thorndycraft, V. R., 2020. The evolution of the Patagonian Ice Sheet from 35 ka to the present day (PATICE). *Earth-Science Reviews*, 204, 103152.
- DePaolo, D. J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2), 189-202.
- DePaolo, D. J., Perry, F. V., Baldrige, W. S., 1992. Crustal versus mantle sources of granitic magmas: a two-parameter model based on Nd isotopic studies. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 83(1/5), 439-446.
- De Silva, S. L., 1989. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology*, 17(12), 1102 - 1106.
- Déruelle, B., Figueroa, O. A., Joron, J. L., Schilling, M., Silva, C., 2002. Le volcanisme de l'île de Pâques (Chili). *Géologie de la France*, (2), 53-67.
- Díaz-Alvarado, J., Castro, A., Fernández, C., Moreno-Ventas, I., 2011. Assessing bulk assimilation in cordierite-bearing granitoids from the Central System Batholith, Spain; experimental, geochemical and geochronological constraints. *Journal of Petrology*, 52(2), 223-256.
- Dickin, A. P., 2005. *Radiogenic Isotope Geology*, Cambridge University Press, New York.
- Dungan, M. A., Davidson, J., 2004. Partial assimilative recycling of the mafic plutonic roots of arc volcanoes: An example from the Chilean Andes. *Geology*, 32(9), 773-776.
- Ellam, R. M., 1992. Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology*, 20(2), 153-156.
- Fuenzalida, J. L., 1979. Estudio geológico preliminar de Península Huequi, X Región (Memoria de Título). Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Gasparon, M., Varne, R., 1998. Crustal assimilation versus subducted sediment input in west Sunda arc volcanics: an evaluation. *Mineralogy and Petrology*, 64(1), 89-117.

- Gill, J. B., 1981. What is "Typical Calcalkaline Andesite"? in: *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 1-12.
- González-Ferrán, O., 1995. *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico Militar, Santiago, Chile.
- González, P. D., 2015. Textura de los cuerpos ígneos, in: Llambías, E. J. *Geología de los cuerpos ígneos*. Edición Especial 70° Aniversario de la Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria N°31. 4ta. Edición. Buenos Aires, pp. 167-195.
- Gutiérrez, F., Parada, M. A., 2010. Numerical modeling of time-dependent fluid dynamics and differentiation of a shallow basaltic magma chamber. *Journal of Petrology*, 51(3), 731-762.
- Hanson, G. N., 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and planetary science letters*, 38(1), 26-43.
- Hanson, G. N., 1980. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 8(1), 371-406.
- Halsor, S.P., 1989. Large glass inclusions in plagioclase phenocrysts and their bearing on the origin of mixed andesitic lavas at Toliman Volcano, Guatemala. *Bulletin of Volcanology*, 51(4), 271-280.
- Har, N., Rusu, A. M., 2000. Diffusion coronas around quartz xenocrysts in basaltic andesite from Capus (Cionca Hill, Gilau Mountains-Romania). *Studia UBB Geologia*, 45(1), 35-45.
- Har, N., 2005. Reaction coronas around quartz xenocrysts in the basaltic andesite from Detunata (Apuseni Mountains, Romania). *Geologica Carpathica*, 56(4), 369.
- Harker, A., 1909. *The natural history of igneous rocks*. Methuen and Company. London.
- Hervé, F., Demant, A., Ramos, V. A., Pankhurst, R. J., Suárez, M., 2000. The Southern Andes. *International Geological Congress*, 31, 605-634.
- Heusser, C. J., 1990. Chilotan piedmont glacier in the southern Andes during the last glacial maximum. *Andean Geology*, 17(1), 3-18.
- Hickey-Vargas, R., Holbik, S., Tormey, D., Frey, F. A., Roa, H. M., 2016. Basaltic rocks from the Andean Southern Volcanic Zone: Insights from the comparison of along-strike and small-scale geochemical variations and their sources. *Lithos*, 258, 115-132.
- Hildreth, W., 1981. Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10153-10192.
- Hildreth, W., Moorbatch, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(4), 455-489.
- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523-548.

- Johnson, K. T., 1998. Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 133(1-2), 60-68.
- Kelley, K. A., Cottrell, E., 2009. Water and the oxidation state of subduction zone magmas. *Science*, 325(5940), 605-607.
- Kinzler, R. J., 1997. Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102, 852-874.
- Lara, L. E., Amigo, Á., Moreno, H., 2009. Volcanismo explosivo del volcán Michinmahuida: primeros antecedentes de una ignimbrita postglacial. *Congreso Geológico Chileno No. 12*.
- Lara, L. E., Moreno, R., Amigo, Á., Hoblitt, R. P., & Pierson, T. C., 2013. Late Holocene history of Chaitén Volcano: New evidence for a 17th century eruption. *Andean Geology*, 40(2), 249-261.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A. G., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Sub-commission on the Systematics of Igneous rocks: Oxford, Blackwell.
- López, J. P., Bellos, L. I., 2006. Texturas y estructuras de las rocas ígneas: Significado petrológico e implicancias en las condiciones de formación de las rocas. *INSUGEO*.
- López-Escobar, L., Tagiri, M., Vergara, M., 1991. Geochemical features of Southern Andes Quaternary volcanics between 41 °50' and 43°00'S. *Geological Society of America, Special Paper*, 265, 45-56.
- Lopez-Escobar, L., Kilian, R., Kempton, P. D., Tagiri, M., 1993. Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 41 30' and 46 00'S, Chile. *Andean Geology*, 20(1), 33-55.
- López-Escobar, L., Cembrano, J., Moreno, H., 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46 S). *Andean geology*, 22(2), 219-234.
- Maaloe, S., 1985. *Principles of Igneous Petrology*. Springer-Verlag, Berlin.
- Major, J. J., Lara, L. E., 2013. Overview of Chaitén Volcano, Chile, and its 2008-2009 eruption. *Andean Geology*, 40(2), 196-215.
- McCulloch, M. T., Gamble, J. A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102(3-4), 358-374.
- McDonough, W. S., 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 101(1), 1-18.

- McDonough, W. F., Sun, S. S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3-4), 223-253.
- McKenzie, D. A. N., O'Nions, R. K., 1991. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*, 32(5), 1021-1091.
- McIntire, W. L., 1963. Trace element partition coefficients – a review of theory and applications to geology. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 27(12), 1209-1264.
- McGee, L. E., Brahm, R., Rowe, M. C., Handley, H. K., Morgado, E., Lara, L. E., Turner, M. B., Vinet, N., Parada, M., Valdivia, P., 2017. A geochemical approach to distinguishing competing tectono-magmatic processes preserved in small eruptive centres. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 172(6), 44.
- Mella, M., 2008. Petrogenesis of the Yate Volcanic Complex (42°30'S), Southern Andes, Chile (PhD Thesis). Institute of Geosciences, University of Sao Paulo, Brazil, 2008.
- Mella, M., Hollanda, M., 2008. Andesitas de alto magnesio producto de mezcla de magmas en el volcán Yate (41°30'S), andes del sur, Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería*.
- Mella, M., Muñoz, J., Hollanda, M. H., 2009. Tres tipos de magmas básicos en el Complejo Volcánico Yate (42°30'), Chile: múltiples factores en la petrogénesis de basaltos en el segmento sur de la Zona Volcánica Sur. *Congreso Geológico Chileno No. 12*.
- Mella, M., 2013. Apagado Volcano scoria cone (Southern Andes, 42 S): a basaltic eruption at 2,480 y B.P. *Servicio Nacional de Geología y Minería*.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American journal of science*, 274(4), 321-355.
- Moreno, H., 1995. Estudio fotogeológico escala 1: 100.000 de los volcanes de la X Región Sur. Proyecto Carta Metalogénica de la X Región Sur. *Servicio Nacional de Geología y Minería*.
- Muñoz, J., Mella, M., Moreno, H., 2009. Petrogénesis del magma riolítico de la fase inicial explosiva de mayo 2008 del volcán Chaitén, Andes del Sur. *Congreso Geológico Chileno No. 12*.
- Muñoz, R. A., 2019. Control estructural del basamento sobre el volcanismo Cuaternario del Complejo Volcánico Chaitén-Michinmahuida (Tesis de pregrado). Universidad de Concepción, Concepción, Chile.
- Naranjo, J. A., Stern, C. R., 2004. Holocene tephrochronology of the southernmost part (42°30'-45°S) of the Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile*, 31(2), 224-240.
- Newhall, C. G., Self, S., 1982. The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 87(C2), 1231-1238.

- Orihashi, Y., Naranjo, J. A., Motoki, A., Sumino, H., Hirata, D., Anma, R., Nagao, K., 2004. Quaternary volcanic activity of Hudson and Lautaro volcanoes, Chilean Patagonia: New constraints from K-Ar ages. *Revista Geológica de Chile*, 31(2), 207-224.
- Ort, M. H., Coira, B. L., Mazzoni, M. M., 1996. Generation of a crust-mantle magma mixture: magma sources and contamination at Cerro Panizos, central Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123(3), 308-322.
- Paisley, R., Berlo, K., Ghaleb, B., Tuffen, H., 2019. Geochemical constraints on the role of tuffisite veins in degassing at the 2008–09 Chaitén and 2011–12 Cordón Caulle rhyolite eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 380, 80-93.
- Parfitt, L., Wilson, L., 2007. *Fundamentals of physical volcanology*. Blackwell Science Ltd, Oxford, UK.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, in: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. Eds., *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing, Nantwich, UK, pp. 230–249.
- Peccerillo, A., Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 58(1), 63-81.
- Piquer, J., Yáñez, G., Rivera, O., Cooke, D. R., 2019. Long-lived crustal damage zones associated with fault intersections in the high Andes of Central Chile. *Andean Geology*, 46(2), 223-239.
- Plecho, P. Y., Fomin, I. S., Mel'nik, O. E., Gorokhova, N. V., 2008. Evolution of melt composition during intrusion of basalts into a silicic magma chamber. *Moscow University Geology Bulletin*, 63(4), 247-257.
- Putirka, K. D., 2005. Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist*, 90(2-3), 336-346.
- Putirka, K. D., 2017. Down the crater: where magmas are stored and why they erupt. *Elements*, 13(1), 11-16.
- Reubi, O., Bourdon, B., Dungan, M. A., Koornneef, J. M., Selles, D., Langmuir, C. H., Aciego, S., 2011. Assimilation of the plutonic roots of the Andean arc controls variations in U-series disequilibria at Volcan Llaima, Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 303(1-2), 37-47.
- Robinson, J. A. C., Wood, B. J., 1998. The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus. *Earth and Planetary Science Letters*, 164(1-2), 277-284.
- Rollinson, H. R., 1993. *Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical, New York.

- Romero, J. E., Polacci, M., Watt, S., Kitamura, S., Tormey, D., Sielfeld, G., Arzilli, F., La Spina, G., Franco, L., Burton, M., Polanco, E., 2021. Volcanic lateral collapse processes in mafic arc edifices: A review of their driving processes, types and consequences. *Frontiers in Earth Science*, 9, 325.
- Rooney, T. O., 2010. Geochemical evidence of lithospheric thinning in the southern Main Ethiopian Rift. *Lithos*, 117(1-4), 33-48.
- Rudnick, R. L., Fountain, D. M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33(3), 267-309.
- Sato, H., 1975. Diffusion coronas around quartz xenocrysts in andesite and basalt from Tertiary volcanic region in northeastern Shikoku, Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 50(1), 49-64.
- Saunders, A. D., Norry, M. J., Tarney, J., 1991. Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Physical and Engineering Sciences*, 335(1638), 377-392.
- Schmidt, M. W., Poli, S., 1998. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth and Planetary Science Letters*, 163(1-4), 361-379.
- Sen, G., 2014. *Petrology: Principles and Practice*. Springer Science and Business Media. Berlin.
- Shcherbakov, V. D., Plechov, P. Y., Izbekov, P. E., Shipman, J. S., 2010. Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(1), 83-99.
- Singer, B. S., Dungan, M. A., Layne, G. D., 1995. Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K, and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers. *American Mineralogist*, 80(7-8), 776-798.
- Sparks, R. S. J., Huppert, H. E., Turner, J. S., 1984. The fluid dynamics of evolving magma chambers. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 310(1514), 511-534.
- Stewart, D., 1975. Crystal clots in calc-alkaline andesites as breakdown products of high-Al amphiboles. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 53(3), 195-204.
- Streck, M. J., Leeman, W. P., Chesley, J., 2007. High-magnesian andesite from Mount Shasta: A product of magma mixing and contamination, not a primitive mantle melt. *Geology*, 35(4), 351-354.

- Streck, M. J., 2008. Mineral textures and zoning as evidence for open system processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), 595-622.
- Stern, C. R., 1991. Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas. *Geology*, 19(1), 78-81.
- Stern, C. R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31(2), 161-206.
- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.
- Tassara, A., Yáñez, G., 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista Geológica de Chile*, 30(2), 159-186.
- Tassara, A., Echaurren, A., 2012. Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*, 189(1), 161-168.
- Tatsumi, Y., 1986. Formation of the volcanic front in subduction zones. *Geophysical Research Letters*, 13(8), 717-720.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L., Nesbitt, R. W., 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29(1-4), 293-309.
- Taylor, H. P., 1980. The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 47(2), 243-254.
- Tepley III, F. J., Davidson, J. P., & Clynne, M. A., 1998. Magmatic interactions as recorded in plagioclase phenocrysts of Chaos Crags, Lassen Volcanic Center, California. *Journal of Petrology*, 40(5), 787-806.
- Thirlwall, M. F., Graham, A. M., Arculus, R. J., Harmon, R. S., Macpherson, C. G., 1996. Resolution of the effects of crustal assimilation, sediment subduction, and fluid transport in island arc magmas: Pb – Sr – Nd – O isotope geochemistry of Grenada, Lesser Antilles. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60(23), 4785-4810.
- Trumbull, R. B., Wittenbrink, R., Hahne, K., Emmermann, R., Büsch, W., Gerstenberger, H., Siebel, W., 1999. Evidence for Late Miocene to Recent contamination of arc andesites by crustal melts

- in the Chilean Andes (25 – 26°S) and its geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(2), 135-155.
- Tsuchiyama, A., 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89(1), 1-16.
- Turner, J. S., Campbell, I. H., 1986. Convection and mixing in magma chambers. *Earth-Science Reviews*, 23(4), 255-352.
- Turner, S. J., Langmuir, C. H., 2015. What processes control the chemical compositions of arc front stratovolcanoes?. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(6), 1865-1893.
- Turner, S. J., Langmuir, C. H., Katz, R. F., Dungan, M. A., Escrig, S., 2016. Parental arc magma compositions dominantly controlled by mantle-wedge thermal structure. *Nature Geoscience*, 9(10), 772-776.
- Voight, B., 2000. Structural stability of andesite volcanoes and lava domes. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 358(1770), 1663-1703.
- Wang, K., Plank, T., Walker, J. D., Smith, E. I., 2002. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107, ECV-5.
- Walter, M.J., 1999. Melting residues of fertile peridotite and the origin of cratonic lithosphere, in: Fei, Y., Bertka, C., Mysen, B. (Eds.), *Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experimentation: A Tribute to Francis, R. (Joe) Boyd*. The Geochemical Society Special Publications, Houston, TX, pp. 225 – 239
- Wanless, V. D., Perfit, M. R., Ridley, W. I., Klein, E., 2010. Dacite petrogenesis on mid-ocean ridges: evidence for oceanic crustal melting and assimilation. *Journal of Petrology*, 51(12), 2377-2410.
- Watt, S. F., Pyle, D. M., Mather, T. A., 2011a. Geology, petrology and geochemistry of the dome complex of Huequi volcano, southern Chile. *Andean Geology*, 38(2), 335-348.
- Watt, S. F., Pyle, D. M., Naranjo, J. A., Rosqvist, G., Mella, M., Mather, T. A., Moreno, H., 2011b. Holocene tephrochronology of the Hualaihue region (Andean southern volcanic zone, ~42°S), southern Chile. *Quaternary International*, 246(1-2), 324-343.
- Watt, S. F., Pyle, D. M., Mather, T. A., Naranjo, J. A., 2013a. Arc magma compositions controlled by linked thermal and chemical gradients above the subducting slab. *Geophysical Research Letters*, 40(11), 2550-2556.

- Watt, S. F., Pyle, D. M., Mather, T. A., 2013b. Evidence of mid-to late-Holocene explosive rhyolitic eruptions from Chaitén Volcano, Chile. *Andean Geology*, 40(2), 216-226.
- Weaver, B. L., Wood, D. A., Tarney, J., Joron, J. L., 1986. Role of subducted sediment in the genesis of ocean-island basalts: Geochemical evidence from South Atlantic Ocean islands. *Geology*, 14(4), 275-278.
- Wilson, B. M., 2007. *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Springer Science and Business Media, London.
- Workman, R. K., Hart, S. R., 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, 231(1-2), 53-72.
- Xu, Y., Wang, Q., Tang, G., Wang, J., Li, H., Zhou, J., Li, Q., Qi, Y., Liu, P., Ma, L., Fan, J., 2020. The origin of arc basalts: New advances and remaining questions. *Science China Earth Sciences*, 1-23.
- Zimmer, M. M., Plank, T., Hauri, E. H., Yogodzinski, G. M., Stelling, P., Larsen, J., Singer, B., Nicha, B., Mandeville, C., Nye, C. J., 2010. The role of water in generating the calc-alkaline trend: new volatile data for Aleutian magmas and a new tholeiitic index. *Journal of Petrology*, 51(12), 2411-2444.
- Zou, H. B., 2007. *Quantitative Geochemistry*. Imperial College Press. UK.

7. ANEXOS

Anexo 1: Descripción macroscópica de las muestras de terreno.

