



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

EVOLUCIÓN DE VOLÁTILES Y ELEMENTOS TRAZA LIGEROS, A TRAVÉS DE INCLUSIONES VÍTREAS, Y SU ROL EN LA ERUPCIÓN DE 2015 DEL VOLCÁN CALBUCO, X REGIÓN, CHILE.

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

DANIEL FRANCISCO ASTUDILLO MANOSALVA

PROFESOR GUÍA:
ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
CLAUDIA CANNATELLI
MIGUEL ÁNGEL PARADA REYES

SANTIAGO DE CHILE
2018

RESUMEN

La erupción del año 2015 del volcán Calbuco, en el sur de Chile, presentó una serie de problemáticas de carácter científico y social, especialmente al haber ocurrido sin ningún tipo de deformación superficial y escasos precursores sísmicos hasta pocas horas antes de que ocurriera.

Gracias a un análisis de termobarometría, en conjunto con evidencias geofísicas y geológicas en otros estudios, se pudo establecer que el volcán presenta una cámara magmática a una profundidad cercana a los 7 km y 950°C de temperatura, antes de la erupción.

Utilizando un análisis de inclusiones vítreas en los minerales de los productos piroclásticos de la erupción se pudo obtener una caracterización geoquímica del magma y se identificaron los distintos procesos que ocurrieron previo al emplazamiento de este en la cámara y durante su cristalización.

El magma posee una composición andesítica-basáltica, mientras que la fase fundida presenta una composición esencialmente dacítica. El magma se encontraría saturado en los volátiles H₂O, CO₂ y SO₂, enriquecido en elementos trazas ligeros de Li y B y en halógenos como Cl y F.

Su particular composición, en comparación con el resto de los volcanes de este sector de la Zona Volcánica Sur, estaría en gran medida asociada a la presencia de al menos una cámara magmática saturada en agua en la corteza profunda, donde ocurriría cristalización de anfíbol.

Una interacción del magma con las paredes de la cámara, donde destaca un posible proceso de asimilación cortical que involucra metapelitas, sería significativa para las características de la cámara magmática y su evolución.

Se sugiere que una desestabilización de las paredes de la cámara producto de este proceso de asimilación y una concentración de volátiles exsueles en la cámara, debido a *first* y *second boiling*, corresponderían a dos procesos importantes dentro de la dinámica pre-eruptiva de la cámara magmática.

DEDICATORIA

En esta sección me gustaría citar una serie de frases de personajes ficticios y personas reales que son las que inspiran en gran medida la forma en que soy.

“La violencia es el último recurso del incompetente.”

Salvor Hardin, Fundación (Isaac Asimov)

“Fools multiply when the wise are silent”

Nelson Mandela

“Of course it is happening inside your head, Harry, but why on earth should that mean that it is not real?”

Albus Dumbledore, HP and the Deathly Hallows (J.K. Rowling)

“Memento Mori”

Filosofía cristiana medieval

“Si las medusas están hechas de jalea... y la jalea, de medusa... ¿Quién soy yo?”

José Ignacio Astudillo

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue posible gracias a la colaboración y financiamiento del Laboratoire Magmas et Volcans (Clermont-Ferrand, Francia) con Federica Schiavi y Pablo Samaniego; del Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA; Fondap N° 15090013); de la Universidad de Edimburgo con Cees-Jan de Hoog; del departamento de Geología de la Universidad de Chile, del Laboratorio de inclusiones vítreas y fluidas (Fondecup EQM140009); del Laboratorio de separación de minerales de la Universidad de Chile; y de mi padre, José Astudillo.

Quisiera dedicar unos agradecimientos especiales a la gente que ha tenido especial significancia en mi paso por esta carrera y en este trabajo:

Para empezar, a mi gran amigo y padre, José, quien me inspiró a estudiar esta carrera, gracias al regalo de un pequeño libro de rocas y minerales hace más de 12 años, y me ha continuado apoyando en este y cada otro aspecto de mi vida, incluyendo el financiamiento de gran parte del viaje necesario para llevar a cabo este trabajo. También le agradezco por transmitirme su gusto en la ciencia ficción, en especial los libros de Asimov, parte fundamental de mi crecimiento como persona y de mi forma de pensar.

A mi pareja, colega y compañera de vida, Loreto, quien lleva casi dos años inspirándome, amándome, acompañándome, ayudándome y hasta recogéndome de las situaciones que me derrotan. También por acompañarme en cada etapa de este largo trabajo, siendo la primera en enterarse, en felicitarme, en burlarse y retarme por todo lo que hacia. Gracias por ayudarme a crecer, por aceptar todo el amor que tengo y por ser el fin de esa búsqueda que tuve por tanto tiempo, te amo.

A mis queridos profesores Claudia Cannatelli y Angelo Castruccio, especialmente por su cercanía, amistad y apoyo, este trabajo no sería nada de lo que es si cualquiera de los dos no hubiera estado ahí para ayudarme, enseñarme y para escuchar mis mentiras geológicas (que terminaron no siendo tan falsas al final). Gracias por mostrarme el camino hacia lo que quiero hacer de mi vida profesional.

Al profesor Miguel Ángel Parada por aceptar ser parte de mi comisión y del trabajo, y a todos mis profesores de la carrera.

Por último, a mi enorme familia, la de sangre y la por experiencias:

A mi madre Ana María por acompañarme, retarme y enseñarme lo bueno que hay en el mundo. A mis hermanas Camila, Valentina y Angela, y mi hermano José. A Eduardo (ser supremo). A mis amigos del colegio, Anita y Gabriel, por salvar mi vida, a Fabián, Tomás, Cata, Willy y Yerko a quienes debo gran parte de mi enfermedad. A los 4 fanpiasticos y los Bauzá. A mis compañeros de carrera Jercko, Eial, Marco, Rodri, Chino, Guille y Cristian, quienes son la razón por la que logré terminar la carrera y la otra parte de mi enfermedad, y también a Johnny y Fonseca por ser muy buenos amigos, al igual que gran parte de la generación.

TABLA DE CONTENIDO

1.	Introducción	1
1.1	Objetivos.....	2
	Objetivo General	2
	Objetivos específicos	2
2.	Antecedentes.....	3
2.1	Ubicación y vías de acceso	3
2.2	Marco Geológico	4
	Geología Regional del sur de Chile.....	4
	Zona volcánica Sur.....	5
	Zona de Falla Liquiñe-Ofqui	5
2.3	Geología del volcán	7
	Basamento del volcán Calbuco	8
	Estratigrafía volcán Calbuco	9
2.4	Erupción año 2015	13
	Actividad pre-eruptiva.....	13
	Cronología de la erupción	13
	Depósitos de la erupción.....	14
2.5	Petrología y geoquímica de productos antiguos.....	16
3.	Metodología.....	19
3.1	Fundamentos teóricos del trabajo con inclusiones vítreas	19
3.2	Trabajo en terreno y obtención de muestras	22
3.3	Separación y montaje de minerales	23
3.4	Petrografía.....	23
3.5	EMPA	24
3.6	Espectroscopia de Raman.....	25
3.7	SIMS.....	26
3.8	Comparación de espectrometría de Raman y SIMS	27
4.	Resultados.....	29
4.1	Características macroscópicas del depósito.....	29
4.2	Petrografía.....	32

Plagioclasas	32
Piroxenos	34
Óxidos de hierro	36
Anfíbol	36
Olivinos	38
Inclusiones magmáticas de sulfuros.....	39
Apatito	39
4.3 Química mineral	41
Plagioclasas	41
Piroxenos	44
Anfíbol	45
Olivino	47
Óxidos de hierro	47
4.4 Geoquímica en inclusiones vítreas.....	48
Diagrama TAS.....	49
Diagrama K ₂ O	50
Diagramas Harker	51
Otros resultados	61
4.5 Geotermobarometría	65
Termobarometría de piroxenos	65
Termometría de plagioclasa	67
Termobarometría de anfíbol.....	67
5. Discusión	70
5.1 Origen del magma	70
5.2 Condiciones de cristalización	74
5.3 Evolución del magma	76
5.3.1 Cristalización y diferenciación	76
5.3.2 Piroclastos blancos vs piroclastos grises y pardos.....	77
5.3.3 Elementos trazas ligeros	78
5.3.4 Condiciones de H ₂ O y CO ₂	79
5.3.5 Halógenos	80
5.3.6 SO ₂	84

5.3.7 Contaminación cortical	84
5.4 Proceso generador de la erupción.....	86
6. Conclusión	91
Bibliografía.....	92
Anexo 1.....	100
Plagioclasas	100
Piroxenos	120
Anfíbol.....	130
Olivino	133
Sulfuros y apatitos.....	134
Anexo 2.....	135
Corte C4	135
Anfíbol.....	135
Análisis de la reabsorción de anfíbol.....	142
Anexo 3.....	144
Tablas de datos	145
Plagioclasas	145
Ortopiroxenos.....	152
Clinopiroxenos	156
Olivino	157
Anfíbol.....	158
Titanomagnetita.....	160
Cuantificación de contenidos de agua a través de espectroscopía de Raman	161
Método	161

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Descripción de las unidades estratigráficas del depósito de caída de la erupción de abril 22-23 del volcán Calbuco (adaptado de Castruccio et al, 2016).	29
Tabla 2. Descripción general de los 3 tipos de piroclastos identificados en el depósito de caída de la erupción del 22-23 de abril de 2015 del volcán Calbuco.	30
Tabla 3: Resumen petrografía para los principales minerales encontrados en los productos de la erupción.....	40
Tabla 4: Resultados de los termómetros de Putirka 2008, para ortopiroxeno-vidrio y para dos piroxenos.....	66
Tabla 5: Resultados del termómetro de plagioclasa y vidrio de Putirka 2008, y del higrómetro de Putirka 2005.....	67
Tabla 6: Resultados para la termobarometría de anfíbol según Ridolfi et al. 2010 y Ridolfi y Renzulli 2012, incluyendo cálculos de agua y fugacidad de oxígeno para el fundido.....	69
Tabla 7: Resultados del termómetro de edenita-richterita de Holland y Blundy 1994, utilizando las presiones calculadas por el método de Ridolfi y Renzulli 2012 (tabla 6) y diferentes plagioclasas en contacto o incluidas dentro de los anfíboles.	69
Tabla 8: Resultados del modelo explicado en la ecuación 1 para las composiciones mencionadas en la sección de análisis matemático de la reabsorción.....	143
Tabla 9: Resultados de análisis por EMPA, Raman y SIMS de plagioclasas y sus inclusiones. Las destacadas en amarillo corresponden a plagioclasas como intercrecimientos dentro de otros minerales. Las ubicaciones de las mediciones se indican mediante las siguientes letras: c (centro), i (intermedio centro-borde), b (borde), ip (intermedio de un piroxeno), bp (borde de un piroxeno), cp (centro de un piroxeno), ia (intermedio de un anfíbol). Las mediciones bajo el límite de detección se identifican como “bl”, mientras que los elementos no medidos corresponden a guiones.....	145
Tabla 10 Resultados de análisis por EMPA, Raman y SIMS de ortopiroxenos y sus inclusiones. Las ubicaciones de las mediciones se indican mediante las siguientes letras: c (centro), i (intermedio centro-borde), b (borde). En rojo se encuentran los valores de agua medidos mediante espectrometría de Raman. Las mediciones bajo el límite de detección se identifican como “bl”, mientras que los elementos no medidos corresponden a guiones.....	152
Tabla 11: Resultados de análisis por EMPA, Raman y SIMS de clinopiroxenos y sus inclusiones. Las ubicaciones de las mediciones se indican mediante las siguientes letras: c (centro), i (intermedio centro-borde), b (borde). En rojo se encuentran los valores de agua medidos mediante espectrometría de Raman. Las	

mediciones bajo el límite de detección se identifican como “bl”, mientras que los elementos no medidos corresponden a guiones..... 156

Tabla 12: Resultados de análisis por EMPA, Raman y SIMS de olivinos y sus inclusiones. Las ubicaciones de las mediciones se indican mediante las siguientes letras: c (centro), i (intermedio centro-borde), b (borde). En rojo se encuentran los valores de CO₂ considerados como “oulayer”. Las mediciones bajo el límite de detección se identifican como “bl”, mientras que los elementos no medidos corresponden a guiones..... 157

Tabla 13: Resultados de análisis por EMPA, Raman y SIMS de anfíboles y sus inclusiones. Las ubicaciones de las mediciones se indican mediante las siguientes letras: c (centro), i (intermedio centro-borde), b (borde). En rojo se encuentran los valores de agua medidos mediante espectrometría de Raman. Las mediciones bajo el límite de detección se identifican como “bl”, mientras que los elementos no medidos corresponden a guiones..... 158

Tabla 14: Resultados de análisis por EMPA en titanomagnetitas. Las ubicaciones de las mediciones se indican mediante las siguientes letras: c (centro), i (intermedio centro-borde), b (borde). Las mediciones bajo el límite de detección se identifican como “bl”, mientras que los elementos no medidos corresponden a guiones..... 160

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Imagen satelital tomada de Google Earth mostrando la zona de estudio, con el volcán Calbuco al centro, y las principales rutas de acceso desde Puerto Varas.	3
Figura 2: Traza de la falla Liquiñe Ofqui de los 38° S a los 43.5° S (tomado de Cembrano y Lara, 2009).....	6
Figura 3: Volcán Calbuco visto desde el flanco norte (Foto: www.southpressagency.com).....	7
Figura 4: Mapa geológico del volcán Calbuco (Sellés y Moreno, 2011).	12
Figura 5: Erupción del 22 de abril de 2015 del volcán Calbuco, vista desde la ciudad de Puerto Varas, donde se puede apreciar la columna eruptiva y su dispersión hacia el NE. Hacia la izquierda se aprecia el volcán Osorno. (Foto: www.libertaddigital.com).....	14
Figura 6: Correlación entre columna estratigráfica de la erupción (Romero et al., 2016) y la estratigrafía del depósito en terreno (Castruccio et al. 2016)	16
Figura 7: Localización de las principales muestras al costado norte del volcán Calbuco.	22
Figura 8: Equipo Cameca SX-100 perteneciente al Laboratoire Magmas et Volcans en Clermont-Ferrand (fhttp://start.univ-bpclermont.fr/article7.html)	24
Figura 9: Espectrómetro de Raman perteneciente al Laboratoire Magmas et Volcans en Clermont-Ferrand (http://lmv.univ-bpclermont.fr/spectrometries-vibrationnelles/)	25
Figura 10: Piroclastos encontrados en el depósito de caída de la erupción. De izquierda a derecha se encuentran: Piroclasto gris con anfíbol (Corte C4 con cobertura de oro por el otro lado), piroclasto pardo, piroclasto gris y piroclasto blanco.....	31
Figura 11: Fenocristales de plagioclasas más comunes dentro de la erupción con una pequeña zonación en su borde.	33
Figura 12: Fotomicrografía del cristal 2015-C1-pl1, y sus inclusiones vítreas.	33
Figura 13: Imágenes de BSE de dos piroxenos con zonaciones en sus bordes	34
Figura 14: Fotomicrografías que muestran las diferentes maclas que ocurren en piroxenos.....	35
Figura 15: Fotomicrografía del fenocristal de piroxeno 2015-C3-px1, y sus inclusiones vítreas MI1 (rojo), MI2 (púrpura) y MI3 (azul).	35
Figura 16: Fotomicrografía por BSE de anfíbol euhedral en muestra SC-3.	37
Figura 17: Reconstrucción fotográfica por BSE del anfíbol de C4.	37
Figura 18: Fotomicrografías a nicols cruzados de olivinos dentro de sus respectivas aglomeraciones cristalinas. Ambas fotos son tomadas de piroclastos grises del corte pulido 2015-Ka- 17-3b.....	38

Figura 19: Diagrama de clasificación de feldespatos con resultados de los fenocristales y de los cumulo-cristales de plagioclasas, identificando la posición relativa, de centro a borde, de donde fueron tomadas las mediciones.	42
Figura 20: Diagrama de clasificación de feldespatos con fenocristales y cumulo-cristales de plagioclasas, según el tipo de piroclastos al que pertenecen.	42
Figura 21: Diagrama de clasificación de feldespatos medidos como cristales intercrecidos en piroxenos y anfíbol, y en microlitos de la masa fundamental.	43
Figura 22: Diagrama de clasificación de feldespatos ubicados en intercrecimientos dentro de cristales de piroxeno y anfíbol, y en microlitos de la masa fundamental, según el tipo de piroclasto al cual pertenecen.	43
Figura 23: Diagrama de clasificación de piroxenos para todas las muestras medidas de la erupción.	44
Figura 24: Diagrama de clasificación de piroxenos para todas las muestras medidas de la erupción, diferenciando las mediciones de centro a borde.	45
Figura 25: Diagrama de clasificación para anfíboles cálcicos en piroclastos blancos, según Hawthorne (2012).	46
Figura 26: Diagrama de clasificación para anfíboles cálcicos en anfíbol de C4, según Hawthorne (2012).	46
Figura 27: Diagrama composicional para olivinos.	47
Figura 28: Espectro Raman de un grupo de inclusiones vítreas, donde se destaca la presencia de señal de magnetita (Mgt).	48
Figura 29: Diagrama TAS (LeBas 1986) de inclusiones vítreas.	50
Figura 30: Diagrama de K ₂ O vs SiO ₂ (Peccerillo y Taylor 1976), de inclusiones vítreas.	51
Figura 31: Diagramas Harker de Ca y Mg, de datos de inclusiones vítreas,	53
Figura 32: Diagramas Harker de Al y Fe, de datos de inclusiones vítreas..	54
Figura 33: Diagramas Harker de K y Na, de datos de inclusiones vítreas..	55
Figura 34: Diagramas Harker de Mn y Ti, de datos de inclusiones vítreas.	56
Figura 35: Diagramas Harker de Cr y P, de datos de inclusiones vítreas...	57
Figura 36: Diagramas Harker de H ₂ O y CO ₂ , de datos de inclusiones vítreas. Mediciones de H ₂ O y CO ₂ por SIMS con errores del 10%, mediciones por Raman con incertidumbre de hasta el 20%.	58
Figura 37: Diagramas Harker de Cl y F, de datos de inclusiones vítreas. Mediciones por SIMS con incertidumbre de hasta el 20%.	59
Figura 38: Diagramas Harker de B y Li, de datos de inclusiones vítreas. Mediciones por SIMS con incertidumbre de hasta 10%.	60
Figura 39: Diagramas bivalentes de #Mg para Ca y Si.	62
Figura 40: Diagramas binarios de H ₂ O vs CO ₂ y de B vs Li. Mediciones por SIMS con incertidumbres de hasta el 10%.	63
Figura 41: Espectros Raman de burbuja en inclusión vítrea de plagioclasa (aglomeración cristalina de C4). Se identifica la presencia de carbonatos sólidos y CO ₂ , en sus correspondientes “peaks”	64

Figura 42: Espectro Raman de la inclusión de sulfuros en anfíbol de C4, con el “peak” significativo de calcopirita.....	64
Figura 43: Resultados de cálculos de fugacidad de oxígeno, basado en composición de los anfíboles de la erupción. Los valores en azul corresponden a anfíboles en piroclastos blancos, mientras que los rojos al anfíbol en C4.	68
Figura 44: Comparación entre el anfíbol de C4 con uno de los anfíboles en Sc-3. Ambos anfíboles en escala y misma orientación para comparar la forma entre ellos.....	71
Figura 45: Diagramas Harker y TAS. Encerradas en negro las mediciones en inclusiones vítreas del anfíbol en C4, y en azul la de los olivinos en la aglomeración cristalina. La flecha roja indica el cambio aparente de la composición desde la cristalización del anfíbol a la cristalización de olivino.	73
Figura 46: Diagrama bivalente de #Mg, con 3 tendencias de evolución interpretadas. En color azul se muestra la tendencia a partir de las condiciones originales del magma (inclusiones de anfíbol en C4 o plagioclasas de la derecha) hacia las inclusiones de olivino. Con color verde y rojo se muestran las tendencias de cristalización fraccionada que tendría cada tipo de piroclasto.....	74
Figura 47: Gráfico con los resultados de la termometría en los diferentes productos estudiados.	75
Figura 48: Mediciones de H ₂ O y CO ₂ en conjunto con isobaras y curvas de desgasificación hechas a partir del modelo VolatileCalc de Newman y Lowerstern (2002), para un magma a 950°C. La curva de color rojo indicaría una desgasificación de sistema cerrado con 0% de vapor en el sistema.	80
Figura 49: Compilación de valores de Cl vs H ₂ O de Wallace et al. (2005) para erupciones félsicas, con los valores agregados de la erupción de este trabajo, y un aproximado de los valores para la erupción del volcán Augustine del año 2006 (Webster et al., 2010). Las dos líneas negras marcan los márgenes de saturación para salmuera y vapor en condiciones de 0.5 kbar y 2 kbar para magmas basálticos y andesíticos, según el modelo de Webster et al. (1999).	81
Figura 50: Diagramas Harker de Cl, Li y B con los diferentes grupos de muestras con distribución similar.	83
Figura 51: Relación entre Li y Cl, aparentemente lineal.	83
Figura 52: Fotomicrografía del cristal 2015-C1-pl4.....	100
Figura 53: Sector 6 (izquierda) y sector 7 (derecha) del cristal 2015-C1-pl4, y la MIA denominada MI1 para este cristal.	101
Figura 54: Fotomicrografía del cristal 2015-C1-pl8, y sus inclusiones pl8-MI1, pl8-MI2 y pl8-MI3.....	102
Figura 55: Fotomicrografía del cristal de plagioclasa 2015-C1-pl2 y sus inclusiones vítreas.....	103
Figura 56: Fotomicrografía del cristal 2015-C1-pl1, y sus inclusiones vítreas.	104
Figura 57: Fotomicrografía del cristal 2015-C1-pl9, y su inclusión vítrea.	105

Figura 58: Fotomicrografía de aglomeración cristalina de plagioclasas 2015-kal-17-1-apl. Se destacan las inclusiones vítreas centralizadas MI1 (rojo), MI2 (azul) y MI3 (rosado). Aparte se pueden apreciar una gran cantidad de otras inclusiones vítreas.	106
Figura 59: Fotomicrografía del fenocristal de plagioclasa 2015-C2-pl1, donde se muestran las inclusiones MI1 (rojo) y MI2 (azul)	108
Figura 60: Fotomicrografía del fenocristal de plagioclasa 2015-C2-pl2, donde se ubican las inclusiones vítreas MI1 (azul), MI2 (morado) y MI3 (rojo).....	109
Figura 61: Fotomicrografía del cristal de plagioclasa 2015-C3-pl2, mostrando el grupo de inclusiones MI1 (celeste) y la inclusión MI2 (rojo).	111
Figura 62: Fotomicrografía del fenocristal de plagioclasa 2015-C3-pl1 mostrando sus familias de inclusiones MI1 (rojo), MI2 (verde) y MI3 (azul).....	112
Figura 63: Fotomicrografía del fenocristal de plagioclasa 2015-C3-pl3 que muestra las familias de inclusiones MI1 (rosado), MI2 (azul) y MI3 (rojo).	113
Figura 64: Fotomicrografía del fenocristal de plagioclasa 2015-C3-pl5 donde se muestra su inclusión vítrea MI1 (rojo).....	114
Figura 65: Fotomicrografías a nicoles cruzados de plagioclasas zonadas en piroclastos grises del corte Kal 17-3b. A) se observan dos fenocristales de distintos tamaños y con extensión distinta de sus zonaciones de borde. B) se aprecia un fenocristal de gran tamaño con una zonación de menor proporción que en A....	115
Figura 66: Plagioclasas con zonaciones que van desde el centro del cristal, ambas fueron extraídas de muestras de piroclastos blancas mediante molienda y tamizaje. A) 2015-Sc-31-4 y B) 2015-Sc-32-1.....	115
Figura 67: Fotomicrografía en nicoles paralelos de fenocristal de plagioclasa en el corte Kal-17-3b, en la que se puede apreciar una zonación de borde, que es muy pequeña respecto del total del cristal.	116
Figura 68: Fotomicrografía por BSE del cristal de plagioclasa más grande encontrada en el corte pulido C3. Presenta una zonación de carácter normal concentrada en el borde de este midiendo casi 300 um en su sección más ancha.	116
Figura 69: Fenocristal de plagioclasa (al centro) con intercrecimientos poikiliticos de piroxeno, corte Kal 17-3b.	117
Figura 70: Fotomicrografía a nicoles cruzados de fenocristal de plagioclasa con intercrecimientos poikiliticos de piroxeno, corte Kal 17-1.	117
Figura 71: Fotomicrografía por BSE de plagioclasa 2015-Sc-31-1, y sus cavidades y posibles reabsorciones dentro del núcleo del cristal.	118
Figura 72: Fenocristal de plagioclasa ubicado en el corte C1 (piroclasto gris). Presenta un centro con textura sieve y cristalizaciones de piroxenos y magnetitas en su interior. El borde no presenta estas texturas y solo presenta una zonación en los últimos 100 µm.	119
Figura 73: Fotomicrografía del fenocristal de piroxeno 2015-C1-px1, y sus inclusiones vítreas MI1, MI2 y MI3.	120

Figura 74: Fotomicrografía del fenocristal de piroxeno 2015-C1-px4, y su inclusión vítrea MI1.	121
Figura 75: Fotomicrografía del fenocristal de piroxeno 2015-C1-px2, y sus inclusiones vítreas MI1 y MI2.	122
Figura 76: Fotomicrografía del fenocristal de piroxeno 2015-C1-px3, y su inclusión vítrea MI1.	123
Figura 77: Fotomicrografía del fenocristal de piroxeno 2015-C2-px1, y sus familias de inclusiones vítreas MI1 (azul), MI2 (rojo), MI3 (morado) y MI4 (celeste).	124
Figura 78: Fotomicrografía del fenocristal de piroxeno 2015-C3-px1, y sus inclusiones vítreas MI1 (rojo), MI2 (purpura) y MI3 (azul).	126
Figura 79: Fotomicrografías de las maclas presentes en los piroxenos de la erupción, corte Kal-17-3b. A) Fenocristal de ortopiroxeno con maclas polisintéticas, B) Macla similar a la Carlsbad, también en un ortopiroxeno.	127
Figura 80: Fotomicrografía a nicoles cruzados de un fenocristal de piroxeno completamente euedral visto por su cara basal (por lo que carece de birrefringencia). La línea amarilla que lo divide en dos corresponde a una macla probablemente lamelar.....	127
Figura 81: Fotomicrografía por SEM-BSE del fenocristal de ortopiroxeno 2015-Sc-IIb-4. Se puede apreciar la presencia de magnetita vermicular (Mgt) y la presencia de pequeños fragmentos de olivino en contacto con estos.	128
Figura 82: Zonaciones en piroxenos mediante imágenes de SEM-BSE. A) cristal 2015-Sc-IIa, B) cristal 2015-Sc-32-4.	129
Figura 83: Fotomicrografía del cristal de anfíbol 2015-C3-anf1 y su inclusión vítrea M1 (amarillo).	130
Figura 84: Fotomicrografía por BSE del fenocristal de anfíbol 2015-SC-31-2, y sus inclusiones vítreas MI1 y MI2.....	131
Figura 85: Fotomicrografía por BSE de un fenocristal de anfíbol en muestra SC-3 (piroclasto blanco). Se pueden ver intercrecimientos de plagioclasas (gris oscuro) y de magnetitas (blanco).	132
Figura 86: Fotomicrografías a nicoles cruzados de olivinos dentro de sus respectivas aglomeraciones cristalinas. Ambas fotos son tomadas de piroclastos grises del corte pulido 2015-Ka- 17-3b.....	133
Figura 87: Fotomicrografía por BSE de un olivino (gris claro-centro) rodeado por una corona de piroxeno (gris), plagioclasa (gris oscuro) y magnetita (blanco). En el círculo rojo se ve un intercrecimiento vermicular de magnetita dentro del piroxeno. Ejemplar tomado de un piroclasto pardo en C2.	133
Figura 88: Fotomicrografía por BSE de la plagioclasa más grande encontrada en C3. Encerrado en rojo un sulfuro que correspondería a pirita, y en azul un par de apatitos.....	134
Figura 89: Fotomicrografías de anfíbol ubicado en C4. Entre las líneas rojas se encuentran inclusiones de tipo II que siguen líneas que se prolongan varios	

milímetros a lo largo del cristal. Encerradas en azul, inclusiones apartadas que crecen en dirección de las fracturas de clivaje o en ellas.....	136
Figura 90: Fotomicrografía por BSE del cristal de anfíbol en C4. En rojo se muestran inclusiones vítreas de tipo I.	136
Figura 91: Fotomicrografías del anfíbol en C4, donde se puede apreciar encerrado en rojo los atrapamientos de sulfuros (en este caso calcopirita). A) fotografía en luz transmitida, B) fotografía en luz reflejada.	137
Figura 92: Reconstrucción fotográfica por BSE del anfíbol de C4 y la aglomeración cristalina que lo recubre.....	138
Figura 93: A) Olivinos (encerrados en azul) parte de la aglomeración cristalina de C4, con sus respectivas coronas de piroxenos y plagioclasa. En rojo se encierra un intercrecimiento vermicular de magnetita. Se observan 2 inclusiones vítreas en el olivino del sector superior (encerradas en amarillo); B) Fotomicrografía por BSE de la aglomeración cristalina en C4. A la izquierda, delimitado por la línea verde, se puede observar el anfíbol, al que le sigue el segundo sector de la aglomeración, seguido después por el primero. En rojo se encierra un sector donde se encuentra vidrio atrapado.....	140
Figura 94: Fotomicrografía por BSE de la aglomeración cristalina del anfíbol en C4. Compuesto mayoritariamente por plagioclasas (gris oscuro). El anfíbol se encuentra delimitado por la línea roja y se observan también olivinos (gris muy claro) rodeados de piroxenos (gris intermedio) y magnetita vermicular (blanco). Se puede observar que las plagioclasas presentan una zonación siempre que tengan una fractura en contacto con vidrio.	141
Figura 95: Fotomicrografías del borde de reacción en C4. Señaladas en rojo se encuentran las inclusiones vítreas presentes en piroxenos y plagioclasas. ...	141

1.INTRODUCCIÓN

El día 22 de abril del año 2015 comenzó una erupción explosiva en el volcán Calbuco, ubicado en la X Región de los Lagos, en Chile, unos 30 km al este de la ciudad de Puerto Montt.

Este volcán corresponde a uno de los más activos del sur de Chile, y también uno de los con mayor riesgo asociados, ya que una gran cantidad de población se ubica en sus cercanías y también porque corresponde a una de las zonas más turísticas del país.

La erupción ocurrió de forma inesperada, a pesar del monitoreo que tenía, ya que no hubo evidencia sísmica pre-eruptiva considerable hasta 3 horas antes de que ocurriera. Esto llevó a una tardía respuesta de las autoridades, lo que hizo que varias personas estuvieran en riesgo, pero sin dejar víctimas fatales.

La erupción tuvo 3 fases diferenciadas, siendo las primeras 2 las de mayor magnitud, con columnas de 15-17 km, y la tercera, de menor magnitud, con una columna de 3-4 km de altura.

Los productos de esta erupción son exclusivamente piroclásticos, dejando un depósito de caída que se extiende hacia el noreste del volcán, y una serie de flujos piroclásticos que llegaron a distancias de hasta 6 km desde el cráter, que ocurrieron principalmente durante la segunda fase. No hubo emisión de flujos de lava en ninguna fase.

Dentro del depósito de caída de esta erupción se pueden identificar 4 niveles diferenciados de forma estratigráfica con diferencias granulométricas y composicionales importantes, en especial, destaca la aparición de distintos tipos de piroclastos conforme se va ascendiendo por las capas del depósito.

Químicamente la erupción es de composición andesita basáltica, cayendo en el rango común de las erupciones de este volcán, las que varían entre composiciones andesíticas y andesítica basáltica. Esta composición es constante a lo largo de los productos de la erupción, excepto por un pequeño aumento en las concentraciones de sílice en un flujo piroclástico y uno de los tipos de piroclastos en el techo del depósito de caída.

Se ha postulado que el mecanismo de la erupción corresponde a una sobresaturación de volátiles debido a diferenciación magmática o a una pequeña inyección que pudo ocurrir tiempo atrás (Castruccio et al. 2016).

Este trabajo se enfoca en aportar más información acerca de los posibles mecanismos eruptivos que ocurrieron y la evolución del magma del volcán, haciendo un análisis geoquímico de volátiles y trazas ligeras en inclusiones vítreas presentes en los diversos cristales de los piroclastos del depósito de caída.

Por último, teniendo en cuenta que los sistemas de monitoreo volcánico actuales se basan principalmente en la sísmica y deformación de la zona volcánica, que en casos

como el del volcán Calbuco pueden no ser suficientes para la prevención de riesgos en caso de erupción, este trabajo también se enfoca en descubrir nueva información que pueda usarse para mejorar y complementar los sistemas de monitoreo volcánico.

1.1 Objetivos

Objetivo General

Reconstruir los procesos ígneos relacionados a la erupción del volcán Calbuco en 2015, a través de un análisis geoquímico y de volátiles en inclusiones vítreas.

Objetivos específicos

- Determinar la evolución geoquímica del magma del 2015 a través de inclusiones vítreas.
- Determinar la evolución del contenido de volátiles en el reservorio magmático a través de inclusiones vítreas.
- Determinar las etapas y condiciones físicas de cristalización en la cámara magmática.

2. ANTECEDENTES

2.1 Ubicación y vías de acceso

El volcán Calbuco es un estratovolcán ubicado en el sur de Chile, en las coordenadas 41.33°S/72.618°W, unos 30 km al NE de la ciudad de Puerto Montt. Las principales localidades que rodean el volcán corresponden a Ensenada, por el norte, Correntoso, por el sur, y las poblaciones de Río Sur hacia el oeste. A mayor distancia se ubican las ciudades de Puerto Montt y Puerto Varas hacia el oeste, y Ralún hacia el sureste.

Se accede a la zona desde la Ruta 5 Sur a través de la ruta 225-CH, que pasa por las localidades de Puerto Varas y Ensenada, o desde Puerto Montt por las rutas V-65 hasta las localidades de Correntoso y lago Chapo, y, a través de la Ruta V-615 accediendo al sector occidental del volcán.



Figura 1: Imagen satelital tomada de Google Earth mostrando la zona de estudio, con el volcán Calbuco al centro, y las principales rutas de acceso desde Puerto Varas.

2.2 Marco Geológico

Geología Regional del sur de Chile

Chile se ubica en el borde occidental del sur del continente de Sudamérica y se extiende por alrededor de 4000 km en dirección norte sur. Geológicamente se encuentra en el contexto de subducción de la placa de Nazca y Antártica bajo la placa Sudamericana.

La subducción bajo la placa Sudamericana es el principal factor que controla la geología del territorio desde tiempos Jurásicos, y es el motor para la generación de la actual morfología presente a lo largo del país.

Para el sector centro-sur del país existen 2 sectores definidos a partir del arco volcánico presente, los que son el ante-arco y el arco mismo. Sin embargo, tectónica y morfológicamente se pueden definir otras unidades principales, las que corresponden a la Cordillera de la Costa, la Depresión Central y la Cordillera Principal.

La Cordillera de la Costa y la Depresión Central conforman el ante arco actual, aunque en el pasado han presentado arcos, ya que éste ha ido migrando hacia el este desde tiempos Jurásicos, según la variación del ángulo de la subducción (Charrier et al., 2007).

La cordillera de la Costa corresponde a una zona montañosa que se emplaza desde el límite norte del país y se extiende en forma discontinua hasta el punto triple donde se juntan las placas de Nazca, Antártica y Sudamericana. Su origen es tectónico producto de la compresión por la subducción y es simultáneo y continuo al de la Cordillera Principal (Farías et al. 2008).

La Depresión Central es una morfología de más de 1000 km de extensión norte sur, que corresponde a una depresión ubicada entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal. Se ubica entre los 33°S y los 41°S y tradicionalmente se le ha otorgado un origen tectónico de graben (Lavenu y Cembrano, 1999). Recientemente se ha postulado un origen erosional, limitado por las diferencias litológicas de la Cordillera de la Costa y el clima de este sector del país, que habría variado muy poco en los últimos millones de años (Farías et al, 2008).

La Cordillera Principal, que se ubica en el actual arco volcánico, es el principal cuerpo montañoso de la Cordillera de los Andes, y se puede seguir de manera continua desde Ecuador hasta el extremo sur del continente. Su origen es una serie de estructuras y alzamientos producto de la compresión a la que se somete la placa Sudamericana frente a la subducción.

Por último, en el sector sur y austral de Chile, desde el paralelo 41°S, la morfología del país está controlada principalmente por fiordos, los que son producto de las últimas glaciaciones y de la zona de falla Liquiñe-Ofqui. (Charrier et al., 2007)

Zona volcánica Sur

La Zona Volcánica Sur (ZVS) es una de cuatro zonas con actividad volcánica definidas para la cordillera de los Andes. Las otras tres corresponden a la Zona Volcánica Norte, ubicada en Ecuador y Colombia, la Zona Volcánica Central ubicada en Perú y el Norte de Chile, y la zona Volcánica Austral, ubicada en las zonas más australes del continente de Sudamérica.

Se ubica entre los 33°S y los 46°S, delimitado por una zona de subducción “plana” hacia el norte, donde no ocurre volcanismo, y hacia el sur por el punto triple donde se juntan las placas Nazca, Antártica y Sudamericana.

La ZVS se puede separar en 4 sectores distintos en función de características petrológicas, geoquímicas y tectónicas. Corresponden, de norte a sur, a las zonas norte (33°- 34°30' S; Stern et al., 1984b) con volcanes como San José y Tupungato, transicional (34° 30'- 37° S; Tormey et al. 1991) con volcanes como Nevados de Chillán y Descabezado Grande, central (37° - 42° S; Hickey-Vargas et al., 1984) con volcanes como Villarrica, Osorno y Calbuco, y sur (42° - 46° S; López-Escobar et al. 1993) con volcanes como Chaitén, Hudson y Maca.

El grosor de la corteza en cada zona es uno de los principales motivos de separación de estos sectores, siendo de entre 55-60 km en la zona norte, una disminución gradual entre 55 y 35 km hacia el sur para la zona transicional, y de un máximo de 30 km para las otras dos zonas (Hildreth y Moorbath, 1988; Lange et al., 2007; Tassara y Echaurren 2012)

Las zonas central y sur de la Zona Volcánica Sur están en gran medida definidas por la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (Hervé, 1976), la que controla la ubicación y lineamientos principales de la mayoría de los centros volcánicos.

Petrologicamente, los volcanes de las zonas norte y transicional tienen composiciones andesíticas y dacíticas, mientras que los de las zonas centro y sur volcanismo basáltico, andesítico basáltico, con algunos pocos casos de dacitas y riolitas.

Zona de Falla Liquiñe-Ofqui

Corresponde a una extensa y compleja zona de falla de más de 1000 km de extensión norte-sur, que se describe inicialmente desde el golfo de Penas a los 46°S, hasta la zona de Liquiñe en los 39°S (Hervé, 1976; Hervé et al, 1979), pero actualmente

se ha establecido que se prolonga al menos hasta los 37° 50', pasando por los volcanes Copahue y Callaqui (Cembrano y Lara, 2009).

La falla se describe con actividad al menos desde el Mesozoico, pero principalmente durante el Cenozoico, con una cinética compleja, principalmente de carácter dextral (Lavenu y Cembrano, 1999), con zonas de cabalgamientos y estructuras en forma de cola de caballo en ambos finales del sistema.

Este sistema absorbe gran parte de la deformación provocada por la subducción oblicua de la placa de Nazca, actualmente activa según registros sísmicos recientes (Cembrano y Lara, 2009).

Tiene una relación muy estudiada con el volcanismo de la Zona Volcánica Sur, donde la mayoría de los estratovolcanes se emplazarían en función de los planos de debilidad de las estructuras asociadas a este gran sistema gracias a que, en conjunto con una corteza delgada, se facilitaría el ascenso del magma hacia superficie (Cembrano y Lara, 2009).

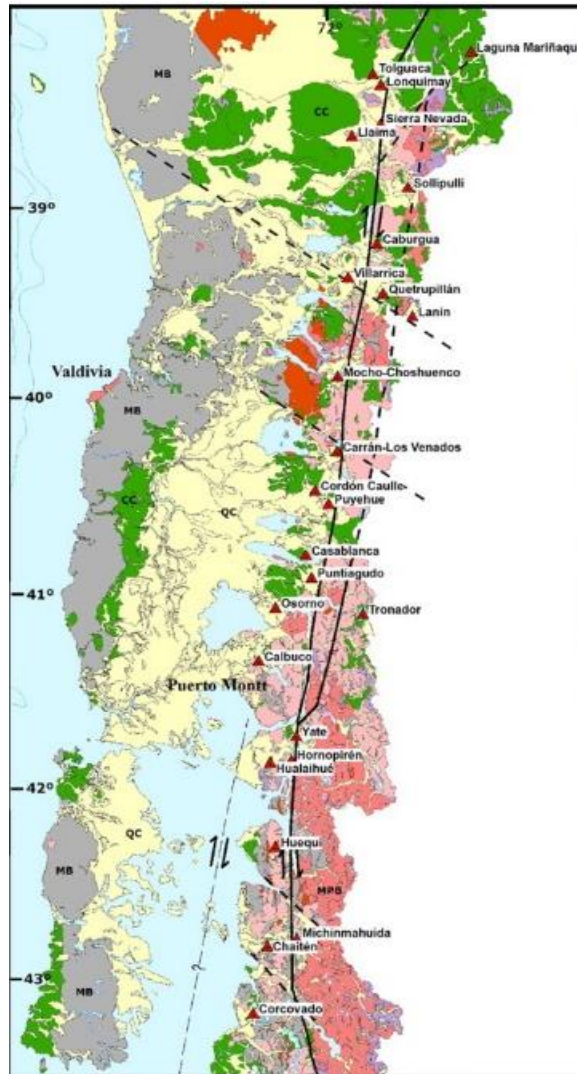


Figura 2: Traza de la falla Liquiñe Ofqui de los 38° S a los 43.5° S (tomado de Cembrano y Lara, 2009).

2.3 Geología del volcán

El volcán Calbuco se ubica en la Zona Volcánica Sur de los Andes (ZVS), en el extremo occidental de la Cordillera principal. Es parte de la unidad central de la ZVS, donde la mayoría de los volcanes se ubican bajo un control estructural de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), sin embargo, el volcán Calbuco se encuentra al oeste de ésta y aparentemente no existe control estructural sobre su emplazamiento (Sellés y Moreno, 2011).

Se emplaza sobre un basamento de granitoides miocenos, y rocas plutónicas y metasedimentarias del Paleozoico y corresponde a un estratovolcán cuyo edificio volcánico es un cono truncado de perfil irregular, con altura de 2003 m.s.n.m. Ha tenido actividad desde hace alrededor de 300 ka, pasando por 3 ciclos glaciales-interglaciales.

El cono volcánico se separa en 4 unidades correspondientes a diferentes periodos de actividad llamadas: Calbuco 1 (320-110 ka), Calbuco 2 (100-14 ka), Calbuco 3 (14 ka-reciente) y Calbuco 4 (actividad histórica).

La composición de sus productos es principalmente andesítica para sus tres últimas etapas y de andesita basáltica para la primera, y no tiene variaciones composicionales fuera de este rango.



Figura 3: Volcán Calbuco visto desde el flanco norte (Foto: www.southpressagency.com)

Basamento del volcán Calbuco

El volcán se emplaza sobre una serie de rocas metamórficas y plutónicas datadas del Paleozoico superior, granitoides del Batolito Norpatagónico, y una serie de secuencias volcánicas del Pleistoceno inferior. (Sellés y Moreno, 2011).

Rocas metamórficas y plutónicas (Paleozoico Superior)

Rocas metamórficas de alto grado, de protolito ígneo máfico a ultramáfico y pelítico que pertenecen a los complejos metamórficos Sotomó-Chaiquenes (Thiele et al., 1985) y Complejo Lenca (Sernageomin-BRGM, 1995). Corresponden a ortogneises anfibólicos con biotita, gabros foliados, paragneises cuarzo-micáceos con pliegues apretados con ocasionales texturas migmatíticas, y esquistos cuarzo-pelíticos ricos en biotita. Presentan un metamorfismo retrógrado con la presencia de andalucita en metapelitas, desarrollado a partir de la intrusión posterior de intrusivos miocenos.

Se reconoce este basamento en el sector sur del lago Chapo, dentro del parque Alerce Andino y, aparentemente, en el macizo rocoso que se ubica al este del volcán ya que en los ríos de drenaje del sector se encuentran fragmentos de gneises con deformación de "kink". (Sernageomin-BRGM, 1995)

Se les asigna una edad de 300 Ma obtenida a través de Rb-Sr en gneises micáceos y anfibólicos. Los gabros con foliación se asocian a complejos plutónicos máficos del Pérmico superior al Triásico medio (Sernageomin-BRGM, 1995).

Granitoides del Batolito Norpatagónico (Mioceno inferior a medio)

Gran parte del basamento del volcán Calbuco son rocas plutónicas que pertenecen al Batolito Norpatagónico (Munizaga et al., 1988). Estas corresponden a tonalitas, dioritas cuarcíferas y granodioritas, con gabros y dioritas subordinadas, en las que el mineral máfico que predomina corresponde a anfíbol, que en las rocas más evolucionadas es acompañado por biotita y muy pocas veces, de piroxeno (Sellés y Moreno, 2011).

Se puede reconocer en cerros aislados (Cerros de Pichijuan al NW y Cerro El Cabrito al SW) que se ubican alrededor del volcán y que extensamente se extienden como macizos rocosos hacia el sur en el lago Chapo y al este en los cerros de Hueñuhueñu.

Las edades radiométricas para este sector del Batolito Norpatagónico están entre 20 y 12 Ma (Munizaga et al., 1984; Sernageomin, 1998; Moreno et al., 2010), con edades mínimas de enfriamiento entre 25 y 11 Ma (Adriasola et al., 2006)

Estratos de Hueñuhueñu (Pleistoceno inferior)

Definidos por Lahsen et al. (1985) y corresponde a una secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas que afloran hacia el este del volcán Calbuco, que se superponen mediante discordancia erosiva a los granitoides del Mioceno y subyacen a la unidad Calbuco 1.

