

**“Volcanismo Holoceno sobre la traza del Sistema de Falla
Liquiñe – Ofqui:
Petrogénesis del Campo Volcánico Puyuhuapi, Región de
Aysén”**

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

NOUSHKA CATALINA GALLARDO ABARCA

PROFESOR GUÍA:

JAVIER ANTONIO REYES VIZCARRA.

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

MARIA ANGELICA CONTRERAS VARGAS.

LUIS ENRIQUE LARA PULGAR.

SANTIAGO DE CHILE

DICIEMBRE 2021

SOLO USO ACADÉMICO

Resumen

Los centros eruptivos del Campo Volcánico Puyuhuapi (CVP) corresponden a 8 conos monogenéticos de edad holocena situados en parte sobre la traza principal del sistema de falla Liquiñe-Ofqui, estos son descritos como conos de escoria y un maar relicto con un cono secundario en el cráter principal. Se reconocen dos grandes grupos geográficos: Conos Risopatrón al norte del poblado, y Conos Puyuhuapi al oeste del fiordo.

Los análisis químicos realizados (ICP-MS/OES) permiten clasificar las muestras del CVP como basaltos y traquibasaltos, con afinidad alcalina. Las variaciones químicas del CVP se atribuyen a procesos de cristalización fraccionada, a las condiciones iniciales de la fuente y la fusión parcial diferencial para cada cono. Los análisis realizados con la química obtenida permiten determinar la presencia de granate en la fuente, con una relación directa entre su contenido y el grado de fusión parcial. Así, los conos Risopatrón son formados por menor grado de fusión parcial y menor contenido de granate en la fuente, aumentando ambas condiciones en la generación de los conos Puyuhuapi. Considerando la baja influencia de los componentes de subducción en el CVP, se determina que la fuente podría ser (a) una lherzolita o piroxenita de granate, ambas presentes en el manto litosférico de la zona (Stern et al., 1986), o (b) la mezcla de una lherzolita de espinela, fundida inicialmente en la astenosfera con una piroxenita de granate litosférica, cuya fusión podría ser propiciada por los líquidos generadas en la primera etapa.

La presencia la Falla Liquiñe-Ofqui permite el ascenso rápido del magma, de manera que los procesos de asimilación o contaminación cortical y fraccionamiento son casi nulos. Esto además se ve reflejado en las comparaciones realizadas con otros centros eruptivos menores y estratovolcanes como el Melimoyu, que muestran una signatura indicativa de estos procesos, los que se aprecian en menor manera en la formación del CVP.

Las observaciones realizadas en este trabajo son un aporte para entender la variabilidad presente en las características que afectan al volcanismo monogenético, desde su génesis hasta su expresión superficial en zonas de subducción y en particular la influencia del tectonismo en estos procesos, específicamente en la zona volcánica sur de los Andes (ZVS).

Agradecimientos

En primera instancia agradecer a mi madre, quien es el principal pilar que tuve en todo el proceso universitario, quien me entrego todo su apoyo y amor en los momentos más difíciles y estresantes. Además, agradezco a mis hermanas, sobrinos, tío y a mi papá por su apoyo, constante persistencia y atención en el proceso.

No puedo dejar de agradecer inmensamente al mejor profesor guía que pude tener, Javier Reyes (Estrella), quien hizo de este proceso algo entretenido e interesante, con su conocimiento amabilidad y gran conocimiento. Agradecerle por esas reuniones extensas discutiendo opciones del trabajo y las complejidades de este.

Agradecer a María Angelica (miembro de la comisión), quien me ayudo de manera directa con sus comentarios del trabajo, por su gran amabilidad y entusiasmo. A Luis Lara por entregarse a este equipo de trabajo de manera activa, ayudando con sus comentarios y conocimientos.

Sin duda alguna a mis amistades de colegio, al grupo W de la Universidad y a todos los compañeros que fueron de alguna manera un aporte en mi formación académica y el apoyo en momentos de mayor estrés y confusión.

A la dueña y funcionarios de “El Pangué Lodge”, quien con su amabilidad nos permitieron acceder a los conos de Risopatrón. A los asistentes turísticos de Puyuhuapi y pueblerinos del sector, quienes nos ayudaron con rutas y contactos para acceder a los conos más lejanos.

Por último, a todos los académicos y profesionales que aportaron con mi crecimiento personal, profesional y laboral.

Índice de contenidos

Índice de figuras	VI
Índice de tablas	XII
Lista de abreviaturas	XIII
1. CAPITULO 1: INTRODUCCIÓN	1
1.1. Formulación del estudio	1
1.2. Hipótesis	2
1.3. Objetivos	3
1.3.1. Objetivo general	3
1.3.2. Objetivos específicos	3
1.4. Metodologías	3
1.4.1. Pre-terreno	3
1.4.2. Terreno	4
1.4.3. Preparación de muestras	5
1.4.4. Métodos analíticos	5
1.5. Imágenes satelitales	5
1.6. Ubicación y vías de acceso	6
2. CAPITULO 2: MARCO TEORICO	7
2.1. Magmatismo en zonas de subducción	7
2.2. Volcanismo en zonas de falla	9
2.3. Centros eruptivos menores (CEM)	10
3. CAPITULO 3: MARCO GEOLOGICO Y TECTONICO	12
3.1. Generalidades	12
3.2. Geología Local	14
3.2.1. Rocas estratificadas	14
3.2.1.1. Formación Traiguén (Eoceno-Mioceno)	14
3.2.2. Depósitos no consolidados (Pleistoceno-Holoceno)	14
3.2.3. Rocas intrusivas	14
3.2.3.1. Diorita Risopatrón (Mioceno-Plioceno)	14
3.2.3.2. Tonalita Puyuhuapi (Mioceno)	15

3.3.	Geología Estructural	15
3.4.	Edificios Volcánicos.....	18
3.4.1.	Campo Volcánico Puyuhuapi (Holoceno)	18
3.4.2.	Volcán Melimoyu.....	18
3.4.3.	Volcán Mentolat (Pleistoceno-Holoceno).....	19
3.5.	Trabajos anteriores	20
4.	CAPITULO IV: CAMPO VOLCANICO PUYUHUAPI (CVP).....	22
4.1.	Generalidades	22
4.2.	Petrografía	26
4.2.1.	Cono Risopatrón 4.....	26
4.2.2.	Cono Puyuhuapi 1	28
4.2.3.	Cono Puyuhuapi 2	29
4.2.4.	Cono Puyuhuapi 3	30
4.2.5.	Cono Puyuhuapi 4	31
4.3.	Geoquímica de roca total	32
4.3.1.	Elementos mayores.....	34
4.3.2.	Elementos Traza	36
4.3.3.	Tierras Raras	39
4.3.4.	Multielementos	41
5.	CAPITULO V: DISCUSIÓN.	42
5.1.	Análisis Textural	42
5.2.	Diferenciación y génesis magmática	43
5.2.1.	Cristalización Fraccionada.....	43
5.2.2.	Modelo de cristalización fraccionada	46
5.2.2.1.	Cono Risopatrón 4.....	48
5.2.2.2.	Cono Puyuhuapi 1	51
5.2.2.3.	Cono Puyuhuapi 3	54
5.2.2.4.	Conos Puyuhuapi 2 y 4.....	57
5.2.3.	Influencia de la subducción	60
5.2.4.	Fuente del manto	62

5.2.4.1.	Modelo de fusión parcial	64
5.2.4.1.1.	Fuente única	66
5.2.4.1.2.	Mezcla	69
5.2.5.	Modelo petrogenético	71
6.	CAPITULO VI: CONCLUSIONES.....	73
7.	Bibliografía	75
8.	Anexos	79
8.1.	Anexo A. Tabla química sin modificar de las muestras recolectadas para CVP.....	79
8.2.	Anexo B.	81
8.2.1.	Cono Risopatrón 4.....	81
8.2.2.	Cono Puyuhuapi 1	85
8.2.3.	Cono Puyuhuapi 2	86
8.2.4.	Cono Puyuhuapi 3	88
8.2.5.	Cono Puyuhuapi 4	90

SOLO USO ACADÉMICO

Índice de figuras

Figura 1. Ubicación de las muestras obtenidas para cada uno de los conos accesibles a lo largo de la zona de estudio. Extraído y modificado de Google Earth.....	4
Figura. 2. Ubicación del pueblo de Puyuhuapi e identificación de los centros eruptivos menores del GVP. Imagen de Osmar Valdebenito y modificada para finalidad del estudio.....	6
Figura 3. Esquema de la zona de subducción y potencial generación de magma en profundidad. Extraído y modificado desde Stern (2002).....	7
Figura 4. Variación de la subducción y régimen de tras arco según ángulo de la placa subductante. Extraído de Stern 2002.....	8
Figura 5. Distribución de volcanes y CEM a lo largo de la zona central y sur de Chile. En las imágenes del medio y derecha, se puede apreciar la influencia de estructuras corticales que determinan su ubicación (SFLO).....	9
Figura 6. Relación entre volcanes monogenéticos y poligenéticos, con referencia a la cantidad de material generado y duración de la misma. Extraído y modificado de Németh y Kereszturi (2015)	11
Figura 7. Zonas volcánicas a lo largo del cordón montañoso de los andes (imagen de la izquierda). Imagen de la derecha muestra segmentos de la ZVS con sus respectivos edificios volcánicos y estructuras que lo influncian.....	12
Figura 8. Dominios morfológicos de un ambiente de subducción para la zona más alejada de la ZVSS. En estrella roja está representada el sector de estudio (CVP). Modificada de (Parada et al. (2001).....	13
Figura 9. Geología del sector de Puyuhuapi. Modificado y extraído de Mella (2011).....	17
Figura 10. Ubicación de estratovolcanes y centros eruptivos menores cercanos a la zona de estudio. Modificado de Stern et al. (2015).....	19

Figura 11. Interpretación de las coladas de lava del CVP y de las estructuras asociadas a cada componente de este, además de la geología y estructuras asociadas al trabajo de Mella (2011).....	22
Figura 12. Fotografías de los conos Risopatrón y respectivos depósitos. A) Ubicación y vista de los conos Risopatrón. B) Colada de lava asociada a cono Risopatrón 4 a orillas del lago Risopatrón. C) Caverna volcánica asociada a lava secundaria del cono Risopatrón 4 y el avistamiento del depósito de caída asociado.....	24
Figura 13. Fotografías de los conos puyuhuapi y de lavas asociadas. A) Cono Puyuhuapi 1 y la indicación de los dos cráteres observados e interpretados. B) Conos Puyuhuapi 2 y 3, observación de sus formas semicónicas no tan preservadas. C) Cono Puyuhuapi 4 con su morfología cónica bien conservada y lava asociada a los pies de este. D) Afloramiento de lava vesicular correspondiente al cono Puyuhuapi 4. E) Disyunción columnar en lava del cono Puyuhuapi 3. F) Lava brechosa del cono Puyuhuapi 2.....	25
Figura 14. Fotografías del cono Puyuhuapi en corte transparente. A) Olivinos con texturas de reabsorción inmersos en una masa fundamental de plagioclasas, piroxenos y vidrio. En este se puede observar los sectores mas oscuros a nicoles paralelos (imagen de la izquierda) que son menos reconocibles pero perceptibles a nicoles cruzados (imagen de la derecha). B) Textura glomeroporfirica y macla reloj de arena en piroxenos.....	27
Figura 15. Fotografías a microscopio de las muestras del cono Puyuhuapi 1, tanto a nicoles paralelos (izquierda) y nicoles cruzados (derecha). A) Cristales de olivino con textura esqueletal y bordes de reabsorción, además de textura traquítica e intergranular en la masa fundamental. B) Glomeropórfidos de olivinos y mayor frecuencia de vesículas.....	28
Figura 16. Fotografías a microscopio del cono Puyuhuapi 2, estas están a nicoles cruzados y nicoles paralelos. A) Textura de reabsorción en olivinos y textura traquítica. B) Glomeropórfidos de olivino.....	29

Figura 17. Fotografía de las muestras del cono Puyuhuapi 3 a microscopio, tanto a nicoles cruzado y nicoles paralelos. A) Fenocristales de olivino con bordes de reabsorción y esqueletal, además de la presencia de textura traquítica en la masa fundamental. B) Glomeropórfidos de olivinos y textura traquítica.....	30
Figura 18. Fotografías de las muestras del cono Puyuhuapi 4 a cortes transparente, tanto a nicoles cruzados y nicoles paralelos. A) Fenocristal de olivino con bordes de reabsorción y textura intergranular. B) Glomeropórfidos de olivino inmersos en una masa fundamental donde se aprecia textura traquítica.....	32
Figura 19. Diagrama TAS (Le Bas K <i>et al.</i> , 1986) con las muestras del CVP y la línea roja divisoria entre serie alcalina y subalcalina (Irvine y Baragar, 1971).....	34
Figura 20. Diagramas Harker para elementos mayores (wt%) con respecto al SiO ₂ de las muestras del CVP, las cuales fueron divididas según los conos muestreados.....	35
Figura 21. Diagramas Harker para elementos traza (ppm) del CVP con respecto al SiO ₂ . Se realiza especial distinción a los diferentes conos que componen al CVP.....	36
Figura 22. Diagramas Harker de HFSE (ppm) contra SiO ₂ para los conos del CVP. Especial distinción en la división de los conos muestreados.....	37
Figura 23. Diagramas Harker de SiO ₂ (wt%) contra los elementos de transición (ppm). Especial distinción en la categorización en los diversos conos del CVP muestreado.....	38
Figura 24. Diagrama spider para REE normalizado al Manto Primitivo (McDonough and Sun, 1995) para los conos del CVP que fueron muestreados.....	39
Figura 25. Diagramas de razones La/Sm (pendiente LREE) vs La/Yb (pendiente REE) y Sm/Lu (pendiente HREE) vs La/Yb (pendiente REE).....	40
Figura 26. Diagrama multielemento normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), para todas las muestras recolectadas del CVP.....	41

Figura 27. Gráficos tipo Harkers de elementos traza y mayores con vectorización para mostrar el fraccionamiento de olivino, clinopiroxenos y plagioclasas para los distintos centros eruptivos del CVP.....	45
Figura 28. Diagrama Zr versus Nb en ppm para cada cono del CVP muestreado en este trabajo y comparado con otros centros eruptivos menores y mayores (estratovolcanes).....	47
Figura 29. Modelos de cristalización fraccionada por descompresión realizada para el cono Risopatrón 4 (color celeste) a diferentes variaciones de los parámetros: H ₂ O %wt, Profundidad en kbar y dP/dF (tasa de ascenso).....	49
Figura 30. Modelo de cristalización fraccionada isobárico para el cono Risopatrón 4 (puntos celestes), en los cuales se ve la tendencia de los modelos al variar los parámetros (%H ₂ O, temperatura, presión).....	50
Figura 31. Modelo de cristalización fraccionada isobárico para el cono Puyuhuapi 1 (puntos negros), en los cuales se ve la tendencia de los modelos al variar los parámetros.....	52
Figura 32. Modelos de cristalización fraccionada por descompresión realizada para el cono Puyuhuapi 1 (puntos negros) a diferentes variaciones de los parámetros: H ₂ O %wt, Profundidad en kbar y dP/dF (tasa de ascenso).....	53
Figura 33. Modelo de cristalización fraccionada isobárico para el cono Puyuhuapi 3 (puntos verdes), en los cuales se ve la tendencia de los modelos al variar los parámetros: H ₂ O, presiones y temperaturas iniciales de 1300°C.....	55
Figura 34. Modelos de cristalización fraccionada por descompresión realizada para el cono Puyuhuapi 3 (puntos verdes) a diferentes variaciones de los parámetros: H ₂ O %wt, Profundidad en kbar y dP/dF (tasa de ascenso).....	56

- Figura 35. Modelo de cristalización fraccionada isobárico para el cono Puyuhuapi 2 y 4 (puntos azules y rojos), en los cuales se ve la tendencia de los modelos al variar los parámetros: H₂O, presiones y temperaturas iniciales de 1300°C.....58
- Figura 36. Modelos de cristalización fraccionada por descompresión realizada para el cono Puyuhuapi 2 y 4 (puntos rojos y azules) a diferentes variaciones de los parámetros: H₂O %wt, Profundidad en kbar y dP/dF (tasa de ascenso).....59
- Figura 37. Diagrama de multielementos normalizado al manto primitivo de Sun y McDonough (1989), de las muestras del CVP en comparación con el volcán Melimoyu (Geoffroy, 2017) y los centros eruptivos de Palena (Escalona, 2021)..... 60
- Figura 38. Razones de elementos traza para las muestras del CVP, del volcán Melimoyu (Geoffroy, 2017), Alto Palena (Escalona, 2021), Caburga-Huelemolle (Garrido, 2016) y Cayutué-La Viguería (Mena, 2015)61
- Figura 39. Diagrama Dy/Dy* versus Dy/Yb que muestra los campos del MORB, OIB y vectores que señalan razones de REE y fusiones propuestas por Davidson et al., (2012). Las muestras del CVP se muestran de tonalidades más fuertes y no transparentadas con su respectiva categorización por cono muestreado. Las abreviaciones utilizadas por el autor son: PM, primitive mantle; DM, depleted mantle; Gloss, average global subducting sediment. Modificado de Davidson et al., (2012)62
- Figura 40. Diagrama bivalente de (Gd/Yb)_c versus (La/Sm)_c (Alavardo, et. al., 2014) para las muestras del CVP. En el eje Y se muestra la estabilidad de la fuente que generaría estas muestras, entre granate y espinela. Y en el eje X, se observa el grado de fusión parcial que sufrió la fuente para generar las muestras. Ambas razones son normalizadas al condrito de Sun y McDounough (1989).....63
- Figura 41. Modelo de fusión parcial a través del cálculo del *modal batch* para una piroxenita de granate con química similar a la muestra PAL-24 del trabajo de Escalona (2021), la cuales son

diferenciadas por el contenido de granate, siendo las líneas cafés un 8% de granate y las líneas grises con un 7% de granate, ambas en un diagrama La/Yb versus La e Yb.....66

Figura 42. Modelo de fusión parcial a través del cálculo del *modal batch melting* para una lherzolita de granate con química similar al manto primitivo (PM) de Sun y McDonough (1989) y diferencias en el contenido de granate, un 3% (línea gris) y 2.7% (línea café-rojizo), los cuales son representadas en un diagrama La/Yb versus La e Yb.....67

Figura 43. Modelo de fusión parcial a través del cálculo del *modal batch melting* (línea gris) para una lherzolita de espinela/granate con química similar al manto primitivo (PM) de Sun y McDonough (1989), en el cual se presentan modelos con mayor contenido de granate (línea verde) y menor contenido de este (línea azul), los cuales son representados en un diagrama La/Yb versus La e Yb.68

Figura 44. Modelo de fusión parcial y mezcla entre una lherzolita de espinela (20%) y una piroxenita de granate (80%), esta última es variada en el contenido de granate: línea amarilla piroxenita con moda mineral de granate al 7% y la línea café, una piroxenita con un 9% de granate. Estos modelos son representados en un diagrama La/Yb versus La e Yb.....70

Figura 45. Representación esquemática de la evolución petrogenética para el CVP. Las profundidades son asociadas a lo mencionado por Stern (2004), Watt (2010) y Wong (2019)..... 72

Índice de tablas

Tabla 1. Concentraciones químicas de elementos mayores y traza (ppm) para cada muestra extraída de los conos del CVP.....	33
Tabla 2. Parámetros usados para realizar el modelo de fusión parcial. La piroxenita de granate es extraída y modificada de Hickey-Vargas et. al., (2016) y la composición de la fuente fue extraída de Escalona (2021) con el fin de asimilar un manto con esas concentraciones químicas.....	65
Tabla 4. Coeficientes de partición para cada elemento de la fase mineral presente en la fuente. Extraídos de Mena (2015).....	66

SOLO USO ACADÉMICO

Lista de abreviaturas

CEM: Centros Eruptivos Menores.

CVP: Campo Volcánico Puyuhuapi.

SFLO: Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui.

LIL: Large Ion Lithophiles.

HFSE: High Field Strength Elements.

BABB: Back-Arc Basin Basalts.

MORB: Mid Ocean Ridge Basalt.

OIB: Ocean Island Basalt.

PM: Manto Primitivo.

ZVS: Zona Volcánica Sur.

ZVSN: Zona Volcánica Sur Norte.

ZVST: Zona Volcánica Sur Transicional.

ZVSC: Zona Volcánica Sur Central.

ZVSS: Zona Volcánica Sur Sur.

SOLO USO ACADÉMICO

1. CAPITULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1. Formulación del estudio

En América del Sur existe volcanismo a lo largo del cordón montañoso de los Andes, el cual es generado por la subducción de la placa de Nazca y Antártica bajo la placa Sudamericana. En este arco se presentan variadas morfologías volcánicas (ej. estratovolcanes, domos y centros eruptivos menores). Dicho arco además, se encuentra sectorizado según volcanismo activo en cuatro zonas: Norte, comprendida al norte por el inicio de la placa de Nazca y el ridge de Carnegie ($5^{\circ}\text{N} - 2^{\circ}\text{S}$); Centro, limitada en el norte en la desviación de Abancay y al sur coincide con una discontinuidad sísmica y una disminución en el ángulo de subducción ($14^{\circ} - 27^{\circ}\text{S}$); Sur, seccionada al norte por la subducción de la dorsal de Juan Fernández y al extremo sur con el Chile Rise ($27^{\circ} - 33^{\circ}\text{S}$); y Austral, limitada desde los 49°S por la subducción de la placa Antártica y al sur cerca de la Falla de Magallanes a los 55°S (Stern, 2004).

Específicamente la zona volcánica sur (ZVS) está comprendida entre los 33 y 46°S . Además de estar caracterizada por un ángulo en la placa subductada que varía de norte a sur de 20° a $>25^{\circ}$ (Stern 2004), el grosor de la corteza continental también posee una variación, que disminuye de 50 km al norte de la zona a unos $30\text{-}35\text{ km}$ hacia el sur (Stern, 2004). Esta zona volcánica se encuentra subdividida en cuatro segmentos: Norte (ZVSN), Transicional (ZVST), Central (ZVSC) y Sur (ZVSS) (Stern, 2004).

Particularmente la ZVSC y la ZVSS están comprendidas entre los 37 y 46°S , están caracterizadas por la presencia del Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO), que junto a otros lineamientos en dirección NE-SO y NO-SE, determinan los sectores en donde se encuentran la mayor parte de estratovolcanes y centros eruptivos menores (CEM), estos últimos son de composiciones predominantemente básicas (Stern, 2004; Hickey-Vargas et al., 2016).

Los centros eruptivos menores (CEM), son el tipo de volcanismo más común en el planeta y en la ZVSC y ZVSS, en comparación con grandes volcanes, los CEM emiten un menor volumen de productos volcánicos y son generalmente caracterizados por tener un tiempo acotado de formación. Los CEM son observados de manera aislada, en agrupaciones y alineamientos (Németh y Kereszturi,

2015). Estos se manifiestan con composiciones variadas, sin embargo, en su mayoría son de tipo basálticos (Németh y Kereszturi, 2015), dichas composiciones químicas dependen de diversos factores, entre ellos, el ambiente de formación, tasa de fusión del manto, procesos de contaminación cortical, entre otros. Específicamente en la ZVS existen variados grupos de CEM emplazados sobre la traza del SFLO, los cuales poseen principalmente composiciones basálticas, como son los ejemplos de los CEM de Cayutué (Lopez-Escobar et al., 1995; Mena, 2015), CEM Caburga-Huelemolle (Bravo 2015; Garrido 2016), parte del grupo Alto Palena y el CVP (Demant 1994; Lopez-Escobar et al., 1995; Gonzales-Ferrán et al., 1996; Lahsen, 1996; Watt, 2010).

A pesar de que la mayoría de los CEM mencionados son de carácter basáltico, existen variaciones químicas que implican diferencias en los procesos de formación de cada caso. En particular, este estudio se centra en el campo volcánico Puyuhuapi (CVP) que consta de 8 centros eruptivos, los cuales están divididos en dos grupos principales, el primer grupo se encuentra al norte del poblado de Puyuhuapi y al sur del lago Risopatrón, este está constituido por 4 conos de escoria (Risopatrón 1, 2, 3 y 4). Un segundo grupo se encuentra al S-SW del poblado y al W del fiordo y consta de 4 conos de escoria (Puyuhuapi 1, 2, 3 y 4), estos se encuentran ligeramente desplazados al W de la traza del SFLO en la zona. Las rocas de al menos 5 conos corresponden a basaltos de olivino y las lavas de al menos 4 conos del CVP tienen afinidad alcalina (Demant 1994; Lopez-Escobar 1995; Lahsen 1996; Watt 2010), signatura que generalmente refleja bajas tasas de fusión parcial en el manto. Sin embargo, la petrogénesis del CVP no está del todo clara a pesar de la sugerente influencia del SFLO (Cembrano y Moreno, 1994), por lo que este trabajo se centra en buscar la influencia de procesos petrogenéticos que pueden ocurrir en la fuente (adición de volátiles, fusión parcial, etc) o durante el ascenso del magma (cristalización fraccionada, mezcla de magmas, asimilación cortical, etc) para cada cono del CVP.

1.2. Hipótesis

Los centros eruptivos del CVP poseen una afinidad alcalina propiciada por una baja tasa de fusión parcial de una fuente del manto común, que genera magmas primarios similares para todos los centros de emisión del CVP. La composición básica de las lavas del CVP sugiere poca influencia de procesos de diferenciación tales como contaminación cortical y cristalización fraccionada, entre otros, gracias

a un patrón de ascenso relativamente directo, probablemente relacionado a la presencia de fracturas corticales como el SFLO. Las interacciones del magma con fluidos, con la roca en el ascenso y emplazamiento determinan diferencias químicas, físicas y morfológicas entre los conos del CVP.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo general

Comprender los procesos petrológicos implicados en la génesis y diferenciación de los magmas del CVP,

1.3.2. Objetivos específicos

1. Comprender la petrografía y geoquímica de los magmas emitidos en el CVP.
2. Comprender las condiciones mineralógicas del manto para la generación del magma del CVP.
3. Analizar y explicar la influencia del ascenso en los procesos de diferenciación del magma generador del CVP.
4. Explicar las variaciones y/o similitudes químicas, petrológicas y morfológicas entre los conos del CVP.
5. Integrar los análisis químicos, petrográficos y condiciones tectónicas para proponer un modelo petrogenético del magmatismo en el CVP.
6. Realizar una comparación petrológica con otros CEM y estratovolcanes con características similares al CVP.

1.4. Metodologías

1.4.1. Pre-terreno

Recopilación bibliográfica de antecedentes geológicos del CVP, con enfoque en la geología de la zona de estudio, volcanismo monogenético, geoquímica e influencia de estructuras en el ascenso del magma.

Además de esto se hace un reconocimiento geológico mediante imágenes satelitales, donde se reconocen los distintos edificios volcánicos, sus cráteres y coladas de lava con la finalidad de proponer

puntos de interés para observación, reconocimiento geológico y recolección de muestras representativas.

1.4.2. Terreno

Campaña de terreno por 3 días, fechados entre el 12 y 14 de marzo del 2020. Tras reconocimiento del terreno y rutas de acceso, se priorizan sectores con escasa vegetación (muy espesa en la zona) con el fin de encontrar muestras representativas. Los posteriores dos días fueron dedicados a la toma sistemática de muestras, principalmente a orillas del lago Risopatrón, riachuelos y fiordo Puyuhuapi. La recolección contempla al menos dos muestras por cada cono identificado. Cabe mencionar que para los conos Risopatrón 1, 2 y 3 no se encontraron afloramientos y por consecuencia muestras representativas (Fig. 2).

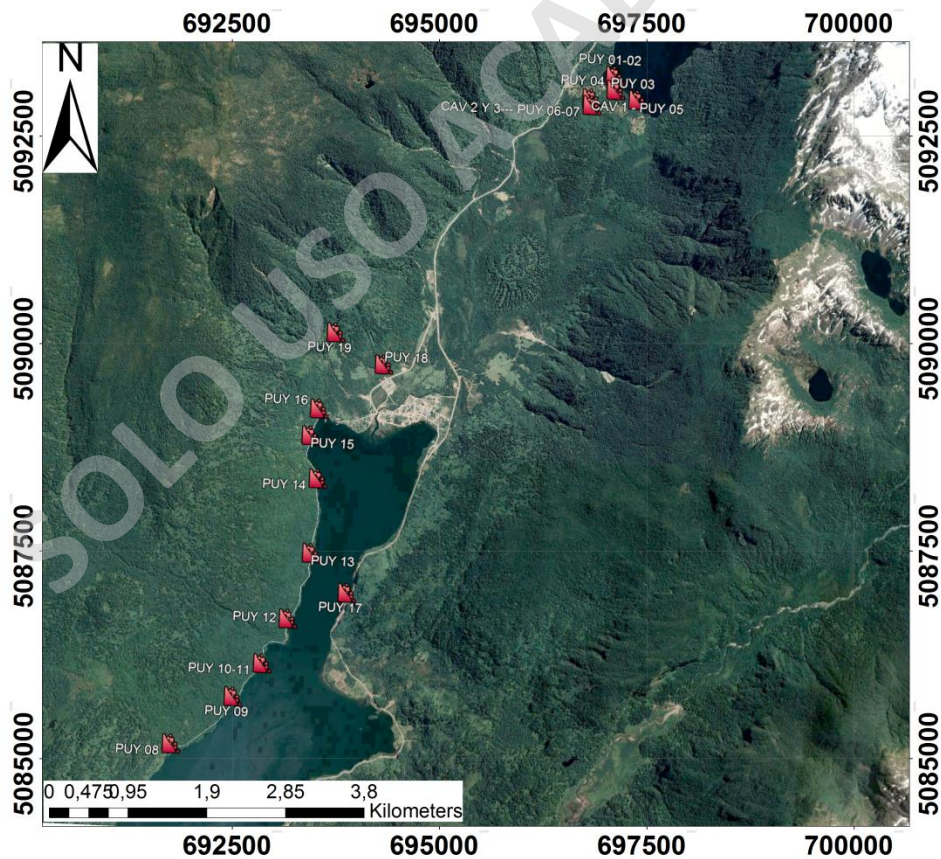


Figura 1. Ubicación de las muestras obtenidas para cada uno de los conos accesibles a lo largo de la zona de estudio. Extraído y modificado de Google Earth.

El muestreo sistemático arrojó un total de 19 muestras (Fig. 1), 16 de ellas de lavas (macizas y vesiculares) y 2 de corresponden a depósitos piroclásticos cercanos al cono Risopatrón 4, dicha muestra se encuentra ubicada por encima del depósito de lava maciza.

1.4.3. Preparación de muestras

Se realiza una limpieza y elección de muestras en el Laboratorio de Rocas de la Universidad Mayor, esta preparación tendrá como principal objetivo la obtención de cortes transparentes y análisis químicos. Para este último, las muestras a analizar fueron chancadas con el fin de tener una muestra limpia y representativa de cada depósito, esto quiere decir sin alteración ni restos vegetales u otros elementos.

1.4.4. Métodos analíticos

Los cortes transparentes que se obtienen de las diversas muestras, fueron descritos en un microscopio petrográfico del Laboratorio de Microscopía de la Escuela de Geología de la Universidad Mayor.

Por otro lado, se realizaron análisis químicos en muestras seleccionadas mediante ICP-OES e ICP-MS en instalaciones de AcmeLabs, en Vancouver, Canadá. Estos análisis ocupan la inducción acoplada, donde los átomos son ionizados en un plasma (generalmente de argón), los cuales emiten una longitud de onda particular para cada elemento, entregando así información sobre los elementos presente en la muestra (mayores y traza) y la concentración asociada a cada uno. Posteriormente con estos resultados se realizarán modelos geoquímicos de evolución magmática (cristalización fraccionada, descompresión, etc.).

1.5. Imágenes satelitales.

Se trabajaron imágenes satelitales obtenidas desde software Google Earth Pro, donde se ocuparon perfiles de elevación para determinar las delimitaciones de las lavas, de los conos y de los cráteres asociados. Por otro lado, se realizaron análisis a imágenes de elevación digital con resolución de 30 mts (DEM) en el software ArcGis para interpretar algunas debilidades estructurales o estructuras.

1.6. Ubicación y vías de acceso

El CVP se encuentra aledaño al pueblo de mismo nombre, en la comuna de Cisnes, Región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo, en la Patagonia Chilena (Fig.2). La ruta de acceso es

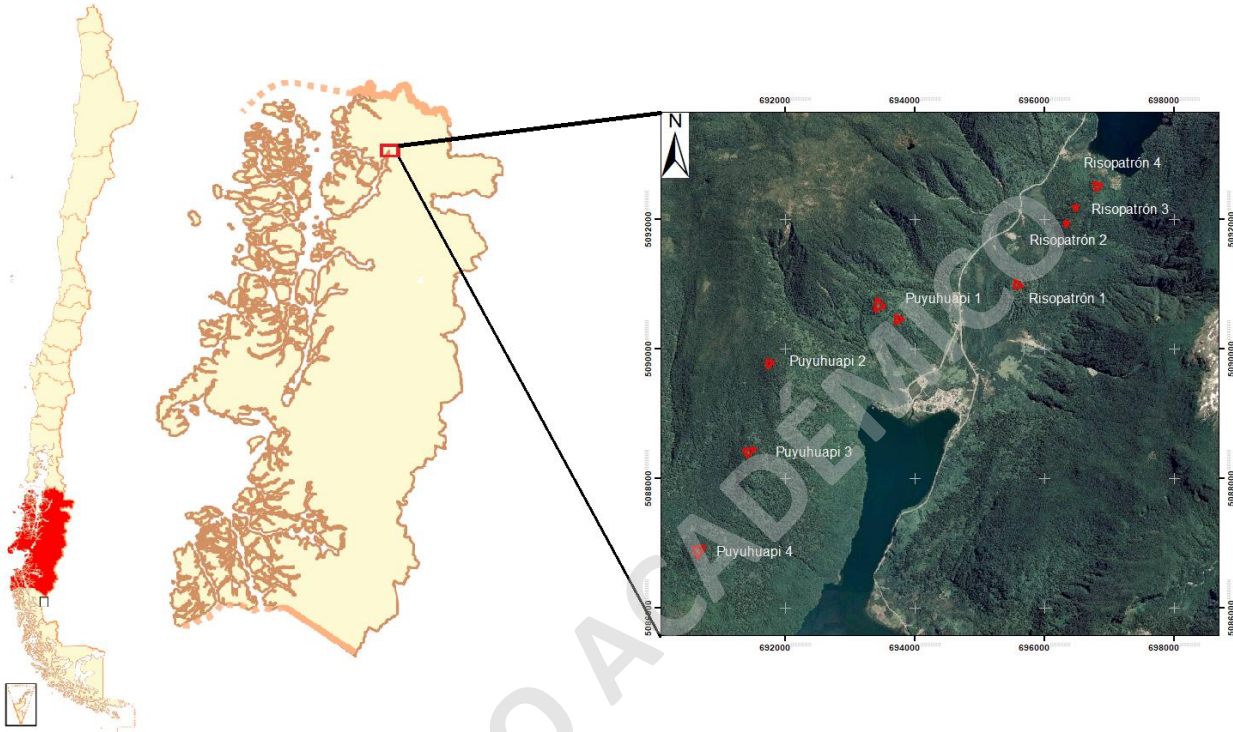


Figura 2. Ubicación del pueblo de Puyuhuapi e identificación de los centros eruptivos menores del CVP. Imagen de Osmar Valdebenito y modificada para finalidad del estudio.

por la Ruta 5 en dirección al sur hasta Puerto Montt, una vez aquí se debe tomar la ruta 7 o Carretera Austral hasta Caleta La Arena y tomar un ferry hasta Caleta Puelche para luego retomar la Carretera Austral hasta el sector de Hornopirén. En esta localidad se debe tomar nuevamente un ferry hasta Caleta Gonzalo y posterior retomar la ruta 7 con dirección al sur por unos 250 km aproximadamente hasta llegar a Puyuhuapi. Una ruta alternativa es viajar en avión hasta el aeródromo Balmaceda en Coyhaique, para posteriormente integrarse a Carretera Austral en dirección al norte por unos 233 km hasta llegar a Puyuhuapi.

Para acceder específicamente a los CEM del campo volcánico Puyuhuapi, se debe llegar a pie en el caso de los conos Risopatrón 1, 2, 3, 4 y al cono Puyuhuapi 1. El resto de los conos, Puyuhuapi 2, 3 y 4 son accesible mediante navegación por el fiordo Puyuhuapi.

2. CAPITULO 2: MARCO TEORICO

2.1. Magmatismo en zonas de subducción

La formación y generación de magma se da generalmente en bordes de placas (divergentes, convergentes, transformantes) y en menor medida en sectores de intraplaca (Stern, 2002). Específicamente en márgenes convergentes se producen ambientes de subducción, con interacciones de placas continental-continental (ambiente de colisión), placas oceánica-oceánica (arcos de islas) y placas oceánica-continental (arco continental).

Los arcos magmáticos del tipo continental son producidos por la subducción de una placa oceánica bajo una continental. Este tipo de ambiente se divide generalmente en tres sectores: ante arco, arco volcánico y tras arco (Fig. 3). El magmatismo asociado a los arcos continentales se encuentra fuertemente ligado a los sectores de arco volcánico y al tras arco (Stern, 2002), los magmas asociados a ambos se expresan como lavas e intrusivos ricos en volátiles, en comparación a los magmas producidos en dorsales oceánicas y hot spot.