Muestra	Descripción macroscópica	Nombre
BC – 01, BC – 02, BC – 03, BC – 04, BC – 05, BC – 06, BC – 07	Corresponden a rocas de color verde claro a tonalidades grisáceas, de fábrica planar, caracterizada por la abundante presencia de anfíboles anhedrales a subhedrales. Además, poseen cuarzo, plagioclasa y moscovita. Se observa una misma orientación preferencial de todos minerales mencionados. Además, se presentan alteraciones de epidota y clorita en menor proporción.	Anfibolita
BC – 08	Roca de color negro grisáceo de textura porfírica con fenocristales de olivino anhedral y plagioclasa anhedral a subhedral presentes en ~8% y ~15% de abundancia respectivamente. Los tamaños de los olivinos varían entre 1-3 mm y los de plagioclasa entre 1-4 mm.	Basalto porfírico de plagioclasa.
BC – 09	Roca de color negro grisáceo con textura porfírica vesicular y con fenocristales de olivino y plagioclasa presentes en un 6% y 15% respectivamente, ambos subhedrales. El tamaño de los cristales de olivino es de ~1 mm y los cristales de plagioclasa varían entre 1-3 mm.	Basalto porfírico vesicular de plagioclasa.
BC – 10	Esta muestra corresponde a un rodado encontrado en un pequeño canal que desemboca en la playa Punta Soledad. Posee un color gris oscuro con presencia de plagioclasa en tan sólo 1%. Los cristales son anhedrales.	Andesita afanítica.
BC – 11A y BC – 11B	Rocas de color negro-grisáceo con fenocristales de olivino y plagioclasa con porcentajes de abundancia de 5% y 1% respectivamente. La forma de los olivinos varía entre anhedral y subhedral; la forma de las plagioclasas es anhedral. Los tamaños de ambos minerales no superan el milímetro. Estos fenocristales están englobados en una masa fundamental afanítica.	Basalto porfírico con plagioclasa.
BC – 12	Roca de color gris oscuro con fenocristales de plagioclasa subhedral y olivino anhedral. Los porcentajes de abundancia son de 10% para la plagioclasa y 1% para el olivino. La textura de la roca es porfírica vesicular. Por otro lado, la plagioclasa no supera los 2 mm de tamaño y los olivinos son de 1 mm.	Basalto porfírico vesicular de plagioclasa.

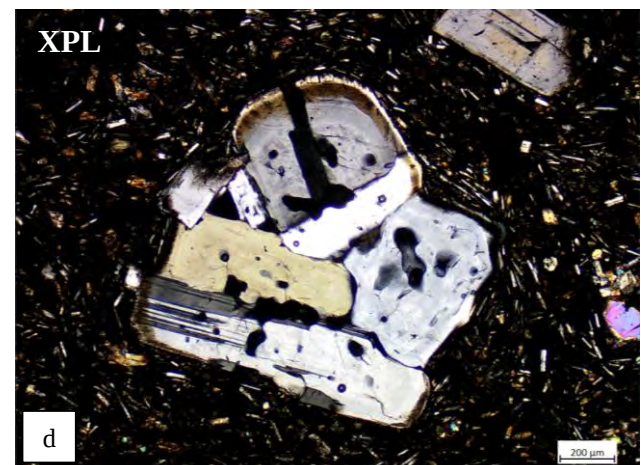
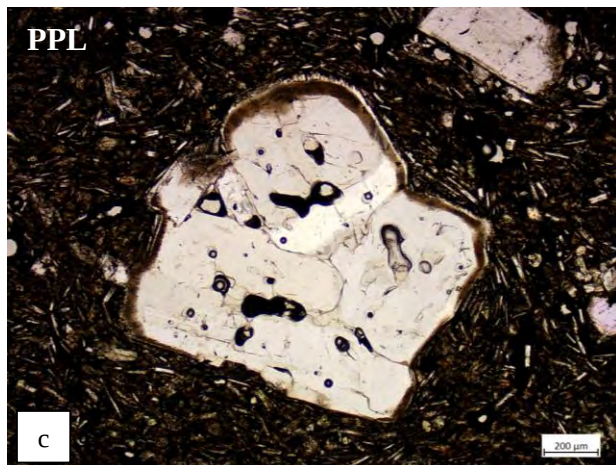
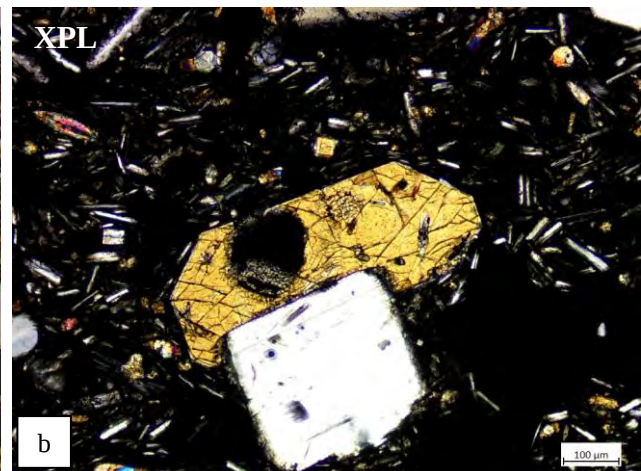
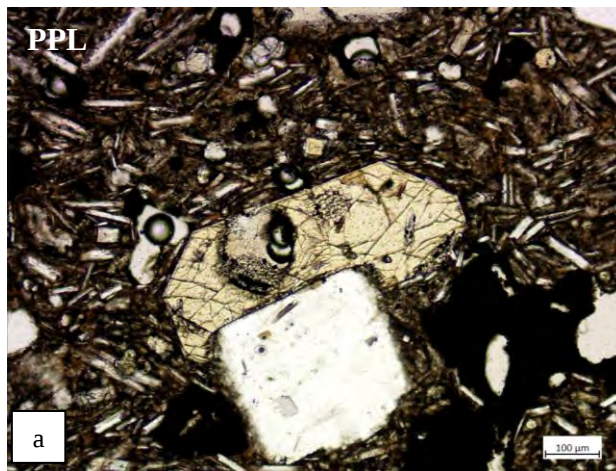
BC – 13	Roca de color gris con textura porfírica vesicular y fenocristales de olivino y plagioclasa en un 2% y 5% respectivamente. La forma de los cristales, tanto la plagioclasa y olivino, es anhedral. El tamaño de los cristales de ambos minerales no supera el milímetro.	Basalto porfírico vesicular de plagioclasa.
BC – 14	Roca de color gris oscuro con textura porfírica con fenocristales de olivino y plagioclasa en un 5% y 15% de abundancia respectivamente. La forma de los cristales de olivino y plagioclasa es subhedral. Ambos minerales no superan los 2 mm de tamaño.	Basalto porfírico de plagioclasa.
BC – 15	Roca de color gris oscuro con textura porfírica con fenocristales de olivino y plagioclasa en un 3% y 6% de abundancia respectivamente. La forma de los cristales de olivino y plagioclasa es subhedral. Ambos minerales no superan el milímetro en tamaño.	Basalto porfírico de plagioclasa.
BC – 16 Bomba	Roca de color gris oscuro con textura porfírica con fenocristales de plagioclasa en un 5% de abundancia respectivamente. La forma de los cristales es subhedral y no superan los 2 mm de tamaño.	Andesita porfírica.
BC – 16	Roca de color gris oscuro con textura porfírica con fenocristales de olivino y plagioclasa en un 1% y 3% de abundancia respectivamente. La forma de los cristales de olivino y plagioclasa es anhedral. Ambos minerales no superan los 2,5 mm de tamaño.	Basalto porfírico con plagioclasa.
BC – 17	Roca de color negro grisáceo con textura porfírica vesicular con fenocristales de olivino y plagioclasa en un 2% y 10% de abundancia respectivamente. La forma de los cristales de olivino y plagioclasa es subhedral. Los cristales de olivino son de 1 mm y los de plagioclasa no superan los 2 mm.	Basalto porfírico vesicular de plagioclasa.
BC – 18	Roca de color gris oscuro con textura porfírica con fenocristales de olivino y plagioclasa en un 5% y 2% de abundancia respectivamente. La forma de los cristales de olivino y plagioclasa es anhedral. Ambos minerales no superan el milímetro en tamaño.	Basalto porfírico con plagioclasa.
BC – 19	Roca de color gris oscuro con textura porfírica con fenocristales de olivino y plagioclasa en un 1% y 4% de abundancia respectivamente. La forma de los cristales de olivino y plagioclasa es anhedral y subhedral respectivamente. Ambos minerales no superan los 2 mm de tamaño.	Basalto porfírico con plagioclasa.
BC – 20	Roca de color gris oscuro con textura porfírica con fenocristales de olivino y plagioclasa en un 1% y 5% de abundancia respectivamente. La forma de los cristales de olivino y plagioclasa es anhedral y subhedral respectivamente. Los cristales de olivino no superan el milímetro y los de plagioclasa son de 2 mm en tamaño.	Basalto porfírico con plagioclasa.

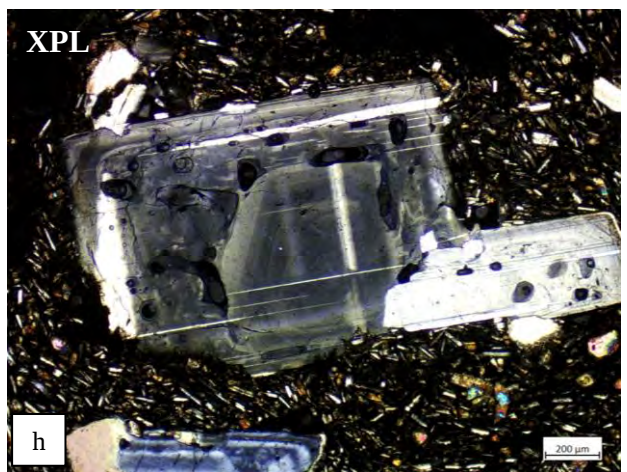
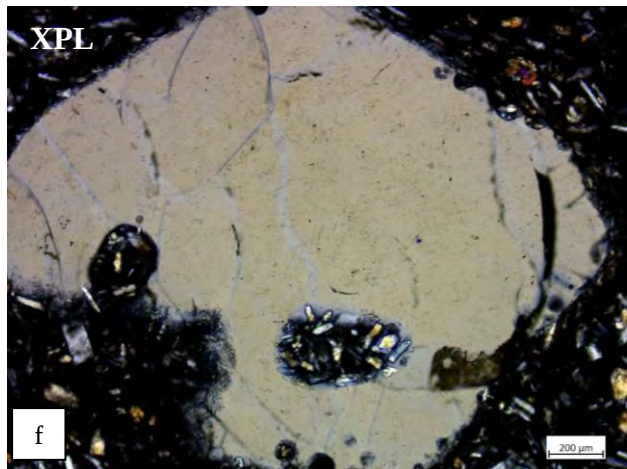
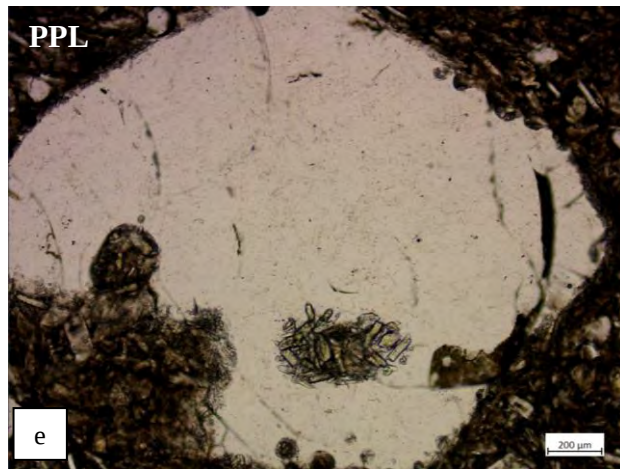
BC – 21	Roca de color gris oscuro con textura porfírica con fenocristales de olivino y plagioclasa en un 1% y 3% de abundancia respectivamente. La forma de los cristales de olivino y plagioclasa es subhedral. El tamaño de los olivinos es de 2 mm y los de plagioclasa no superan los 3 mm.	Basalto porfírico con plagioclasa.
BC – 22	Roca de color gris oscuro con textura porfírica con fenocristales de olivino y plagioclasa en un 3% y 5% de abundancia respectivamente. La forma de los cristales de olivino y plagioclasa es anhedral. El tamaño de los olivinos es de 1 mm y los de plagioclasa no superan los 2 mm.	Basalto porfírico de plagioclasa.
BC – 23	Roca holocristalina mesocrática con fenocristales de biotita (25%), anfíbol (5%), plagioclasa (30%) y cuarzo (40%). Posee textura fanerítica de grano medio.	Tonalita de biotita
BC – 24	Roca de color gris oscuro con textura porfírica con fenocristales de olivino y plagioclasa en un 2% y 4% de abundancia respectivamente. La forma de los cristales de olivino y plagioclasa es subhedral. Ambos minerales no superan los 2 mm de tamaño.	Basalto porfírico con plagioclasa.
BC – 25	Roca de color gris oscuro con textura porfírica con fenocristales de olivino y plagioclasa en un 1% y 3% de abundancia respectivamente. La forma de los cristales de olivino y plagioclasa es anhedral-subhedral y subhedral respectivamente. El tamaño de los olivinos no supera los 2 mm y los de plagioclasa son de 1-2 mm.	Basalto porfírico con plagioclasa.
BC – 26	Roca de color gris oscuro con textura porfírica con fenocristales de olivino y plagioclasa en un 1% y 3% de abundancia respectivamente. La forma de los cristales de olivino y plagioclasa es subhedral. El tamaño de los olivinos es de 1 mm y los de plagioclasa no superan los 1,5 mm.	Basalto porfírico con plagioclasa.

Anexo 2: Descripción microscópica de lavas del volcán Barranco Colorado.

a) BC-08

Proporciones, forma y tamaño de fenocristales	Masa Fundamental	Textura	Otras texturas primarias
Pl subhedrales (50%) de entre 250 – 500 μm. Ol subhedrales (30%). Se observan dos poblaciones de entre 300 – 700 μm y 800 – 1200 μm. Cpx subhedrales (5%) de entre 200 – 250 μm. Qz anhedrales (10%) de entre 1 – 2 mm. Amp subhedrales (3%) de entre 450 – 550 μm. Ep subhedrales (2%) de entre 50 – 100 μm.	Microcristales de pl dispuestos de manera subparalela y aleatoria (60%), mientras que microcristales de cpx (15%), vidrio (10%) y minerales opacos (15%) se encuentran rellenando los intersticios entre las plagioclasas.	Traquítica gradando a afieltrada en algunas zonas.	Textura de reabsorción en pl (sieve), amp y ol. Todos los fenocristales de qz poseen textura de embahiamiento y algunos presentan inclusiones de ep (clinozoisita). Texturas glomeroporfídicas de pl y ol. Texturas cumulo porfídicas de ol – cpx. Zonación en pl. Textura <i>dusty</i> en plagioclasa.
Porcentaje de fenocristales y masa fundamental respecto a la roca total: 18% y 82% respectivamente.			

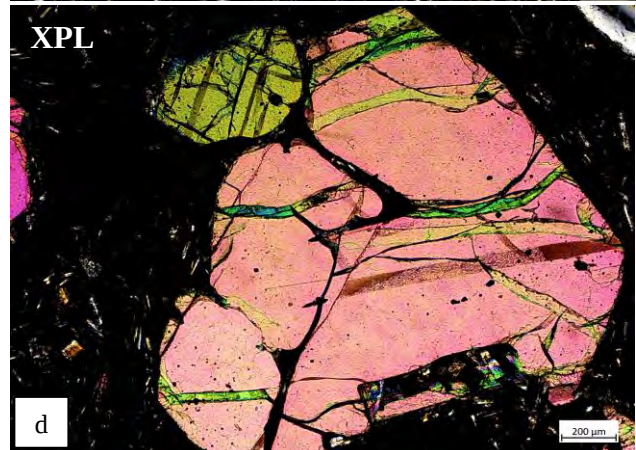
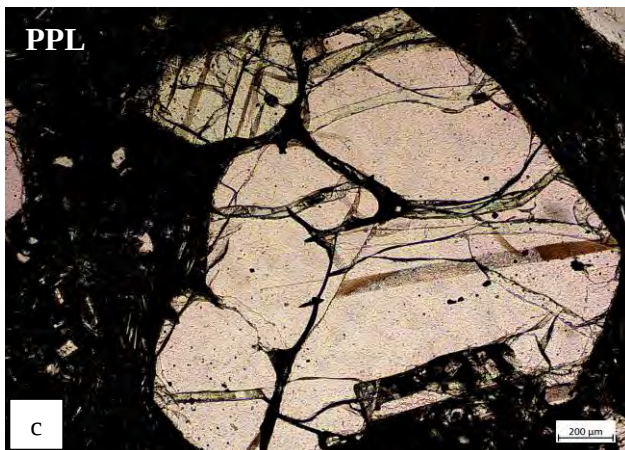
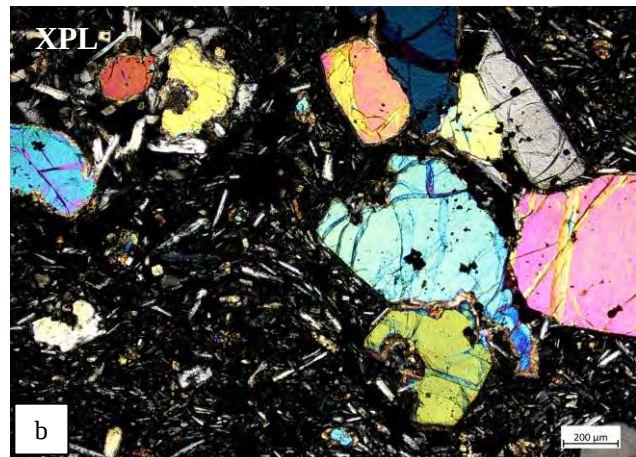
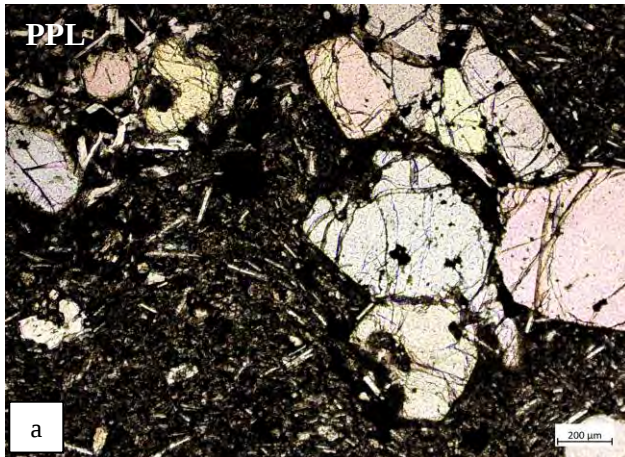