Se observa en una secuencia subhorizontal de unos 550 metros de espesor, al NE del volcán en un cordón al este del río Caliente, formada por brechas y conglomerados volcanoclásticos, de probable origen lahárico. Hacia el techo de la secuencia se ubican intercalaciones de lavas basálticas, las que fueron datadas en 1.43 ± 0.1 Ma mediante K-Ar (Lahsen et al., 1985). También hacia el sur de las nacientes del río Hueñuhueñu se encuentra la misma secuencia con 800 m de espesor, y también un prominente picacho basáltico llamado cerro Cañe, que ha sido interpretado como un antiguo centro de emisión (Lahsen et al., 1985) donde alrededor se distribuyen lavas y rocas piroclásticas con manteos radiales. Hacia la salida del río Hueñuhueñu aflora una secuencia de 150 m de brechas piroclásticas y tobas de colores amarillentos, y hacia la base se encuentran lavas basálticas con grandes fenocristales de plagioclasa.

Tiene una distribución discontinua y se emplaza sobre topografía abrupta, probablemente producto de erosión glaciar. La orientación de los contactos coincide frecuentemente con lineamientos identificados en Sernageomin-BRGM (1995) lo que sugiere que el emplazamiento de la unidad podría haber tenido un control estructural.

Las lavas presentes son predominantemente basaltos de olivino y clinopiroxeno, y andesitas basálticas de clino±ortopiroxeno.

Estratigrafía volcán Calbuco

El edificio volcánico corresponde a un cono truncado de baja altura, de aspecto macizo, que se ha formado en sucesivas etapas de actividad de tipo central, con lavas y productos piroclásticos de composición esencialmente andesítica.

Unidad Calbuco 1 (Pleistoceno medio a superior)

Conjunto de coladas de lavas de composición principalmente andesítico basálticas, con intercalaciones volcanoclásticas, que sobreyacen mediante discordancia erosiva al basamento plutónico y metamórfico, y a los estratos de Hueñuhueñu (Sellés y Moreno, 2011).

Predominan las andesitas basálticas, junto con escasos basaltos con contenidos entre 50.5 y 56.6% de SiO₂. La mineralogía máfica que predomina son los piroxenos y, en menor medida, olivinos en forma de fenocristales y como inclusiones en piroxenos.

Los anfíboles aparecen en las lavas más evolucionadas (55-56% de sílice), en bajas proporciones (Parada, 1990, López-Escobar, 1995).

Es frecuente encontrar enclaves magmáticos y xenolitos cristalinos. Estos últimos podrían corresponder a fragmentos del basamento metamórfico y plutónico, o cumulos de etapas de evolución temprana de los magmas del volcán.

Ha sido datadas en 130 ka mediante K-Ar (Lahsen et al., 1985), 160 ka, 170 ka y 342 ka medidas en la masa fundamental de varias muestras mediante Ar-Ar (Sellés y Moreno, 2011), donde la última datación sugiere que la actividad del volcán habría comenzado durante la antepenúltima glaciación (Glaciación de río Llico (Porter, 1981), 480-338 ka según Clayton et al., 1997), mientras que las otras muestras coincidirían con la penúltima glaciación.

Unidad Calbuco 2 (Pleistoceno superior)

Unidad con gruesas lavas de composición andesítica, con intercalaciones de brechas piroclásticas y brechas de origen lahárico. Rellena las artesas glaciares excavadas en la unidad Calbuco 1 y está cubierta en discordancia erosiva por lavas de la unidad Calbuco 3.

La unidad conforma gran parte de la fracción superior del volcán, excepto en el sector norte donde el edificio volcánico habría colapsado a fines del Último Máximo Glacial, lo que habría generado un depósito de avalancha volcánica que se encuentra en dirección nor-noroeste, la que marca el término de esta unidad.

La composición de estas lavas es de andesita con un 56.61% de SiO₂ (Sellés y Moreno, 2011), con una mineralogía común de orto y clinopiroxeno, con algunos relictos de olivinos coronados o reemplazados por piroxeno. Es importante notar la presencia de aglomerados de cristales gabronoríticos, con espacios intersticiales ocupados por vidrio o microlitos, que son comunes en las lavas.

La edad de esta unidad se ha acotado por la edad de las unidades sobre e infrayacentes, es decir desde los 110 ka de Calbuco 1 hasta los 14 ka del colapso finiglacial del flanco norte. Una serie de mediciones radiométricas otorgan edades entre 90±11 ka y 30±20 ka, situándola dentro de la glaciación Llanquihue (Sellés y Moreno, 2011). Un carbón en un depósito piroclástico ha sido datado mediante C¹⁴ otorgando una edad de 19.960 ±110 años (Sellés y Moreno, 2011).

Unidad Calbuco 3 (Pleistoceno superior tardío-Holoceno)

Esta unidad se divide en 4 subunidades, la primera consiste en lavas, rocas piroclásticas y brechas de origen laháricos, que se encuentran en el edificio volcánico. La segunda corresponde a depósitos volcanoclásticos gruesos que subyacen a una

ignimbrita llamada Alerce. También se encuentran depósitos piroclásticos varios y depósitos de lahares.

La subunidad de lavas se distribuye radialmente desde la parte más alta del volcán hacia los flancos. En el flanco sur los depósitos se encuentran afectados por erosión fluvial y el paso de lahares. Hacia el flanco norte se distribuye en forma de abanico al no estar confinada debido al colapso del fin de la fase anterior.

Como actualmente el cráter se ubica por debajo de la cima del volcán, para explicar la presencia de lavas en el flanco occidental se cree que durante una etapa temprana en la formación de esta unidad el cono volcánico era más alto, el que como hipótesis (Sellés y Moreno, 2011) fue planteado que se destruyó este edificio en los eventos que formaron la Ignimbrita Alerce y crearon el cráter actual.

La composición de las lavas es de andesítica basáltica a andesítica, con piroxenos y algunos olivinos con coronas de reacción como minerales máficos principales y también es la única unidad donde se encuentra anfíbol edenítico (López-Escobar et al., 1995).

La subunidad de la ignimbrita Alerce corresponde a una serie de flujos piroclásticos que se ubican sobre depósitos volcanoclásticos.

La edad de esta ignimbrita se ha acotado mediante datación de C^{14} en paleosuelos y en restos carbonosos atrapados en los flujos, y tendría cerca de unos 6500 años, a partir de la cual se habría generado un periodo muy explosivo de unos 200-300 años que explicaría la presencia de flujos más jóvenes.

Unidad Calbuco 4 (Holoceno histórico)

Corresponde a todas las morfologías generadas en tiempos históricos, lo que incluye lavas, domos y lahares.

Las lavas y domos se identifican a partir de la erupción de 1893, la que es el evento más violento conocido históricamente de este volcán. Previo a este evento, el cráter tenía un tamaño mayor de alrededor de 1500 m (Juliet, 1872), el que fue rellenado por un domo, descrito como un cono en el medio del cráter por Bönnighausen (1918).

La composición de esta erupción es de andesita con un 58.6% de sílice (Espinoza 1897), y no existen análisis más recientes.

Le siguen una serie de erupciones en los años 1912, 1917 1929, 1961 y 1972, siendo esta última la que precede a la erupción de 2015, siendo erupciones sub-plinianas con emisión de material efusivo.

Cabe destacar que la erupción de 1972 fue pequeña y duró solo 4 horas, y que en 1996 se registró una intensa actividad fumarólica (Global Volcanism Program, 1996).

Al igual que con la mayoría de los productos del volcán, en el pasado, sus productos tendrían principalmente una composición química andesítica entre 54 y 59%

de sílice en los que se ha descrito la presencia de anfíboles y algunos tipos de xenolitos (Sellés y Moreno, 2011).

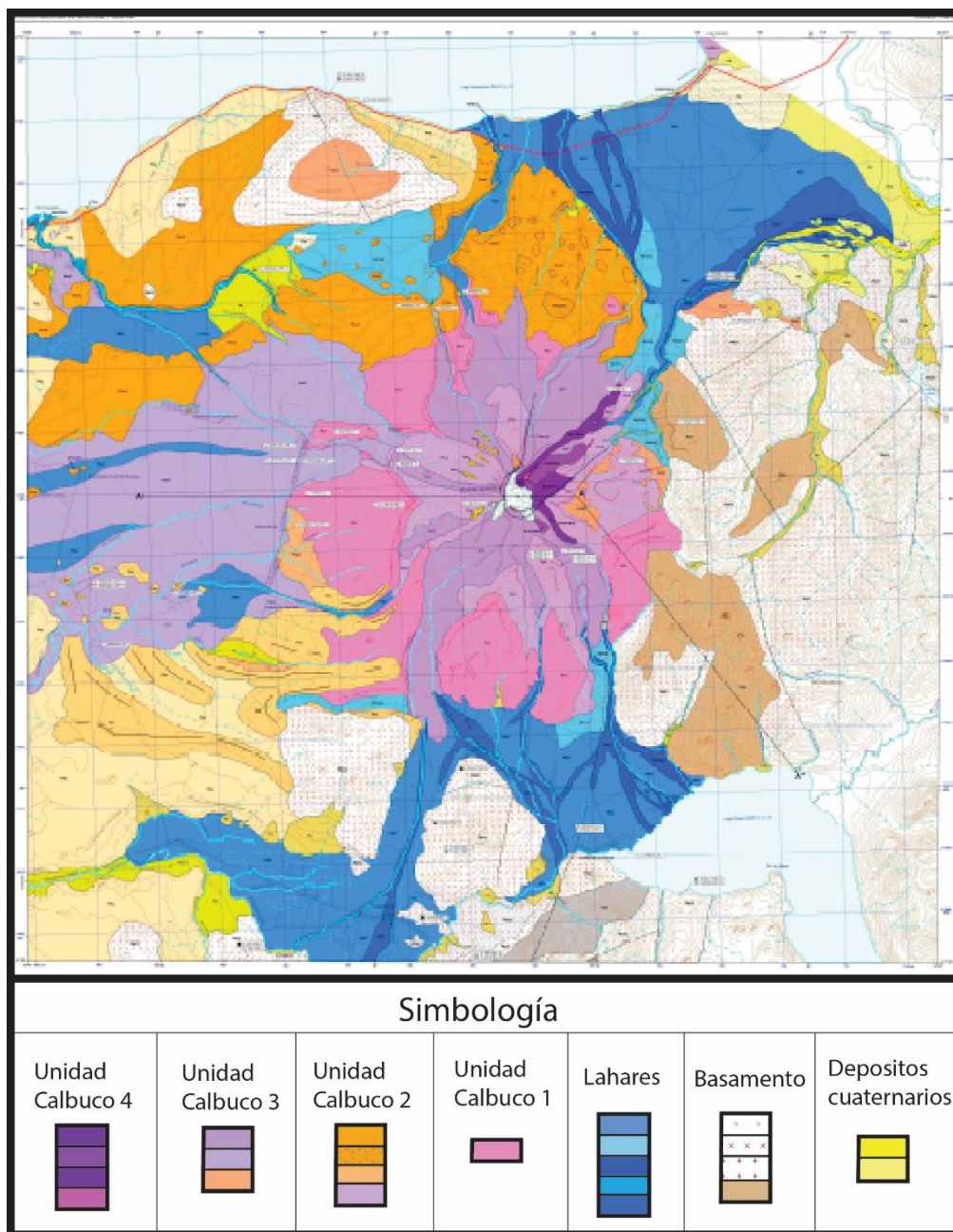


Figura 4: Mapa geológico del volcán Calbuco (Sellés y Moreno, 2011).

2.4 Erupción año 2015

Actividad pre-eruptiva

El volcán Calbuco había estado en inactividad desde el año 1972, donde ocurrió un par de eventos menores, y antes de eso con la erupción de 1961, un evento que produjo una columna eruptiva de entre 12 y 15 km de altura, dos flujos de lava hacia el flanco norte del edificio volcánico y varios lahares.

El volcán se encontraba monitoreado por el Observatorio Volcanológico de los Andes Sur, con instrumentación de 2 sismógrafos posicionados a 5 y 6 km del cráter del volcán y un inclinómetro, 4 km al oeste del volcán, desde el año 2002 con estaciones temporales, y desde 2010 con estaciones fijas.

Se registró un aumento en la cantidad de eventos sísmicos volcanotectónicos (VT) de baja magnitud asociados al volcán desde 4 meses previos a la erupción, pero la actividad no fue considerable hasta 3 horas antes de la erupción, con un enjambre de sismos VT con origen a un par de km al oeste del cráter y a aproximadamente 8 km de profundidad (Sernageomin, 2015a). Sismos de largo periodo (LP) comienzan a ocurrir una hora y media antes de la erupción, y finalmente una sismicidad híbrida se detectó 10 minutos antes de la erupción (Valderrama et al. 2015).

No se detectó deformación en los flancos volcánicos previo a la erupción ni mediante mediciones satelitales InSAR hasta un día antes de la erupción (Delgado et al. 2017), ni con mediciones en el inclinómetro del volcán (Valderrama et al., 2015).

Ruidos subterráneos fueron sentidos por la población cerca del volcán algunas horas antes de la erupción (Castruccio et al. 2016).

Cronología de la erupción

El 22 de abril de 2015 comienza una nueva erupción del volcán Calbuco, la que fue de carácter explosivo sub-pliniano y se prolongó, en 3 fases eruptivas, hasta el día 31 de abril de 2015.

La primera fase eruptiva ocurrió durante el 22 de abril con una columna de 15 km de altura, y duró aproximadamente 1,5 hrs, con una dispersión de la columna hacia el NE. Posteriormente, ocurrió una pausa en la actividad explosiva en la que, dos horas después, comienza actividad continua de tremores harmónicos (Sernageomin, 2015b).

Cinco horas después de la pausa comienza una segunda fase de mayor energía donde la columna eruptiva alcanza los 17 km de altura (Bertín et al., 2015), y tuvo una duración de 6 horas, con una dispersión de columna hacia el NE.

Durante esta fase eruptiva se registra la formación de flujos piroclásticos, asociados a observaciones nocturnas de aumento en la incandescencia de centro de emisión y en la cantidad de rayos presentes en la columna (Castruccio et al., 2016; Van Eaton et al., 2016).

Terminada esta fase, continúa la actividad esporádica del volcán con columnas menores a 2 km de altura sobre el cráter, hasta que la tercera fase comienza el 30 de abril con baja intensidad, una columna de 3 a 5 km de altura sobre el cráter y una dispersión al sureste (Sernageomin, 2015c).



Figura 5: Erupción del 22 de abril de 2015 del volcán Calbuco, vista desde la ciudad de Puerto Varas, donde se puede apreciar la columna eruptiva y su dispersión hacia el NE. Hacia la izquierda se aprecia el volcán Osorno. (Foto: www.libertaddigital.com).

Depósitos de la erupción

Los depósitos formados por los productos de la erupción corresponden a un depósito de caída de escoria, flujos piroclásticos y lahares.

El depósito de caída se forma a partir de las 2 columnas de las primeras dos fases eruptivas y se extiende desde el cono volcánico hacia el NE, llegando hasta localidades de Argentina donde el depósito de menos de 1 cm de espesor se erosionó rápidamente. Se estima el volumen del depósito en 0.38 km^3 (0.15 km^3 en roca densa asumiendo un volumen de 1000 kg/m^3) por Castruccio et al. (2016) y de 0.28 km^3 ($0.11\text{-}0.13 \text{ km}^3$ en roca densa) según Romero et al. (2016).

Ambos estudios mencionados anteriormente concuerdan en gran medida en la estratigrafía del depósito, el que se separa en 4 capas principales; una capa basal con piroclastos pardos y negros rica en líticos, una segunda capa con piroclastos pardos que alcanzan los mayores tamaños, una tercera capa con piroclastos pardos y negros con el mayor espesor de todo el depósito y una última capa con piroclastos grises, pardos y blancos (figura 6).

El depósito se compone de 3 tipos de piroclastos diferentes:

-Pardos: con mineralogía de piroxeno, plagioclasa y magnetita, con masa fundamental vítrea, con una cantidad media (30-60%) de vesículas y una composición de roca total promedio de 55% de SiO₂ (Castruccio et al., 2016).

-Grisés: con mineralogía principal de piroxeno, plagioclasa y magnetita, con pocas vesículas (10-20%), microlitos en la masa fundamental y con composición media de 55% de SiO₂ (Castruccio et al., 2016).

-Blancos: con mineralogía principal de piroxeno, plagioclasa, anfíbol y magnetita, masa fundamental vítrea, cantidades medias a altas de vesículas (30-90%) y una composición media de 56.3% de SiO₂ (Castruccio et al., 2016).

Los depósitos de flujos piroclásticos corresponden al menos a 8 diferentes eventos identificados en el flanco NE del volcán y que se ubican hasta 6 km desde el cráter. Estos son ricos en bombas de escoria y están conformados por escorias similares a las pardas y grises del depósito de caída. Uno de estos flujos contiene grandes fragmentos de juveniles altamente cristalinos de color blanco que no se encuentran en ninguna otra parte del depósito con una composición de 58% de SiO₂ (Castruccio et al., 2016).

Los depósitos de lahares se encuentran hacia el sur del volcán y llegan hasta el río Chapo, también se encuentran hacia el NE intercalados con flujos piroclásticos. Estos se interpretan como producto de la interacción de flujos piroclásticos con el glaciar en la cima del volcán y con lluvias posteriores (Castruccio et al., 2016).

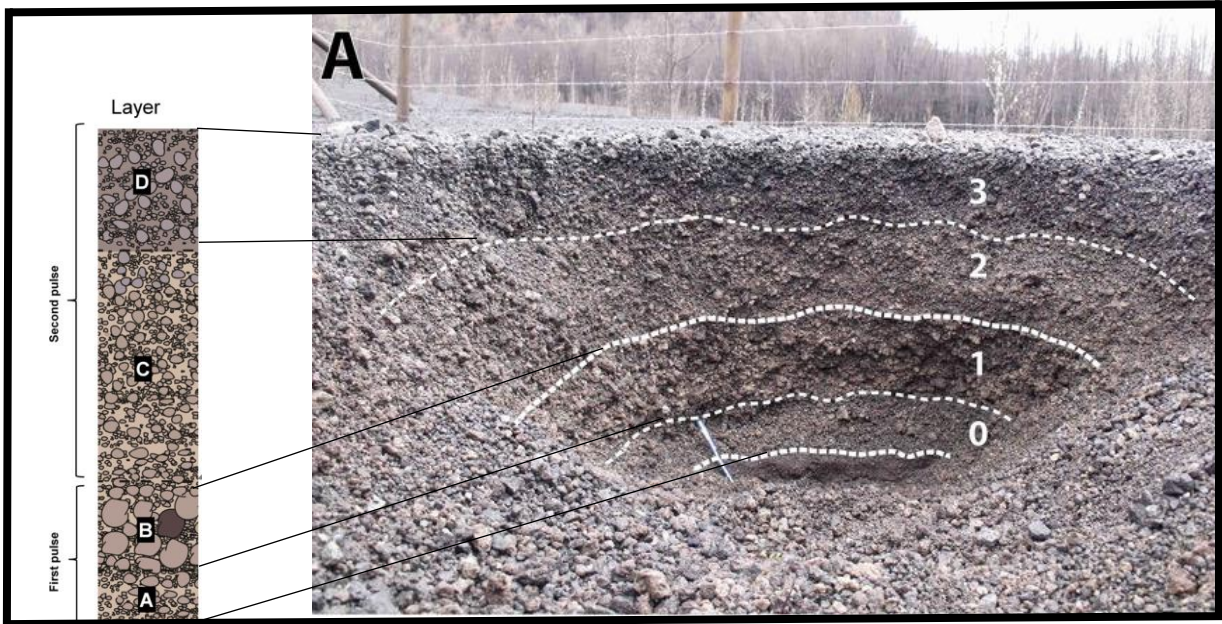


Figura 6: Correlación entre columna estratigráfica de la erupción (Romero et al., 2016) y la estratigrafía del depósito en terreno (Castruccio et al. 2016)

2.5 Petrología y geoquímica de productos antiguos

Una serie de estudios que se llevaron a cabo entre 1990 y 1995 corresponden a los principales antecedentes petrológicos y geoquímicos de los productos volcánicos de este volcán. Además, gran parte de la petrología de los productos antiguos del cono volcánico se encuentra en Horst (2007).

La composición de los productos volcánicos, sin importar la edad ni unidad en que se encuentren siempre está acotada a un pequeño rango, que va desde 55 a 60% de SiO₂, aproximadamente (López-Escobar et al., 1992; López-Escobar et al., 1995, Hickey-Vargas., 1995; Horst, 2007).

La composición de elementos mayoritarios refleja un magma con bajos niveles de K₂O y TiO₂, y unos niveles altos de Al₂O₃ y, en función de la sílice, disminuciones en CaO, MgO, FeO y TiO₂, pero aumento de K₂O, Na₂O y P₂O₃ (López-Escobar et al., 1992).

Isotópicamente, los magmas del volcán tienen razones de Sr mayores y menores de Nd que los MORB e islas oceánicas, pero ubicándolos entremedio de signaturas de IAV y otros volcanes de la ZVS (López-Escobar et al., 1992).

Los elementos trazas de los magmas muestran un patrón similar entre las erupciones con la característica importante de que carece de anomalía de Eu (López-Escobar et al., 1992).

Las rocas de las distintas unidades del volcán presentan una mineralogía común que se repite para la mayoría de los depósitos. Principalmente se distingue la presencia de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, óxidos de hierro, olivino (generalmente con coronas de magnetita y piroxeno) y con la aparición de anfíboles en los productos de composición andesítica (Horst 2007; Sellés y Moreno, 2011).

Estos últimos minerales siempre se encuentran con bordes de reacción, los que en ocasiones han consumido todo el cristal, reemplazándolo por plagioclasa y piroxeno, quedando con la forma euhedral de estos (Parada, 1990).

También se han observado cúmulos cristalinos gabroicos y de granulitas. Los primeros se han interpretado como grupos minerales cristalizados en el mismo magma durante su ascenso o en cámaras más profundas que la actual y que podrían formarse a partir del desequilibrio del anfíbol que raramente aparece (Hickey-Vargas et al., 1995). También se ha sugerido que la cristalización de estos cúmulos en etapas previas a partir de magmas basálticos le otorgaría la composición de andesita basáltica que diferencia a este volcán de los otros del sector (López-Escobar et al., 1995).

Las aglomeraciones granulíticas, que presentan signaturas tholeíticas y afinidades de HREE a MORB, tendrían un origen diferente relacionado posiblemente con la asimilación de rocas plutónicas metamorfizadas, formándose a partir de rocas anfíbolíticas que se funden parcialmente, dejando remanentes granulíticos como xenolitos (Hickey-Vargas et al., 1995).

Las características isotópicas del magma indicarían que este último proceso de asimilación correspondería a una parte menor dentro de la composición total del magma, pero que un proceso de asimilación cortical de rocas metapelíticas sería el que aporta las principales características isotópicas, pero la falta de xenolitos de metapelitas crea problemas con la hipótesis (López-Escobar et al., 1995).

En general se cree que la formación del magma de la cámara del volcán proviene de un magma portador de anfíbol, con un amplio nivel de cristalización previa a su emplazamiento y que tiene un grado importante de asimilación cortical, posiblemente de rocas metamórficas ígneas y metapelitas en profundidades medias a altas (López-Escobar et al., 1995).

3. METODOLOGÍA

La metodología de este trabajo consiste en la identificación y posterior análisis de varios minerales y sus inclusiones vítreas. El trabajo con inclusiones vítreas se describe a continuación, seguido de la descripción de las diferentes metodologías de obtención, análisis y procesamiento.

3.1 Fundamentos teóricos del trabajo con inclusiones vítreas

Las inclusiones vítreas corresponden a atrapamientos de gotas de magma dentro de cristales (Sorby, 1858). Éstas pueden ocurrir durante el crecimiento de estos, o en forma posterior, dependiendo de la naturaleza de la inclusión.

Debido a su naturaleza, estas son capaces de reflejar la composición del magma durante el momento de atrapamiento, ya que, al ser encerradas por el cristal se comportan como sistemas cerrados, por lo que son ideales para poder describir los diferentes procesos ígneos como cristalización fraccionada, mezcla de magmas y exsolución de volátiles (Cannatelli et al., 2016; Kent et al., 2008; Métrich and Wallace., 2008).

Las inclusiones vítreas pueden contener vidrio, fases minerales (atrapadas y/o recrystalizadas) y fases volátiles (burbujas).

La presencia de cristales dentro de las inclusiones puede tener diversas explicaciones. Se pueden haber atrapado en conjunto con el fundido de la inclusión (cristales co-atrapados), pueden haber cristalizado a partir del fundido de la inclusión durante el enfriamiento o en la interfaz de la inclusión con el cristal debido a intercambios químicos entre ellos (cristalización post-atrapamiento).

La presencia de burbujas tiene una explicación similar a la de los cristales: podrían haber sido atrapadas en conjunto con un fundido saturado en gases, pueden formarse durante el enfriamiento de la inclusión por diferentes tasas de contracción térmica entre el mineral y el vidrio, y por la exsolución de volátiles hacia ellos (Lowerstern., 1994). También, en magmas ricos en volátiles, por cristalización en la interfaz con el cristal (Steele-Macinnis et al., 2011), y por último por difusión de elementos como H hacia el mineral hospedante (Bucholz et al., 2013).

Si bien son relativamente comunes y fáciles de identificar dentro de la mayoría de las fases minerales volcánicas, pueden no estar presentes en ciertas fases o bien ser muy pequeñas para poder ser útiles.

Existen 3 tipos de inclusiones definidas por Roedder (1984), las de origen primario, pseudo-secundario y secundario.

Las inclusiones primarias corresponden a las que fueron atrapadas durante el crecimiento del cristal, las pseudo-secundarias fueron atrapadas por fracturas antes de que el cristal termine de crecer y las secundarias, atrapadas después que el cristal haya terminado su cristalización.

Por su naturaleza las inclusiones primarias y pseudo-secundarias se consideran como de origen primario para su estudio y reflejan la composición del magma durante el evento de cristalización. En cambio, las secundarias reflejan otro tipo de procesos asociados al origen de las fracturas donde se forman.

Es muy improbable encontrar inclusiones secundarias en fenocristales de magmas volcánicos, ya que a las presiones y temperaturas en las que estos se forman, la viscosidad del fundido es muy alta para poder difundir a través de las fracturas. En cambio, es posible encontrarlas en cristales provenientes del manto, donde a esas presiones el magma sí es capaz de entrar (Roedder, 1984).

Existen ciertos procesos que pueden ocurrir en una inclusión vítrea que pueden hacer que se pierda su naturaleza de sistema cerrado. Pueden ser interacciones y difusiones químicas con el mineral hospedante, escape de volátiles y/o fundido a través de sectores no cristalizados, el escape de burbujas hacia el mineral hospedante y la decrepitación (Cannatelli et al., 2016 y referencias incluidas).

El proceso de intercambios químicos entre el mineral hospedante y la inclusión lleva a la pérdida y/o entrada de elementos en la inclusión, y se da principalmente por difusión de los elementos a lo largo de la interfaz, que generalmente se da durante recalentamientos. En general el elemento que difunde más corresponde al H, el que también lo hace durante experimentos de recalentamiento y otros análisis, por lo que siempre la cantidad de agua medida en los análisis corresponderá a un mínimo de lo que el magma contenía originalmente.

El proceso de escape de volátiles y fundido se da a través de bordes de la inclusión que no fueron totalmente recristalizados, generalmente durante la erupción creando tubos de escape o inclusiones de tipo “reloj de arena”, las que reflejan el comportamiento de los volátiles durante la erupción, pero pierden la composición original por lo que otros tipos de estudios no son recomendados.

El proceso de escape de burbujas se da cuando la burbuja de una inclusión, debido al gradiente térmico al que se somete, intentara “escapar” hacia el mineral hospedante, este proceso ha sido bien descrito por Schiano et al., 2006.

El proceso de decrepitación ocurre cuando las condiciones de presión y temperatura hacen que la inclusión pierda su estabilidad y se fragmente hacia el mineral hospedante dejando típicamente un halo de decrepitación (Lowerstern, 1995, y referencias incluidas).

Generalmente, cuando las inclusiones se enfrían lentamente éstas van a tender a cristalizar minerales en función de su tamaño y tasa de enfriamiento (Roedder, 1984),

pero también debido a características composicionales de la inclusión (Student y Bodnar, 1999).

Las familias de inclusiones vítreas, o MIAs (Melt Inclusion Assemblages) se definen como grupos de inclusiones atrapadas al mismo tiempo bajo las mismas condiciones de presión, temperatura y composición. Estas se encuentran generalmente siguiendo un mismo borde de crecimiento del cristal cuando son primarias, o siguiendo planos de fracturas en los otros dos casos. Se puede definir que corresponden a una misma familia en función de la razón entre su burbuja y cantidad de vidrio.

Para poder ser utilizadas correctamente, las MIAs deben cumplir las denominadas Reglas de Roedder (1984): 1) las inclusiones deben haber sido atrapadas como una fase homogénea; 2) las inclusiones se comportaron como sistema isocórico después de su atrapamiento; y 3) las inclusiones no han perdido ni obtenido nada después de su atrapamiento.

Los estudios de re-homogeneización se hacen para aproximar las condiciones de temperatura de atrapamiento, así como para poder hacer otros tipos de análisis en la inclusión, que exigen que se encuentren en su totalidad en fase vítrea.

Para el análisis de elementos mayoritarios y elementos trazas, se pueden llevar a cabo los análisis mediante microsonda electrónica, SIMS (para trazas ligeras e isótopos) y ablación laser para la identificación de trazas e isótopos.

Para el análisis de volátiles se pueden llevar a cabo análisis mediante SIMS, espectrometría de Raman y FTIR, de los cuales, solo los dos primeros son utilizados en este trabajo y se describen más adelante en las secciones 4.6 y 4.7.

3.2 Trabajo en terreno y obtención de muestras

Las muestras utilizadas para este trabajo fueron obtenidas en 2 campañas de terreno distintas, la primera hecha por Castruccio et al., 2016, y la segunda en enero de 2017. Todas fueron obtenidas del depósito de caída ubicado en el flanco norte del volcán Calbuco.

En estas ocasiones se identificaron los niveles principales del depósito de caída, definiéndose ambas veces 4 niveles. Las muestras fueron escogidas principalmente por tipo de juvenil y al nivel al que correspondían.

Se eligieron muestras con piroclastos grandes cercanos al centro de emisión pensando en la elaboración de cortes transparentes y piroclastos con abundantes cristales pensando en la separación y montaje de estos.

Las muestras utilizadas de la campaña de 2015 corresponden a las denominadas KAL IIa y KAL IIb, en conjunto con muestras tomadas para corte transparente en el sector Kal 17, y para la campaña de 2017 se separaron los juveniles según tipo, a partir de las muestras Cal-2015-100-1, Cal-2015-100-2, Cal-2015-100-3, Cal-2015-100-6 y por último un piroclasto excepcional obtenido del sector Cal-2015-102 (figura 7).

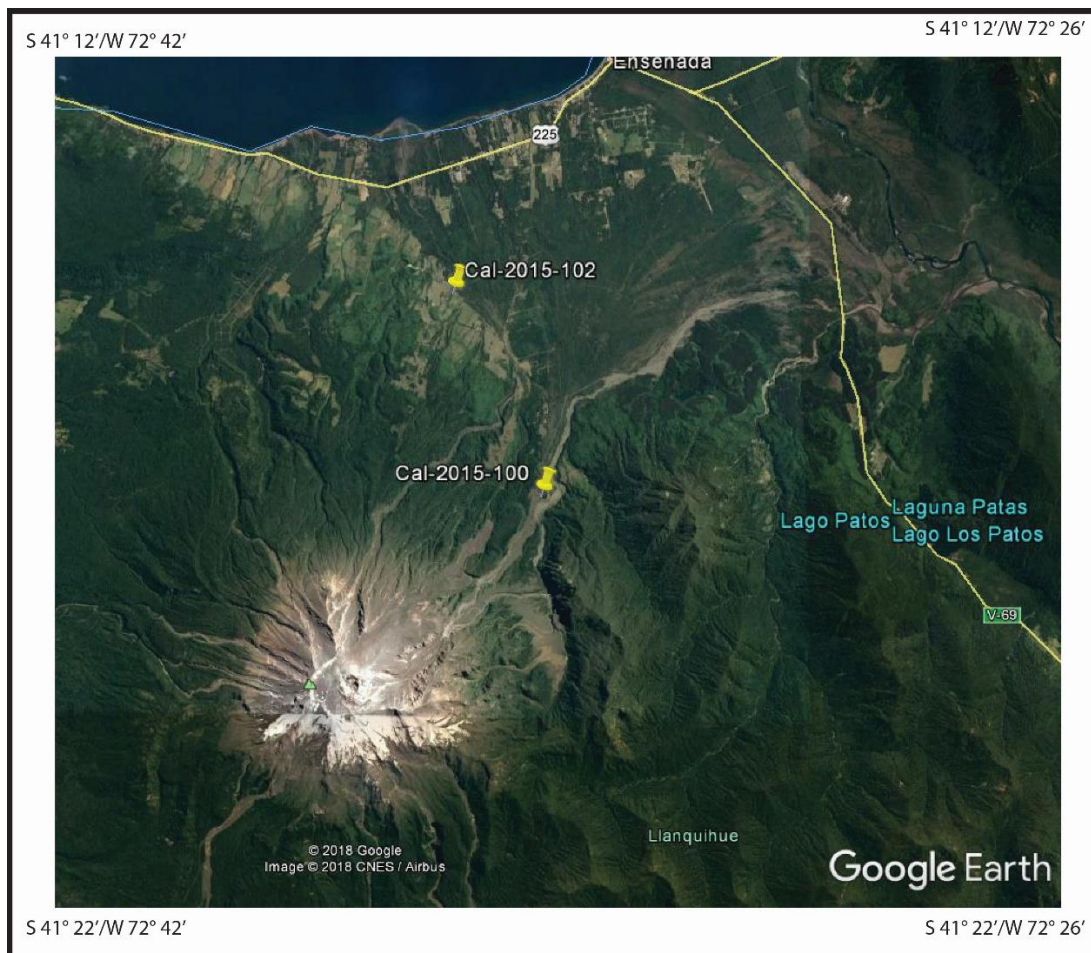


Figura 7: Localización de las principales muestras al costado norte del volcán Calbuco.

3.3 Separación y montaje de minerales

Este es el primer proceso de trabajo en laboratorio, que se hizo en paralelo con la petrografía y se llevó a cabo en el Laboratorio de Separación de Minerales del Departamento de Geología en la Universidad de Chile.

Parte de las muestras tomadas en terreno fueron reducidas y molidas mediante martillo y mortero con la finalidad de separar los cristales de la masa fundamental.

El producto de la molienda y reducción se tamizó mediante mallas de #35 y #60, obteniendo granos entre tamaños de 0.5 y 0.25 cm, los que posteriormente se identificaron mediante lupa magnificadora y agrupados en función de fase mineral y tipo de piroclasto al que pertenecen.

Se eligieron cerca de 100 minerales, que fueron montados en epoxy según el tipo de piroclasto al que pertenecen, y fueron observados petrográficamente y pulidos hasta hacer aflorar las inclusiones vítreas de interés (ver sección de petrografía).

Finalmente, algunos cristales fueron separados mediante disolución del epoxy con acetona, o utilizando un cautín para derretir y despegarlos de éste, con el objetivo de montarlos nuevamente en epoxy en moldes cilíndricos de 2.5 cm de diámetro, para ser analizados en microsonda iónica. A este paso también se agregó el montaje y pulido de tres piroclastos con el mismo objetivo, pero que finalmente solo pudieron ser analizados mediante microsonda electrónica.

3.4 Petrografía

El trabajo de petrografía se llevó a cabo mediante microscopía óptica utilizando un microscopio Olympus BX53 perteneciente al laboratorio de inclusiones vítreas y fluidas (Fondequip EQM140009) del Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA; Fondap N° 15090013).

Se analizaron seis cortes transparentes pulidos creados a partir de las muestras tomadas en terreno, y los cristales montados en epoxy resultado de la separación de cristales, para la determinación fases minerales, sus relaciones y texturas presentes, y la presencia de inclusiones vítreas, como primera fase de petrografía.

Le sigue una segunda fase de trabajo que consistió en la caracterización y descripción de inclusiones vítreas en todos los minerales que fueron encontradas, poniendo énfasis en las inclusiones de mayor tamaño y las que se encuentran asociadas en familias de características similares, debido a que estas condiciones se necesitan para los análisis de microsonda electrónica e iónica posteriores.

Una tercera fase de petrografía consistió en el uso de un microscopio electrónico de barrido con espectrómetro de energía dispersiva de rayos X (SEM-EDS) perteneciente al CEGA. Se diferenciaron fases minerales opacas y minerales con birrefringencia similar,

como piroxenos y olivinos, además de obtener una primera aproximación a la composición en fases minerales y en inclusiones vítreas.

Finalmente, se escogieron los principales sectores en los cortes pulidos y los minerales que mejor cumplían las condiciones de ser analizados posteriormente, a los que se llevaron finalmente 4 cortes pulidos y 13 montajes con aproximadamente 50 minerales para analizar.

3.5 EMPA

La microsonda electrónica (EMPA por sus siglas en inglés), es un analizador de composiciones químicas mediante técnicas electrónicas de rayos X como EDS y WDS, donde una muestra es bombardeada mediante un haz de electrones, para medir la dispersión de energía de rayos X (EDS) o la dispersión e intensidad de distintas longitudes de onda de rayos X (WDS), basándose en la Ley de Bragg para su identificación, siendo la segunda técnica la utilizada en este trabajo, debido a su mayor precisión en la detección de elementos.



Figura 8: Equipo Cameca SX-100 perteneciente al Laboratoire Magmas et Volcans en Clermont-Ferrand (<http://start.univ-bpclermont.fr/article7.html>)

Este procedimiento se llevó a cabo en el “Laboratoire Magmas et Volcans” en la Universidad de Clermont Auvergne, en la ciudad de Clermont-Ferrand, Francia, en un equipo Cameca SX-100 (figura 8), en los 4 cortes y 13 montajes de cristales, ya

mencionados en la sección de petrografía, obteniendo mediciones de Si, Ti, Mg, Fe, Al, Ca, Na, Cr, K, en las principales fases minerales, agregando Ni en olivinos y P para inclusiones vítreas y vidrio en la masa fundamental.

Las condiciones de operación del equipo fueron 15 kV de voltaje acelerado, corriente del haz con 10-12 nA, con mediciones de 10 s por elemento para minerales, mientras que para mediciones en vidrio la condiciones son de 15 kV de voltaje acelerado, 4-8 nA de corriente en el haz, tamaño del haz de 2, 5 y 10 μm dependiendo del tamaño de la inclusión vítrea y tiempos de 10 s de medición por elemento.

3.6 Espectroscopia de Raman

La espectrometría de Raman es una técnica que aprovecha el efecto de dispersión de Raman, teorizado en 1923 por A. Smekal, y demostrado por C. V. Raman en 1928.

Al irradiar un átomo, molécula o estructura cristalina con fotones, aparte de ocurrir una dispersión elástica (dispersión de Rayleigh), es decir, con la misma longitud de onda y energía, una pequeña parte de la interacción de la luz genera fotones con diferente longitud de onda y energía, lo que consiste en una dispersión inelástica.



Figura 9: Espectrómetro de Raman perteneciente al Laboratoire Magmas et Volcans en Clermont-Ferrand (<http://lmv.univ-bpclermont.fr/spectrometries-vibrationnelles/>)

Esta dispersión inelástica puede ocurrir de 2 formas principales, denominadas Stokes y Anti-Stokes, las que consisten en una dispersión de menor y mayor energía que el fotón incidente, respectivamente. Esto se debe a la interacción del fotón con el material,

el que puede absorber o liberar energía dependiendo de sus características, es decir que no depende de la energía ni longitud de onda de la luz incidente.

La espectrometría mediante este método consiste en la determinación del espectro que genera la dispersión de Raman al bombardear con un láser de alta intensidad en una muestra, el que tiene variables de intensidad (cantidad de fotones) y el desplazamiento de Raman (Raman shift), que es la diferencia entre los inversos de las longitudes de onda del láser y de los fotones recibidos.

Este procedimiento se utilizó en este trabajo para la medición de la cantidad de agua presente en inclusiones vítreas, H₂O y CO₂ en burbujas en inclusiones vítreas, y para la identificación de algunas fases minerales como carbonatos y sulfuros.

Es una técnica ideal para las 2 primeras mediciones mencionadas anteriormente, ya que se pueden medir inclusiones pequeñas y que no se encuentren en superficie, a diferencia del método SIMS, y no necesitan una preparación de muestra compleja y larga como el método FTIR. El hecho de que se puedan analizar elementos que no se encuentran en superficie permite la posibilidad de analizar gases y otras fases dentro de burbujas sin necesidad de abrirlas.

Este análisis se llevó a cabo en el “Laboratoire Magmas et Volcans” de la Universidad Clermont Auvergne, en la ciudad de Clermont-Ferrand, Francia. Se utilizó un micro-espectrómetro de Raman confocal InVia fabricado por Renishaw en equipado con un láser de diodo a 532 nm, en conjunto con un detector CCD, una platina motorizada y un microscopio óptico Leica DM2500. Las especificaciones del equipo y condiciones de trabajo se adjuntan en el anexo 3. Se trabajó con 3 cortes transparentes pulidos y 13 montajes de minerales.

3.7 SIMS

El método de espectrometría de masa de iones secundarios (SIMS, por sus siglas en inglés), o más conocido como microsonda iónica, es una técnica que consiste en irradiar una muestra con iones, que reaccionan con la superficie de la muestra generando otras moléculas ionizadas, las que son cuantificadas usando espectrómetros de masa.

Este método es utilizado en geología para la determinación precisa de fases volátiles como H₂O, CO₂, S, F o Cl en minerales o vidrios, y para la detección de trazas ligeras como el Li, B y Be.

Para este trabajo se utilizó una microsonda iónica Cameca IMS 4f, perteneciente al “NERC Ion Micro-Probe Facility” de la Universidad de Edimburgo, configurada para irradiar las muestras con un haz de iones negativos de oxígeno y detectar los elementos mediante un espectrómetro de masa de magnetrón.

Los análisis fueron llevados a cabo en cuatro montajes de cristales y un corte transparente, en inclusiones vítreas y anfíboles, con composiciones mayoritarias previamente medidos mediante microsonda electrónica.

Los elementos medidos corresponden a CO₂, H₂O, F, Cl, Li y B como objetivo de estudio, y también se agregan mediciones de Si, Mg, Ti, y K, con las cuales se calibran todas las otras mediciones, en función al valor de sílice medido en EMPA, y comparando con los otros valores para confirmar si existe o no contaminación del mineral hospedante u otros errores en las mediciones.

3.8 Comparación de espectrometría de Raman y SIMS

La principal diferencia entre ambos métodos es que el SIMS corresponde a un método de cuantificación directa, al recibir en un espectrómetro de masa la intensidad que produce la liberación de las moléculas que se quieren analizar, mientras que la espectrometría de Raman es un método de cuantificación indirecta, al solo observar el efecto que produce la presencia de algunos elementos sobre la luz que rebota sobre la fase analizada.

.Cada método tiene una serie de ventajas y desventajas sobre el otro:

- 1) El SIMS es un método utilizado desde hace mucho tiempo en el análisis de inclusiones vítreas, mientras que la espectrometría de Raman es un método reciente, a pesar de que el efecto de Raman se conozca desde hace más de un siglo. Por esto, el trabajo con SIMS está definido y estandarizado desde hace bastante tiempo, mientras que el trabajo en inclusiones vítreas con espectrometría de Raman aún se encuentra en proceso de refinamiento.
- 2) La preparación de muestras es similar para ambos casos, aunque es levemente más compleja para SIMS. En ambos casos es necesario tener una muestra con superficie pulida, pero el SIMS solo puede analizar muestras de tamaños superiores a los 20 o 30 μm de diámetro (a excepción del método nano-SIMS), cosa que limita bastante la selección de muestras en inclusiones vítreas, y que se encuentren metalizadas. El método de espectrometría de Raman en cambio tiene la ventaja de poder analizar muestras de tamaños incluso menores a los 10 μm y cosas que se encuentren bajo la superficie de la muestra, y no es necesario metalizarla.
- 3) Las mediciones en espectrometría de Raman son bastante más rápidas que en SIMS (dependiendo del equipo que se utilice) aunque el proceso de calibración para la posterior cuantificación es más complejo que en el caso del SIMS. Sin embargo, este último necesita de mediciones previas de otros elementos para poder hacer la cuantificación, por lo que siempre debe realizarse teniendo mediciones de composición mediante otros métodos (como el EMPA).
- 4) Las mediciones en SIMS tienen límites de detección varios órdenes de magnitud menores que la espectrometría de Raman, en el caso de los volátiles,

y permite analizar elementos traza. Incluso puede detectar elementos que no se pueden detectar mediante casi ningún otro método, como es el caso del Li y el B, e incluso puede diferenciar isotopos de algunos.

- 5) La incertidumbre de las mediciones depende de las calibraciones utilizadas para ambos métodos y depende de los elementos que se analicen también, por lo que no es posible comparar este aspecto.
- 6) La espectrometría de Raman es un método no destructivo, mientras que el SIMS es levemente destructivo.
- 7) La espectrometría de Raman permite el análisis de muestras que el SIMS no puede, como el caso de burbujas selladas de inclusiones vítreas o inclusiones en sectores profundos de una muestra.

4. RESULTADOS

4.1 Características macroscópicas del depósito

Las observaciones en terreno del depósito de caída coinciden con las hechas por Castruccio et al., 2016, donde se encuentran 4 niveles principales, que se diferencian por posición, espesor relativo y en sus componentes principales (figura 10) y se describen en la Tabla 1.

Tabla 1. Descripción de las unidades estratigráficas del depósito de caída de la erupción de abril 22-23 del volcán Calbuco (adaptado de Castruccio et al, 2016).

NIVEL	DESCRIPCIÓN
0	Nivel basal. Su espesor máximo, a 6 km del centro de emisión, es de 8 cm y se puede distinguir hasta 20 km de este. Su composición es de líticos (~15%) en gradación inversa y escorias de color pardo.
1	Se ubica sobre el nivel 0 con un espesor máximo de 15 cm, a 6 km del centro de emisión. Contiene los fragmentos juveniles de mayor tamaño, llegando a un diámetro promedio mayor a 7 cm a una distancia de 5 km del centro de emisión. Está compuesto principalmente por piroclastos de color pardo con una pequeña cantidad de piroclastos de color gris (<5%).
2	Se ubica sobre el nivel 1 con un espesor máximo de 20 cm, a 6 km del centro de emisión. Es de carácter masivo excepto por una pequeña zonación normal de líticos y juveniles en su base. Se compone principalmente por escoria de color pardo con un aumento de los piroclastos de color gris hacia su techo (~20-50%).
3	Se ubica sobre el nivel 2 con un espesor máximo de 9 cm, a 6 km del centro de emisión. Presenta una gradación inversa con una ausencia casi completa de ceniza fina en el techo. Tiene un color oscuro debido a la proporción de piroclastos de color gris (~80%), pero contiene también piroclastos pardos y una pequeña cantidad de piroclastos de color blanco (menos de 5%).