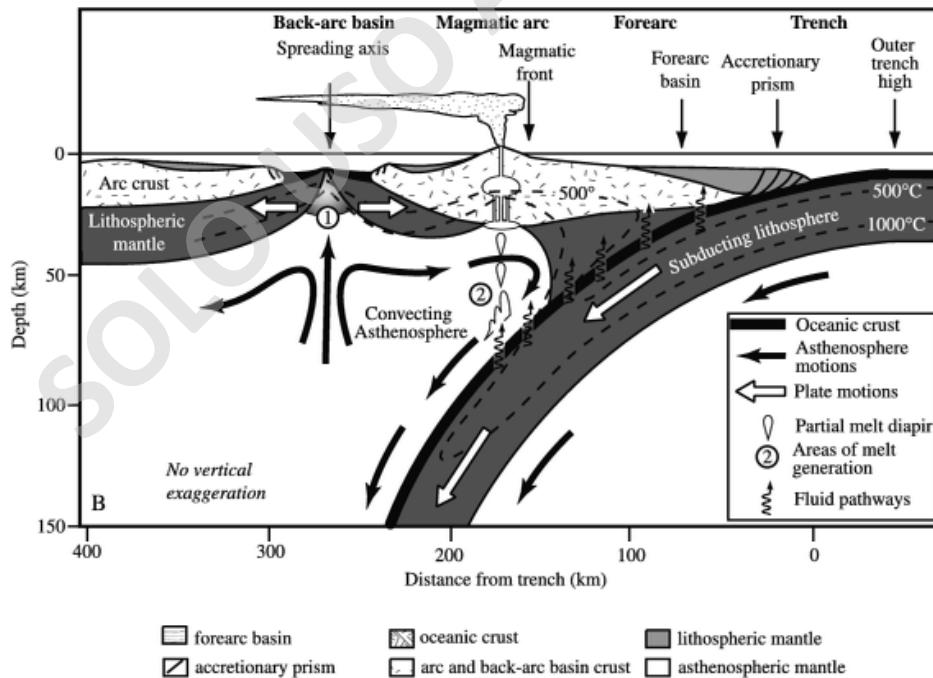


Figura 3. Esquema de la zona de subducción y potencial generación de magma en profundidad. Extraído y modificado desde Stern (2002).

En el arco volcánico el magma se produce por la adición de volátiles desde los sedimentos y minerales del slab a la astenosfera, bajando así el punto de fusión del manto, facilitando la fusión parcial y generando el magma primario (Stern, 2002 y referencias en él). Composicionalmente estos magmas son mayormente enriquecidos en los elementos LILE (large ion lithophiles) en comparación con los HFSE (high field strength elements), la abundancia o escasez de estos se deben a la composición inicial del manto, de la placa subductada, la interacción con la corteza continental, adición de fluidos, entre otras (Stern 2002). Además, las bajas razones isotópicas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y altas en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, evidencian la interacción con la corteza en el ascenso del magma o adición de volátiles (Hickey-Vargas et al., 2016).

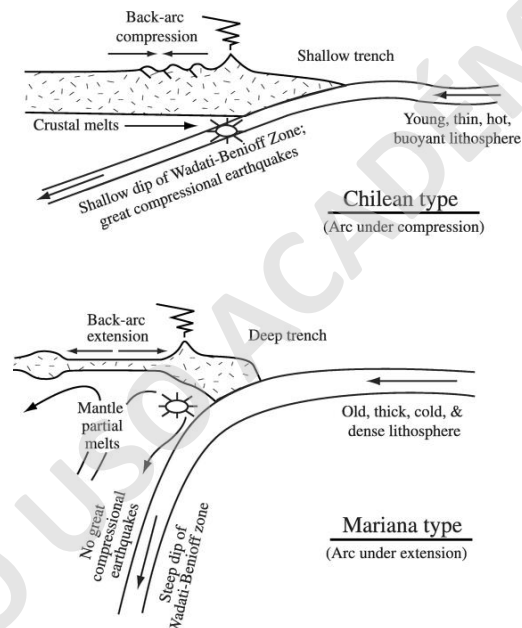


Figura 4. Variación de la subducción y régimen de tras arco según ángulo de la placa subductante. Extraído de Stern 2002.

Por otro lado, en el sector de tras arco el magmatismo presente está controlado por el régimen tensional. Si este régimen es de baja deformación, entonces existirá extensión (magmatismo por descompresión) en el tras arco y si es de alta deformación existirá plegamiento y empuje (generación de magma evolucionado) (Fig. 4). Las lavas del tras arco, especialmente en regímenes extensionales se reconocen como BABB (back arc basalt basin o basaltos de tras arco), y son composicionalmente similares a los MORB (mid ocean ridge basalt) pero con mayor contenido de H_2O , $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Además, poseen similitud en las razones de Ce/Pb y Ba/La observadas en zonas de

subducción (Gribble et al., 1998; Newman et al., 2000). La proximidad del arco volcánico al sector de tras arco, facilita la fusión del manto y la generación de magma (Martinez y Taylor, 2002), con la adición de volátiles y composiciones derivadas de los sedimentos del slab hacia el manto que determinan características similares a los magmas de la zona de arco.

2.2. Volcanismo en zonas de falla

El patrón de ascenso magmático en ambientes de subducción ha tenido diversas interpretaciones a lo largo de los años, debido a que el análisis se realizaba desde una vista netamente petrológica y química, sin integrar la influencia de la tectónica.

Las debilidades estructurales pueden ser preexistentes del basamento y/o formadas por los nuevos regímenes tensionales y ocasionalmente facilitan la ubicación de edificios volcánicos de diversas características. Alineaciones de estratovolcanes, CEM y conos parásitos aledaños a estratovolcanes que están inmersos dentro de un ambiente de subducción, se pueden utilizar para determinar esfuerzos y posibles fracturas (fallas y/o debilidades estructurales) (Nakamura, 1977), esto debido a que las

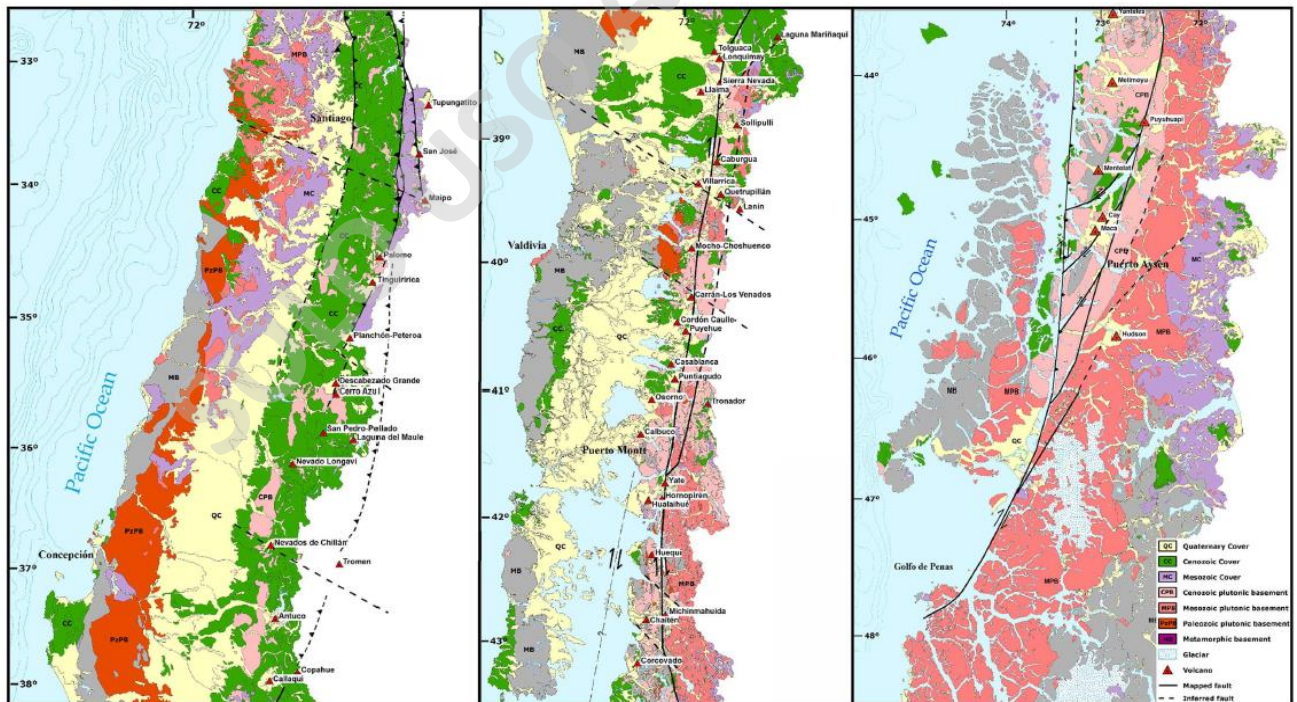


Figura 5. Distribución de volcanes y CEM a lo largo de la zona central y sur de Chile. En las imágenes del medio y derecha, se puede apreciar la influencia de estructuras corticales que determinan su ubicación (SFLO)

fallas y fracturas corticales funcionan como canales para el ascenso del magma (Petford et al., 2000, Cembrano y Moreno, 1994). Ejemplo claro de esto ocurre en la ZVS donde una serie de estratovolcanes y CEM se encuentran alineados sobre el SFLO, ejemplos de estos son el Puyehue-Cordón Caulle, Yate, Hornopirén, parte del grupo Alto Palena, entre otros. (Fig. 5) (Cembrano y Moreno 1994; Lopez-Escobar 1995; Lavenu y Cembrano 1999; Lara 2009).

Otra relación determinada entre volcanismo y tectonismo, es la razón de inyección de magma y tensión asociada, donde la formación de estratovolcanes sobre alguna fractura está asociada a grandes inyecciones de magma y menores tensiones. Por otro lado, en la formación de CEM sobre alguna traza de falla pasa lo contrario, es decir, bajas cantidades de magma y mayores tensiones (Takada 1994).

2.3. Centros eruptivos menores (CEM)

Los centros eruptivos menores son estructuras volcánicas que pueden generarse de manera aislada y en agrupaciones o alineaciones (Németh 2010). El material expulsado varía químicamente en el contenido de SiO_2 , desde básicos (más comunes) a ácidos (Valentine y Gregg, 2008; Németh 2010; McGee y Smith, 2016). Los edificios volcánicos típicos del volcanismo monogenético son conos de escoria, conos de toba, conos de salpicadura, anillos de toba y maares, los cuales están definidos por la razón agua-magma implicadas en cada caso. En las alineaciones de campos volcánicos el ascenso puede estar relacionado a uno o más conductos, en los cuales transitan uno o más pulsos magmáticos y que derivan en diversos tipos de erupciones, entre ellas, hawaianas y estrombolianas, entre otras (Németh 2010; Valentine y Gregg, 2008; Németh y Kereszturi 2015). Como se mencionó, los edificios volcánicos se pueden formar a través de un conducto o más, lo cual está directamente relacionado con lo propuesto por Németh y Kereszturi (2015) en referencia a las similitudes y relaciones entre un volcán monogenético a uno poligénico (Fig. 6). En particular, los CEM se caracterizan por:

- Bajo volumen de magma asociado a fuentes profundas, ascenso directo y ausencia de cámaras magmáticas.
- Gran volumen de magma generado en fuentes profundas, existencia de cámara magmática que almacena el magma generado y que se asocia a una constante emisión de material volcánico.

La formación y morfología de los CEM en ambientes secos (sin influencia de fluidos en contacto con el magma) es generalmente resultante de componentes efusivos (coladas de lava) y explosivos (bombas, cenizas, pómez, escorias, etc), siendo este último reflejo de la desgasificación del magma, lo que conduce al posterior acoplamiento y formación del cono (Nemeth, 2015). En un ambiente húmedo, por el contrario, la morfología resultante es generalmente un maar caracterizado por un gran cráter generado por una especie de colapso cuando el magma entra en contacto con agua (volcanismo freatomagmático) (Nemeth, 2015). Existen transiciones de erupciones húmedas a secas, lo cual sucede cuando el contacto de magma-agua cesa en etapas tardías de la erupción, dando lugar a la formación de otras estructuras volcánicas (conos de escoria, conos de spatter, etc.) (e.g. Gutmann, 2002). En cuanto a los respiraderos (cráteres) presentes en los CEM, estos pueden ser variados en un mismo edificio volcánico, pueden darse en laderas del cono o con respiraderos estrechamente separados.

La signatura química para los CEM en ambientes de subducción son calcoalcalina y alcalina, con concentraciones de SiO₂ que oscilan entre 52% y 54%, altos contenidos de MgO (3-10%) en comparación con estratovolcanes formados en estos ambientes y menores en comparación con basaltos formados en ambientes de dorsales oceánicas, estas concentraciones responden a un bajo grado de diferenciación.

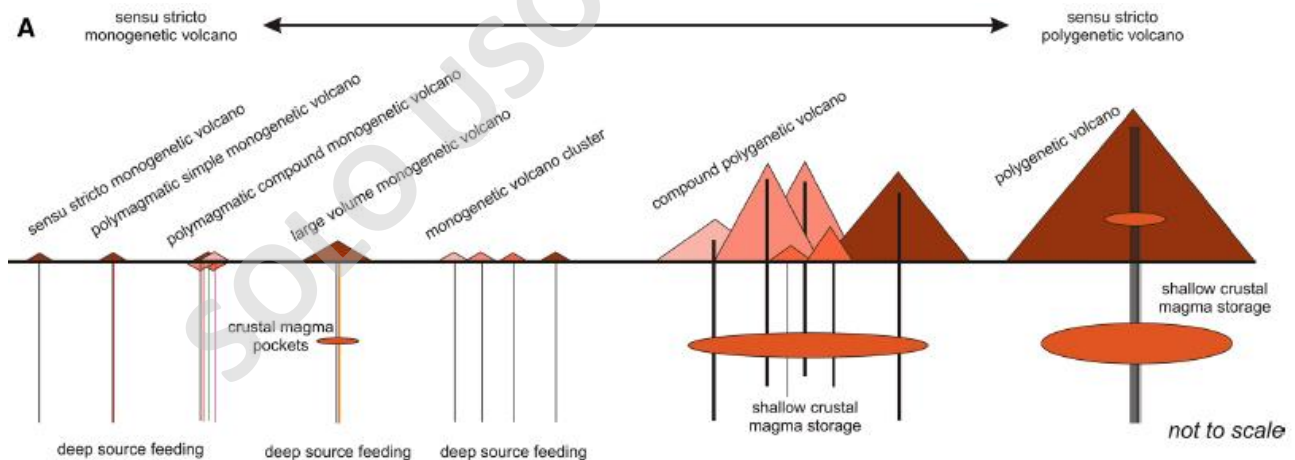


Figura 6. Relación entre volcanes monogenéticos y poligenéticos, con referencia a la cantidad de material generado y duración de esta. Extraído y modificado de Németh y Kereszturi (2015)

3. CAPITULO 3: MARCO GEOLOGICO Y TECTONICO

3.1. Generalidades

En América del sur, se produce un ambiente convergente de subducción entre la placa de Nazca y Antártica bajo la placa Sudamericana (Fig. 6), que a su vez genera un arco volcánico que se encuentra segmentado en: Norte (ZVN), Centro (ZVC), Sur (ZVS) y Austral (ZVA), que internamente están segmentadas en otras zonas que reflejan las diferencias geológicas y tectónicas del arco.

La ZVS está comprendida entre los 33° - 46° S, delimitada al norte por la subducción de la dorsal de Juan Fernández y al sur por la dorsal de Chile (Chile Rise), con una velocidad de subducción de la

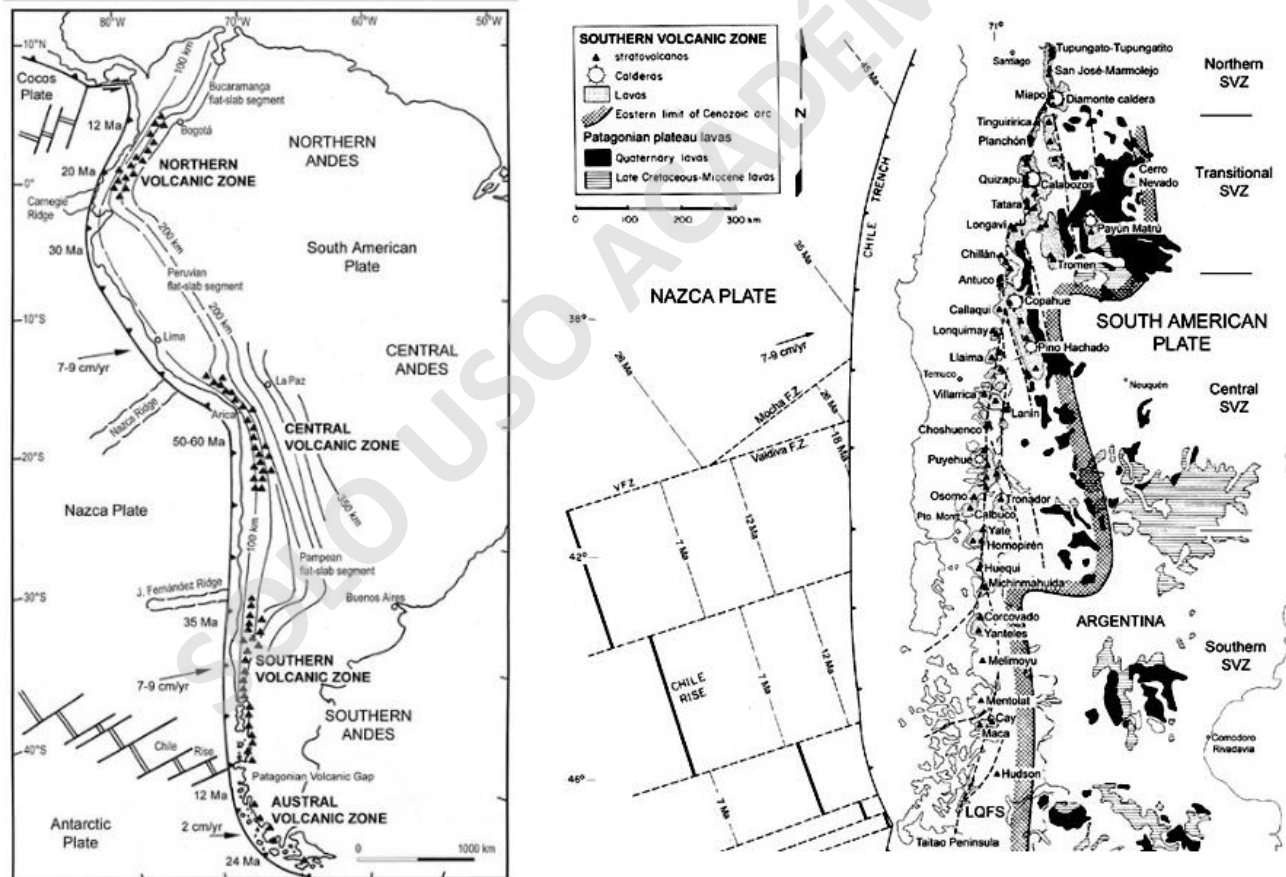


Figura 7. Zonas volcánicas a lo largo del cordón montañoso de los andes (imagen de la izquierda). Imagen de la derecha muestra segmentos de la ZVS con sus respectivos edificios volcánicos y estructuras que lo influyen. Extraído de Stern (2004).

placa de Nazca bajo el continente a 7-9 cm/año. En términos de ángulo de subducción este aumenta de 20° al norte hasta 25° o más al extremo sur de la ZVS. El espesor de la corteza disminuye hacia el sur desde >50 km al norte hasta unos 30-35 km al sur. Esta zona volcánica se divide en subsegmentos: Norte (ZVSZ), Transicional (ZVST), Central (ZVSC) y Sur (ZVSS).

En la ZVSC y ZVSS el sistema de falla Liquiñe-Ofqui controla la ubicación de algunos de los estratovolcanes más grandes y cientos de CEM del Holoceno, un claro ejemplo de este último es el CVP. En esta zona se pueden reconocer diferentes dominios típicos de ambientes de subducción: ante arco, arco volcánico y tras arco (Fig. 8), dentro de estos dominios el CVP se encuentra dentro del dominio del arco volcánico aunque más al este de los estratovolcanes (Stern, 2004), específicamente controlado por el SFLO al igual que otros CEM y estratovolcanes de la zona, en el cual se observan rocas principalmente basálticas y andesitas basálticas.

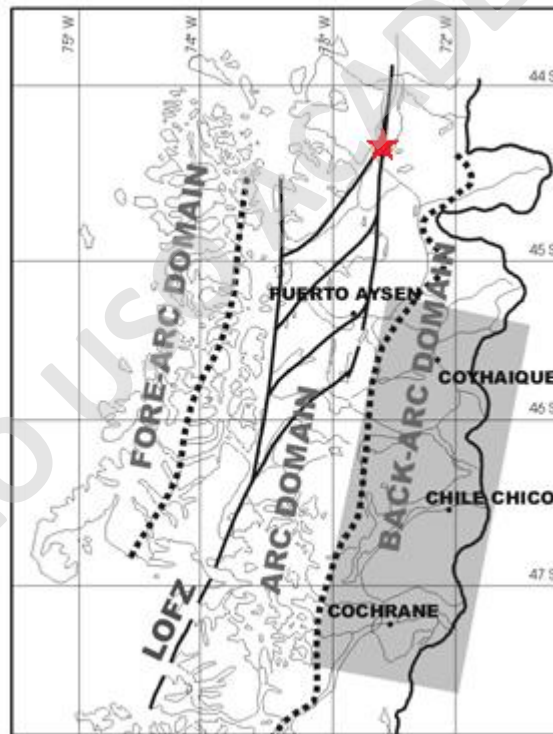


Figura 8. Dominios morfológicos de un ambiente de subducción para la zona más alejada de la ZVSS. En estrella roja está representada el sector de estudio (CVP). Modificada de Parada et al. (2001).

3.2. Geología Local

3.2.1. Rocas estratificadas

3.2.1.1. Formación Traiguén (Eoceno-Mioceno)

Sucesión volcano-sedimentaria compuesta por lutitas, cherts, areniscas, lavas macizas, litofacies de pillow lavas, flujos piroclásticos de oleada y de bloques y cenizas, dicha sucesión se encuentra intruida por una serie de diques y filones, además presenta evidencias de deformación dúctil y leve metamorfismo (Hervé et al., 1995; Mella y Duhart, 2011). Esta formación se encuentra aflorando en bordes costeros de la Cordillera Principal (Hervé et al., 1995) y en el sector de estudio al E del lago Risopatrón y al W del fiordo de Puyuhuapi (Fig. 8). Fue datada mediante análisis de Rb-Sr y U-Pb con una edad de 46-20 Ma (Hervé et al., 1994) e interpretada como volcanismo y depositación en cuencas de tipo pull-apart generadas en el Oligoceno-Mioceno en el SFLO al sur de los 42°S (Pankhurst y Hervé, 1994).

3.2.2. Depósitos no consolidados (Pleistoceno-Holoceno)

Corresponden a depósitos de playa, fluviales, remociones en masa, glacioestuarinos, morrénicos, glaciofluviales y glaciolacustres, los cuales se encuentran rellenando valles y quebradas del sector (Fig. 9). Estos datan del Pleistoceno al Holoceno (Mella y Duhart 2011; Mella 2014).

3.2.3. Rocas intrusivas

3.2.3.1. Diorita Risopatrón (Mioceno-Plioceno)

Integrada por dioritas mesocráticas a melanocráticas, equigranulares, de grano fino a medio, compuestas por plagioclasas subhedrales, zonadas y macladas, hornblendas verdes parcialmente alterada a clorita y biotita, como minerales accesorios se encuentran cuarzos y piroxenos. Además, se encuentran afloramientos de gabrodioritas de grano medio. Este cuerpo se encuentra elongado y orientado en dirección NE-SW, justo al lado oeste del poblado de Puyuhuapi y el fiordo del sector (Fig. 9). Está afectado por una serie de fallas en dirección NE-SW y NW-SE, además de estar intruida por diques microdioríticos y tonalíticos con inclusiones máficas (Mella y Duhart 2011; Mella 2014).

Este cuerpo se encuentra datado mediante análisis Ar/Ar en biotitas (3.5 ± 0.2 Ma) y en hornblendas (20.2 ± 2.0 Ma), que en conjunto con estudios geocronológicos permiten asignarla a la franja plutónica del Mioceno (Pankhurst et al., 1999; Cembrano et al., 2002).

3.2.3.2. Tonalita Puyuhuapi (Mioceno)

Integrada por tonalitas y granodioritas, equigranulares, de grano grueso a medio, leucocráticas a mesocráticas, compuestas por plagioclasas con zonación oscilatoria, hornblendas con bordes corroídos, cuarzos con bordes corroídos y extinción ondulosa, en menor cantidad se observan biotitas y como accesorios apatito, zircón y esfeno. Este cuerpo se encuentra en el sector del Rio Oscuro al SE del poblado de Puyuhuapi (Fig. 9) y afectado por una serie de fallas en dirección NE-SW y NW-SE, además de estar intruído por diques microdioríticos y encaves máficos (Mella y Duhart 2011; Mella 2014). Se encuentra datada mediante Rb/Sr en roca total, biotita y anfíbol, por métodos de Ar/Ar en biotita y hornblenda, por trazas de fisión en apatito y U-Th/He en apatito, la cual se asocia a la franja plutónica del Mioceno (10-20 Ma).

3.3. Geología Estructural

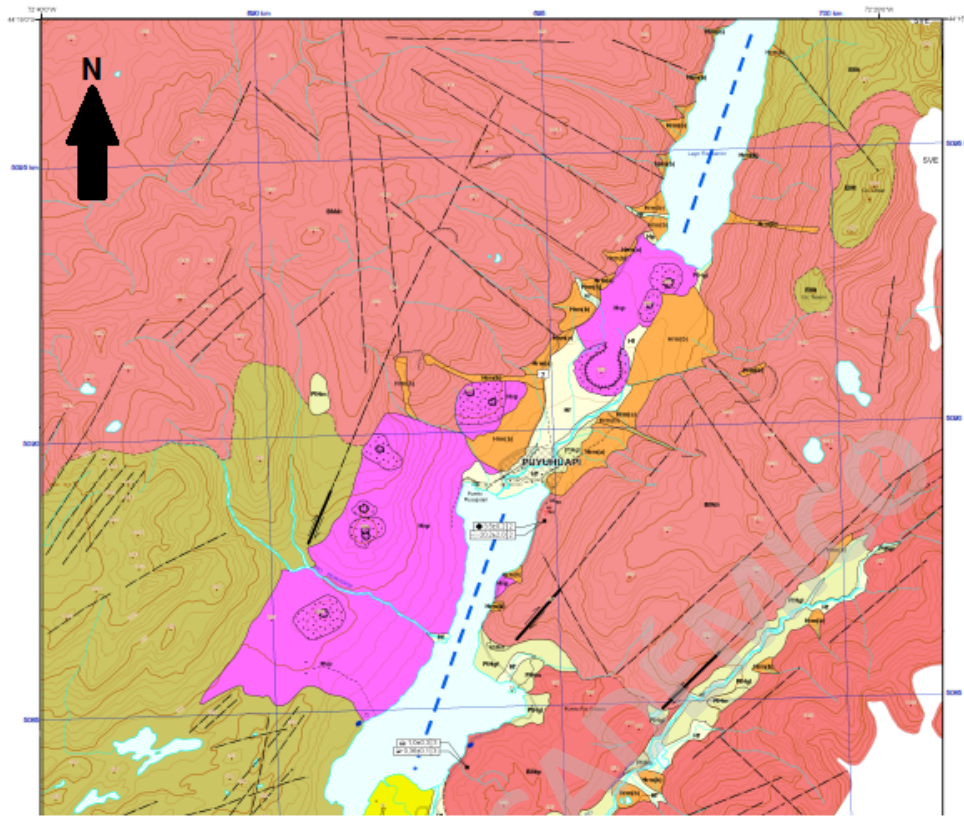
La geología estructural del sector está controlada por la presencia del SFLO, que se encuentra orientado en dirección NNE-SSW y caracterizada por un movimiento de tipo dextral transpresional. La traza principal del SFLO pasa a través del valle del lago Risopatrón y del fiordo de Puyuhuapi (Fig. 9), que además determina la ubicación del CVP (Cembrano y Moreno, 1994; Arancibia et al., 1999).

Se establecen además fallas de menor escala en dirección NNE-SSO y ENE-OSO de carácter transtensional, evidenciado en distintos indicadores cinemáticos descritos en la zona de estudio (Cembrano y Moreno, 1994). Estas fallas afectan a las rocas del batolito nor-patagónico del sector, lo cual permite determinar una edad de deformación mínima.

Estudios anteriores relacionan alineaciones de volcanismo cuaternario a lo largo de fracturas corticales preexistentes o jóvenes en los Andes Centrales y Sur (Lavenu and Cembrano, 1999; Arancibia et al., 1999; Cembrano et al., 2000; Potent and Reuther, 2001; Lara et al., 2009). Esta

relación se divide en dos asociaciones, la primera corresponde a la asociación volcanotectónica acoplada, haciendo referencia al control del volcanismo por la compresión actual (dextral transpresiva) del arco y la compresión del tras arco y la segunda es la asociación volcanotectónica desacoplada, la cual está controlada por estructuras heredadas del basamento independiente de la cinemática, las cuales permiten el ascenso del magma. En este segundo caso es donde se encuentra la relación del SFLO con el CVP, en el cual los conos que lo componen se encuentran encima de la traza de falla, produciendo un volcanismo básico con afinidad alcalina, otros ejemplos de este son los CEM de Caburgua, Cayutue-La Viguera y grupo Aysén.

SOLO USO ACADÉMICO



LEYENDA

DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS NO CONSOLIDADOS

- Hp** Depósitos de plava
- Hf** Depósitos fluviales
- Hrm** Depósitos de remociones en masa
- Hge** Depósitos glacioestuarinos
- PIHm** Depósitos morrénicos
- PIHgf** Depósitos glaciofluviales
- PIHgl** Depósitos glaciolacustres

ROCAS VOLCÁNICAS Y VOLCANOSEDIMENTARIAS

- EMt** Formación Traiguén (Eoceno-Mioceno)
- Hvp** Grupo Volcánico Puyuhuapi (Holoceno)

ROCAS INTRUSIVAS DEL BATOLITO NOR-PATAGÓNICO

- BMdr** Diorita Risopatrón (¿Mioceno?)
- BMtp** Tonalita Puyuhuapi (Mioceno)

SIMBOLOGÍA

- Contacto geológico observado / inferido
- Fotolineamiento
- Falla transcurrente observada, inferida; flechas indican sentido del movimiento
- SFLO** Traza principal del Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui
- ☉ Cráter volcánico
- ▤ Límite cono escoria
- ~ Escarpes
- 1320 Cota (m s.n.m.)
- ▣ Centro urbano

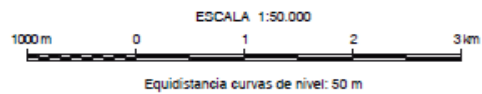


Figura 9. Geología del sector de Puyuhuapi. Modificado y extraído de Mella (2011).

3.4. Edificios Volcánicos

3.4.1. Campo Volcánico Puyuhuapi (Holoceno)

Corresponde a un campo volcánico compuesto de al menos 8 ocho conos de escoria y anillos de ceniza-lapilli, los cuales están asociados a lavas básicas de tipo pahoehoe y a-a, específicamente reconocidas como basaltos de olivino de textura porfírica (Demant 1994; Lopez-Escobar 1995; Lahsen 1996; Watt 2010; Mella y Duhart 2011; Mella 2014). Estos se encuentran orientados en dirección dirección NNE-SSO sobre la traza principal del SFLO localizada en la zona de estudio (Fig. 9 y 10). Estudios geocronológicos indican actividad desde el Holoceno temprano (Watt, 2010) y se interpretan como erupciones estrombolianas, freatomagmáticas, hasta fisurales (Mella y Duhart 2011; Mella 2014).

3.4.2. Volcán Melimoyu

El volcán Melimoyu es considerado un estratovolcán compuesto elongado ubicado en la Región de Aysén (Fig. 10) ($44,08^{\circ}$ S – $72,88^{\circ}$ W), el cual está formado por flujos de lavas basálticas, andesíticas y dacíticas (Naranjo y Stern, 2004). En general estas lavas clasifican como ricas en K ($K_2O > 1$ wt%), con contenidos de SiO_2 que varían de 50% a 65% y abundancia en elementos incompatibles. Este volcán ha sido estudiado mediante depósitos de caídas que evidencian dos erupciones que varían de basálticas a dacíticas (MEL1, MEL2), las cuales fueron datadas con C^{14} en 2,74 ka y 1,75 ka (Naranjo y Stern, 2004). MEL1 corresponde a una erupción mediana, que se divide en dos fases una más ácida (65% SiO_2 , dacítica) que gradúa a una más básica (50% SiO_2 , basáltica), la mineralogía de la fase más ácida consta de cuarzo, hornblenda, plagioclasa y olivino, y en la fase más básica su mineralogía es de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y hornblenda. En cuanto a MEL2 es de composición andesítica (61% SiO_2) y posee una mineralogía que consta de cuarzo, plagioclasa, hornblenda y piroxenos (Geoffroy et al., 2015; Geoffroy et al., 2017; Geoffroy et al., 2018).

3.4.3. Volcán Mentolat (Pleistoceno-Holoceno)

El volcán Mentolat es un estratovolcán ubicado al W del poblado de Cisnes, Región de Aysén (Fig. 10), formado principalmente por flujos de lavas andesíticas. Además, se le reconoce al menos dos erupciones que pueden observar como una capa de tefra (ceniza) de color amarillenta de composiciones andesíticas-basálticas (Mella et al., 2012; Weller, 2019), las cuales se reconocen como MEN-1 y MEN-2. Químicamente las lavas y tefras de este volcán tienen bajas concentraciones de K_2O , HFSE, LIL y REE. La tefra tiene altas porciones de fenocristales de anfíbol, lo cual es extraño o poco común en otros centros eruptivos cercanos (Lopez-Escobar et al., 1993), además de cristales fragmentados de plagioclasa, piroxenos y en pequeñas proporciones cristales de olivino (Weller et al.,

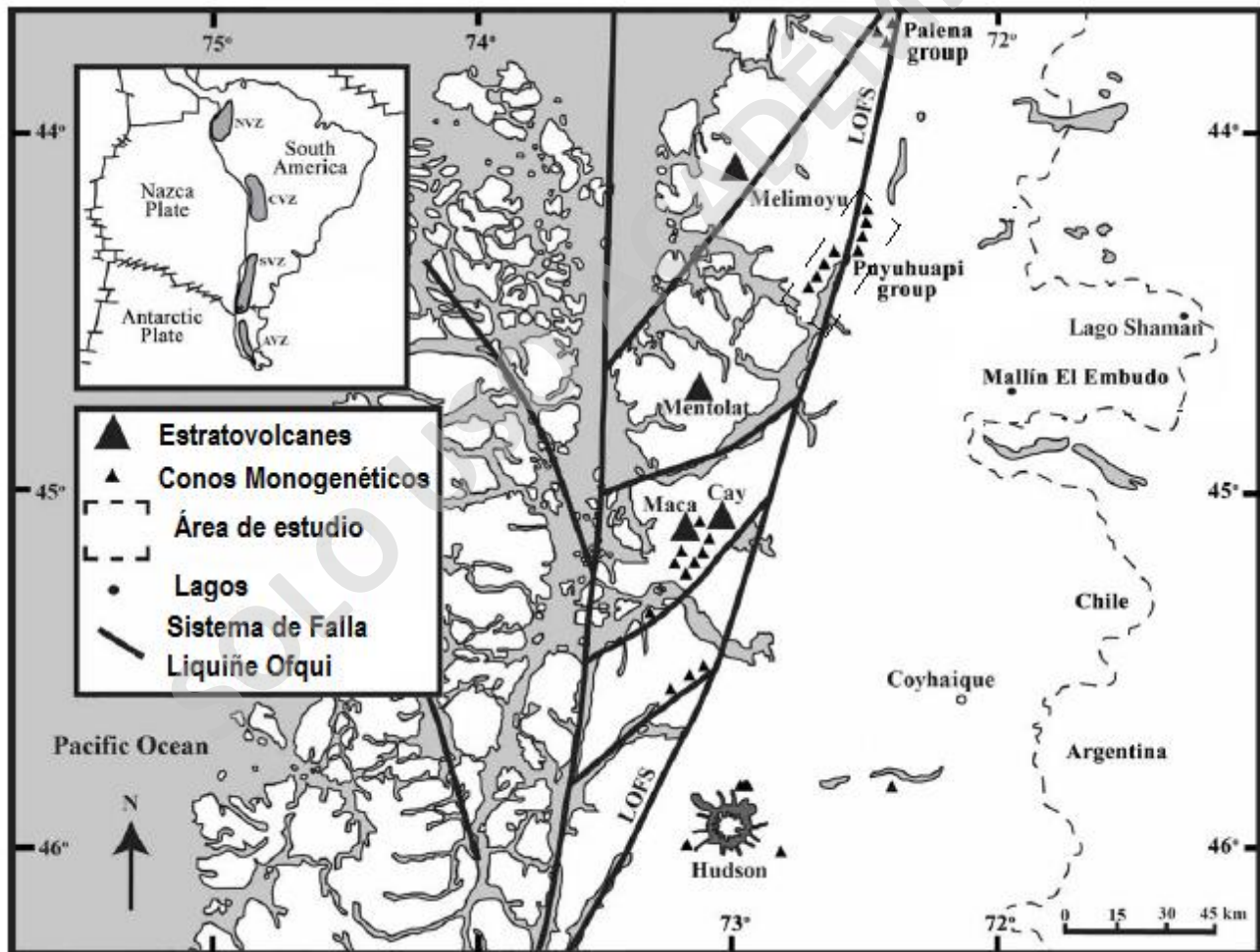


Figura 10. Ubicación de estratovolcanes y centros eruptivos menores cercanos a la zona de estudio. Modificado de Stern et al. (2015).

2019). Análisis realizados en lavas y vidrios de este volcán determinan contenidos de SiO_2 entre 59% y 76%, con signatura calcoalcalinos y bajas a medias concentraciones de K_2O (Mella, 2012; Weller, 2019). MEN-1 es la erupción más pequeña con un volumen estimado de $0,5 \text{ km}^3$ y datada mediante C^{14} en 2.510-3890 años AP, y para MEN-2, considerada la más grande de las dos, con un volumen de $3,7 \text{ km}^3$ y edad máxima de 90 años AP (Mella, 2012).