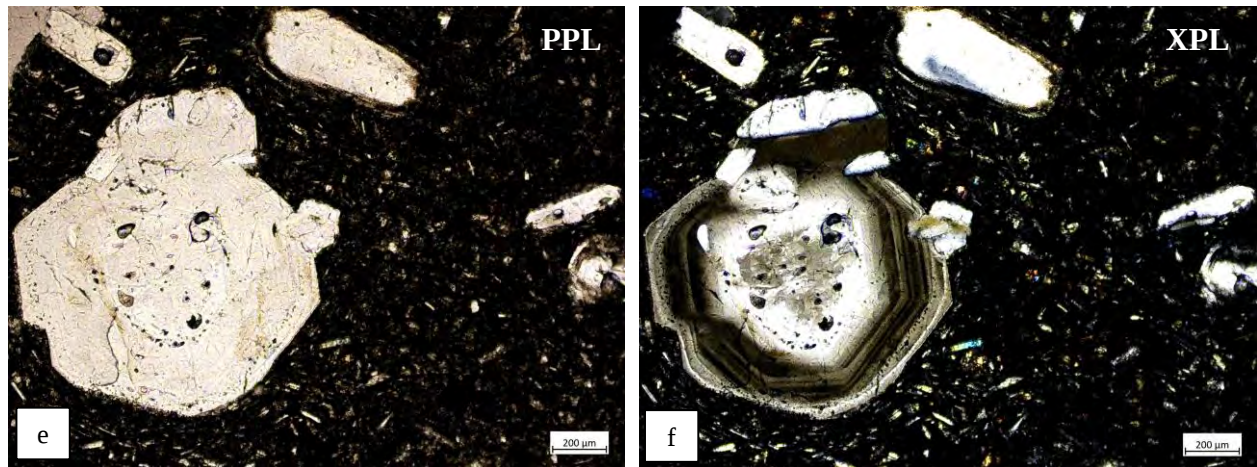


a) y b) Fenocrystal de anfíbol subhedral con textura de reabsorción en contacto con un fenocrystal de plagioclase. c) y d) Textura glomeroporfídica de plagioclase. Estos además poseen textura sieve en el centro y textura *dusty* en los bordes de los cristales. e) y f) Fenocrystal de cuarzo con textura de embahamiento. g) y h) Fenocristales de plagioclase con zonación y textura sieve.

b) BC-09

Proporciones, forma y tamaño de fenocristales	Masa Fundamental	Textura	Otras texturas primarias	Otras apreciaciones
Pl subhedrales (50%). Se presentan 2 poblaciones de entre 150 – 400 μm y de entre 550 y 1000 μm. Ol subhedrales (25%). Se presentan 2 poblaciones de entre 200 – 500 μm y 1400 – 1600 μm. Cpx subhedrales a anhedrales (15%) de entre 600 – 750 μm. Qz subhedrales a anhedrales (6%) de entre 600 – 700 μm. Opx subhedrales (4%) de entre 500 – 750 μm.	Microcristales de pl dispuestos de manera subparalela y, en ocasiones, aleatoria (60%), mientras que microcristales de cpx (15%), minerales opacos (17%) y vidrio (8%) se encuentran rellenando los intersticios entre las plagioclasas.	Traquítica gradando a afieltrada en algunas zonas.	Textura de reabsorción en pl (sieve), ol y cpx. Todos los fenocristales de qz poseen textura de embahiamiento. Texturas glomeroporfídicas de pl y ol. Texturas cumulo porfídicas de pl – cpx y ol – pl – opx. Fenocristales de pl con zonación. Textura <i>dusty</i> en plagioclasa.	Ol relictos.
Porcentaje de fenocristales y masa fundamental respecto a la roca total: 20% y 80% respectivamente.				

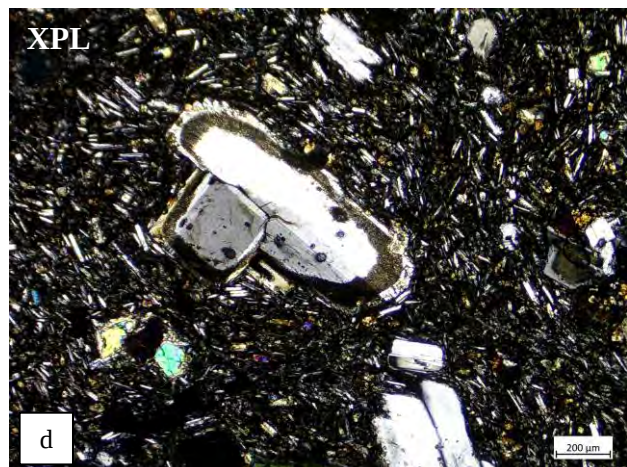
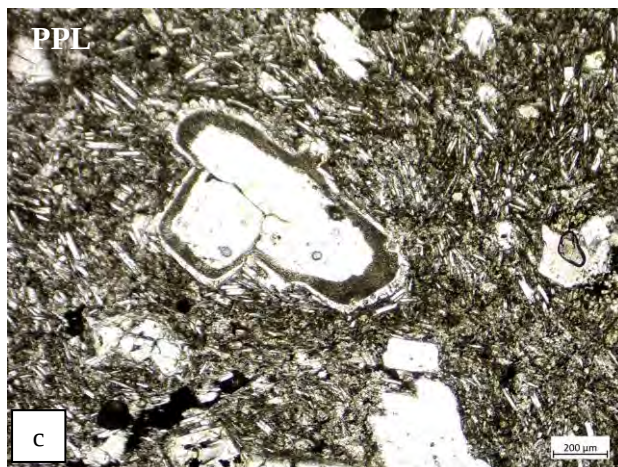
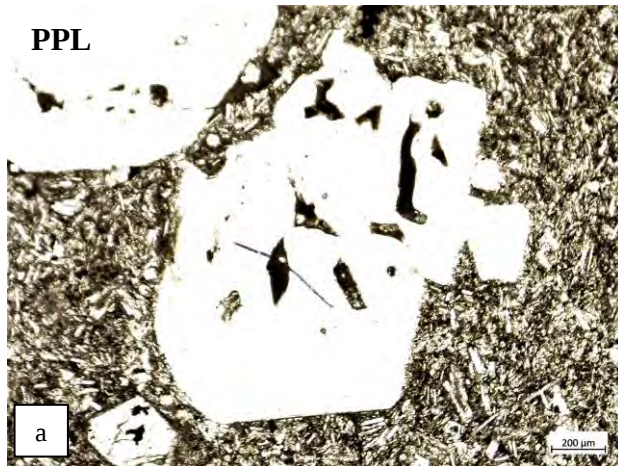


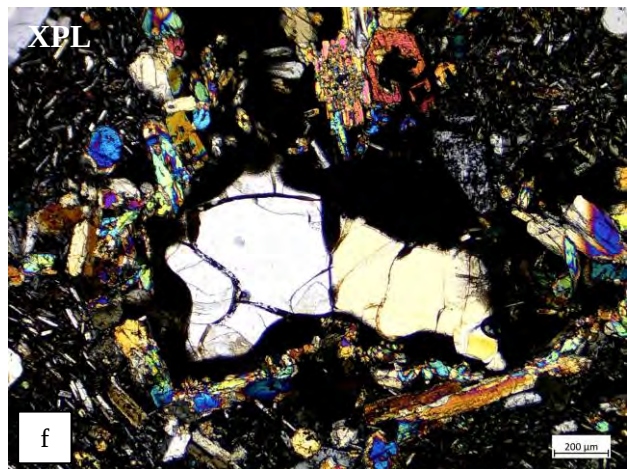
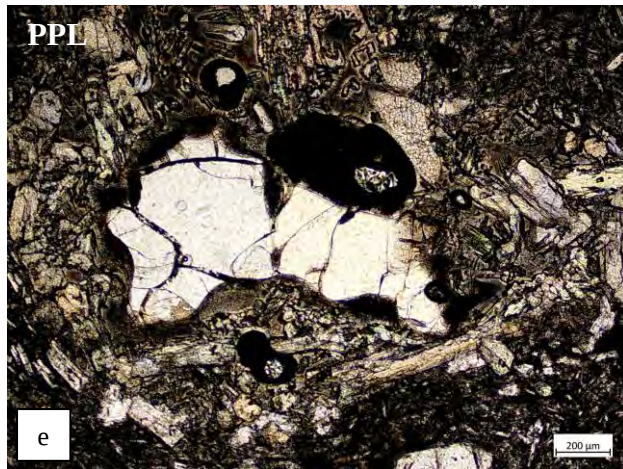


a) Textura cumuloporfídica de olivino – plagioclasa. b) Textura glomeroporfídica de olivino en la parte derecha. Es posible observar que los olivinos se encuentran muy fracturados y reabsorbidos. c) y d) Olivino con bordes rectos y de mayor tamaño respecto al resto de los fenocristales. Aparentemente este fenocristal al formarse logró una forma euhedral y luego sufrió fracturamiento. e) y f) Fenocristal de plagioclasa con zonación y textura *dusty* predominante en los bordes.

c) BC-13

Proporciones, forma y tamaño de fenocristales	Masa Fundamental	Textura	Otras texturas primarias	Otras apreciaciones
Pl subhedrales a anhedrales (45%). Se presentan 2 poblaciones de entre 150 – 450 μm y 700 – 1200 μm. Ol subhedrales (25%). Se presentan 2 poblaciones de entre 200 – 600 μm y 1000 – 1500 μm. Qz anhedrales (15%) de entre 1 – 1,3 mm. Cpx subhedrales a anhedrales (10%) de entre 600 – 900 μm. Opx subhedrales (5%) de entre 600 – 750 μm.	Microcristales de pl dispuestos de manera subparalela (65%) y, en ocasiones, aleatoria, mientras que microcristales de cpx (15%), minerales opacos (15%) y vidrio (5%) se encuentran relleno los intersticios entre las plagioclasas.	Traquítica gradando a afieltrada en algunas zonas.	Textura de reabsorción en pl (sieve), ol y opx. Todos los fenocristales de qz poseen textura de embahiamiento y algunos poseen coronas de reacción de clinopiroxeno + vidrio en la zona interna. Textura glomeroporfídica de cpx. Textura cumuloportfídica de pl – cpx. Fenocristales de pl con zonación. Textura <i>dusty</i> en plagioclasa	Ol relictos.
Porcentaje de fenocristales y masa fundamental respecto a la roca total: 20% y 80% respectivamente.				

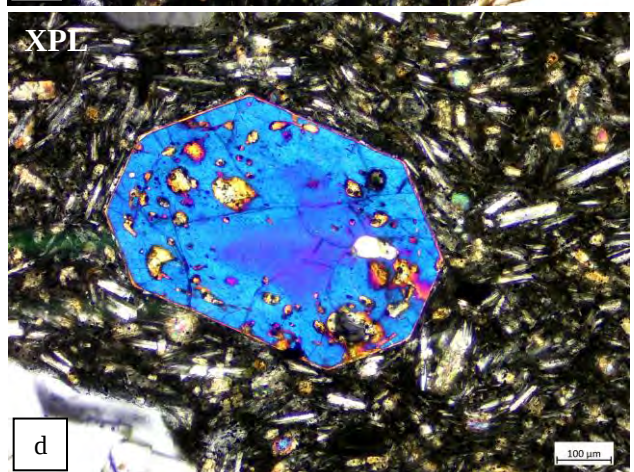
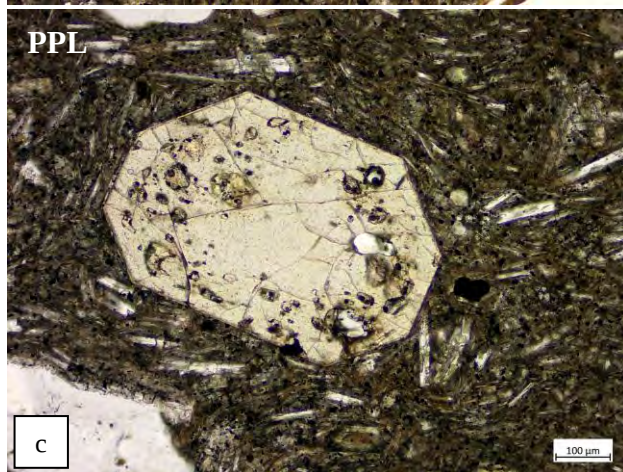
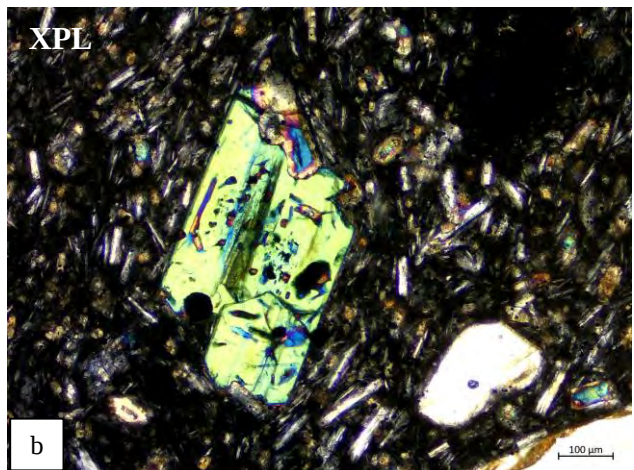
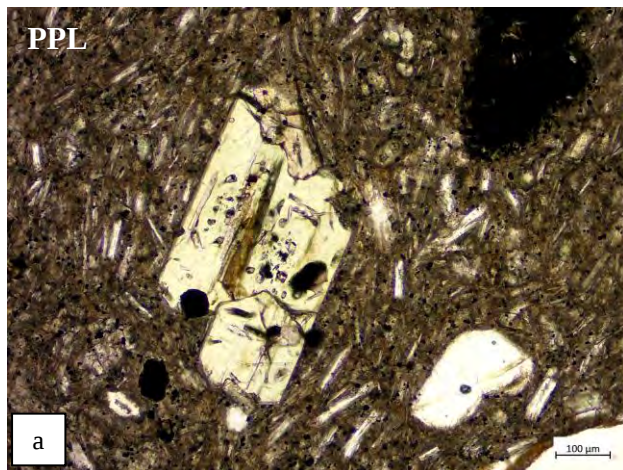


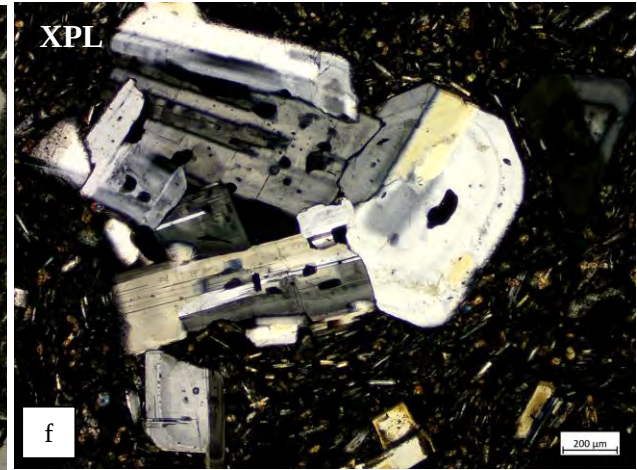
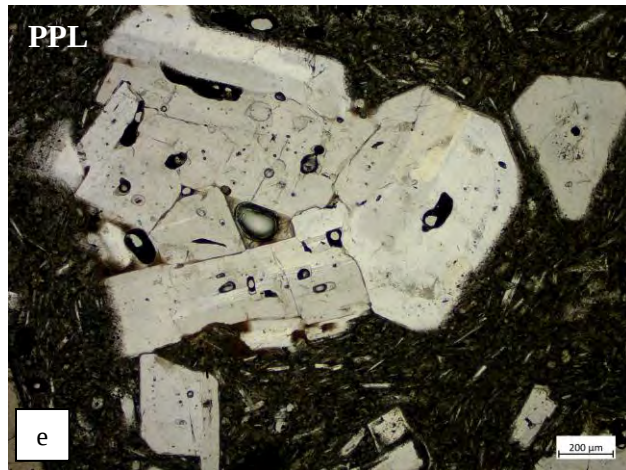


a) y b) Fenocristales de plagioclasa con textura sieve. Uno de ellos posee zonación. c) y d) Fenocristal de plagioclasa con textura *dusty* en los bordes. e) y f) Fenocristal de cuarzo reabsorbido y con bordes de reacción de clinopiroxeno + vidrio. Estos últimos crecieron en su mayoría de forma tangencial al borde del cuarzo.

d) BC-14

Proporciones, forma y tamaño de fenocristales	Masa Fundamental	Textura	Otras texturas primarias
Pl subhedrales (65%). Se presentan 2 poblaciones de entre 400 - 500 μm y 800 – 1000 μm. Ol euhedrales a subhedrales (15%) de 400 – 750 μm. Qz anhedrales (10%) de 600 – 1100 μm. Cpx subhedrales (5 %) de 450 – 600 μm. Opx subhedrales (5%) de entre 350 – 400 μm.	Microcristales de pl dispuestos de manera subparalela y aleatoria (65%), mientras que microcristales de cpx (5%), minerales opacos (10%) y vidrio (20%) se encuentran rellenando los intersticios entre las plagioclasas.	Traquítica gradando a afieltrada en algunas zonas.	Textura de reabsorción en pl (sieve) y cpx. Los fenocristales de qz poseen textura de embahiamiento. Textura glomeroporfídica de ol y pl. Textura cumuloporfídica de ol – pl. Fenocristales de pl con zonación. Textura <i>dusty</i> en pl.
Porcentaje de fenocristales y masa fundamental respecto a la roca total: 24% y 76% respectivamente.			