Los 3 tipos de piroclastos identificados en la descripción estratigráfica del depósito de caída (Tabla 1), se diferencian principalmente por su color y cantidad de vesículas, con ligeros cambios composicionales o en mineralogía. En función de este trabajo, se identifica cada piroclasto en función de su color, y se encuentra su descripción en muestra de mano en la Tabla 2.

Tabla 2. Descripción general de los 3 tipos de piroclastos identificados en el depósito de caída de la erupción del 22-23 de abril de 2015 del volcán Calbuco.

TIPO DE PIROCLASTO	DESCRIPCIÓN MUESTRA DE MANO
PARDO	Fragmentos de escoria sub-ecuanes y sub-angulares de color pardo. Contiene fenocristales (10-20%) de piroxeno y plagioclasa de forma euédral a sub-édral en tamaños de 1 a 3 mm en promedio con algunos casos de más de 5 mm, o como cúmulos aglomerados que generalmente sobrepasan los 5 mm de diámetro. Masa fundamental de carácter vítreo y presenta una cantidad de vesículas media a alta, ocupando entre aproximadamente 30% y 60% del espacio total del piroclasto.
GRIS	Fragmentos de escoria densos sub-angulares de color gris oscuro. La composición cristalina es de piroxeno y plagioclasa con las mismas características que los minerales en los piroclastos de color pardo. La masa fundamental es de carácter afanítica microcristalina, con una cantidad de vesículas baja (10-20%) y de menor tamaño que las que se encuentran en los otros piroclastos.
BLANCO	Fragmentos de pómez sub-angulares de color pardo claro a blanco. Mineralógicamente, tienen un mayor porcentaje de fenocristales y cúmulos cristalinos de tamaños aparentemente mayores que en los otros dos tipos de piroclastos establecidos. También se identifica la presencia de fenocristales de anfíbol de forma euédral con tamaños de 1 a 3 mm. La masa fundamental es de carácter vítreo con una cantidad de vesículas muy alta (60-80%).

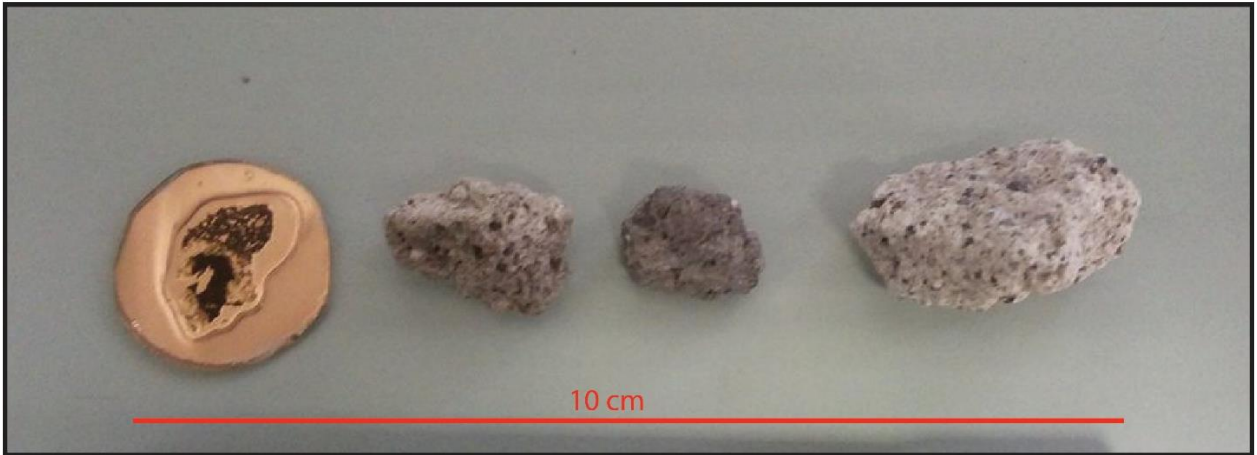


Figura 10: Piroclastos encontrados en el depósito de caída de la erupción. De izquierda a derecha se encuentran: Piroclasto gris con anfíbol (Corte C4 con cobertura de oro por el otro lado), piroclasto pardo, piroclasto gris y piroclasto blanco.

En el nivel 3 de la erupción se encontró en forma azarosa y particular un piroclasto gris con un cristal de anfíbol con un tamaño un orden de magnitud mayor a todos los otros fenocristales observados previamente, midiendo cerca de 2 cm de largo y casi 1 cm de ancho, rodeado de una aglomeración cristalina de plagioclasa y piroxeno con apariencia de ser un borde de reacción de aproximadamente 2 mm de espesor (figura 10).

4.2 Petrografía

La siguiente sección de este trabajo corresponde a un resumen del total de la petrografía realizada, la que se puede encontrar en forma completa en el Anexo 1 y Anexo 2, con la presentación general de las asociaciones minerales observadas y una descripción general de las inclusiones vítreas presentes.

Se presenta la información según mineralogía observada y no por tipo de piroclasto, ya que esta es común para cada uno de estos, con excepción de la aparición de anfíbol como fase mineral en los piroclastos blancos y en un piroclasto gris.

Plagioclasas

Las plagioclasas alcanzan hasta un ~45% del total de minerales presentes en piroclastos pardos, 50 % en los grises y 30% en los blancos. Llegan a ser el fenocristal que alcanza el mayor tamaño (hasta 1.5 mm de largo).

Se caracterizan por encontrarse casi en su totalidad de forma euhedral, especialmente los de mayor tamaño y por aparecer tanto en forma aislada como en contacto con minerales de piroxeno, en aglomeraciones con piroxenos, magnetita y olivinos o como inclusiones dentro de algunos piroxenos.

En los piroclastos grises ocurren como microlitos en gran proporción en la masa fundamental vítrea, lo que constituye la única diferencia mineralógica entre los piroclastos pardos y grises.

Se destaca un tipo de zonación principal, que ocurre generalmente en los fenocristales aislados de mayor tamaño, donde solo una pequeña parte del borde del cristal se encuentra intensamente zonada (figura 11). Solo una pequeña cantidad de cristales presentan zonaciones desde el centro del cristal y tienden a ser de menor tamaño que en el otro caso.

Ocasionalmente se pueden apreciar texturas poikiliticas con piroxenos, pero no presentan texturas de desequilibrio, excepto en algunos cristales, cuyo centro presenta intercrecimientos de magnetita y piroxeno, con textura *sieve*. En piroclastos blancos esta última textura mencionada se puede apreciar de forma similar, pero con cavidades vacías en vez del fundido que forma la textura *sieve* (detallado en Anexo 1).

También es posible apreciar maclas de tipo Carlsbad, albita y polisintética. Estas parecen ocurrir sin una relación específica con las zonaciones o texturas observadas.

Es común encontrar inclusiones vítreas en gran parte de los cristales, aunque en rara ocasión se encuentran en fenocristales euhedrales de gran tamaño (con o sin zonación)

Tres conjuntos principales de inclusiones son apreciables y aparecen sin aparente relación con la textura o zonación del cristal.

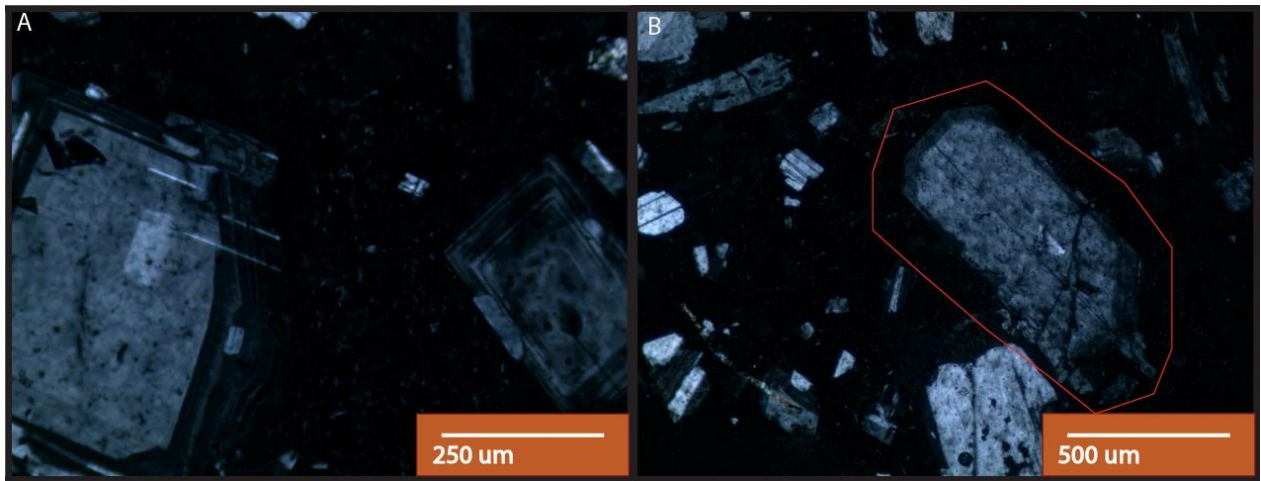


Figura 11: Fenocristales de plagioclasas más comunes dentro de la erupción con una pequeña zonación en su borde.

El primer grupo corresponde a inclusiones pequeñas, de 1 a 10 μm de diámetro con burbujas que ocupan entre 30 y 80% del total de la inclusión y que a veces presentan 2 burbujas. Su orden es aparentemente aleatorio y no ocuparían bordes regulares de crecimiento, lo que dificulta la distinción de MIAs. Se presenta generalmente en plagioclasas no zonadas o en los centros no zonados de las que lo están.

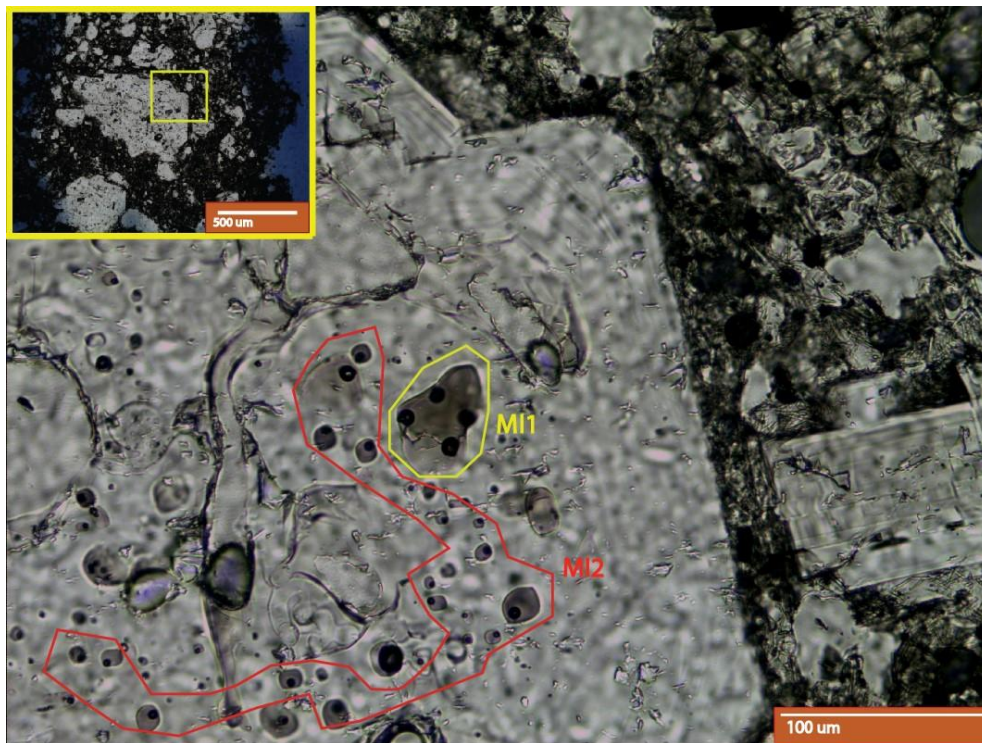


Figura 12: Fotomicrografía del cristal 2015-C1-pl1, y sus inclusiones vítreas.

El segundo grupo corresponde a inclusiones vítreas de tamaños de 1 a 30 μm de diámetro aproximado, de forma irregular o rectangular, con burbujas que ocupan entre

20 y 50% del total de la inclusión, a veces teniendo más de una burbuja, pero ocupando el mismo volumen. Ocurren entre los sectores intermedios y el borde de plagioclasas euhedrales, siguiendo los bordes de crecimiento y a veces de zonaciones, por lo que es posible establecer familias bien definidas (por ejemplo, en 2015-C2-pl1, Anexo 1).

El tercer tipo de inclusión vítrea es de tamaños mayores a 30 μm de diámetro con formas muy irregulares y se caracterizan por presentar grandes cantidades de burbujas pequeñas y grandes (más de 30 burbujas en la mayoría), y en ocasiones pueden presentar cristalización de pequeños minerales opacos (por ejemplo, en 2015-C1-pl8, Anexo 1).

Piroxenos

Los piroxenos alcanzan hasta un ~45% del total de la mineralogía presente en los piroclastos pardos, 30% en los grises y 30% en los blancos, con tamaños que abarcan hasta 1 mm de largo.

Se caracterizan por ser subhedrales en su mayoría, con algunos ejemplares perfectamente euhedrales y por aparecer principalmente como aglomeraciones minerales de gran tamaño, en conjunto con plagioclasa, óxidos de hierro y olivino ocasionalmente, pero también como fenocristales y solamente en 2 ocasiones se observó como intercrecimientos poikiliticos dentro de plagioclasa (ver anexo 1).

La gran mayoría de piroxenos presenta intercrecimientos o inclusiones con cristales de magnetita y plagioclasa.

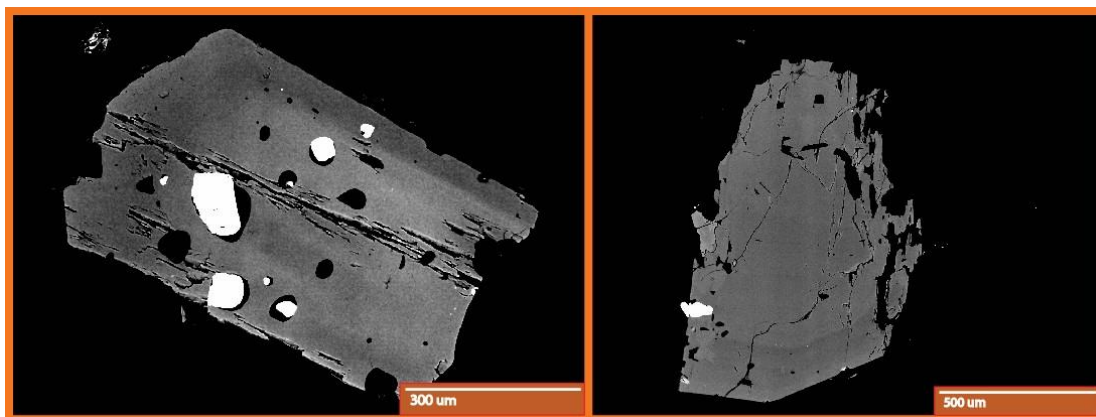


Figura 13: Imágenes de BSE de dos piroxenos con zonaciones en sus bordes

Rara vez aparecen zonados, pero según las imágenes de BSE algunos ejemplares parecerían con una zonación irregular concentrada hacia los bordes de los cristales (Figura 13), la que sería de carácter inverso y se describe mejor en el Anexo 1.

Existe presencia de maclas lamelares en algunos ejemplares (Figura 14).

La mayoría de los cristales identificados corresponde a ortopiroxenos, pero también se encuentran clinopiroxenos, los que en forma y tamaño no se distinguen entre sí.

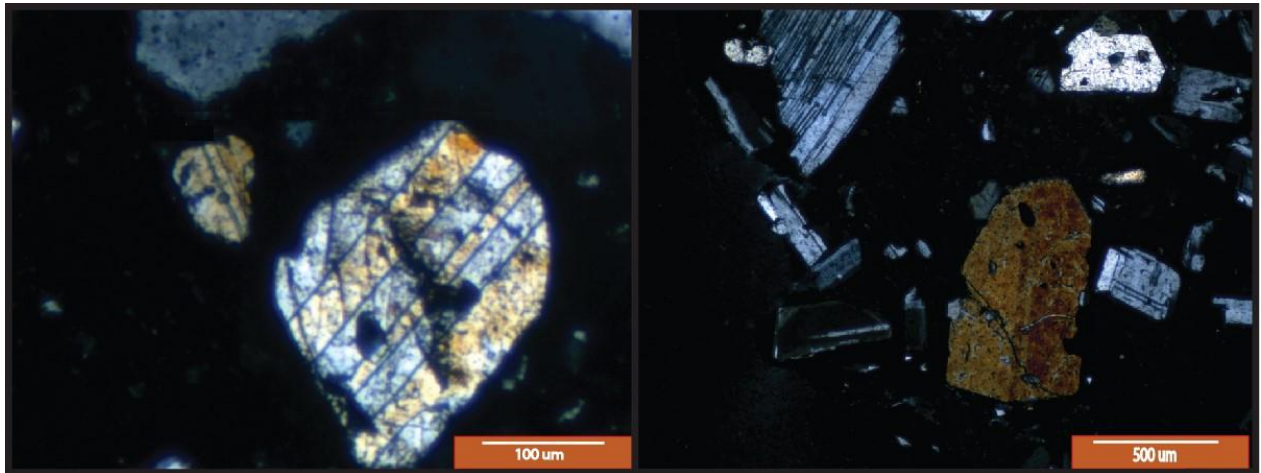


Figura 14: Fotomicrografías que muestran las diferentes maclas que ocurren en piroxenos.

Las inclusiones vítreas dentro de piroxenos aparentan ser de 2 tipos, homogéneas y no homogéneas.

Las homogéneas son inclusiones de forma regular ovalada que comúnmente sobrepasan los 20 µm y que presentan una burbuja que ocupa del 10 al 20% del total de la inclusión. No presentan ningún tipo de recrystalizaciones y se ubican hacia el centro de los cristales, pero en ocasiones también en los bordes (Anexo 1, piroxenos).

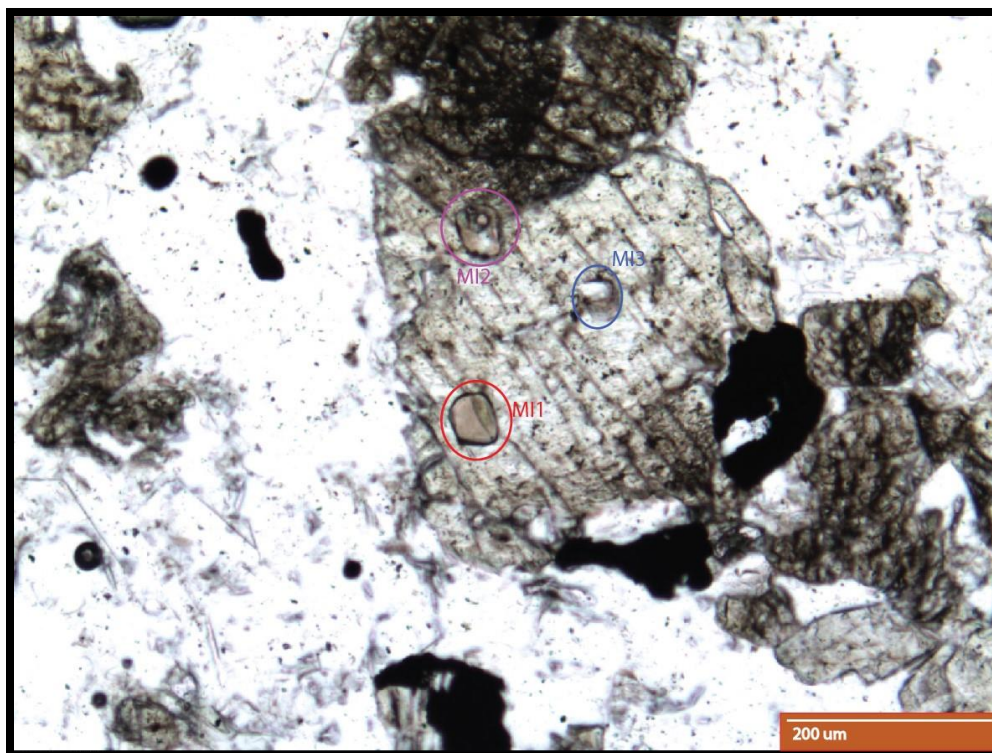


Figura 15: Fotomicrografía del fenocristal de piroxeno 2015-C3-px1, y sus inclusiones vítreas MI1 (rojo), MI2 (purpura) y MI3 (azul).

Las inclusiones no homogéneas son de formas y tamaños similares a las de carácter homogéneo, con algunas excepciones de mayor tamaño, pero con la diferencia de que presentan cristales euhedrales que van de tamaños de los 5 a los 200 micrones, que pueden ser de plagioclasa, óxidos de hierro o apatito (Figura 15; Anexo 1).

Óxidos de hierro

Los óxidos de hierro se encuentran como el ~10% de la mineralogía total con tamaños que van desde 1 μm hasta 500 μm , en todos los tipos de piroclastos.

Aparecen como fenocristales en la masa fundamental, como parte de las aglomeraciones minerales, como inclusiones e intercrecimientos en piroxenos y raramente asociado a plagioclasa.

Existe una muy clara relación entre piroxenos y óxidos de hierro, los que casi siempre se pueden encontrar en conjunto, ya sea como parte de una aglomeración cristalina, intercrecimientos o como atrapamientos durante su crecimiento. Esta pareciera solo tener excepción en fenocristales pequeños (<200 μm diámetro).

Esta última se da de forma especial dentro de algunos fenocristales de piroxenos, donde los óxidos de hierro se presentan en formas alargadas y ondulantes, creando a veces un enrejado radial a partir del centro del cristal y se define como intercrecimientos de óxidos vermiculares.

Aparecen también dentro de las coronas de los olivinos, formadas por piroxeno y óxidos de hierro en forma vermicular, formando una textura similar a las simplectíticas.

Presentan inclusiones pequeñas de alrededor de 5 μm en algunos casos, con las que debido a su rara presencia y tamaño no se analizan en este estudio.

Anfíbol

La presencia de anfíbol alcanza entre 20 y 30% de la mineralogía total dentro de piroclastos blancos, y en solo una ocasión se encuentra un fenocristal en un piroclasto gris, el que es de características completamente diferentes a los que se encuentran en los piroclastos blancos.

En los piroclastos blancos se encuentran como fenocristales euhedrales de hasta 1 mm de largo, mientras que el encontrado en el corte C4 es anhedral con dimensiones de 1 cm de largo por 0.5 cm de ancho.

Los anfíboles de piroclastos blancos ocurren solo como fenocristales en la masa fundamental y sus tamaños son generalmente muy parecidos, con un promedio de 0.8 mm de largo y hasta 0.5 mm de ancho, variando según el ángulo de corte que se observe.

Generalmente se pueden encontrar en contacto con plagioclasas zonadas desde el centro y con intercrecimientos de óxidos de hierro o plagioclasas en su interior.

No presentan ningún tipo de textura de desequilibrio ni zonaciones.

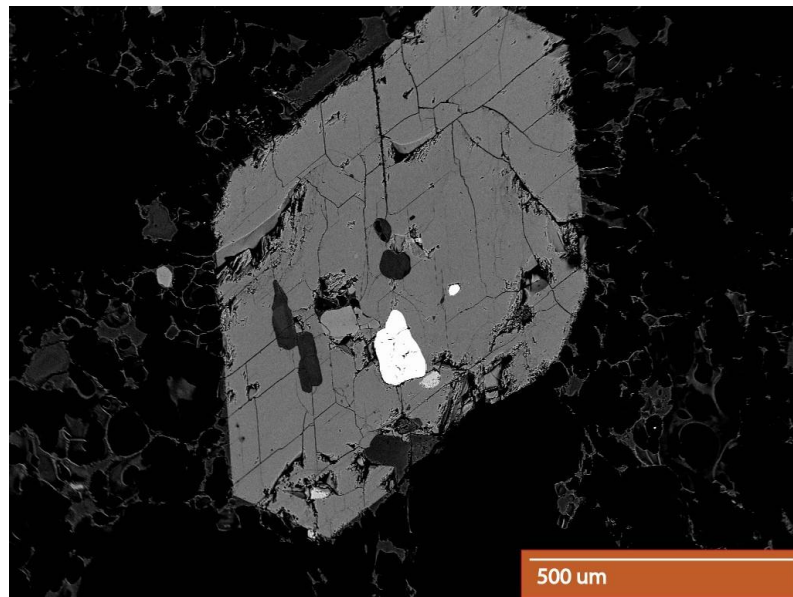


Figura 16: Fotomicrografía por BSE de anfíbol euhedral en muestra SC-3.

Solo en un ejemplar se encuentran inclusiones vítreas, las que son de vidrio homogéneo con una burbuja que ocupa el 30% del total de la inclusión (Anexo 1, Anfíbol).

El anfíbol de C4 corresponde a una particularidad dentro de los productos eruptivos y aparte del ejemplar ubicado no se han encontrado más en los productos de esta erupción.

Tiene un tamaño aproximado de 1 x 0.5 cm en sus dimensiones principales, presenta un borde irregular y también un clivaje muy marcado.

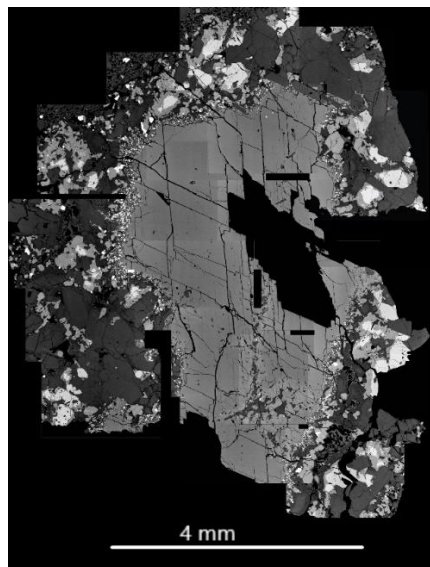


Figura 17: Reconstrucción fotográfica por BSE del anfíbol de C4.

Corresponde al único anfíbol ubicado dentro de un piroclasto gris y es el cristal de mayor tamaño encontrado en todo el depósito de caída y se encuentra descrito a cabalidad en el Anexo 2.

Presenta texturas de reabsorción, las que se encuentran completamente recrystalizadas, y una gran aglomeración cristalina que recubre al cristal. No presenta ningún tipo de zonación apreciable.

Este cristal presenta 2 tipos de inclusiones, un grupo es de inclusiones, posiblemente de origen primario y pseudo secundario, que se encuentran a lo largo de varias líneas que cruzan a lo largo del cristal, que están completamente opacas. El otro grupo corresponde a pequeñas inclusiones de hasta 10 μm de diámetro, con vidrio homogéneo y burbujas de entre 30% y 40% del total de la inclusión. Se encuentran cerca de los bordes del anfíbol y algunos aparecen en familias que se dirigen en líneas hacia el centro del cristal, por lo que también tendrían un origen pseudo secundario.

No se registran inclusiones vítreas hacia el centro del cristal.

Olivinos

Los olivinos se encuentran como menos del 1% del total de la mineralogía en las muestras observadas y se pueden encontrar en las muestras de piroclastos grises y pardos, pero dada su escasez es posible que también se encuentren en los piroclastos blancos, aunque no hayan aparecido en las muestras analizadas.

Se encuentran en tamaños de aproximadamente 0.5 mm siempre recubierto por un borde de reacción coronítico de ortopiroxeno, a veces con plagioclasa.

Como fue descrito en la sección de los óxidos de hierro, intercrecimientos vermiculares de magnetita en piroxeno se encuentran en contacto con los bordes de olivino, y también se pueden apreciar pequeños cristales de olivino dentro de un piroxeno en contacto con óxidos de hierro (Anexo 1).

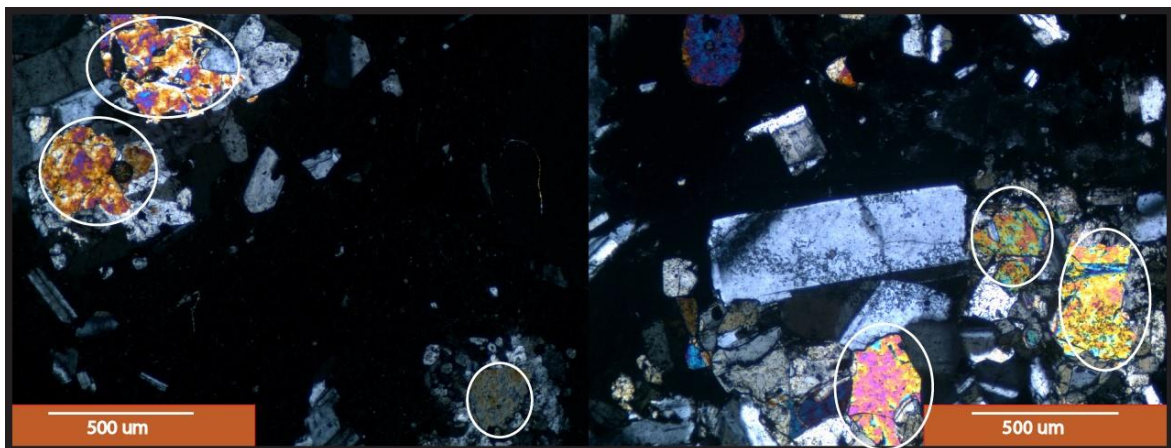


Figura 18: Fotomicrografías a nicols cruzados de olivinos dentro de sus respectivas aglomeraciones cristalinas. Ambas fotos son tomadas de piroclastos grises del corte pulido 2015-Ka- 17-3b.

La mayor cantidad de este mineral se pudo encontrar en la aglomeración cristalina que recubre al anfíbol encontrado en C4 (Anexo 2) ocupando cerca de un 10% del total de esta, manteniendo las mismas características que los encontrados en la masa fundamental de los piroclastos grises y pardos.

Inclusiones magmáticas de sulfuros

Esta fase es muy escasa dentro de la mineralogía total, llegando a detectarse solo en 3 cristales dentro de todos los analizados. Corresponde a inclusiones dentro de plagioclasa y piroxeno en piroclastos blancos, y el anfíbol del corte C4.

En las primeras 2 fases, estos minerales no alcanzan más de 10 μm de diámetro, mientras que en el anfíbol tipo B tienen forma irregular que puede medir hasta 150 μm de largo (ver Anexos).

Apatito

Esta fase solo aparece en forma escasa como inclusión dentro de piroxenos, plagioclasas y, a veces, dentro de inclusiones vítreas en piroxenos.

Sus tamaños son de hasta 10 μm de diámetro, y representan una parte ínfima dentro de la mineralogía de la erupción.

Tabla 3: Resumen petrografía para los principales minerales encontrados en los productos de la erupción.

	Pardos	Grises	Blancos	Anfíbol en C4
Masa fundamental	Vítrea	Microcristalina (70%)	Vítrea	Microcristalina (70%)
Plagioclasa	0.1 mm a 1.5 mm. Zonaciones acotadas al borde del cristal o sin zonación. Se encuentran en fenocristales, en cúmulos minerales y como inclusiones en piroxenos	Microlitos a 1.5 mm. Zonaciones acotadas al borde del cristal o sin zonación. Se encuentran en fenocristales, en cúmulos minerales y como inclusiones en piroxenos	0.1 mm a 5 mm. Zonaciones de centro a borde en algunos cristales, pero por lo general acotadas al borde o sin zonación. Se encuentran en fenocristales, en cúmulos minerales y como inclusiones en piroxenos y anfíbol	Hasta 1 mm. Zonación ajustada al borde y de menor tamaño que en los fenocristales, o sin zonación. Se encuentra en todo el borde de reacción, así como inclusiones dentro de piroxenos y olivinos.
Piroxeno	0.1 a 1 mm. Zonaciones escasas y graduales desde media distancia centro-borde, hacia el borde. Se encuentran como fenocristales, en cúmulos minerales, reemplazando coroníticamente a olivinos, y escasamente como inclusiones dentro de plagioclasas	0.1 a 1 mm. Zonaciones escasas y graduales desde media distancia centro-borde, hacia el borde. Se encuentran como fenocristales, en cúmulos minerales, reemplazando coroníticamente a olivinos, y escasamente como inclusiones dentro de plagioclasas	0.1 a 1 mm. Zonaciones escasas y graduales desde media distancia centro-borde, hacia el borde. Se encuentran como fenocristales, en cúmulos minerales, reemplazando coroníticamente a olivinos, y escasamente como inclusiones dentro de plagioclasas	Hasta 1 mm. Sin Zonaciones Se encuentran en todo el borde de reacción, como cúmulos cristalinos o reemplazando coroníticamente a olivinos.
Olivino	Hasta 0.5 mm. Sin Zonaciones Se encuentra en el centro de algunas aglomeraciones minerales siendo reemplazado en forma coronítica por piroxeno y plagioclasa	Hasta 0.5 mm. Sin Zonaciones Se encuentra en el centro de algunas aglomeraciones minerales siendo reemplazado en forma coronítica por piroxeno y plagioclasa	Sin olivinos observados	Hasta 0.3 mm. Sin zonaciones Se encuentra en el borde de reacción, siendo reemplazado en forma coronítica por piroxeno, y a veces también con óxidos de hierro vermicular.
Anfíbol	Sin anfíboles observados	Sin anfíboles observados	Hasta 1 mm Sin zonaciones observables Se encuentran como fenocristales.	2x1 cm aproximadamente. Aparente fenocristal gigante, dentro de una aglomeración cristalina de 2 mm. Sin zonaciones, pero con reabsorciones recristalizadas en su centro.

4.3 Química mineral

Se llevaron a cabo un total de 217 mediciones mediante EMPA en 49 plagioclasas, 23 piroxenos, 7 olivinos y 7 anfíboles. Además de esto se toman mediciones de SIMS en 3 anfíboles para la medición de F, Cl y H₂O.

Los resultados siguientes corresponden a las mediciones de fases minerales donde se entrega su comparación dependiendo del tipo de piroclasto en que se encuentren.

Plagioclasas

Los siguientes resultados de EMPA fueron tomados en fenocristales de plagioclasa, cristales en cúmulos, intercrecimientos en piroxenos y anfíbol, y en microlitos.

Los diagramas de feldespatos muestran cómo se distribuyen las composiciones de las plagioclasas en función del tipo de piroclasto al que pertenecen, a su identificación como fenocristales, intercrecimientos o microlitos, y por la ubicación de su medición. Los resultados se entregan en los diagramas de las figuras 19 a 22.

Los resultados indican que las plagioclasas varían de composiciones bitowníticas (An 90-70%), para sectores centrales e intermedios de los cristales, a labradoríticas (An 70-50%) en sus bordes.

La distribución según el tipo de piroclasto parece ser homogénea, pero los piroclastos blancos son los que predominan en ambos extremos composicionales, en los que destaca también que los sectores más cálcicos de estas plagioclasas corresponden a sectores intermedios.

Por último, la distribución de los cristales de plagioclasa que se encuentran dentro de piroxenos y anfíboles, tienen una distribución muy homogénea en el mismo rango de composiciones anteriores, mientras que los microlitos medidos calzan dentro del campo de la labradorita.

En este último caso parece destacar que las plagioclasas y microlitos encontrados en piroclastos blancos tienen composiciones labradoríticas con algunas pocas en el campo de bitownita, lo que es al revés para los otros tipos de piroclastos.

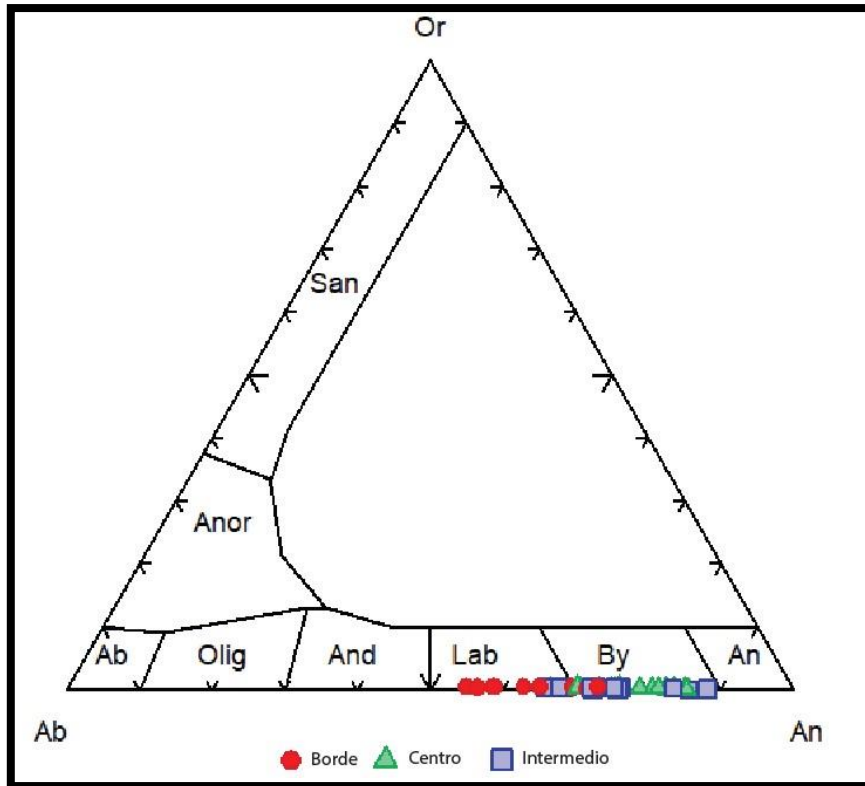


Figura 19: Diagrama de clasificación de feldespatos con resultados de los fenocristales y de los cumulo-cristales de plagioclasas, identificando la posición relativa, de centro a borde, de donde fueron tomadas las mediciones.

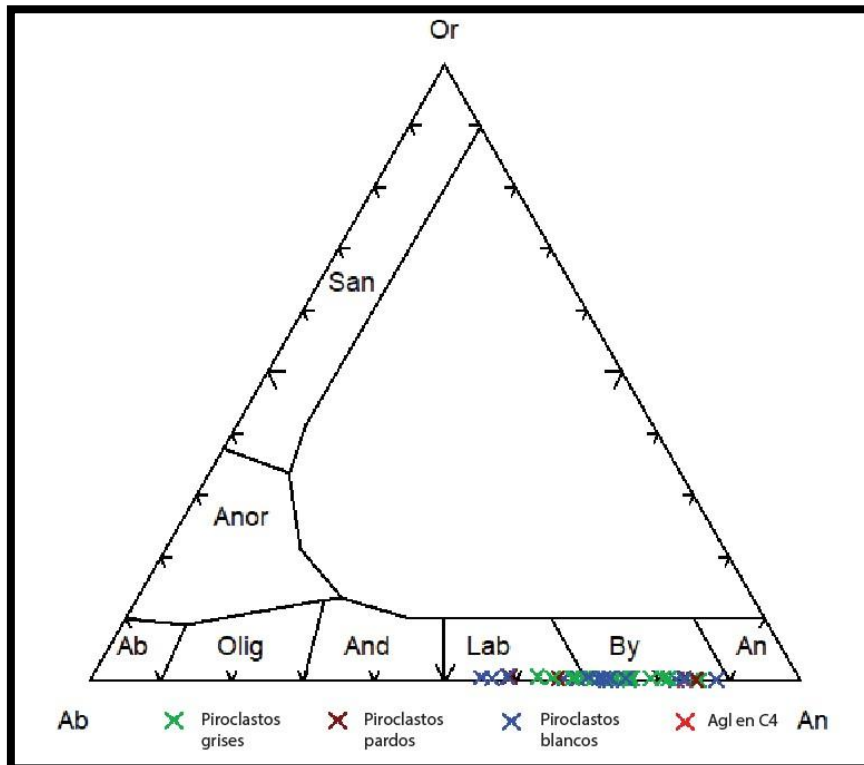


Figura 20: Diagrama de clasificación de feldespatos con fenocristales y cumulo-cristales de plagioclasas, según el tipo de piroclastos al que pertenecen.

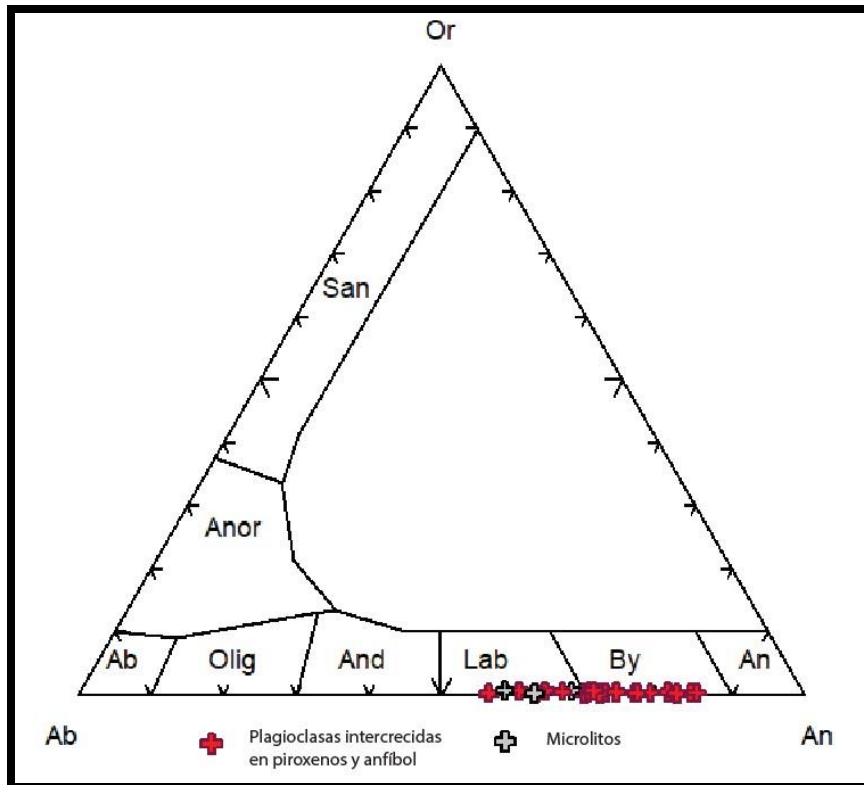


Figura 21: Diagrama de clasificación de feldspatos medidos como cristales intercrecidos en piroxenos y anfíbol, y en microlitos de la masa fundamental.

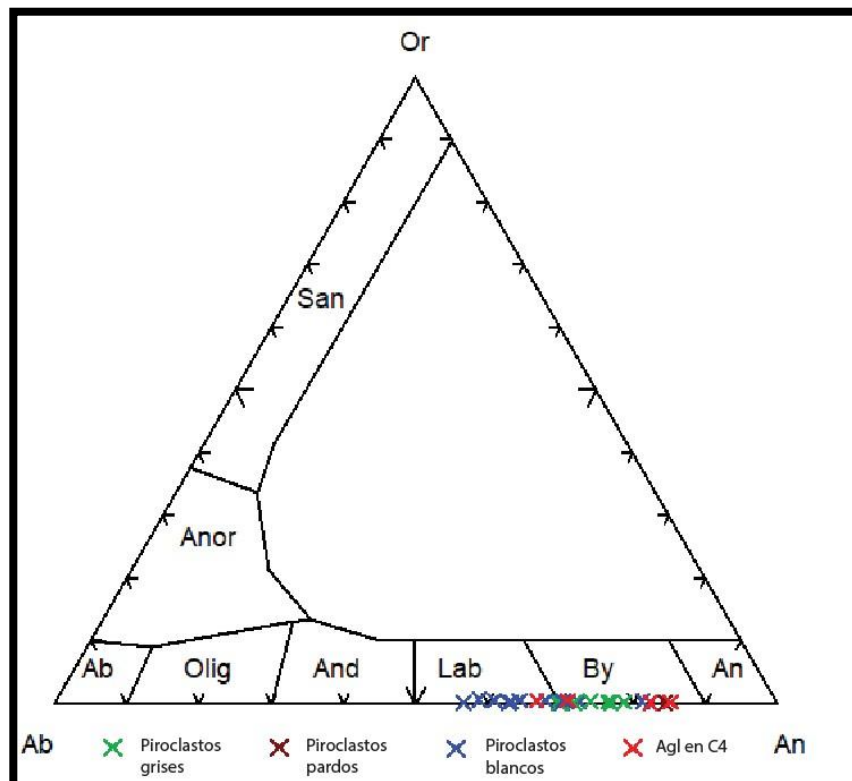


Figura 22: Diagrama de clasificación de feldspatos ubicados en intercrecimientos dentro de cristales de piroxeno y anfíbol, y en microlitos de la masa fundamental, según el tipo de piroclasto al cual pertenecen.

Piroxenos

Las mediciones en piroxenos fueron llevadas a cabo en fenocristales y en cumulo-cristales de todos los tipos de piroclastos y en la aglomeración cristalina de C4.

En las figuras 23 y 24 se muestra el diagrama para clasificación de piroxenos (Morimoto, 1988), donde se observa la distribución de la composición de orto y clinopiroxenos en la erupción. Los ortopiroxenos corresponden a clino-enstatita, con una variación entre $En_{59}Fs_{39}Wo_2$ y $En_{69}Fs_{29}Wo_2$, mientras que los clinopiroxenos tienen una composición de augita, rica en Ca y Mg, muy acotada para todos los piroclastos en que se observó.

No existen diferencias muy notorias de centro a borde (figura 24), pero en algunos casos los bordes zonados son más magnésicos que el centro de los cristales (zonación inversa).

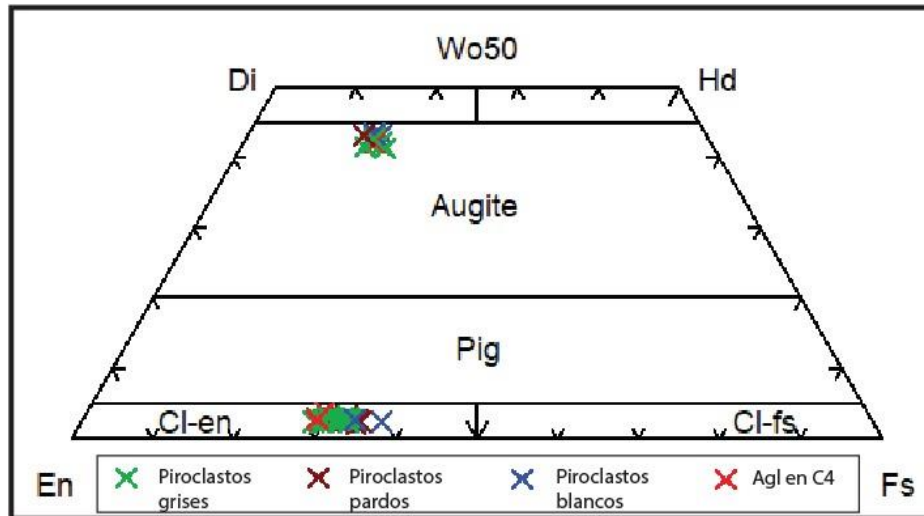


Figura 23: Diagrama de clasificación de piroxenos para todas las muestras medidas de la erupción.