3.5. Trabajos anteriores

Los magmas de la ZVS han sido estudiados petrológicamente por diversos autores, de manera general (Hickey-Vargas, 2016) y puntual a estratovolcanes o CEM dentro de la ZVS (López-Escobar, 1993; López-Escobar, 1995; Demant et al., 1994; Mella, 2012, entre otros), los productos de esta zona responden a la clasificación de López-Escobar (1995), rocas basálticas tipo 1 (bajas razones LREE/HREE, comunes en ZVSC) y tipo 2 (altas razones LREE/HREE, común en ambientes de tras arco). Los productos volcánicos del CVP responden a esta segunda clasificación (basaltos tipo 2).

En cuanto a la mineralogía de las lavas del CVP, se observan fenocristales de olivino con algunas zonaciones de carácter normal, clinopiroxenos y plagioclasas. En la masa fundamental se reconocieron los mismos minerales y adicionalmente se identificaron texturas pilotaxítica en microlitos de plagioclasa junto a gránulos de olivinos, minerales opacos y vidrio basáltico (Demant et al. (1994); Lahsen et al. (1996); Mella y Duhart (2011) y Mella (2014))

En la química general de las muestras tomadas del CVP se observaron bajas concentraciones de SiO_2 y Al_2O_3 , altas en TiO_2 y álcalis, típico de basaltos alcalinos (Demant et. al (1994); Lopez-Escobar et al., (1995); Lahsen et al., (1996); Watt (2010)). En cuanto a los elementos traza se observan anomalías de Nb y Ta típicas de zonas de subducción, además de ser enriquecidos en elementos incompatibles (Sr, K, Rb, Ba), donde altas razones de La/Yb y La/Sm sugieren bajo grado de fusión parcial (Demant et. al (1994); Lopez-Escobar et al., (1995); Lahsen et al., (1996); Watt (2010)).

Los análisis isotópicos de Nb y Sr realizados fueron ploteados en gráficos comparativos de Sr-Nd que determinaron magmas originados a partir de un manto similar a los del tipo OIB/IAB, pero más primitivos y con baja contaminación cortical, sin participación de fuente tipo HIMU (Demant et. al,

1994). Por otro lado, altas razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y bajas en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, se interpretan como evidencia de contaminación cortical (Lopez-Escobar et al., 1995).

La relación tectónica-volcanismo para la ZVS ha sido estudiada en primera instancia por Cembrano y Moreno (1994), donde menciona las características del arco volcánico cuaternario de la ZVS (estratovolcanes y CEM) relacionado a la presencia del SFLO. Determinan que las lineaciones de volcanes de composición más básica se encuentran por encima de alguna debilidad estructural del basamento en dirección NE (representando extensión y facilitando el ascenso magmático) y aquellos más evolucionados en dirección NW (ubicados en el dominio de compresión, estacando el ascenso del magma). Diversos estudios realizan un trabajo similar, extrayendo la relación entre el volcanismo cuaternario con la tectónica (Lopez-Escobar et al. (1995), Watt (2010) y Pérez, N. et al. (2020)), relacionando lineamientos de diversos estratovolcanes y CEM emplazados paralelos a la fosa de subducción, sobre el SFLO la que sería ocupada como un canal para el ascenso del magma en la corteza. Con respecto a esto mencionan la influencia del SFLO en el ascenso relativamente directo de los magmas generadores del CVP, que son los magmas menos evolucionados de los edificios volcánicos muestreados en el estudio. Cembrano y Lara (2009) determina la relación volcanismo-tectónica en dos asociaciones, asociación acoplada (determinada por la compresión actual) y asociación desacoplada (determinada por estructuras heredadas del basamento), hacen especial énfasis en la relación del SFLO y CVP como ejemplo claro de una asociación desacoplada, donde los conos se encuentran encima de la traza de falla produciendo un volcanismo básico (basalto de olivino) con afinidad alcalina. Pérez, N. et al. (2020), confirman la presencia de una falla con deformación dúctil en la zona de Puyuhuapi (~4 Ma), donde además sugieren que los CEM del CVP están asociados a dicha falla de carácter transpresional, propiciando los bajos volúmenes de magma emitidos por estos, similar a lo mencionado por Takada (1994).

Con respecto a interpretación formativas del CVP, Lahsen et al. (1996) infiere que las erupciones comenzaron siendo como emisiones fisúrales a través del SFLO que produjeron flujos de lavas presentes en el sector que luego pasaron a una erupción de carácter centralizado que forman conos piroclastos. Watt (2010) infiere un evento descompresivo que propiciaría la fusión del manto y explicaría la composición alcalina del CVP y que se asociaría al SFLO en eventos de estrés asociado al sector luego de la glaciación.

4. CAPITULO IV: CAMPO VOLCANICO PUYUHUAPI (CVP).

4.1. Generalidades

El CVP está comprendido por un mínimo de 8 cono volcánicos, los cuales están divididos en dos grupos geográficos: el primero, ubicado al norte del poblado de Puyuhuapi y los cuales están aparentemente cortando la conexión entre el fiordo Puyuhuapi y el lago Risopatrón, denominados como Risopatrón 1, 2, 3 y 4, de sur a norte; el segundo grupo está ubicado al costado oeste del fiordo del sector y son denominados como Puyuhuapi 1, 2, 3 y 4, de norte a sur. Los conos Risopatrón tienen una orientación preferencial NE-SO sobre la traza principal del SFLO, mientras que los conos Puyuhuapi tienen una orientación NNO-SSE menos inclinado con respecto al norte. Estos están ubicados a un costado del fiordo y por sobre una falla inferida mediante análisis de imágenes de elevación digital, cabe mencionar que estos siguen en paralelo la dirección de la traza principal del SFLO.

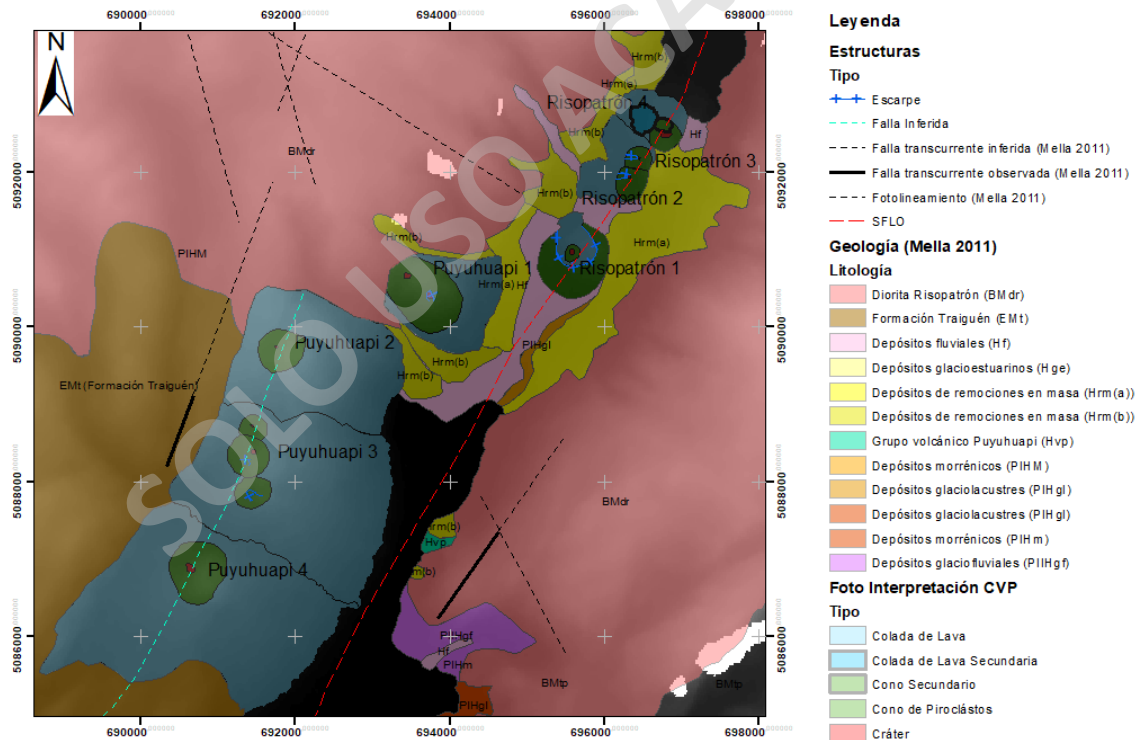


Figura 11. Mapa geológico modificado de Mella (2011), con principal énfasis en las estructuras del CVP.

En la figura 11, se observa la ubicación de dichos conos con sus respectivas coladas de lava clasificadas como basaltos de olivino (igual para todos los conos), al igual que los cráteres, escarpes y estructuras asociadas.

De los conos al norte del poblado Puyuhuapi (Fig. 12), se reconocen 4 conos principales, cada uno con su colada de lava asociada. Risopatrón 1, posee lo que se fotointerpreta como un anillo de piroclastos de 1,04 km de radio, que en su centro posee un cono de piroclastos secundario que alcanza una altura máxima de 163 m y un radio máximo de 250 m elongado en dirección de la traza principal del SFLO, este es el responsable de la colada de lava fotointerpretada en la figura 11, que alcanza un área de 350 m². Risopatrón 2 y 3, se encuentran aledaños y al norte del cono anterior. En conjunto, estos se encuentran elongados en dirección NNE-SSW y poseen por sí solos un radio de 480 m y 360 m (Risopatrón 2 y 3, respectivamente). Risopatrón 2 posee una colada de lava que alcanza los 360 m², la cual colinda con la colada de lava de Risopatrón 3 que abarca 250 m². Por último, Risopatrón 4 es el cono ubicado más al norte del poblado de Puyuhuapi, en este se reconocieron dos cráteres y dos coladas asociadas a cada uno (de 141 m² y 400 m²), las cuales se pueden observar en la figura 11. De este último, se recolectaron un total de 5 muestras, dos de estas correspondientes a la colada de lava secundaria que posee un espesor mínimo de 1.5 m y es altamente vesicular con depósito de caída asociado (asociada a cavernas volcánicas ; Fig.11.C) y 3 de la colada de lava principal, que posee un espesor mínimo de 1 m con bajo porcentaje de vesículas y altamente brechosa, a la cual se le asocia depósitos de caída medianamente consolidados y altamente alterados.

Los conos Puyuhuapi constan de 4 conos principales, el primero de ellos (Puyuhuapi 1) se encuentra al oeste del poblado, este posee dos cráteres de aparentemente dos conos que se observan en la figura 11 y 13, a estos se les asocia una colada de lava de aproximadamente 740 m² y un espesor mínimo de 1,5 m. Puyuhuapi 2, 3 y 4, se encuentran a un costado del fiordo de Puyuhuapi, el primero de estos posee forma cónica bien definida que alcanza los 100 m de altura, al cual se le asocia una colada de lava basáltica vesicular que posee un espesor mínimo de 1,5 m y que abarca un aproximado de 2 km². Puyuhuapi 2 se encuentra al SE del poblado y a un costado del fiordo, este posee una forma cónica que se puede apreciar en la figura 13.B, a este se le asocia una colada de lava basáltica de un espesor mínimo de 1 m. altamente brechosa y vesicular (Fig. 13.F.). Características similares posee

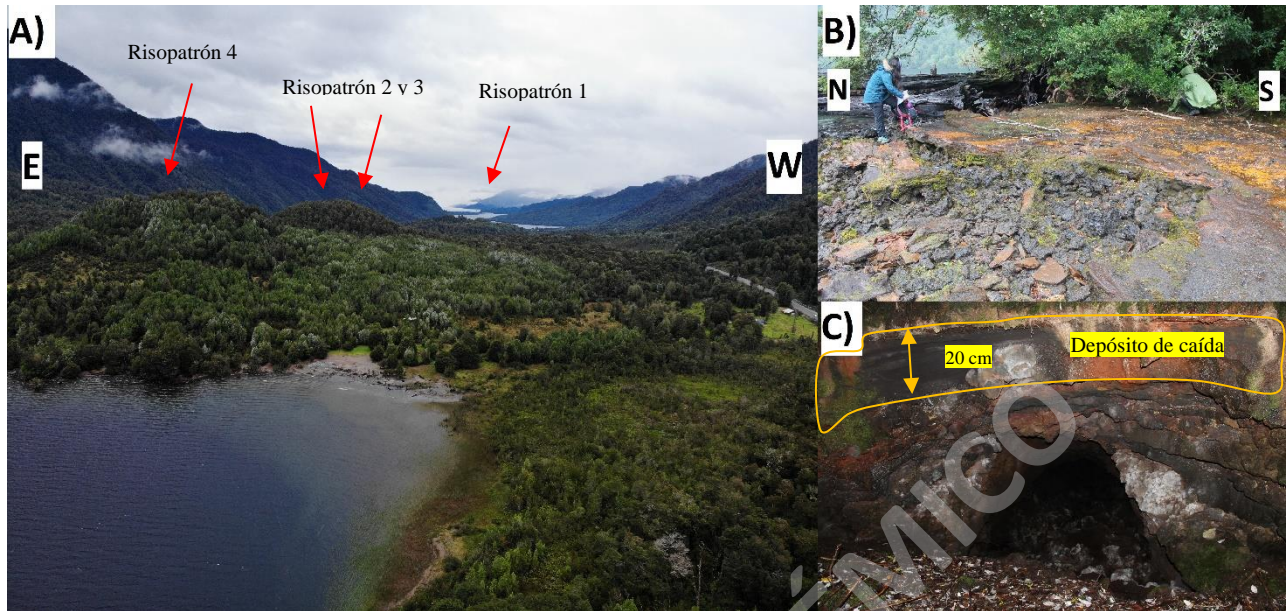


Figura 12. Fotografías de los conos Risopatrón y respectivos depósitos. A) Ubicación y vista de los conos Risopatrón. B) Colada de lava asociada a cono Risopatrón 4 a orillas del lago Risopatrón. C) Caverna volcánica asociada a lava secundaria del cono Risopatrón 4 y el avistamiento del depósito de caída asociado.

Puyuhuapi 3 al cual morfológicamente se le observa la forma cónica principal y a los flancos N y S se logran identificar cráteres y formas semi cónicas que se interpretan como conos secundarios (Fig. 11 y 13), a estos se le asocia una colada de lava basáltica que alcanza los $4,9 \text{ km}^2$ y un espesor mínimo de 1,5 m, en estas se logra observar disyunción columnar bien definida (Fig.13. E.). Por último, Puyuhuapi 4 es el cono más al sur del poblado y posee una forma cónica bien definida y conservada en comparación con los demás conos, a este se le asocia una colada de lava de 5 km^2 con un espesor mínimo de 1 m, en la que se identifica disyunción columnar y abundante vesicularidad que disminuyen al inferior del afloramiento (Fig.13.D).

Dentro del reconocimiento de los conos del CVP y su posterior división geográfica, se puede realizar una datación relativa según la conservación observada en terreno y análisis morfológico sobre la fotointerpretación (Fig. 11). Los conos Risopatrón exhiben morfologías menos conservadas y que han sido afectados por la erosión, lo que es evidenciado en la forma cónica más bien achatada de la morfología inicial y, además, la existencia de depósitos de caída relativamente consolidado a las orillas del lago Risopatrón (Fig. 12.B). Por otro lado, los conos Puyuhuapi tienen su morfología mejor

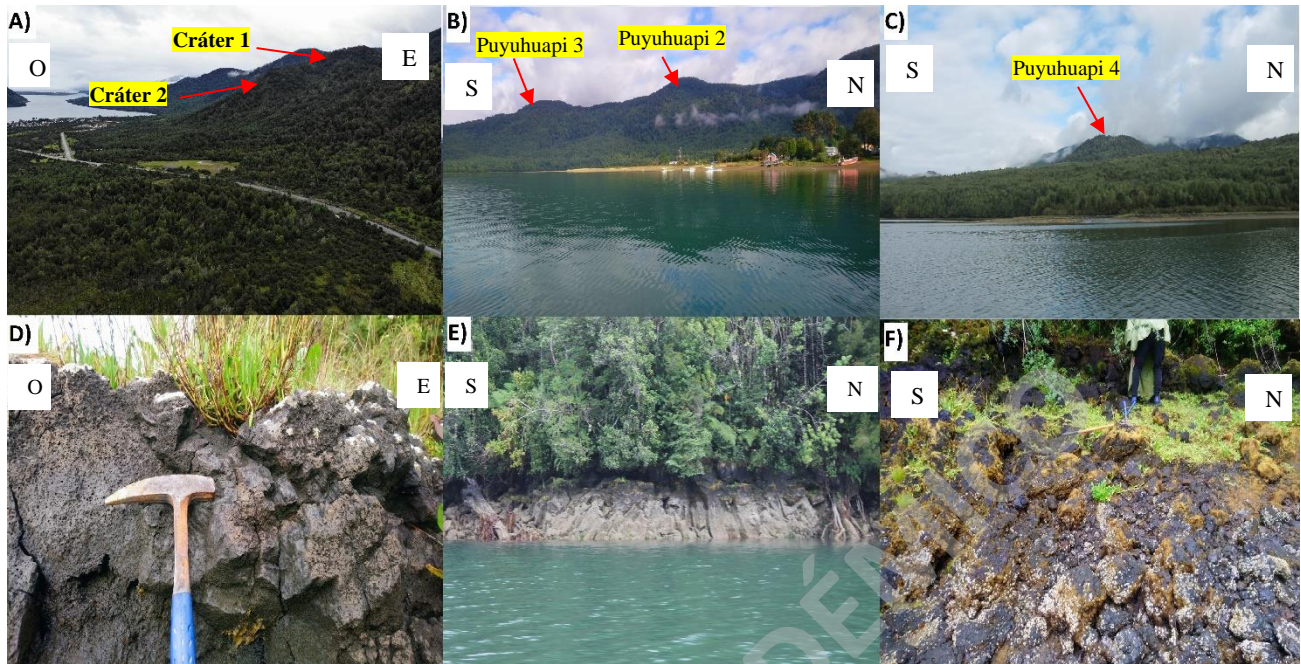


Figura 13. Fotografías de los conos puyuhuapi y de lavas asociadas. A) Cono Puyuhuapi 1 y la indicación de los dos cráteres observados e interpretados. B) Conos Puyuhuapi 2 y 3, observación de sus formas semicónicas no tan preservadas. C) Cono Puyuhuapi 4 con su morfología cónica bien conservada y lava asociada a los pies de este. D) Afloramiento de lava vesicular correspondiente al cono Puyuhuapi 4. E) Disyunción columnar en lava del cono Puyuhuapi 3. F) Lava brechosa del cono Puyuhuapi 2.

conservada, donde aún la forma cónica es distinguible con mayor facilidad que los conos de Risopatrón, si bien poseen evidencias de erosión, estas no son tan significativas. Por lo tanto, los conos Puyuhuapi son más jóvenes que los Risopatrón.

Dentro de los conos Puyuhuapi también se puede hacer una datación relativa según morfología y disposición de las lavas asociadas (ver Fig. 11). Morfológicamente el cono Puyuhuapi 1 es el que menos conserva su forma cónica y colada de lava asociada, por lo que se considera el más antiguo dentro de este grupo. El más joven de estos corresponde al cono Puyuhuapi 4, quien conserva mejor su morfología cónica (ver Fig. 13. C) y al cual se le puede identificar una colada de lava asociada bien conservada. Entre Puyuhuapi 2 y 3, se realiza un análisis en cuanto a la disposición espacial de las coladas de lava asociadas a cada uno de estos. Analizando la figura 11, se puede observar como la colada de lava asociada a Puyuhuapi 2 trunca o corta el flujo de lava asociado a Puyuhuapi 1, lo que indicaría la formación de Puyuhuapi 1 antes que Puyuhuapi 2.

4.2. Petrografía

Para llevar a cabo el análisis petrográfico se realizaron un total de 13 cortes transparentes a partir de las muestras recolectadas en terreno. Estos cortes fueron observados y analizados en un microscopio óptico Nikon Eclipse E200, con el fin de reconocer a detalle la mineralogía y texturas asociadas a cada muestra y cono asociado. La ubicación de las muestras obtenidas están en la figura 1, las descripciones detalladas en cuanto a mineralogía y texturas se encuentran en el Anexo B e imágenes de los cortes que no fueron integrados, están en el Anexo C.

4.2.1. Cono Risopatrón 4

Las muestras analizadas (PUY-02, PUY-03, PUY-04, PUY-05 y PUY-06) se clasifican como basaltos de olivino, en los cuales se identifican fenocristales de olivino, clinopiroxenos y plagioclasas (25-35 % de la roca total), que se encuentran inmersos en una masa fundamental compuesta por microlitos de plagioclasa, olivinos, clinopiroxenos, óxidos de Fe-Ti y vidrio de tonalidad café. Además, se observan vesículas (5-15 % de la roca total), de carácter alargadas con bordes sinuosos y poco redondeadas, que varían de 0.2 a 3 mm.

Adicionalmente se identifican texturas (Fig. 14) tales como: porfírica, hipocristalina, inequiangular, glomeroporfírica en olivinos, clinopiroxenos, clinopiroxenos-plagioclasa y olivino-plagioclasa, zonación en fenocristales de clinopiroxenos, textura vesicular y macla reloj de arena en clinopiroxenos. Además, se observan texturas de desequilibrio como bordes de reabsorción y textura esquelética en olivinos.

Cabe destacar que en las muestras de este cono se pueden apreciar sectores más oscuros (Fig. 14.A), totalmente distinguibles de la masa fundamental, en los cuales se observa la misma mineralogía que la roca total.

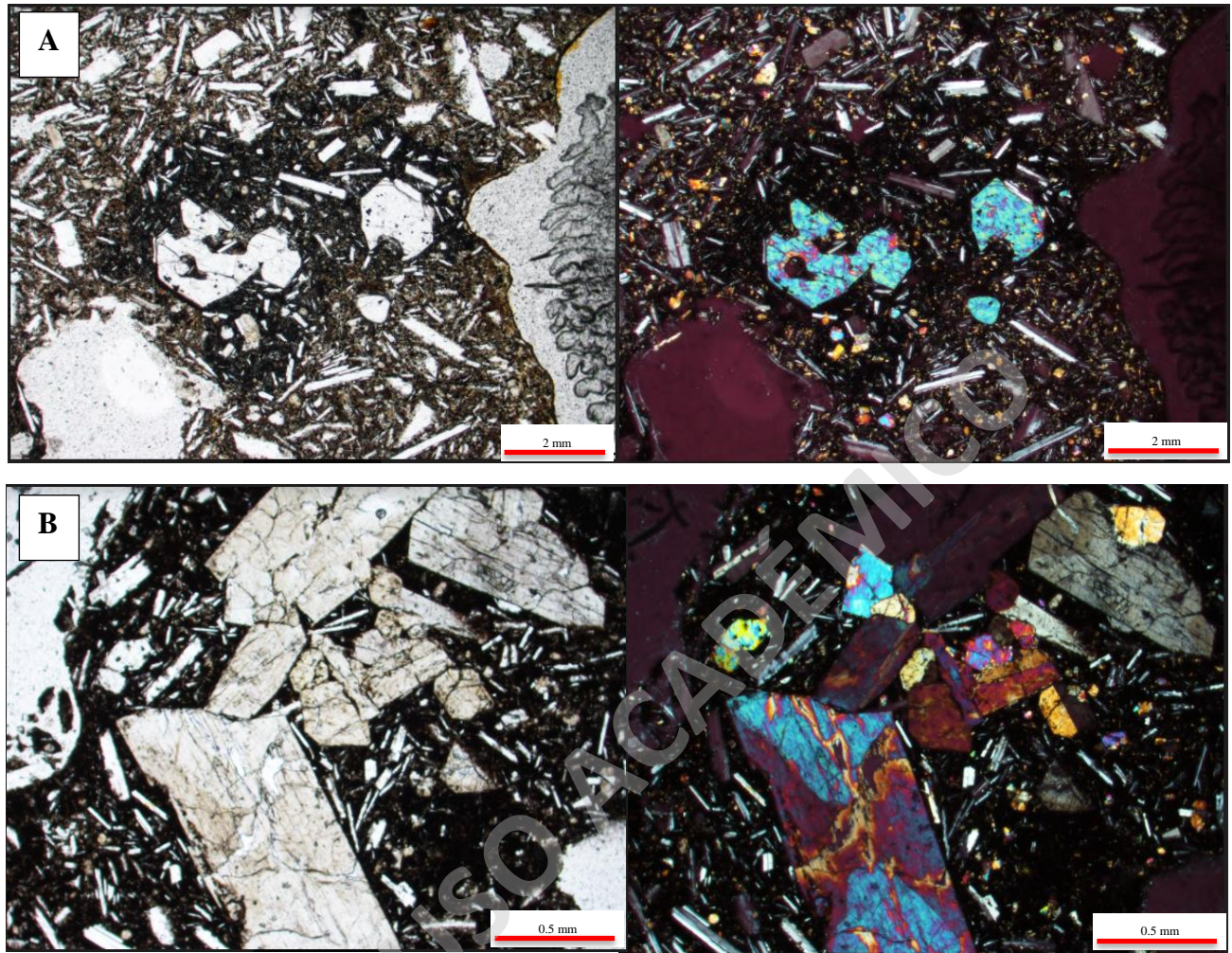


Figura 14. Fotografías del cono Puyuhuapi en corte transparente. A) Olivinos con texturas de reabsorción inmersos en una masa fundamental de plagioclasas, piroxenos y vidrio. En este se puede observar los sectores mas oscuros a nicoles paralelos (imagen de la izquierda) que son menos reconocibles pero perceptibles a njcoles cruzados (imagen de la derecha). B) Textura glomeroporfirica y macla reloj de arena en piroxenos.

4.2.2. Cono Puyuhuapi 1

Los cortes analizados de este cono corresponden a dos muestras (PUY-18 y 19) clasificadas como basaltos de olivino. En estas se reconocen fenocristales de olivino y en menor cantidad plagioclasas (15-20% de la roca total), los cuales se encuentran inmersos en una masa fundamental (70-80% de la roca total) conformada por microlitos de olivino, plagioclasas, clinopiroxenos, opacos (óxidos de Fe-Ti) y vidrio en tonalidades café claro. Las vesículas son redondeadas, alargadas y poco esféricas (10-15% de la roca total), que varían su tamaño de 0.2-2.5 mm.

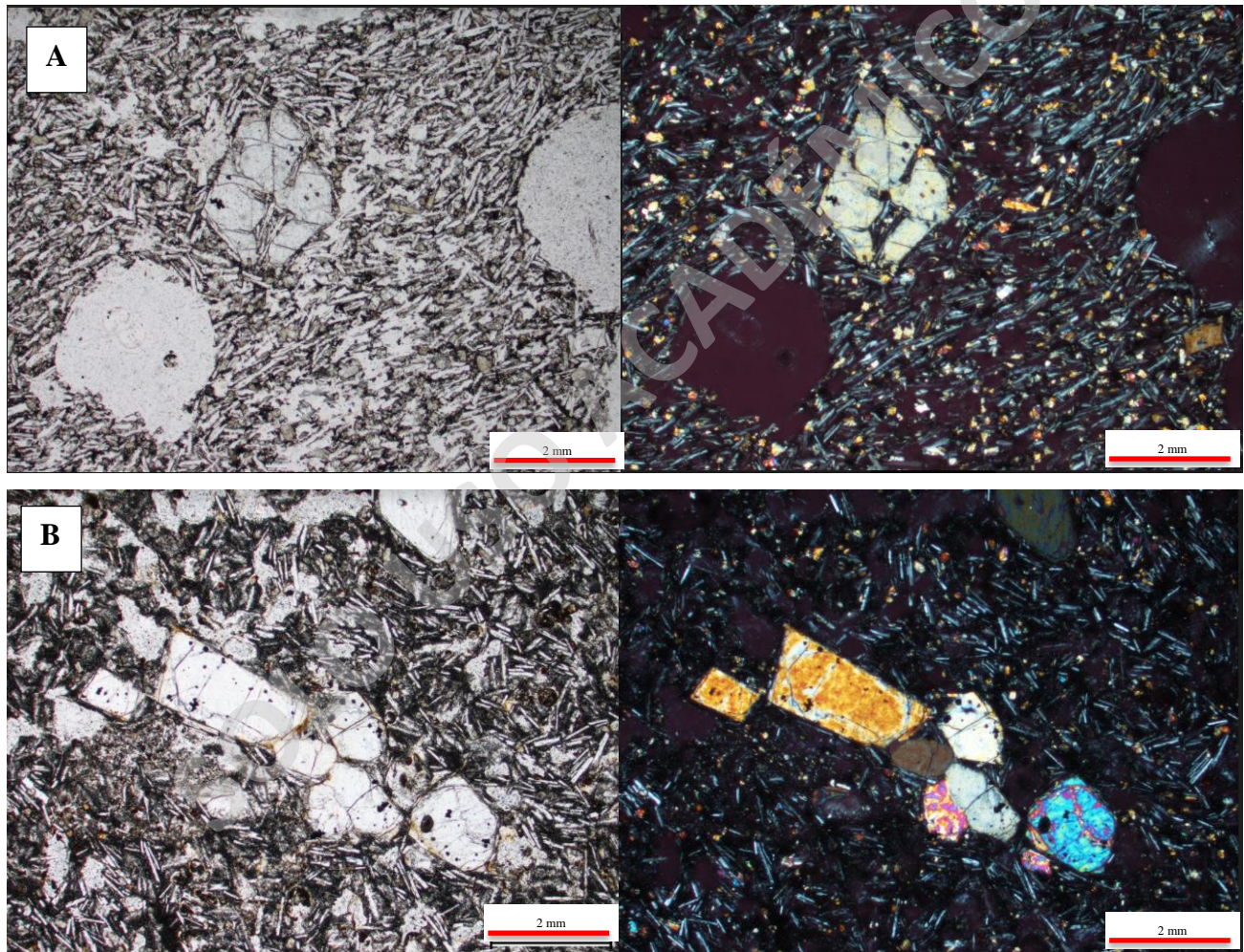


Figura 15. Fotografías a microscopio de las muestras del cono Puyuhuapi 1, tanto a nicols paralelos (izquierda) y nicols cruzados (derecha). A) Cristales de olivino con textura esqueletal y bordes de reabsorción, además de textura traquítica e intergranular en la masa fundamental. B) Glomeropórfidos de olivinos y mayor frecuencia de vesículas.

Las texturas presentes (Fig. 15) son: hipocristalina, inequigranular, porfírica, vesicular, traquítica y glomeroporfírica entre minerales de olivinos. Además, se distinguen texturas de desequilibrio como bordes de reabsorción y esquelético en olivinos.

4.2.3. Cono Puyuhuapi 2

Los cortes analizados de este cono corresponden a dos muestras (PUY-15 y 16) reconocidas como basaltos de olivino. En estas se puede observar fenocristales de olivino y algunas plagioclasas (15-20% de la roca total) inmersos en una masa fundamental (70-85% de la roca total) compuesta por microlitos de olivino, plagioclasas, clinopiroxenos, opacos (óxidos de Fe-Ti) y vidrio en tonalidades

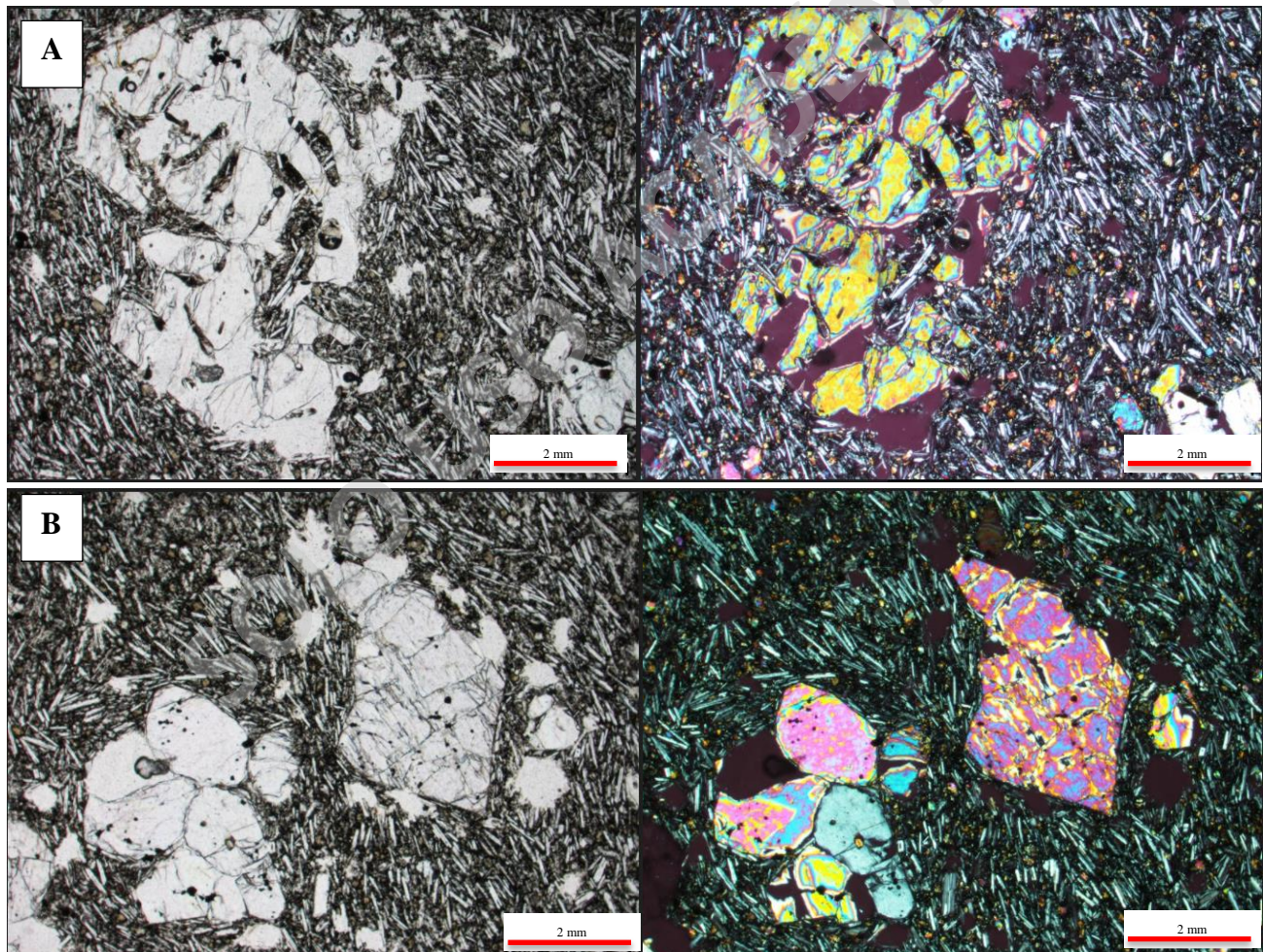


Figura 16. Fotografías a microscopio del cono Puyuhuapi 2, estas están a nicols cruzados y nicols paralelos. A) Textura de reabsorción en olivinos y textura traquítica. B) Glomeropórfidos de olivino.

café claro (Fig. 16). Las vesículas son redondeadas, alargadas y poco esféricas (5-10% de la roca total), que varían su tamaño de 0.1-0.7 mm.

Se reconocen las siguientes texturas (Fig. 16): hipocristalina, inequigranular, porfírica, vesicular, traquítica, glomeropórfidos de olivino y olivino-plagioclasa. Además, se observan texturas de desequilibrio como bordes de reabsorción y esqueletal en olivinos.

4.2.4. Cono Puyuhuapi 3

Las muestras de este cono (PUY 12-13 y 14) clasifican como basaltos de olivino, en las cuales se logran observar fenocristales (10-20% de la roca total) de olivinos inmersos en una masa fundamental

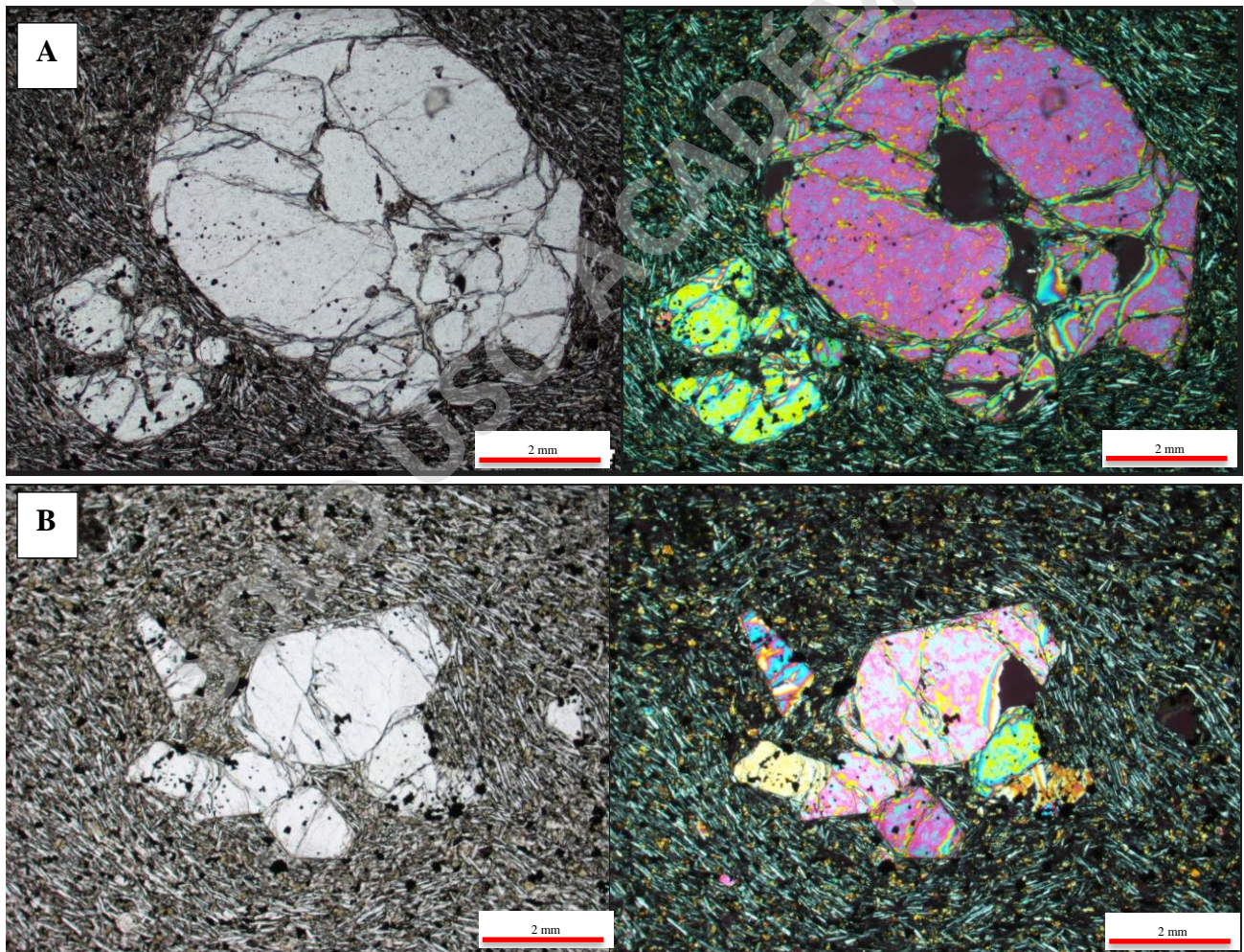


Figura 17. Fotografía de las muestras del cono Puyuhuapi 3 a microscopio, tanto a nicoles cruzado y nicoles paralelos. A) Fenocristales de olivino con bordes de reabsorción y esqueletal, además de la presencia de textura traquítica en la masa fundamental. B) Glomeropórfidos de olivinos y textura traquítica.