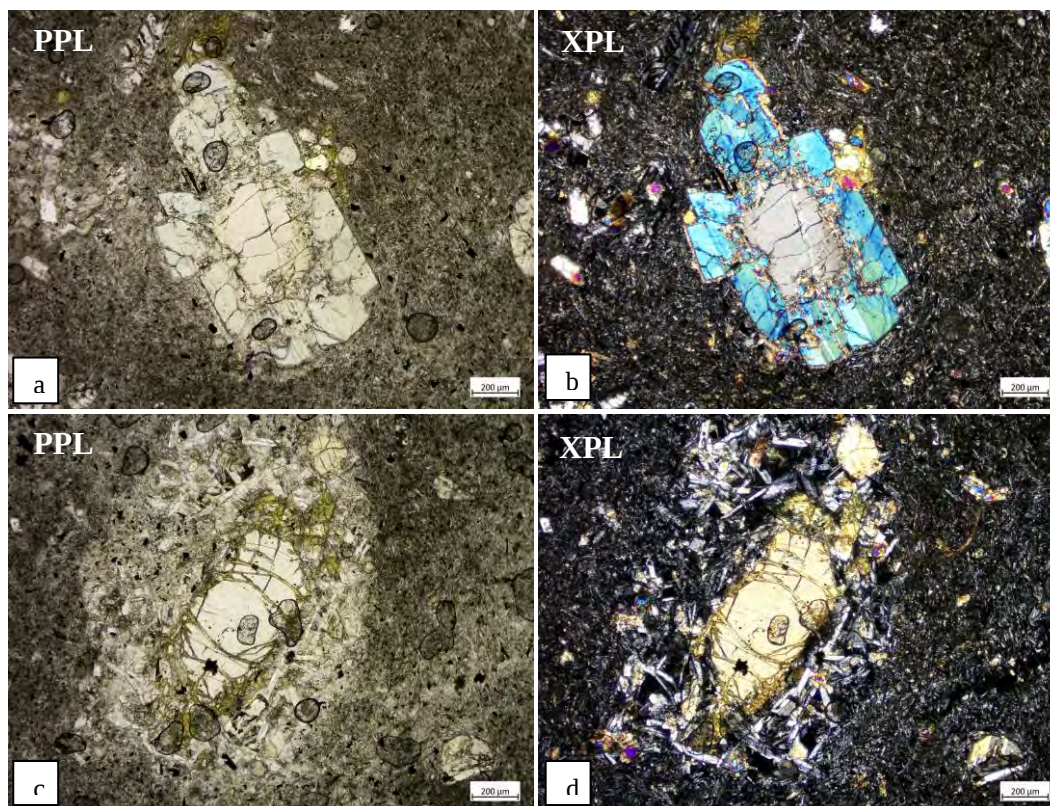




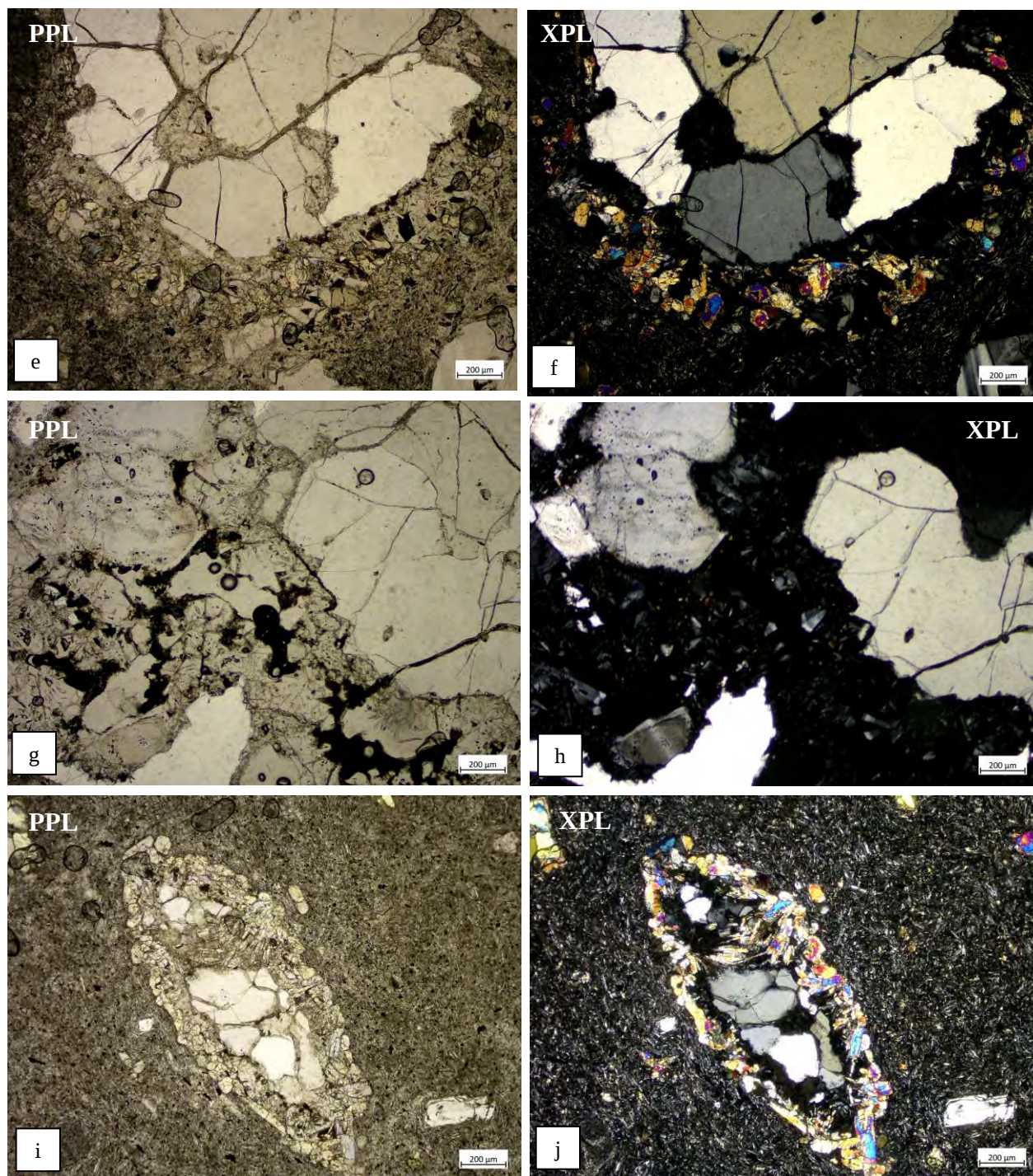
a) y b) Fenocristales cpx con textura de reabsorción. c) y d) fenocristal euhedral de ol con textura de reabsorción. e) y f) Textura glomeroporfídica de plagioclasas con textura sieve que afecta principalmente el centro de los cristales.

e) BC-15

Proporciones, forma y tamaño de fenocristales	Masa Fundamental	Textura	Otras texturas primarias	Otras apreciaciones
Pl subhedrales (60%). Se presentan 2 poblaciones de entre 300 – 600 μm y 900 – 1300 μm. Ol euhedrales a subhedrales (10%). Se presentan 2 poblaciones de entre 200 – 600 μm y 1000 – 1400 μm. Qz anhedrales (15%). Se presentan 2 poblaciones de entre 250 – 300 μm y 700 – 1000 μm. Cpx subhedrales (15%) de 1,2 – 1,2 mm.	Se presentan microcristales de pl dispuestos de manera aleatoria (65%). El resto de la masa se compone por minerales opacos (15%) y vidrio 25%).	Afieltrada.	Textura intrafasicular de pl dentro de cpx. Qz con textura de embahamiento y coronas de reacción de cpx + vidrio. Textura de reabsorción en pl (sieve) y cpx. Textura cumuloportfídica de ol – pl. Textura glomeroporfídica de ol. Fenocristales de pl con zonación. Cpx con corona de reacción de pl – cpx. Pl con textura <i>dusty</i>.	Fenocristales de cuarzo rodeados por vidrio.
Porcentaje de fenocristales y masa fundamental respecto a la roca total: 20% y 80% respectivamente.				



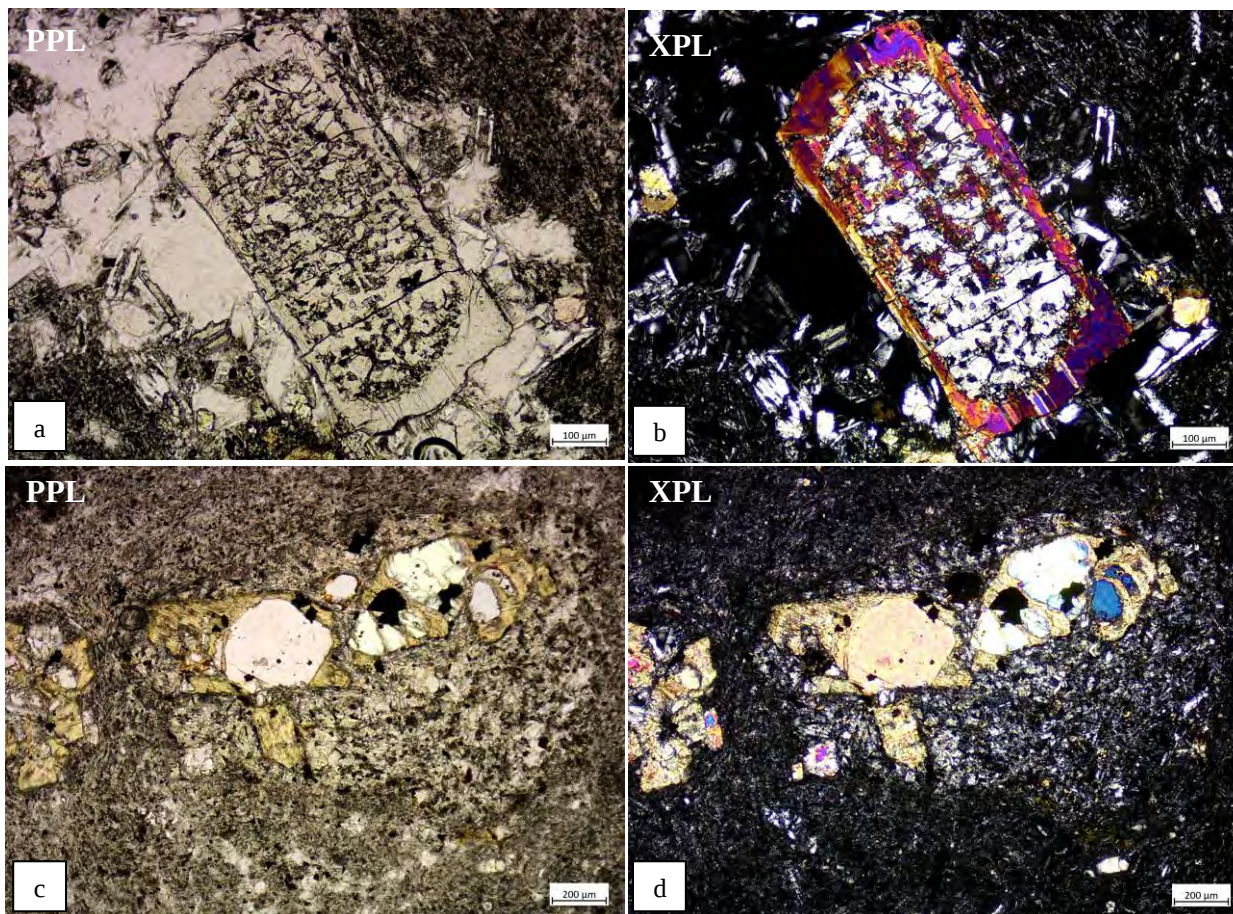
a) y b) Textura intrafasicular de plagioclasa dentro de clinopiroxeno. Se puede observar un borde de reacción en el contorno de la plagioclasa. c) y d) Fenocristal de olivino con corona de reacción de plagioclasa – clinopiroxeno – vidrio.



Tanto en e) y f) como en i) y j) se observan fenocristales de cuarzos con coronas de reacción de clinopiroxeno + vidrio.
g) y h) Fenocristales de cuarzo de gran tamaño con textura de embahiamiento y vidrio alrededor.

f) BC-16

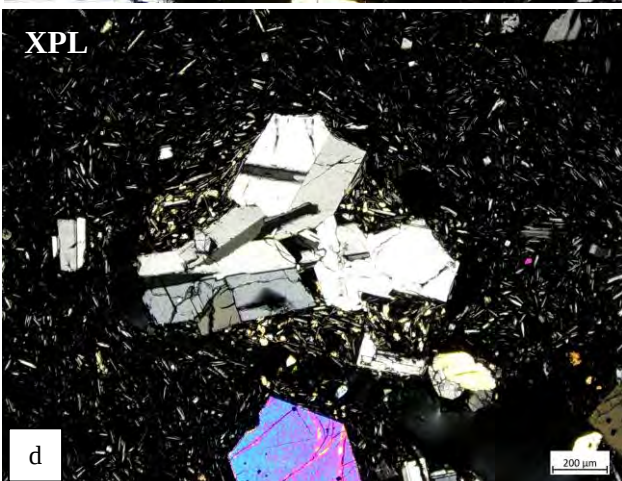
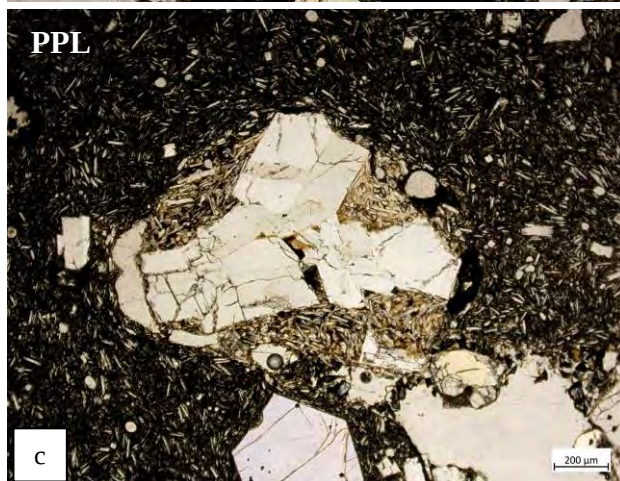
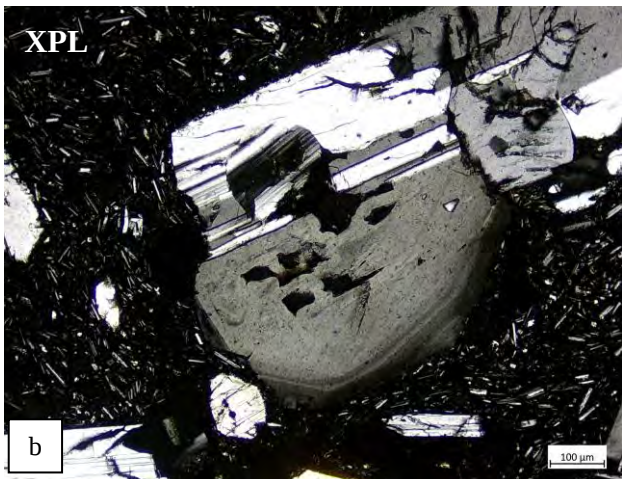
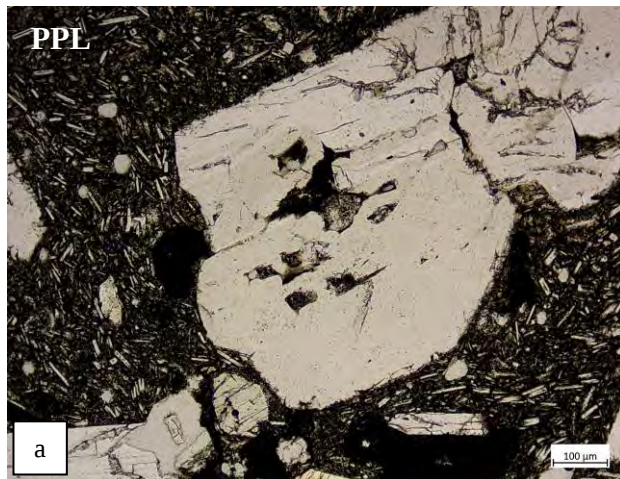
Proporciones, forma y tamaño de fenocristales	Masa Fundamental	Textura	Otras texturas primarias	Otras apreciaciones
Pl subhedrales (65%). Se presentan 2 poblaciones de entre 350 – 600 μm y 700 – 1000 μm. Ol subhedrales (5%) de entre 300 – 400 μm. Qz anhedrales (20%) de 250 – 300 μm. Cpx subhedrales (10%) de entre 350 – 1000 μm.	Se presentan microcristales de pl dispuestos de manera aleatoria que en ocasiones se cruzan entre sí (49%). El resto de la masa se compone por microcristales de cpx (5%), ep (1%), minerales opacos (20%) y vidrio 25%).	Afieltrada.	Textura intrafasicular de pl dentro de cpx. Los fenocristales de qz poseen textura de embahamiento y coronas de reacción de cpx. Textura sieve en pl. Textura glomeroporfidica de pl. Textura cumuloporfidica de ol – pl y pl – cpx. Fenocristales de pl con zonación.	Olivinos alterados a iddingsita, probablemente asociado a un evento posterior, ajeno a la evolución magmática.
Porcentaje de fenocristales y masa fundamental respecto a la roca total: 16% y 84% respectivamente.				



a) y b) Textura intrafasicular de plagioclasa dentro de clinopiroxeno. c) y d) Fenocristales de olivino con alteración a iddingsita. Además, se encuentran insertos en una textura glomeroporfidica de microcristales de plagioclasa. Cabe destacar que estos microcristales son más grandes que los minerales que componen la masa fundamental.

g) BC-16 Bomba

Proporciones, forma y tamaño de fenocristales	Masa Fundamental	Textura	Otras texturas primarias	Otras apreciaciones
Pl subhedrales a anhedrales (55%) de 500 – 700 μm. Ol subhedrales (30%). Se presentan 2 poblaciones de entre 250 – 400 μm y entre 600 – 800 μm. Cpx subhedrales (15%) de entre 250 – 500 μm.	Se presentan microcristales de pl dispuestos de manera aleatoria que en ocasiones se cruzan entre sí (45%). El resto de la masa se compone por microcristales de cpx (5%), minerales opacos (20%) y vidrio (30%).	Afieltrada.	Textura de reabsorción en cpx, pl (sieve) y ol. Textura glomeroporfídica de ol. Textura cumuloportfídica de ol – pl – cpx y pl – cpx. Textura glomeroporfídica de plagioclasas de distintos tamaños. Pl zonadas.	Olivinos relictos.
Porcentaje de fenocristales y masa fundamental respecto a la roca total: 15% y 85% respectivamente.				