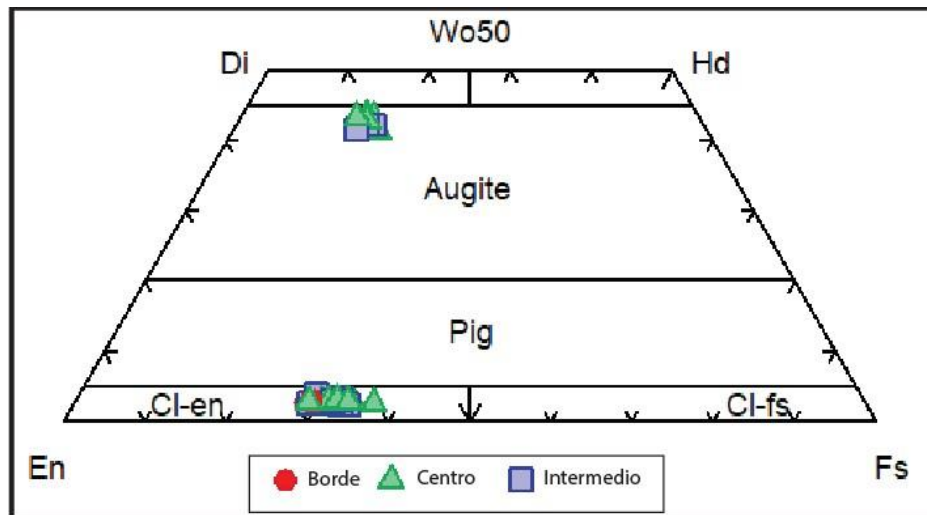


Figura 24: Diagrama de clasificación de piroxenos para todas las muestras medidas de la erupción, diferenciando las mediciones de centro a borde.

Anfíbol

Las mediciones composicionales en anfíboles fueron hechas en varios fenocristales presentes en los piroclastos blancos, y en varios sectores del anfíbol presente en C4.

Se utilizó una hoja de cálculo de Microsoft Excel llamada ACES 9-2 (Locock, 2014) que sigue la clasificación y nomenclaturas definidas por Hawthorne et al. (2012). En este se utilizó una normalización de Fe^{+3} y Fe^{+2} en función un ajuste de espacios tetraédricos y octaédricos a 13 cationes, que es lo que se recomienda en el caso de anfíboles cálcicos por la International Mineralogical Association (Leake et al., 1997), para obtener los resultados finales.

En el caso de los fenocristales de los piroclastos blancos (figura 25) se obtienen anfíboles ferri-tschermakíticos ricos en Ti, con un caso de magnesio-hornblenda también rica en hierro y titanio.

En el caso del anfíbol en C4 (figura 26) se obtienen valores principalmente de anfíbol tschermakítico, con algunas variaciones de campo que incluso pasan al campo de ferri-sadanagaita.

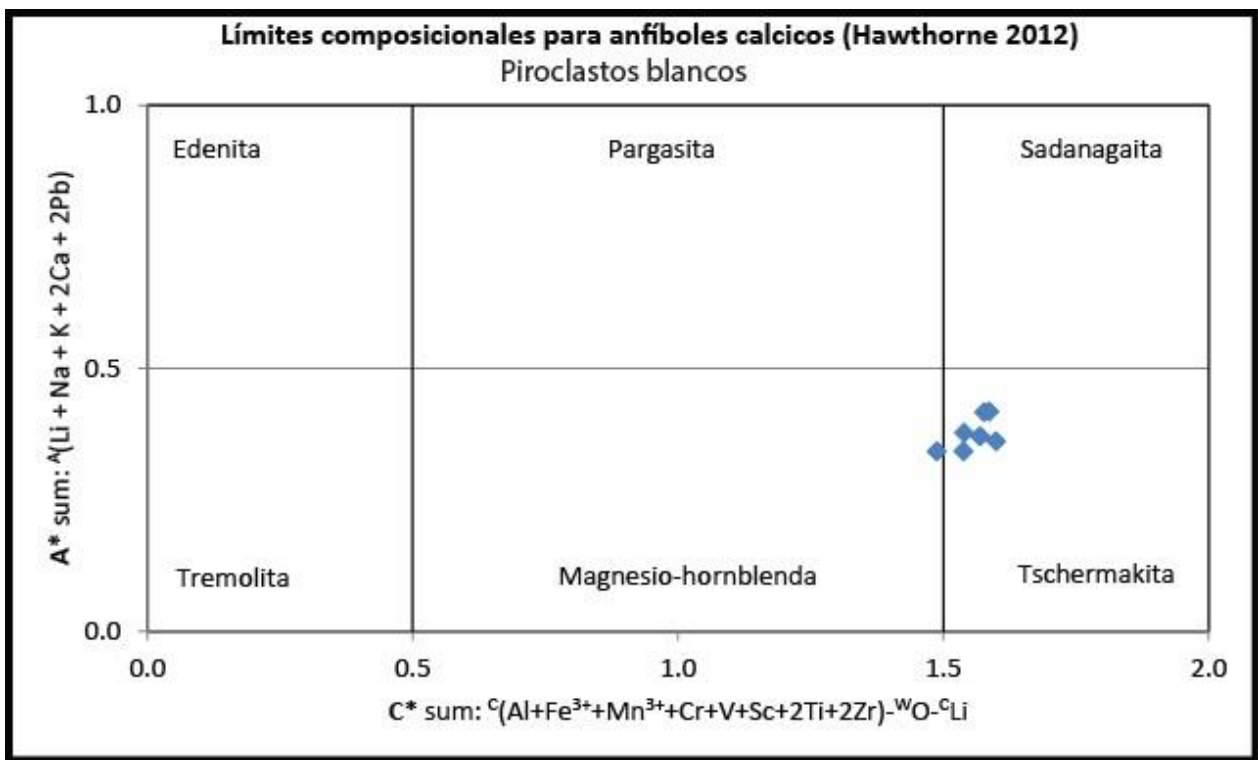


Figura 25: Diagrama de clasificación para anfíboles cálcicos en piroclastos blancos, según Hawthorne (2012).

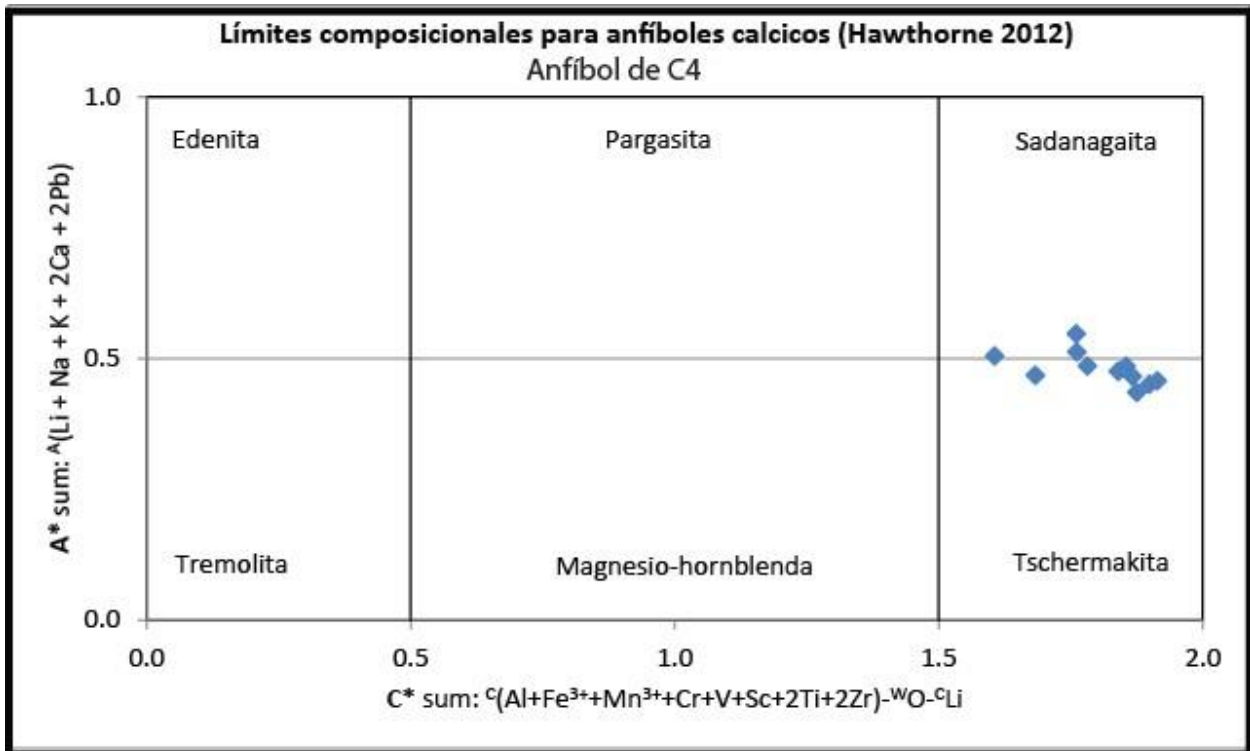


Figura 26: Diagrama de clasificación para anfíboles cálcicos en anfíbol de C4, según Hawthorne (2012).

Olivino

Las mediciones en olivino fueron tomadas en cumulo-cristales de piroclastos grises y pardos y en la aglomeración cristalina alrededor del anfíbol de C4.

Los resultados (figura 27) indican composiciones entre Fo 65% y Fo 72%, con una aparente distribución dependiendo del tipo de piroclasto en el que se presente.

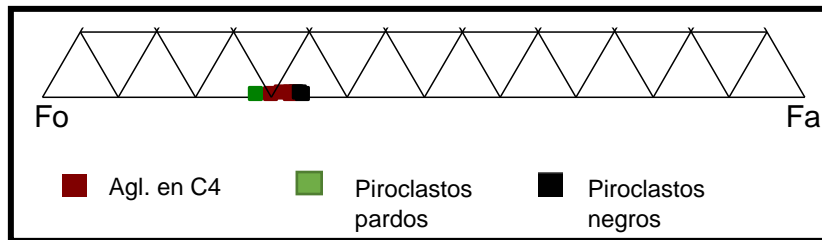


Figura 27: Diagrama composicional para olivinos.

Óxidos de hierro

Se midieron 3 puntos sobre óxidos de hierro, dos fenocristales y un intercrecimiento vermicular en piroxeno.

Los resultados (Anexo 3) indicarían que corresponden a titanomagnetita, con al menos un 14% de TiO_2 .

4.4 Geoquímica en inclusiones vítreas

Se analizaron 56 inclusiones vítreas mediante EMPA, de las que se descartaron 3 por entregar resultados con Mg muy alto, donde probablemente hubo alguna contaminación ya sea por alguna recristalización que no fue observada o por medir parcialmente el mineral hospedante.

Muchas de estas también fueron analizadas mediante espectrometría de Raman para la cuantificación de agua, lo que no pudo lograrse de manera ideal, debido a la presencia de la banda de magnetita (Frezzoti et al., 2012) en el espectro de prácticamente todas las mediciones, visibles en la figura 28.

Por último, también se analizaron mediante SIMS 17 de estas inclusiones para mediciones de H₂O, CO₂, F, Cl, Li y B.

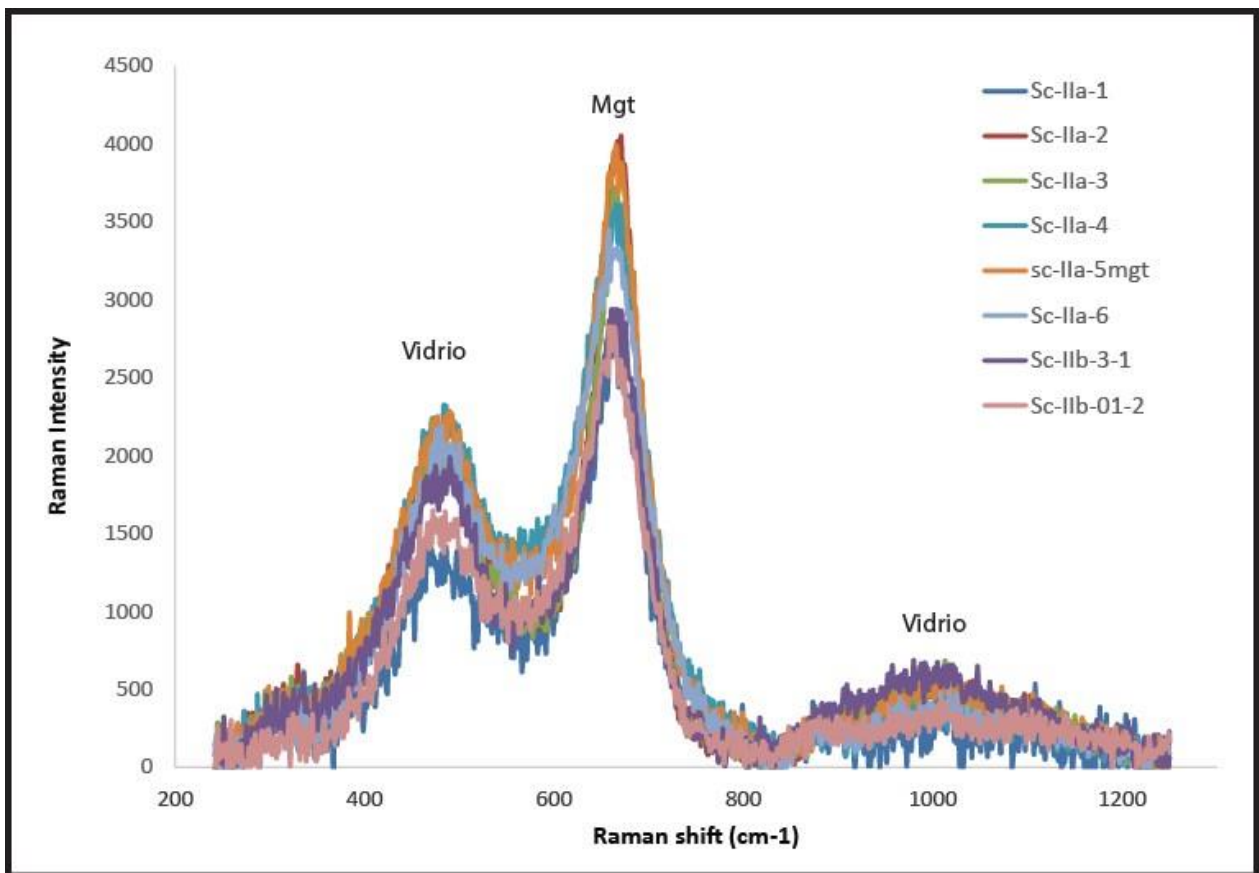


Figura 28: Espectro Raman de un grupo de inclusiones vítreas, donde se destaca la presencia de señal de magnetita (Mgt).

Diagrama TAS

El diagrama TAS (Total Alkali Silica) corresponde a un diagrama binario donde se grafica la suma de álcalis (Na_2O y K_2O) en función del sílice (SiO_2), lo que permite clasificar las mediciones dentro de diferentes campos. En este caso se ocupa la clasificación de LeBas (1986), separando entre los principales 15 tipos de rocas volcánicas.

Los resultados (figura 29) son la clasificación de las 56 inclusiones vítreas analizadas, normalizadas a valores 100% libres de agua.

En este se puede apreciar que las inclusiones vítreas en la aglomeración cristalina de C4 (anfíbol y borde) caen dentro del campo de andesita basáltica y andesita, con una dentro de un piroxeno cayendo en el campo de dacita (2015-C4-z6-px-MI8).

Todas las inclusiones en el resto de los piroclastos caen dentro del campo de las dacitas con un poco en las andesitas y una de un piroclasto blanco dentro del campo de riolita.

Los piroclastos negros y pardos comparten un área bien definida, mientras que los piroclastos blancos se encuentran en un sector más evolucionado del campo dacítico.

Si se observa por tipo de mineral, las inclusiones en olivinos ocupan los sectores más básicos del diagrama, seguidos por las del anfíbol en C4. Después, en otro sector se acumulan las inclusiones de ortopiroxeno, plagioclasa con algunas de ortopiroxeno, principalmente de piroclastos grises y pardos. En el sector más félsico se encuentran las inclusiones en los minerales de piroclastos blancos y en clinopiroxenos de piroclastos grises.

También destaca el hecho de que la inclusión vítrea más félsica medida se encuentra en un clinopiroxeno.

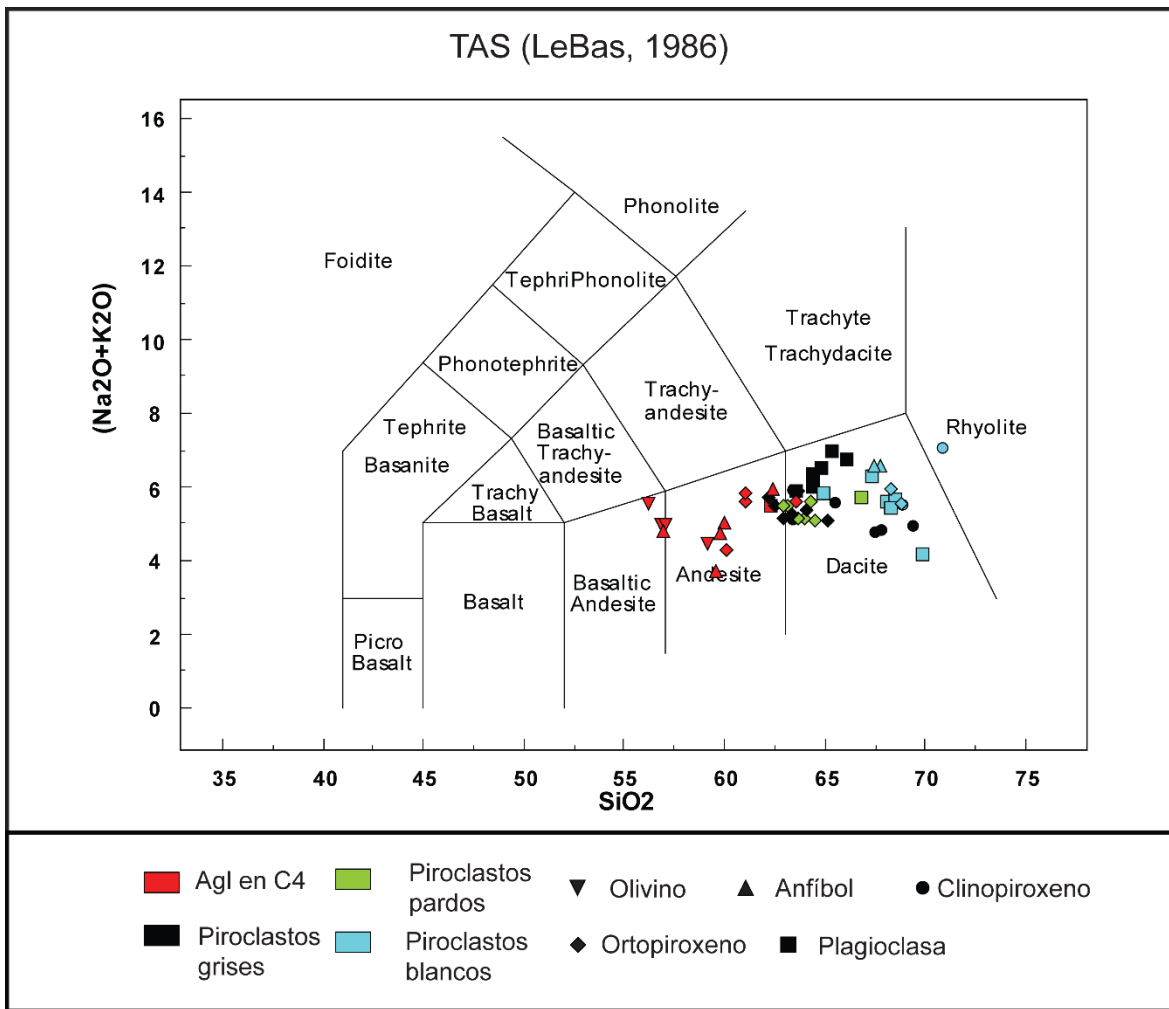


Figura 29: Diagrama TAS (LeBas 1986) de inclusiones vítreas.

Diagrama K₂O

El diagrama de sílice vs potasio permite utilizar la clasificación de Pecerrillo y Taylor (1976) para establecer si el magma pertenece a la serie tholeítica, calco-alcalina, altamente calco-alcalina o shoshonítica.

Utilizando este diagrama con las inclusiones (figura 30) se puede ver que casi la totalidad de estas caen dentro de la serie calco-alcalina.

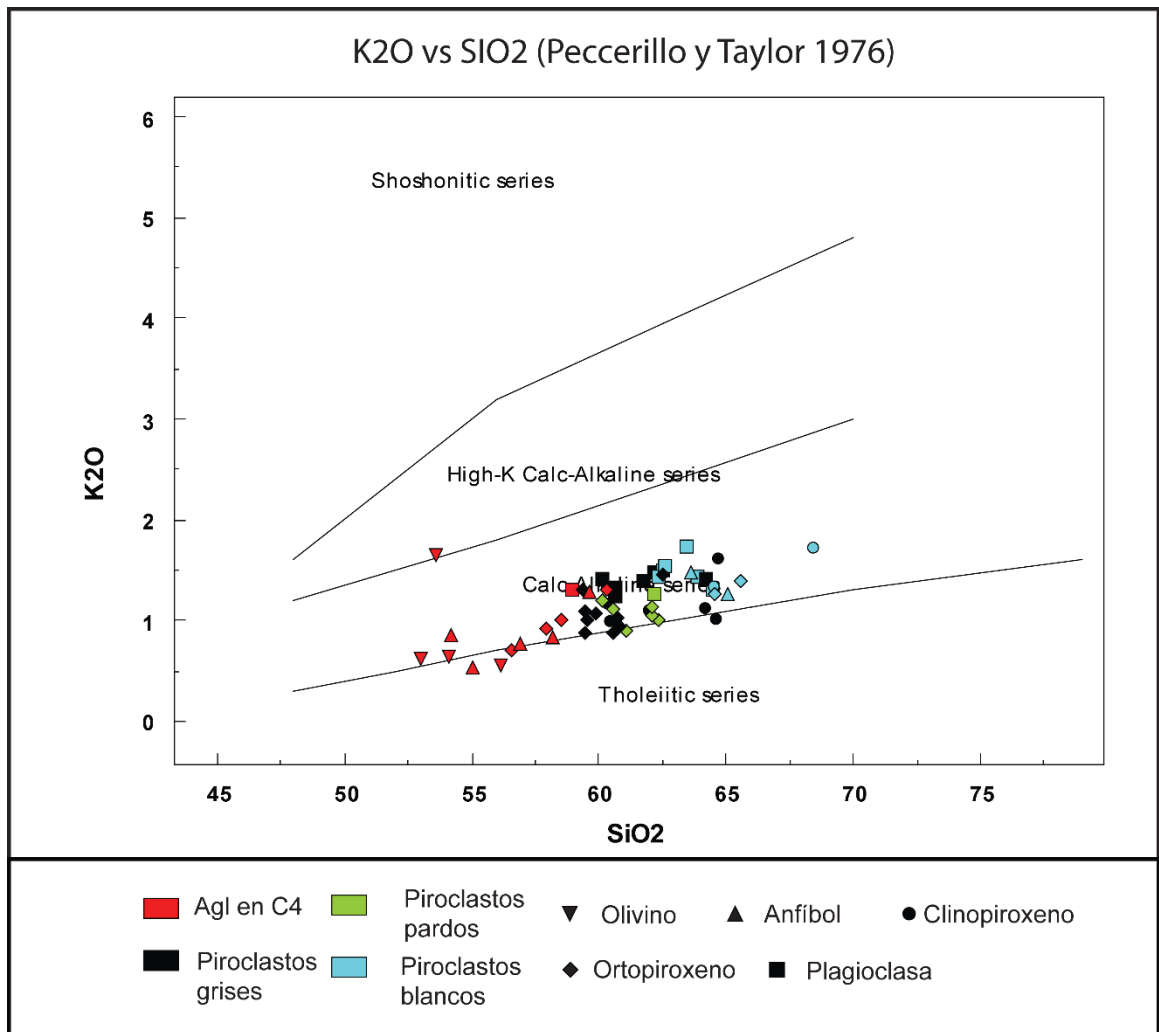


Figura 30: Diagrama de K2O vs SiO2 (Peccerillo y Taylor 1976), de inclusiones vítreas.

Diagramas Harker

Son diagramas binarios que comparan la composición de elementos mayoritarios y algunas trazas con la composición de sílice presente en un magma, por lo que son ideales para la identificación de procesos de cristalización y evolución magmática.

Para este estudio se hacen diagramas para la composición de Ca, Al, Mg, Fe, Ti, Cr, Mn, H₂O, CO₂, P, F, Cl, B y Li.

Los resultados para casi todos los elementos mayoritarios muestran una tendencia creciente o decreciente del elemento en función del sílice, y en algunos no existe tendencia clara.

Destacan la distribución decreciente de Ca, Fe, Mg y Al (figuras 31 y 32) de forma lineal según el aumento de sílice. Se puede apreciar en éstos que cada tipo de piroclasto

y la aglomeración cristalina en C4 ocupan un lugar bien definido en cada gráfico, donde solo los piroclastos grises y pardos comparten el mismo.

Se pueden observar tendencias ascendentes de K y Na en función del sílice (figura 33), la que no es tan evidente como en el caso de las anteriores, ya que las mediciones presentan mayor dispersión, especialmente en el caso del sodio.

También existen elementos cuyas tendencias no son del todo claras, elementos como el Mn, Ti y P parecieran tener una conducta decreciente en función del sílice mientras que elementos como el Cr y H₂O parecieran ser constantes con composiciones entre 0% y 0.12%, para el Cr, y 4% y 6%, para el H₂O, ya sea medidos por Raman o por SIMS (figuras 34, 35 y 36).

En los elementos que aparecen en cantidades de trazas se puede notar que el CO₂ no tiene ninguna tendencia clara y presenta una dispersión bastante amplia, con valores entre los 10 y 400 ppm (figura 36).

El Cl es el único de estos elementos que presenta una clara tendencia ascendente en función del sílice, con valores entre los 2300 y 5500 ppm, mientras que el F pareciera mantenerse constante con una dispersión bastante grande entre 400 y 800 ppm (figura 37).

El caso de las trazas de B y Li (figura 38) parecieran presentar tendencias ascendentes pero lo que se ve en verdad es una clara separación, especialmente en el Li, entre los piroclastos blancos y lo demás. Se ve que los piroclastos grises y pardos presentan entre 20 y 30 ppm de Li, mientras que los piroclastos blancos, entre 30 y 50 ppm

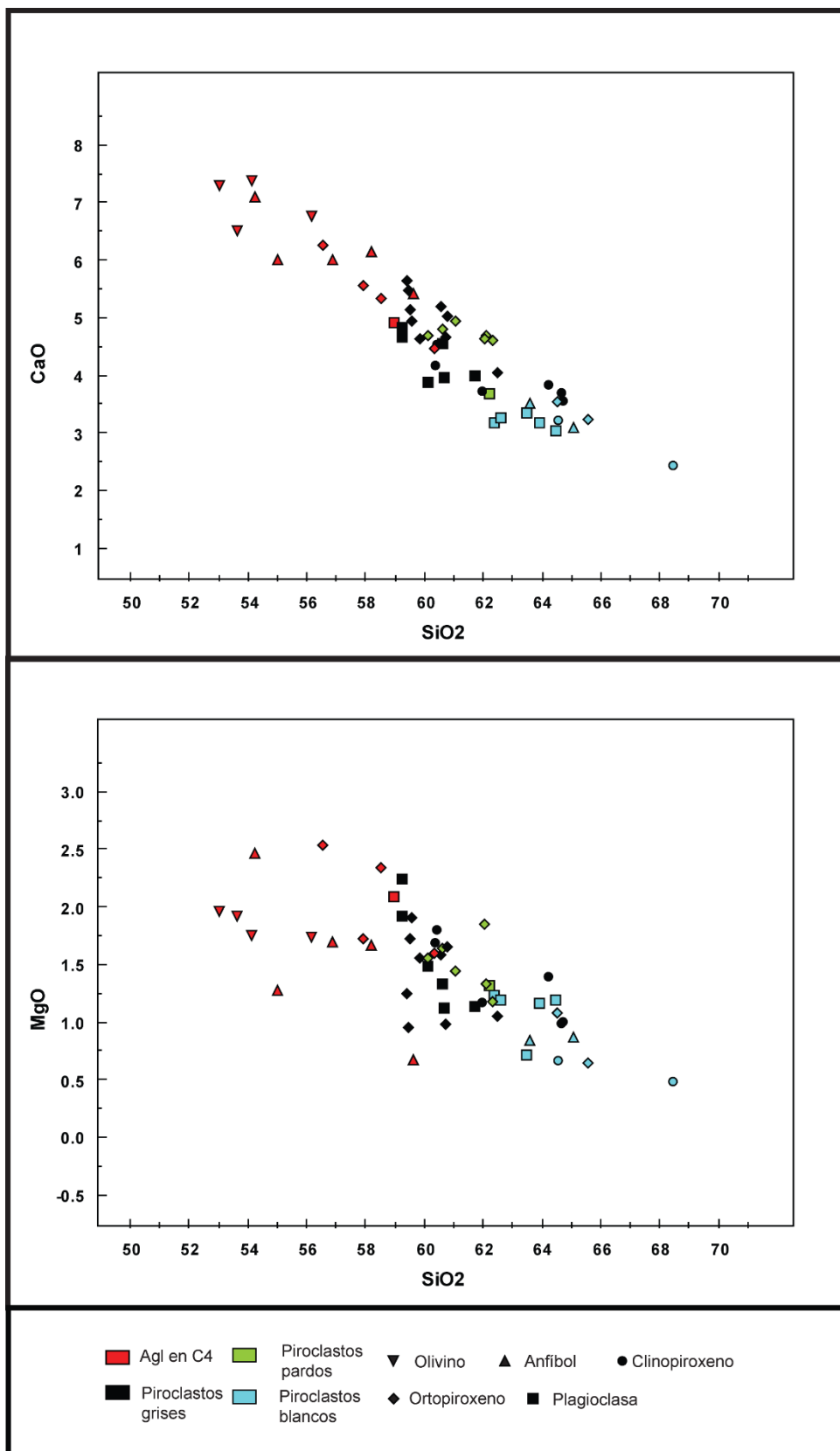


Figura 31: Diagramas Harker de Ca y Mg, de datos de inclusiones vítreas,

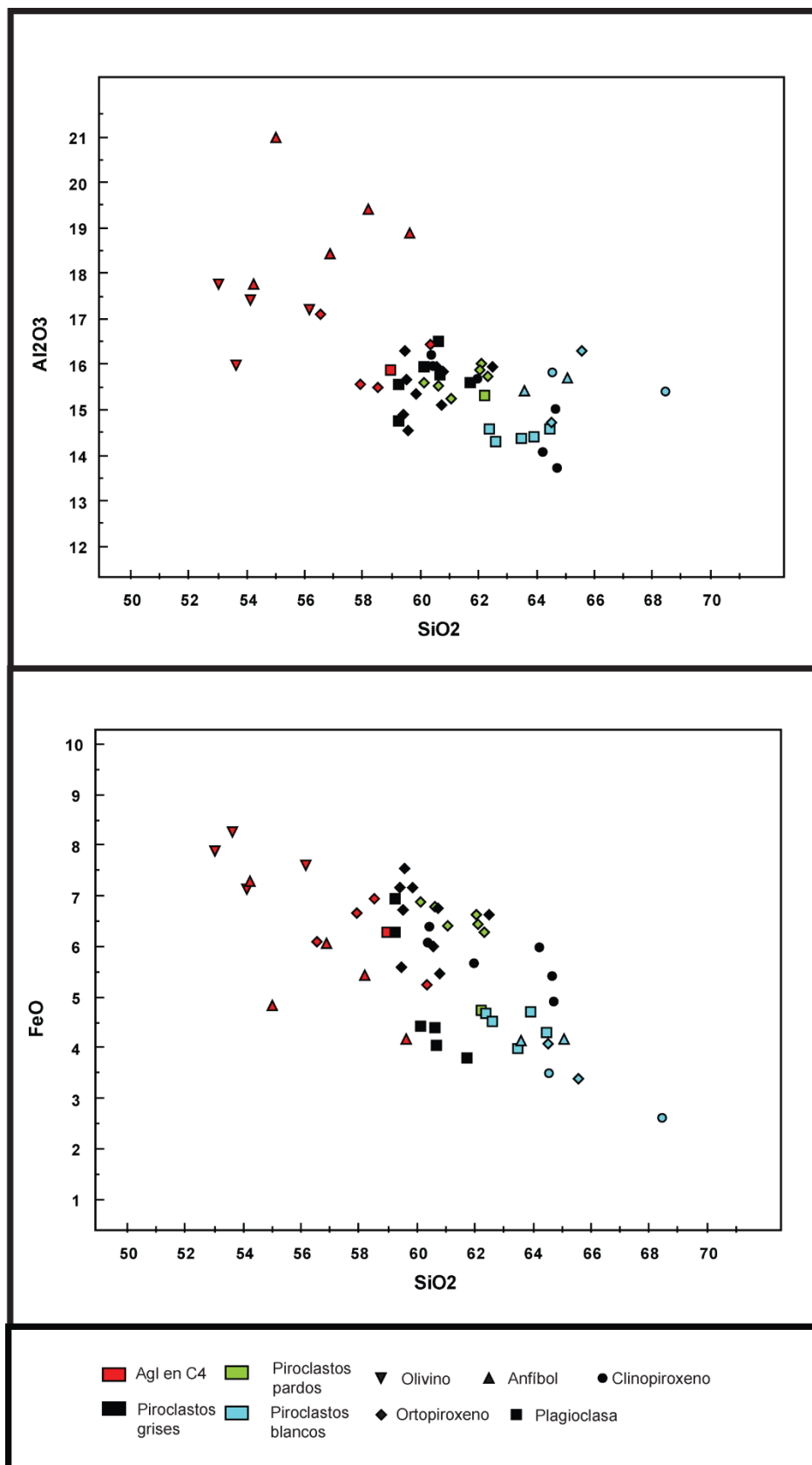


Figura 32: Diagramas Harker de Al y Fe, de datos de inclusiones vítreas.

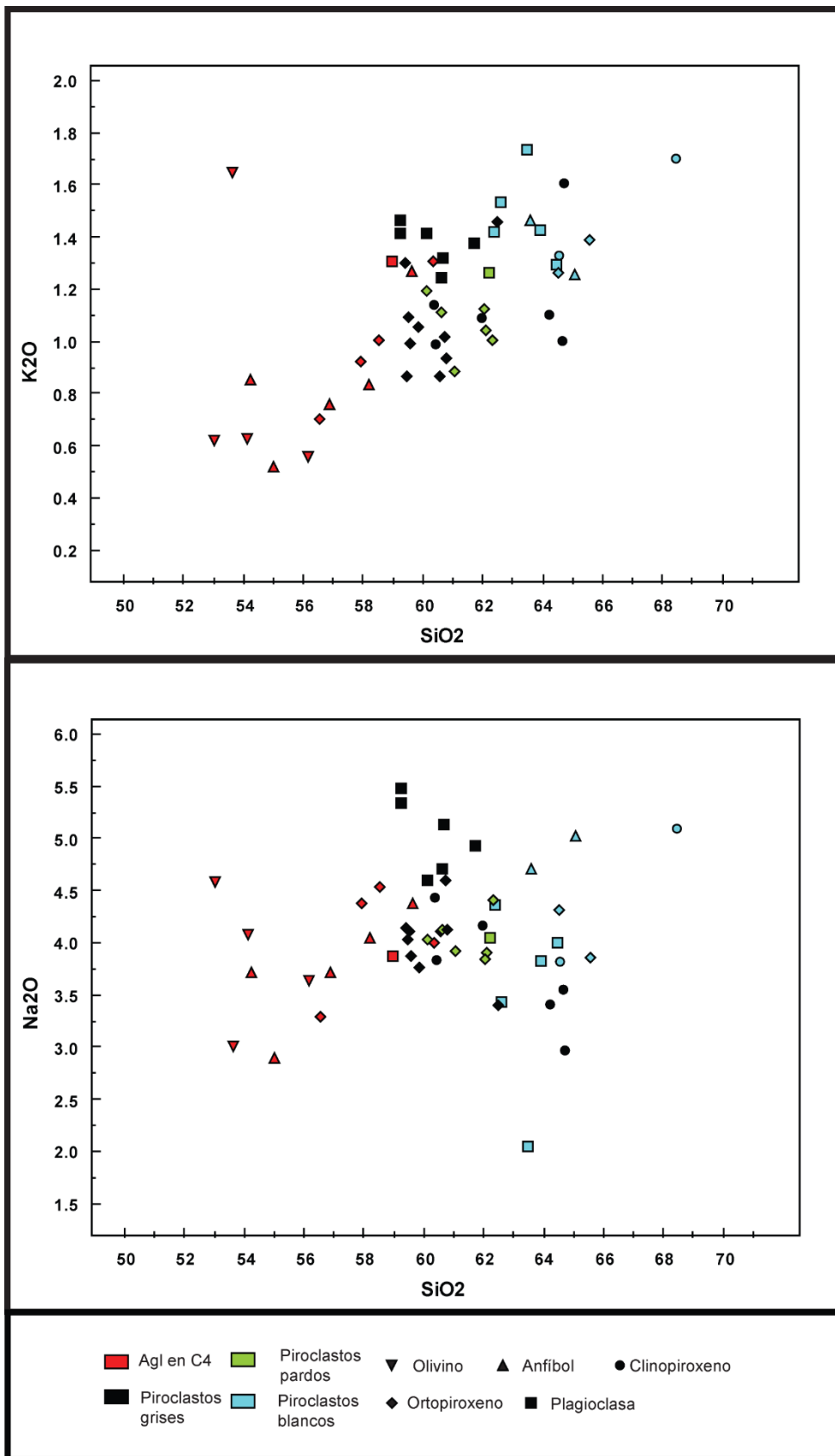


Figura 33: Diagramas Harker de K y Na, de datos de inclusiones vítreas.

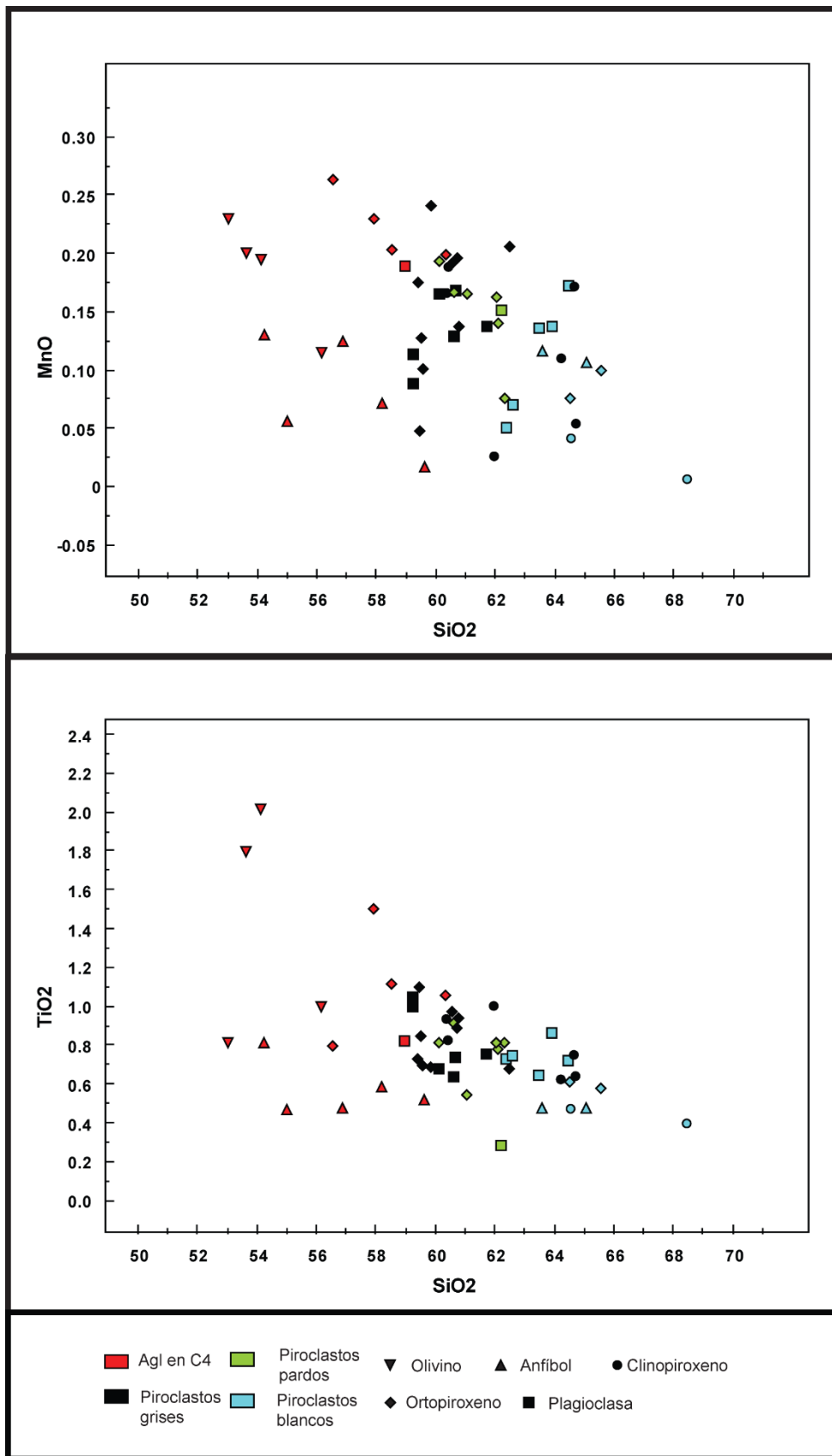


Figura 34: Diagramas Harker de Mn y Ti, de datos de inclusiones vítreas.

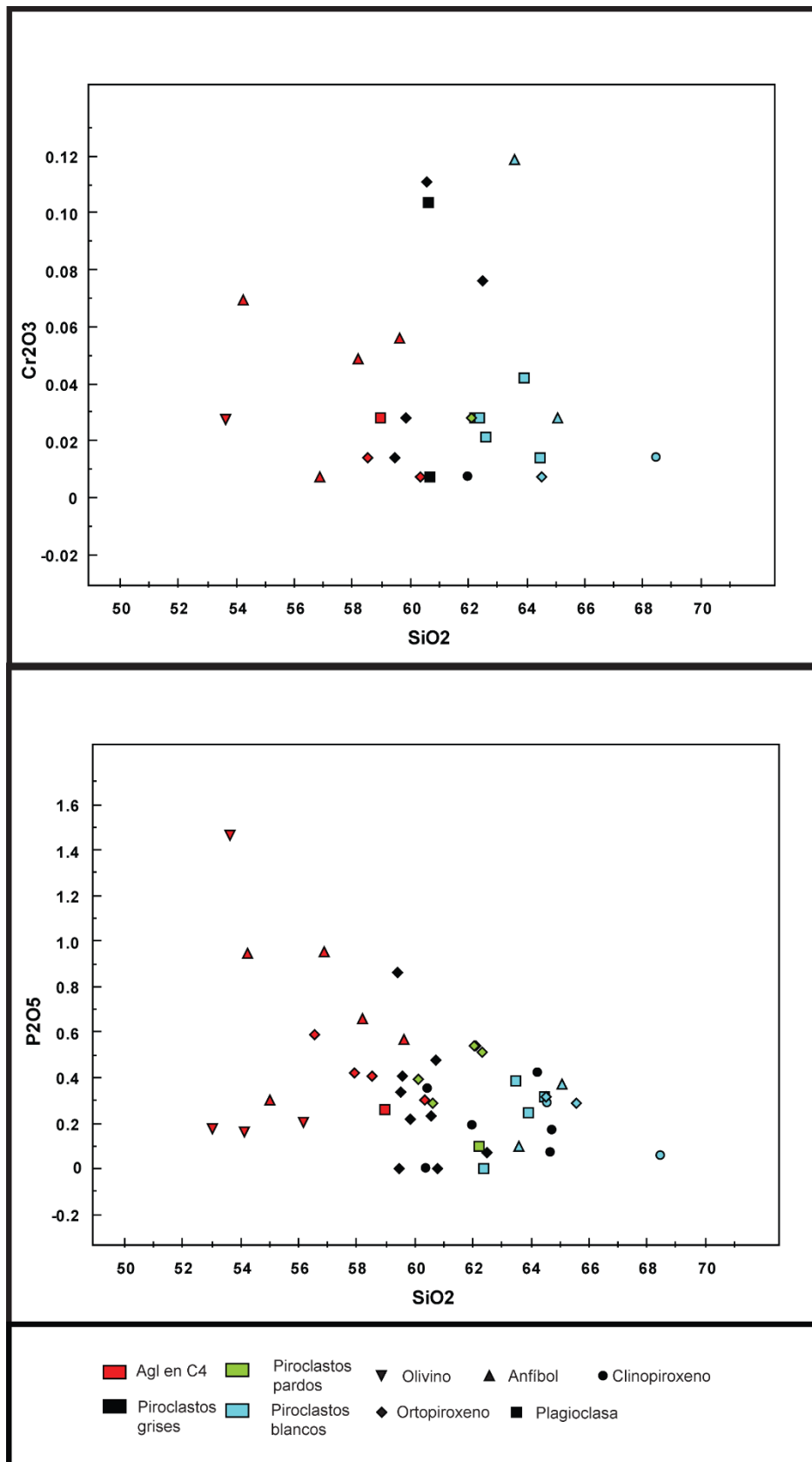


Figura 35: Diagramas Harker de Cr y P, de datos de inclusiones vítreas.