(78-85% de la roca total) compuesta de plagioclasas, olivinos, clinopiroxenos, opacos (óxidos de Fe-Ti) y vidrio de tonalidades café. Las vesículas presentes (5-10% de la roca total) son de tamaño variado (0.3 mm a 1.2 mm), con bordes irregulares y alargadas, entre las muestras analizadas cabe mencionar que PUY-13 posee el porcentaje mayor de estas en comparación con las demás muestras de este cono.

Las texturas presentes (Fig. 17) en estas muestras son hipocristalina, inequigranular, porfírica, glomeroporfírica entre olivinos, traquítica y vesicular, esqueletal en olivinos y algunos con bordes de reabsorción. También se reconocen texturas de desequilibrio tales como, bordes de reabsorción y esqueletal, ambas en fenocristales de olivino.

4.2.5. Cono Puyuhuapi 4

Se analizaron las muestras (PUY-08, PUY-09 y PUY-10) asociadas a este cono mediante la observación de cortes transparentes, las cuales se clasifican como basaltos de olivino y donde se reconocieron fenocristales de olivino y de plagioclasa en menos cantidad (15-20% de la roca total), los cuales están inmersos dentro de una masa fundamental (70-85% de la roca total) compuesta por microlitos de olivinos, plagioclasas, clinopiroxenos, opacos (óxidos de Fe-Ti) y vidrio. También se observan vesículas (10-20 % de la roca total), las cuales son ovaladas, algunas alargadas, con bordes sinuosos y con tamaño variante (0.1-3.2 mm).

En las muestras se pueden observar texturas (Fig.18) como: porfírica, inequigranular, hipocristalina, traquítica, vesicular y glomeroporfírica entre olivinos y plagioclasas con olivinos. Además, se reconocen texturas de desequilibrio como bordes de reabsorción y esqueletal en fenocristales de olivinos.

En definitiva, se pueden observar diferencias mineralógicas y texturales entre los conos, siendo el cono Risopatrón 4 el único con presencia de clinopiroxeno como fenocristal y al cual no se le puede distinguir la textura traquítica en la masa fundamental, además es el que presenta un mayor tamaño en los fenocristales en comparación con los conos Puyuhuapi. Estos últimos son bastante similares, presentando la misma mineralogía tanto en fenocristales como en la masa fundamental y texturas presentes. La principal diferencia que existe entre ellos es el tamaño relativo de los fenocristales.

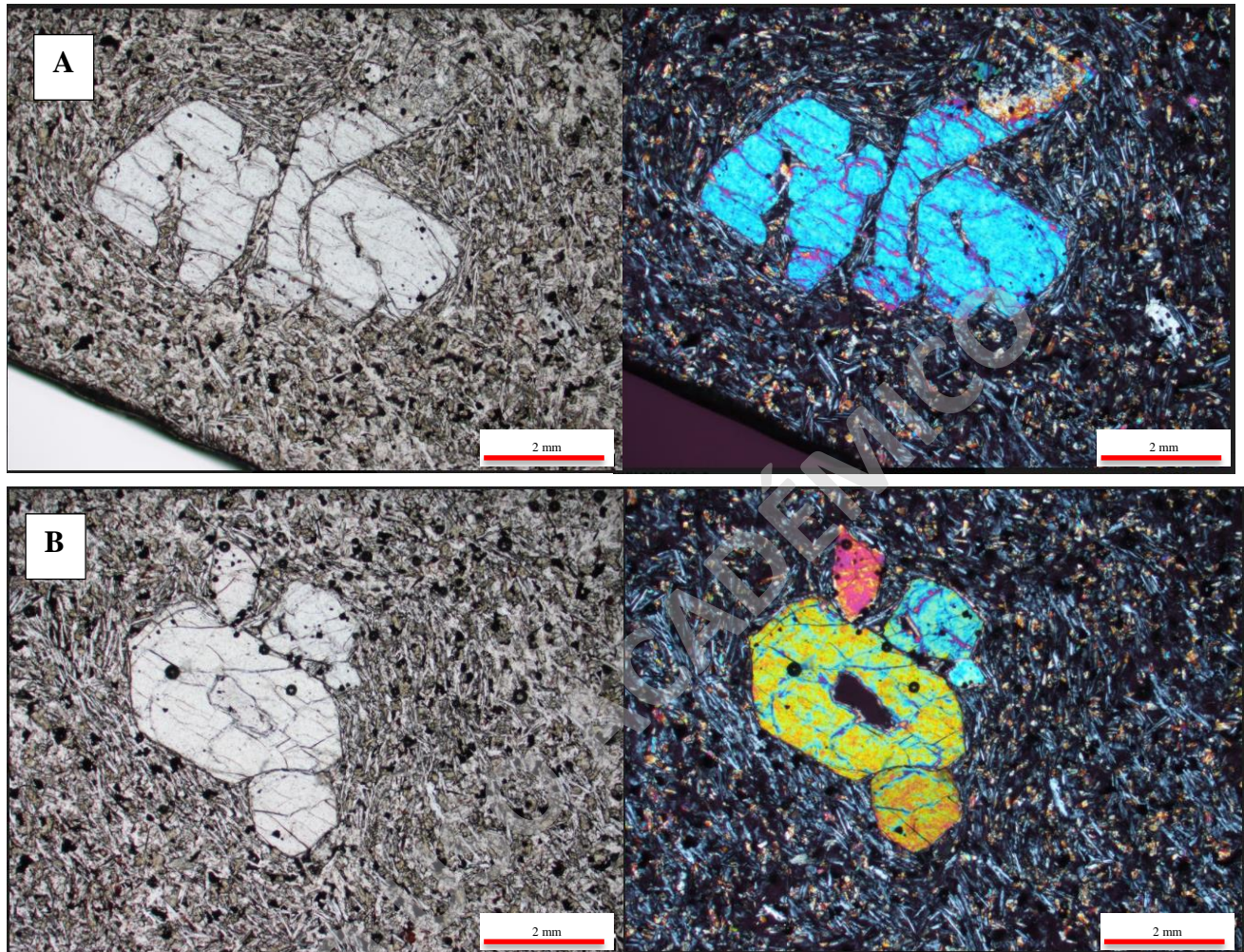


Figura 18. Fotografías de las muestras del cono Puyuhuapi 4 a cortes transparente, tanto a nicols cruzados y nicols paralelos. A) Fenocristal de olivino con bordes de reabsorción y textura intergranular. B) Glomeropórfidos de olivino inmersos en una masa fundamental donde se aprecia textura traquítica.

4.3. Geoquímica de roca total

Se analizaron un total de 16 muestras que corresponden a lavas de los conos Risopatrón 4 (PUY 2, 3, 4, 5 y 6), Puyuhuapi 1 (PUY 18 y 19), Puyuhuapi 2 (PUY 15 y 16), Puyuhuapi 3 (PUY 12, 13 y 14) y Puyuhuapi 4 (PUY 8, 9 y 10). Además de estas se tomó una muestra de una diorita ubicada al E del fiordo reconocida como PUY 17. De todas estas se obtuvieron concentraciones de elementos mayores, traza y valores de LOI, el cual es bajo para todas las muestras de los conos (<0.7) por lo que se consideran buenos parámetros para realizar análisis geoquímicos con ellos (Tabla 1). Cabe

mencionar que la diorita (PUY 17) no será considerada en el análisis genético, pero sí con fines comparativos.

Tabla 1. Concentraciones químicas de elementos mayores y traza (ppm) normalizados para cada muestra extraída de los conos del CVP

Cono	Risopatrón 4					Puyuhuapi 4			Puyuhuapi 3			Puyuhuapi 2		Puyuhuapi 1		PUY-17
Muestra	PUY-02	PUY-03	PUY-04	PUY-05	PUY-06	PUY-08	PUY-09	PUY-10	PUY-12	PUY-13	PUY-14	PUY-15	PUY-16	PUY-18	PUY-19	
SiO ₂ %	46,60	46,54	46,83	46,71	46,97	48,89	48,70	48,41	48,19	47,93	47,82	49,00	48,68	50,10	49,45	47,26
Al ₂ O ₃ %	16,31	16,31	16,07	16,47	16,37	16,28	16,84	16,68	16,53	16,71	16,51	16,08	16,14	16,57	16,75	17,18
Fe ₂ O ₃ %	10,66	10,81	10,58	10,32	10,42	10,39	10,21	10,18	10,17	10,36	10,46	10,32	10,48	9,82	10,36	10,29
MgO %	7,80	8,21	8,16	7,79	7,79	7,95	7,25	7,91	7,63	7,50	7,80	8,31	8,32	7,13	7,24	7,43
CaO %	10,51	10,17	10,51	10,30	10,44	9,58	9,70	9,73	10,04	10,05	9,99	9,36	9,46	9,66	9,44	9,40
Na ₂ O %	3,17	3,09	3,00	3,42	3,03	3,29	3,53	3,46	3,50	3,50	3,47	3,35	3,34	3,35	3,34	3,22
K ₂ O %	2,02	1,98	1,98	2,15	2,09	1,32	1,40	1,33	1,45	1,49	1,46	1,31	1,30	1,22	1,25	2,22
TiO ₂ %	2,10	2,07	2,07	2,07	2,09	1,67	1,73	1,66	1,80	1,81	1,80	1,65	1,65	1,61	1,60	2,15
P ₂ O ₅ %	0,61	0,60	0,58	0,54	0,60	0,42	0,42	0,43	0,48	0,45	0,48	0,41	0,41	0,36	0,37	0,63
MnO %	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,15	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,15	0,15	0,17
Cr ₂ O ₃ %	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,04	0,05	0,03
Ba	656	648,0	655,0	649,0	653,0	401	418	412	451	465,0	448,0	381	366,0	537,0	364,0	346,0
Ni	105	123	113	99,00	105	125	90,00	117	95,00	92,00	103	134	129	74,00	89,00	93,00
Sc	30,00	30,00	30,00	29,00	29,00	27,00	25,00	27,00	27,00	26,00	28,00	25,00	27,00	24,00	25,00	27,00
Be	4,00	1,00	4,00	3,00	3,00	2,00		1,00			3,00				3,00	
Co	39,00	41,70	40,00	38,90	38,40	38,70	36,60	39,30	37,20	37,00	37,40	41,70	40,50	32,00	37,10	35,90
Cs	0,80	0,60	0,60	0,50	0,70	0,30	0,30	0,40	0,30	0,30	0,30	0,20	0,10	0,60	0,20	0,30
Ga	15,70	15,10	15,20	17,40	15,10	15,10	18,60	15,50	16,00	18,30	15,40	15,40	15,80	15,90	17,10	16,60
Hf	5,20	5,10	5,20	5,10	4,90	3,40	3,90	3,60	3,80	3,80	3,70	3,40	3,40	5,40	3,40	3,10
Nb	40,60	39,90	40,50	39,80	40,20	20,20	21,40	20,40	26,10	26,10	24,80	19,50	18,30	45,30	14,00	13,50
Rb	42,50	41,10	44,70	45,40	45,50	22,00	25,00	23,00	26,20	26,30	25,60	21,00	18,70	46,90	17,90	20,10
Sn	1,00	1,00	1,00	2,00	1,00	1,00	1,00		1,00	2,00	1,00	1,00		2,00		
Sr	848,0	825,9	843,6	843,9	889,0	752,8	770,1	781,7	784,4	797,2	772,1	727,9	738,3	729,9	780,3	726,3
Ta	2,40	2,40	2,50	2,40	2,30	1,20	1,20	1,20	1,40	1,60	1,30	1,10	1,10	2,70	0,90	0,80
Th	7,20	7,00	7,30	6,90	6,90	5,10	5,70	5,80	5,90	6,50	5,80	4,80	4,30	6,70	4,50	4,10
U	1,40	1,50	1,40	1,40	1,50	0,80	1,10	1,20	1,10	1,20	1,00	0,70	0,50	1,40	0,70	0,80
V	249,0	252,0	241,0	256,0	264,0	220,0	229,0	222,0	225,0	232,0	218,0	219,0	224,0	211,0	221,0	223,0
W	0,80	0,80	1,10	0,70	0,80	0,60					0,70		3,90	2,70		
Zr	213,5	210,9	213,7	210,9	208,5	146,6	154,7	145,9	161,4	164,8	153,0	139,5	135,0	233,9	131,0	129,1
Y	22,90	22,40	23,40	23,80	22,90	21,00	22,10	20,40	20,60	23,40	20,60	19,10	19,40	26,20	20,30	18,80
La	48,90	49,00	50,10	48,70	48,10	31,30	32,00	31,90	35,60	37,90	35,50	29,30	28,30	46,00	26,20	24,50
Ce	92,20	90,60	92,10	91,40	89,90	59,50	63,80	60,90	67,90	73,50	68,50	56,30	54,80	91,40	51,70	49,30
Pr	10,50	10,41	10,40	10,70	10,34	7,14	7,66	7,27	8,07	8,61	7,94	6,69	6,53	10,57	6,30	6,12
Nd	40,50	39,90	39,50	41,10	39,90	28,40	29,90	29,10	31,90	33,50	30,30	26,20	25,90	42,20	26,30	25,50
Sm	7,34	7,07	7,19	7,23	6,82	5,50	5,84	5,74	6,11	6,40	5,84	5,40	5,30	7,46	5,10	4,92
Eu	2,11	2,10	2,12	2,12	2,12	1,73	1,89	1,72	1,83	1,98	1,75	1,63	1,61	2,26	1,64	1,59
Gd	6,18	6,01	6,18	6,48	5,98	5,03	5,35	5,18	5,29	5,59	5,31	4,97	4,92	6,78	5,04	4,73
Tb	0,86	0,86	0,88	0,84	0,86	0,72	0,76	0,75	0,78	0,79	0,75	0,70	0,70	0,96	0,72	0,67
Dy	4,67	4,76	4,80	4,66	4,74	4,14	4,35	4,03	4,19	4,50	4,03	3,99	4,05	5,36	4,01	3,59
Ho	0,92	0,88	0,90	0,90	0,88	0,75	0,84	0,79	0,83	0,86	0,77	0,78	0,75	1,03	0,76	0,75
Er	2,39	2,36	2,39	2,54	2,30	2,11	2,28	2,15	2,21	2,25	2,18	2,10	2,07	2,88	2,01	2,11
Tm	0,33	0,32	0,32	0,32	0,32	0,29	0,30	0,29	0,31	0,31	0,29	0,27	0,27	0,38	0,28	0,27
Yb	2,05	2,10	2,09	2,08	2,01	1,83	1,81	1,87	1,90	1,91	1,78	1,79	1,78	2,44	1,75	1,73
Lu	0,30	0,30	0,30	0,30	0,28	0,28	0,28	0,27	0,27	0,28	0,25	0,24	0,26	0,36	0,26	0,26

Los métodos de análisis realizados para estas muestras fueron expuestos en el apartado de métodos analíticos, la ubicación geográfica y espacial de las muestras se encuentran en la Figura 1 y los datos químicos sin modificación alguna se adjuntan en el Anexo A.

4.3.1. Elementos mayores

Las muestras del CVP varían de 46,5 a 50 % de SiO_2 y de 4,5 a 5,5 % en álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), lo que se considera concentraciones bajas del primero en comparación con otros CEM. En particular las muestras de los conos Risopatrón poseen mayores concentraciones de álcalis y menores de SiO_2 en comparación con los conos Puyuhuapi. Según el diagrama TAS o Total Álcalis vs Sílice (Le Bas K *et al.*, 1986; Figura 19), las muestras de los conos Risopatrón y PUY-17 se clasifican como Traquibasaltos y las muestras de los conos Puyuhuapi clasifican como basaltos. En este grafico es posible observar una tendencia inversa, donde el sílice aumenta y el álcalis disminuye, lo que es claramente representado en la serie de los conos Puyuhuapi. Además, en la Figura 17 también se exhibe la clasificación entre series alcalina y subalcalina (Irvine y Baragar, 1971), de la cual se extrae que todas las muestras clasifican como alcalinas.

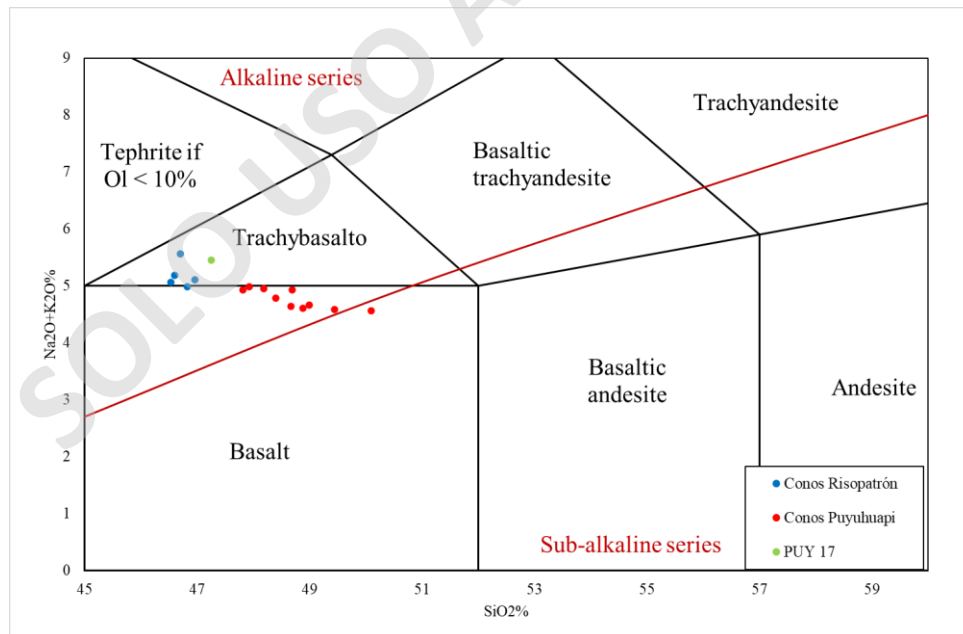


Figura 19. Diagrama TAS (Le Bas K *et al.*, 1986) con las muestras del CVP y la línea roja divisoria entre serie alcalina y subalcalina (Irvine y Baragar, 1971).

Los diagramas de variación de elementos mayores se realizaron con respecto al SiO_2 (Fig.20), debido a la poca claridad y variación que se observaba con respecto al MgO . En general, para los conos del CVP se logran observar dos grandes tendencias, una positivas correspondiente al grupo de conos Risopatrón y una tendencia negativa para los conos Puyuhuapi en los elementos CaO , TiO_2 , K_2O , P_2O_5 . Por otro lado, los elementos Al_2O_3 , Na_2O presentan una tendencia positiva para todo el CVP y negativa en los elementos FeO y MgO . En cuanto a la muestra PUY-17 existe un comportamiento similar a lo observado en los conos Risopatrón en la gran mayoría de los elementos.

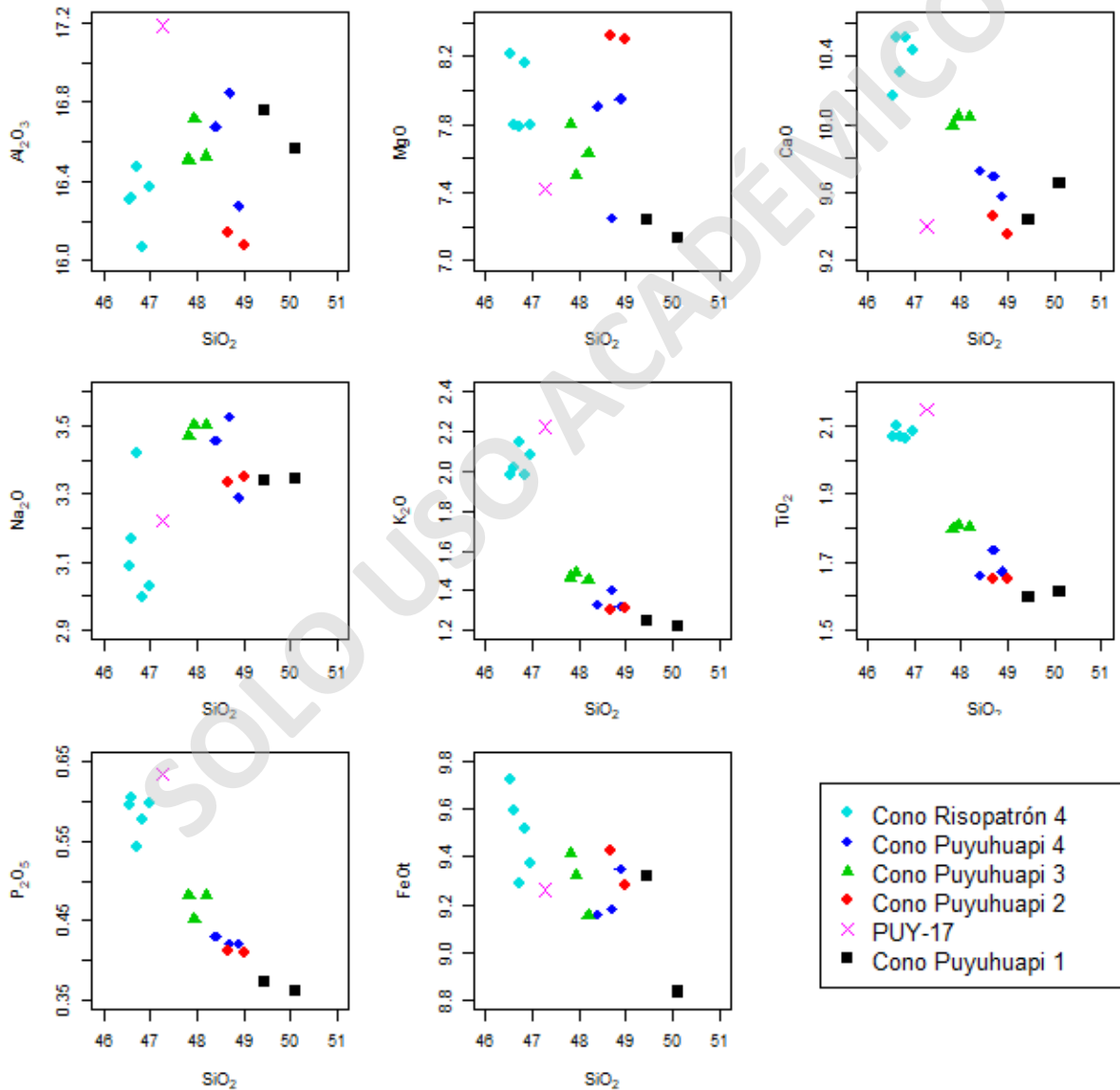


Figura 20. Diagramas Harker para elementos mayores (wt%) con respecto al SiO_2 de las muestras del CVP, las cuales fueron divididas según los conos muestreados.

4.3.2. Elementos Traza

Los gráficos de elementos traza se realizaron con respecto al SiO₂, al igual que con los elementos mayores. Para una mejor visualización de estos, se dividieron grupos correspondiente a los LILE (Fig. 21), HFSE (Fig. 22) y elementos de transición (Fig. 23). En los elementos LILE se puede observar una tendencia negativa para el CVP, aunque se pueden subdividir tendencias para los conos Risopatrón y Puyuhuapi. En general para los conos Puyuhuapi, se distingue una tendencia negativa para todos los elementos (Eu, Pb, Sr, Ba, Rb y Cs), aunque cabe mencionar que se exhiben comportamientos distintos entre sí, con una tendencia positiva en Puyuhuapi 2 y 3. En cuanto a los

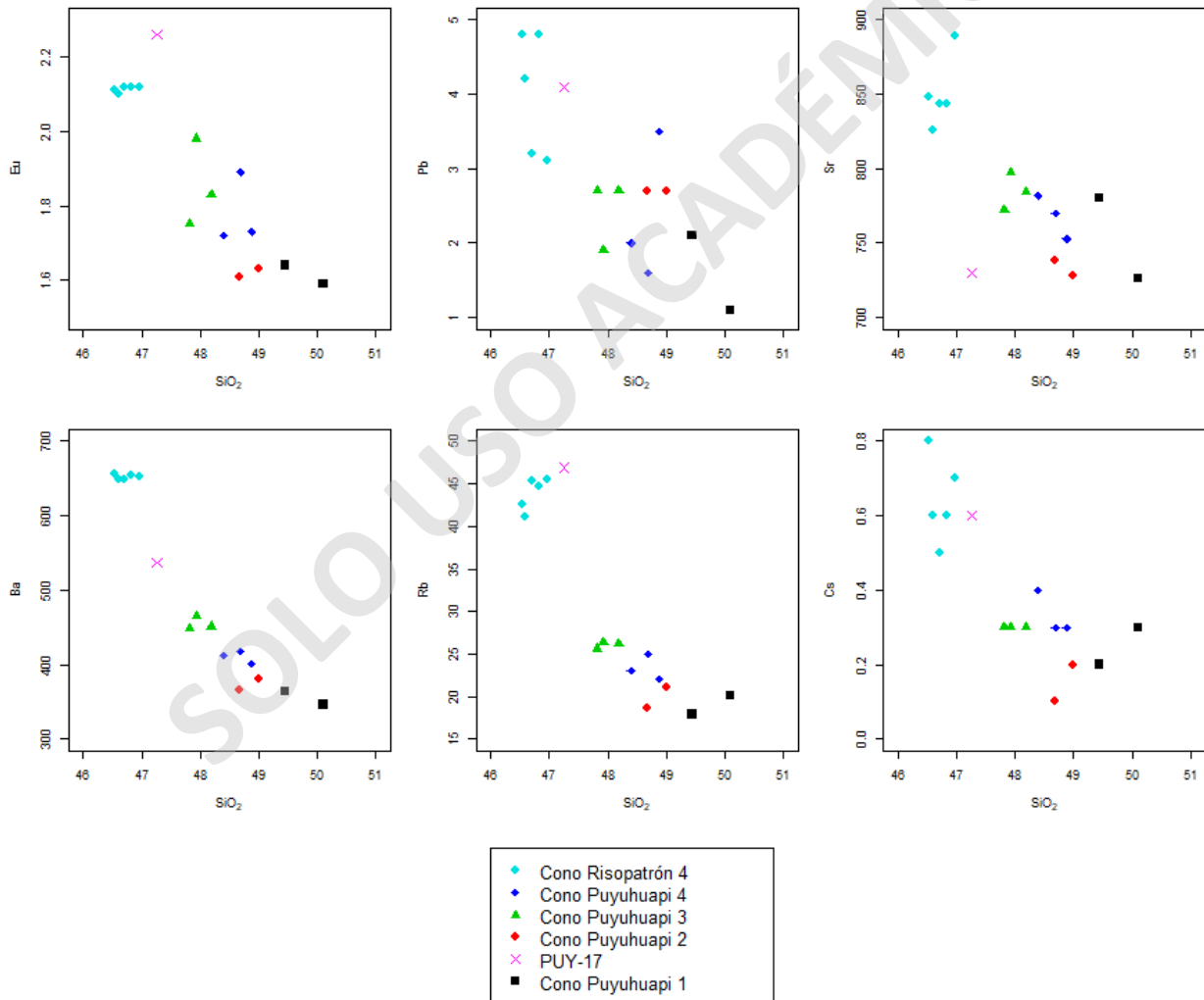


Figura 21. Diagramas Harker para elementos traza (ppm) del CVP con respecto al SiO₂. Se realiza especial distinción a los diferentes conos que componen al CVP.

conos Risopatrón, se puede observar tendencias lineales (Ba, Eu, Pb y Cs) y positivas (Rb y Sr). Para la muestra PUY-17 se logra determinar un comportamiento propio, más cercano a los conos cono Risopatrón, aunque se escapa de la tendencia en algunos elementos.

En los gráficos realizados para los elementos HFSE (Fig. 22) se distingue una tendencia negativa para todo el CVP, específicamente para el grupo de cono Risopatrón presenta tendencias lineales en Nb, Zr, U, Pb y Eu, positivas en Y y W, y por último tendencias negativas en Ta, Hf, Th, Lu y La. Por

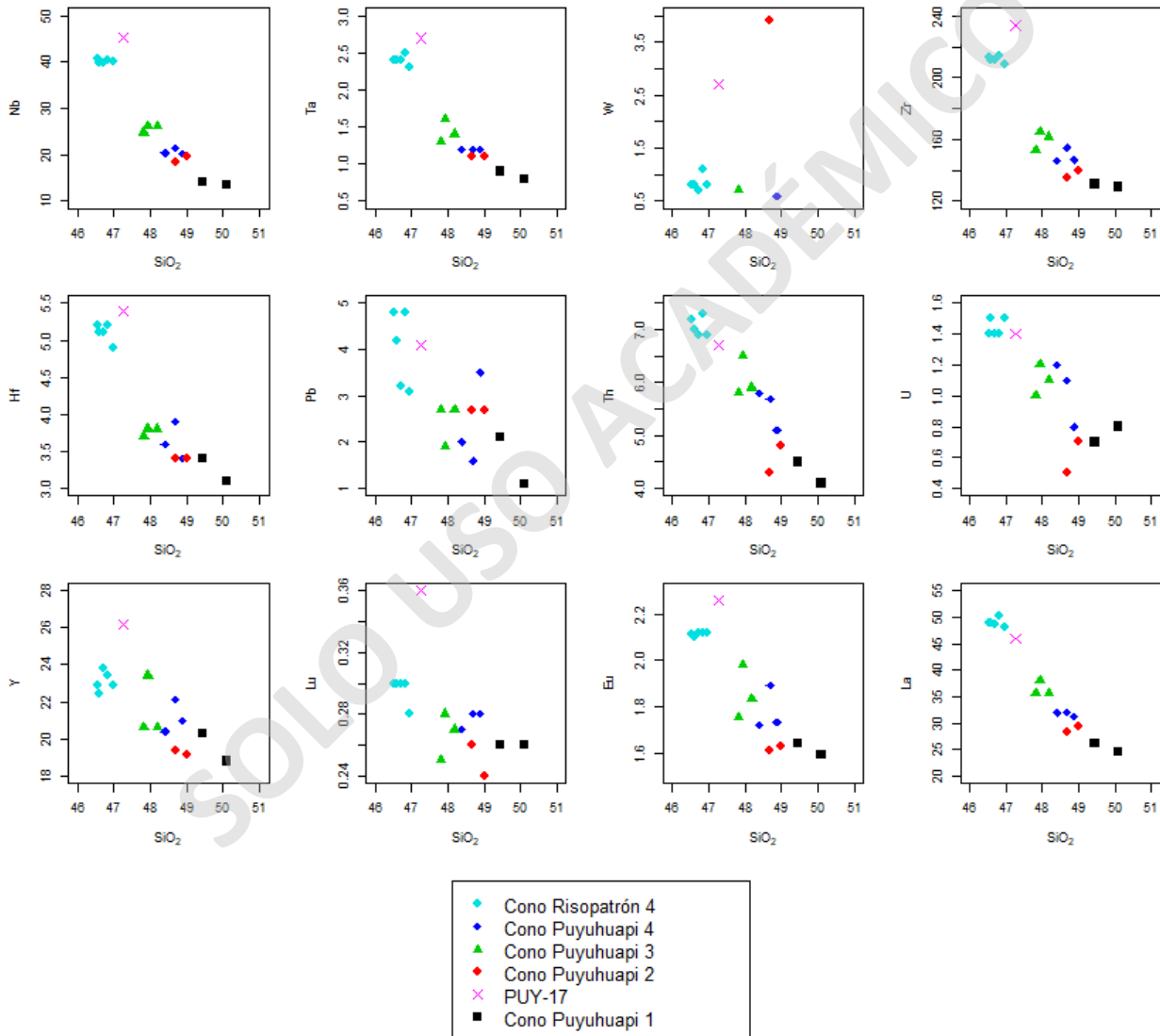


Figura 22. Diagramas Harker de HFSE (ppm) contra SiO_2 para los conos del CVP. Especial distinción en la división de los conos muestreados.

otro lado, los conos Risopatrón como grupo presenta una tendencia negativa en todos los elementos. Sin embargo, existen diferencia en las tendencias entre los cuatro conos de Puyuhuapi en los elementos Zr, Hf, Pb, Th, U, Y, Lu, Eu y La. La muestra PUY-17 se comporta en todos los elementos más similar al grupo de Risopatrón.

Los elementos de transición (Fig. 23) no poseen una tendencia clara, se observan patrones dispersos, a excepción V y Sc, donde se logra identificar tendencias negativas. En particular los conos de Risopatrón presentan tendencias lineales donde el SiO_2 (wt%) no presenta grandes variaciones. Para los conos de Puyuhuapi como grupo, se observa tendencias negativas en Sc, V y Cu.

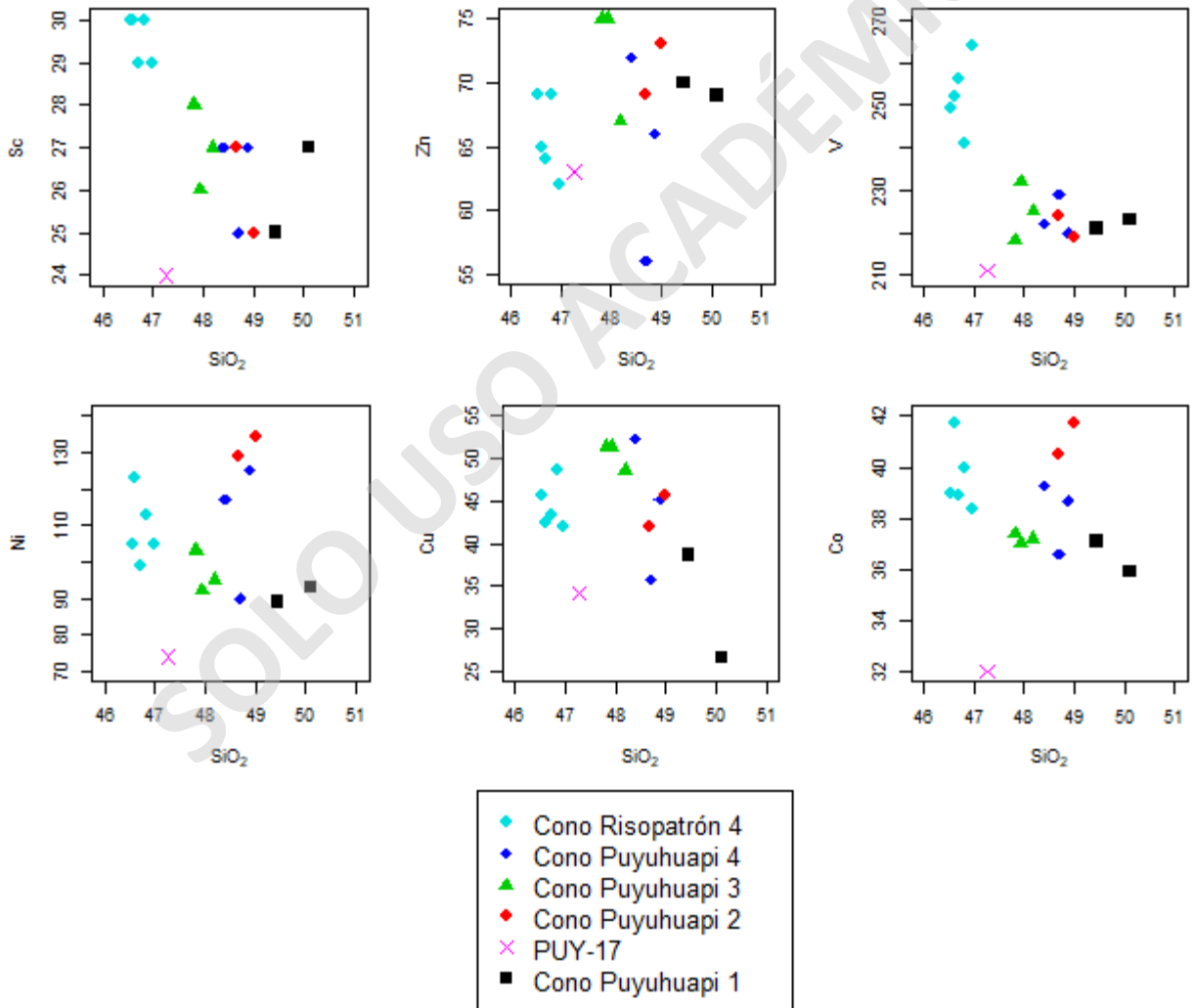


Figura 23. Diagramas Harker de SiO_2 (wt%) contra los elementos de transición (ppm). Especial distinción en la categorización en los diversos conos del CVP muestreados.