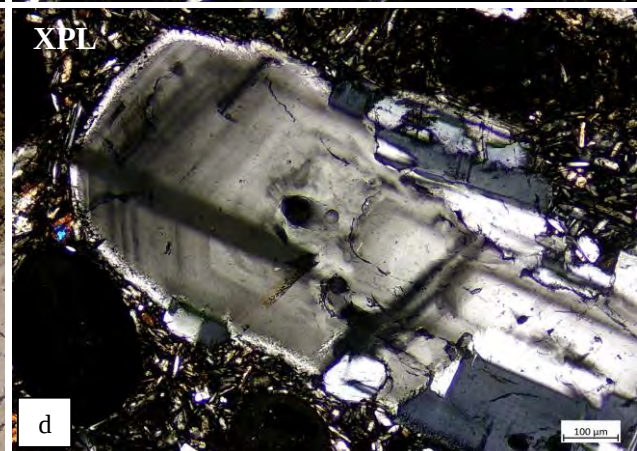
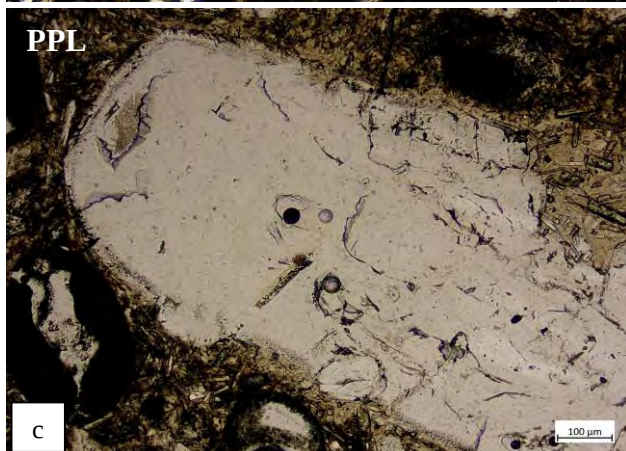
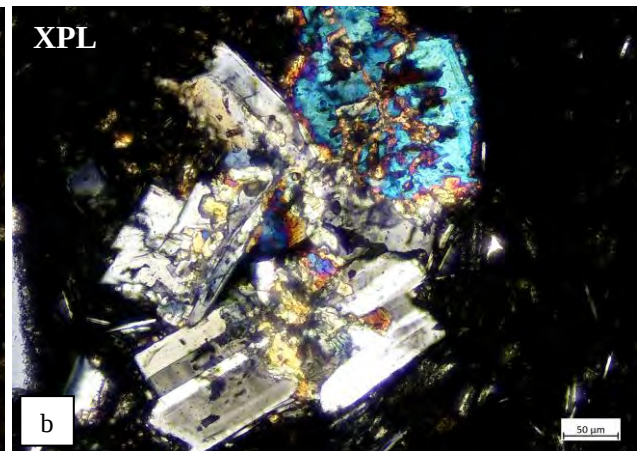
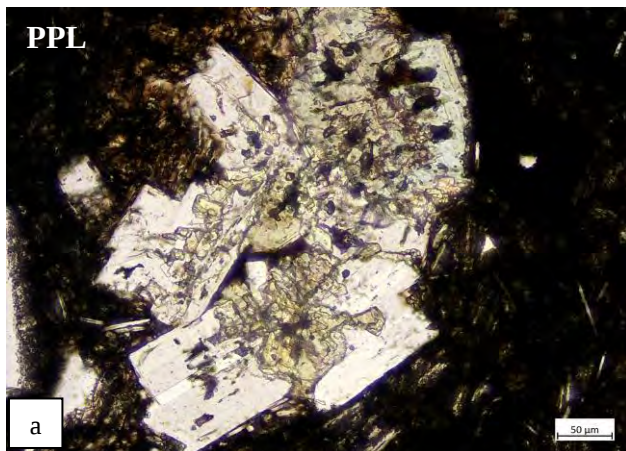


a) y b) Fenocristales de plagioclasas superpuestos. Uno de ellos se encuentra reabsorbido y posee zonación débil. El otro fenocristal presenta una macla polisintética y también se posee textura de reabsorción. Es importante notar que en el contacto entre ambos cristales se presenta una reabsorción que, aparentemente, afectó a ambos al mismo tiempo.

c) y d) Textura glomeroporfídica de pl. Se puede observar que los fenocristales poseen tamaños considerablemente diferentes. Los más grandes se encuentran inmersos en una masa compuesta por microcristales de plagioclasas y vidrio.

h) BC-16 Bomba (2)

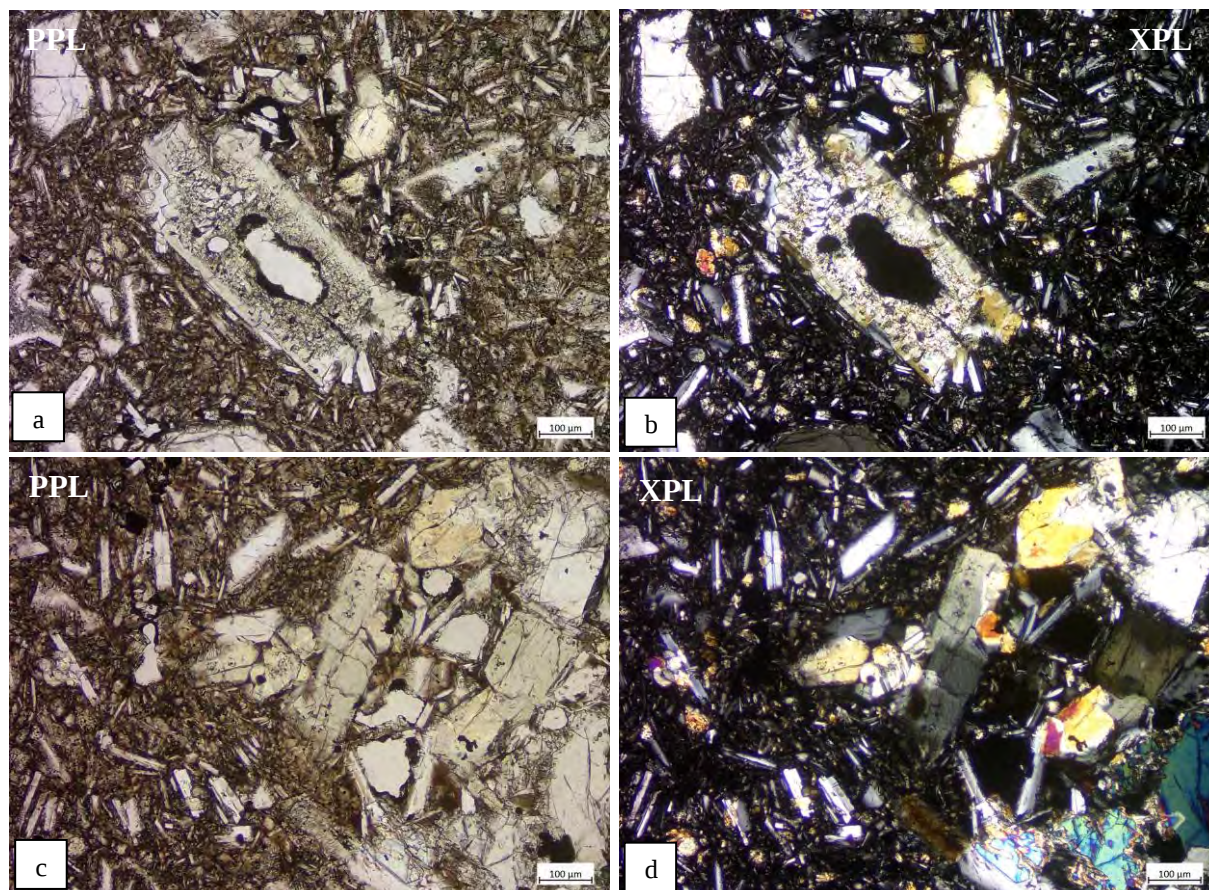
Proporciones, forma y tamaño de fenocristales	Masa Fundamental	Textura	Otras texturas primarias	Otras apreciaciones
Pl anhedral a subhedral (55%). Se presentan 2 poblaciones de entre 500 – 900 μm y 1100 – 1400 μm. Ol subhedral a anhedral (35%). Se presentan 2 poblaciones de entre 200 – 300 μm y 500 – 700 μm. Cpx subhedral a anhedral (5%) de entre 450 – 500 μm. Qz anhedral (5%) de entre 600 – 800 μm.	Se presentan microcristales de pl dispuestos de manera aleatoria que en ocasiones se cruzan entre sí (45%). El resto de la masa se compone por minerales opacos (20%) y vidrio (35%).	Afieltrada.	Textura de reabsorción en pl (sieve) y ol. Textura glomeroporfídica de cpx. Fenocristales de cuarzos con textura de embahamiento y coronas de reacción de cpx. Textura cumuloportídica de ol – pl y pl – cpx. Pl zonadas.	Algunas texturas cumuloportídicas poseen un tamaño considerablemente mayor que el resto de los fenocristales. Olivinos relictos.
Porcentaje de fenocristales y masa fundamental respecto a la roca total: 20% y 80% respectivamente.				



a) y b) Textura cumuloportídica de olivino – plagioclase. Además, estos poseen textura de reabsorción. c) y d) Fenocristal de plagioclase débilmente reabsorbido y con zonaciones.

i) BC-19

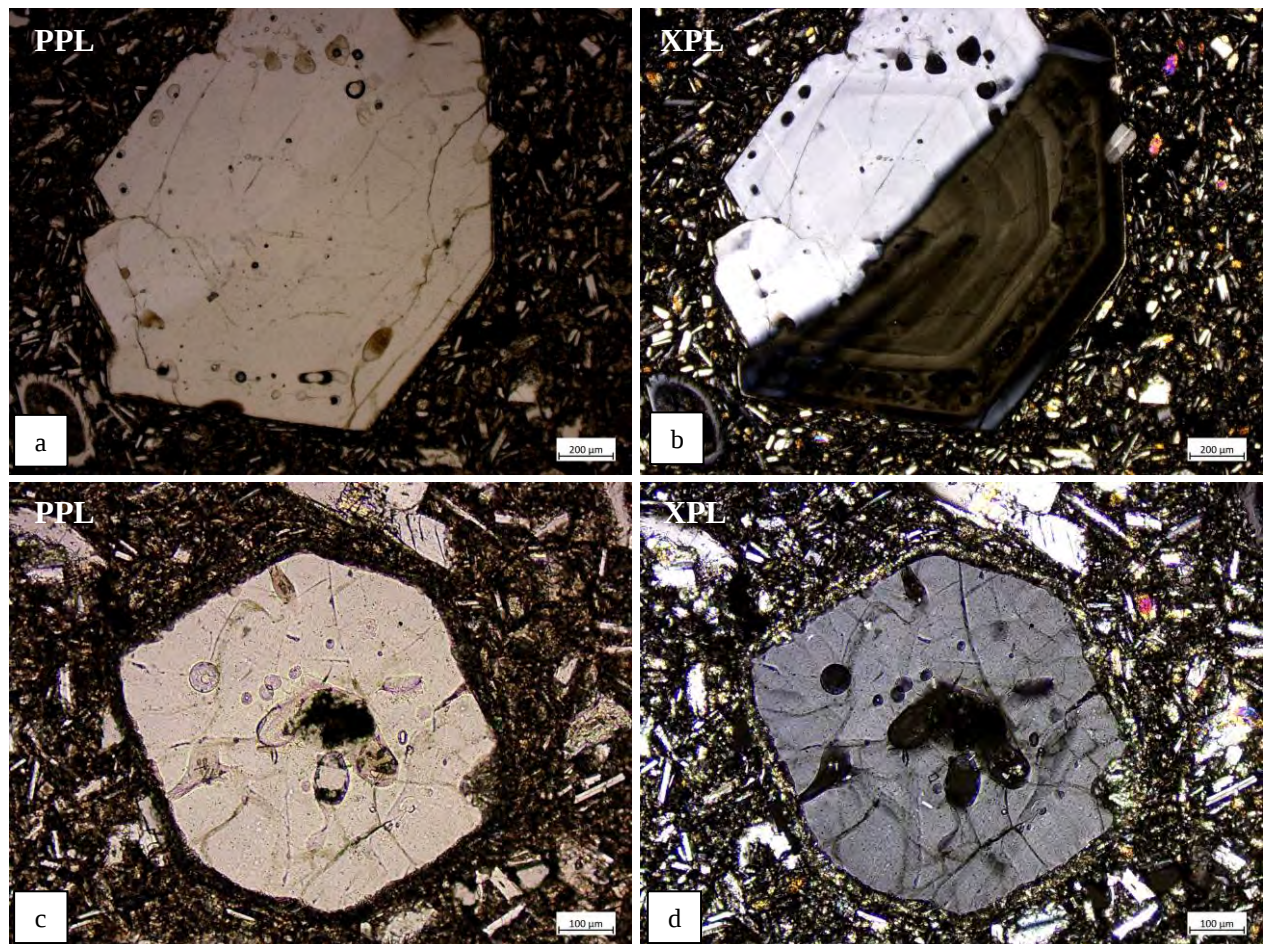
Proporciones, forma y tamaño de fenocristales	Masa Fundamental	Textura	Otras texturas primarias
Pl subhedrales (55%). Se presentan dos poblaciones entre 600 – 700 μm y 1000 – 1200 μm. Ol subhedrales (30%) de entre 550 – 700 μm. Cpx subhedrales a anhedrales (10%) de entre 500 – 600 μm. Qz anhedrales (5%) de entre 600 – 850 μm.	Se presentan 2 poblaciones de microcristales de pl (<50 μm) orientados de forma subparalela y, por otro lado, otros de ~100 μm orientados de forma aleatoria. En los intersticios se encuentran microcristales de cpx, minerales opacos y vidrio. Porcentajes: pl (65%), cpx (5%), minerales opacos (15%), vidrio (15%).	Intersertal.	Textura de reabsorción en pl (sieve), ol y cpx. Fenocristales de cuarzos con textura de embahiamiento. Algunos con coronas de reacción de cpx. Olivinos con bordes de reacción de pl. Textura cumuloportídica de ol – pl. Pl zonadas. Textura <i>dusty</i> en pl.
Porcentaje de fenocristales y masa fundamental respecto a la roca total: 25% y 75% respectivamente.			

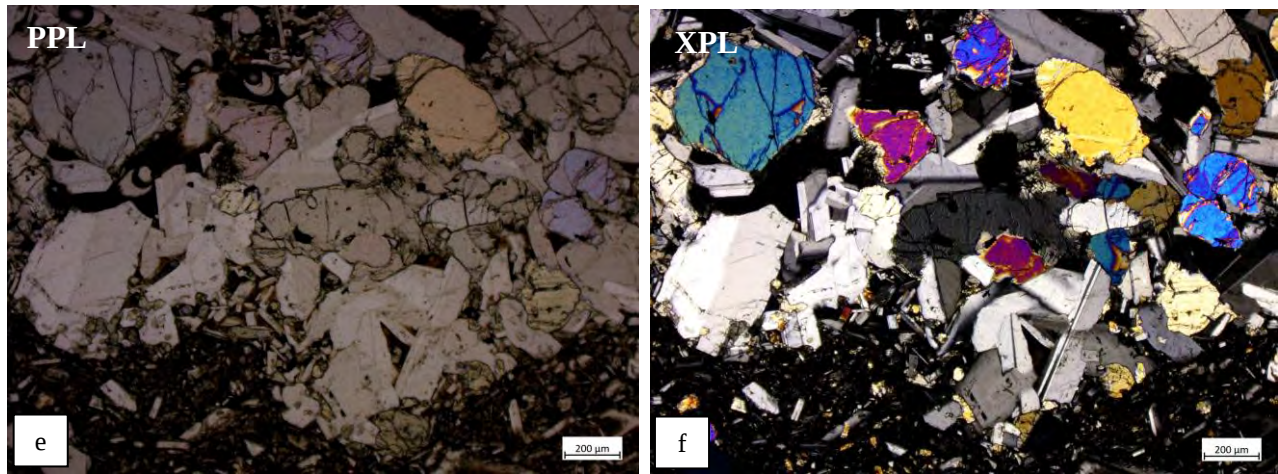


a) y b) Fenocristal de clinopiroxeno con textura de reabsorción ubicado en el centro. La zona reabsorbida se encuentra rellena por vidrio. c) y d) Textura cumuloportídica de plagioclase – olivino. También se presenta vidrio en los intersticios entre estos minerales.

j) BC-19 (2)

Proporciones, forma y tamaño de fenocristales	Masa Fundamental	Textura	Otras texturas primarias
Pl subhedrales (50%). Se presentan 2 poblaciones de entre 600 – 800 μm y 1100 – 1600 μm. Ol subhedrales (35%) de entre 400 – 700 μm. Cabe destacar que se presenta sólo un fenocristal de ~1900 μm. Este es anhedral y se encuentra fracturado y reabsorbido. Cpx subhedrales a anhedrales (10%). Qz anhedrales a subhedrales (5%). Se presentan 2 poblaciones de entre 600 – 700 μm y 1000 – 1200 μm.	Se presentan 2 tamaños diferentes de microcristales de pl dispuestos de manera aleatoria y subparalela (55%), mientras que microcristales de cpx (10%), minerales opacos (15%) y vidrio (20%) se encuentran rellenando los intersticios entre las plagioclasas.	Intersertal.	Textura de reabsorción en pl (sieve) y ol. Fenocristales de cuarzos con textura de embahamiento. Algunos con coronas de reacción de cpx. Textura glomeroporfídica de ol y pl. Olivinos con bordes de reacción de pl. Textura cumuloportfídica de cpx – pl y ol – pl – cpx. Textura <i>dusty</i> en pl. Zonación de plagioclasa.
Porcentaje de fenocristales y masa fundamental respecto a la roca total: 25% y 75% respectivamente.			