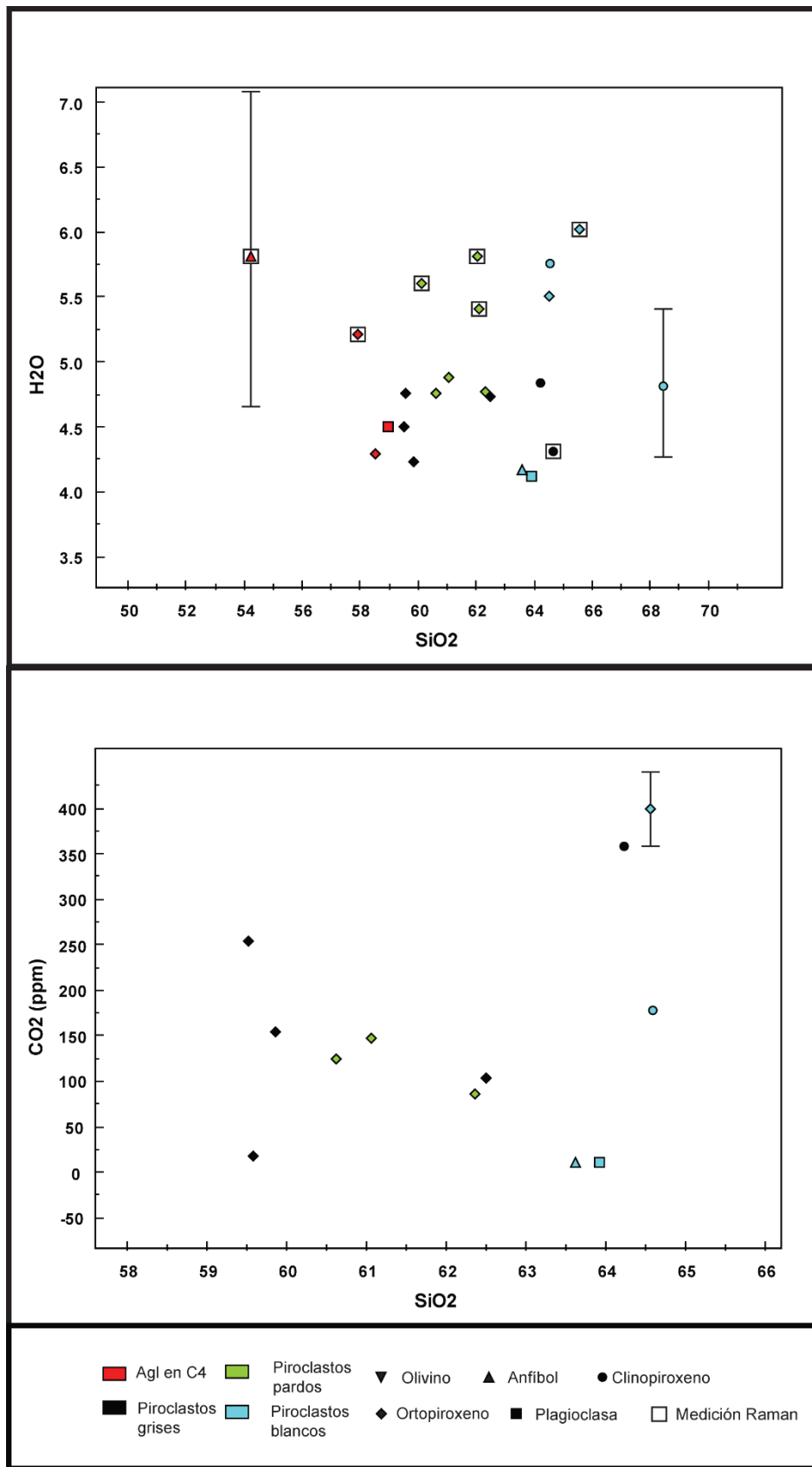


Figura 36: Diagramas Harker de H₂O y CO₂, de datos de inclusiones vítreas. Mediciones de H₂O y CO₂ por SIMS con errores del 10%, mediciones por Raman con incertidumbre de hasta el 20%.

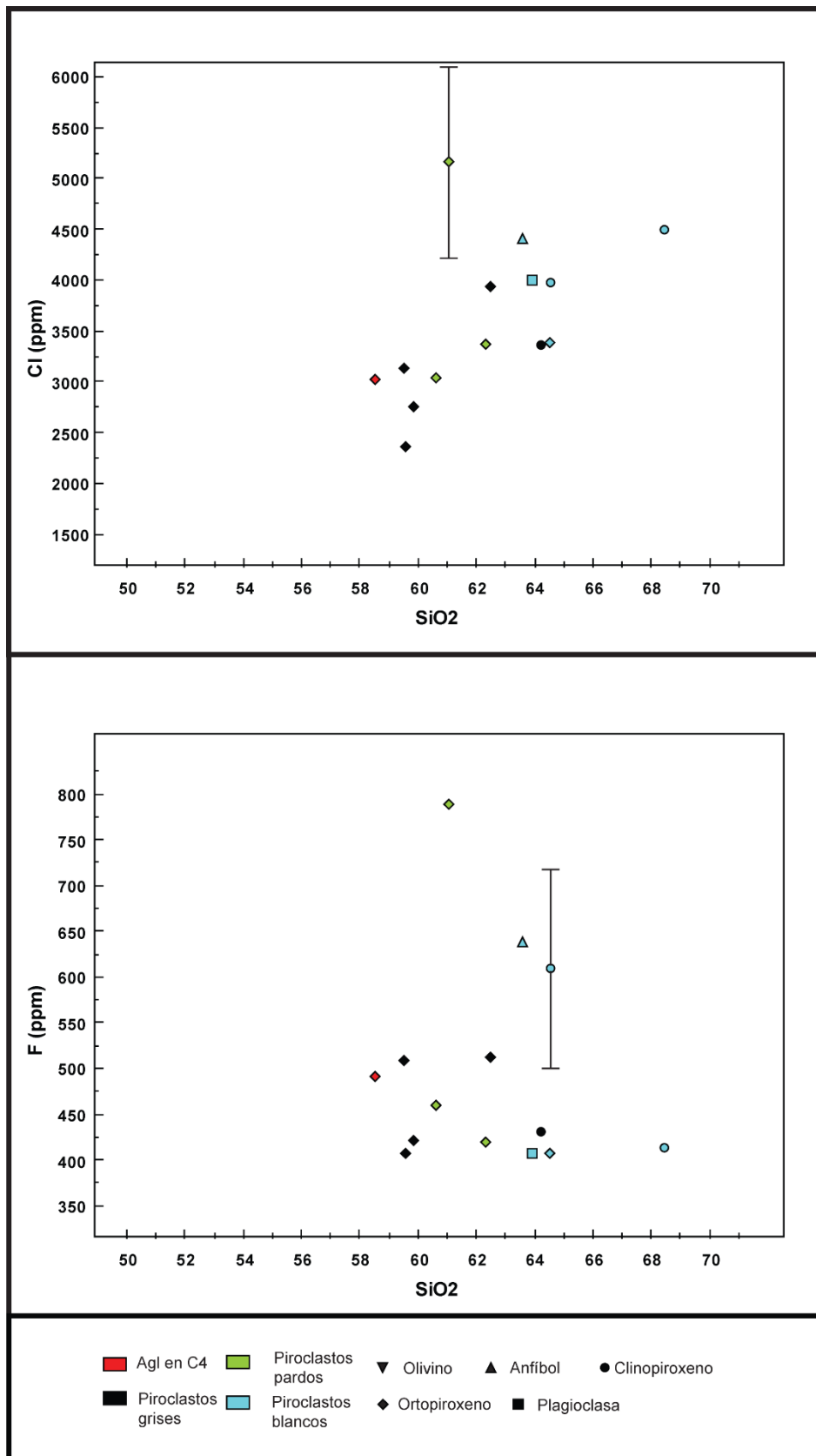


Figura 37: Diagramas Harker de Cl y F, de datos de inclusiones vítreas. Mediciones por SIMS con incertidumbre de hasta el 20%.

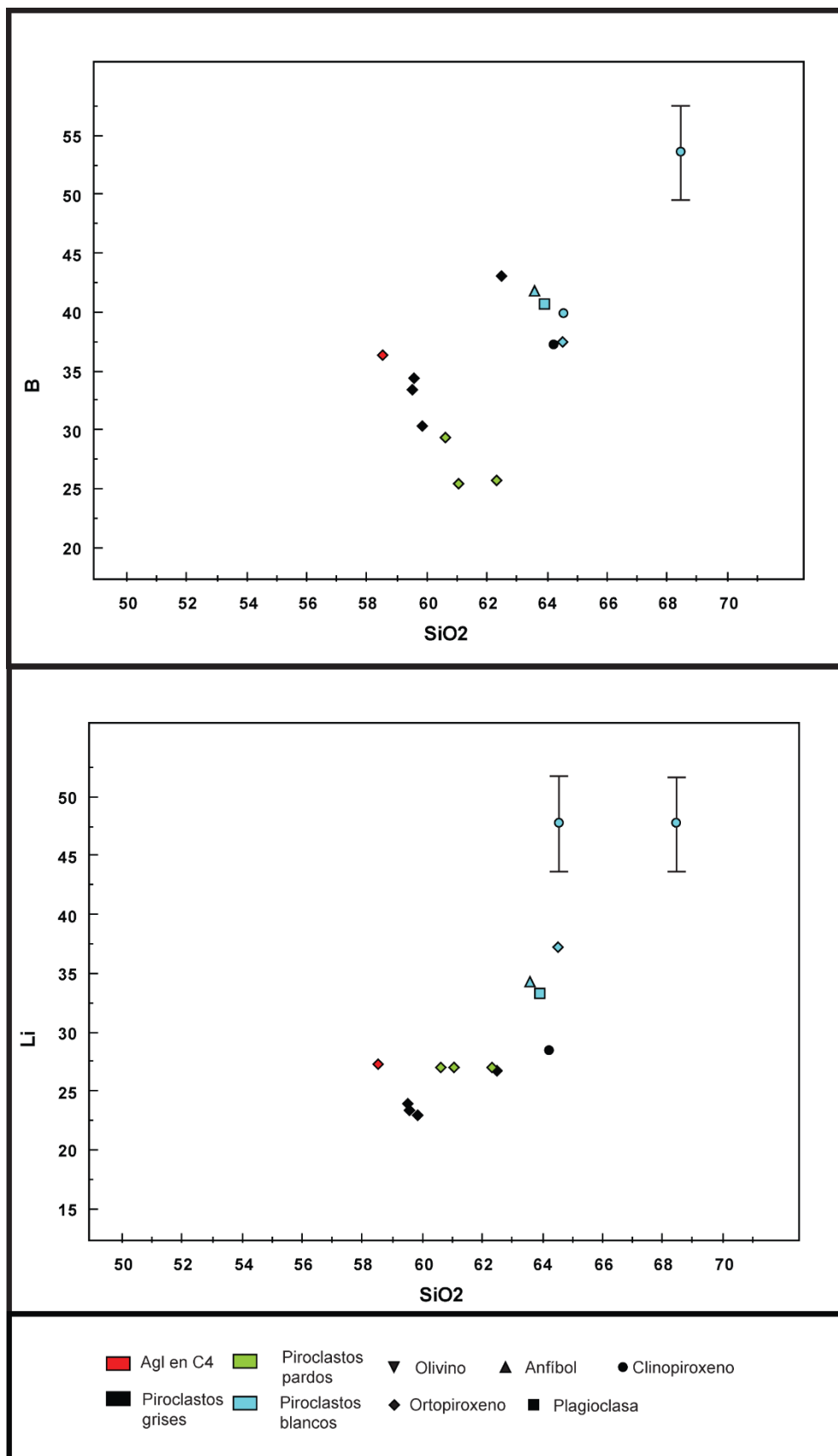


Figura 38: Diagramas Harker de B y Li, de datos de inclusiones vítreas. Mediciones por SIMS con incertidumbre de hasta 10%.

Otros resultados

Utilizando diagramas bivariantes a partir del número de magnesio de las inclusiones vítreas, se obtienen resultados solo con tendencias horizontales, para todos los elementos medidos, excepto quizás, para el diagrama de sílice, donde se pueden observar dos leves tendencias (figura 39).

También cabe notar que las inclusiones en plagioclasas tienden a tener un número de magnesio mayor que el del resto de los minerales formados en el mismo tipo de piroclasto y que los olivinos en C4 tienen menor #Mg que el anfíbol del mismo lugar.

Se desarrollan diagramas de H₂O-CO₂ y de Li-B (figura 40) donde el primero muestra dos aparentes tendencias distintas, mientras que el segundo muestra una tendencia lineal con una pendiente de casi 45°.

Se analizaron también, mediante espectrometría de Raman, las burbujas de varias inclusiones vítreas que no estaban expuestas. En varias de éstas se pueden detectar la presencia de CO₂ (sobre 3000 ppm). También se pudo encontrar fases de varios carbonatos dentro de la burbuja de una plagioclasa en la aglomeración cristalina en C4 (figura 41).

En ninguna ocasión se pudo detectar significativamente la presencia de H₂O en las burbujas de estas inclusiones.

Por último, se tiene el resultado de espectrometría de Raman para las inclusiones de sulfuros en el anfíbol de C4 (figura 42) donde se confirma que la fase medida corresponde a calcopirita.

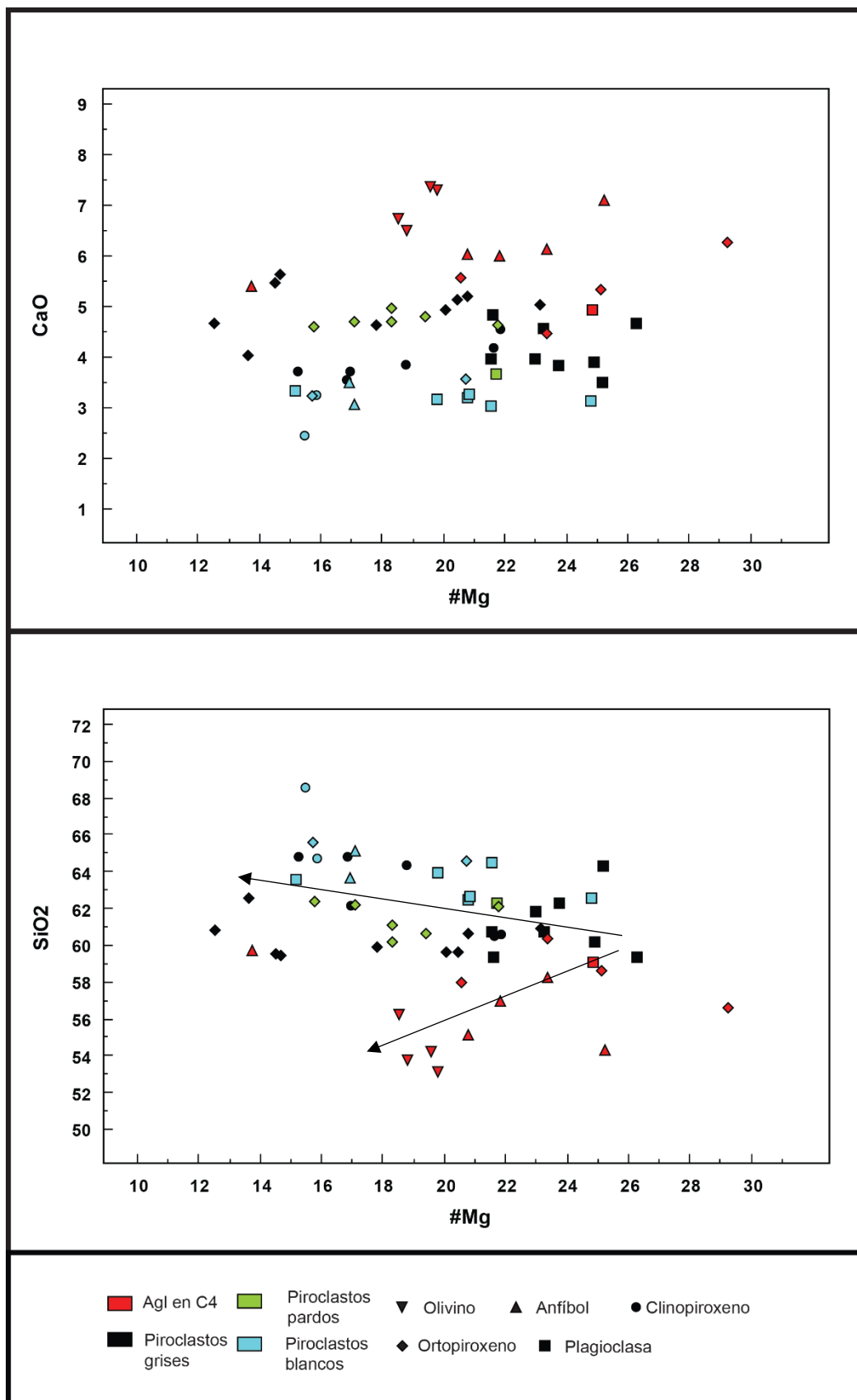


Figura 39: Diagramas bivariantes de #Mg para Ca y Si

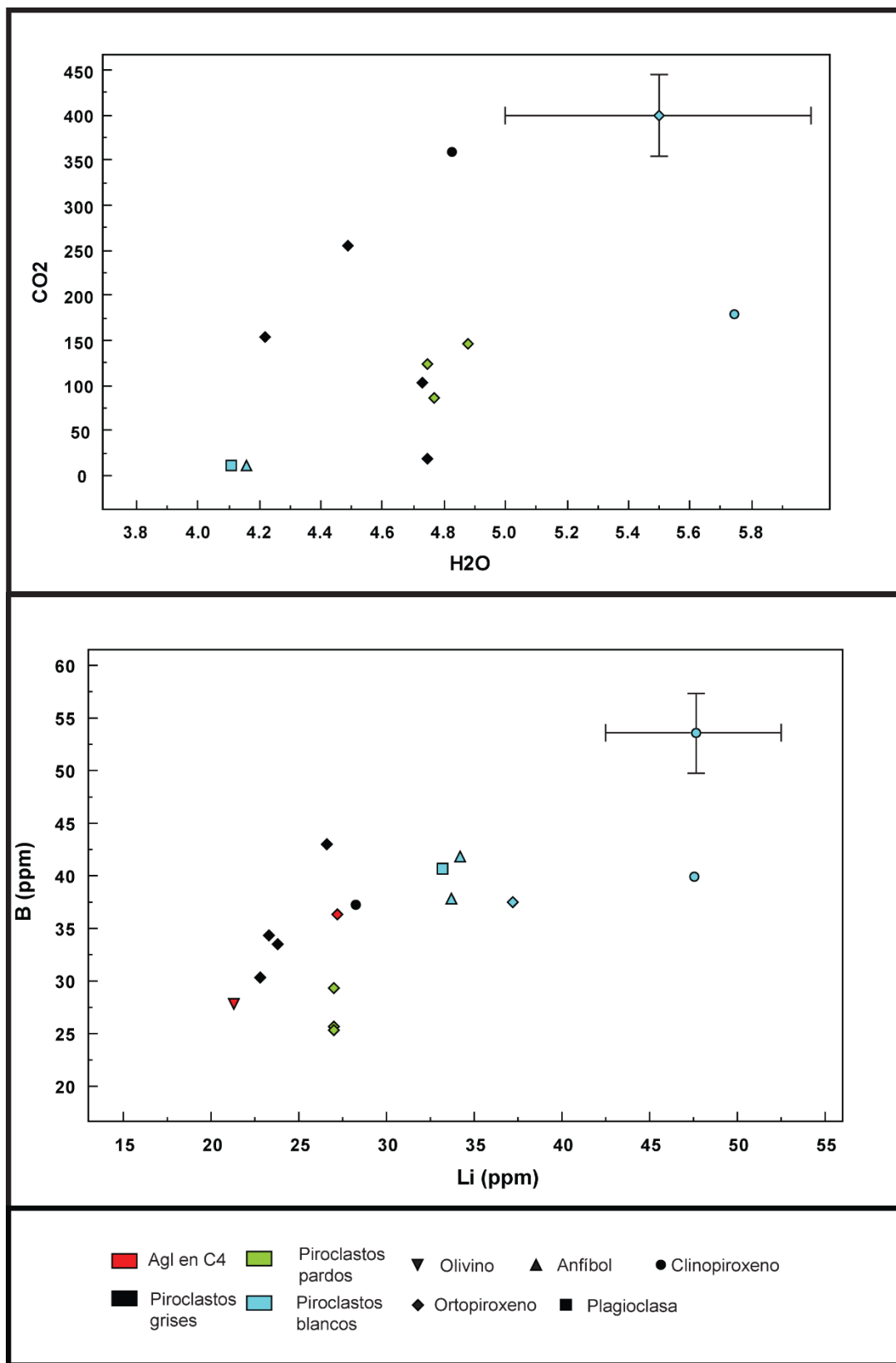


Figura 40: Diagramas binarios de H₂O vs CO₂ y de B vs Li. Mediciones por SIMS con incertidumbres de hasta el 10%.

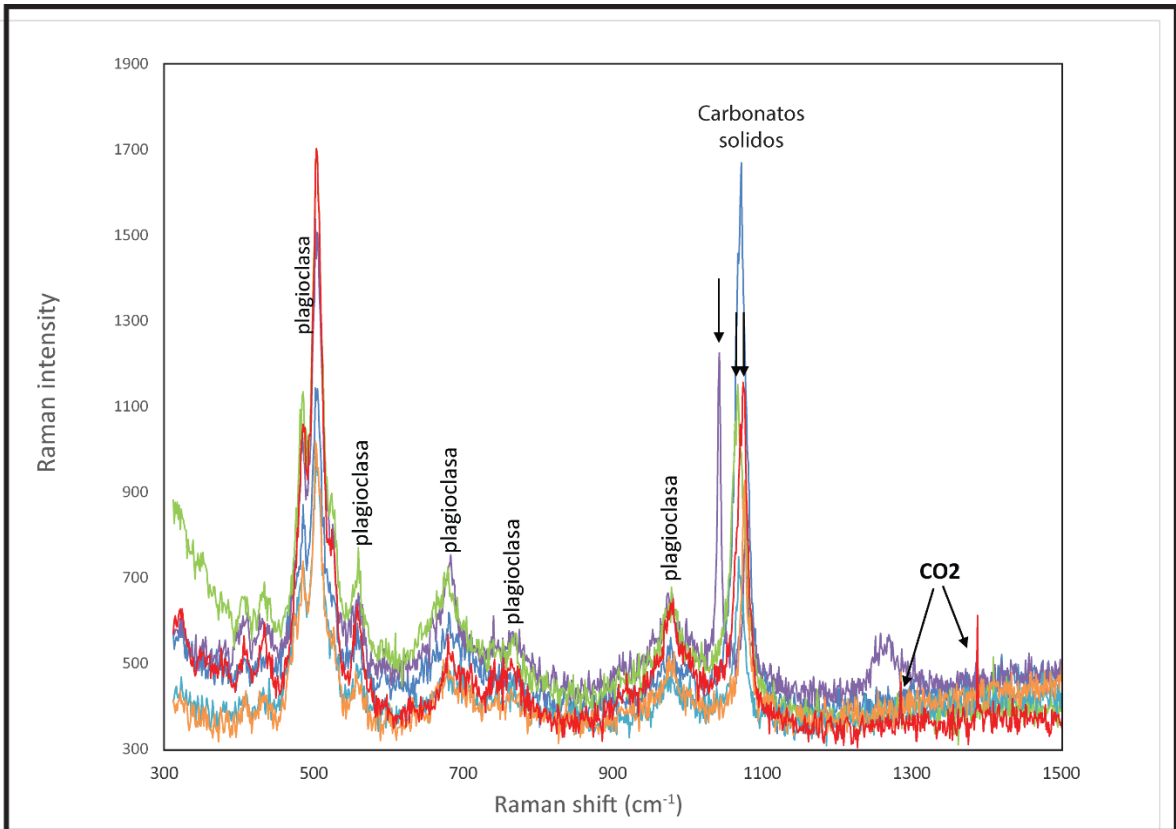


Figura 41: Espectros Raman de burbuja en inclusión vítrea de plagioclasa (aglomeración cristalina de C4). Se identifica la presencia de carbonatos sólidos y CO₂, en sus correspondientes “peaks”.

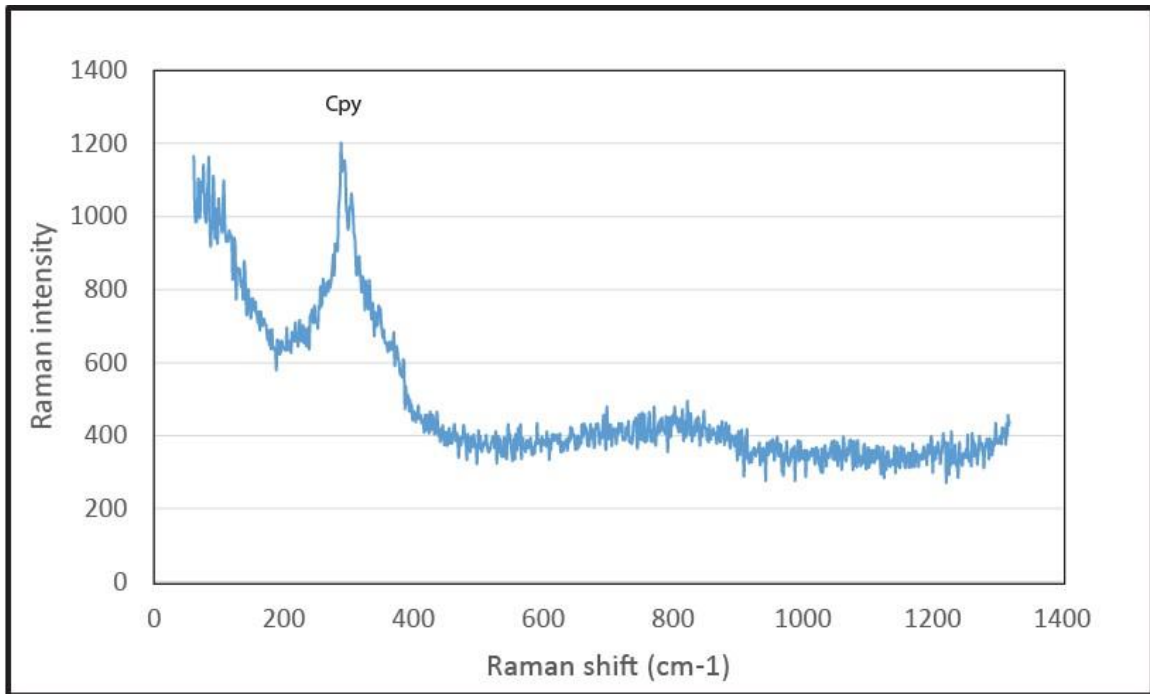


Figura 42: Espectro Raman de la inclusión de sulfuros en anfíbol de C4, con el “peak” significativo de calcopirita.

4.5 Geotermobarometría

A partir de los resultados de microsonda electrónica en inclusiones vítreas, plagioclasa, anfíbol, olivino y piroxeno, fue posible utilizar una serie de herramientas para determinar las condiciones de temperatura y presión de la cristalización de estas fases, así como la fugacidad de oxígeno y de agua del magma.

Las herramientas utilizadas fueron hojas de cálculo de Microsoft Excel para los geotermómetros de Putirka (2008), Holland y Blundy (1994), Ridolfi et al. (2010) y Ridolfi y Renzulli (2012).

Termobarometría de piroxenos

Los termómetros y barómetros de piroxeno, propuestos por Putirka (2008), corresponden a una serie de cálculos que permiten determinar las condiciones de cristalización emparejando ortopiroxeno con vidrio, clinopiroxeno con vidrio y ortopiroxeno con clinopiroxeno.

Para que estos cálculos sean correctos, se deben asumir condiciones de equilibrio para los pares utilizados. Hay que notar que no se logró la condición de equilibrio en el caso de los ortopiroxenos con sus inclusiones vítreas excepto en algunos casos y en el caso de los pares de piroxenos solo se logró el equilibrio de un clinopiroxeno con varias mediciones en ortopiroxenos distintos.

Para el caso del equilibrio en clinopiroxeno ningún par cumple los criterios establecidos por Rhodes et al. (1979) y Putirka (1999, 2005), ni los modelos predictivos de actividad de Enstatita-Ferrosilita, Diopsido-Hedenbergita ni ninguno de los que propone Putirka en sus modelos, por lo que los resultados que entrega generalmente dan presiones negativas a temperaturas bastante distintas y no se utilizan en este trabajo.

Los resultados (tabla 4) indicarían temperaturas entre 911 y 1055°C, y presiones de entre 1.6 y 4 kbar para la cristalización de ortopiroxeno, mientras que para el equilibrio entre ortopiroxeno y clinopiroxenos se encuentran temperaturas similares, entre 936 y 959°C, pero a presiones entre 3.6 y 5.4 kbar.

Tabla 4: Resultados de los termómetros de Putirka 2008, para ortopiroxeno-vidrio y para dos piroxenos.

Termometro de dos piroxenos (Putirka 2008)				
Clinopiroxeno	Ortopiroxeno	T°	P(kbar)	
2015-SC-IIb-1	2015-SC-IIa	944	4.6	
		953	4.9	
		951	3.6	
		936	4.4	
	2015-SC-IIb-4	947	5.0	
		953	5.2	
		951	4.8	
	2015-C4-piroxenos	947	4.4	
		953	5.2	
		957	4.1	
		959	5.0	
	2015-C1-olrim-px	954	5.4	
		952	5.2	
	2015-C1-px4	949	4.5	
		932	4.1	
		949	4.3	
	2015-C1-px1	946	4.5	
	Promedio		949	4.7

Termometro de ortopiroxeno-vidrio (Putirka 2008)		
Ortopiroxeno	T°	P
2015-SC-32-5	911.2	1.6
2015-SC-IIa	913.5	3.5
2015-SC-IIa	933.8	3.2
2015-C4-z1-px1	974.9	4.0
2015-C4-z3-px	1055.7	2.1
Promedio	957.8	2.9

Termometría de plagioclasa

El termómetro de plagioclasa-vidrio, propuesto por Putirka (2008), corresponde a una aproximación a la temperatura del magma a partir de una condición de equilibrio entre el vidrio y el feldespató elegido.

Se eligieron las mediciones en plagioclasa que se tomaron para cada inclusión vítrea, lo que en casi todos los casos arrojó una condición fuera de equilibrio, pero en algunas ocasiones, si la inclusión se empareja con mediciones en plagioclasa que están más al borde de su ubicación, sí se logra obtener el equilibrio.

Esto último quiere decir que en muchos casos la plagioclasa consumió componentes del magma de la inclusión para crecer y encerrarla, lo que la deja en condiciones de equilibrio con sectores más externos de la plagioclasa.

También, muchos emparejamientos fuera del equilibrio sugieren temperaturas mayores a 1100°C con relativamente bajas concentraciones de H₂O, mientras que las dos en equilibrio sugieren temperaturas similares a las que entregan los termómetros de piroxeno, con composiciones de agua que corresponden con las medidas en las inclusiones.

Los resultados (tabla 5) de dos emparejamientos en equilibrio entrega temperaturas entre 962 y 999°C, con composiciones de agua ente 5.1% y 5.6% para el fundido. No se entregan resultados de barometría por recomendación de Keith Putirka, quien explica en la hoja de cálculo (2015) que su barómetro no es de confianza.

Tabla 5: Resultados del termómetro de plagioclasa y vidrio de Putirka 2008, y del higrómetro de Putirka 2005.

Termómetro plagioclasa-vidrio (Putirka 2008)		
Plagioclasa	H ₂ O (wt%)	T°C
2015-SC-31-4	5.6	962.8
2015-C4-z8-pl1	5.1	998.9

Termobarometría de anfíbol

Utilizando los barómetros de Ridolfi y Renzulli (2012) y Ridolfi et al. (2010) se obtienen resultados de temperatura y presión para los anfíboles de esta erupción. A su vez, es posible calcular la fugacidad de oxígeno y estimar la cantidad de agua del *melt* y compararla con otros resultados.

A pesar de no encontrarse el grupo de minerales en equilibrio suficiente para esto, se puede utilizar el termómetro de edenita-richterita de Holland y Blundy (1994) para aproximar, también, temperaturas de formación.

Los resultados (tabla 6) indican temperaturas de formación para los anfíboles en piroclastos blancos entre 876°C y 906°C según Ridolfi et al (2010) y entre 885°C y 948°C según Ridolfi y Renzulli (2012), para presiones entre 2 y 3 kbar.

Para el anfíbol en C4 dan temperaturas de 1012°C según Ridolfi et al. (2010), y de 989°C según Ridolfi y Renzulli (2012), con presiones de 7.1 kbar.

Utilizando el termómetro de Holland y Blundy (1994), los resultados para emparejamientos de plagioclasa y anfíbol entregan valores entre 924°C y 946°C para los piroclastos blancos y entre 960°C a 991°C para el anfíbol de C4 (tabla 7).

Los valores de fugacidad de oxígeno que determinan los cálculos de Ridolfi et al. 2010 para los anfíboles (figura 43) indica una fugacidad de oxígeno entre los buffers níquel-óxido de níquel (NNO, Kress y Carmichael, 1991) y el NNO+1, con los datos del anfíbol de C4 coincidiendo perfectamente con el NNO+1.

Por último, se tiene que el higrómetro de Ridolfi predice cerca de un 6% de agua para los piroclastos blancos y alrededor de 8% para el anfíbol de C4 (tabla 6).

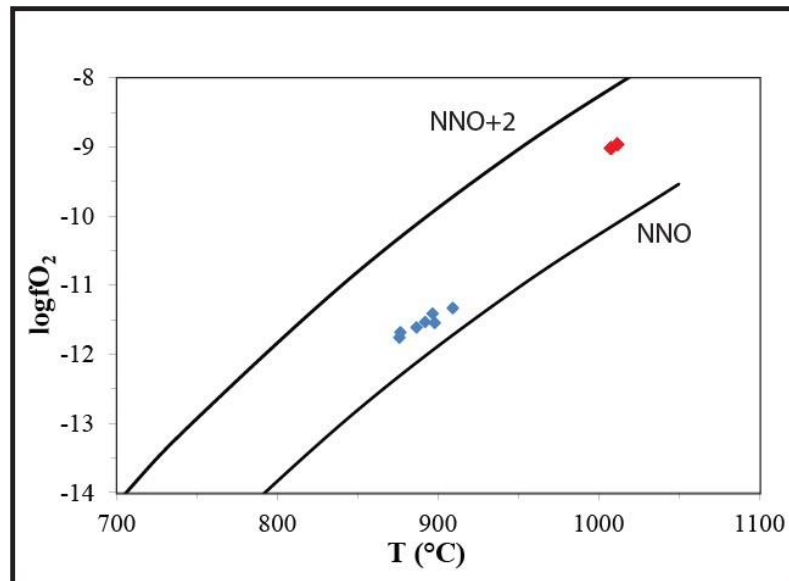


Figura 43: Resultados de cálculos de fugacidad de oxígeno, basado en composición de los anfíboles de la erupción. Los valores en azul corresponden a anfíboles en piroclastos blancos, mientras que los rojos al anfíbol en C4.

Tabla 6: Resultados para la termobarometría de anfíbol según Ridolfi et al. 2010 y Ridolfi y Renzulli 2012, incluyendo cálculos de agua y fugacidad de oxígeno para el fundido.

Anfíbol	Ridolfi et al. 2010 T (°C)	Ridolfi y Renzulli 2012 T (°C)	P (kbar)	log fO ₂	H ₂ O (wt.%)
2015-SC-32	876	885	2.0	-11.76	5.93
2015-SC-31	887	909	2.3	-11.61	5.84
	898	947	3.0	-11.55	5.92
2015-SC-3	877	904	2.3	-11.68	5.90
2015-C3	909	948	2.9	-11.33	5.89
	892	936	2.4	-11.53	5.62
	897	932	2.6	-11.41	6.01
2015-C4-Anf	1012	989	7.1	-8.96	8.23
	1008	993	7.5	-9.02	8.14

Tabla 7: Resultados del termómetro de edenita-richterita de Holland y Blundy 1994, utilizando las presiones calculadas por el método de Ridolfi y Renzulli 2012 (tabla 6) y diferentes plagioclasas en contacto o incluidas dentro de los anfíboles.

Anfíbol	Temperatura °C (para diferentes plagioclasas)					
	924	924	-	-	-	-
2015-SC-32	924	924	-	-	-	-
2015-SC-31	953	-	-	-	-	-
2015-SC-3	939	-	-	-	-	-
2015-C3	941	939	929	946	944	934
2015-C4-Anf	960	977	973	991	-	-

5. DISCUSIÓN

5.1 Origen del magma

Dado que las inclusiones vítreas más basálticas y menos evolucionadas se pueden encontrar en la aglomeración cristalina de C4 y su anfíbol, es natural pensar que esta particularidad encontrada en el depósito esté relacionada con los orígenes del magma.

Este anfíbol corresponde a una tschermakita baja en sílice y rica en aluminio, su tamaño es, al menos, dos órdenes de magnitud más grande que el resto de los cristales de la erupción y tiene inclusiones vítreas que aparentan estar completamente recrystalizadas.

Su alto contenido de aluminio indica una formación a altas presiones, sobre los 21 km de profundidad, de acuerdo a la barometría, y la composición de sus inclusiones vítreas indica una procedencia andesítico basáltica.

Considerando que la profundidad de la corteza en este sector no es mayor a 30 km (Lange et al., 2007; Tassara y Echaurren, 2012), este anfíbol se habría formado cerca de la interfaz manto-corteza, posiblemente en una zona de acumulación con un tiempo de remanencia suficiente para diferenciar el magma de la fusión parcial del manto, hasta tener el que da origen al anfíbol (~56% de sílice).

Bajo esta lógica este anfíbol correspondería a un antecristal connato del mismo magma, que llega a la cámara magmática debido a una inyección, y tendría las inclusiones vítreas que marcarían la composición inicial de este magma.

Pero esto último entra en conflicto con la composición de las inclusiones en olivino, que presentan composiciones menos evolucionadas que este anfíbol, y si solo se considera un proceso de diferenciación magmática, estos debieran haber cristalizado antes.

Petrográficamente, la mayoría de los olivinos están acumulados dentro de la aglomeración cristalina alrededor de este anfíbol, y los que no están ahí se encuentran dentro de aglomeraciones cristalinas idénticas o similares a la que se encuentran en este anfíbol. También destaca la presencia de un pequeño cristal de anfíbol dentro de una inclusión vítrea de un olivino, la que por su tamaño y disposición es difícil que corresponda a un mineral hijo, sino que probablemente haya sido atrapada en la formación de esta.

Por necesidad, estos olivinos tienen que haberse formado posteriormente al anfíbol, por lo que es necesario explicar a través de otro proceso, la composición menos diferenciada de sus inclusiones.

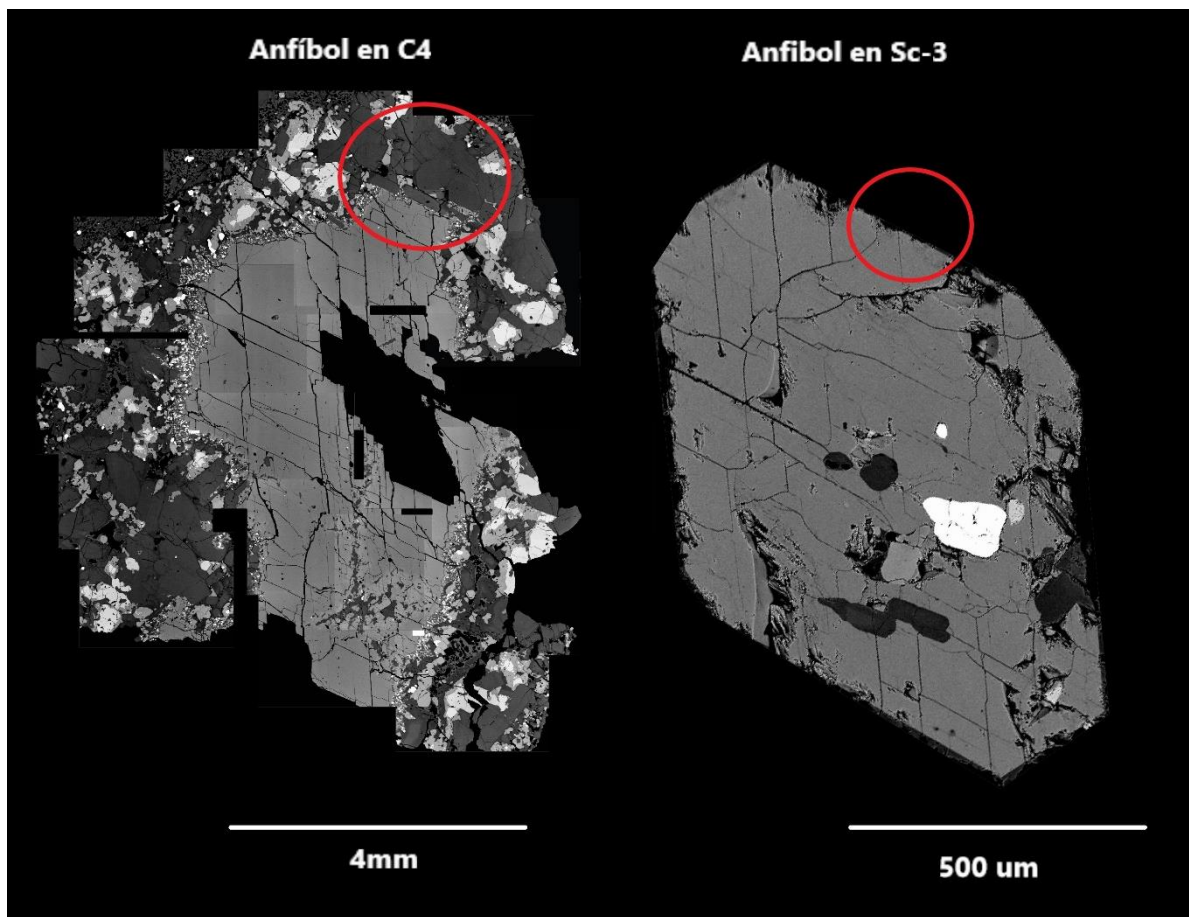


Figura 44: Comparación entre el anfíbol de C4 con uno de los anfíboles en Sc-3. Ambos anfíboles en escala y misma orientación para comparar la forma entre ellos.

Existen, al menos, dos procesos capaces de explicar este conflicto de temporalidad: 1) una inyección de un magma máfico, y 2) la reabsorción de una fase cristalina.

La inyección magmática se descarta como el proceso de formación ya que su ocurrencia tendría una serie de consecuencias que no se observan dentro de lo analizado en este trabajo. Éstas incluirían principalmente texturas de desequilibrio en las fases ya presentes y la mezcla de ambos magmas significaría que la cristalización de las fases posteriores partiría de un sitio menos evolucionado. En cambio, las texturas de desequilibrio observadas son pocas y tienen otras explicaciones, que se discutirán más adelante, y la cristalización de las fases como plagioclasa y piroxeno tiene un punto de partida más evolucionado que estas otras dos fases.

Esto implica que los olivinos tienen un origen secundario, formados a partir de otros minerales.

En la figura 44 es posible determinar que la aglomeración cristalina no corresponde a un borde de reacción, sino, más bien, a que probablemente el anfíbol era tan grande para las nuevas condiciones al llegar a la cámara, que producía una anomalía térmica y de superficie que favorecía enormemente la nucleación heterogénea, por lo que se facilitó

la formación acelerada de nuevas fases alrededor de este donde la principal correspondería a plagioclasa.

Sin embargo, esta cristalización no sería lo suficientemente acelerada para evitar la reabsorción del anfíbol ante las nuevas condiciones físicas de la cámara. Se observa que la mayoría del anfíbol está reabsorbido, excepto en un sector (figura 44, encerrado en rojo), y que en estos mismos sectores reabsorbidos se concentra la mayor cantidad de olivinos, mientras que en el sector no reabsorbido no hay presencia de olivino cerca del borde del anfíbol.

Esto indicaría que lo más probable sería que los olivinos provengan de la mezcla del fundido del magma con la reabsorción del anfíbol.

Este proceso se analiza químicamente en función de las composiciones del anfíbol de C4, sus inclusiones y los olivinos y sus inclusiones (Análisis de la reabsorción de anfíbol, Anexo 2), y se obtiene que las inclusiones vítreas en olivino obtendrían su composición a partir de una mezcla entre un fundido similar al que formó las inclusiones en el anfíbol con un fundido con la composición del mismo anfíbol.

Esto se traduciría en que las inclusiones vítreas de los olivinos presentarían una concentración de elementos asociada a la del anfíbol, en especial, y más notoriamente, un aumento en la cantidad de calcio y una baja en la concentración de sílice, pero también significaría un aumento en las concentraciones de Na, Fe, Ti y Mg y una pérdida de Al. Todos estos procesos son apreciables dentro de los diagramas Harker (figura 45), excepto por el caso del magnesio, el que habría sido absorbido del fundido para la formación del olivino forsterítico.

Por último, la tendencia inferior del diagrama bivalente de número de magnesio y sílice (figura 46) indicaría este proceso de reabsorción.

Un modelamiento preliminar utilizando el software rhyolite-MELTS (Gualda y Ghiorso, 2012; Ghiorso y Gualda, 2015) indicaría que las inclusiones en el anfíbol de C4 corresponderían el magma que efectivamente da origen al resto de la mineralogía del volcán Calbuco.