4.3.3. Tierras Raras

El diagrama de tierras raras (REE) es normalizado con respecto al manto primitivo de McDonough y Sun (1995), en este se observan mismas tendencias para todos los conos del CVP (Fig. 24), es decir, más enriquecidos en LREE que en HREE. Cabe destacar el patrón observado en estas últimas, donde es posible reconocer una pendiente pronunciada (no plana). Además, se puede observar que Risopatrón 4 está más enriquecido en REE que los conos Puyuhuapi. En estos últimos, también se puede realizar una categorización, siendo el más enriquecido en REE el cono Puyuhuapi 3, seguido de Puyuhuapi 4, luego Puyuhuapi 2 y el más empobrecido de este grupo es el Puyuhuapi 1. Lo mencionado anteriormente se puede observar en razón La/Yb (Fig. 20), que representa la pendiente de las REE, donde estas varía en promedio de 23,7 (Risopatrón 4), 17,3 (Puyuhuapi 3), 19,5

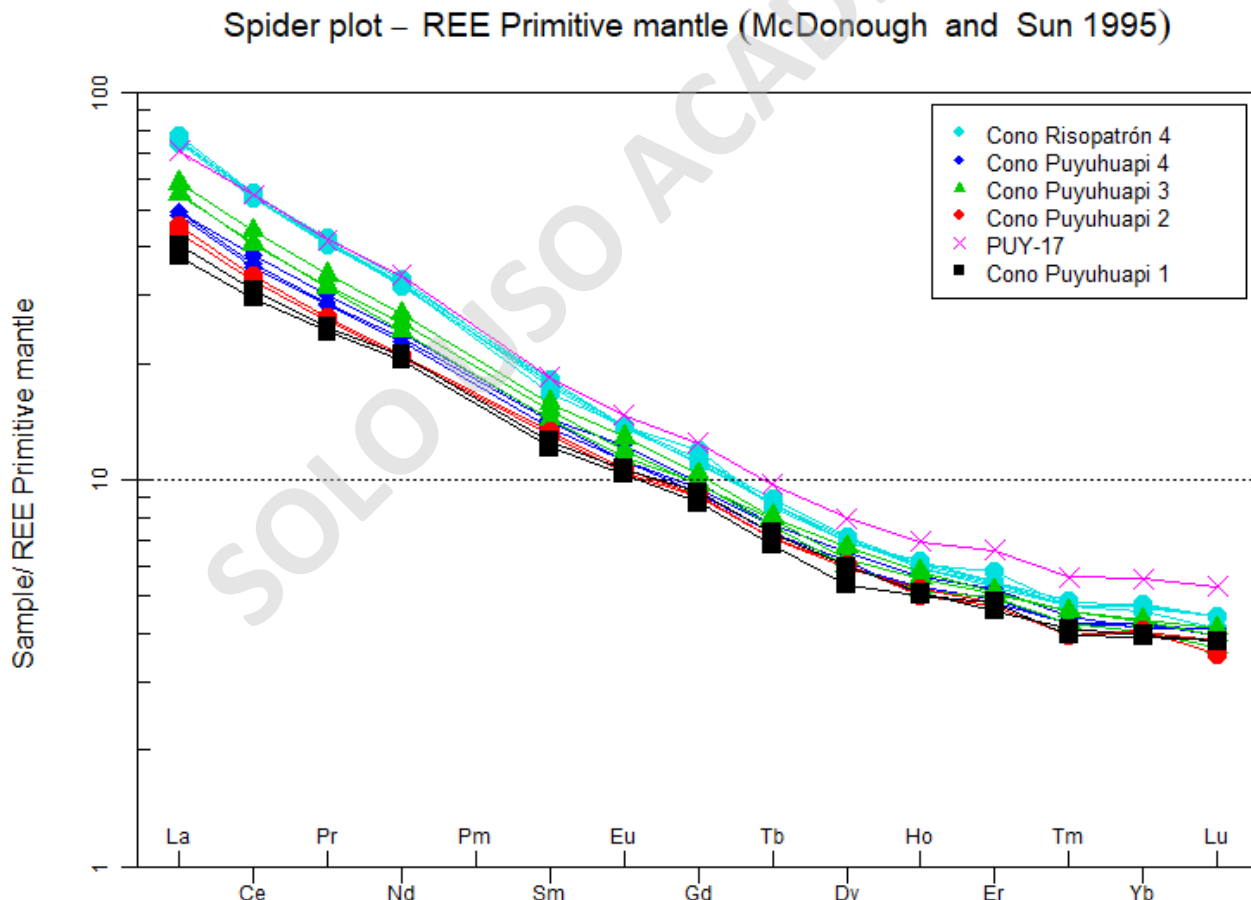


Figura 24. Diagrama spider para REE normalizado al Manto Primitivo (McDonough and Sun, 1995) para los conos del CVP que fueron muestreados.

(Puyuhuapi 4), 16,1 (Puyuhuapi 2) y 14,6 (Puyuhuapi 1), de mayor a menor respectivamente. Estas razones indican el mismo orden observado en la Figura 24, con respecto al enriquecimiento en REE.

En la Figura 25, se muestran las razones de La/Sm que explicita la pendiente de las tierras raras LREE, donde también se puede determinar el orden de enriquecimiento mencionado en el párrafo anterior, además se logra observar una tendencia positiva en general para el CVP. Por otro lado, la razón Sm/Lu representa la pendiente de HREE donde los valores de mayor a menor enriquecimiento es 24,1 (Risopatrón 4), 22,9 (Puyuhuapi 4), 21,4 (Puyuhuapi 2), 20,6 (Puyuhuapi 3) y 19,3 (Puyuhuapi 1), lo que difiere con el orden decreciente de las razones en comparación con las de LREE. Esto ocurre principalmente por las grandes diferencias en la concentración de las muestras obtenidas para Puyuhuapi 2.

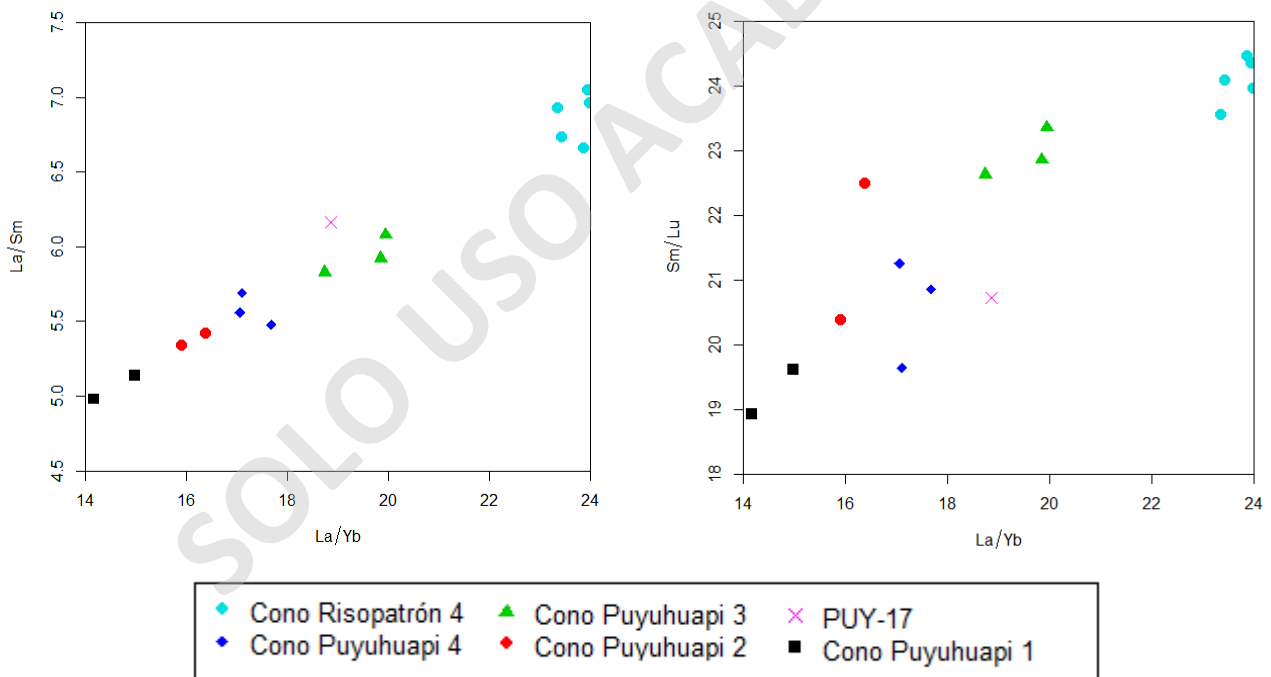


Figura 25. Diagramas de razones La/Sm (pendiente LREE) vs La/Yb (pendiente REE) y Sm/Lu (pendiente HREE) vs La/Yb (pendiente REE).

4.3.4. Multielementos

El diagrama de multielementos (Fig. 26) fue normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) y en este se puede observar un indicio vago de una signature de subducción para la mayoría de las muestras del CVP, donde se reconoce el peak alto en Sr y bajos en Nb y Ta (más atenuado en Risopatrón 4). Al comparar las muestras de los diferentes conos, se logra determinar que tienen un comportamiento similar, con diferencias en el enriquecimiento de los elementos. Cabe mencionar que existe claramente la distinción de las muestras del cono Risopatrón, siendo estas las más enriquecidas del CVP junto a la muestra PUY-17.

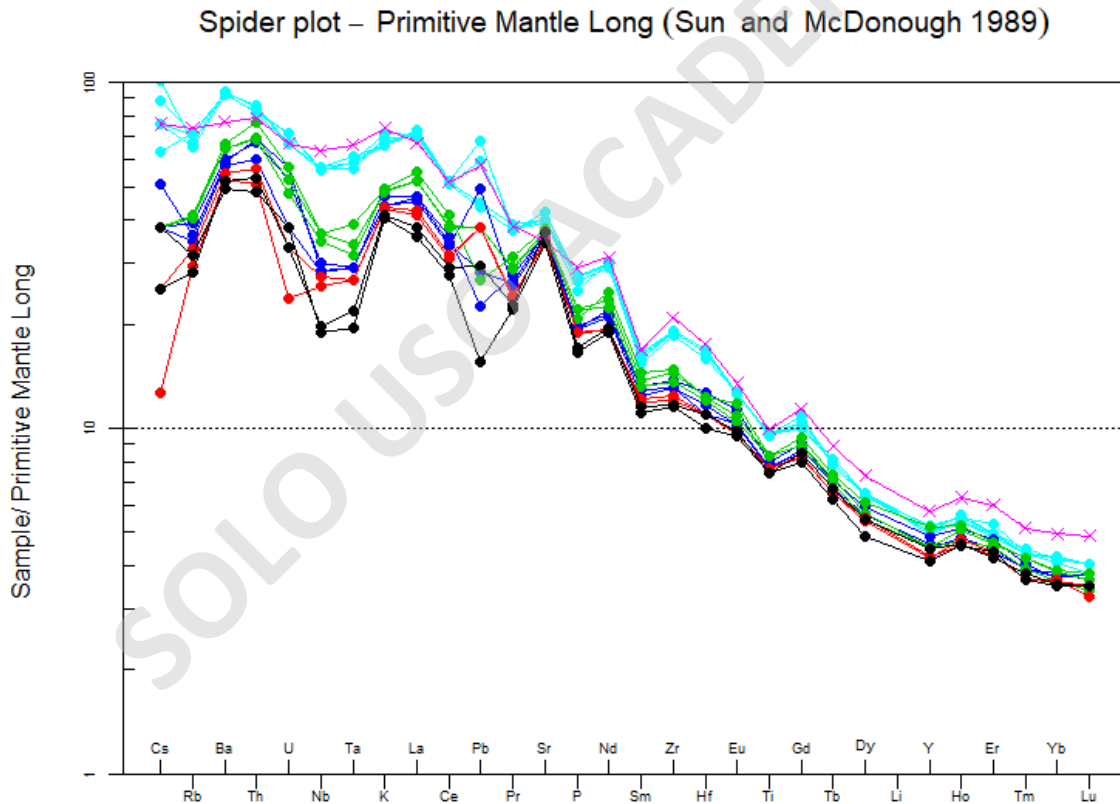


Figura 26. Diagrama multielemento normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), para todas las muestras recolectadas del CVP.

5. CAPITULO V: DISCUSIÓN.

5.1. Análisis Textural

La totalidad de las muestras corresponden a lavas macizas y vesiculares, en las cuales se identifican texturas hipocristalina, porfírica e inequigranular, de las cuales se extraen al menos dos eventos de enfriamiento y cristalización. El primero de estos, logro formar los fenocristales de olivino, plagioclasa y clinopiroxenos (este último es específico del cono Risopatrón 4) donde se evidencia una tasa de crecimiento mayor en comparación con la nucleación, permitiendo el crecimiento exponencial de los minerales mencionados. Un segundo evento está asociado a sectores donde el magma se encuentra más bien superficial, lo que permite la cristalización de microlitos de olivinos, plagioclasas y clinopiroxenos, en este evento se distingue una baja tasa de crecimiento, pero altas en nucleación y enfriamiento, denotado por la presencia de cristales pequeños pero abundantes (microlitos) y donde se propicia la formación de vidrio volcánico en los últimos estadios (extrusión).

La textura glomeroporfírica presente en la mayoría de las muestras, puede interpretarse como un ahorro energético en el sistema (Shelley, 1993). La textura traquítica es bastante notoria en las muestras y se explica como una evidencia de flujo asociada a las coladas de lava, cabe mencionar que las lavas de Risopatrón 4 no presentan esta textura a diferencia de los conos Puyuhuapi. Por otro lado, la textura vesicular presente en todas las muestras hace referencia al instante de exsolución de volátiles y posterior desgasificación en superficie.

La textura intergranular presente en la mayoría de las muestras de los conos Puyuhuapi, son formadas por una nucleación alta y bajo crecimiento, donde el intersticio entre los microlitos de plagioclasa está principalmente dominado por la presencia de pequeños cristales de clinopiroxenos en comparación con el vidrio. Esto implicaría un enfriamiento relativamente lento en comparación con aquellas muestras en donde predomina el vidrio y/o favorecido por sectores donde el delta de temperatura no es tan amplio (zona más central de una colada de lava).

Las texturas de desequilibrio observadas en las muestras son: esquelética y de reabsorción en cristales de olivino indican un cambio en las condiciones físico-químicas iniciales en la formación de los minerales, lo que se interpreta como un desequilibrio del sólido (mineral) con el fundido, lo que

podría ser explicado por un input de temperatura asociado a algún magma de mayor temperatura (Shelley, 1993). Cabe mencionar que solo en el cono Risopatrón 4 se observan zonaciones y maclas reloj de arena en fenocristales de clinopiroxenos, lo que además una evidencia del desequilibrio sufrido por este fundido y evidenciado en su mayor parte por la zonación. Debido a la información anterior y que no todos los cristales involucrados la presentan, se pueden clasificar dos tipos de fenocristales formados en condiciones diferentes: primero están aquellos que sufrieron este reequilibrio con el sistema (olivinos con texturas de reequilibrio y clinopiroxeno con zonación), los cuales evidencian este proceso a la par de un crecimiento sincrónico. Por otro lado, están los cristales formados posterior a este reequilibrio, que serían aquellos que no presentan ninguna de estas texturas.

Cabe mencionar que en variadas muestras de los conos Puyuhuapi y Risopatrón existen cristales de olivino, que se clasifican como xenocristales. Estos pueden ser incorporados en la roca al momento de generar un cámara en profundidad, como parte de la asimilación de la roca hospedante en el ascenso, como parte de un fundido anterior o proveniente desde el manto y que, por procesos de mezcla, quedan incorporados en la roca. Ambas opciones permiten observar características diferentes a los demás fenocristales de olivinos (tamaño, color, texturas más pervasivas, etc.).

5.2. Diferenciación y génesis magmática

Los siguientes apartados considerarán discusiones de procesos que podrían haber afectado o modificado al fundido desde su generación en profundidad hasta su disposición superficial, entre ellos está la cristalización fraccionada, fusión parcial y fuente mantélica.

5.2.1. Cristalización Fraccionada

Las características petrográficas observadas en los cortes transparentes de las muestras del CVP, permiten determinar al menos dos eventos de cristalización, una donde se forman únicamente fenocristales de olivino, plagioclasa y en menor medida clinopiroxenos. Y una segunda, donde cristalizan los microlitos de olivino, plagioclasa y piroxenos, en una tasa de enfriamiento más alta. Además, la presencia mineral expuesta en la petrografía de las muestras, permiten delimitar que elementos químicos pueden controlar el fraccionamiento de estos (minerales observados).

La presencia de olivino en las rocas permite inferir que el fraccionamiento ocurrió en estadios anteriores a la cristalización, lo que además se ve reflejado en el descenso de Ni a medida que aumenta el SiO₂ (Fig. 27), debido a que dichos elementos pueden integrarse en la red cristalina del mineral reemplazando elementos como el Mg y/o el Fe. También una disminución del Mg podría explicar el fraccionamiento de olivino rico en Mg, el cual también está expuesto en la Figura 27. Específicamente podemos observar que la mayoría de los centros eruptivos del CVP poseen correlación con la vectorización predeterminada para el fraccionamiento de olivino. Cabe mencionar que Puyuhuapi 2, es el único centro que no presenta estas tendencias tan marcadas debido principalmente a la poca cantidad de muestras y que la variación química de estas es baja, por lo que no se genera una tendencia representativa. Sin embargo, la presencia de este mineral nos permite determinar la capacidad que el fundido tenía para generar el fraccionamiento del mismo.

La presencia de plagioclasa en todo el CVP permite inferir su fraccionamiento, lo que está igualmente evidenciado en la Figura 26, donde se ocupa el Sr que es capaz de hacer reemplazo de elementos en la plagioclasa y entra en red cristalina de la misma. La vectorización es determinada como una disminución del Sr a medida que aumenta el SiO₂. El único de los Conos que compone el CVP que no sigue la vectorización determinada es el cono Risopatrón 4. Sin embargo, petrográficamente hablando es uno de los pocos que presenta la plagioclasa como fenocristal.

Los clinopiroxenos se encuentran en la masa fundamental de todas las muestras, con la particularidad de que solo en las muestras del cono Risopatrón 4 se presentan como fenocristales. Además de lo mencionado anteriormente, podemos observar como la vectorización del fraccionamiento del clinopiroxeno se ve evidenciada por la disminución de Co, Ca y Sc, a medida que aumenta la diferenciación (aumento de SiO₂ o disminución de MgO; Figura 26).

Por último, el fraccionamiento de óxidos de Fe-Ti se puede ver reflejado en las tendencias de cada uno de conos, lo que se ve manifestado en el descenso del TiO₂ con respecto al SiO₂ (Fig. 19). Sin embargo, la tendencia no es clara en FeO^T (total), ni tampoco la disminución del V con respecto al descenso del MgO o el aumento del SiO₂, probablemente relacionado a la presencia del clinopiroxeno.

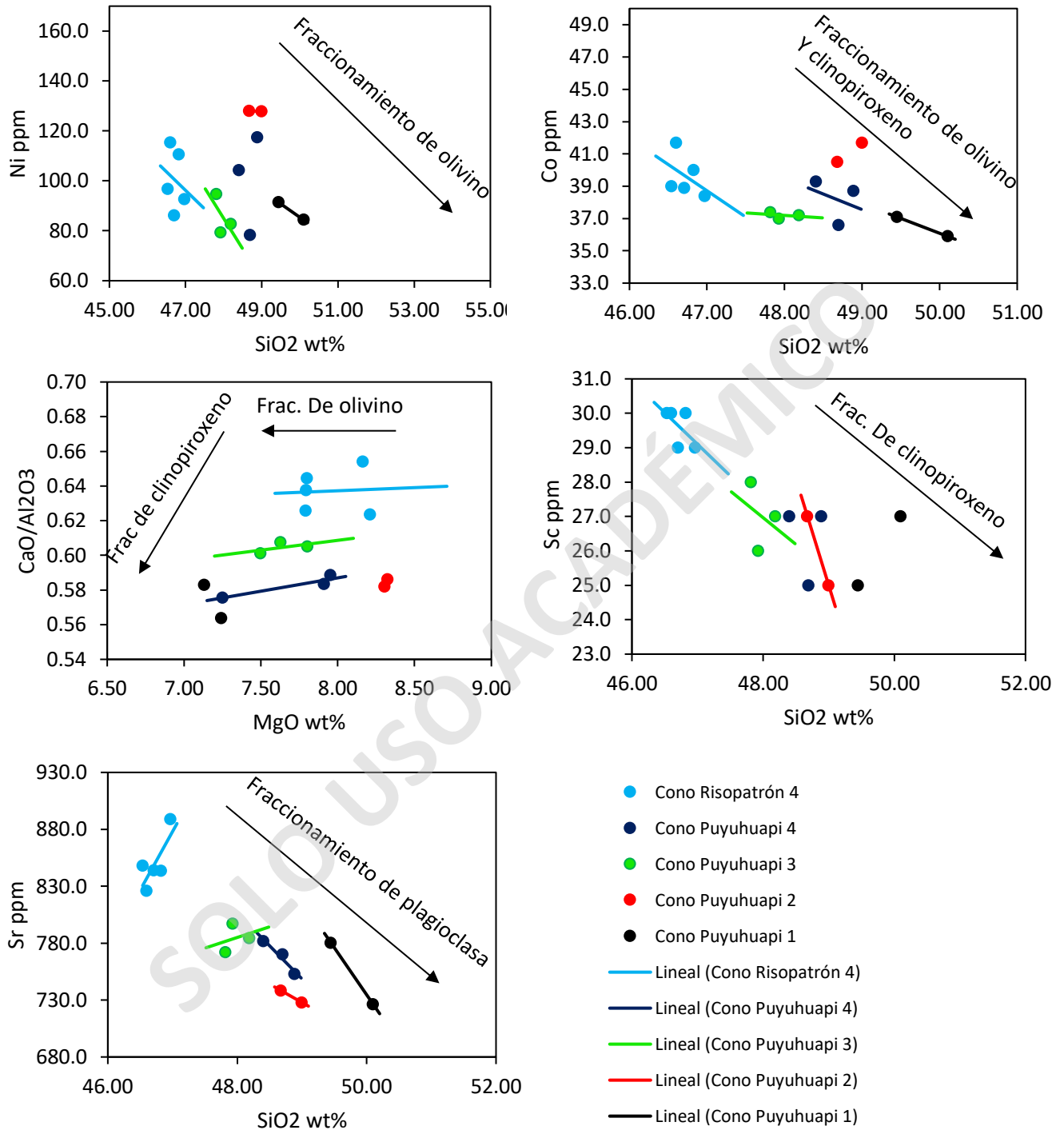


Figura 27. Gráficos tipo Harkers de elementos traza y mayores con vectorización para mostrar el fraccionamiento de olivino, clinopiroxenos y plagioclasas para los distintos centros eruptivos del CVP.

En definitiva, las observaciones cualitativas de elementos mayores y traza en diagramas Harker permiten explicar las variaciones químicas internas para cada cono e inferir el fraccionamiento de olivino para la mayor parte de los conos que componen el CVP (en excepción de Puyuhuapi 2, que no presenta suficientes muestras para generar una tendencia). El fraccionamiento del clinopiroxeno, también se pueden inferir de las tendencias observadas para todos los centros eruptivos con la particularidad de Risopatrón 4, en los cuales se puede ver como fenocristal y en los demás centros como microlito en la masa fundamental. Situación similar se puede observar en las plagioclasas, donde se pierde cierta correlación en los conos Risopatrón 4 y Puyuhuapi 3. Lo mencionado anteriormente se debe a que el fraccionamiento de estos minerales no cambia de manera sustancial la química de los conos del CVP.

5.2.2. Modelo de cristalización fraccionada

Como se mencionó en el apartado anterior, las tendencias exhibidas en los diagramas de la Figura 27 y en el apartado Geoquímica de roca total, sugieren la cristalización fraccionada del olivino, clinopiroxeno, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti que están presentes en las muestras del CVP. Para confirmar esta observación, se realizarán modelos termodinámicos de fraccionamiento que modelan la línea de descenso a partir de un magma parental.

Para realizar de la manera más correcta este modelo, se debe analizar si los conos que componen al CVP son cogenéticos. Para esto, se realiza el diagrama de Nb versus Zr (Fig. 28) debido a su alta incompatibilidad y a que se fraccionan en tasas similares, de igual manera se comparan con otros CEM: Palena (Escalona, 2021), Cayutué-La Viguería (Mena, 2015), Caburga-Huellemolle (Garrido, 2016) y con erupciones del volcán Melimoyu (Geoffroy, 2017) cercano a la zona de estudio. Lo principal a observar son las razones que poseen las muestras, aquellas que sean relativamente similares se pueden considerar como cogenéticas. En este gráfico se puede observar como el CVP es el más enriquecido del grupo y con una pendiente distinta en comparación con los demás centros eruptivos. Si analizamos solo los conos del CVP, se determina el enriquecimiento de Risopatrón 4 y la diferencia en la pendiente en sus muestras en comparación con cualquier cono Puyuhuapi, por lo que se determina que no es cogenético y se modelará como un grupo aparte. Por otro lado, los conos Puyuhuapi se separan principalmente por la pendiente que presentan y por la concentración de los

elementos utilizados. Este análisis preliminar permite determinar que los conos y/o grupos que se separaron no serían cogenéticos. Por lo mencionado anteriormente se tratarán todos los conos por separados, a excepción de Puyuhuapi 4 y 2 que se trabajarán como 1. Además, para complementar esto se observan las tendencias particulares que presentan los conos en los diagramas de elementos mayores y traza, donde estos grupos mencionados anteriormente muestran tendencias positivas contrario a la tendencia inversa o negativa presente en el CVP (observado todas las muestras obtenidas, sin discretizar), lo que a su vez respalda que los conos expuestos no son cogenéticos.

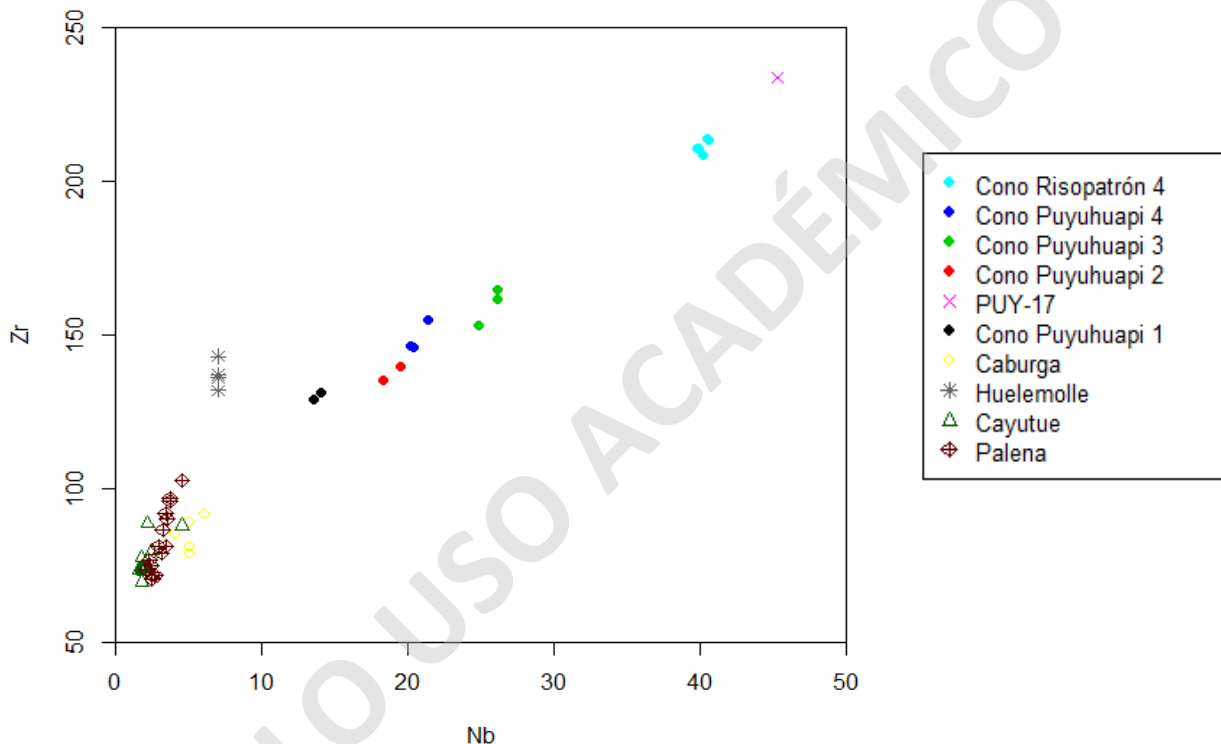


Figura 28. Diagrama Zr versus Nb en ppm para cada cono del CVP muestreado en este trabajo y comparado con otros centros eruptivos menores y mayores (estratovolcanes).

En síntesis, se realizará un modelo para Risopatrón 4, otro para Puyuhuapi 3, uno diferente para Puyuhuapi 2 y finalmente uno para Puyuhuapi 2 y Puyuhuapi 4 en conjunto. Realizando un análisis preliminar del sector de estudio, se concluye que los modelos a realizar que pueden explicar de manera razonable las variaciones composicionales en el CVP son por descompresión propiciado por la presencia del SFLO o de un carácter isobárico asumiendo un estancamiento en el límite corteza-manto, y donde posteriormente ocupa como canal de ascenso las fracturas corticales de la zona (SFLO).

Para realizar los modelos de cristalización fraccionada y en específico de descompresión (cambio de presión drástico), se ocupa el software COMAGMAT 3.72 (Ariskin et al., 1993; Ariskin y Barmina, 2004). Por otro lado, se realiza los modelos de cristalización fraccionada, donde la variación de la presión es isobárica en el software AlphaMelts 1.9 (Ghiorso et al., 1995; Asimow et al., 1998). Para esto se ocupan las muestras más primitivas, es decir, aquellas con mayor contenido de MgO y menor en SiO₂, para cada caso y modelo realizado.

Las condiciones que se ingresan en estos modelos son extraídas desde trabajos realizados anteriormente en el sector y otros determinados según el sector de estudio, en referencia a presiones (por espesor cortical). Para el contenido de H₂O se utilizan valores que varían de 0.2 a 2 %, los cuales son determinados mediante estudios en inclusiones fluidas (Watt, 2010; Wong 2019), los valores de presión inicial son estimados a través del espesor cortical de la zona (25 a 30 km) y transformados en bar (6 a 10 kbar) y los dP/dF son estimados de 0.5 a 0.6, que es considerado un ascenso rápido. Cabe mencionar que este último parámetro solo entra en los modelos de descompresión.

Los modelos realizados responden a variaciones en los parámetros mencionados anteriormente y son consistentes entre uno y otro, las variaciones son mínimas y hacen principal énfasis en la presión inicial ocupada.

5.2.2.1. Cono Risopatrón 4

Para este cono se utiliza la muestra PUY-02, esta se escoge principalmente por el contenido bajo en SiO₂ y los mayores contenidos de MgO en las muestras del cono (8.21% wt).

Como resultado para el modelo descompresivo se puede observar que las curvas (Fig. 29) obtenidas a partir de estos datos explican de buena manera las demás muestras del cono, además se puede determinar que no existe una gran variación en las curvas al cambiar los parámetros mencionados, por lo que no existe uno de ellos que controle de manera significativa la generación de las muestras del cono Risopatrón 4.

En el modelo isobárico se ingresan valores similares a los del modelo anterior, aunque sin la incorporación del dP/dF. En este caso se puede observar que las tendencias obtenidas a partir de los

parámetros mencionados logran explicar la generación de la mayoría de las muestras del cono Risopatrón 4 (Fig. 30). Cabe mencionar que la variación en el contenido de agua cambia la tendencia del modelo, donde un mayor contenido de agua permite mover la curva explicando así las muestras más alejadas del modelo a 0.5% wt de agua. Por lo obtenido y mencionado anteriormente es mejor considerar un rango en el valor de los parámetros.

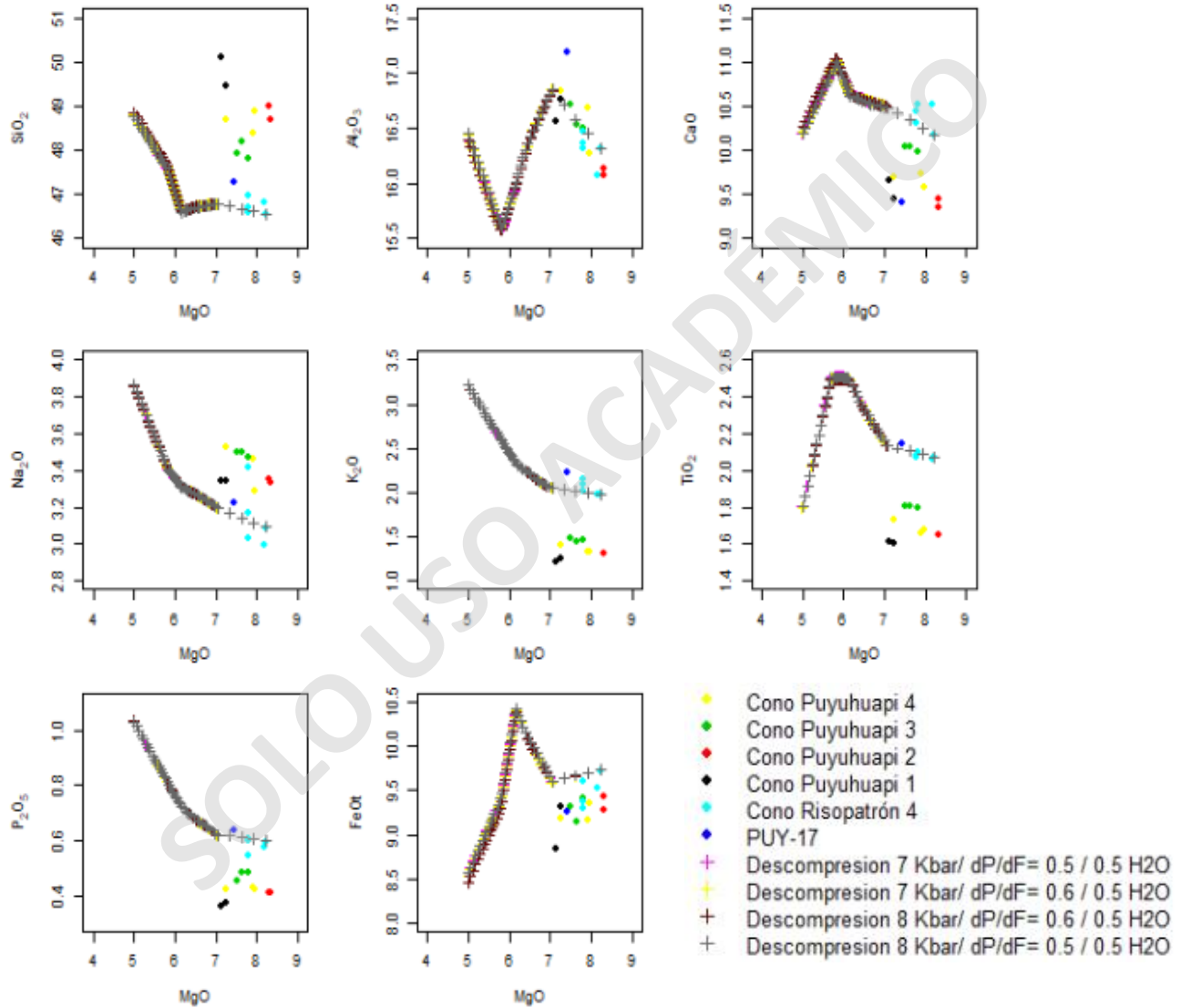


Figura 29. Modelos de cristalización fraccionada por descompresión realizada para el cono Risopatrón 4 (color celeste) a diferentes variaciones de los parámetros: H₂O %wt, Profundidad en kbar y dP/dF (tasa de ascenso).