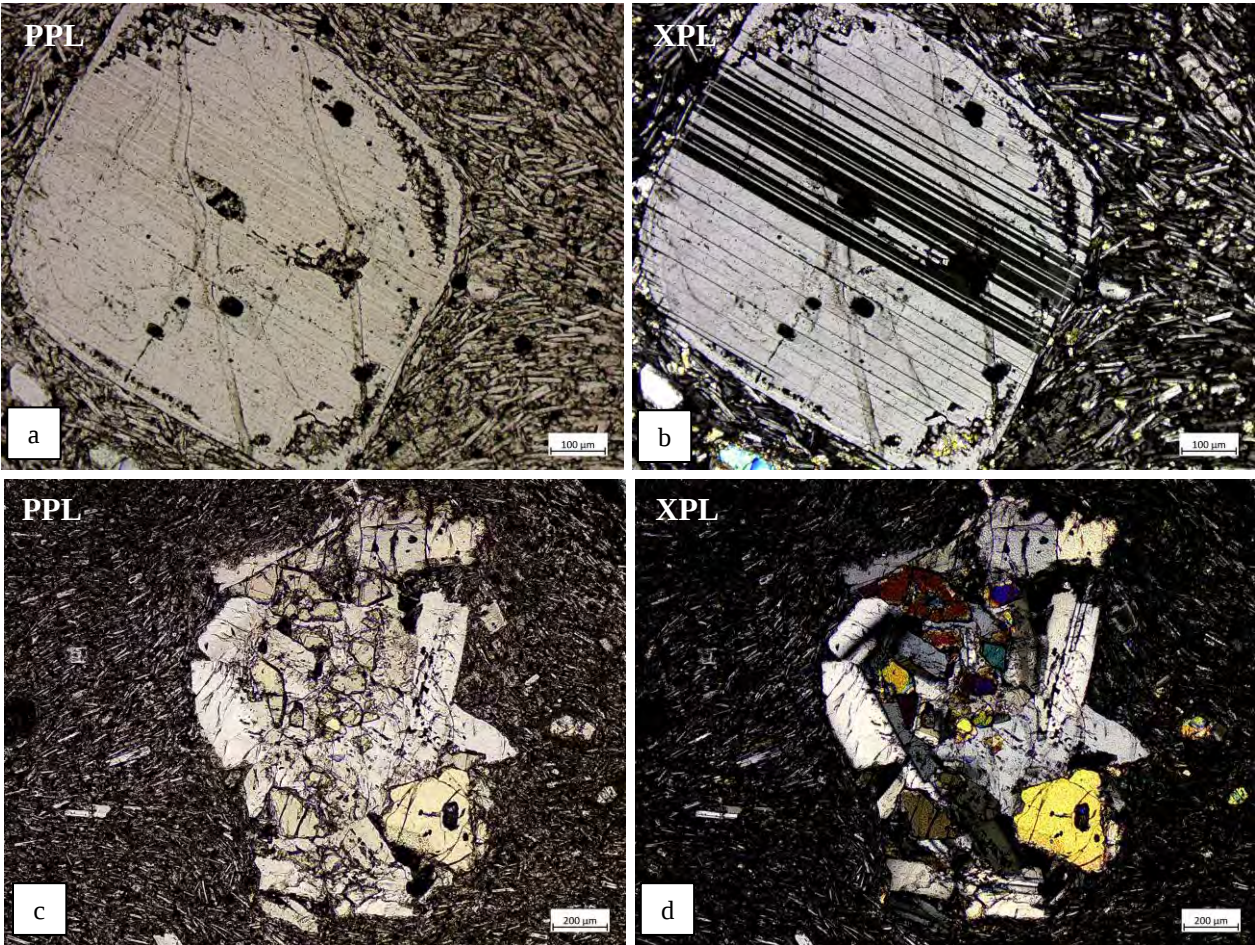




a) y b) Fenocristal de plagioclasa con zonación y textura sieve. c) y d) Fenocristal de cuarzo con textura de reabsorción y bordes de reacción de clinopiroxeno. e) y f) Textura cumuloportídica de plagioclasa – olivino de un tamaño considerablemente mayor que el resto de la población de fenocristales. Además, en los intersticios entre estos cristales se presenta vidrio.

k) BC-20

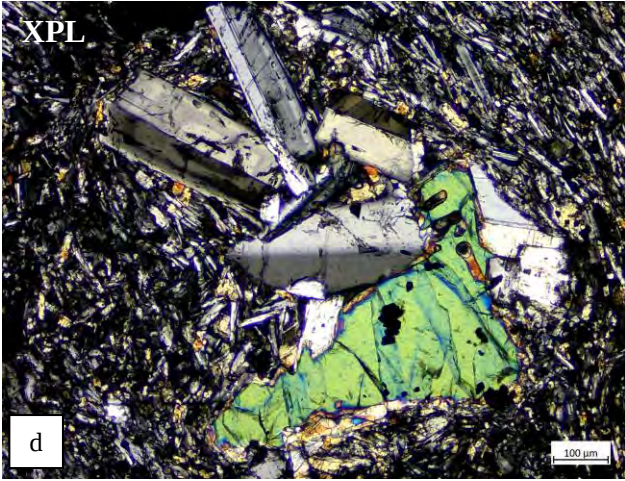
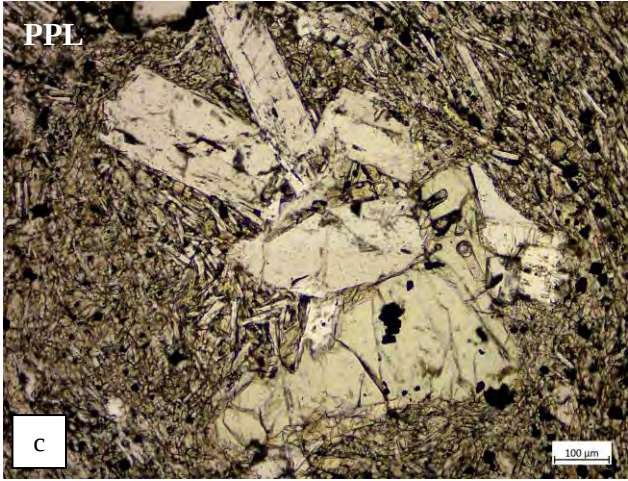
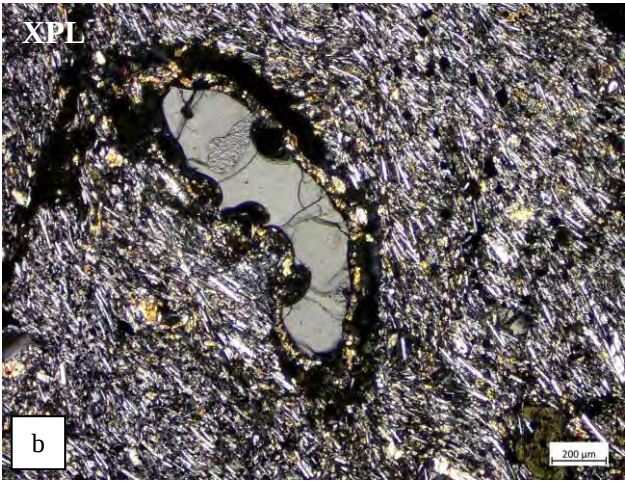
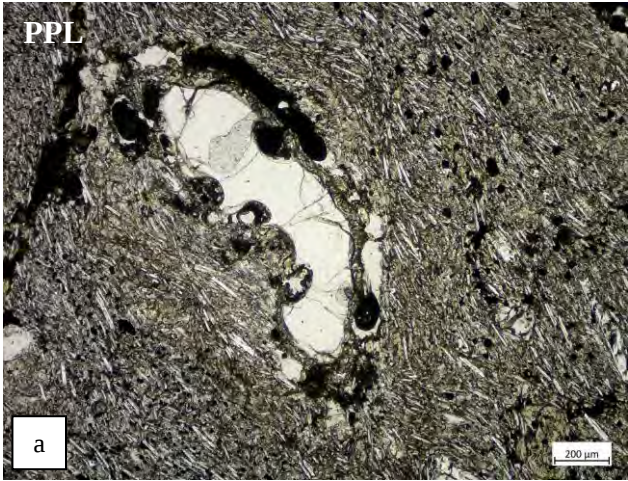
Proporciones, forma y tamaño de fenocristales	Masa Fundamental	Textura	Otras texturas primarias
Pl subhedrales (60% de entre 600 – 900 µm). Ol subhedrales (25%) de entre 600 – 800 µm. Cpx subhedrales a anhedrales (10%) de entre 400 – 500 µm. Qz anhedrales (5%) de entre 500 – 650 µm.	Microcristales de pl dispuestos de manera paralela a subparalela (70%) mientras que microcristales de cpx (5%), minerales opacos (15%) y vidrio (10%) se encuentran rellenando los intersticios entre las plagioclasas.	Traquítica.	Textura de sieve en pl. Textura glomeroporfídica de ol y pl. Textura cumuloporfídica de ol – pl. Pl zonadas. Pl con textura de reabsorción y bordes redondeados.
Porcentaje de fenocristales y masa fundamental respecto a la roca total: 18% y 82% respectivamente.			



a) y b) Fenocristal de plagioclasa con textura sieve, macla polisintética y textura *dusty* en los bordes. Estos últimos se encuentran redondeados. c) y d) Textura cumuloporfídica de plagioclasa – olivino.

1) BC-21

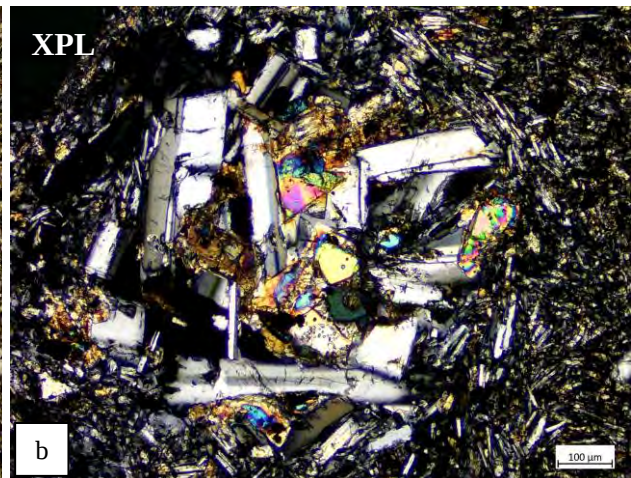
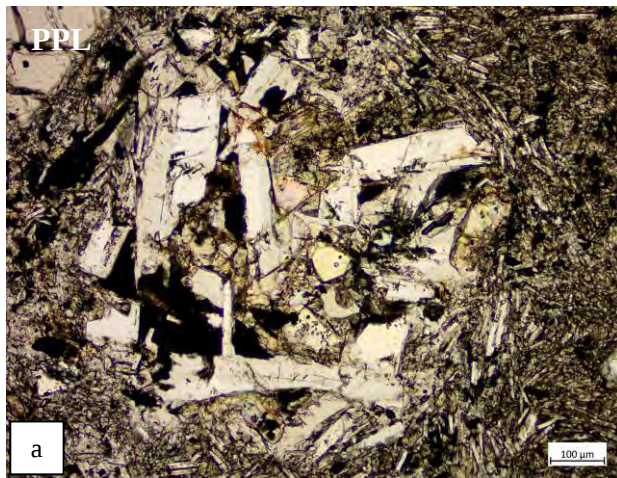
Proporciones, forma y tamaño de fenocristales	Masa Fundamental	Textura	Otras texturas primarias	Otras apreciaciones
Pl subhedrales (45%). Se presentan 2 poblaciones de entre 400 – 600 µm y 1000 – 1200 µm. Ol subhedrales (35%) de entre 300 – 800 µm. Qz anhedrales (5%) de entre 500 – 1000 µm. Cpx subhedrales a anhedrales (15%) de 400 – 500 µm.	Se presentan 2 poblaciones de microcristales de pl de diferentes tamaños (menores a 100 µm y de ~200 µm), ambas orientadas de manera paralela a subparalela (60%) mientras que microcristales de cpx (15%), minerales opacos (15%) y vidrio (10%) se encuentran rellenando los intersticios entre las plagioclasas.	Traquítica.	Textura de reabsorción en pl y ol. Textura glomeroporfídica de ol. Fenocristales de qz con textura de embahiamiento y bordes de reacción de cpx. Textura cumuloporfídica de ol – pl.	Ol con bordes corroídos.
Porcentaje de fenocristales y masa fundamental respecto a la roca total: 20% y 80% respectivamente.				



a) y b) Fenocristal de cuarzo con textura de embahiamiento y bordes de reacción de clinopiroxeno. c) y d) Textura cumuloporfídica de plagioclasa – olivino.

m) BC-22

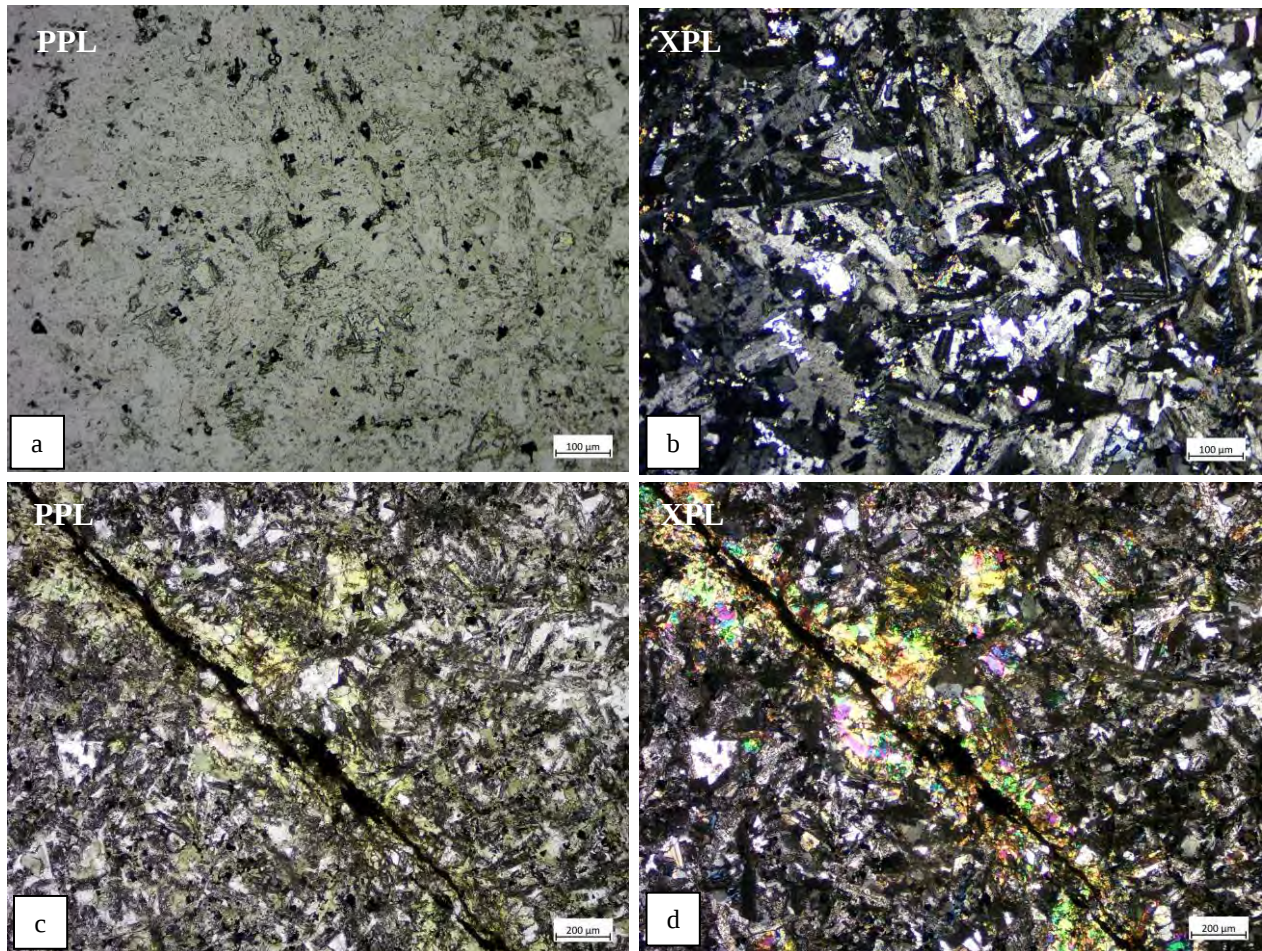
Proporciones, forma y tamaño de fenocristales	Masa Fundamental	Textura	Otras texturas primarias
Pl subhedrales (55%). Se presentan poblaciones de entre 300 – 500 μm y 800 – 1200 μm. Ol subhedrales (35%) de entre 700 – 1000 μm. Cpx subhedrales a anhedrales (5%) de entre 500 – 600 μm. Qz anhedrales (5%). Se presentan 2 poblaciones de entre 500 – 600 μm y 1400 – 1600 μm.	Se presentan microcristales de pl orientados de manera paralela a subparalela (55%) mientras que microcristales de cpx (15%), minerales opacos (20%) y vidrio (10%) se encuentran relleno los intersticios entre las plagioclasas.	Traquítica.	Textura de reabsorción en pl (sieve, ol y cpx). Textura cumuloportidica de ol – pl. Fenocristales de qz con textura de embahamiento y bordes de reacción de cpx. Textura glomeroporfidica de ol. Pl zonadas.
Porcentaje de fenocristales y masa fundamental respecto a la roca total: 18% y 82% respectivamente.			