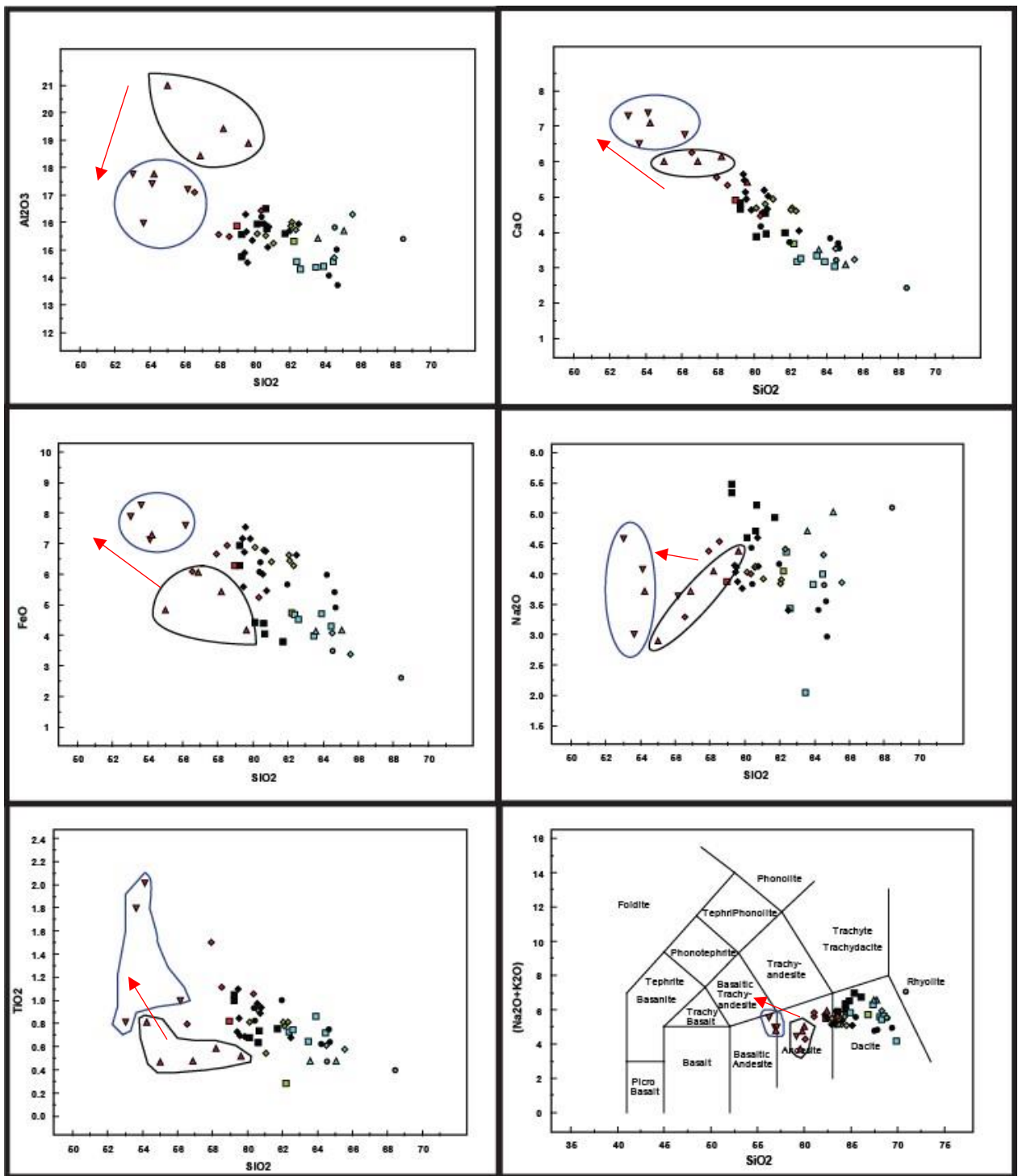


Figura 45: Diagramas Harker y TAS. Encerradas en negro las mediciones en inclusiones vítreas del anfíbol en C4, y en azul la de los olivinos en la aglomeración cristalina. La flecha roja indica el cambio aparente de la composición desde la cristalización del anfíbol a la cristalización de olivino.

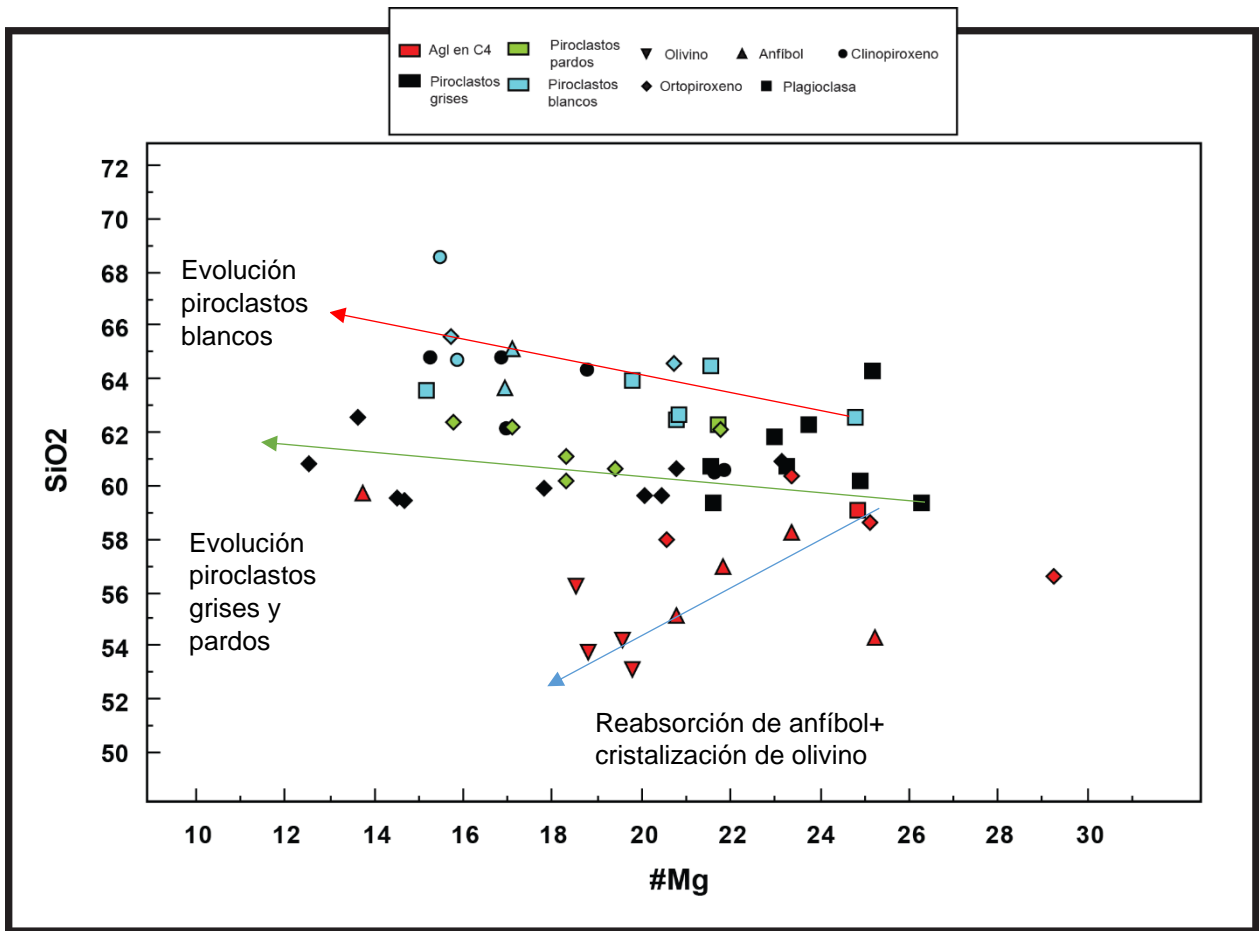


Figura 46: Diagrama bivalente de #Mg, con 3 tendencias de evolución interpretadas. En color azul se muestra la tendencia a partir de las condiciones originales del magma (inclusiones de anfíbol en C4 o plagioclasas de la derecha) hacia las inclusiones de olivino. Con color verde y rojo se muestran las tendencias de cristalización fraccionada que tendría cada tipo de piroclasto.

5.2 Condiciones de cristalización

Tomando en cuenta la termobarometría y los resultados de agua y dióxido de carbono, es posible determinar que la mayoría de los cristales tienen temperaturas y presiones de cristalización muy similares.

La temperatura de cristalización de piroxenos, plagioclasas y anfíbol en piroclastos blancos se encontraría entre los 900 a 950°C, dando los resultados más bajos en algunos anfíboles y los más altos en algunos clinopiroxenos. Los únicos minerales que difieren de esta temperatura corresponderían al anfíbol de C4 y un par de plagioclasas de su aglomeración, que tendrían temperaturas de cristalización entre 960 y 1060°C.

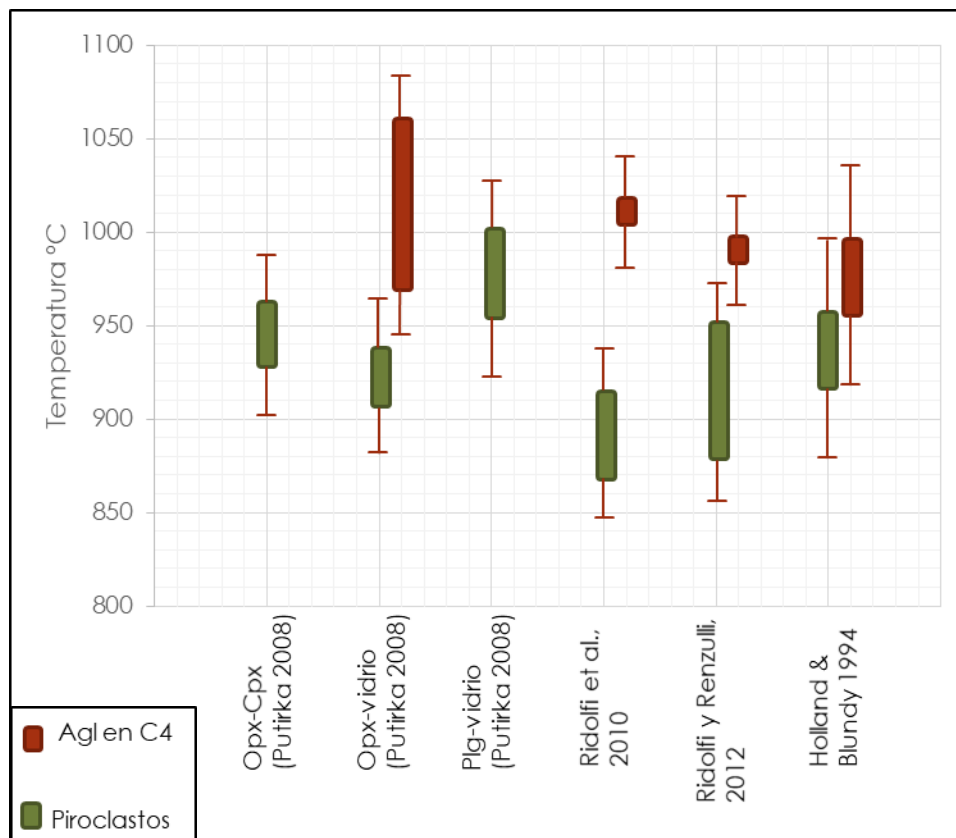


Figura 47: Gráfico con los resultados de la termometría en los diferentes productos estudiados.

Las presiones determinadas coinciden muy bien entre ortopiroxeno, anfíbol en piroclastos blancos y las proporciones de agua y dióxido de carbono, otorgando valores entre 2 y 3 kbar, es decir entre 7 y 10 km de profundidad, mientras que el barómetro de dos piroxenos sugiere presiones de cristalización entre 3.5 y 5 kbar (11-18 km), y que el anfíbol en C4 sugiere presiones alrededor de 7 kbar (21-25 km).

Las diferencias de presión entre estos minerales pueden deberse a dos principales motivos, los errores asociados a los barómetros, especialmente al de Putirka 2008 para dos piroxenos, con una posible dispersión de hasta más de 1 kbar, y a procesos asociados a la cristalización de los mismos minerales, lo que se discutirá más adelante.

Las condiciones de agua de los higrómetros utilizados sugieren un fundido con alrededor de 6% de H₂O, que coincide con las mediciones en inclusiones vítreas de anfíboles y plagioclasas en piroclastos, pero un 8% de H₂O para el anfíbol de C4, sugiriendo que el magma que da origen al actual tenía una mayor cantidad de agua.

Las condiciones de fugacidad de oxígeno corresponden con niveles levemente más altos que el buffer NNO para una temperatura entre 900 y 950°C a presiones entre 2 y 3 kbar.

Se puede establecer entonces, que la cristalización de la mayoría de las fases ocurre en una zona a presiones entre 2 y 3 kbar, es decir, entre 7 y 10 km de profundidad. Esto coincide con los registros sismográficos de la erupción, los que indican profundidades de 7 km para el enjambre inicial de sismos volcano-tectónicos que precede

a la erupción (Sernageomin 2015a), y a las observaciones de Delgado et al. (2017) mediante InSAR.

Probablemente se trate de una cámara magmática que mantiene temperaturas de entre 900 y 950°C, con un magma saturado en H₂O casi en un 6%, que presenta una cristalización fraccionada que genera sus diferentes productos.

5.3 Evolución del magma

5.3.1 Cristalización y diferenciación

El magma en la cámara magmática tiene condiciones físicas y un origen que ya se han definido en las secciones anteriores, y, gracias a esto, se pueden ya identificar los principales procesos que ocurrirían dentro de esta.

El primer proceso correspondería al ya mencionado anteriormente donde el magma que llega a la cámara reabsorbe los anfíboles que trae desde zonas más profundas y forma los primeros minerales, principalmente olivino, pero también plagioclasa.

Aparte de este proceso, se puede observar un proceso de cristalización fraccionada para los tres tipos de piroclastos, a partir de la figura 46 y en relación con los diagramas Harker y TAS del capítulo de resultados, el que sería simultáneo entre los tres, pero a partir de una distinta composición en el caso de los piroclastos blancos.

El primer mineral en fraccionar dentro del magma correspondería a plagioclasa, con composición bitownítica. Esto se evidencia en las inclusiones en plagioclasa, las cuales muestran composiciones que se concentran al principio de la secuencia de su respectivo piroclasto.

Este mineral cristalizaría durante toda la permanencia del magma en la cámara con cambios composicionales que ocurren solo cuando se asocia a la cristalización de anfíbol en piroclastos blancos (pérdida de Ca en el sistema) y al final de su cristalización, donde se encuentra el borde con zonación normal en la mayoría de las plagioclasas, cuya causa no se determina certeramente en este trabajo, pero podría deberse a cambios composicionales debido a la cristalización de clinopiroxeno, cambios en las condiciones físicas de la cámara previo a la erupción o incluso a una cristalización acelerada durante la erupción.

Esto también se comprueba con las inclusiones vítreas en este mineral cuyas composiciones ocupan casi toda la secuencia observable de cristalización para cada piroclasto.

El siguiente mineral en cristalizar correspondería al ortopiroxeno, con dos orígenes distintos. El primero corresponde al desequilibrio de olivinos en contacto con el fundido, generando piroxenos anhedrales presentes en cúmulos cristalinos o bordes de reacción

de olivinos, generalmente con la presencia de óxidos de hierro vermiculares en su interior. Este proceso es descrito por Ambler y Ashley (1977), donde se determina que la presencia de óxidos vermiculares dentro de ortopiroxenos en coronas de reacción de olivino, es producto del desequilibrio de este último en contacto con fundido. Este proceso puede llegar incluso al punto donde no quede olivino y solo esté presente el piroxeno con óxidos de hierro, similar a lo que se ve en la figura 81, Anexo 1.

El otro proceso correspondería a un fraccionamiento normal por nucleación homogénea o heterogénea. Esto explica la mayoría de los fenocristales de ortopiroxeno, cuyo crecimiento también se prolonga hasta momentos similares a los de la plagioclasa, lo que es evidenciado por la dispersión de las mediciones en inclusiones vítreas de ortopiroxeno, cuyo rango abarca desde sectores que comparte con plagioclasa hasta finales de la secuencia de cada piroclasto. También explica la alta presencia de pequeños cristales de plagioclasa atrapados dentro de piroxenos, ya que su cristalización es simultánea en varias etapas.

La cristalización de anfíbol en piroclastos blancos probablemente ocurre desde momentos similares a la cristalización de plagioclasa, hasta momentos donde comparte espacios con plagioclasas y ortopiroxenos. La lamentable falta de inclusiones en estos minerales es algo que impide corroborar esto, pero las dos inclusiones presentes en el borde externo de un anfíbol muestran que el final de la cristalización de este mineral coincide con la etapa de cristalización de plagioclasa y ortopiroxeno en estos mismos piroclastos.

La cristalización de titanomagnetita es simultánea a la cristalización de piroxenos y anfíbol, de acuerdo con su disposición petrográfica, y podría ser gatillada debido a esto mismo, es decir, que la cristalización de piroxeno y/o anfíbol podría provocar cambios locales en las condiciones químicas o físicas del magma, lo que permitiría el fraccionamiento de este mineral. Otra alternativa es que podría ocurrir la cristalización durante varios eventos discontinuos a lo largo de toda la cristalización de la cámara, pero su ausencia dentro de la aglomeración cristalina de C4 indicaría un fraccionamiento posterior al de algunas plagioclasas.

El último mineral en cristalizar correspondería al clinopiroxeno, indicado por la composición de sus inclusiones vítreas, que corresponden a las más evolucionadas de cada grupo de piroclasto, incluyendo a la más evolucionada de todas las analizadas.

5.3.2 Piroclastos blancos vs piroclastos grises y pardos

La diferencia entre piroclastos grises, pardos y blancos presenta un problema que no solo puede ser explicado por procesos que ocurren durante la erupción como se ha sugerido antes en Castruccio et al. (2016). Si bien la composición de piroclastos grises y pardos es idéntica, ya sea en roca total (Castruccio et al. 2016) o en inclusiones vítreas, la composición de los piroclastos blancos es diferente en roca total y sus inclusiones vítreas están bastante más evolucionadas que en los otros dos.

Las principales diferencias entre los piroclastos grises y pardos son su vesicularidad y la presencia de microlitos. Estas dos se pueden explicar a partir de una diferencia de gradiente de temperatura, desgasificación y fragmentación que ocurre durante su ascenso en la erupción, por lo que la diferencia entre estos piroclastos no ocurriría en la cámara, sino en la erupción. En cambio, los piroclastos blancos tienen una diferencia de vesicularidad más amplia que estos dos y también presentan microlitos en la masa fundamental. Los procesos de ascenso y erupción no bastan para explicar las diferencias composicionales entre estos.

El hecho de que los piroclastos blancos solo se encuentren en la fase final de la erupción impide identificarlos como una simple heterogeneidad de la cámara al diferenciarse en los bordes más fríos de la cámara magmática, ya que en este caso se encontrarían en más sectores de la erupción y sus cristales presentarían una clara diferencia en la termometría.

La distribución de sus inclusiones vítreas y el hecho de que tengan un contenido cristalino prácticamente igual a los otros piroclastos, a excepción de la presencia de anfíbol, implica que la cristalización ocurre en la misma temporalidad, por lo que no es posible que se hayan creado a partir de la diferenciación de estos productos como sugieren los resultados de las mediciones.

La presencia de anfíbol en estos tampoco es suficiente para diferenciar un magma desde las condiciones iniciales de los piroclastos grises y pardos, hasta las condiciones iniciales de los blancos. Asumiendo una cristalización de un 15% de anfíbol con 43% de sílice en su composición, de un magma con las condiciones iniciales de 57% de sílice, solo explica alrededor de un 50% de la diferenciación total necesaria de la composición del fundido.

5.3.3 Elementos trazas ligeros

La concentración de Li en inclusiones de piroclastos pardos y grises es constante, alrededor de unos 20 ppm, la cual es una concentración relativamente alta de este elemento para el tipo de magma que es. En los piroclastos blancos esta concentración se encuentra entre 30 y 50 ppm, más del doble de los otros piroclastos.

En lavas de andesita basáltica, andesita y dacita de otros volcanes de arco como los de la península de Kamchatka, los valores de Li rondan entre los 10 ppm (Ishikawa et al., 2011) o en volcanes como el Mt Shasta en las Cascadias del sur, las concentraciones rondan los 7 ppm, con algunas excepciones llegando a 35 ppm (Magna et al., 2006).

Con la concentración de B ocurre algo similar, teniendo concentraciones entre 25 y 40 ppm para piroclastos pardos y grises, mientras que para los piroclastos blancos la concentración es entre 35 y 55 ppm. Estas concentraciones son relativamente altas comparando con otros volcanes de arco como en la Kamchatka, cuyos valores oscilan entre 10 y 25 ppm (Ishikawa et al., 2011).

El magma de la erupción del volcán Calbuco, considerando todos los tipos de piroclasto, tiene un aporte de Li y B que no coincide con lo típico de magmas de arco volcánico, especialmente en piroclastos blancos.

También es notable la relación que existe entre estos elementos, la que se presenta de forma prácticamente lineal (figura 40, capítulo de resultados), sugiriendo que existe un proceso capaz de enriquecer al magma en estos dos elementos.

A su vez, este enriquecimiento estaría ocurriendo en mayor medida en piroclastos blancos que en los otros, lo que indica que este proceso también podría ser el causante de las diferencias composicionales de los tipos de piroclastos.

5.3.4 Condiciones de H₂O y CO₂

Tomando en cuenta los resultados para los valores de H₂O y CO₂ para las inclusiones vítreas, y los resultados del higrómetro de Ridolfi et al. (2010), se tiene que el magma tendría una cantidad de agua entre 4% y 6% y valores de dióxido de carbono entre 400 y 10 ppm.

En función de esto se puede aplicar el modelo de Newman y Lowerstern (2002), para la determinación de isóbaras y tendencias de desgasificación de estos dos compuestos.

Los resultados (figura 48), indican una serie de valores entre los 1.8 y 2.6 kbar, muy similar a los valores arrojados por la barometría de minerales de este trabajo y la determinada en el trabajo de Castruccio et al. 2016.

Aparte de este modelo, también se considera el diagrama Harker para el H₂O (figura 36), donde no se observa ninguna tendencia apreciable en función de la sílice.

De acuerdo a la dispersión de los datos, en el caso de existir alguna tendencia de desgasificación debido a la cristalización del magma o a algún otro proceso, la que mejor se ajusta es una curva de desgasificación en sistema cerrado con 0% de vapor en el sistema, a partir de 5% de H₂O y 400 ppm de CO₂.

Los dos grupos de datos que se dispersan de la curva, asumiendo que no hay errores considerables en la medición, podrían corresponder a procesos de difusión de agua en la inclusión hacia el mineral hospedante, debido a la erupción o a algún calentamiento, desplazando las mediciones hacia la izquierda del gráfico, o a un aumento de la concentración de agua debido a la cristalización de la fase hospedante previa o posterior al atrapamiento.

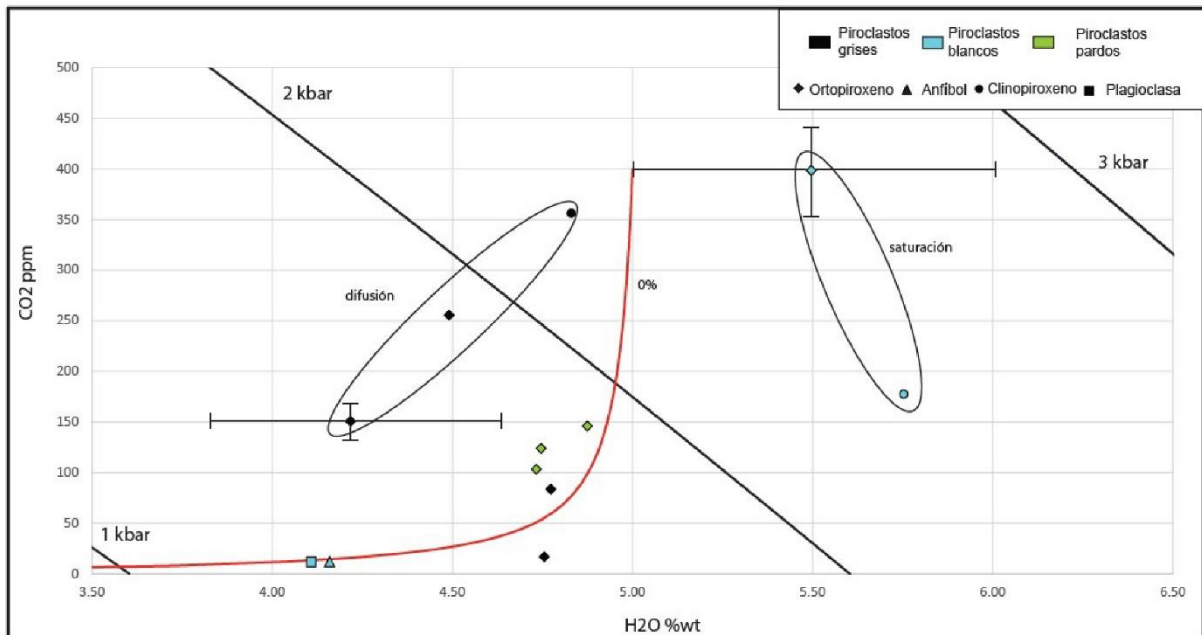


Figura 48: Mediciones de H₂O y CO₂ en conjunto con isobaras y curvas de desgasificación hechas a partir del modelo VolatileCalc de Newman y Lowerstern (2002), para un magma a 950°C. La curva de color rojo indicaría una desgasificación de sistema cerrado con 0% de vapor en el sistema.

Considerando que no hay variaciones de H₂O ni de CO₂ en función de la evolución del magma es muy posible que esta tendencia sea solo el producto de la migración de estos elementos hacia las burbujas presentes en las inclusiones. Especialmente en el caso del CO₂, donde estudios previos han determinado que cantidades superiores al 60% del total en la inclusión pueden fraccionar hacia la burbuja (Esposito et al. 2011). Este último proceso se puede observar en las mediciones de CO₂ mediante Raman para las burbujas de algunas inclusiones y en una de las cuales se puede apreciar incluso la presencia de carbonatos sólidos.

Los altos niveles de agua presentes en el magma pueden tener varios orígenes, pero, teniendo en cuenta que el higrómetro de Ridolfi (2010) sugiere que el anfíbol de C4 se formó en condiciones de agua de 8% en profundidad, lo más posible es que el magma ya venga saturado desde la corteza profunda, lo que imposibilita un análisis más detallado al tener una sola muestra de esa etapa.

Otras posibles fuentes de aporte son el desequilibrio de la fase de anfíbol al llegar a la cámara e interacciones con la roca en las paredes de la cámara.

5.3.5 Halógenos

Considerando los resultados de Cl y F en inclusiones vítreas y en anfíboles, se obtiene que se trata de un magma con altos contenidos de halógenos, especialmente en el caso del Cl.

Se pueden comparar los resultados de este magma con la recopilación de magmas félsicos de Wallace et al. (2005) y los resultados de trabajos en el volcán Augustine (Roman et al., 2006; Tappen et al., 2009; Webster et al., 2010), donde se observa que este magma coincidiría en gran medida con los valores del volcán Augustine en Alaska, donde ambos superan en gran medida los contenidos de Cl de la mayoría de los magmas félsicos estudiados.

Esta no es la primera semejanza que el volcán Calbuco presenta con el volcán Augustine, sino que también estos dos volcanes comparten una mineralogía muy similar, a pesar de que este último es de composición dacítica y con inclusiones vítreas dacíticas a riolíticas (Webster et al., 2010), entre otras cosas.

Pareciera ser que el volcán Augustine corresponde al único volcán encontrado en la literatura que comparte gran parte de sus características con el volcán Calbuco y que esto se debería a que existen procesos comunes en ambos, que no son típicos para la mayoría de los volcanes de arco.

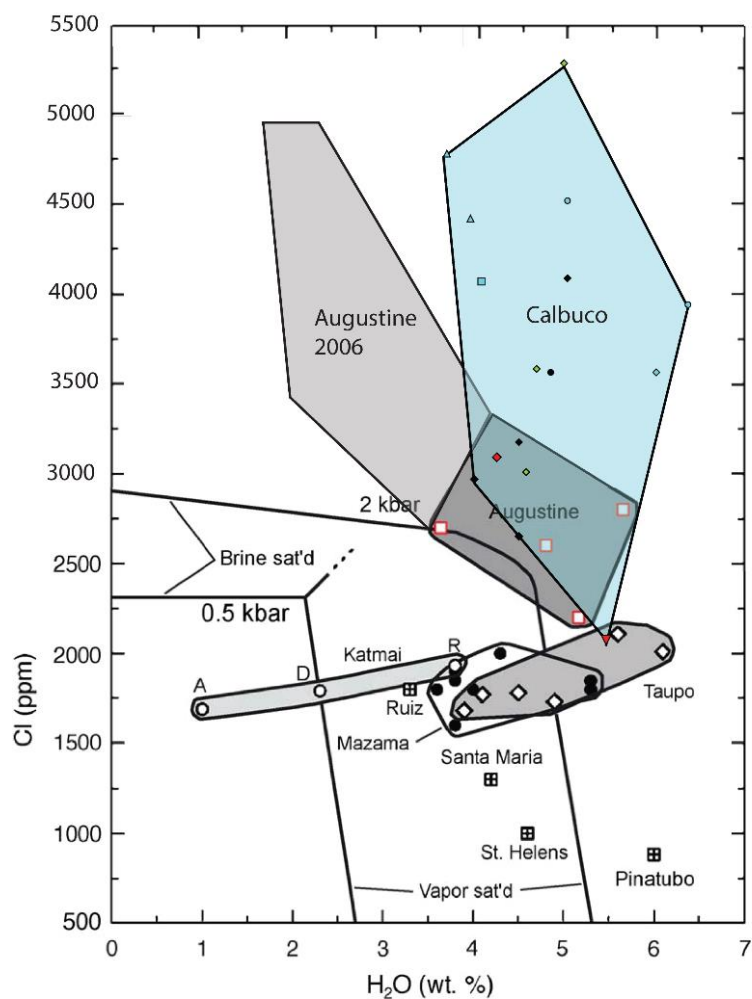


Figura 49: Compilación de valores de Cl vs H₂O de Wallace et al. (2005) para erupciones félsicas, con los valores agregados de la erupción de este trabajo, y un aproximado de los valores para la erupción del volcán Augustine del año 2006 (Webster et al., 2010). Las dos líneas negras marcan los márgenes de saturación para salmuera y vapor en condiciones de 0.5 kbar y 2 kbar para magmas basálticos y andesíticos, según el modelo de Webster et al. (1999).

Comparar las concentraciones de Cl y H₂O de estos volcanes nos muestra que existen diferencias en la forma que se concentra este elemento. Principalmente, para el volcán Augustine, se tiene que el enriquecimiento de Cl en el magma félsico de su erupción del año 2006, se debe en gran parte a la movilización de fluidos salinos y/o carbonosos producto de una mezcla de magmas con diferentes concentraciones de volátiles (Webster et al., 2010), así otorgando los valores más altos de Cl para inclusiones vítreas con menores concentraciones de H₂O.

En el caso del volcán Calbuco, el enriquecimiento en Cl no puede ser asociado a un proceso semejante, ya que el magma no presenta una desgasificación y mantiene sus niveles de volátiles en forma casi constante durante su evolución, además de que no hay ninguna evidencia de mezcla de magmas.

Existen tres cosas que pueden ayudarnos a resolver la procedencia de este elemento:

- 1) Los anfíboles en piroclastos blancos presentan concentraciones de Cl aproximadamente 5 veces mayores a las del anfíbol de C4, lo que sugiere que este elemento no viene enriquecido en el magma que da origen a la erupción, sino que este enriquecimiento estaría ocurriendo dentro de la cámara magmática.
- 2) La similitud que presenta la distribución de Cl con la de Li y B (figura 50), y también la relación aparentemente lineal entre Cl y Li (Figura 51), que sugiere que el Cl se enriquecería a partir del mismo proceso que en el caso de los elementos trazas ligeros.
- 3) La presencia de cristales de plagioclasa con texturas de desequilibrio que se han interpretado como cristales heredados de las paredes de la cámara magmática (Anexo 1, Plagioclasas), situación que ocurre de forma similar para el volcán Augustine con la excepción que ocurriría dentro de diques en vez de una cámara, y que correspondería al proceso que le entregaría sus particulares características geoquímicas al magma (Tappen et al. 2009).

Estos puntos, y en especial el tercero, sugieren que la naturaleza de este elemento, al igual que con el fluor en cierta medida y los elementos traza ligeros, sería producto de una interacción del magma en la cámara magmática con la roca en las paredes de esta.

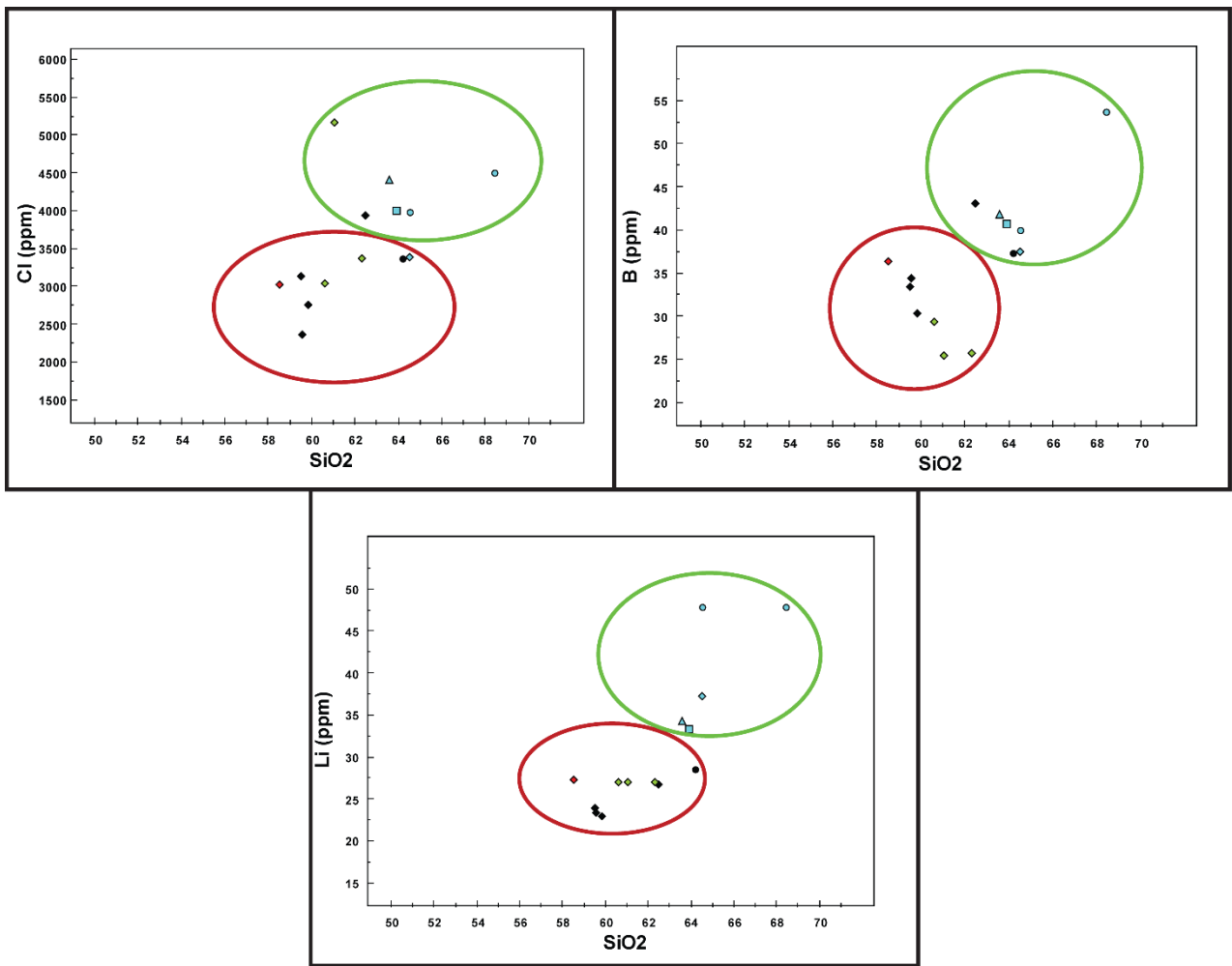


Figura 50: Diagramas Harker de Cl, Li y B con los diferentes grupos de muestras con distribución similar.

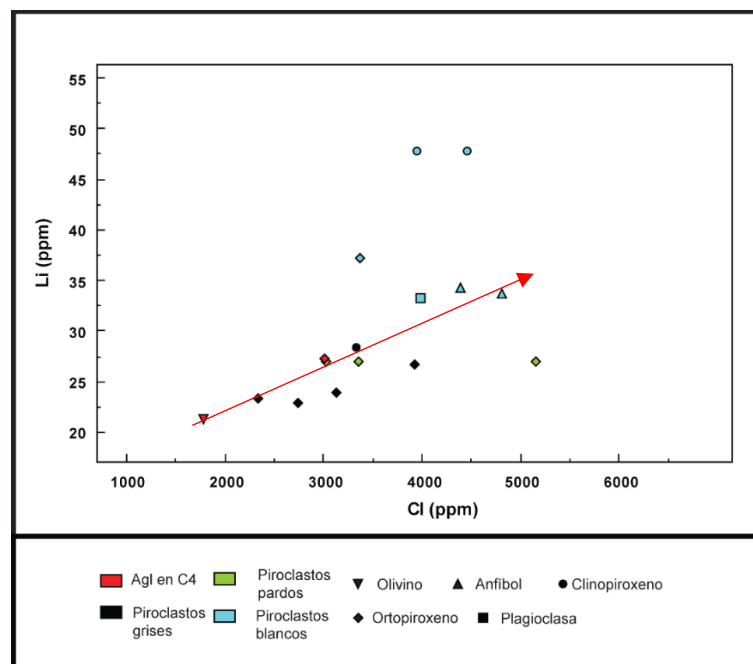


Figura 51: Relación entre Li y Cl, aparentemente lineal.

5.3.6 SO₂

Los contenidos de SO₂ de la erupción no fueron medidos en este trabajo, pero mediciones en la columna eruptiva a partir de imágenes satelitales y en inclusiones vítreas de piroclastos grises o pardos se pueden encontrar en el trabajo de Pardini et al. (2017, en revisión).

En este se interpretan valores anómalamente altos de SO₂ en la primera fase eruptiva, mientras que en la segunda no. Las mediciones en inclusiones vítreas registran valores de hasta 600 ppm, los que son bastante altos para un magma de estas características, si se compara, por ejemplo, con volcanes como el Augustine en Alaska.

La presencia de inclusiones de sulfuros magmáticos en el anfíbol de C4 sugiere que el magma se habría encontrado saturado en este compuesto en sectores profundos, antes de llegar a la cámara incluso con la presencia de fundidos sulfurados inmiscibles. Al ascender a la cámara actual, por procesos de *first boiling* y la volatilización de los fundidos sulfurados inmiscibles, una gran cantidad de este compuesto se debe haber acumulado en sectores superiores de la cámara en conjunto con otros volátiles.

El fundido en la cámara nueva, con menores concentraciones de SO₂ que en profundidad probablemente seguiría en condiciones de saturación, evidenciado por la presencia, aunque escasa, de inclusiones de sulfuros en cristales de plagioclasa y piroxeno, lo que implicaría nuevamente la presencia de sulfuros magmáticos inmiscibles, los que, al momento de la erupción o antes incluso, se deben haber volatilizado, aportando otra parte de los valores anómalos de este elemento en la primera fase eruptiva.

5.3.7 Contaminación cortical

Las diferencias composicionales de piroclastos blancos y los altos valores de elementos como el Li, B y Cl pueden ser explicadas por un proceso de interacción con las paredes de la cámara magmática tal como fue mencionado en la sección de halógenos.

La naturaleza de esta interacción puede explicarse comparando los contenidos de estos elementos, con los de los tipos de roca posibles para la interacción en la cámara magmática, es decir con el basamento plutónico y metamórfico.

Se obtiene de esta forma, una coincidencia muy grande a partir de los contenidos de Li con rocas de naturaleza metapelítica en facies anfíbolita llamadas kinzigitas, cuyas concentraciones de Li tienden a ser mayores a 40 ppm, superando incluso los 100 ppm, concentración asociada a la presencia de filosilicatos magnesianos como la biotita (Lin

Qiu et al, 2011 y referencias incluidas). Esto coincidiría con la presencia de metapelitas ricas en cuarzo y biotita descritas en el basamento del volcán (Selles y Moreno, 2011).

La fusión parcial de estas rocas, asociada a la deshidratación debido a un metamorfismo prógrado hacia la facies granulita, originado por el calentamiento debido a la presencia del magma, es un proceso que extraería el Li de la roca, debido a la tendencia incompatible de este elemento producto de un coeficiente de partición fluido-roca negativo en función de la temperatura (Seyfried et al, 1998). Esto dejaría el remanente granulítico empobrecido en Li (Lin Qiu et al, 2011 y referencias incluidas) y enriquecería al magma en este elemento.

Si bien no se encontró literatura que contuviera composiciones de B y Cl para este tipo de roca o similares, su naturaleza pelítica sugiere que podría tener valores altos de ambos elementos.

Este proceso de fusión parcial ya ha sido propuesto previamente por Hickey-Vargas et al. (1995), a partir de los xenolitos granulíticos presentes en las muestras volcánicas anteriores del volcán Calbuco, y la naturaleza metapelítica de la contaminación cortical del magma discutida en Lopez-Escobar et al. (1995).

Esto implica que la diferencia entre los piroclastos blancos y los demás se debería al mayor grado de interacción con este proceso de fusión parcial que presentarían los primeros. Esto no ocurriría en forma generalizada a lo largo de las paredes de la cámara, sino, más bien, en pocos sectores donde se encuentra esta roca, lo que explicaría la presencia de piroclastos blancos solo en el último nivel del depósito de caída.

5.4 Proceso generador de la erupción

La erupción del volcán Calbuco del año 2015 ha tenido muchas incógnitas para poder determinar su mecanismo gatillante, y se ha asumido desde el principio que el “*second boiling*” sería la causa más probable para esto, o también, que una pequeña inyección de magma en la base de la cámara combinada con el *second boiling* serían el mecanismo eruptivo (Castruccio et al., 2016).

Para este trabajo se exploran tres posibilidades de erupción, el *second boiling*, la inyección magmática y uno nuevo que consistiría en una desestabilización de la cámara magmática producto de la fusión parcial de uno de sus sectores. El análisis comprende principalmente la evolución de volátiles del magma, la cristalización fraccionada y los procesos ígneos ya reconocidos anteriormente.

5.7.1 Second boiling

El contenido cristalino del magma es relativamente alto comparando con otros volcanes de la ZVS (e.g. Lopez-Escobar et al., 1993), al igual que su concentración de volátiles, y una sobrepresión generada por el aumento de la exsolución de volátiles debido a la cristalización del magma, es una opción viable para gatillar la erupción, siempre y cuando cumpla con un serie de condiciones, las que se analizan a continuación.

A esto hay que sumarle la presencia de volátiles en sectores superiores de la cámara magmática debido al *first boiling* debido al ascenso del primer magma, en especial de CO₂, H₂O y SO₂.

Para que ocurra el *second boiling*, es necesario que el magma mientras se diferencia y/o enfría sea capaz de sobresaturarse y exsolver los volátiles presentes (Blake 1984, Stix et al., 1997).

En el caso del magma del Calbuco, la saturación estaría ocurriendo alrededor del 6% de agua, según el modelo de Newman y Lowerstern (2002), a presiones cercanas de 2 kbar con temperatura de 950°C, y, como se muestra en la termobarometría, estas condiciones no variarían mucho conforme va cristalizando, es decir, que el nivel de saturación del magma se mantendría constante cerca del 6% de agua.

Teniendo composiciones entre 4% y 6% de agua en las inclusiones vítreas en todos los minerales presentes, la que no varía en función de la evolución del fundido, es posible asumir que el fundido se encuentra siempre en condiciones de saturación o muy cerca de estarlo.

Por esto, a pesar de que el magma no se enfríe considerablemente en el periodo de cristalización, al ir fraccionando minerales anhidros el líquido remanente quedará con

una concentración de agua mayor a la de 6% y deberá liberarse la concentración que se exceda para volver a las condiciones de saturación del fundido.

Esto confirma la existencia del proceso de *second boiling* en la cámara magmática, pero no confirma que la sobresaturación que ocurre debido a este proceso sea suficiente para provocar una erupción (alrededor de 15 MPa de acuerdo a Blake 1984).

Para poder definir el nivel de sobresaturación generado se requiere conocer una serie de características del magma que solo pueden determinarse en forma experimental o aproximarse en función de otros experimentos en condiciones similares. También es necesario asumir una serie de supuestos reológicos de la roca caja de la cámara y el magma, de la forma de la cámara y de la cristalización, de acuerdo al modelo de Blake (1984).

Si bien es posible llevarse a cabo dicho análisis, debido a la heterogeneidad que presentan los productos de la erupción y la dificultad que implica conocer y asumir estas condiciones previamente señaladas, es muy difícil aplicar el modelo para aproximar la sobresaturación de volátiles presente en la cámara previo a la erupción y no se realiza en este trabajo.

Existe un problema bastante importante en esta erupción respecto a esta hipótesis como mecanismo eruptivo, y es que no existe deformación previa que haya sido detectada mediante el inclinómetro del volcán o por satélite. La sobrepresión generada por la exsolución de volátiles implica que habría una deformación superficial asociada a este proceso (Blake, 1984) y el hecho de que no se observe puede ser explicado de varias formas, dependiendo de la complejidad del sistema, pero, principalmente serían que las técnicas de detección no fueron suficientes para poder detectar esta ocurrencia, que la roca se reacomode en función de las nuevas condiciones o que el proceso no fue suficiente para poder generar la presión necesaria para deformar la roca.

5.7.2 Inyección magmática

La hipótesis de una inyección de magma tampoco tiene evidencia de acuerdo con la interpretación que se da en este trabajo de la evolución del magma y también presenta una serie de problemas. Asumiendo un modelo sencillo para la relación entre la cámara y la superficie, una inyección magmática debiera haber sido registrada no solo por sísmica que lo confirme, sino también, por deformación en la zona registrada en el inclinómetro o por satélite y por cambios en la química o condiciones físicas del magma.

La falta de deformación apreciable, en este caso, es posible justificarla a través de los complejos procesos que ocurren entre los distintos sectores de acumulación magmática y su camino hacia la superficie durante un proceso eruptivo, tal como lo define Scandone et al (2007), el que también menciona que los efectos de deformación rara vez son apreciados en las erupciones conocidas.

La ausencia de cambios significantes en la química y de evidencia física en los piroclastos sugiere que no existe un proceso significativo de mezcla de magma. Por lo tanto, si existe una inyección magmática esta debió ocurrir en la base de la cámara y no se habría mezclado con los productos que fueron expulsados durante la erupción.

Esto último también implicaría un cambio en las condiciones físicas del magma, especialmente de temperatura, al generalmente llegar a mayores temperaturas a las cámaras magmáticas. El problema de esto es que solo se registra evidencias de calentamiento de magma en tiempos muy cortos previos a la erupción, algunas horas antes, según Morgado et al. (2018), donde se compararon perfiles de núcleo a borde en cristales de titanomagnetita-ilmenita, o la presencia de burbujas en proceso de escape hacia el mineral hospedante en algunas inclusiones vítreas, proceso que ocurre cuando ésta se somete a un gradiente térmico (Schiano et al. 2006), y que solo se encontraría en etapas iniciales en este caso, por lo que el calentamiento debió haber ocurrido un tiempo corto previo a la erupción.