Como síntesis ambos modelos, isobárico y descompresión explicarían la formación de Risopatrón 4, sin tocar las demás muestras (conos Puyuhuapi), confirmando que las muestras no son cogenéticas. Donde los valores de presiones iniciales varían entre 6 a 8 kbar, a 1300°C iniciales, con contenidos de agua entre 0.5 y 2% y ascensos rápidos en el caso del modelo descompresivo (dP/dF entre 0.5 a 0.6)

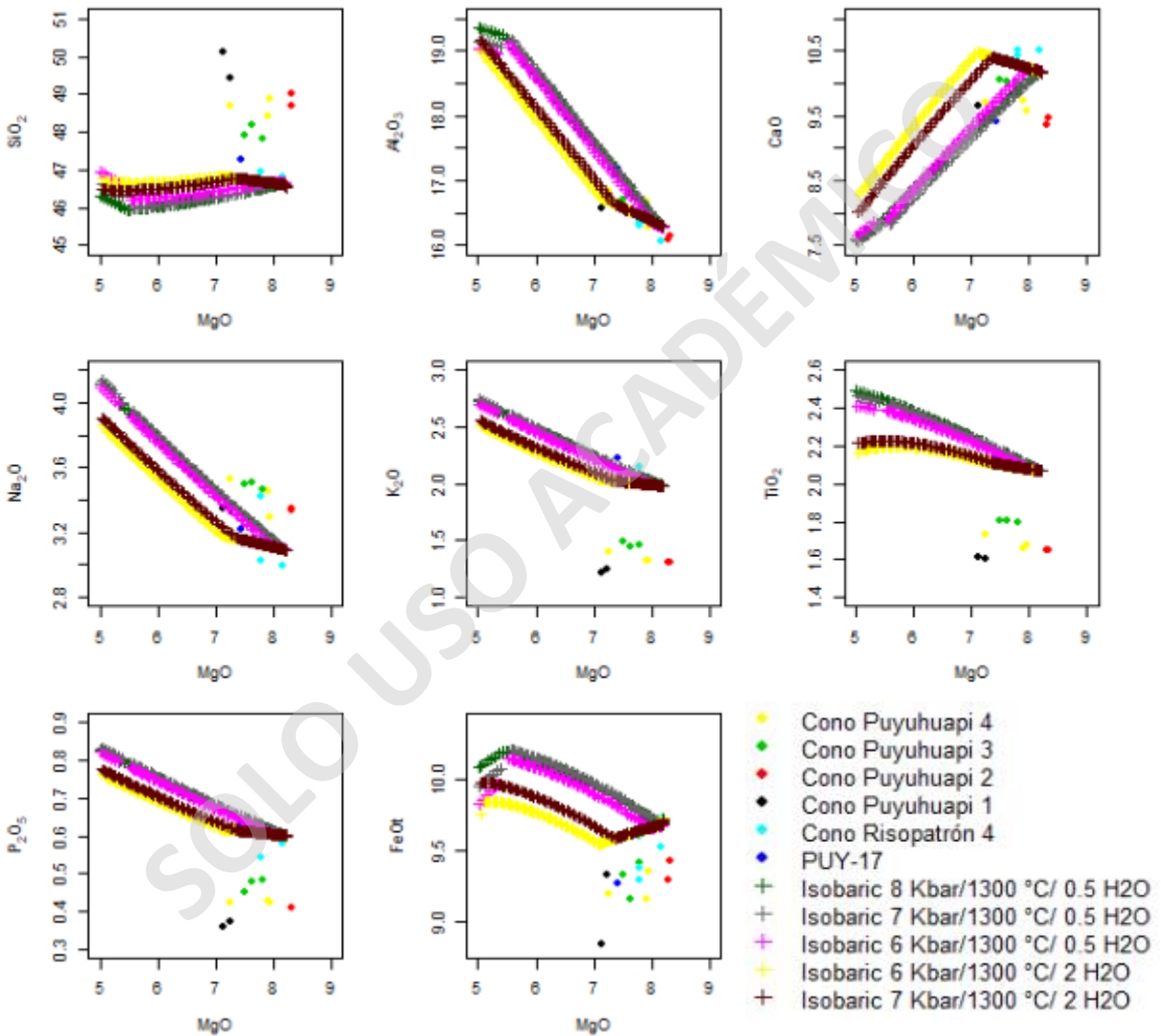


Figura 30. Modelo de cristalización fraccionada isobárico para el cono Risopatrón 4 (puntos celestes), en los cuales se ve la tendencia de los modelos al variar los parámetros (%H₂O, temperatura, presión)

5.2.2.2. Cono Puyuhuapi 1

En los modelos realizados para este cono, se ocupa la muestra PUY-18 que corresponde a la muestra con menor contenido de SiO_2 y mayor en MgO .

Para el modelo de isobárico las curvas obtenidas (Fig. 31) explican la formación de las muestras de este cono (muestras de color negro) en la mayoría de los elementos mayores. Por otro lado, no se observan grandes variaciones en la curva al cambiar alguno de los parámetros, por lo que en general las muestras se explican bien con las mismas variaciones que el modelo para Puyuhuapi 4.

El modelo de descompresión debe ser a través de un ascenso rápido determinado por un dP/dF entre 0.5 y 0.6, que es el parámetro adicional y distinto al modelo isobárico. Con estos parámetros la tendencia de los modelos realizados (Fig. 32) permiten explicar las muestras en la mayoría de los elementos mayores. Además, es evidente que los parámetros utilizados no varían de manera significativa la curva, por lo que es preferible ocupar un rango numérico de estos.

Como síntesis, ambos modelos logran explicar las muestras correspondientes al cono Puyuhuapi 1, de manera que los parámetros correctos serían: presiones iniciales entre 6 a 8 kbar, temperatura inicial de 1300°C , contenido de agua entre 0.5 a 2% y en el caso de un modelo descompresivo debe ser un ascenso rápido representado por valores de dP/dF entre 0.5 y 0.6.

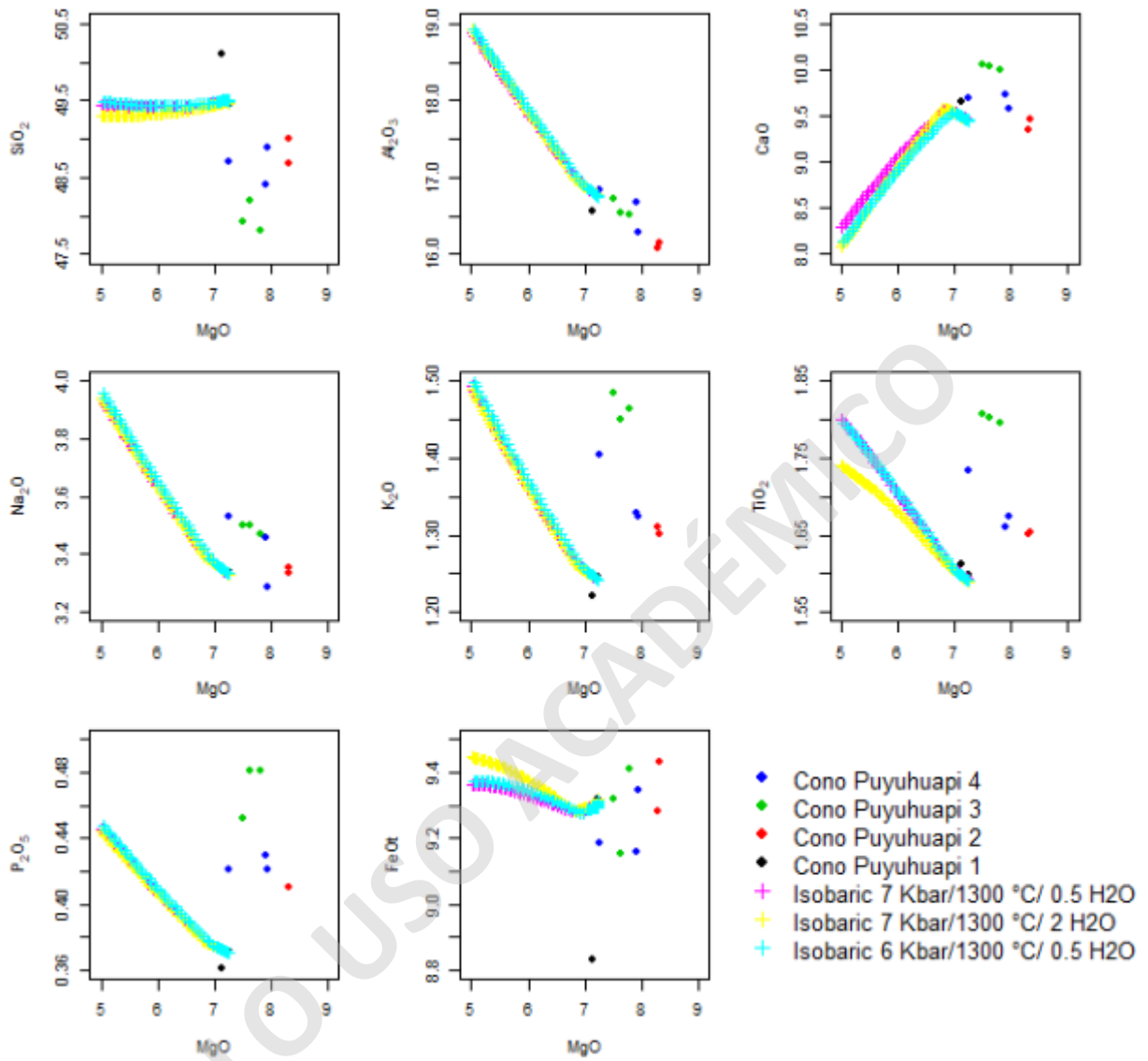


Figura 31. Modelo de cristalización fraccionada isobárico para el cono Puyuhuapi 1 (puntos negros), en los cuales se ve la tendencia de los modelos al variar los parámetros.

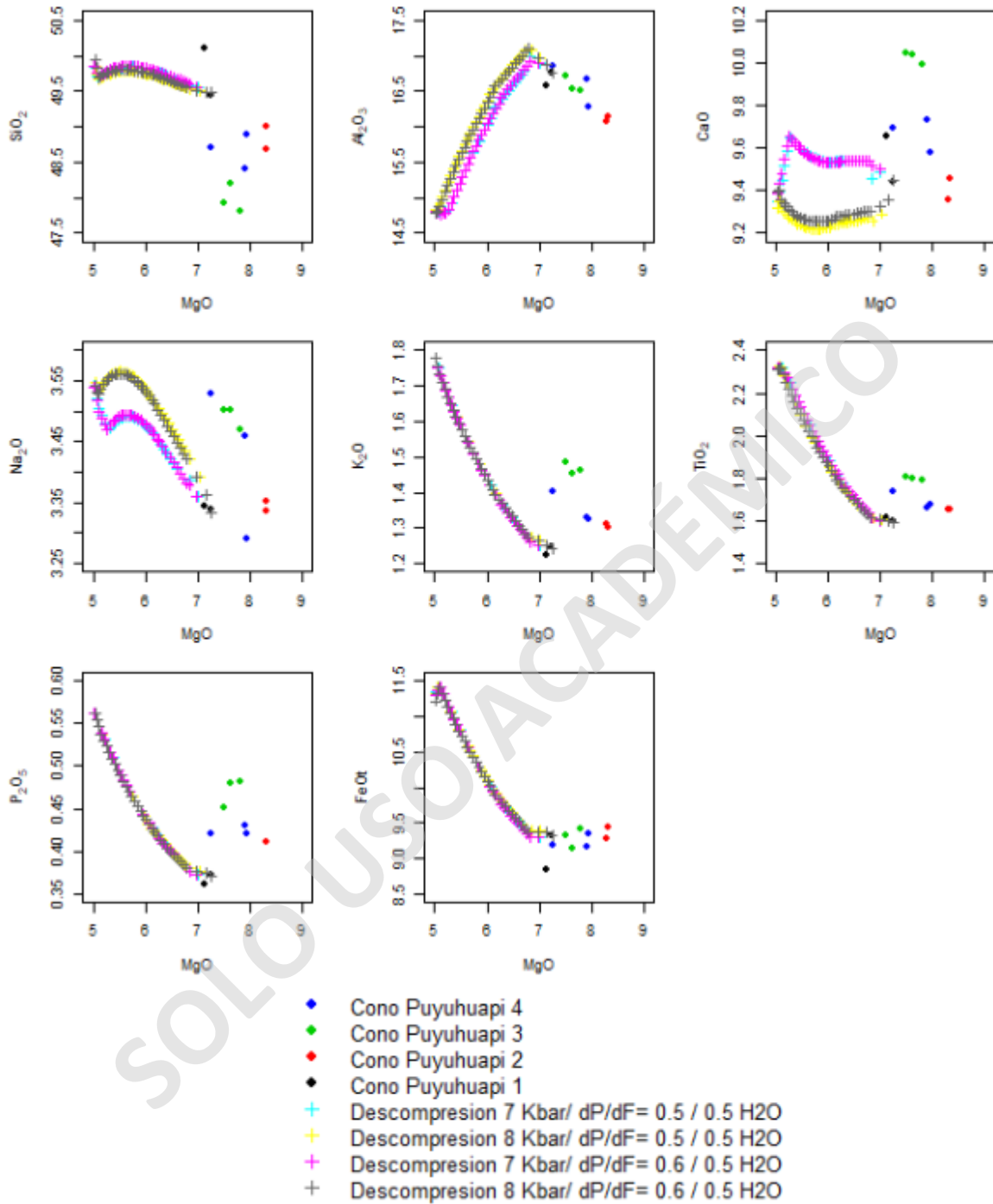


Figura 32. Modelos de cristalización fraccionada por descompresión realizada para el cono Puyuhuapi 1 (puntos negros) a diferentes variaciones de los parámetros: H₂O %wt, Profundidad en kbar y dP/dF (tasa de ascenso).

5.2.2.3. Cono Puyuhuapi 3

Los modelos de este cono se realizan con la muestra PUY-14, donde los valores de SiO_2 (47.82% wt) son los más bajos dentro de las muestras de este cono y los más altos en MgO (7.80% wt).

El modelo isobárico muestra diferentes modelos que logran explicar las muestras del cono en cuestión, explicando la formación de dichas muestras por cristalización fraccionada isobárica. Por otro lado, podemos observar que en general parámetros ingresados para el agua es lo único que hace variar sustancialmente la curva y en menor medida la presión. Estas variaciones permiten explicar aquellas muestras que se encuentran más alejadas en los diagramas de elementos mayores (Fig. 33).

Para el modelo descompresivo se valores de ascenso rápido asociado a un dP/dF de 0.5 y 0.6. En este modelo las tendencias y curvas obtenidas con estos parámetros (Fig. 34) explican de buena manera a las muestras correspondiente, en la mayoría de los elementos mayores.

En síntesis, la generación de las muestras se puede obtener mediante un modelo isobárico y descompresivo con parámetros que abarcan rangos en los valores para el H_2O de 0.5 y 2 wt%, presiones iniciales de 5 a 8 kbar, temperatura inicial de 1300 °C y en el caso del modelo descompresivo, valores de dP/dF de 0.5 y 0.6 que son considerado ascensos rápidos.

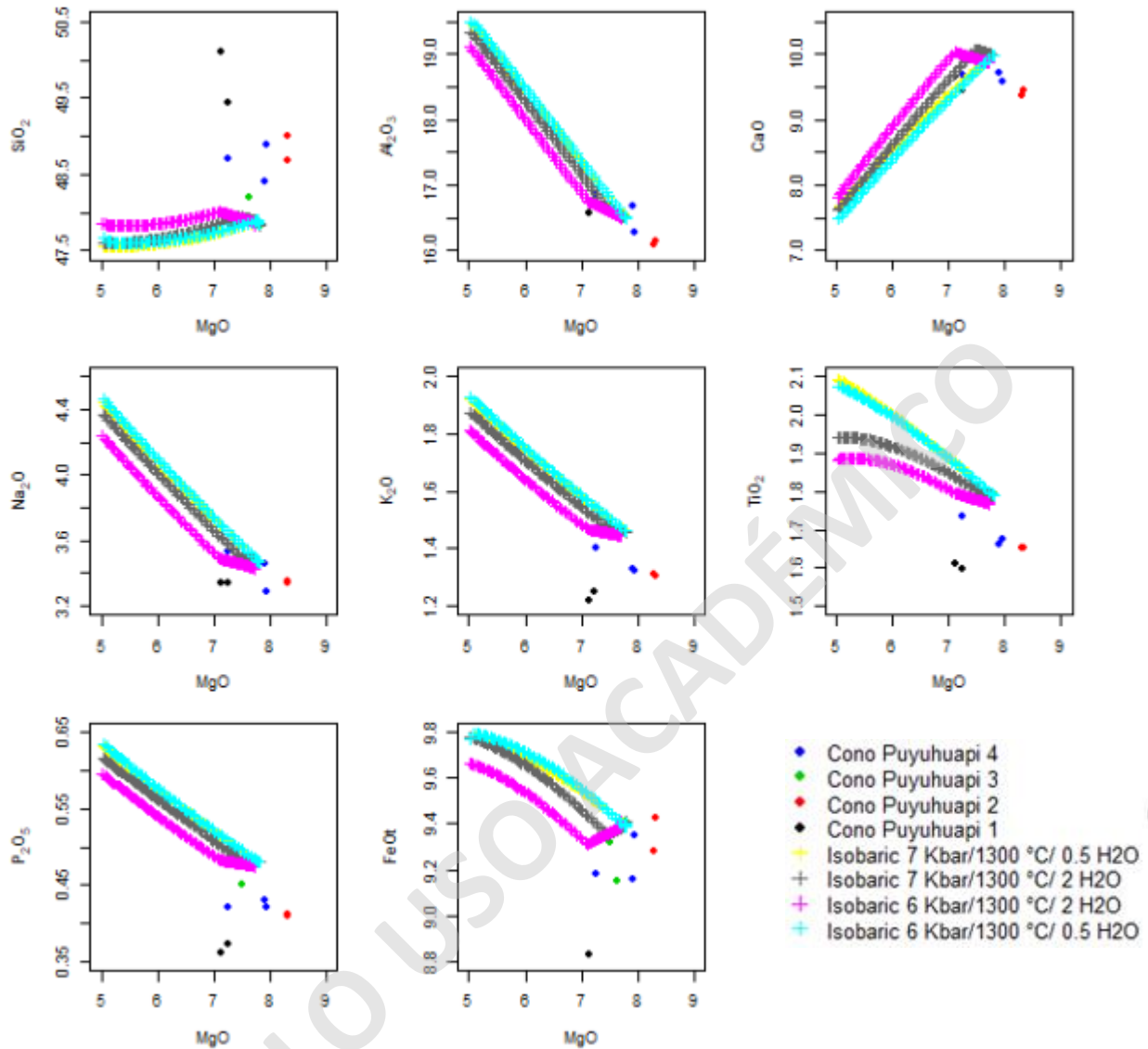


Figura 33. Modelo de cristalización fraccionada isobárico para el cono Puyuhuapi 3 (puntos verdes), en los cuales se ve la tendencia de los modelos al variar los parámetros: H₂O, presiones y temperaturas iniciales de 1300°C.

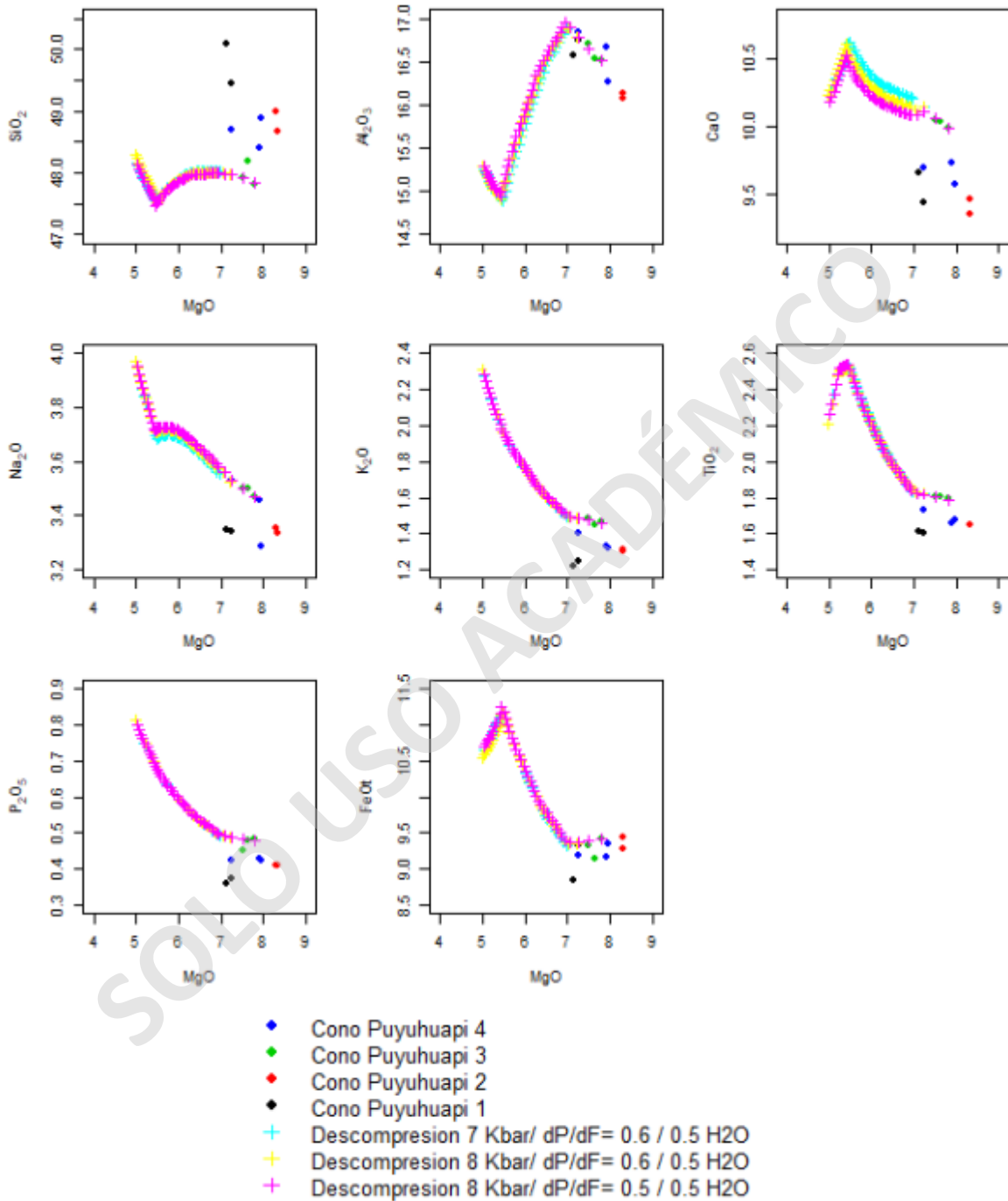


Figura 34. Modelos de cristalización fraccionada por descompresión realizada para el cono Puyuhuapi 3 (puntos verdes) a diferentes variaciones de los parámetros: H₂O %wt, Profundidad en kbar y dP/dF (tasa de ascenso).

5.2.2.4. Conos Puyuhuapi 2 y 4

Como se mencionó en el inicio de este apartado, los conos Puyuhuapi 4 y 2 se pueden tratar como una debido a las características químicas similares entre ellos. Para la realización de este modelo se tomará la muestra PUY-16, que es aquella que posee menor concentración de SiO_2 y las más altas en MgO dentro de las muestras de estos dos conos.

El modelo isobárico obtiene diversas curvas representadas en los diagramas de elementos mayores (Fig. 35), donde además se puede ver que este modelo explica las muestras correspondientes (círculos de color azul y rojos). Por otro lado, se puede observar la influencia del agua en el comportamiento de la curva, donde las mayores concentraciones logran modificarla de manera brusca en algunos elementos.

Para el modelo descompresivo se ingresaron los valores de dP/dF simulando un ascenso rápido. Los resultados son las diversas curvas observadas en la Figura 36, donde se puede observar cómo estas alcanzan a explicar de buena manera las muestras de estos dos conos. Cabe mencionar que, a diferencia del modelo anterior, en este no se observan grandes cambios en la curva a partir de las variaciones en los parámetros, principalmente ligado al contenido de H_2O .

En síntesis, ambos modelos explican la formación de las muestras de Puyuhuapi 2 y 4 de buena manera a presiones de 6 a 8 kbar, temperatura inicial de 1300°C , concentraciones de agua de 0.5 y 2% y en el caso del modelo descompresivo, valores de dP/dF de 0.5 y 0.6 (ascenso rápido).

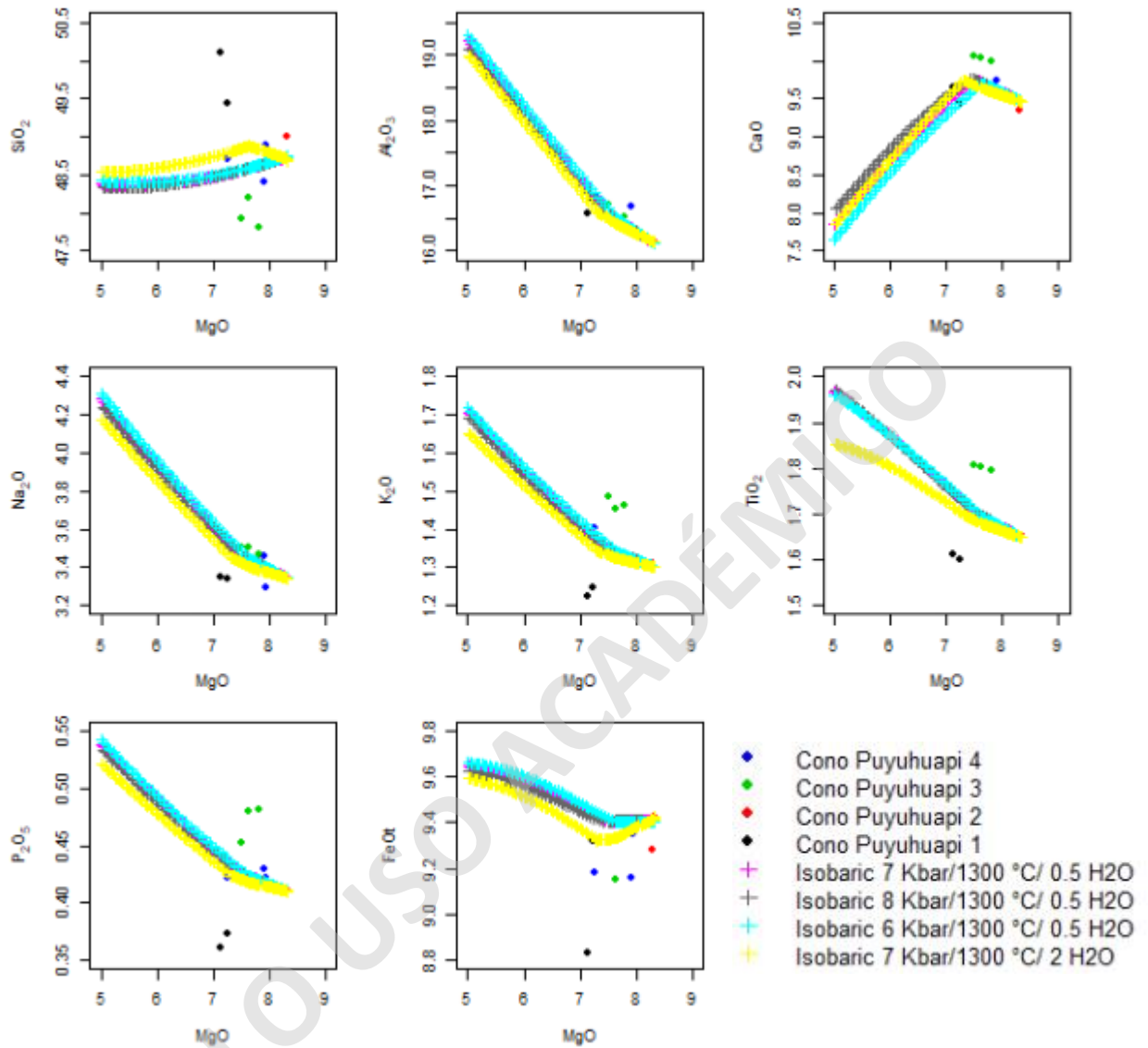


Figura 35. Modelo de cristalización fraccionada isobárico para el cono Puyuhuapi 2 y 4 (puntos azules y rojos), en los cuales se ve la tendencia de los modelos al variar los parámetros: H₂O, presiones y temperaturas iniciales de 1300°C.

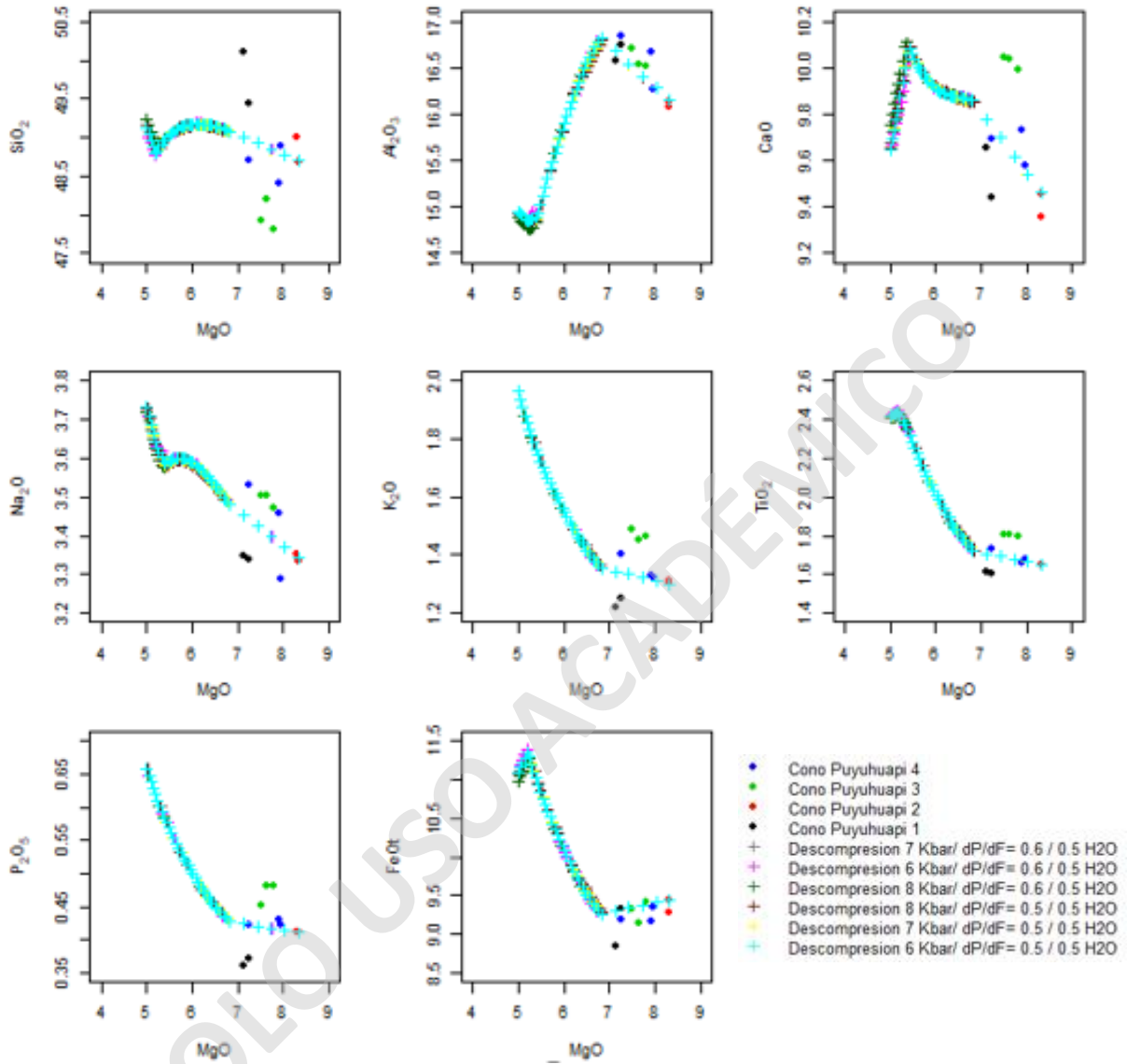


Figura 36. Modelos de cristalización fraccionada por descompresión realizada para el cono Puyuhuapi 2 y 4 (puntos rojos y azules) a diferentes variaciones de los parámetros: H₂O % wt, Profundidad en kbar y dP/dF (tasa de ascenso).

5.2.3. Influencia de la subducción

Como se ha mencionado, la zona de estudio se encuentra en una zona de subducción, específicamente en América del sur. Los magmas producidos en la subducción están caracterizados por tener un patrón marcado en el diagrama de multielementos, además de recibir aportes desde la placa subductante, tales como fluidos y componentes químicos asociados a esta (enriquecimiento/empobrecimiento en ciertos elementos).

En particular, el CVP posee una impronta de subducción bastante menor, en comparación con otros CEM como Palena (Escalona, 2021) y estratovolcanes como el Melimoyu (Geoffroy, 2017). Esto se puede observar en el diagrama de multielementos (Fig. 37), donde el CVP está comparado con los centros mencionados anteriormente, aquí podemos observar como la fosa Nb-Ta, típica de subducción, está bastante atenuada y en específico en el cono Risopatrón 4, casi nula. También se puede ver la ausencia del peak negativo en el Ti que si presentan los demás centros y que es típico de la signatura de subducción.

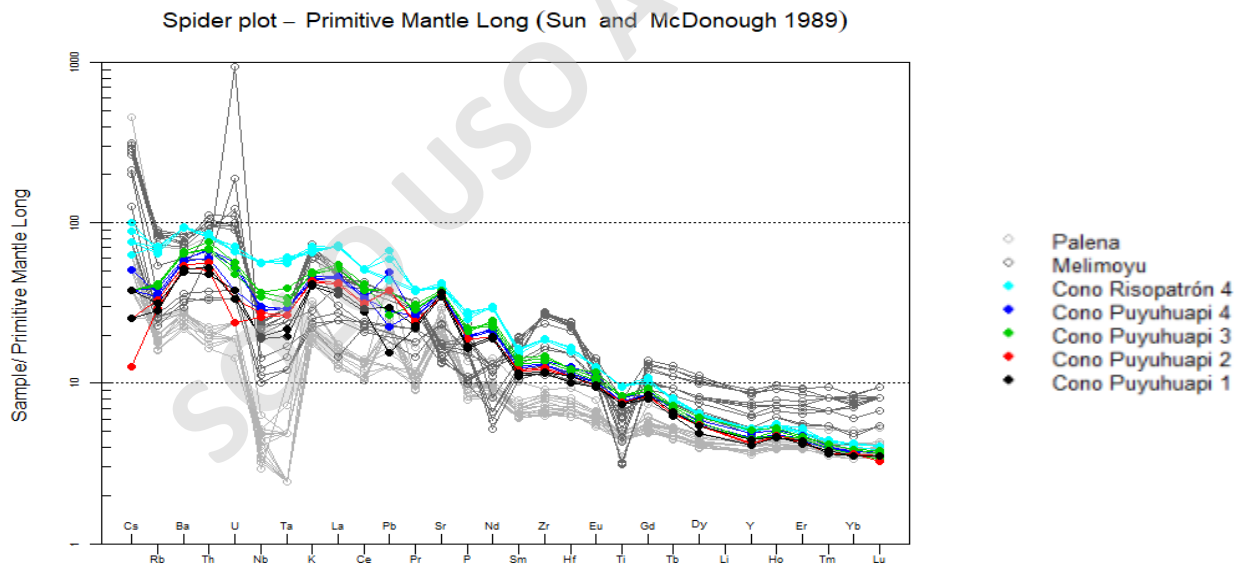


Figura 37. Diagrama de multielementos normalizado al manto primitivo de Sun y McDonough (1989), de las muestras del CVP en comparación con el volcán Melimoyu (Geoffroy, 2017) y los centros eruptivos de Palena (Escalona, 2021)

Por otro lado, se analizaron razones de elementos traza que pudiesen dar información sobre procesos ligados a la subducción en comparación a otros centros eruptivos. En primera instancia se realiza un gráfico de Sr/Th versus Th/Ce (Fig 38), en este se grafican más centros eruptivos como Alto Palena (Escalona, 2021), Cayutué-La Viguera (Mena, 2015), Caburga-Huelemolle (Garrido, 2016) y el volcán Melimoyu (Geoffroy, 2017) y donde altos valores de la primera razón están relacionados a la adición de fluidos aportados desde el slab subductado y altas razones de la segunda, implicarían asimilación o componentes proveniente de los sedimentos o la fusión de estos, los cuales están asociados a la placa subductante. De este se puede extraer que el CVP se encuentra con tasas bajas en ambos casos en comparación con los demás centros eruptivos, lo que implica una baja influencia de los fluidos y de componentes proveniente de los sedimentos en los diferentes conos del CVP.

Además, se realizó un gráfico de Ba/Nb versus La/Nb (Fig. 38), donde altos valores en ambos casos es interpretativo como una mayor influencia de los componentes de la subducción. De este se puede determinar que el CVP es aquel que está formado por menos influencia por parte de los componentes de subducción y dentro del mismo también se puede hacer una segregación en cuando a la influencia de la subducción. Es destacable mencionar que el Cono Risopatrón 4 es aquel que menos influencia tiene, en comparación con los demás conos componen el CVP, lo cual es coincidente con lo observado en la Figura 37, donde este cono es quien presenta la fosa Nb-Ta más atenuada, seguida por Puyuhuapi 4, luego Puyuhuapi 2 y 4 en valores muy similares y por último Puyuhuapi 1.

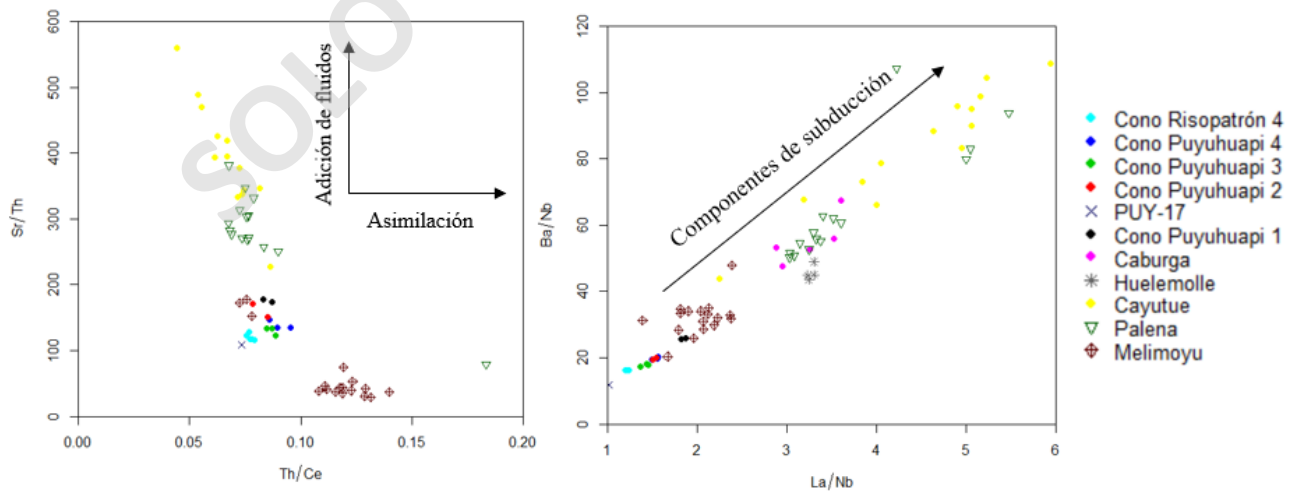


Figura 38. Razones de elementos traza para las muestras del CVP, del volcán Melimoyu (Geoffroy, 2017), Alto Palena (Escalona, 2021), Caburga-Huelemolle (Garrido, 2016) y Cayutué-La Viguera (Mena, 2015)

Esta baja influencia de procesos derivados de la subducción permiten hacer una primera inferencia sobre la fuente del CVP, ya que esta debe ser producida o generada por una fusión no tan ligada al aporte de fluidos de la placa subductante o procesos de subducción y sí a la fusión parcial de otro sector, como la litosfera o manto litosférico, donde dicha influencia es baja o casi nula.