En a) y b) se presenta una textura cumuloportidica de fenocristales de plagioclasa – olivino. Además, se puede observar vidrio y minerales opacos relleno los intersticios y microcristales de plagioclasa orientados paralelamente entorno al borde del cúmulo, evidenciando un flujo alrededor de este. Por otro lado, en c) y d) se aprecia un fenocristal de olivino con textura de reabsorción y bordes corroídos. Además, la zona reabsorbida se encuentra rellena por los mismos componentes de la masa fundamental.

n) BC-24

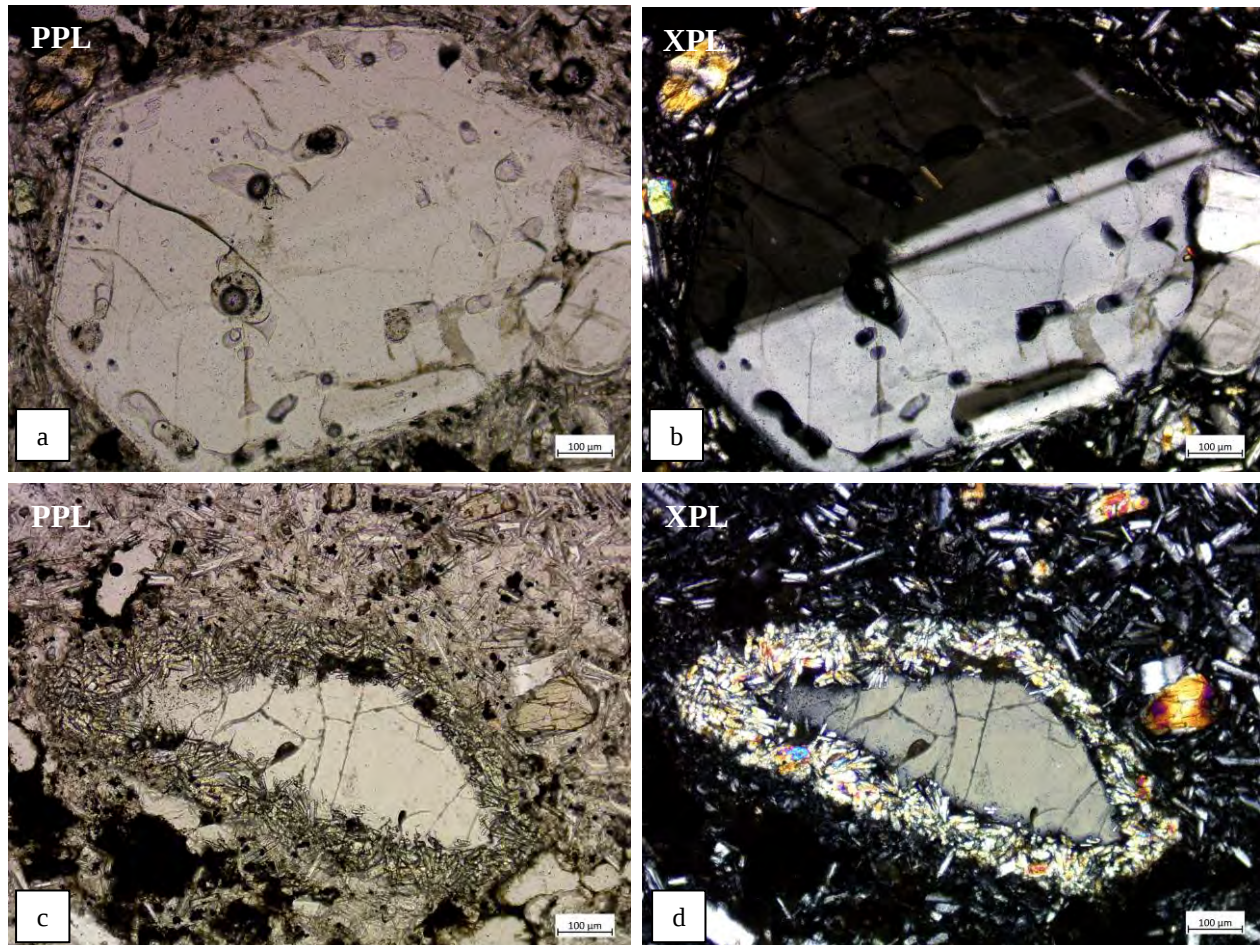
Proporciones, forma y tamaño de fenocristales	Masa Fundamental	Textura	Otras texturas primarias	Otras apreciaciones
Pl subhedrales (70%) de entre 100 – 250 μm . Chl anhedrales (15%) Qz anhedrales (5%) Ep anhedrales (5%) Amp anhedrales (5%)	Se presentan diferentes tamaños de microcristales de pl (55%), mientras que microcristales de minerales opacos (20%), clorita (5%) y vidrio (10%) se encuentran rellenando los intersticios entre las plagioclasas.	Intersertal.	Textura de sieve en pl. Textura de reabsorción de qz.	Se presentan minerales secundarios de chl, ep y amp en microfracturas.
Porcentaje de fenocristales y masa fundamental respecto a la roca total: 18% y 82% respectivamente.				



a) y b) Textura intersertal. c) y d) Minerales secundarios de ep y amp en microfractura.

o) BC-25

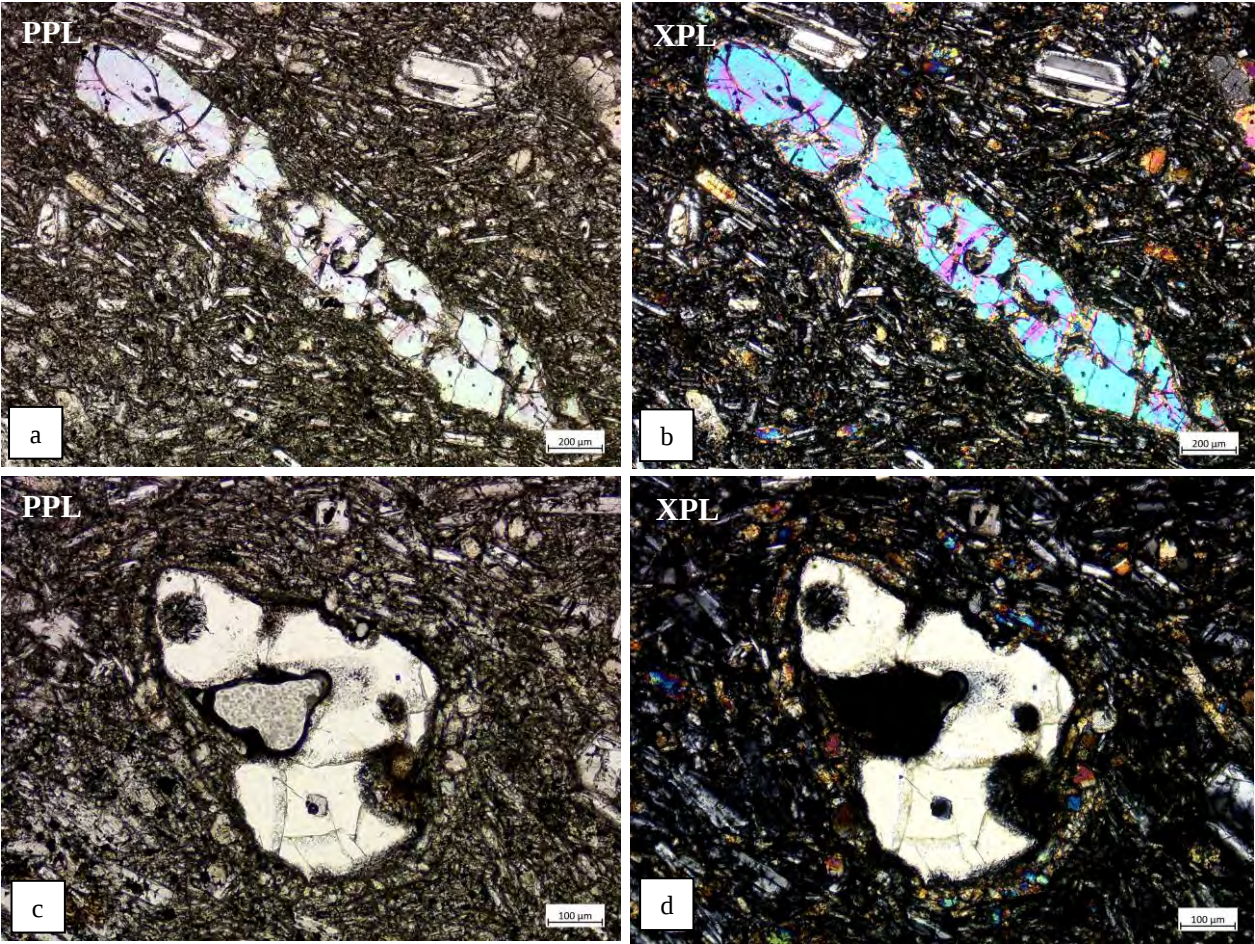
Proporciones, forma y tamaño de fenocristales	Masa Fundamental	Textura	Otras texturas primarias
Pl subhedrales a anhedrales (65%). Se presentan 2 poblaciones de entre 500 – 600 μm y 900 – 1100 μm. Ol subhedrales (15%) de entre 300 – 600 μm. Qz anhedrales (10%) de entre 500 – 600 μm. Cpx anhedrales (5%) de entre 250 – 400 μm. Ep (5%) de entre 150 – 250 μm.	Se presentan diferentes tamaños de microcristales de pl (50%), en donde los más pequeños se encuentran orientados de forma subparalela. Los intersticios entre las plagioclasas se componen por microcristales de cpx (10%), minerales opacos (15%) y vidrio (20%).	Traquítica gradando a afieltrada en algunas zonas.	Textura de reabsorción en pl (sieve) y ol. Textura cumuloportídica de ol – pl. Fenocristales de qz con textura de embahiamiento y bordes de reacción de cpx. Textura glomeroporfídica de pl. Pl zonadas.
Porcentaje de fenocristales y masa fundamental respecto a la roca total: 15% y 85% respectivamente.			

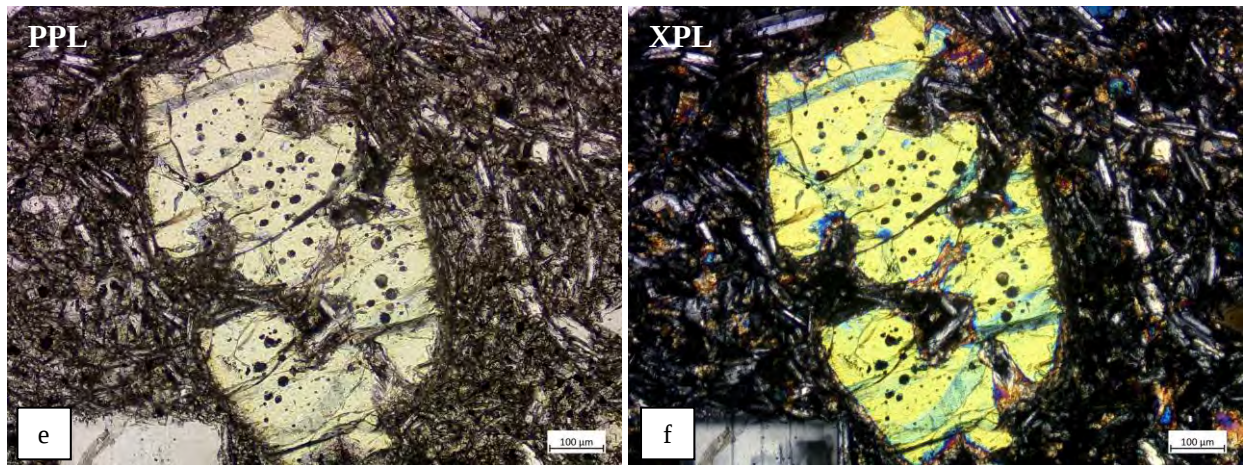


a) y b) Fenocristal de plagioclasa con macla de Carlsbad y textura de reabsorción. c) y d) Fenocristal de cuarzo con corona de reacción de clinopiroxenos con hábito radial.

p) BC-26

Proporciones, forma y tamaño de fenocristales	Masa Fundamental	Textura	Otras texturas primarias
Pl subhedrales a anhedrales (70%). Se presentan 2 poblaciones de entre 300 – 500 µm y 900 – 1400 µm. Ol subhedrales a anhedrales (10%). Se presentan 2 poblaciones de entre 500 – 700 µm y 1500 – 2000 µm. Qz anhedrales (15%) de entre 550 – 650 µm. Cpx subhedrales (5%).	Se presentan microcristales de pl orientados de forma subparalela gradando a aleatoria en algunos pasajes (60%), mientras que en los intersticios se encuentran microcristales de cpx (15%), minerales opacos (15%) y vidrio (10%).	Traquítica gradando a afieltrada en algunas zonas.	Textura de reabsorción en pl (sieve) y ol. Textura cumuloportídica de ol – pl. Fenocristales de qz con textura de embahiamiento y bordes de reacción de cpx + vidrio. Textura glomeroporfídica de ol y pl. Pl zonadas. Textura <i>dusty</i> en pl.
Porcentaje de fenocristales y masa fundamental respecto a la roca total: 20% y 80% respectivamente.			





a) y b) Fenocristal de olivino alargado con textura de reabsorción. c) y d) Xenocristal de cuarzo embahiado con corona de reacción de clinopiroxenos + vidrio. Los golfos de embahamiento se encuentran rellenos por vidrio. e) y f) Fenocristal de olivino con textura de embahamiento.

Anexo 3: Datos obtenidos por Contreras (2018). Concentración de óxidos mayores en %wt., y trazas en ppm.

	FC18	FC47
SiO₂	59,25	57,55
Al₂O₃	15,80	15,62
TiO₂	0,74	0,62
Fe₂O₃	6,42	6,72
CaO	6,63	7,83
MgO	4,63	5,94
MnO	0,12	0,12
Na₂O	3,00	2,62
K₂O	1,56	1,24
P₂O₅	0,16	0,10
LOI	0,33	0,34
Total	98,31	98,36

Y	20	17
Zr	121	90
Sc	19	23
Ti	4529,96	3771,3
V	117	126
Cr	219	253
Co	23	26
Ni	58	77
Cu	30	42
Zn	59	60
Y	20	17
Zr	121	90
Nb	6	4
Rb	52	44
Ba	369	244
Nb	6	4
K	13146,33	10455,58
La	17	13
Ce	41	34
Pb	11	9
Sr	330	255

Anexo 4: Composición geoquímica de óxidos mayores normalizadas a 100 con LOI = 0. #Mg = $(100 \times \text{Mg})/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total	#Mg
BC – 08	61,32	0,68	15,76	6,25	0,11	4,21	6,39	3,39	1,74	0,15	100	43,64
BC – 12	61,10	0,68	15,84	6,27	0,11	4,41	6,31	3,39	1,73	0,15	100	44,70
BC – 13	59,74	0,69	15,89	6,60	0,11	5,32	6,53	3,37	1,61	0,14	100	48,10
BC – 14	62,65	0,64	15,59	5,88	0,11	3,75	5,89	3,45	1,89	0,14	100	42,30
BC – 16	62,82	0,57	16,86	5,85	0,10	3,70	5,03	3,17	1,79	0,10	100	42,07
BC – 16 Bomba	53,62	1,05	17,36	8,77	0,15	5,76	8,69	3,38	0,96	0,25	100	43,04
BC – 19	57,52	0,62	16,02	7,25	0,13	6,33	7,99	2,91	1,15	0,09	100	50,08
BC – 22	54,79	0,95	17,09	8,35	0,14	5,87	8,15	3,32	1,09	0,23	100	44,71
BC – 24	61,31	1,21	15,48	8,32	0,13	2,49	4,48	4,64	1,60	0,34	100	25,59
BC – 26	64,83	0,51	16,05	5,12	0,10	2,39	5,35	3,58	1,95	0,12	100	34,87
FC18	60,27	0,76	16,07	6,53	0,12	4,71	6,74	3,05	1,58	0,17	100	45,30
FC47	58,52	0,63	15,88	6,83	0,12	6,04	7,96	2,66	1,26	0,10	100	50,40

Anexo 5: Valores de FeO*.

Muestra	Fe₂O₃*	Fe	Fe⁺²	Fe⁺³	FeO	Fe₂O₃	FeO*
BC – 08	6,25	4,37	3,28	1,09	4,39	1,56	5,80
BC – 12	6,27	4,39	3,29	1,10	4,41	1,57	5,82
BC – 13	6,60	4,62	3,46	1,15	4,64	1,65	6,12
BC – 14	5,88	4,11	3,09	1,03	4,13	1,47	5,46
BC – 16	5,85	4,10	3,07	1,02	4,12	1,46	5,43
BC – 16 Bomba	8,77	6,13	4,60	1,53	6,16	2,19	8,14
BC – 19	7,25	5,07	3,80	1,27	5,09	1,81	6,73
BC – 22	8,35	5,84	4,38	1,46	5,87	2,09	7,75
BC – 24	8,32	5,82	4,36	1,45	5,85	2,08	7,72
BC – 26	5,12	3,58	2,69	0,90	3,60	1,28	4,76
FC18	6,53	4,57	3,43	1,14	4,59	1,63	6,06
FC47	6,83	4,78	3,58	1,19	4,80	1,71	6,34

Anexo 6: Resultados de dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

a) Resultados de muestra BC – 16 Bomba.