Este calentamiento posiblemente se deba a la dinámica pre-eruptiva en vez de a un proceso de inyección, por lo que no existen registros térmicos ni químicos de una inyección que haya ocurrido meses o años antes, como ocurre tradicionalmente, y como sugiere Castruccio et al. (2016), lo que no significa que no haya ocurrido.

Si existe una inyección meses o años antes de la erupción, ésta tuvo que haber tenido características muy similares a las del magma de la cámara para que éste no quede registrado como evidencia química o física, y por lo mismo tuvo que haber sido de pequeña magnitud.

Considerando las condiciones en las que el magma de la erupción llegó a la cámara magmática vistas en el anfíbol de C4, es posible que llegue desde zonas de acumulación en la corteza inferior con una composición muy similar y a temperaturas no mucho más altas (alrededor de 1000°C), por lo que efectivamente es posible que ocurran inyecciones con las características anteriormente mencionadas.

Por último, en caso de que exista una inyección de características similares al magma de la cámara, de pequeña magnitud y que no se mezcle con el resto del magma, por las mismas razones es muy posible que ésta no haya jugado un rol muy significativo dentro de lo que es el proceso de erupción en 2015, con la excepción de que semejante inyección hubiera ocurrido y generado la erupción instantáneamente.

5.7.3 Desestabilización de la cámara

A partir de lo analizado en este estudio, puede surgir una nueva hipótesis para el gatillo de la erupción, una desestabilización de una pared de la cámara magmática debido a la fusión parcial de un sector de ésta.

Esta hipótesis nace a partir del posible origen de los piroclastos blancos y su distribución en la erupción, además de las características químicas anómalas de este magma ya descritas anteriormente.

La fusión parcial de rocas metamórficas, especialmente en el caso de la deshidratación de anfibolitas, generaría una cantidad importante de fundido dentro de la misma roca caja, previo a su movilización y mezcla con el magma de la cámara. Este magma intersticial formaría zonas de debilidad interna donde la roca terminaría fracturándose, situación que con el tiempo podría generar una desestabilización del sector de la cámara donde esto ocurre.

Como la cantidad de piroclastos blancos es pequeña y solo aparece en la última etapa de la segunda fase eruptiva, es probable que provengan de un pequeño sector intermedio o profundo de las paredes de la cámara magmática, lo que provocaría que este mecanismo actúe en forma asimétrica por sobre la cámara, posiblemente generando una repartición dispereja de la presión y las fuerzas que mantienen a la cámara en estabilidad.

A esto podría sumarse el efecto que podría tener la presencia de volátiles exseltos dentro de la cámara, ya sea por efecto del *first boiling* o *second boiling*, o por el aporte de volátiles presentes en la fusión parcial de la pared de la cámara, y también la desestabilización que podría producir una inyección magmática.

Una erupción generada por un proceso de este estilo soluciona en parte algunos de los problemas que tienen los otros dos mecanismos eruptivos por si solos. En primer lugar, explicaría la falta de deformación superficial, ya que un proceso así no implicaría cambios notables en la presión total del sistema, solo diferencias internas, lo que sería incluso más notorio si ocurre en conjunto con la sobresaturación de volátiles o una inyección.

En segundo lugar, las señales sísmicas previas a la erupción solo indican un aumento de eventos VT unos 3 meses previos a la erupción, pero en cantidades muy bajas para significar la desestabilización de un sector importante de la cámara, por lo que estos podrían indicar el rompimiento de roca de un pequeño sector de la cámara magmática. El enjambre sísmico que comenzó algunas horas antes de la erupción se trataría del rompimiento final del sector y el comienzo del ascenso magmático a superficie, donde los sismos LP no se formarían hasta que el primer paquete de magma en ascenso llegara a la sobresaturación necesaria para generar nucleación homogénea (cerca de 150 MPa de sobresaturación; Mangan and Sisson, 2000), explicando en gran medida la imposibilidad de predecir una erupción hasta este momento.

En tercer lugar, este mecanismo no necesita de cambios químicos ni físicos en el magma además de la identificación del mayor grado de contaminación cortical en piroclastos blancos, a diferencia de los otros dos mecanismos. Lo que se observa en este trabajo es una evolución y diferenciación magmática en función de la cristalización y nivel de contaminación cortical, sin un cambio significativo en el contenido de volátiles o su

nivel de saturación, posiblemente debido a que no hay cambios considerables en las condiciones físicas de este durante la cristalización.

Por último, un evento de esta naturaleza implicaría la presencia de una gran cantidad de xenolitos presentes dentro de la cámara magmática, ya sean producto de la fusión parcial como del rompimiento de la cámara. Esto es un problema, ya que los productos de la erupción al ser 100% piroclásticos, dificultan la posibilidad de diferenciar un xenolito de la cámara magmática de los líticos generados durante la erupción.

Este estudio no comprende el estudio de líticos o xenolitos presentes en la erupción, pero vale destacar la presencia de grandes clastos cristalinos de color blanco dentro de un flujo piroclástico (Castruccio et al., 2016), y su presencia como líticos más pequeños dentro del depósito de caída.

Una vista preliminar en microscopio de un corte transparente de uno de estos productos muestra una naturaleza compleja de esta roca presentando algunos cristales de naturaleza ígnea con alguna semejanza a los fenocristales de la erupción, algunos sectores con vidrio y algunos cristales de clinopiroxeno y feldespatos con tamaños, formas y texturas que no se han observado dentro de otros productos de la erupción.

Este pequeño análisis no deja en claro a qué corresponde este producto, pero sí que existe similitud con los xenolitos de granulitas descritos en Hickey-Vargas et al. (2015) o que podría corresponder a un sector de *mush* cristalino.

6. CONCLUSIÓN

La erupción del año 2015 del volcán Calbuco fue un evento de muy rápida ocurrencia y con muy pocos indicadores previos a que esta ocurriera.

Mediante el estudio de inclusiones vítreas en los minerales presentes en los productos de la erupción, es posible determinar la evolución del magma que fue eruptado, lo que incluye los procesos asociados a cristalización, cambios en condiciones físicas y procesos de contaminación cortical.

El magma de esta erupción cristalizó en una cámara magmática a unos 7 km de profundidad a condiciones cercanas a 2 kbar y 950°C de temperatura, con una fugacidad de oxígeno entre buffers NNO y NNO+1, saturado en volátiles.

Este llegó a la cámara en forma de inyección magmática proveniente de una posible cámara en la corteza profunda o la interfaz corteza-manto, donde ya habría pasado por un proceso de fraccionamiento mineral, pudiendo identificarse el anfíbol tschermakitico como una fase principal, lo que sugiere que este magma ya vendría saturado en agua en su composición.

Posterior a su llegada a la cámara magmática, el magma cambia sus condiciones físicas de estabilidad y comienza a reajustarse. En este reajuste, la fase de anfíbol se reabsorbe, y, en lugares donde la mezcla de los fundidos del magma y esta reabsorción sea suficiente, se produce el fraccionamiento de olivino forsterítico. En el mismo momento comienza el fraccionamiento de plagioclasas, sin la necesidad de reabsorción.

El magma iría disminuyendo su temperatura hasta que cercano a los 950°C ocurre el fraccionamiento del resto de los minerales, al mismo tiempo que un proceso de asimilación cortical de basamento metapelítico en un sector de la cámara diferenciaría a un sector del fundido con una composición más silíceo que la mayoría del magma, el que a momentos de la erupción formaría los piroclastos blancos.

El magma presenta unas concentraciones de agua entre 4% y 6%, lo que indica condiciones de saturación o cercanas a esta, y no presentaría una variación de agua y dióxido de carbono, en función de la evolución de sílice.

No se encuentra evidencia de que el proceso de *second boiling* haya sido suficiente para provocar la erupción, pero continua siendo una posibilidad a partir de los altos contenidos de volátiles (H₂O, CO₂, Cl, F y SO₂) presentes en el fundido.

No existe evidencia de que exista una inyección magmática que gatille u ocurra previo a esta erupción, pero, con la evidencia existente en este trabajo, no es posible descartarla.

El rol de la fusión parcial del basamento podría jugar un rol importante dentro de lo que es la dinámica eruptiva, especialmente si esta en conjunto con alguno de los dos mecanismos anteriores.

BIBLIOGRAFÍA

Adriasola, A.C.; Thomson, S.N.; Brix, M.R.; Hervé, F.; Stöckhert, B. 2006. Postmagmatic cooling and late Cenozoic denudation of the North Patagonian Batholith in the Los Lagos region of Chile, 41°-42°15'S. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 95: 504-528.

Ambler, E. P., & Ashley, P. M. (1977). Vermicular orthopyroxene-magnetite symplectites from the Wateranga layered mafic intrusion, Queensland, Australia. *Lithos*, 10(3), 163-172.

Bertin D, Amigo A, Mella M, Astudillo V, Bertin L, Bucchi F (2015) Erupción del volcán Calbuco 2015: Estratigrafía eruptiva y volumen involucrado. XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, pp 132-135.

Blake, S. (1984). Volatile oversaturation during the evolution of silicic magma chambers as an eruption trigger. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B10), 8237-8244.

Bönninghausen, F. 1918. Der vulkan Calbuco in Südchile. *Zeitschrift für Vulkanologie* 7: 194.

Bucholz, C.E., Gaetani, G.A., Behn, M.D., Shimizu, N., 2013. Post-entrapment modification of volatiles and oxygen fugacity in olivine-hosted melt inclusions. *Earth Planet Science Letters* 374, 145–155.

Cannatelli, C., Doherty, A. L., Esposito, R., Lima, A., & De Vivo, B. (2016). Understanding a volcano through a droplet: A melt inclusion approach. *Journal of Geochemical Exploration*, 171, 4-19.

Castruccio, A., Clavero, J., Segura, A., Samaniego, P., Roche, O., Le Pennec, J. L., & Droguett, B. (2016). Eruptive parameters and dynamics of the April 2015 sub-Plinian eruptions of Calbuco volcano (southern Chile). *Bulletin of Volcanology*, 78(9), 62.

Cembrano, J., & Lara, L. (2009). The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics*, 471(1), 96-113.

Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In *The Geology of Chile*.

Clayton, J.D.; Clapperton, C.M.; Antinao, J.L. 1997. Las glaciaciones pleistocenas en la cuenca del lago Villarrica, Andes del Sur. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 8, Actas 1: 307-311. Antofagasta.

Delgado, F., Pritchard, M. E., Ebmeier, S., González, P., & Lara, L. (2017). Recent unrest (2002–2015) imaged by space geodesy at the highest risk Chilean volcanoes: Villarrica, Llaima, and Calbuco (Southern Andes). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

Espinoza, E. 1897. *Jeografía descriptiva de la República de Chile*. Imprenta Barcelona: 493 p. Santiago.

Esposito, R., Bodnar, R.J., Danyushevsky, L.V., De Vivo, B., Fedele, L., Hunter, J., Lima, A., Shimizu, N., 2011. Volatile evolution of magma associated with the Solchiaro eruption in the Phlegrean Volcanic District (Italy). *J. Petrol.* 52 (12), 2431–2460.

Farias, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres J. & Comte, D. (2008). Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33–35 S). *Tectonics*, 27(2008), pp. 767-788.

Frezzotti M.L., F. Tecce and A. Casagli (2012) Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis, *J Geochem Explor* 112, 1-20.

Gualda, G. A., & Ghiorso, M. S. (2015). MELTS_Excel: A Microsoft Excel-based MELTS interface for research and teaching of magma properties and evolution. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(1), 315-324.

Global Volcanism Program, 1996. Report on Calbuco (Chile). In: Wunderman, R (ed.), *Bulletin of the Global Volcanism Network*, 21:9. Smithsonian Institution.

Gualda, G. A., Ghiorso, M. S., Lemons, R. V., & Carley, T. L. (2012). Rhyolite-MELTS: a modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *Journal of Petrology*, 53(5), 875-890.

Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C., & Welch, M. D. (2012). Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97(11-12), 2031-2048.

Hervé, M. (1976). Estudio geológico de la falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe: Antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). In *Congreso Geológico Chileno*, Vol. 1.

Hervé, F., Araya, E., Fuenzalida, J. L., & Solano, A. (1979). Edades radiométricas y tectónica neógena en el sector costero de Chiloé continental, X Región. In *Congreso Geológico Chileno* (No. 2, pp. F1-F18).

Hickey-Vargas, R., Gerlach, D., & Frey, F. (1984). Geochemical variations in volcanic rocks from central-south Chile (33-42 S): implications for their petrogenesis. *Andean magmatism: chemical and isotopic constraints*. En *Andean Magmatism: Chemical and Isotopic Constraints*, Harmon RS, Barreiro B (eds); pp. 72–92.

Hickey-Vargas, R., Abdollahi, M. J., Parada, M. A., López-Escobar, L., & Frey, F. A. (1995). Crustal xenoliths from Calbuco Volcano, Andean Southern Volcanic Zone: implications for crustal composition and magma-crust interaction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(4), 331-344.

Hildreth, W., & Moorbath, S. (1988). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to mineralogy and petrology*, 98(4), 455-489.

Holland, T., & Blundy, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to mineralogy and petrology*, 116(4), 433-447.

Horst, T. S. (2007). Determining magmatic processes from analysis of phenocrysts and gabbroic xenoliths contained in Calbuco andesites. *FIU Electronic Theses and Dissertations*. 2007.

Ishikawa, T., Tera, F., & Nakazawa, T. (2001). Boron isotope and trace element systematics of the three volcanic zones in the Kamchatka arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(24), 4523-4537.

Juliet, C. 1872. Hidrografía e Historia Natural-Informe del ayudante de la Comisión exploradora del sur, don Carlos Juliet. Indicaciones dadas al ayudante por el señor Ignacio Domeyko. *Anales de la Universidad de Chile*, Imprenta Nacional: 357-389. Santiago

Kent, A.J.R., 2008. Melt inclusions in basaltic and related volcanic rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 69 (1), 273–331.

Kress, V. C., & Carmichael, I. S. (1991). The compressibility of silicate liquids containing Fe₂O₃ and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108(1), 82-92.

Lahsen, A.; Moreno, H.; Varela, J.; Munizaga, F.; López, L. 1985. Geología y riesgo volcánico del volcán Calbuco y centros eruptivos menores. Informe del Departamento de Geología y Geofísica de la Universidad de Chile para Endesa (Inédito), Proyecto Canutillar: 215 p.

Lange, D., Rietbrock, A., Haberland, C., Bataille, K., Dahm, T., Tilmann, F., & Flüh, E. R. (2007). Seismicity and geometry of the south Chilean subduction zone (41.5 S–43.5 S): Implications for controlling parameters. *Geophysical Research Letters*, 34(6).

Lavenue, 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(12), 1669-1691.

Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., ... & Linthout, K. (1997). Report. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical magazine*, 61(2), 295-321.

Lebas, M.J., Lemaitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986). A Chemical Classification of Volcanic-Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram. *Journal of Petrology* 27(3): 745-750.

Locock, A. J. (2014). An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers & Geosciences*, 62, 1-11.

Lopez-Escobar, L., Parada, M. A., Moreno, H., Frey, F. A., & Hickey-Vargas, R. L. (1992). A contribution to the petrogenesis of Osorno and Calbuco volcanoes, Southern Andes (41° 00'-41° 30'S): comparative study. *Andean Geology*, 19(2), 211-226.

Lopez-Escobar, L., Kilian, R., Kempton, P. D., & Tagiri, M. (1993). Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 41 30' and 46 00'S, Chile. *Andean Geology*, 20(1), 33-55.

López-Escobar, L.; Parada, M.A.; Hickey-Vargas, R.; Frey, F.A.; Kempton, P.D.; Moreno, H. 1995b. Calbuco Volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Chile (41°-42°S): contrasting origin of andesitic and basaltic magma in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119 (4): 345-361.

Lowenstern, J.B., 1994. Dissolved volatile concentrations in an ore-forming magma. *Geology* 22, 893–896.

Lowenstern, J. B. (1995). Applications of silicate-melt inclusions to the study of magmatic volatiles. *Magma, fluids, and ore deposits*, 23, 71-99.

Magna, T., Wiechert, U., Grove, T. L., & Halliday, A. N. (2006). Lithium isotope fractionation in the southern Cascadia subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 250(3), 428-443.

Mangan, M., & Sisson, T. (2000). Delayed, disequilibrium degassing in rhyolite magma: decompression experiments and implications for explosive volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 183(3), 441-455.

Métrich, N., Wallace, P.J., 2008. Volatile abundances in basaltic magmas and their degassing paths tracked by melt inclusions. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 69 (1), 363–402

Moreno, H.; Lara, L.; Orozco, G. 2010. Geología del volcán Osorno, Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 126: 31 p., 1 mapa escala 1:50000.

Morgado, E.; Morgan, D.; Harvey, J.; Parada, M.; Castruccio, A.; Brahm, R. 2018. What happens before a no-warning explosive eruption? The 2015 Calbuco Volcano eruption, Southern Chile. *Volcanic and Magmatic Studies Group Meeting, Leeds 3-5, enero 2018*. p67

Morimoto, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1), 55-76.

Munizaga, F., Hervé, F., & Drake, R. (1984). Geocronología K-Ar del extremo septentrional del Batólito Patagónico en la región de Los Lagos, Chile. In *Congreso Geológico Argentino (Vol. 3)*, p. 133-145.

Munizaga, F., Hervé, F., Drake, R., Pankhurst, R. J., Brook, M., & Snelling, N. (1988). Geochronology of the Lake Region of south-central Chile (39–42 S): preliminary results. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(3), 309-316.

Newman, S., & Lowenstern, J. B. (2002). VolatileCalc: a silicate melt–H₂O–CO₂ solution model written in Visual Basic for Excel. *Computers & Geosciences*, 28(5), 597-604.

Parada, M. A. (1990). Composición de fenocristales en lavas del volcán Calbuco y sus implicancias en la historia temprana de cristalización. *Actas XI Congr Geol Argentino*, 1, 101-104.

Pardini, F., Burton, M., Arzilli, F., La Spina, G., & Polacci, M. (2017). Satellite-derived SO₂ flux time-series and magmatic processes during the 2015 Calbuco eruptions. *Solid Earth Discussions*, 1-25.

Peccerillo, A., & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 58(1), 63-81.

Porter, S. C. (1981). Pleistocene glaciation in the southern Lake District of Chile. *Quaternary Research*, 16(3), 263-292.

Putirka, K. (1999). Clinopyroxene+ liquid equilibria to 100 kbar and 2450 K. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135(2), 151-163.

Putirka, K. D. (2005). Igneous thermometers and barometers based on plagioclase+ liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist*, 90(2-3), 336-346.

Putirka, K. D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 69(1), 61-120.

Qiu, L., Rudnick, R. L., McDonough, W. F., & Bea, F. (2011). The behavior of lithium in amphibolite-to granulite-facies rocks of the Ivrea–Verbano Zone, NW Italy. *Chemical Geology*, 289(1), 76-85.

Rhodes, J. M., Dungan, M. A., Blanchard, D. P., & Long, P. E. (1979). Magma mixing at mid-ocean ridges: evidence from basalts drilled near 22 N on the Mid-Atlantic Ridge. *Tectonophysics*, 55(1-2), 35-61.

Ridolfi, F., Renzulli, A., & Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(1), 45-66.

Ridolfi, F., & Renzulli, A. (2012). Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130° C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(5), 877-895.

Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. Reviews in Mineralogy vol. 12. Mineralogical Society of America, Washington D.C, 644 p.

Roman, D. C., Cashman, K. V., Gardner, C. A., Wallace, P. J., & Donovan, J. J. (2006). Storage and interaction of compositionally heterogeneous magmas from the 1986 eruption of Augustine Volcano, Alaska. *Bulletin of Volcanology*, 68(3), 240-254.

Romero, J. E., Morgavi, D., Arzilli, F., Daga, R., Caselli, A., Reckziegel, F., Díaz-Alvarado, J.; Polacci, M.; Burton, M., & Perugini, D. (2016). Eruption dynamics of the 22–23 April 2015 Calbuco Volcano (Southern Chile): Analyses of tephra fall deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 317, 15-29.

Scandone, R., Cashman, K. V., & Malone, S. D. (2007). Magma supply, magma ascent and the style of volcanic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 253(3), 513-529.

Schiano, P., Provost, A., Clocchiatti, R., & Faure, F. (2006). Transcrystalline melt migration and Earth's mantle. *Science*, 314(5801), 970-974.

Schiavi F., N. Bolfan-Casanova, A.C. Withers, E. Médard, M. Laumonier and D. Laporte, A new methodology for measuring water in silicate glasses by confocal Raman spectroscopy, submitted to *Chemical Geology*.

Sellés, D., & Moreno, H. (2011). Geología del volcán Calbuco, Región de los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 20(1).

Sernageomin (Servicio Nacional de Geología y Minería). 1998. Estudio geológico-económico de la Xa Región Norte, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-98-15 (Inédito), 6 vols, 27 mapas diferentes escalas. Santiago.

Sernageomin-BRGM (Servicio Nacional de Geología y Minería-Bureau de Recherches Géologiques et Minières). 1995. Carta metalogénica Xª Región Sur, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-95-05 (Inédito), 4 tomos. Santiago.

SERNAGEOMIN (2015a) Reporte Especial de Actividad Volcánica (REAV) Región de los Lagos. Año 2015, abril 22 (17:30 HL)

SERNAGEOMIN (2015b) Reporte Especial de Actividad Volcánica (REAV) Región de los Lagos. Año 2015, abril 22 (22:30 HL)

SERNAGEOMIN (2015c) Reporte Especial de Actividad Volcánica (REAV) Región de los Lagos. Año 2015, abril 30 (16:00 HL)

Seyfried, W. E., Chen, X., & Chan, L. H. (1998). Trace element mobility and lithium isotope exchange during hydrothermal alteration of seafloor weathered basalt: an experimental study at 350 C, 500 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(6), 949-960.

Sorby, H. C. (1858). On the microscopical, structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 14(1-2), 453-500.

Steele-Macinnis, M., Esposito, R., Bodnar, R.J., 2011. Thermodynamic model for the effect of post-entrapment crystallization on the H₂O–CO₂ systematics of vapor-saturated, silicate melt inclusions. *Journal of Petrology*, 52 (12), 2461–2482.

Stern, C. R., Futa, K., & Muehlenbachs K., (1984). Isotope and trace element data for orogenic andesites from the Austral Andes. In *Andean magmatism*, pp. 31-46. Birkhäuser Boston.

Stix J, Torres R, Narváez L, Cortés G, Raigosa J, Gómez D, Castonguay R (1997) A model of vulcanian eruptions at Galeras volcano, Colombia. *J Volcanol Geotherm Res* 77:285–303

Student, J.J., Bodnar, R.J., 1999. Synthetic fluid inclusions XIV: coexisting silicate melt and aqueous fluid inclusions in the haplogranite–H₂O–NaCl–KCl system. *Journal of Petrology*, 40 (10), 1509–1525

Tappen, C. M., Webster, J. D., Mandeville, C. W., & Roderick, D. (2009). Petrology and geochemistry of ca. 2100–1000 aBP magmas of Augustine volcano, Alaska, based on analysis of prehistoric pumiceous tephra. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 183(1), 42-62.

Tassara, A., & Echaurren, A. (2012). Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*, 189(1), 161-168.

Thiele, R., Godoy, E., Hervé, F., Parada, M. A., & Varela, J. (1985). Estudio geológico-estructural regional y tectónico del área Petrohue-Canutillar. Proyecto Petrohue-Canutillar (unpublished report University of Chile).

Tormey, D. R., Hickey-Vargas, R., Frey, F. A., & López-Escobar, L. (1991). Recent lavas from the Andean volcanic front (33 to 42 S); interpretations of along-arc compositional variations. *Geological Society of America Special Papers*, 265, 57-78.

Valderrama O, Franco L, Gil-Cruz F (2015) Erupción intempestiva del volcán Calbuco, abril 2015. XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena., pp.91-93

Van Eaton A, Amigo A, Bertin D, Mastin L, Giacosa R, González J, Valderrama O, Fontijn K, Behnke S (2016) Volcanic lightning and plume behavior reveal evolving hazards during the April 2015 eruption of Calbuco volcano, Chile. *Geophysical Research Letters* 43.

Wallace, P. J. (2005). Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140(1-3), 217-240.

Webster, J. D., Kinzler, R. J., & Mathez, E. A. (1999). Chloride and water solubility in basalt and andesite melts and implications for magmatic degassing. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(5), 729-738.

Webster, J.D., Mandeville, C.W., Goldoff, B., Coombs, M.L., Tappen, C. (2010) Augustine volcano—the influence of volatile components in magmas erupted AD 2006 to 2100 years before present. In: Power J Coombs ML Freymueller J (eds) *The 2006 Eruption of Augustine Volcano*, U.S. Geological Survey Professional Paper 1769, p 383-423

ANEXO 1

Petrografía de minerales e inclusiones vítreas en piroclastos

Plagioclasas

Piroclastos grises

2015-C1-p4

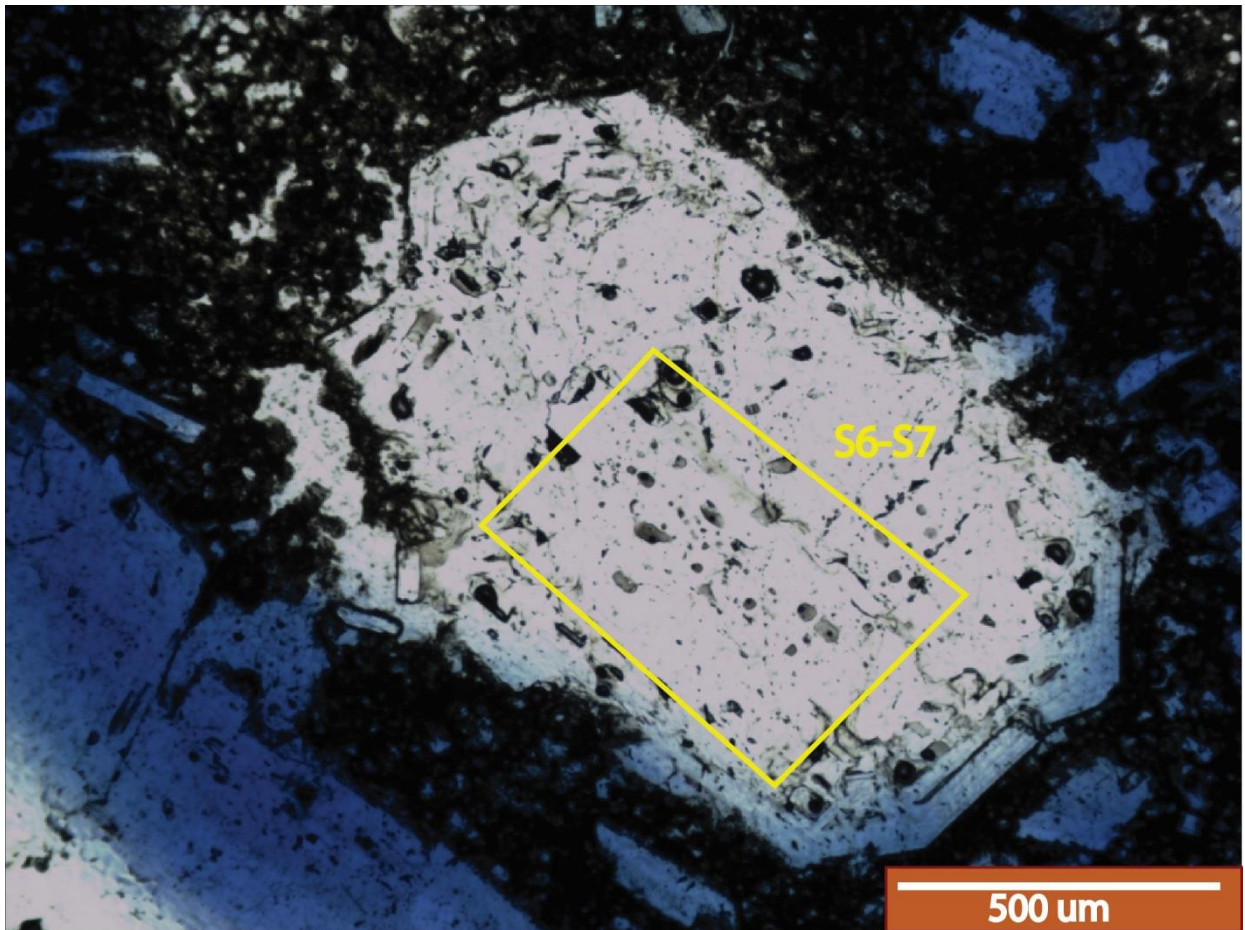


Figura 52: Fotomicrografía del cristal 2015-C1-pl4

Fenocristal de plagioclasa ubicado en la masa fundamental, euédral y de dimensiones de 1000x700 μm aproximadamente. Presenta una macla tipo Carlsbad, una zonación en el borde del cristal (150 μm) y presenta un borde opaco conformado por vidrio. Tiene una gran cantidad de inclusiones de diversos tamaños y formas. Se divide en sectores denominados 6 y 7 para la identificación de las principales inclusiones.

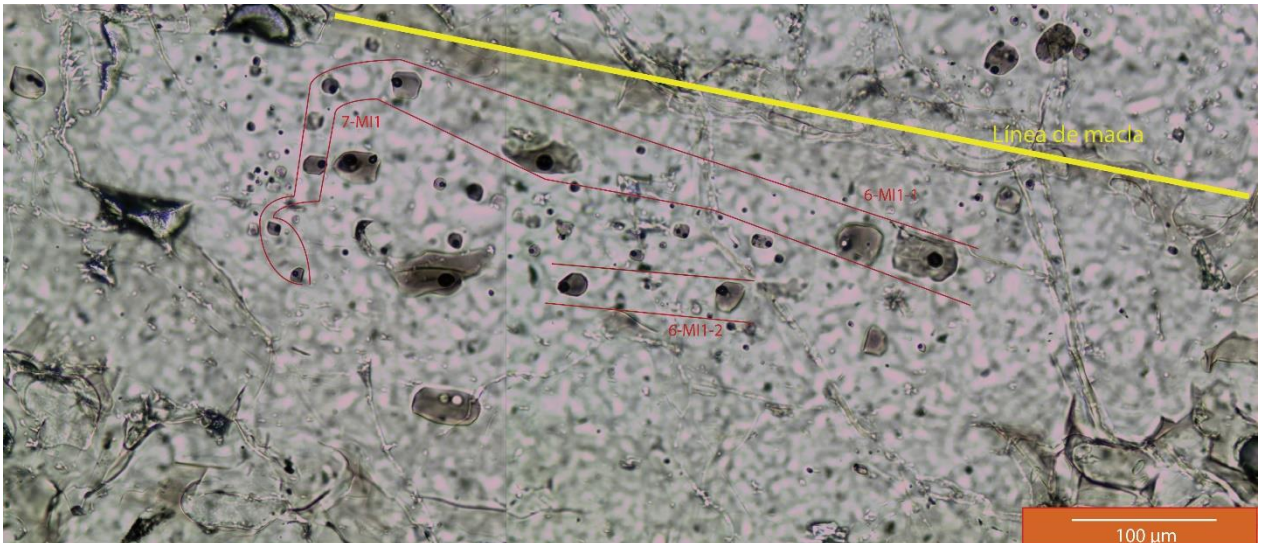


Figura 53: Sector 6 (izquierda) y sector 7 (derecha) del cristal 2015-C1-pl4, y la MIA denominada MI1 para este cristal.

En estos sectores se identifica un MIA con varios representantes, los que fueron analizados mediante EMPA

7-MI1/6-MI1: Familia de inclusiones vítreas posicionadas en un lado de la macla del cristal y siguen una línea irregular al centro del cristal. Tienen radios aproximados de entre 10 y 40 µm, con la más grande siendo rectangular de 50x30 µm. Son homogéneas con una burbuja que ocupa el 10% del total de la inclusión.

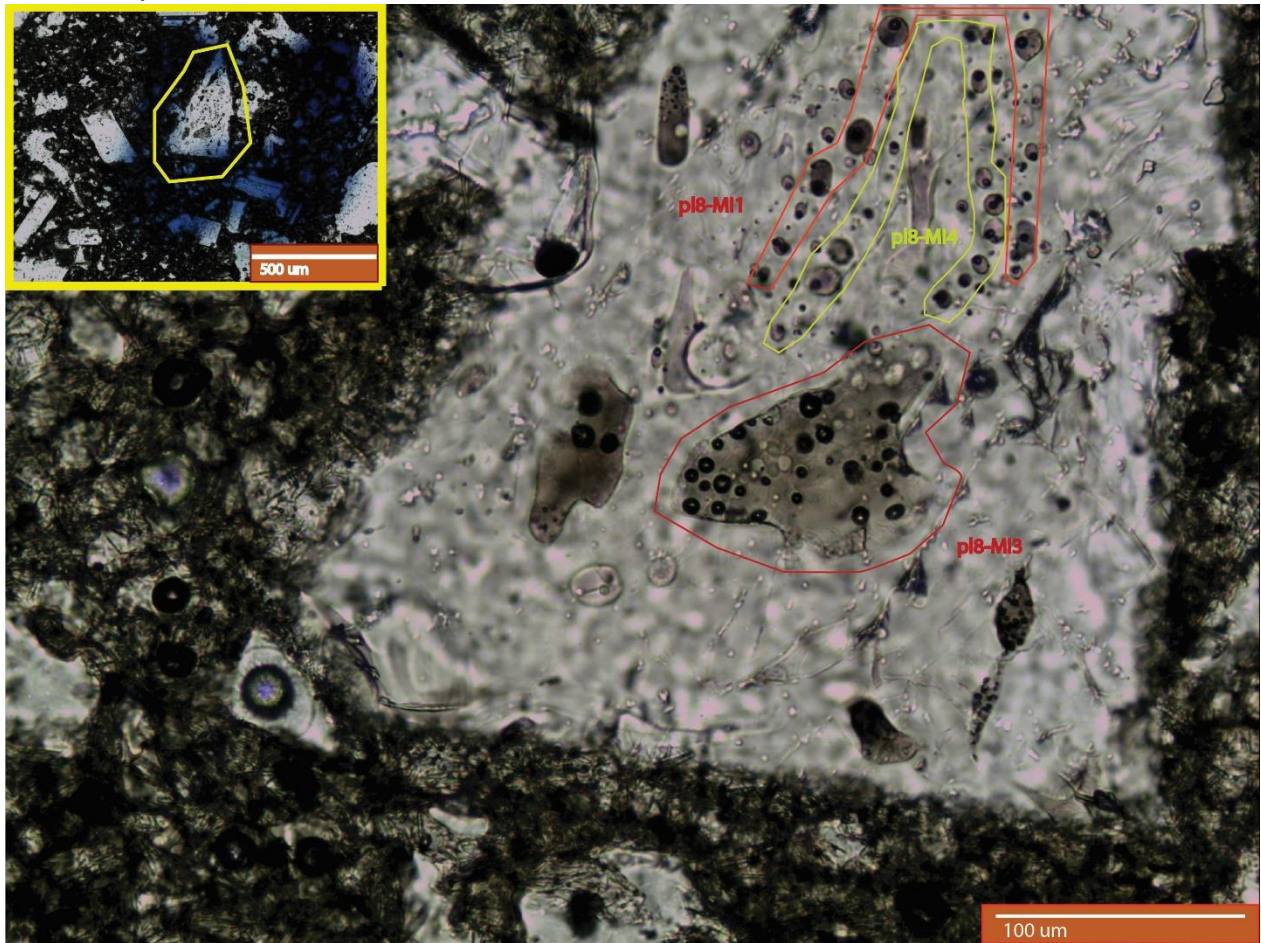


Figura 54: Fotomicrografía del cristal 2015-C1-pl8, y sus inclusiones pl8-MI1, pl8-MI2 y pl8-MI3

Plagioclasa de forma triangular con tamaño aproximado de 500 µm de largo, que presenta una zonación de unos 30 µm en el borde. Presenta una gran cantidad de inclusiones, dentro de las que se cuentan 2 MIAs en sectores intermedios, y dos inclusiones grandes con una gran cantidad de burbujas, una de las cuales se encuentra en el centro.

MI1: Familia de inclusiones vítreas que se ubican a lo largo de un borde de crecimiento del cristal en posición intermedia a 80 µm del borde. Son homogéneas con una burbuja que ocupa el 40% del total de la inclusión.

MI4: Familia de inclusiones vítreas que se ubican a lo largo de un borde de crecimiento del cristal en posición intermedia a 100 µm del borde. Son homogéneas con una burbuja que ocupa el 25% del total de la inclusión.

MI3: Inclusión vítrea de forma irregular de más de 100 µm de largo y 70 µm en su punto más ancho. Es homogénea y presenta una gran cantidad de burbujas de diversos tamaños (cerca de 25 burbujas), las que ocuparían cerca de un 30% del total de la inclusión.

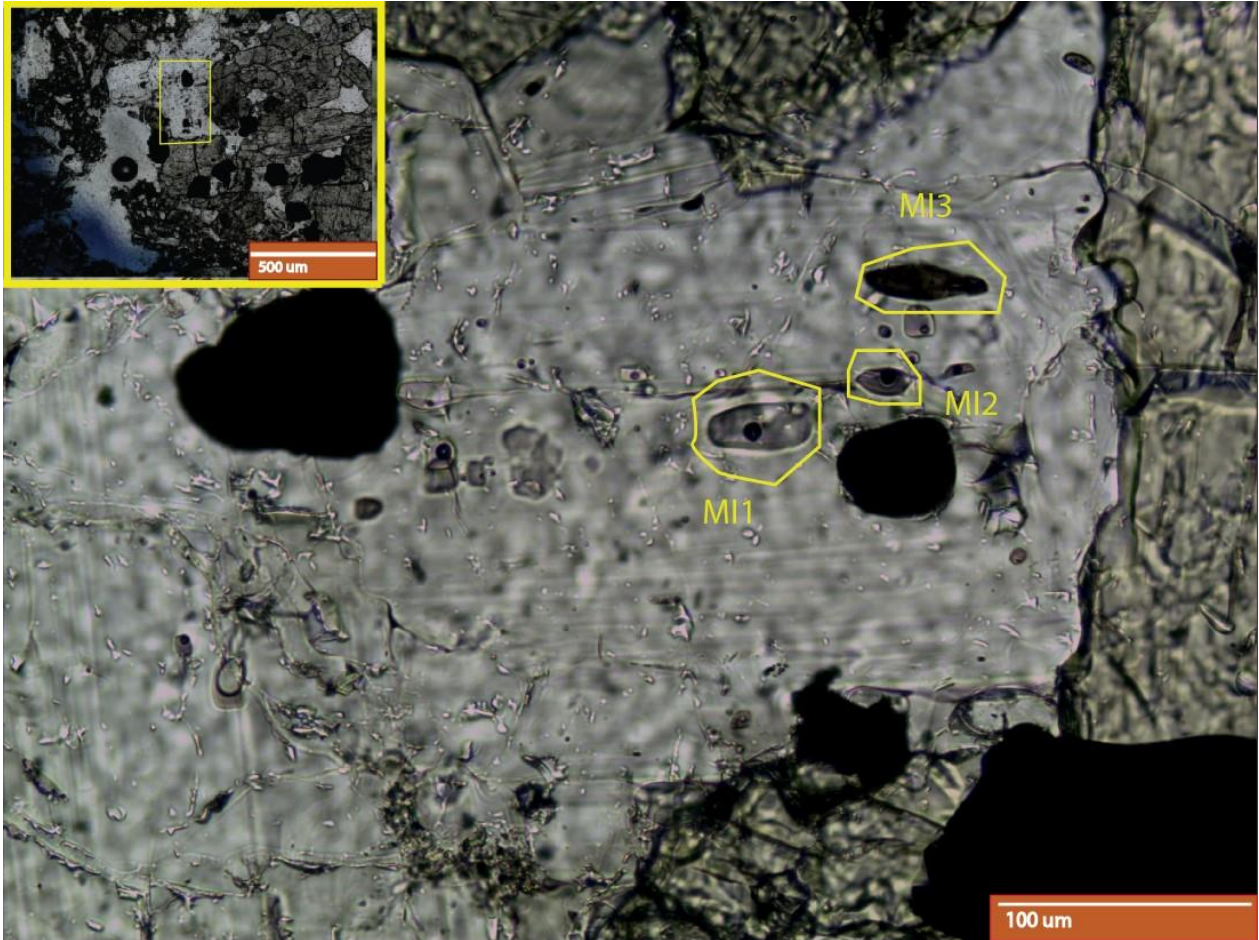


Figura 55: Fotomicrografía del cristal de plagioclasa 2015-C1-pl2 y sus inclusiones vítreas.

Corresponde a un cristal de plagioclasa que conforma parte de un cúmulo mineral formado por plagioclasa, piroxeno y magnetita. Es euhedral con dimensiones de 250x200 μm y presenta una zonación desde el intermedio hasta el borde, intercrecimientos de óxidos de hierro e inclusiones vítreas en su parte central, las que no pudieron ser analizadas al no encontrarse en superficie.

MI1: Inclusión vítrea alargada de 40x25 μm en sus dos dimensiones aproximadamente, que se ubica en la parte central del cristal. Es homogénea y presenta una burbuja que ocupa aproximadamente el 10% del total de la inclusión.

MI2: Inclusión vítrea con forma ovalada con tamaño de 30x20 μm en sus dos dimensiones aproximadamente, que se ubica en la parte central del cristal. Es homogénea con una burbuja que ocupa aproximadamente el 20% del total de la inclusión.

MI3: Inclusión vítrea ovalada y alargada de 50x10 μm en sus dos dimensiones aproximadamente, que se ubica a 30 μm del borde del cristal. Se encuentra recrystalizada por pequeños minerales opacos de no más de 1 μm de diámetro y presenta una burbuja que ocupa cerca del 20% del total de la inclusión y está en principio del proceso de escaparse hacia el mineral hospedante.

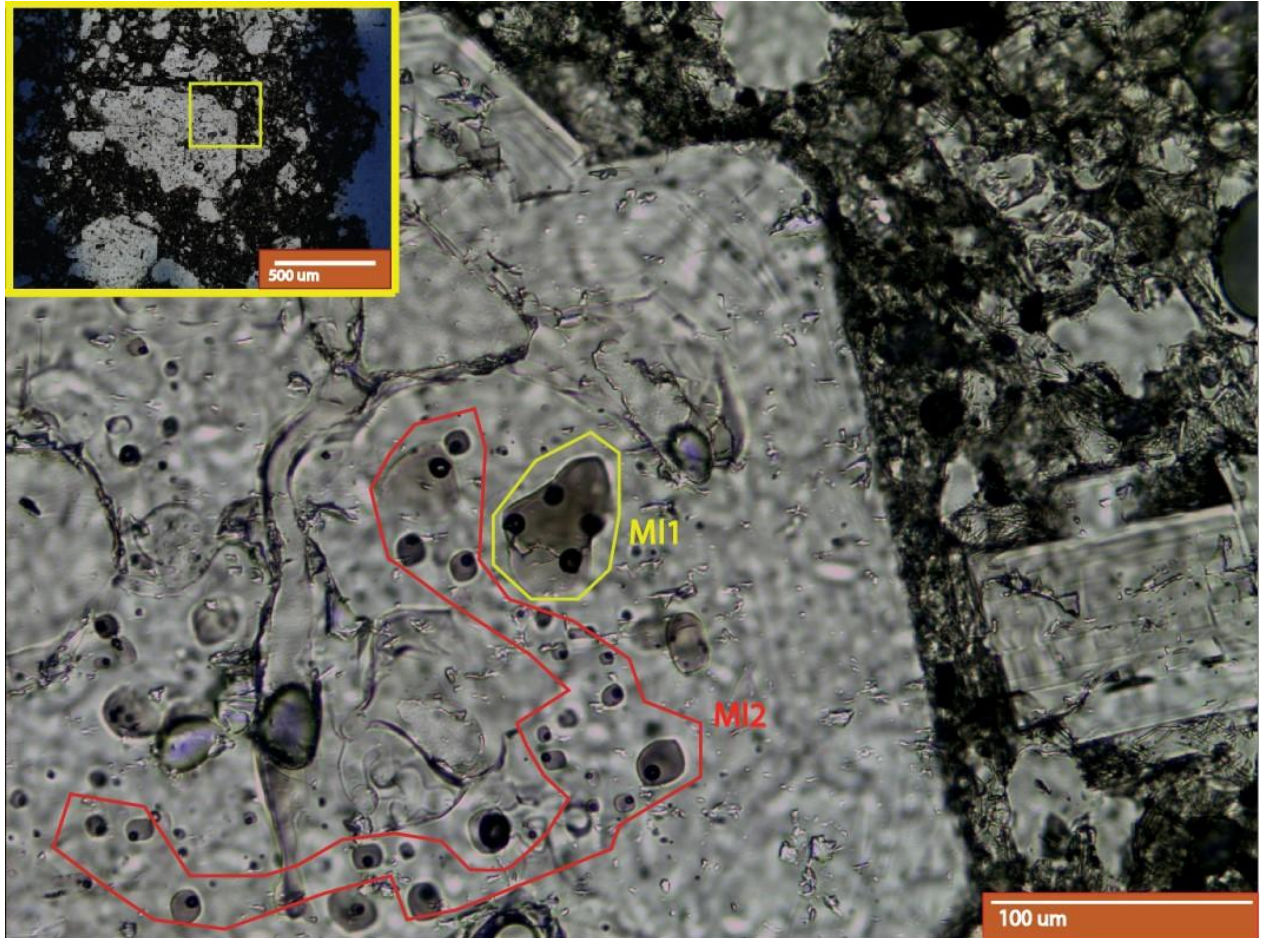


Figura 56: Fotomicrografía del cristal 2015-C1-pl1, y sus inclusiones vítreas.

Corresponde a un fenocristal de plagioclasa fragmentado, con dimensiones aproximadas de $700 \times 400 \mu\text{m}$. Presenta una zonación de aproximadamente $80 \mu\text{m}$ en el borde del cristal. También presenta una gran cantidad de inclusiones vítreas, donde se identifican 2 tipos principales, los que no pudieron ser analizados al no encontrarse en superficie.

MI1: Inclusión vítrea de forma irregular con dimensiones de $65 \times 55 \mu\text{m}$ aproximadamente y se ubica en el sector intermedio del cristal justo antes de la zonación. Es homogénea y presenta 4 burbujas que en conjunto forman cerca del 20% del total de la inclusión.