5.2.4. Fuente del manto

En el patrón de tierras raras (Fig. 24) se puede observar que en general las muestras del CVP poseen un enriquecimiento significativo que además se aprecia como un patrón inclinado (enriquecimiento en LREE y empobrecimiento en HREE) y que no termina de manera horizontal, lo que nos indicaría fusión de una fuente con estabilidad de granate (Davidson et al., 2012). Para corroborar esto se realizan diversos gráficos, entre ellos el diagrama de la Figura 39, donde la razón Dy/Dy^* es un valor interpolado entre La e Yb, con la finalidad de representar cuantitativamente la pendiente de las tierras raras (Davidson et al., 2012), lo que es coincidente a lo observado en el patrón

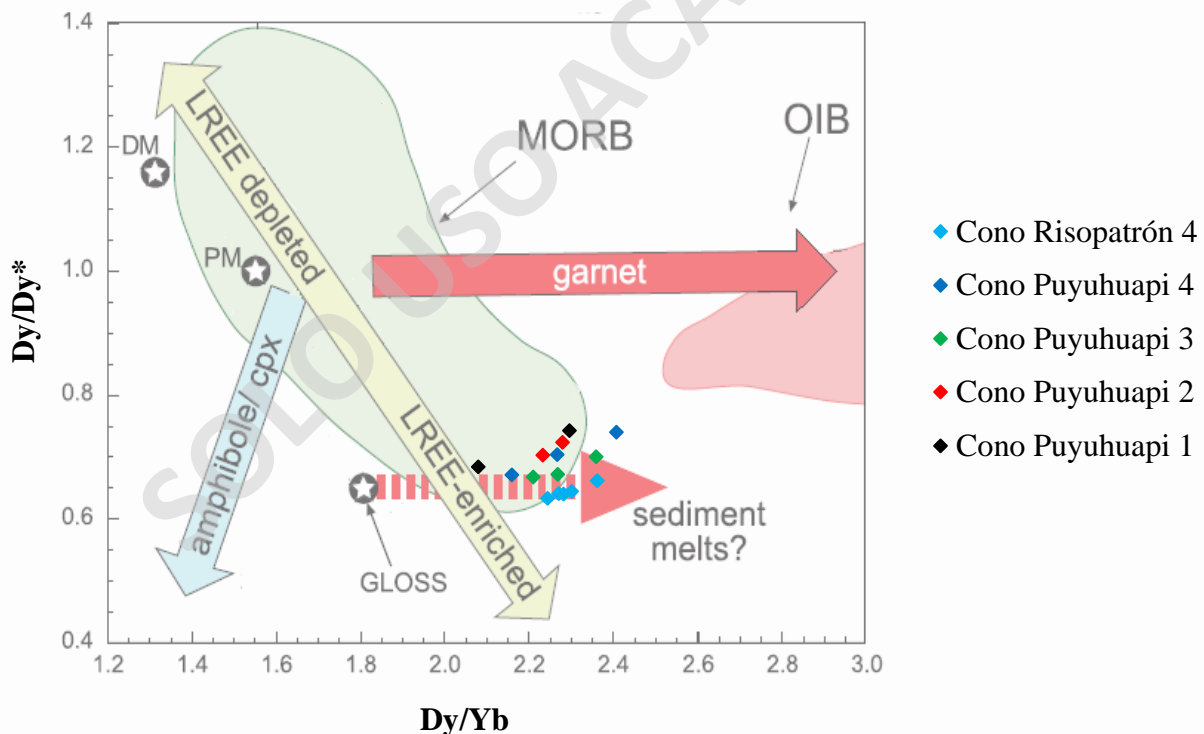


Figura 39. Diagrama Dy/Dy^* versus Dy/Yb que muestra los campos del MORB, OIB y vectores que señalan razones de REE y fusiones propuestas por Davidson et al., (2012). Las muestras del CVP se muestran de tonalidades mas fuertes y no transparentadas con su respectiva categorización por cono muestreado. Las abreviaciones utilizadas por el autor son: PM, primitive mantle; DM, depleted mantle; Gloss, average global subducting sediment. Modificado de Davidson et al., (2012)

de REE realizado en este trabajo (Fig. 24). Además, los valores medios a altos en Dy/Yb indicarían una progresiva influencia del granate en la fuente. Por otro lado, este grafico permite determinar de manera preliminar que tipo de fuente es el que genera las muestras del CVP, en este caso es de un magma similar al manto que genera a un magma tipo MORB, pero de carácter enriquecido, el cual se encontraría en estabilidad con el granate.

Complementario a esto se observa el grafico de $(Gd/Yb)_c$ versus $(La/Sm)_c$ (Fig. 40; Alvarado et. al., 2014), el cual presenta principalmente la estabilidad de la fuente en el eje Y, ya sea con espinela o granate. Particularmente con esto también viene relacionado la profundidad a la cual se estaría generando la fuente de los fundidos, siendo el granate una fuente más profunda. Específicamente en las muestras del CVP se puede determinar estabilidad con granate donde la razón $(Gd/Yb)_c$ se observa con valores mayores a 2, corroborando así lo interpretado de la Figura 38. Por otro lado, el eje x de este mismo gráfico representa la tasa de fusión, donde las muestras del campo volcánico Puyuhuapi muestran comportamientos variados entre los conos que lo componen. De esta forma de menor a

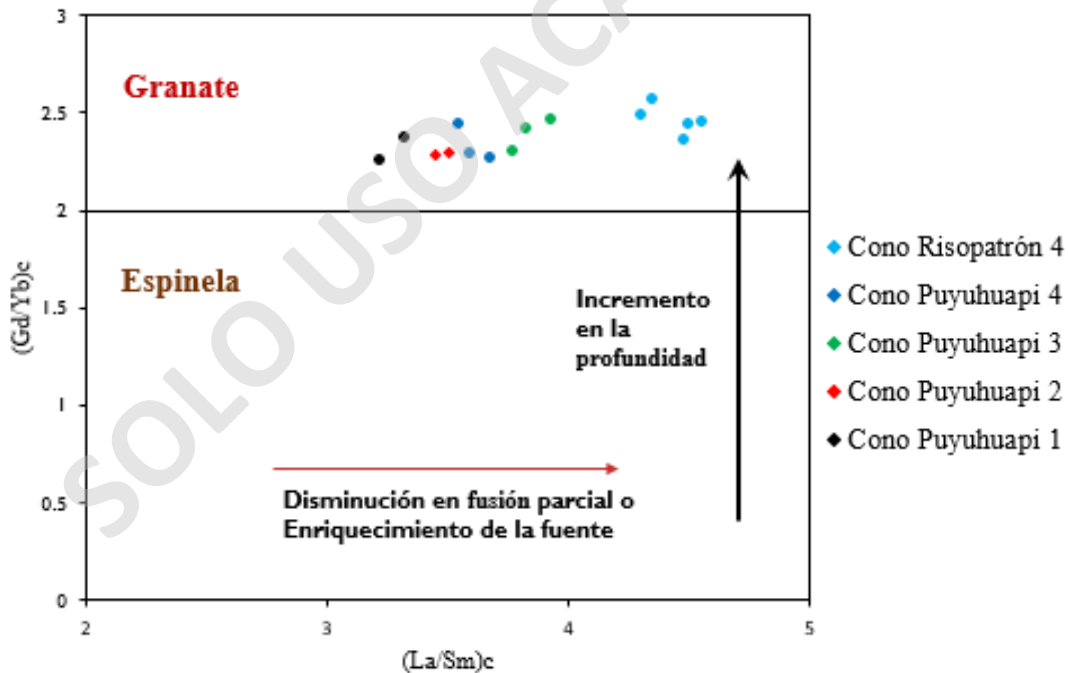


Figura 40. Diagrama bivalente de $(Gd/Yb)_c$ versus $(La/Sm)_c$ (Alavardo, et. al., 2014) para las muestras del CVP. En el eje Y se muestra la estabilidad de la fuente que generaría estas muestras, entre granate y espinela. Y en el eje X, se observa el grado de fusión parcial que sufrió la fuente para generar las muestras. Ambas razones son normalizadas al condrito de Sun y McDounough (1989).

mayor grado de fusión parcial tenemos: Risopatrón 4 que se encuentra bastante separado de los demás conos, seguido por Puyuhuapi 3, luego Puyuhuapi 4 y 2, por último, está Puyuhuapi 1 con los valores asociados a mayor fusión parcial o empobrecimiento de la fuente.

Como síntesis de los párrafos anteriores, se obtiene la estabilidad del granate en la fuente generadora de los productos del CVP. Para esta existen dos opciones factibles que pueden generar esta signatura: (a) la astenosfera profunda donde el granate es estable (lherzolita de granate), siendo esto último la principal complejidad; y (b) en la litosfera (manto litosférico) la cual es parte del manto primitivo que no fue reequilibrado, pero sí metasomatizado por los procesos de subducción de la zona, permitiendo así tener granate a menor profundidad (piroxenita de granate).

5.2.4.1. Modelo de fusión parcial

A partir de los datos mencionados anteriormente se realizan diversos modelos de fusión parcial para una fuente enriquecida en estabilidad con el granate para los conos del CVP, específicamente este se realiza en un diagrama de La/Yb versus Yb y La. Estos se escogen debido a su poca movilidad ante otros procesos y la influencia del granate en el comportamiento del Yb, lo que reflejaría condiciones similares a la fuente.

Las fuentes contempladas son una lherzolita de granate y una lherzolita de espinela con moda mineral expuesta en la tabla 2 y química similar a la del manto primitivo de Sun and Mc Donough (1989) (ver tabla 2), estas también fueron utilizadas por Mena (2015) en modelos de los CEM de Cayutué-La Viguera. Una lherzolita de espinela/granate con una moda mineral similar tanto para el granate (2.5%) y la espinela (5%), y al igual que la anterior, con una química de manto primitivo (PM) de Sun and McDonough (1989) (ver tabla 2). Por último, se consideró una tercera fuente, piroxenita de granate extraída y modificada de Hickey-Vargas et al., (2016) con una química análoga a la muestra más primitiva del grupo Alto Palena (muestra PAL-24 del trabajo de Escalona, 2021), una serie de CEM cercanos al CVP y cuyas muestras son representativas de los basaltos de subducción (tipo 1).

Los parámetros utilizados para este modelo son expuestos en la Tabla 2 y 3. Estos se utilizaron en las ecuaciones de *modal batch melting* (Shaw, 1970):

$$\frac{C^l}{C^o} = \frac{1}{D_0 + F(1 - D_0)}$$

Donde C^l es la composición del fundido generada por la fusión F de la fuente, D_0 es el *bulk partition coefficient*, C_0 es la composición de la fuente y F es el grado de fusión parcial. El valor del *bulk partition coefficient* es calculado como:

$$D_0 = \sum x_0^i K_0^i$$

Donde x_0^i es la moda mineral de la fase i para un elemento aleatorio, y K_0^i es el coeficiente de partición de dicho mineral en la fase i , para estos últimos se utilizan los valores expuestos en la tabla 3.

Tabla 2. Parámetros usados para realizar el modelo de fusión parcial. La piroxenita de granate es extraída y modificada de Hickey-Vargas et. al., (2016) y la composición de la fuente fue extraída de Escalona (2021) con el fin de asimilar un manto con esas concentraciones químicas.

		Piroxenita de granate (PAL-24)	Lherzolita de granate (PM)	Lherzolita de espinela (PM)	Lherzolita de espinela/granate (PM)
Composición de la fuente (Co) en ppm	La	11.5	0.687	0.687	0.687
	Yb	1.65	0.737	0.737	0.737
	La/Yb	6.97	0.932	0.932	0.932
Moda de la fuente	Olivino	0.1	0.67	0.57	0.6
	Ortopiroxeno	0.3	0.1	0.28	0.2
	Clinopiroxeno	0.53	0.1	0.10	0.165
	Granate	0.07	0.03	0	0.025
	Anfibola	0	0	0.01	0
	Espinela	0	0	0.04	0.025

Tabla 3. Coeficientes de partición para cada elemento de la fase mineral presente en la fuente. Extraídos de: ^aMcKenzie y O’Nions (1991); ^bAdam y Green (2006); ^cTakada y Okayasu (2003).

K_0^i	La	Yb
Olivino	0.0004 ^a	0.0015 ^a
Ortopiroxeno	0.0006 ^b	0.077 ^b
Clinopiroxeno	0.03 ^b	0.43 ^b
Espinela	0.01 ^a	0.01 ^a
Granate	0.002 ^c	6.6 ^c
Anfibola	0.17 ^a	0.59 ^a

5.2.4.1.1. Fuente única

Los modelos por exponer hacen referencia a la fusión de una única fuente con diferentes características químicas y mineralógicas con la finalidad de explicar la formación del CVP y las implicancias de estas.

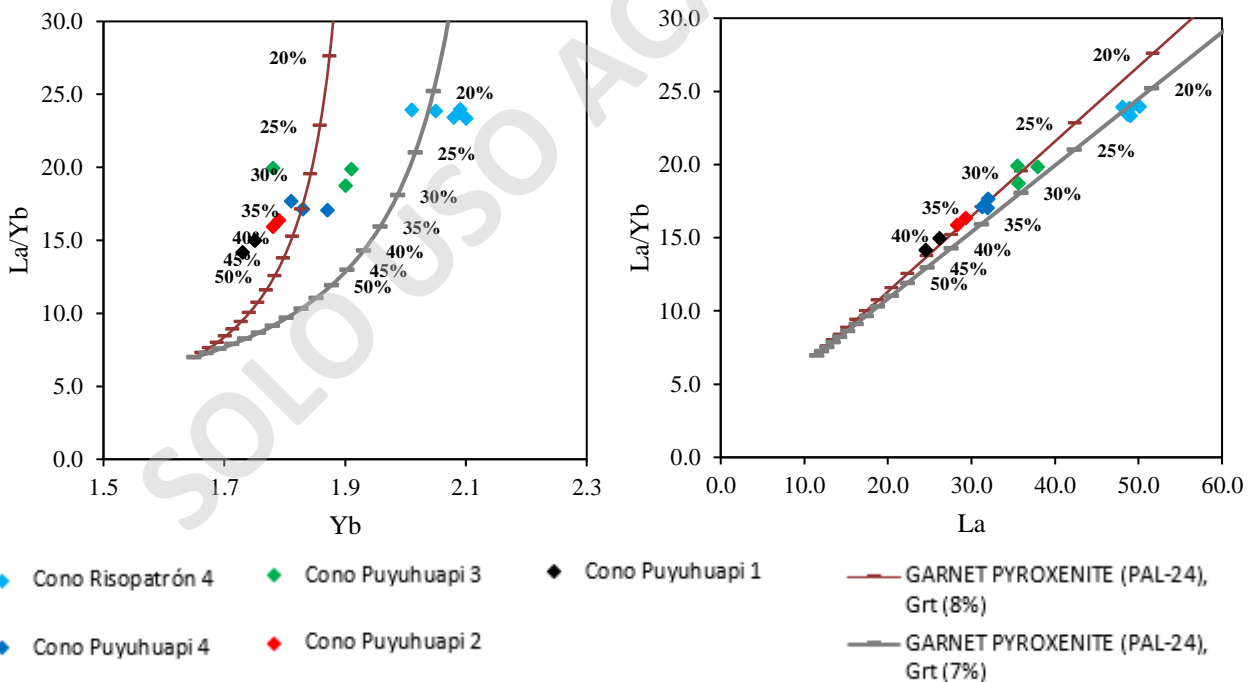


Figura 41. Modelo de fusión parcial a través del cálculo del *modal batch* para una piroxenita de granate con química similar a la muestra PAL-24 del trabajo de Escalona (2021), la cuales son diferenciadas por el contenido de granate, siendo las líneas cafés un 8% de granate y las líneas grises con un 7% de granate, ambas en un diagrama La/Yb versus La e Yb.

Los modelos obtenidos para la piroxenita de granate están en la Figura 41, de este se puede observar que la fusión parcial por *batch melting* para esta muestra con una fuente de química similar a basaltos emitidos en contexto de subducción (Alto Palena), logra explicar la composición de las muestras del CVP. Además, podemos observar que el modelo posee un comportamiento óptimo tanto para el La e Yb, en este último la curva se ajusta a las muestras, pero no con precisión, por lo que se sugiere que las muestras de Risopatrón requieren de una fuente con menor contenido de granate (línea gris: 7%, línea roja: 8%) en la fuente en comparación con los conos Puyuhuapi. Por otro lado, la principal diferencia entre todos los conos del CVP es el grado de fusión parcial de la fuente, coincidente con lo mencionado en apartados anteriores y el contenido de granate asociado a la fusión.

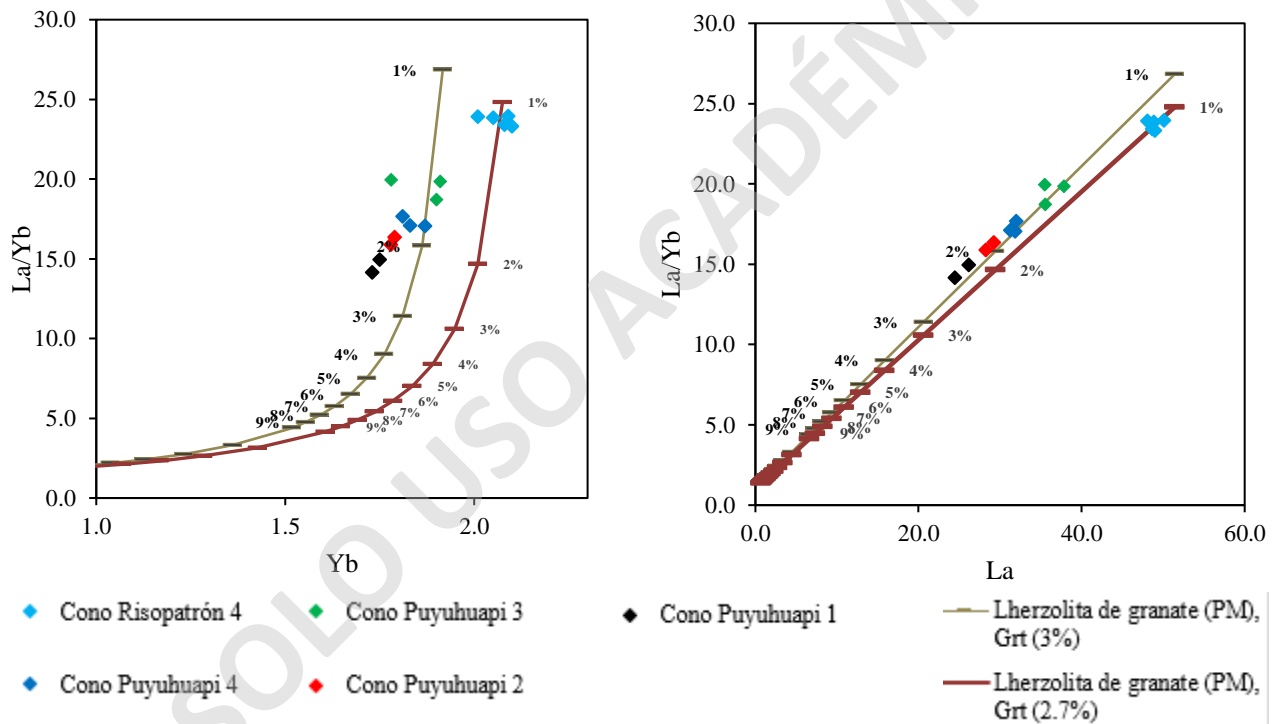


Figura 42. Modelo de fusión parcial a través del cálculo del *modal batch melting* para una lherzolita de granate con química similar al manto primitivo (PM) de Sun y McDonough (1989) y diferencias en el contenido de granate, un 3% (línea gris) y 2.7% (línea café-rojizo), los cuales son representadas en un diagrama La/Yb versus La e Yb.

El modelo realizado para una lherzolita de granate con una química análoga al manto primitivo de Sun y McDonough (1989), se encuentra en la Figura 42. Aquí podemos observar que el modelo *batch melting* se ajusta a las muestras, específicamente en el comportamiento de La. Los diferentes grupos geográficos determinados en este trabajo se pueden diferenciar por el contenido de granate en

la fuente (Fig. 40), el cual es menor en los conos Risopatrón mostrado por el contenido de Yb (inversamente proporcional, la curva se mueve a la izquierda con un mayor contenido de granate). Además, el grado de fusión parcial también es un determinante en las diferencias entre los grupos mencionados y los conos individuales.

El último modelo se realiza para una lherzolita de espinela/granate que tiene moda mineral similar en granate y espinela (2.5% para cada uno) con química de manto primitivo de Sun y McDonough (1989). En la Figura 43 se puede denotar como un modelo de *batch melting* explica la formación de las muestras del CVP. Por otro lado, se puede interpretar que las muestras del cono Risopatrón 4 se explican con un menor grado de fusión parcial que los conos Puyuhuapi, misma conclusión obtenida en otros apartados. Además, al analizar el gráfico que denota el comportamiento del Yb, podemos interpretar que los conos de Puyuhuapi necesitan una fuente con mayor contenido de granate que el cono Risopatrón 4, pero un aumento muy leve (Fig. 43).

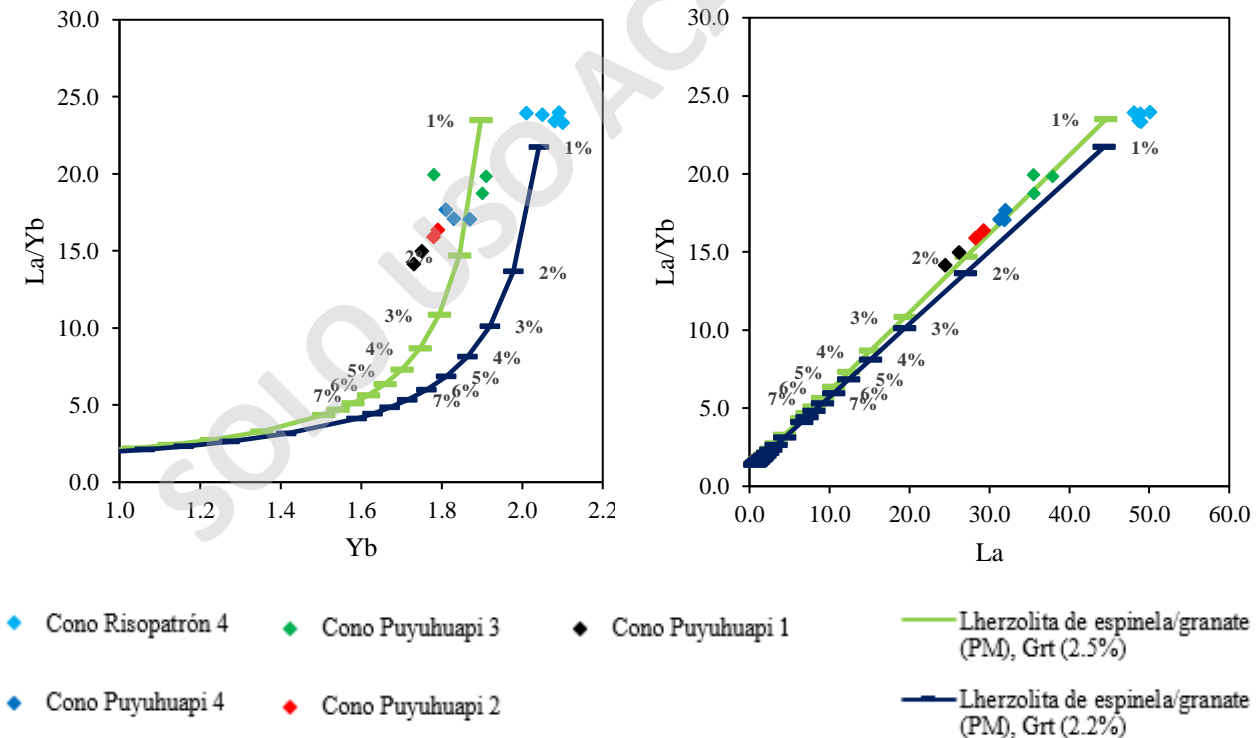


Figura 43. Modelo de fusión parcial a través del cálculo del *modal batch melting* (línea gris) para una lherzolita de espinela/granate con química similar al manto primitivo (PM) de Sun y McDonough (1989), en el cual se presentan modelos con mayor contenido de granate (línea verde) y menor contenido de este (línea azul), los cuales son representados en un diagrama La/Yb versus La e Yb.

En síntesis, las fuentes propuestas coinciden en la incorporación del granate como responsable de manera directa en la formación del CVP, a su vez este mineral comúnmente habla de grandes profundidades en particular en el caso de la lherzolita de granate y es esta misma razón lo que permite descartar esta fuente como la principal responsable, ya que una conservación de esta química luego de transportarse un largo trayecto es poco probable. Adicionalmente la pobre signatura de subducción en las muestras del CVP es contradictorio a la manera en la que se produciría fusión de esta fuente, ya que se presentaría con patrones más marcados debido a la acción de los volátiles provenientes de la placa subductada. Algo similar ocurre con la lherzolita de espinela/granate, en la cual se asume una menor presión y profundidad, pero aun así repitiendo la improbabilidad de conservación de la química en un transporte que no es acotado y lo marcado del patrón de subducción en un diagrama de multielementos, lo cual no está presente en el CVP. Y por último la piroxenita de granate ha sido asociada a menores profundidades, lo que podría hacer posible una fusión producto de la presencia de fracturas corticales de gran profundidad o parcialmente fundida desde la litosfera por fluidos más calientes desde el manto. Aunque esta es la fuente más probable dentro de los modelos expuestos, hay que mencionar el grado de fusión parcial a la cual estaría expuesta dicha roca para lograr formar los conos del CVP (20% a 40%), lo cual es un poco contradictorio teniendo en cuenta las observaciones de esto en el CVP, donde en comparación con otros CEM, el CVP es el que se genera por menores tasas de fusión parcial. Si bien el CVP se puede formar por la fuentes mencionadas anteriormente, todas presentan complicaciones por sí solas (estabilidad, profundidad, tasa de fusión parcial, etc), lo que se traduce en buscar una alternativa más viable para la explicación de la fuente y/o los procesos que pueden estar implicados en la misma.

5.2.4.1.2. Mezcla

Como se mencionó en el apartado anterior, las fuentes propuestas por sí solas explican la formación del CVP, pero con ciertas complicaciones que se traduce en la búsqueda de otros procesos que puedan explicar la fuente. En específico el proceso de mezcla entre diferentes fuentes permitiría encontrar la química asociada a la formación del CVP. Para lograr esto, se ocuparán principalmente las fuentes de lherzolita de espinela y piroxenita de granate, las cuales presentan características químicas y minerales expuestos en la tabla 2 y 3 e ingresadas a un modelo de *batch melting* donde

básicamente se asumirá la fusión inicial de una lherzolita de espinela que, la cual quedaría estancada en el límite corteza-manto (25-30 km), lo que propiciaría la fusión de la roca adyacente que se asume como una piroxenita de granate asociada al manto litosférico.

En la figura 44 se presentan los resultados de los modelos donde un 20% del fundido final corresponde a la lherzolita de espinela y un 80% a la piroxenita de granate, lo que permitiría explicar la formación del CVP. Además, se proporciona información con respecto al aumento del contenido de granate en la piroxenita, lo que propiciaría la formación de los conos Puyuhuapi y en caso contrario al cono Risopatrón 4.

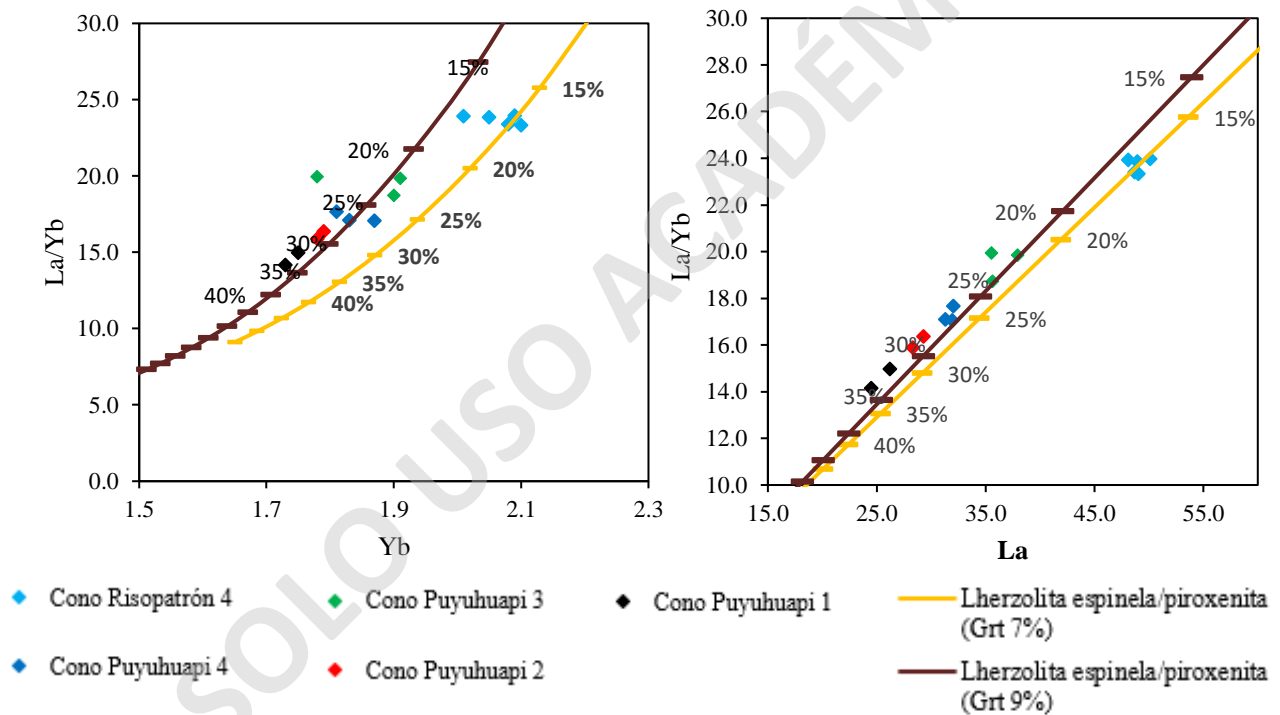


Figura 44. Modelo de fusión parcial y mezcla entre una lherzolita de espinela (20%) y una piroxenita de granate (80%), esta última es variada en el contenido de granate: línea amarilla piroxenita con moda mineral de granate al 7% y la línea café, una piroxenita con un 9% de granate. Estos modelos son representados en un diagrama La/Yb versus La e Yb.

5.2.5. Modelo petrogenético

Mediante la recolección de antecedentes mencionados en los apartados anteriores, se demuestra que los centros eruptivos del CVP fueron afectados por procesos (cristalización fraccionada, fusión parcial, etc.), principalmente en su origen y en menor medida (casi nula) en el ascenso magmático. La generación de estos magmas está influenciada por la tasa de fusión parcial distinta para cada centro estudiado, donde la fuente se ve influenciada por la presencia de granate, evidenciado en el patrón de REE y gráficos complementarios (Fig. 40). Se concluye mediante modelos de fusión parcial que la fuente puede ser una piroxenita de granate o una mezcla entre lherzolita de espinela y piroxenita de granate (Fig. 44), en donde nuevamente se corrobora que existe una diferencia en la tasa de fusión parcial para la generación de las muestras obtenidas y son parcialmente coincidente con las edades relativas mencionadas.

Las fuentes mencionadas son derivadas de diferente procedencia, lo más común es encontrar una fuente común de lherzolita de espinela para el magmatismo asociado a zonas de subducción, la cual está asociada a la cuña astenosférica quien sometida a la fusión por adición de volátiles procedentes de la placa subductante. Por otro lado, la piroxenita de granate se asociaría al sector del manto litosférico, que según Stern et al., (1986) está ubicado por encima de la cuña astenosférica y es referido como una parte del manto primitivo que no fue reequilibrado o litosfera oceánica que no está completamente reequilibrada pero afectada por múltiples eventos relacionados a la subducción. Estas condiciones mencionadas permiten inferir que este manto tendría signatura tipo MORB con procesos a lo largo del tiempo que permitieron el enriquecimiento y empobrecimiento en algunos elementos, considerándolo como un sector heterogéneo bajo el continente (Stern et al., 1986). Los procesos de metasomatismo relacionado a la subducción que pueden estar afectando al manto litosférico son los responsables de la signatura de subducción baja en las rocas del CVP.

El fundido generado (producto de cualquiera de los modelos) se acumularía en un principio a grandes profundidades (34-40 km, límite corteza-manto), donde iniciaría la asimilación y mezcla (modelo de la fig. 45), además de la generación de los fenocristales de olivino, clinopiroxenos y plagioclasas (en caso de Risopatrón 4; Fig.45.A). En este mismo sector se forman las texturas de desequilibrio y glomeroporfíricas en respuesta de los cambios físico-químicos, texturas que pueden

ser producidas por inyecciones de temperaturas asociadas a fundidos de composiciones químicas similares (presión, temperatura, etc).

El ascenso de este fundido esta facilitado por la presencia de fracturas corticales (SFLO), las cuales ocupa como camino de ascenso a superficie e impide que procesos de contaminación cortical, entre otros afecten de manera sustancial la química del CVP. A estas nuevas condiciones (superficiales) se propicia la formación de abundantes microlitos y presencia de vidrio, favorecido por la alta nucleación y bajo crecimiento (Fig.45.C).

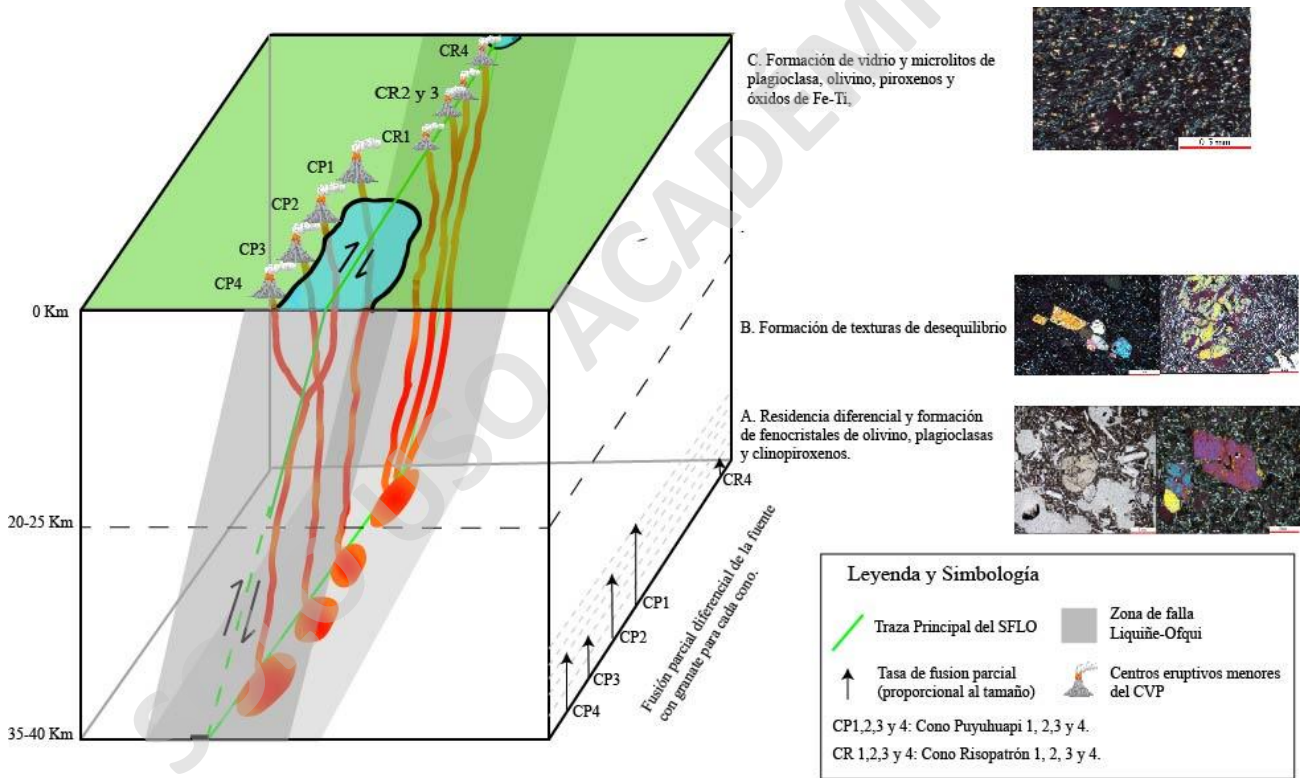


Figura 45. Representación esquemática de la evolución petrogenética para el CVP. Las profundidades son asociadas a lo mencionado por Stern (2004), Watt (2010) y Wong (2019).