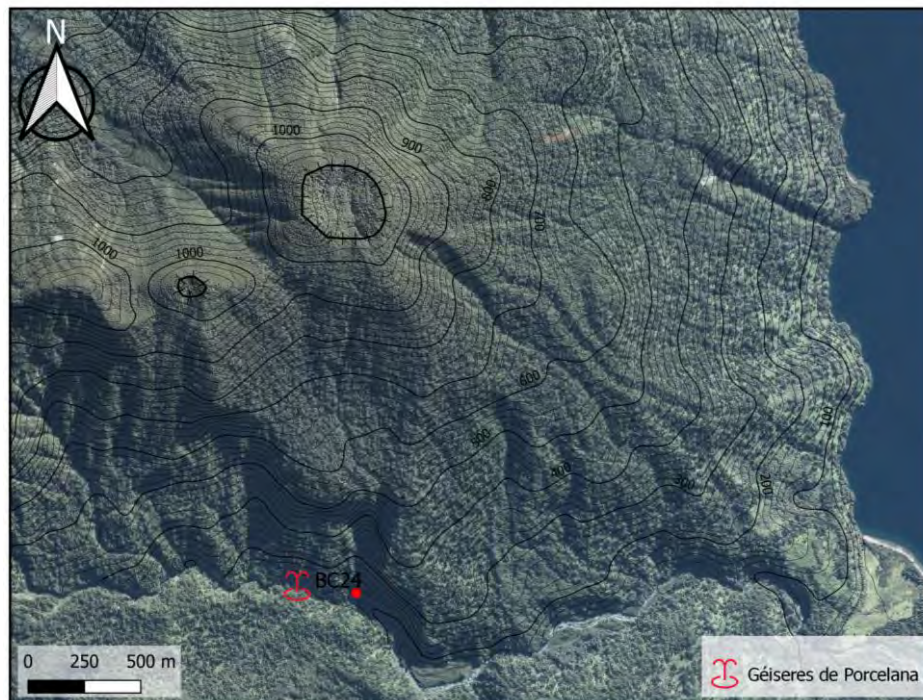
Incremental Heating			$^{36}\text{Ar(a)}$ [V]	$^{37}\text{Ar(ca)}$ [V]	$^{38}\text{Ar(cl)}$ [V]	$^{39}\text{Ar(k)}$ [V]	$^{40}\text{Ar(r)}$ [V]	Age $\pm 2\sigma$ (ka)	$^{40}\text{Ar(r)}$ (%)	$^{39}\text{Ar(k)}$ (%)	K/Ca $\pm 2\sigma$
FG-2574	629°C	4	0,0000138	0,0001880	0,0000007	0,0001708	-0,0000600	-177,8 $\pm$ 175,2	-1,47	4,36	0,391 $\pm$ 0,066
FG-2575	696°C	4	0,0000237	0,0004544	0,0000014	0,0003295	-0,0000663	-101,9 $\pm$ 111,1	-0,95	8,41	0,312 $\pm$ 0,022
FG-2576	763°C	4	0,0000255	0,0007602	0,0000017	0,0004314	-0,0000087	-10,2 $\pm$ 107,8	-0,11	11,01	0,244 $\pm$ 0,010
FG-2577	827°C	4	0,0000328	0,0014702	0,0000034	0,0005909	-0,0001072	-91,9 $\pm$ 82,4	-1,10	15,08	0,173 $\pm$ 0,004
FG-2578	888°C	4	0,0000401	0,0024770	0,0000038	0,0007433	-0,0001593	-108,5 $\pm$ 82,7	-1,35	18,97	0,129 $\pm$ 0,002
FG-2579	952°C	4	0,0000327	0,0022752	0,0000034	0,0006550	0,0000136	10,5 $\pm$ 76,5	0,14	16,71	0,124 $\pm$ 0,002
FG-2580	1014°C	4	0,0000249	0,0016356	0,0000028	0,0004778	-0,0000714	-75,6 $\pm$ 95,9	-0,97	12,19	0,126 $\pm$ 0,002
FG-2581	1084°C	4	0,0000203	0,0010140	0,0000018	0,0002910	-0,0001014	-176,4 $\pm$ 122,7	-1,70	7,43	0,123 $\pm$ 0,004
FG-2582	1182°C	4	0,0000217	0,0008017	0,0000012	0,0002290	-0,0001922	-424,9 $\pm$ 176,1	-3,06	5,84	0,123 $\pm$ 0,005
		Σ	0,0002356	0,0110761	0,0000201	0,0039188	-0,0007529				
Information on Analysis				Results		$^{40}\text{Ar(r)}/^{39}\text{Ar(k)} \pm 2\sigma$		Age $\pm 2\sigma$ (ka)	MSWD	$^{39}\text{Ar(k)}$ (%,n)	K/Ca $\pm 2\sigma$
Sample = BC-16B				Age Plateau Error Mean		-0,17262 $\pm$ 0,12261 $\pm$ 71,03%		-87,4 $\pm$ 62,1 $\pm$ 71,03%		3,36	100,00
Material = Groundmass										0%	9
Location = CHILI						Full External Error		$\pm$ 62,1	2,00	2σ Confidence Limit	
Analyst = HERVE GUILLOU						Analytical Error		$\pm$ 62,1	1,8324	Error Magnification	
Project = BC-16B											
Mass Discrimination Law = POW				Total Fusion Age		-0,19211 $\pm$ 0,06773 $\pm$ 35,26%		-97,3 $\pm$ 34,3 $\pm$ 35,26%		9	0,152 $\pm$ 0,001
Irradiation = CO#009											
J = 0.00028000 $\pm$ 0.00000034						Full External Error		$\pm$ 34,3			
ACR = 1.189 $\pm$ 0.001 Ma						Analytical Error		$\pm$ 34,3			

b) Resultados de muestra BC – 19.

Incremental Heating			³⁶ Ar(a) [V]	³⁷ Ar(ca) [V]	³⁸ Ar(cl) [V]	³⁹ Ar(k) [V]	⁴⁰ Ar(r) [V]	Age ± 2σ (Ka)	⁴⁰ Ar(r) (%)	³⁹ Ar(k) (%)	K/Ca ± 2σ	
FG-2523	636 °C	4	0,0000267	0,0001938	0,0000008	0,0002967	-0,0001242	-212,0 ± 150,1	-1,58	7,15	0,658 ± 0,042	
FG-2524	714 °C	4	0,0000743	0,0007864	0,0000028	0,0008962	-0,0001223	-69,1 ± 124,6	-0,55	21,58	0,490 ± 0,008	
FG-2525	781 °C	4	0,0000811	0,0016027	0,0000037	0,0010613	-0,0004806	-229,3 ± 98,2	-2,02	25,56	0,285 ± 0,003	
FG-2526	846 °C	4	0,0000543	0,0019396	0,0000029	0,0007650	-0,0000341	-22,6 ± 101,7	-0,21	18,42	0,170 ± 0,001	
FG-2527	909 °C		0,0000361	0,0022038	0,0000014	0,0005295	0,0000865	82,7 ± 113,7	0,80	12,75	0,103 ± 0,001	
FG-2528	974 °C		0,0000286	0,0026149	0,0000015	0,0004428	0,0003397	388,4 ± 109,6	3,82	10,66	0,073 ± 0,001	
FG-2529	1039 °C		0,0000116	0,0012073	0,0000004	0,0001202	0,0000228	96,1 ± 290,0	0,66	2,89	0,043 ± 0,001	
FG-2530	1104 °C		0,0000064	0,0002284	0,0000003	0,0000257	0,0000247	486,3 ± 998,2	1,28	0,62	0,048 ± 0,003	
FG-2531	1180 °C		0,0000044	0,0000025	0,0000000	0,0000153	0,0000236	780,1 ± 1824,8	1,75	0,37	2,620 ± 12,724	
		Σ	0,0003236	0,0107794	0,0000137	0,0041527	0,0002640					
Information on Analysis				Results		40(r)/39(k) ± 2σ		Age ± 2s (ka)	MSWD	³⁹ Ar(k) (%,n)	K/Ca ± 2σ	
Sample = BC19-A				Age Plateau		-0,25448 ± 0,21213		-128,8 ± 107,4	3,57	72,70	0,204 ± 0,078	
Material = Groundmass				Error Mean		± 83,36%		± 83,36%	1%	4		
Location = CHILI				Full External Error					± 107,4	2,63	2σ Confidence Limit	
Analyst = HERVE GUILLOU				Analytical Error					± 107,4	1,8888	Error Magnification	
Project = BC-19A												
Mass Discrimination Law = POW				Total Fusion Age		-0,06356 ± 0,09512		± 48,2		9	0,166 ± 0,001	
Irradiation = CO#009						± 149,65%		-32,2 ± 149,65%				
J = 0.00028000 ± 0.00000034				Full External Error					± 48,2			
ACR = 1.189 ± 0.001 Ma				Analytical Error					± 48,2			

Anexo 7: Ubicación de los Géiseres de Porcelana.

a) Localización y vista general.



b) Géiseres de Porcelana al borde del río Punta Calle.



Anexo 8: Coeficientes de partición de McKenzie y O’Nions (1991).

Coeficientes de partición mineral/fundido para REE (McKenzie y O’Nions, 1991), P_0 (Kinzler, 1997) y cálculos de D_i y P_i														
Mineral	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	P_0
Ol	0,0004	0,0005	0,0008	0,001	0,0013	0,0016	0,0015	0,0015	0,0017	0,0016	0,0015	0,0015	0,0015	-0,06
Opx	0,002	0,003	0,0048	0,0068	0,01	0,013	0,016	0,019	0,022	0,026	0,03	0,049	0,06	0,28
Cpx	0,054	0,098	0,15	0,21	0,26	0,31	0,3	0,31	0,33	0,31	0,3	0,28	0,28	0,67
Sp	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,11
Pi	0,04	0,07	0,10	0,14	0,18	0,21	0,21	0,21	0,23	0,22	0,21	0,20	0,21	-
D_i (a)	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	-
D_i (b)	0,01	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,05	0,06	0,07	0,08	0,08	0,13	0,16	-
D_i (a) = D_i calculados a partir de mineralogía de lhc – sp de Jhonson y Woods (1998) y utilizados para fuentes PUM, DMM y EMORB; D_i (b) = D_i calculados a partir de mineralogía de lhc – sp de McDonough (1990) para fuente SCLM.														

Anexo 9: Composición del fundido según distintas tasas de fusión parcial de lherzolita de espinela en función de diferentes fuentes mantélicas.

C_{liq} de fusión parcial de lherzolita de espinela normalizada a condrito (fuente DMM)													
F	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
0,04	16,63	16,22	18,19	17,51	19,99	19,19	20,41	21,46	21,81	22,84	23,70	24,16	24,39
0,06	11,92	12,13	14,17	14,17	16,61	16,30	17,29	18,28	18,74	19,52	20,22	20,65	20,94
0,08	9,29	9,69	11,61	11,90	14,21	14,17	15,00	15,92	16,43	17,04	17,63	18,03	18,35
0,1	7,61	8,06	9,84	10,25	12,41	12,53	13,25	14,10	14,62	15,12	15,63	16,00	16,33
0,12	6,45	6,91	8,53	9,01	11,02	11,23	11,86	12,65	13,17	13,59	14,04	14,38	14,71
0,15	5,24	5,68	7,11	7,62	9,43	9,72	10,25	10,97	11,47	11,80	12,18	12,49	12,81
0,2	4,00	4,39	5,57	6,06	7,61	7,94	8,36	8,97	9,43	9,68	9,97	10,24	10,53

C_{liq} de fusión parcial de lherzolita de espinela normalizada a condrito (fuente PUM)													
F	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
0,04	56,12	49,38	43,17	37,66	33,96	30,78	31,01	30,35	29,11	29,59	29,83	29,19	28,38
0,06	40,23	36,93	33,65	30,48	28,22	26,15	26,28	25,85	25,01	25,29	25,45	24,95	24,37
0,08	31,35	29,50	27,57	25,59	24,14	22,72	22,80	22,51	21,92	22,08	22,19	21,78	21,36
0,1	25,68	24,56	23,35	22,06	21,09	20,09	20,14	19,94	19,51	19,59	19,67	19,33	19,01
0,12	21,75	21,03	20,25	19,38	18,72	18,01	18,03	17,90	17,58	17,61	17,67	17,38	17,12
0,15	17,69	17,31	16,89	16,40	16,02	15,59	15,58	15,51	15,31	15,29	15,32	15,09	14,91
0,2	13,49	13,36	13,23	13,05	12,92	12,73	12,71	12,69	12,59	12,54	12,55	12,37	12,26

C_{liq} de fusión parcial de lherzolita de espinela normalizada a condrito (fuente EMORB)													
F	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
0,04	545,62	442,23	348,41	271,19	217,51	181,89	169,30	162,47	153,34	156,88	157,31	156,88	148,85
0,06	391,13	330,76	271,56	219,43	180,72	154,50	143,47	138,40	131,73	134,08	134,21	134,08	127,83
0,08	304,82	264,17	222,49	184,27	154,58	134,28	124,48	120,53	115,47	117,07	117,03	117,07	112,02
0,1	249,72	219,90	188,44	158,82	135,04	118,74	109,93	106,76	102,77	103,89	103,75	103,89	99,69
0,12	211,48	188,34	163,42	139,54	119,89	106,42	98,42	95,81	92,59	93,38	93,18	93,38	89,80
0,15	171,99	154,97	136,29	118,05	102,62	92,10	85,07	83,03	80,62	81,07	80,82	81,07	78,17

0,2	131,16	119,64	106,75	93,94	82,75	75,22	69,38	67,93	66,32	66,47	66,19	66,47	64,30
------------	--------	--------	--------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

C_{liq} de fusión parcial de lherzolita de espinela normalizada a condrito (fuente SCLM)													
F	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
0,04	239,03	204,05	108,28	94,38	47,06	38,92	41,47	26,09	26,92	28,92	24,70	20,60	21,60
0,06	168,42	148,85	81,91	73,92	37,84	32,01	34,04	21,53	22,43	23,97	20,45	17,12	18,06
0,08	130,01	117,16	65,87	60,76	31,64	27,19	28,87	18,33	19,22	20,47	17,44	14,64	15,51
0,1	105,87	96,59	55,08	51,57	27,19	23,63	25,06	15,96	16,81	17,86	15,21	12,79	13,59
0,12	89,29	82,17	47,33	44,80	23,83	20,89	22,14	14,13	14,94	15,84	13,48	11,36	12,10
0,15	72,30	67,13	39,08	37,43	20,11	17,80	18,84	12,06	12,81	13,55	11,52	9,72	10,38
0,2	54,89	51,44	30,28	29,37	15,96	14,28	15,10	9,69	10,34	10,91	9,27	7,84	8,40

Anexo 10: Composición del fundido según distintas tasas de fusión parcial de lherzolita de espinela (fuente SCLM – PUM).

C _i ^{liq} de fusión parcial de lherzolita de espinela (fuente SCLM – PUM (60 – 40%) normalizada a condrito)													
F	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
0,04	167,25	144,16	84,61	74,30	44,49	38,34	39,92	30,41	30,39	31,72	29,24	26,34	26,53
0,06	117,84	105,16	64,00	58,20	35,78	31,53	32,77	25,10	25,31	26,29	24,21	21,88	22,17
0,08	90,97	82,77	51,47	47,83	29,92	26,78	27,79	21,37	21,69	22,45	20,65	18,72	19,05
0,1	74,07	68,24	43,04	40,60	25,71	23,27	24,12	18,61	18,98	19,59	18,01	16,35	16,69
0,12	62,47	58,05	36,98	35,27	22,54	20,58	21,31	16,47	16,86	17,38	15,96	14,52	14,86
0,15	50,59	47,43	30,54	29,46	19,02	17,53	18,14	14,06	14,45	14,86	13,64	12,43	12,75
0,2	38,41	36,34	23,66	23,12	15,09	14,06	14,54	11,30	11,67	11,97	10,98	10,02	10,32

Anexo 11: Composición de fundido residual en función de tasas de cristalización fraccionada y contaminación cortical.

C_i^{liq} de magma residual en función de tasas de cristalización fraccionada normalizado a condrito a partir de un magma inicial representado por una tasa de fusión parcial de ~20%													
X	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
0,05	40,10	37,89	24,62	24,01	15,57	14,33	14,97	11,64	12,03	12,35	11,35	10,38	10,70
0,1	41,97	39,60	25,67	24,97	16,09	14,61	15,44	12,01	12,43	12,78	11,75	10,77	11,12
0,15	44,03	41,49	26,84	26,04	16,66	14,92	15,96	12,42	12,86	13,24	12,19	11,20	11,59
0,2	46,33	43,59	28,13	27,22	17,29	15,26	16,52	12,87	13,33	13,75	12,67	11,68	12,10
0,25	48,92	45,94	29,57	28,53	17,98	15,62	17,15	13,36	13,85	14,31	13,21	12,21	12,68
0,3	51,84	48,60	31,19	30,00	18,76	16,02	17,84	13,91	14,43	14,94	13,81	12,80	13,32
0,35	55,17	51,62	33,03	31,67	19,62	16,45	18,62	14,52	15,08	15,64	14,49	13,47	14,04

C_i^{liq} de fundido en función de tasa de cristalización fraccionada de 15% + 30% de contaminación cortical (corteza superior) normalizado a condrito													
X + CC	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
15% + 30%	68,80	60,36	41,74	35,29	20,78	15,24	16,90	14,01	13,63	12,78	12,84	11,94	12,02
CC: Contaminación cortical; X: Tasa de cristalización.													

C_i^{liq} de magma parental de BC – 16 Bomba y BC – 22 + 30% de contaminación cortical (corteza media) normalizado a condrito													
F(0,12) + CC	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
Magma parental + 30% CC	68,80	60,36	41,74	35,29	20,78	15,24	16,90	14,01	13,63	12,78	12,84	11,94	12,02
CC= Contaminación cortical; F(0,12): Tasa de fusión parcial de ~12% que representa la composición del magma parental.													