6. CAPITULO VI: CONCLUSIONES.

- Los análisis de imágenes satelitales y campaña de terreno, se determina que morfológicamente hablando los centros eruptivos del CVP son conos de escoria y en menor medida maares o anillos de escorias (Risopatrón 4)
- Los conos del CVP se relacionan a edades Holocenas (<3000 años), en los cuales además se pueden determinar edades relativas mediante análisis morfológico, donde los conos Risopatrón son más antiguos que los conos Puyuhuapi, e internamente esto últimos también se pueden discretizar. Siendo del más joven al más antiguo: Puyuhapi 4, Puyuhuapi 3, Puyuhuapi 2 y Puyuhuapi 1.
- Todos los conos estudiados en el CVP clasifican químicamente como basaltos alcalinos, que se diferencian principalmente en el contenido de elementos traza. Donde claramente se observa un enriquecimiento en LILE por sobre, LREE, HFSE y HREE, y un empobrecimiento en HREE en comparación con LREE.
- Los conos que componen al CVP no son cogenéticos entre ellos, a excepción de Puyuhuapi 2 y 4.
- Mediante modelación química se determina que la variación composicional de los conos del CVP se explica por cristalización fraccionada en condiciones de descompresión y/o isobáricas.
- La fuente mantélica a la cual se asocian los conos del CVP pueden ser tanto una piroxenita de granate, procedente del manto litosférico propuesto por Stern et al., (1986) o una lherzolita de espinela que en el límite corteza-manto asimila en gran proporción la roca hospedante (piroxenita de granate litosférica).
- Las diferencias composicionales entre los conos analizados del CVP están relacionadas a variaciones en la tasa de fusión parcial, composición de la fuente, cristalización fraccionada que afecta a cada cono y a la influencia química que tienen los procesos de subducción en cada cono analizado. El cono Risopatrón es aquel que posee una menor tasa de fusión parcial, menor influencia de la subducción en su química y menor contenido de granate en la fuente.
- En comparación con otros CEM y el estratovolcán Melimoyu, el CVP posee en general una afinidad química distinta (alcalinos). Donde la mayoría de los magmas de los CEM provienen de una fuente distinta a la del CVP. La tasa de fusión parcial y los componentes de subducción

(adición de fluidos o aporte químico de sedimentos) son mucho menores en el CVP en comparación con los CEM y estratovolcán.

- Se sugiere realizar muestreo sistemático en los conos Risopatrón 1, 2 y 3, con la finalidad de completar el estudio realizando química de roca total a esas nuevas muestras. Además, se propone realizar análisis isotópicos en las muestras con la finalidad de reconocer de mejor manera y más confiable la fuente asociada al CVP.
- El magmatismo del CVP es uno de los ejemplos de volcanismo monogenético más particulares dentro de la ZVS, demostrado principalmente por la fuente en la estabilidad del granate, la cual es distinta a otros CEM y además por la complejidad de los procesos genéticos (tasa de fusión parcial, influencia de la subducción, etc.) que afectaron en menor medida en la formación de sus productos. Esto conforma un gran aporte a la comprensión del volcanismo monogenético y los procesos que pueden estar involucrados en la génesis magmática y ascenso del fundido.

SOLO USO ACADÉMICO

7. Bibliografía

- Alvarado, J., Pouclet, A., Ezzouhairi, A., Bouougri, E., Gil, A and Fekkak, A. (2014). Early Neoproterozoic rift-related magmatism in the Anti-Atlas margin of the West African craton, Morocco. *Precambrian Research* 255. Pp 433-442.
- Ariskin, A. A., Barmina, G. S. 2004. COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrological applications. *Geochemistry Int.* 42, s1-s1 57.
- Ariskin, A. A., Frenkel, M. Y., Barmina, G. S., Nielsen, R. L. 1993. COMAGMAT: a Fortran program to model magma differentiation processes. *Computers & Geosciences*, 19 (8), 1155–1170.
- Asimow, P.D., and M.S. Ghiorso (1998), Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations, *American Mineralogist*, 83 (9-10), 1127-1132.
- Cembrano, J. & Moreno, H. (1994). Geometría y naturaleza contrastante del volcanismo cuaternario entre los 38°S y 46°S. ¿Dominios compresionales y tensionales en un régimen transcurrente? 7° Congreso Geológico chileno. Actas Vol. 1: 240-244p.
- Cembrano, J., Shermer, E., Lavenu, A., Sanhueza, A., 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe–Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics* 319, 129–149.
- Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G. & Sanhueza, A. (2002). Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca-South America-Antarctica triple junction. *Tectonophysics* 354: 289-314p.
- Davidson, J., Turner, S. and Plank, T. (2012). Dy*Dy*: Variations Arising from Mantle Sources and Petrogenetic Processes. *Journal of Petrology*, Volume 54, pp 525-537.
- Escalona, F. Volcanismo asociado al sistema de falla Liquiñe-Ofqui: Petrogenesis de los conos Oeste, Vangaurdia y BotaPiedra, sector norte del grupo volcánico Alto Palena.
- Garrido Medina, E. 2016. Petrología y quimismo de los minerales del grupo de la espinela en lavas de los centros eruptivos menores Caburga-Huelemolle. Disponible en <http://repositorio.uchile.cl/2250/143359>.
- Geoffroy, C., Amigo, A. & Castruccio, A. (2015). Avances en la caracterización tefronológica de la actividad explosiva post-glacial del Volcán Melimoyu, Chile. XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena. pp 194-197.
- Geoffroy Gómez, C. (2017). Eruptive parameters and pre-eruptive processes for late holocene activity centred at Melimoyu Volcano, Southern Chile (44°05'S). Disponible en <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/147455>.

Geoffroy, C., Alloway, B., Amigo, A., Parada, M., Gutierrez, F., Castruccio, A., Pearce, N. Morgado, E., Moreno, P. (2018). A widespread compositionally bimodal tephra sourced from Volcán Melimoyu (44°S, Northern Patagonian Andes): Insights into magmatic reservoir processes and opportunities for regional correlation, *Quaternary Science Reviews*, Volume 200, Pages 141-159. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.09.034>.

Ghiorso, M.S., and R.O. Sack (1995), Chemical Mass-Transfer in Magmatic Processes IV. A Revised and Internally Consistent Thermodynamic Model for the Interpolation and Extrapolation of Liquid-Solid Equilibria in Magmatic Systems at Elevated-Temperatures and Pressures, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119 (2-3), 197-212.

Gribble, R. F., R. J. Stern, S. Newman, S. H. Bloomer, and T. O'Hearn, (1998). Chemical and isotopic composition of lavas from the northern Mariana Trough: Implications for magmatogenesis in back-arc basins, *J. Petrol.*, **39**, 125–154, 1998.

Gutmann, J.T. (2002). Strombolian and effusive activity as precursors to phreatomagmatism: eruptive sequence at maars of the Pina-cate volcanic field, Sonora, Mexico. *J Volcanol Geoth Res*113(1–2):345–356.

Hervé, F., Greene, F. & Pankhurst, R. (1994). Metamorphosed fragments of oceanic crust in the upper Paleozoic Chonos accretionary complex, southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 73-4: 263-270p.

Hervé, F., Pankhurst, R., Drake, R. & Beck, M. (1995). Pillow metabasalts in a mid-Tertiary extensional basin adjacent to the Liquiñe-Ofqui fault zone: the Isla Magdalena area, Aysén, Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 81: 33-46p.

Hickey-Vargas, R., Holbik, S., Tormey, D., Frey, F., Moreno, H. (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*, Volumes 258–259, Pages 115-132. Disponible en <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.04.014>.

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

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

Lara, L.E., Lavenu, A., Cembrano, J., Rodríguez, C., 2006. Structural controls of volcanism in transversal chains: resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle–Puyehue area (40.5°S), Southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158, 70–86. doi:10.1016/j.jvolgeores.2006.04.017.

- Lara, L. y Cembrano, J. (2009). The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A Review. *Tectonophysics* 471, 96–113. DOI: 10.1016/j.tecto.2009.02.038.
- Lopez-Escobar, L.; Kilian, R.; Kempton, P.; 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. *Revista Geológica de Chile* 20 (1): 33-55. [doi:http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV20n1-a04]
- Lopez-Escobar, L.; Cembrano, J.; Moreno, H. (1995). Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46°S). *Revista Geológica de Chile* 22 (2): 219-234. [doi:http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV22n2-a06]
- Marimoto, N., Fabriés, J., Ferguson, A., Ginzburg, I., Roos, M., Seifert, F., Zussman, J. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Bulletin de Minéralogie*, 111, p. 535-555.
- Martinez, F., and B. Taylor, Mantle wedge control on back-arc crustal accretion, *Nature*, **416**, 417–420, 2002.
- McGee, L.E., Smith, I.E.M. 2016. Interpreting chemical compositions of small-scale basaltic systems: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 325, 45-60.
- Mella M. & Duhart, P. (2011). Mapa geología base área puerto Puyuhuapi, región de Aysén, Sernageomín.
- Mella, M. (2014). Geología preliminar del área de Puyuhuapi. SERNAGEOMIN. Jornadas geológicas 2014: Sesiones temáticas, p.p. 116-119.
- Mella, M., Ramos, A., Kraus, S., Duhart., P. (2012). Datos tefroestratigráficos de erupciones Holocenas del Volcán Mentolat, Andes del Sur (44°40'S), Chile. XIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta: resúmenes extensos. P.p 580-582. Disponible en https://biblioserver.sernageomin.cl/opac/DataFiles/14127_pp_580_582.pdf
- Mella, M. (2014). Geología Preliminar del Área de Puyuhuapi. Sernageomin. Jornadas Geológicas 2014: Sesiones temáticas: 117-119p.
- Mena Acevedo, R. 2015. Geoquímica, desarrollo y cronología de los centros eruptivos menores de Cayutué situados sobre la traza de la falla Liquiñe-Ofqui, entre S41°10' y S41°20', X Región de los Lagos. Disponible en <http://repositorio.uchile.cl/2250/134740>.
- Morgado Bravo, E. (2015). Contrasting records from mantle to surface of holocene lavas of two nearby arc volcanic complexes: Caburgua-Huelemolle small eruptive centers and Villarrica volcano, Southern Chile|. Disponible en <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/135197>.
- Nakamura, K., 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation: principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 2, 1–16.

- Naranjo, J. A. y Stern, C. R. (2004). Holocene tephrochronology of the southernmost part (42°30'-45°S) of the Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile* 31:224-240.
- Naranjo, J., Popa, C. (2004). Tefrocronología del holoceno en la parte más meridional (42 ° 30'-45 ° S) de la zona volcánica sur andina. *Rev. Geol. Chile* , 31, págs. 225 - 240
- Németh, K. Kereszturi, G. 2015. Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 2131-2146, doi:10.1007/s00531-015-1243-6.
- Németh, K. 2010. Monogenetic volcanic fields: origin, sedimentary record, and relationship whit polygenetic volcanism. In: Canon- Tapia E, Szakacs A (eds) *What Is a Volcano?* Geological Society of America, Boulder, pp43-66.
- Newman, S., E. Stolper, and R. J. Stern, H₂O and CO₂ in magmas from the Mariana arc and back arc systems, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **1**, 1999GC000027 [15,062 words], 2000.
- Parada, M.; Lahsen, A.; Palacios, C. 2010, Edades y geoquímica de las rocas volcánicas del trasarco del Mesozoico-Eoceno en la región de Aysén de los Andes patagónicos, Chile. *Revista Geológica de Chile* 28 (1): 25-46. [doi:http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV28n1-a02]
- Pankhurst, R. & Hervé, F. (1994). Granitoid age distribution and emplacement control in the North Patagonian batholith in Aysén (44°-47°). 1994. Congreso Geológico Chileno, N° 7. Acta 2: 1409-1413p.
- Pankhurst, R., Weaver, S., Hervé, F. & Larrondo, P. (1999). Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, southern Chile. *Journal of the Geological Society* 1564: 673-694p.
- Pérez-Estay, N., Yáñez, G., Crempien, J., Roquer, T., Cembrano, J., Valdenegro, P., et al. (2020). Seismicity in a transpressional volcanic arc: The Liquiñe-Ofqui fault system in the Puyuhuapi area, Southern Andes, Chile (44°S). *Tectonics*, 39, e2020TC006391. <https://doi.org/10.1029/2020TC006391>
- Potent, S., Reuther, C.D., 2001. Neogene Deformationsprozesse im aktiven magmatischen Bogen Sudcentralchiles zwischen 37° und 39°S. *Mitteilungen aus dem Geologisch-PalaÉontologischen Institut der UniversitaÉt Hamburg* 85, 1-2.
- Shelley, D. 1993. *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope: Classification, textures, microstructures and mineral preferred orientations*. Chapman and Hall, London.
- Sun, M., 2001. Geochemical variation among small eruptive centers in the central SVZ of the Andes: an evaluation of subduction, mantle and crystal influences. FIU Electronic Theses and Dissertations, doi: 10.25148/etd.FI15071601.
- Stern, R. J., Subduction zones, *Rev. Geophys.*, 40 (4), 1012, doi:10.1029/2001RG000108, 2002.

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

Stern, C., Futa, K., Saul, S and Skewes, M. (1986). Nature and evolution of the subcontinental mantle lithosphere below southern South America and implications for Andean magma genesis. *Revista Geologica de Chile*. N°27, 9. 41-53.

Takada, A., 1994. The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *Journal of Geophysical Research* 99, 13,563–13,573.

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

Wong Aguirre, M. (2019). Magmatic evolution through melt inclusions of the holocene alkaline lavas of Puyuhuapi volcanic group, Chilean southern Andes. Disponible en <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/174933>

8. Anexos

8.1. Anexo A. Tabla química sin modificar de las muestras recolectadas para CVP.

Sample		PUY-02	PUY-03	PUY-04	PUY-05	PUY-06	PUY-08	PUY-09	PUY-10	PUY-12	PUY-13	PUY-14	PUY-15	PUY-16	PUY-17	PUY-18	PUY-19
Type		Rock	Rock	Rock	Rock	Rock	Rock	Rock	Rock	Rock	Rock	Rock	Rock	Rock	Rock	Rock	Rock
SiO ₂	%	46.19	46.08	46.24	46.46	46.40	48.75	48.57	48.41	48.14	47.75	47.68	48.97	48.59	43.98	50.02	49.17
Al ₂ O ₃	%	16.17	16.15	15.87	16.38	16.17	16.23	16.8	16.68	16.51	16.65	16.46	16.07	16.11	15.99	16.54	16.66
Fe ₂ O ₃	%	10.57	10.70	10.45	10.27	10.29	10.36	10.18	10.18	10.16	10.32	10.43	10.31	10.46	9.58	9.80	10.30
MgO	%	7.73	8.13	8.06	7.75	7.70	7.93	7.23	7.91	7.62	7.47	7.78	8.30	8.31	6.91	7.12	7.20
CaO	%	10.42	10.07	10.38	10.25	10.31	9.55	9.67	9.73	10.03	10.01	9.96	9.35	9.44	8.75	9.64	9.39
Na ₂ O	%	3.14	3.06	2.96	3.4	2.99	3.28	3.52	3.46	3.50	3.49	3.46	3.35	3.33	3	3.34	3.32
K ₂ O	%	2.00	1.96	1.96	2.14	2.06	1.32	1.4	1.33	1.45	1.48	1.46	1.31	1.30	2.07	1.22	1.24
TiO ₂	%	2.08	2.05	2.04	2.06	2.06	1.67	1.73	1.66	1.80	1.8	1.79	1.65	1.65	2	1.61	1.59
P ₂ O ₅	%	0.60	0.59	0.57	0.54	0.59	0.42	0.42	0.43	0.48	0.45	0.48	0.41	0.41	0.59	0.36	0.37
MnO	%	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.15	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.15	0.15
Cr ₂ O ₃	%	0.059	0.065	0.060	0.058	0.059	0.058	0.056	0.060	0.052	0.047	0.054	0.058	0.060	0.029	0.038	0.046
Ba	PPM	656	648	655	649	653	401	418	412	451	465	448	381	366	537	364	346
Ni	PPM	105	123	113	99	105	125	90	117	95	92	103	134	129	74	89	93
Sc	PPM	30	30	30	29	29	27	25	27	27	26	28	25	27	24	25	27

LOI	%	0,5	0,7	0,9	0,1	0,9	0	-0,1	-0,3	-0,2	0	0	-0,2	-0,1	6,5	-0,1	0,3
Sum	%	99,74	99,75	99,74	99,64	99,74	99,78	99,7	99,78	99,77	99,69	99,78	99,79	99,79	99,69	99,78	99,79
Be	PPM	4	1	4	3	3	2	<1	1	<1	<1	3	<1	<1	<1	3	<1
Co	PPM	39	41,7	40	38,9	38,4	38,7	36,6	39,3	37,2	37	37,4	41,7	40,5	32	37,1	35,9
Cs	PPM	0,8	0,6	0,6	0,5	0,7	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,2	0,1	0,6	0,2	0,3
Ga	PPM	15,7	15,1	15,2	17,4	15,1	15,1	18,6	15,5	16	18,3	15,4	15,4	15,8	15,9	17,1	16,6
Hf	PPM	5,2	5,1	5,2	5,1	4,9	3,4	3,9	3,6	3,8	3,8	3,7	3,4	3,4	5,4	3,4	3,1
Nb	PPM	40,6	39,9	40,5	39,8	40,2	20,2	21,4	20,4	26,1	26,1	24,8	19,5	18,3	45,3	14	13,5
Rb	PPM	42,5	41,1	44,7	45,4	45,5	22	25	23	26,2	26,3	25,6	21	18,7	46,9	17,9	20,1
Sn	PPM	1	1	1	2	1	1	1	<1	1	2	1	1	<1	2	<1	<1
Sr	PPM	848	825,9	843,6	843,9	889	752,8	770,1	781,7	784,4	797,2	772,1	727,9	738,3	729,9	780,3	726,3
Ta	PPM	2,4	2,4	2,5	2,4	2,3	1,2	1,2	1,2	1,4	1,6	1,3	1,1	1,1	2,7	0,9	0,8
Th	PPM	7,2	7	7,3	6,9	6,9	5,1	5,7	5,8	5,9	6,5	5,8	4,8	4,3	6,7	4,5	4,1
U	PPM	1,4	1,5	1,4	1,4	1,5	0,8	1,1	1,2	1,1	1,2	1	0,7	0,5	1,4	0,7	0,8
V	PPM	249	252	241	256	264	220	229	222	225	232	218	219	224	211	221	223
W	PPM	0,8	0,8	1,1	0,7	0,8	0,6	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,7	<0,5	3,9	2,7	<0,5	<0,5
Zr	PPM	213,5	210,9	213,7	210,9	208,5	146,6	154,7	145,9	161,4	164,8	153	139,5	135	233,9	131	129,1
Y	PPM	22,9	22,4	23,4	23,8	22,9	21	22,1	20,4	20,6	23,4	20,6	19,1	19,4	26,2	20,3	18,8
La	PPM	48,9	49	50,1	48,7	48,1	31,3	32	31,9	35,6	37,9	35,5	29,3	28,3	46	26,2	24,5
Ce	PPM	92,2	90,6	92,1	91,4	89,9	59,5	63,8	60,9	67,9	73,5	68,5	56,3	54,8	91,4	51,7	49,3
Pr	PPM	10,5	10,41	10,4	10,7	10,34	7,14	7,66	7,27	8,07	8,61	7,94	6,69	6,53	10,57	6,3	6,12
Nd	PPM	40,5	39,9	39,5	41,1	39,9	28,4	29,9	29,1	31,9	33,5	30,3	26,2	25,9	42,2	26,3	25,5
Sm	PPM	7,34	7,07	7,19	7,23	6,82	5,5	5,84	5,74	6,11	6,4	5,84	5,4	5,3	7,46	5,1	4,92
Eu	PPM	2,11	2,1	2,12	2,12	2,12	1,73	1,89	1,72	1,83	1,98	1,75	1,63	1,61	2,26	1,64	1,59
Gd	PPM	6,18	6,01	6,18	6,48	5,98	5,03	5,35	5,18	5,29	5,59	5,31	4,97	4,92	6,78	5,04	4,73
Tb	PPM	0,86	0,86	0,88	0,84	0,86	0,72	0,76	0,75	0,78	0,79	0,75	0,7	0,7	0,96	0,72	0,67
Dy	PPM	4,67	4,76	4,8	4,66	4,74	4,14	4,35	4,03	4,19	4,5	4,03	3,99	4,05	5,36	4,01	3,59
Ho	PPM	0,92	0,88	0,9	0,9	0,88	0,75	0,84	0,79	0,83	0,86	0,77	0,78	0,75	1,03	0,76	0,75
Er	PPM	2,39	2,36	2,39	2,54	2,3	2,11	2,28	2,15	2,21	2,25	2,18	2,1	2,07	2,88	2,01	2,11
Tm	PPM	0,33	0,32	0,32	0,32	0,32	0,29	0,3	0,29	0,31	0,31	0,29	0,27	0,27	0,38	0,28	0,27
Yb	PPM	2,05	2,1	2,09	2,08	2,01	1,83	1,81	1,87	1,9	1,91	1,78	1,79	1,78	2,44	1,75	1,73
Lu	PPM	0,3	0,3	0,3	0,3	0,28	0,28	0,28	0,27	0,27	0,28	0,25	0,24	0,26	0,36	0,26	0,26
TOT/C	%	0,03	0,05	0,05			0,03		0,02	0,03		0,02	0,02	0,03	0,09	0,03	0,04
TOT/S	%																
Mo	PPM	2,8	2,7	2,4	2,6	2,4	1,7	1,9	1,7	1,9	1,9	1,6	1,2	1,2	1,1	1,3	1,2
Cu	PPM	45,7	42,4	48,7	43,4	41,9	45,2	35,7	52,3	48,6	51,3	51,3	45,6	42	34,2	38,6	26,6
Pb	PPM	4,8	4,2	4,8	3,2	3,1	3,5	1,6	2	2,7	1,9	2,7	2,7	2,7	4,1	2,1	1,1
Zn	PPM	69	65	69	64	62	66	56	72	67	75	75	73	69	63	70	69

Ni	PPM	96,6	115,2	110,5	86,1	92,6	117,4	78,2	104,2	82,6	79,3	94,6	127,8	128	69,3	91,3	84,3
As	PPM	0,5		0,5	0,6				0,6								
Cd	PPM																
Sb	PPM																
Bi	PPM																
Ag	PPM																
Au	PPB	0,6		1,6			1,8		0,6		0,6	1,2		0,9	0,7		
Hg	PPM																
Tl	PPM	0,4															
Se	PPM																

8.2. Anexo B.

8.2.1. Cono Risopatrón 4

Código de Muestra		PUY-02					
Características generales							
<p>Roca ígnea con textura porfírica, asociada a una lava basáltica con abundante presencia de mxs como Plg, Ol y px. En ella también se pueden observar vesículas de diversos tamaños y abundantes. Presenta una distinción más oscura y otra más clara a NP, lo que a NX se relaciona a una mayor proporción de vidrio volcánico, en un sector acotado del corte (parte inferior del corte). Tonalidades amarillentas en minerales y alrededores de vesículas, asociados a alteraciones posteriores probablemente sea esmectita.</p>							
Descripción microscópica							
Fenocx	%	Tamaño	Forma	Habito	Integridad	Observaciones	
Ol	15	1-0.3	Subhedral	Prismático	intermedia	presenta texturas de reabsorción y esquelética	
Plg	30	0.9-0.3	euhedral-subhedral	tabular	buen	Presenta maclas tipo carlsbad, periclina Presenta tonalidades bajas	
Cpx	10	0.3-0.4	Subhedral	Prismático	Intermedio		
Masa Fundamental		40%					
Ol	8	<0.3	Subhedral	Prismático	Intermedia		
Plg	10	<0.3	Euhedral-subhedral	prismático	Intermedio		
Opx	8	<0.3	Subhedral	prismático	Intermedio		
Opacos	8	<0.4	Anhedral-subhedral	Granular	Intermedio		
vidrio	6	<0.3					

Vesículas	5	3-0.2	Subredondeadas y chatas			Posee bordes irregulares
Texturas	Esqueletal y bordes de reabsorción en Ol, poiquilitica entre plg, px y ol (ol y px dentro de plg), Glomeroporfidos de plg y ol, ol solos y plg solos.					

Código de Muestra		PUY-03				
Características generales						
Roca ignea con textura porfirica, asociada a una lava basaltica con abundante presencia de Plg, Ol y px. En ella tambien se pueden observar vesiculas de diversos tamaños y abundantes.						
Descripcion microscopica						
Fenocx	%	Tamaño	Forma	Habito	Integridad	Observaciones
Ol	10	0.3-1.5	Subhedral	Prismático	intermedia (baja)	Los colores se ven de primer orden por el grosor del corte
Plg	20	0.3-1	Euhedral a subhedral	Tabular	intermedia a buena	Presenta maclas carlsbad, periclina y polisintética con carlsbad.
px	5	0.3-0.4	Subhedral	Prismático	Intermedia a buena	Los colores a NX no se distinguen
Masa Fundamental		50%				
Ol	10	<0.3	subhedral	Prismático	intermedia	
Plg	20	<0.3	Euhedral	Tabular	intermedia buena	
Px	10	<0.3	subhedral	Prismático	intermedia buena	
Opacos	10	<0.3	subhedral a anhedral	granular		
vidrio	10	<0.3	amorfo	amorfo		tonalidades cafés
Vesiculas	15	0.2-2 mm				
Texturas	Poiquilitica (px dentro de plg), bordes de reabsorción en Ol y textura esqueletal. Glomeropórfidos de ol y ol-plg, solo px y px*plg.					

Código de Muestra		PUY-04				
Características generales						
Roca basáltica con presencia de vesículas abundante y presencia mineral de Plg, ol y Cpx. En menor medida cristales de minerales opacos y presencia de vidrio.						
Descripción microscópica						
Fenocx	%	Tamaño	Forma	Habito	Integridad	Observaciones
Ol	15	0.5-1	Subhedral	Prismático	Intermedia	
Plg	20	0.3-1	Euhedral a subhedral	Tabular	Intermedia	
Px	5	0.3-0.4	Subhedral	Prismático	Intermedia	
Masa Fundamental		50%				
Ol	9	<0.3	Subhedral	prismático	Intermedia	
Plg	12	<0.4	Subhedral	Tabular	Intermedia	
Opacos	6	<0.5	Subhedral	prismático	Intermedia	
Vidrio	8	<0.6	Subhedral			Se observa de tonalidades café
Px	15	<0.7	Subhedral	prismático	Intermedia	
Vesículas	10					
Texturas	Poquilitica px en plg, glomeropórfidos de ol, plg-ol, plg-px, Reabsorción en ol (menor que otras muestras)					

Código de Muestra		PUY-05				
Características generales						
Roca basáltica con fenocristales de Ol, Cpx y Plg, inmersos en una masa fundamental de los mismos minerales con la incorporación de vidrio y minerales opacos.						
Descripción microscópica						
Fenocx	%	Tamaño	Forma	Habito	Integridad	Observaciones
Ol	15	0.2-1.5	Subhedral a euhedral	prismático	intermedia baja	
Px	12	0.2-0.5	Subhedral	prismático	intermedia baja	Maclados muchos de ellos
Plg	13	0.3-1.2	Euhedral	Tabular	Intermedia	
Masa Fundamental		50%				

OI	5	<0.2	Subhedral	prismático	intermedia
Px	10	<0.3	Subhedral	prismático	intermedia
Plg	15	<0.4	Subhedral	Tabular	intermedia
Opacos	5	<0.5	Subhedral	prismático	intermedia
vidrio	5				Tonalidad café
Vesículas	10%				
Texturas	Glómeros de Px, de ol, de plg. Reabsorción en Ol, Poiqui de px en plg. Zonación en Px				

Código de Muestra	PUY-06					
Características generales						
Este corte en particular presentaba un espesor en la lámina un poco más grueso, donde es difícil identificar los minerales. Se determina como una roca basáltica con minerales de Ol, Cpx y Plg.						
Descripción microscópica						
Fenocx	%	Tamaño	Forma	Habito	Integridad	Observaciones
OI	10	0.4-1.5	Subhedral	prismático	intermedia	
Plg	15	0.3-1.2	Euhedral a subhedral	tabular	intermedia	
Px	5	0.3-0.6	Subhedral	prismático	intermedia	
Masa Fundamental	50%					
OI	10	<0.3	Subhedral	prismático	intermedia	
Px	15	<0.4	Subhedral	prismático	intermedia	
Plg	10	<0.5	Subhedral	tabular	intermedia	
Opaco	5	<0.6	Subhedral	prismático	intermedia	
Vidrio	10					tonalidad café
Vesículas	20%					
Texturas	Glómeros de Ol, Px, y Plg. Bordes de reabsorción en Ol, Poquilitica OL-OI, Px en plg . Textura esquelética en ol					

8.2.2. Cono Puyuhuapi 1

Código de Muestra		PUY-18				
Características generales						
Roca porfirica con fenocxs de olivinos y microlitos de plg y cpx. Basalto de olivino, con abundante vesículas redondeadas.						
Descripción microscópica						
Fenocx	%	Tamaño	Forma	Habito	Integridad	Observaciones
Ol	20%	0.2-1.5	Euhedral a subhedral	prismático	Intermedia-alta	
Masa Fundamental		70%				
Plg	25	<0.2	Euhedral	Tabular	Buena a intermedia	
ol	10	<0.2	Subhedral	prismático-granular	Buena a intermedia	
Cpx	20	<0.2	Subhedral-anhedral	prismático-granular	Buena a intermedia	
Opacos	10	<0.2	Anhedral	granular	Buena a intermedia	
Vidrio	5	<0.2	-	amorfo		tonalidad café
Vesículas	10%					
Texturas	Reabsorción en Ol, Traquitica, Glomeropórfidos de Ol, esquelital en Ol. Poiquilitica de px n plg, ol en plg (microlitos). Intergranular microlitos de plg y px.					

Código de Muestra		PUY-19				
Características generales						
Roca extrusiva, con feno de Ol, microlitos de Ol, px y plg. Existen texturas porfirica que permiten determinan a un basalto de olivino. Existen						
Descripción microscópica						
Fenocx	%	Tamaño	Forma	Hábito	Integridad	Observaciones
Ol	15	0.3-1.6	Subhedral	prismático	Intermedia-alta	

Plg	5	0.3	Subhedral	tabular	Intermedia-alta
Masa Fundamental		55%			
Plg	15	<0.3	Subhedral-euhedral	Tabular	Intermedia a buena
OI	15	<0.3	Subhedral-euhedral	prismático	Intermedia a buena
px	15	<0.3	Subhedral-euhedral	prismático	Intermedia a buena
opacos	5	<0.3	Subhedral-anhedral	granular	Intermedia a buena
vidrio	10	<0.3	amorfo		tonalidad café
Vesículas	15	0.2-2.5	Ovaladas e irregulares		
Texturas	Textura esquelética y de reabsorción en OI, Glómeros de OI, Intergranular en masa fundamental				

8.2.3. Cono Puyuhuapi 2

Código de Muestra		PUY-15				
Características generales						
Roca porfírica con abundante ol y plg a simple vista. Con presencia de texturas de flujo y vesículas.						
Descripción microscópica						
Fenocx	%	Tamaño	Forma	Habito	Integridad	Observaciones
OI	15	0.2-2.6	Subhedral-anhedral	prismático	Intermedia-baja	
Plg	10	0.2-0.5	Subhedral-euhedral	tabular		Maclas periclina, tartán
Masa Fundamental		75%				
OI	10	<0.2	Subhedral-anhedral	prismático	Intermedia a buena	
Px	10	<0.2	euhedral-subhedral	primático	Intermedia a buena	

Plg	25	<0.2	Euhedral- subhedral	tabular	Intermedia a buena	
opacos	10	<0.2	anhedrales	granular		
vidrio	10	<0.2	anhedrales			Tonalidad café
Vesículas	10	0.2-0.7				
Texturas	Textura esquelética y de reabsorción en Olivinos, glómeros de ol, ol-plg y plg. Textura traquítica en microlitos de plg.					

Código de Muestra	PUY-16					
Características generales						
Roca extrusiva de carácter basáltico						
Descripción microscópica						
Fenocx	%	Tamaño	Forma	Habito	Integridad	Observaciones
Ol	20	0,3-2,5 mm	Subhedral- Anhedral	prismático	Baja- Media	Altamente fracturado
Masa Fundamental	60%					
Plg	25	<0.3	Subhedral	tabular	intermedia	
vidrio	5	<0.4				tonalidad café
Cpx	12	<0.5	Subhedral	prismático	intermedia	
ol	12	<0.6	Subhedral	prismático	intermedia	
Ox Fe-Ti	6	<0.7				
Vesículas	20	0,1-0,5	Redondeadas, alargadas poco esféricas.			
Texturas	Hipocristalina, Porfírica, Traquítica, Intergranular, Glomeroporfírica, Esquelética, Reabsorción en Ol.					

8.2.4. Cono Puyuhuapi 3

Código de Muestra		PUY-12				
Características generales						
Roca extrusiva de carácter basáltico con abundante olivino en una masa fundamental de plagioclasas, olivinos, piroxenos, opacos y vidrio.						
Descripción microscópica						
Fenocx (30)	%	Tamaño	Forma	Habito	Integridad	Observaciones
Ol	20	0,2 - 2 mm	Subhedral	prismático	Intermedia	Altamente fracturado con puntas en pirámide distintivas de ol
Masa Fundamental		70%				
Plg	30	<0,2 mm	Euhedran-Subhedral	Tabular	Media-Alta	Alargadas y delgadas, con bajos colores de interferencia y no se aprecian maclas.
Opx	10	<0,1 mm	Suhedral a Anhedral	prismático	Media-Baja	
Cpx	10	<0,1 mm	Suhedral a Anhedral	prismático	Media-Baja	
Vidrio	5					tonalidad café
Ox Fi-Ti	20	<0,1mm	Anhedral a Subhedral	Prismático	-	
Vesículas	5%	Irregulares, alargadas y ovaladas, variando de 0,2 a 1 mm				
Texturas	Porfírica, Hipocristalina, Esqueletal en Ol, Traquitica, Intersectal (ol entre plg), Glomeroporfírica (en cxs de ol)					

Código de Muestra		Puy-13				
Características generales						
Roca basáltica extrusiva con presencia de vesículas. En ella se reconocen minerales de ol, plg, cpx, algunos opacos y vidrio.						
Descripción microscópica						
Fenocx	%	Tamaño	Forma	Habito	Integridad	Observaciones

OI	10	0,2-1,5 mm	Subhedral	prismático	Media-Baja	Altamente fracturado
Masa Fundamental		85%				
Plg	40	<0,2 mm	Subhedra- Euhedral	Tabular	Media-Alta	
Cpx	15	<0,2 mm	subhedral	prismático	Media-Alta	
Opx	15	<0,2 mm	subhedral	prismático	Media-Alta	
OI	5	<0,2 mm	subhedral	prismático	Media-Alta	
vidrio	5				tonalidades cafés	
Ox Fe-Ti	5	<0,2 mm				
Vesículas	5%	0,3-1,2	Alargadas y redondeadas			
Texturas	Porfírica, Hipocristalina, Traquitica, Glomeroporfírica, Esqueletal, Intergranular, reabsorción el OI					

Código de Muestra		PUY-14				
Características generales						
Roca extrusiva de carácter basáltica con presencia de vesículas (frecuencia baja) y presencia mineral de olivino, piroxenos y plagioclasas.						
Descripción microscópica						
Fenocx	%	Tamaño	Forma	Habito	Integridad	Observaciones
OI	15	0.3-3	subhedral- anhedral	prismático	Intermedia- baja	Fuertemente alterados algunos con apariencia fibrosa.... Preguntar.
Masa Fundamental		70%				
OI	15	<0.3	Subhedral- anhedral	prismático	Intermedia- baja	
Plg	25	<0.3	Subhedral- euhedral	tabular	intermedia- buena	
Cpx	15	<0.3	subhedral- euhedral	prismático	intermedia- buena	
Opacos	10	<0.3	anhedral	granular		
vidrio	10	<0.3	anhedral		tonalidades cafés	
Vesículas	10					

Texturas	textura esquelética y de reabsorción en ol. Glómeros de ol y ol-plg. Textura traquítica en microlitos de plg. Textura intergranular.
----------	--

8.2.5. Cono Puyuhuapi 4

Código de Muestra		PUY-09				
Características generales						
Roca extrusiva de carácter basáltico con abundante olivino en una masa fundamental de plagioclasas, olivinos, piroxenos, opacos y vidrio.						
Descripción microscópica						
Fenocx	%	Tamaño	Forma	Habito	Integridad	Observaciones
ol	10	0.3-2	Subhedral-anhedral	prismático	intermedia-baja	
Masa Fundamental		40%				
plg	30	<0.3	Subhedral	tabular	intermedia	
cpx	7	<0.4	Subhedral	prismático	intermedia	
ol	5	<0.5	Subhedral	prismático	intermedia	
opacos	8	<0.6	Subhedral	prismático	intermedia	
vidrio	10					tonalidad café
Vesículas	30	0.1-3	Redondeadas la que son más grandes y las más pequeñas poseen bordes sinuosos.			
Texturas	Textura esquelética y reabsorción en Ol. Textura sieve en plg microlitos. Textura traquítica e intergranular					

Código de Muestra		PUY-10				
Características generales						
Roca extrusiva de carácter basáltico con abundante olivino en una masa fundamental de plagioclasas, olivinos, piroxenos, opacos y vidrio.						
Descripción microscópica						
Fenocx	%	Tamaño	Forma	Habito	Integridad	Observaciones

ol	20	0.3-2.6	subhedral-anhedral	prismático	intermedia-baja
Masa Fundamental		65%			
Plg	33	<0.3	subhedral	tabular	intermedia
Px	17	<0.4	subhedral	prismático	intermedia
Ol	10	<0.5	subhedral	prismático	intermedia
Opacos	10	<0.6	subhedral	prismático	intermedia
vidrio	5	<0.7	tonalidad café		
Vesículas	5%				
Texturas	esqueletal y reabsorción en ol. Glomeroporfidos en Ol. Textura traquítica en microlitos plg. Textura sieve en plg				

Codigo de Muestra		PUY-11				
Características generales						
Roca extrusiva de carácter basáltico con abundante olivino en una masa fundamental de plagioclasas, olivinos, piroxenos, opacos y vidrio.						
Descripción microscópica						
Fenocx	%	Tamaño	Forma	Habito	Integridad	Observaciones
ol	25	0.3-4	Subhedral-anhedral	prismatico	intermedia-baja	
Masa Fundamental		50%				
Plg	25	<0.3	subhedral	tabular	intermedia	
Ol	10	<0.4	subhedral	prismatico	intermedia	
Cpx	10	<0.5	subhedral	prismatico	intermedia	
opacos	15	<0.6	subhedral	prismatico	intermedia	
vidrio	5		tonalidad baja			
Vesículas	10	0.2-3.2	Redondeadas, bordes de las mas pequeñas de carácter sinuoso.			
Texturas	Textura de reabsorción y esqueletal en ol. Glómeros de ol. Textura traquítica e intergranular.					

SOLO USO ACADÉMICO