MI2: Familia de inclusiones vítreas de formas levemente ovaladas que asemejan ojos, con diámetros aproximados de entre 10 y $20 \mu\text{m}$, con una excepción que tiene diámetro cercano a $40 \mu\text{m}$. Se ubican en el intermedio del cristal y son homogéneas con una sola burbuja que ocupa cerca del 15% de la inclusión.

2015-C1-pl9

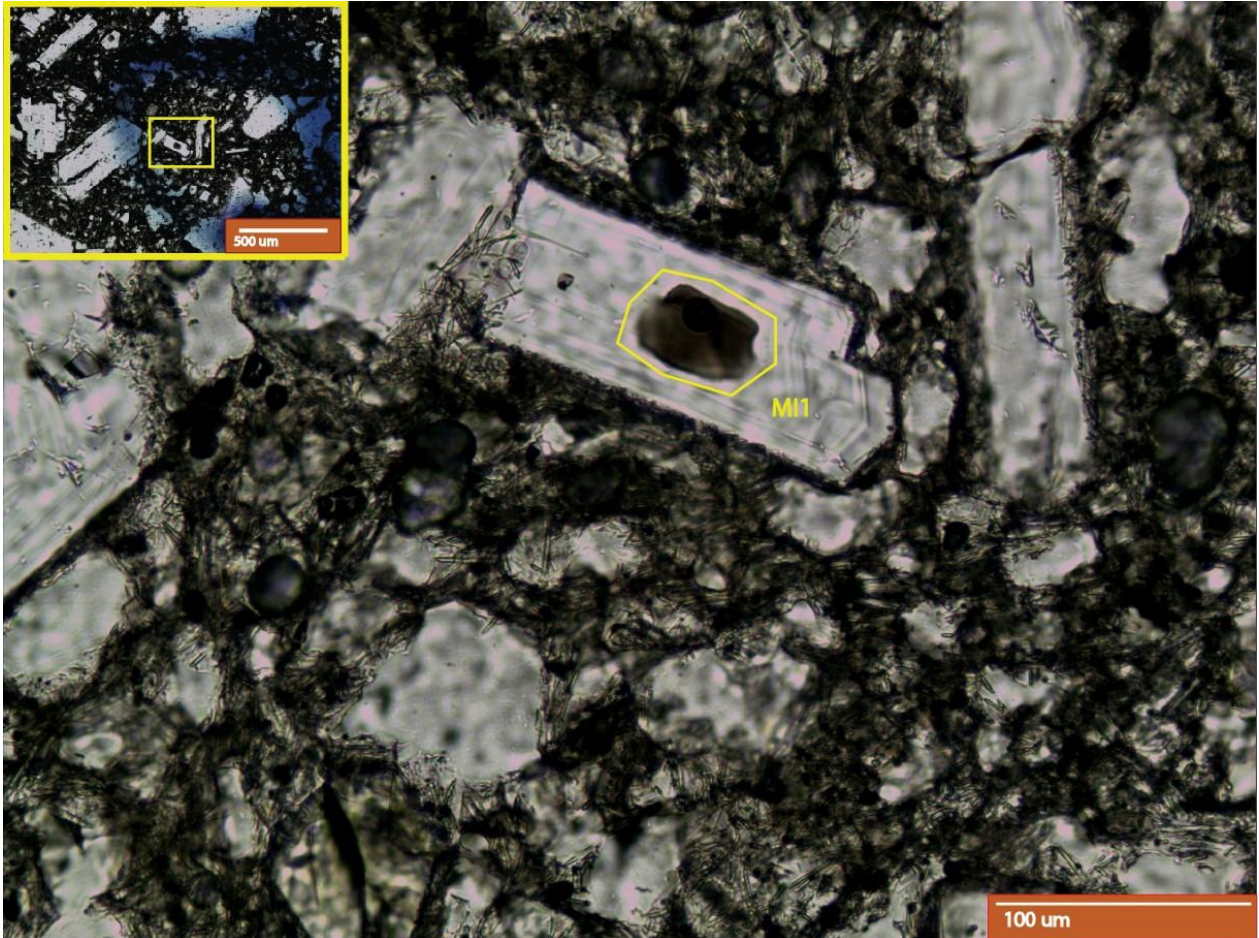


Figura 57: Fotomicrografía del cristal 2015-C1-pl9, y su inclusión vítrea.

Corresponde a un pequeño fenocristal de plagioclasa euهدral con dimensiones de 150x80 µm. Presenta una zonación desde su centro y 2 inclusiones en su interior, las que no fueron analizadas.

MI1: gran inclusión vítrea con dimensiones de 55x35 µm (cerca del 25% del cristal), ubicada en el centro del cristal. Es homogénea con una burbuja que ocupa cerca del 15% de la inclusión.

Piroclastos pardos

2015-Kal-17-1-apl

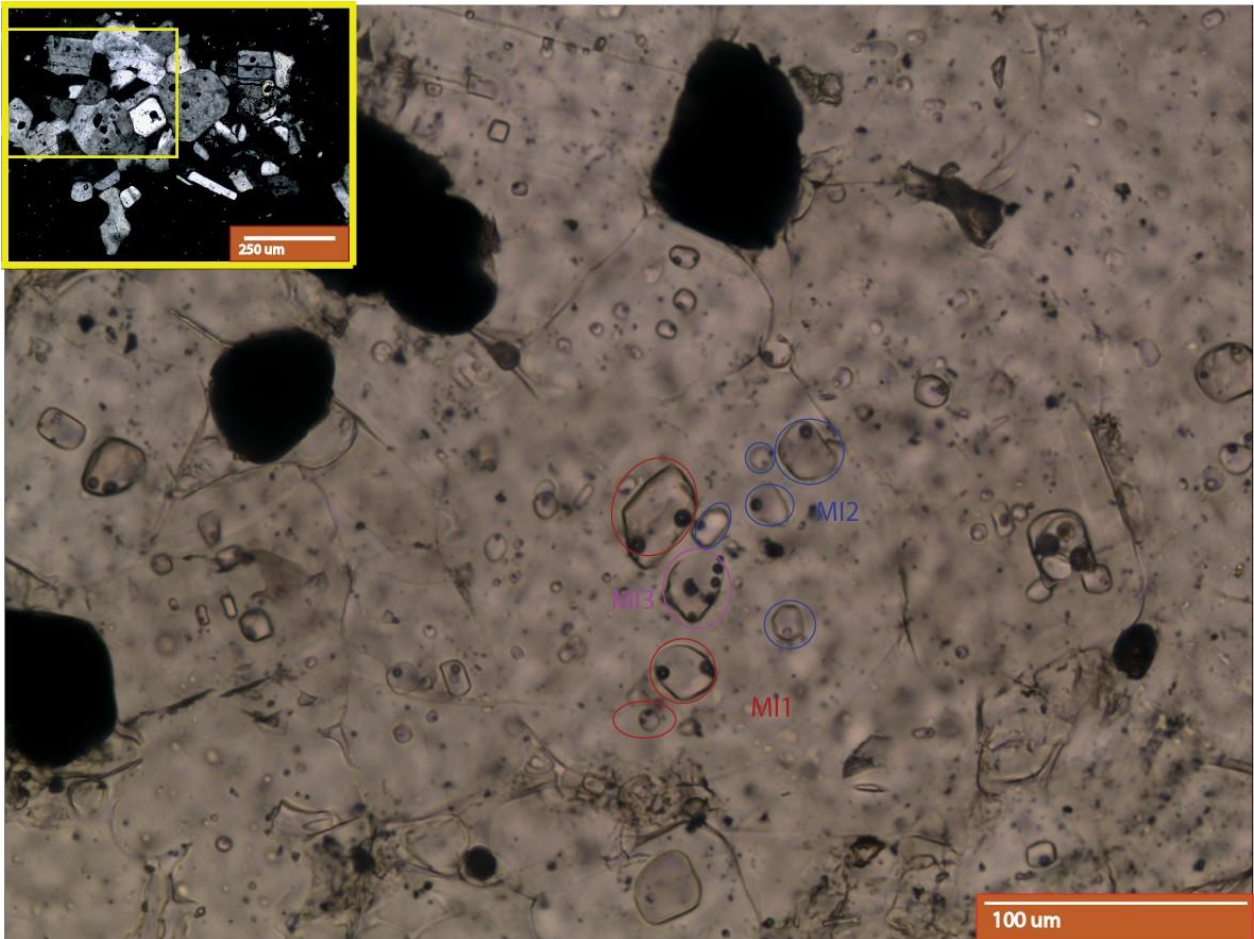


Figura 58: Fotomicrografía de aglomeración cristalina de plagioclasas 2015-kal-17-1-apl. Se destacan las inclusiones vítreas centralizadas MI1 (rojo), MI2 (azul) y MI3 (rosado). Aparte se pueden apreciar una gran cantidad de otras inclusiones vítreas.

Corresponde a una aglomeración cristalina conformada principalmente por plagioclasas, piroxenos y óxidos de hierro. Tiene aproximadamente unos 500 µm de diámetro con cristales que en promedio llegan a los 100 µm en su dirección más larga. Casi todas las plagioclasas presentan una gran cantidad de inclusiones vítreas y no tienen zonaciones ni otras texturas asociadas.

MI1: Familia de inclusiones vítreas con varios tamaños y en distintas posiciones. Se caracterizan por ser homogéneas y presentar dos burbujas del mismo tamaño que ocupan cerca del 5 % del total de la inclusión, cada una. Este tipo de inclusión se repite dentro de otros cristales en la aglomeración.

MI2: Familia de inclusiones vítreas con tamaños similares de entre 15 y 30 µm de diámetro, se ubican hacia el borde del cristal. Se caracterizan por ser homogéneas y por tener una burbuja que ocupa cerca del 5% del total de la inclusión.

MI3: Inclusión vítrea con diámetro aproximado de 40 μm , ubicada en el centro del cristal. Esta recristalizada con dos pequeños minerales opacos de 3 μm aproximadamente y presenta 4 pequeñas burbujas de el mismo tamaño aproximadamente.

Otras inclusiones: la aglomeración cristalina tiene una gran variedad de inclusiones vítreas aparte de las descritas anteriormente, entre estas destacan unas completamente homogéneas con formas rectangulares (figura 58 arriba al centro), una inclusión con varias cosas dentro incluyendo dos burbujas y algunas recristalizaciones o minerales atrapados o superpuesta a otras inclusiones.

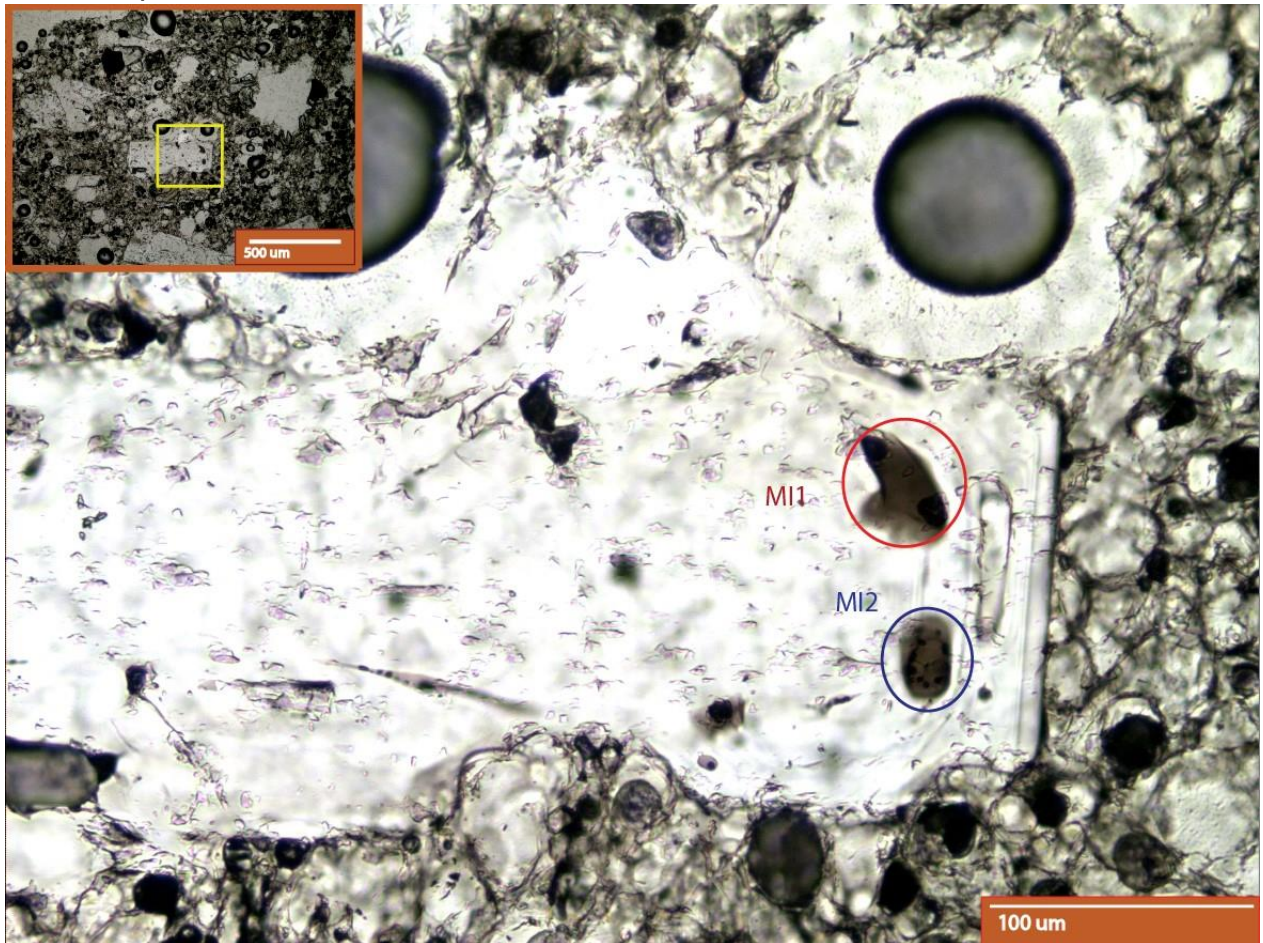


Figura 59: Fotomicrografía del fenocristal de plagioclasa 2015-C2-pl1, donde se muestran las inclusiones MI1 (rojo) y MI2 (azul)

Corresponde a un fenocristal de plagioclasa euedral con dimensiones de 500 x 200 μm aproximadamente. Presenta una zonación en su borde de unos 60 μm y una pequeña cantidad de inclusiones vítreas, donde destacan dos que son de mayor tamaño.

MI1: Inclusión vítrea de forma irregular con dimensiones aproximadas de 60 x 20 μm , que se ubica en un sector intermedio del cristal, a 60 μm del borde del cristal. Es homogénea y presenta 2 burbujas que ocupan cerca del 10% del total de la inclusión cada una.

MI2: Inclusión vítrea de forma rectangular con dimensiones de 30 x 20 μm aproximadamente que se ubica en un sector intermedio del cristal, a unos 60 μm del borde. Es homogénea y presenta una gran cantidad de pequeñas burbujas que en total ocupan cerca del 15% del total de la inclusión.

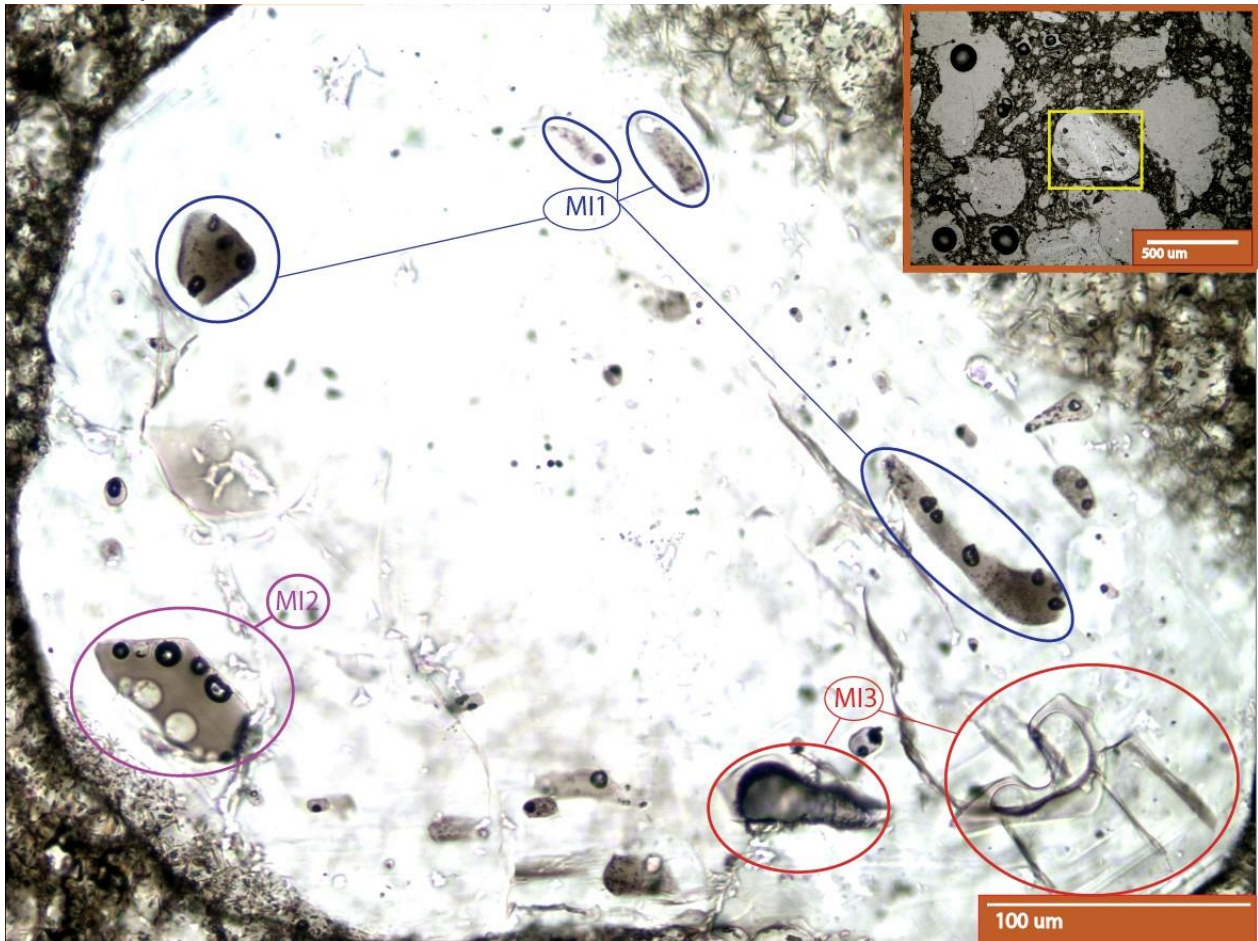


Figura 60: Fotomicrografía del fenocristal de plagioclasa 2015-C2-pl2, donde se ubican las inclusiones vítreas MI1 (azul), MI2 (morado) y MI3 (rojo).

Corresponde a un fenocristal de plagioclasa anhedral de forma redondeada con dimensiones de 400 x 200 µm aproximadamente. No presenta zonaciones ni ningún tipo de textura, pero contiene una gran cantidad de inclusiones vítreas.

MI1: Familia de inclusiones vítreas ubicadas a uno 40 µm del borde del cristal. Tienen tamaños variados pero la mayoría son de forma alargada en función del borde de crecimiento del cristal. Es difícil distinguir si son homogéneas o se encuentran recristalizadas en cristales opacos de tamaño menor a 1 µm, los que podrían corresponder a nanoburbujas. También presentan burbujas grandes (de 2 a 6), que en conjunto ocupan cerca del 15 % de la inclusión.

MI2: Inclusión vítrea de forma rectangular con dimensiones de 60 x 30 µm aproximadamente, ubicada a 20 µm del borde del cristal. Es homogénea y presenta una gran cantidad de burbujas de diversos tamaños, las que en conjunto ocupan cerca del 25% de la inclusión.

MI3: Posibles miembros de la familia MI1 (debido a su forma y posición), las que se encuentran con una “burbuja” que ocupan entre el 80 y 90% del total de la inclusión.

A sus bordes se encuentran pequeños canales que conectan la inclusión con el exterior del cristal.

Piroclastos blancos

2015-C3-pl2

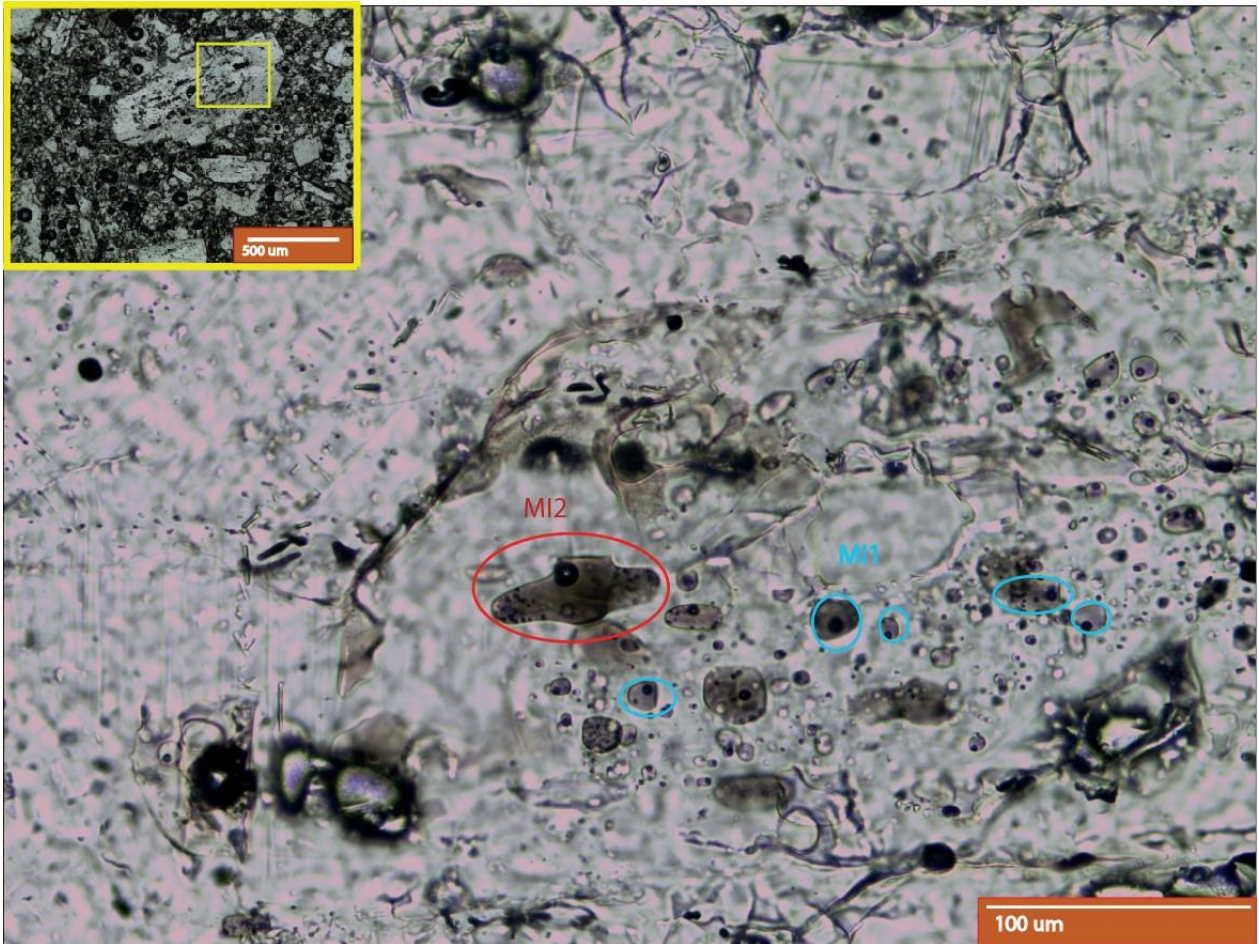


Figura 61: Fotomicrografía del cristal de plagioclasa 2015-C3-pl2, mostrando el grupo de inclusiones MI1 (celeste) y la inclusión MI2 (rojo).

Corresponde a un fenocristal de plagioclasa con dimensiones de 750 x 300 µm aproximadamente. Presenta una gran cantidad de inclusiones vítreas en su parte central, aparentando una textura de desequilibrio “sieve”. Si bien la mayoría corresponde a inclusiones primarias, algunas podrían corresponder a reabsorciones de su centro que fueron posteriormente atrapadas (pseudosecundarias) o reabsorciones posteriores (sieve).

MI1: Familia de inclusiones vítreas ubicada en el centro del cristal de origen primario, de entre 15 y 30 µm aproximado de diámetro. Son de carácter homogéneo con una burbuja que ocupa cerca del 10% del total de la inclusión.

MI2: Inclusión vítrea de forma irregular con dimensiones aproximadas de 65 x 30 µm, ubicada en el comienzo de la zona intermedia del cristal. Es de vidrio homogéneo y presenta una burbuja que ocupa cerca del 5% del total de la inclusión y un grupo de cerca de 30 “microburbujas” hacia los laterales de la inclusión.

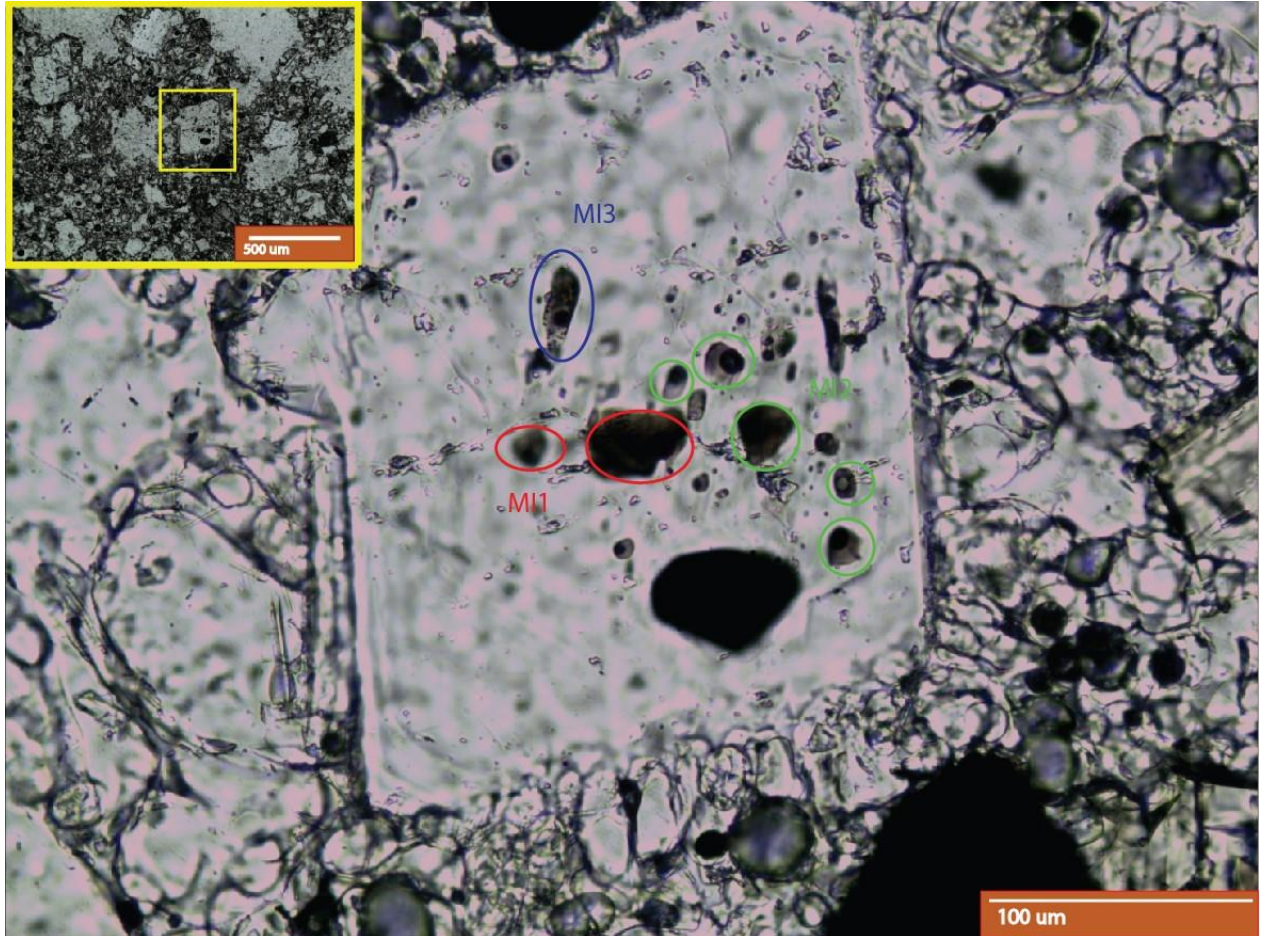


Figura 62: Fotomicrografía del fenocristal de plagioclasa 2015-C3-pl1 mostrando sus familias de inclusiones MI1 (rojo), MI2 (verde) y MI3 (azul).

Fenocristal de plagioclasa ubicado en el corte transparente C3, con dimensiones aproximadas de 200 x 200 µm. Presenta inclusiones vítreas desde su centro hasta 300 µm antes del borde del cristal.

MI1: Familia de inclusiones vítreas de forma irregular con diámetro aproximado de entre 20 y 45 µm, ubicada en el centro del cristal. Es de carácter homogéneo con una burbuja que ocupa cerca del 20% del total de la inclusión.

MI2: Familia de inclusiones vítreas de diámetros entre 15 y 35 µm aproximadamente. Se encuentran en sectores intermedios del cristal y son homogéneas con una burbuja que ocupa cerca del 40% del total de la inclusión.

MI3: Inclusión vítrea de forma alargada con dimensiones aproximadas de 40 x 10 µm ubicada en un sector intermedio del cristal. Se encuentra recrystalizada en minerales de opacos de menos de 1 µm de diámetro, acumulados en gran medida hacia la interfaz del cristal. También presenta una burbuja de cerca del 20% del total de la inclusión.

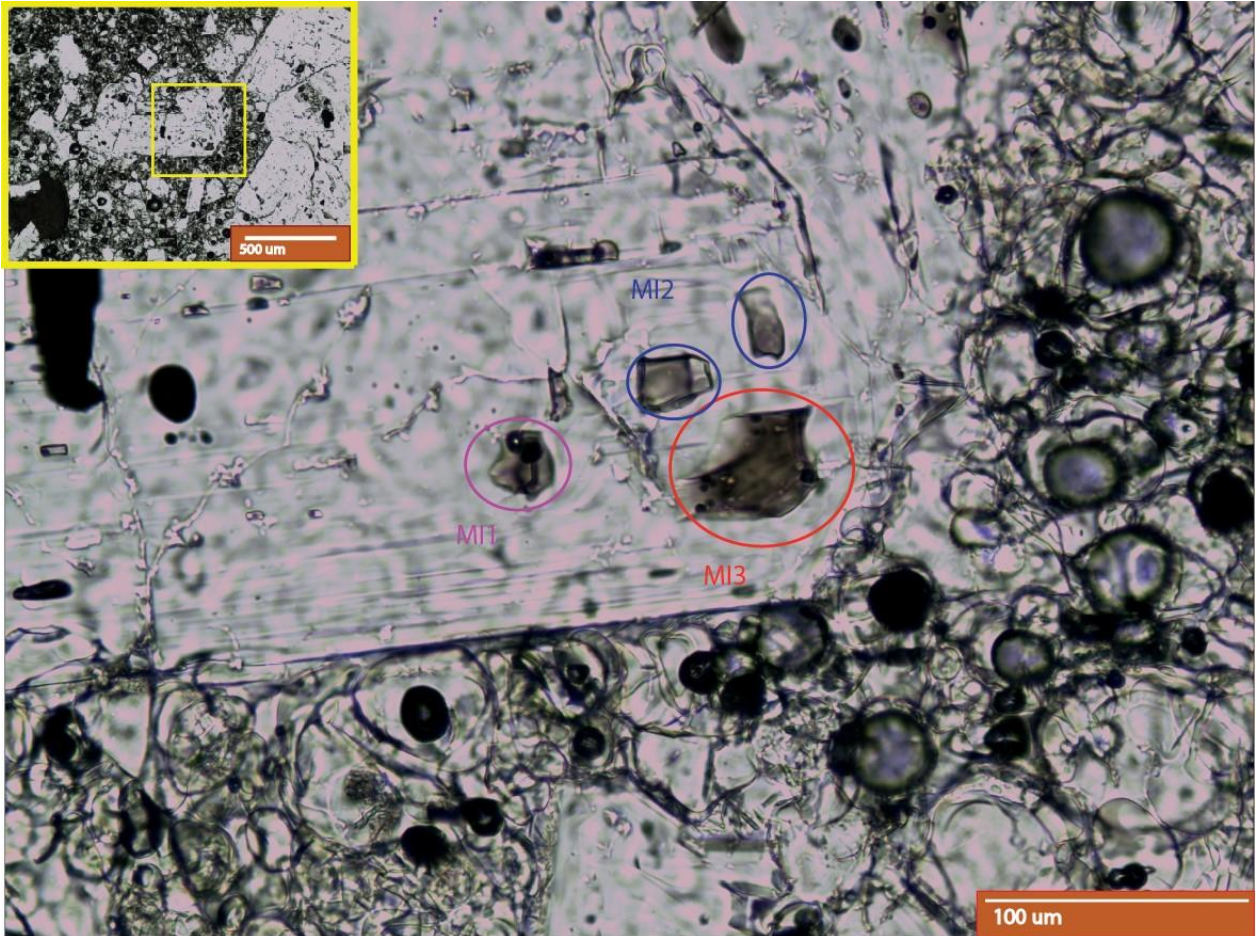


Figura 63: Fotomicrografía del fenocristal de plagioclasa 2015-C3-pl3 que muestra las familias de inclusiones MI1 (rosado), MI2 (azul) y MI3 (rojo).

Corresponde a un fenocristal de plagioclasa de forma alargada con dimensiones aproximadas de 600 x 350 µm. Presenta una zonación de unos 50 µm en su borde y no tiene otras texturas notorias. Presenta inclusiones vítreas localizadas principalmente en las ubicaciones intermedias del cristal.

MI1: Corresponden a dos inclusiones vítreas superpuestas que presentan las mismas características. Son de forma irregular de dimensiones aproximadas de 20 x 30 µm, ubicadas en un sector intermedio del cristal. Son homogéneas y presentan una burbuja que ocupa cerca del 15% del total de la inclusión.

MI2: Corresponde a una familia de inclusiones con dimensiones aproximadas de 40 x 30 µm y 50 x 15 µm que se ubican en sectores intermedios del cristal. Se encuentran completamente homogéneas y no presentan burbujas.

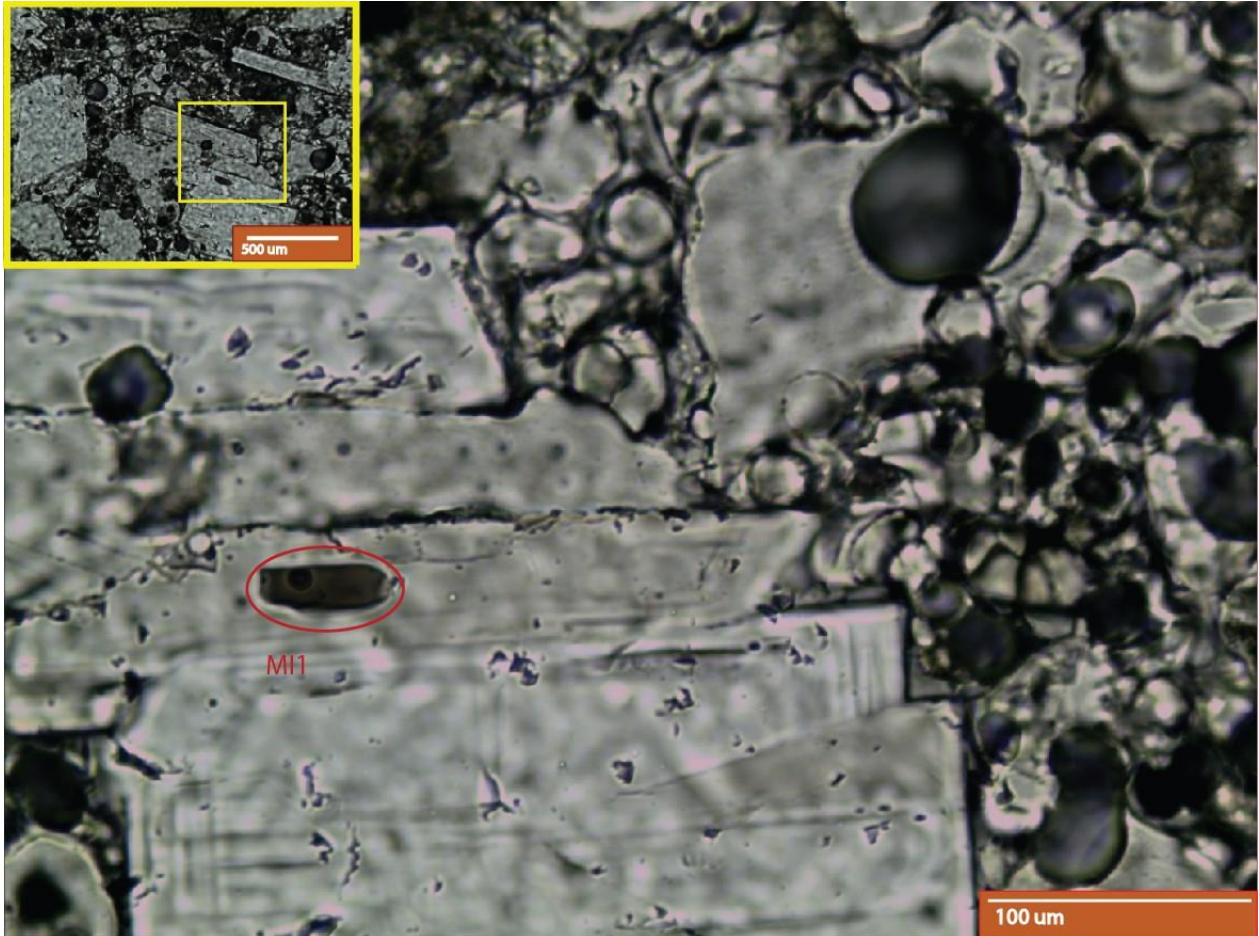


Figura 64: Fotomicrografía del fenocristal de plagioclasa 2015-C3-pl5 donde se muestra su inclusión vítrea MI1 (rojo)

Corresponde a un fragmento de fenocristal de plagioclasa unido por uno de sus bordes laterales a otro fenocristal. Corresponde a un borde del fenocristal con una zonación de unos 20 µm. Se puede observar una inclusión vítrea justo antes de que comience la zonación observable.

MI1: Corresponde a una inclusión vítrea con dimensiones de 40 x 20 µm aproximadamente. Es homogénea con una burbuja que ocupa aproximadamente el 7% del total de la inclusión.

Zonaciones

Las zonaciones de plagioclasas en piroclastos grises y pardos solo ocurren en los bordes de estas, manteniendo centros homogéneos. Este generalmente ocupa entre 30 y 150 μm , proporcional al tamaño del cristal y ocupan entre un 10-60% del total del cristal, inversamente proporcional al tamaño de este, es decir, que los cristales más pequeños tendrán zonaciones desde más al centro, que los más grandes.

En piroclastos blancos esta tendencia se mantiene, pero los bordes de zonación son bastante más anchos (como se aprecia en la figura 66-A), donde algunos cristales se encuentran casi en su totalidad zonados, donde aparentan no ser exclusivamente zonaciones normales, si no que habría más eventos (figura 66-B).

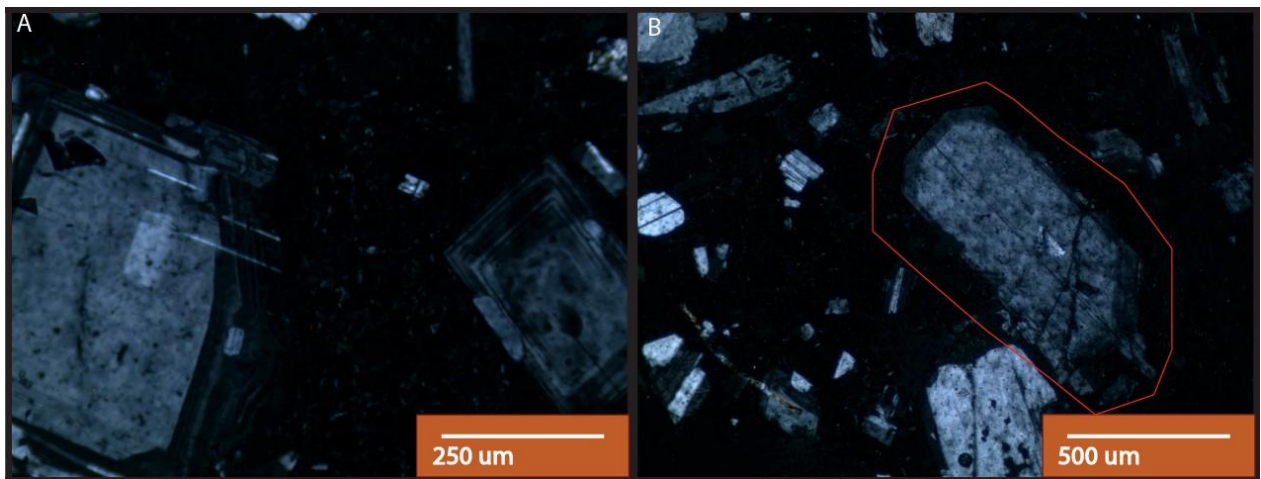


Figura 65: Fotomicrografías a nicoles cruzados de plagioclasas zonadas en piroclastos grises del corte Kal 17-3b. A) se observan dos fenocristales de distintos tamaños y con extensión distinta de sus zonaciones de borde. B) se aprecia un fenocristal de gran tamaño con una zonación de menor proporción que en A.

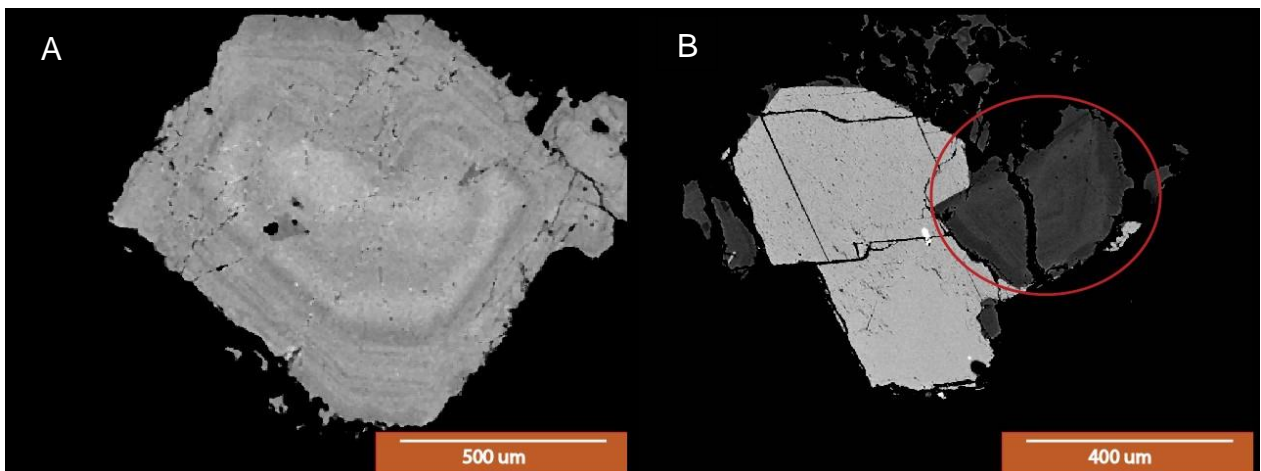


Figura 66: Plagioclasas con zonaciones que van desde el centro del cristal, ambas fueron extraídas de muestras de piroclastos blancas mediante molienda y tamizaje. A) 2015-Sc-31-4 y B) 2015-Sc-32-1.

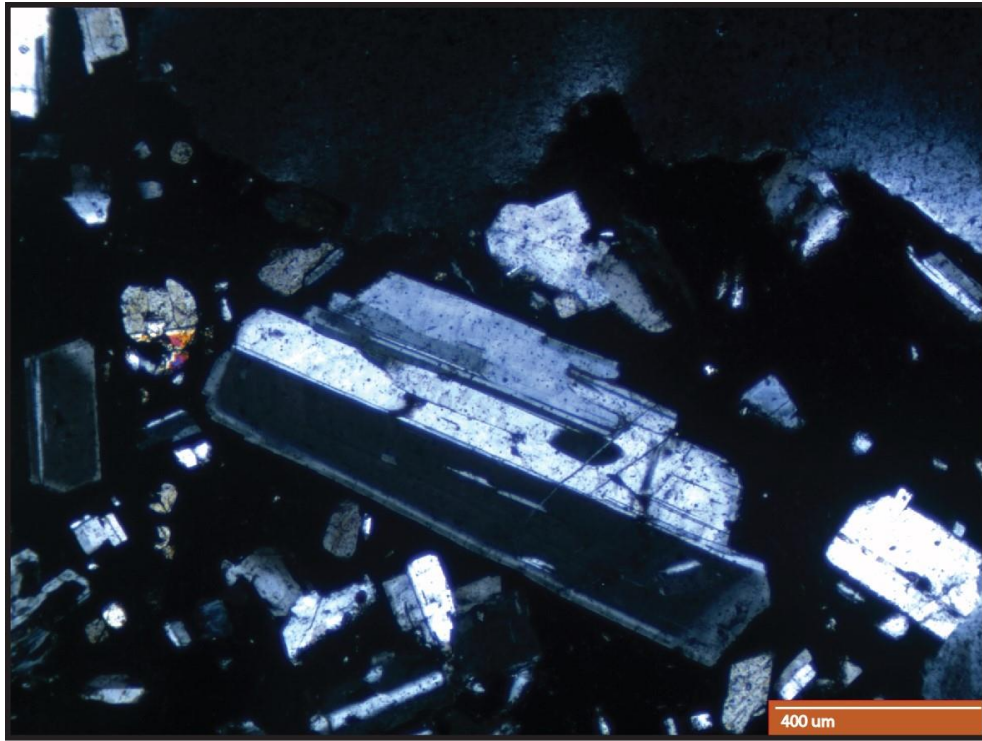


Figura 67: Fotomicrografía en nicoles paralelos de fenocristal de plagioclasa en el corte Kal-17-3b, en la que se puede apreciar una zonación de borde, que es muy pequeña respecto del total del cristal.

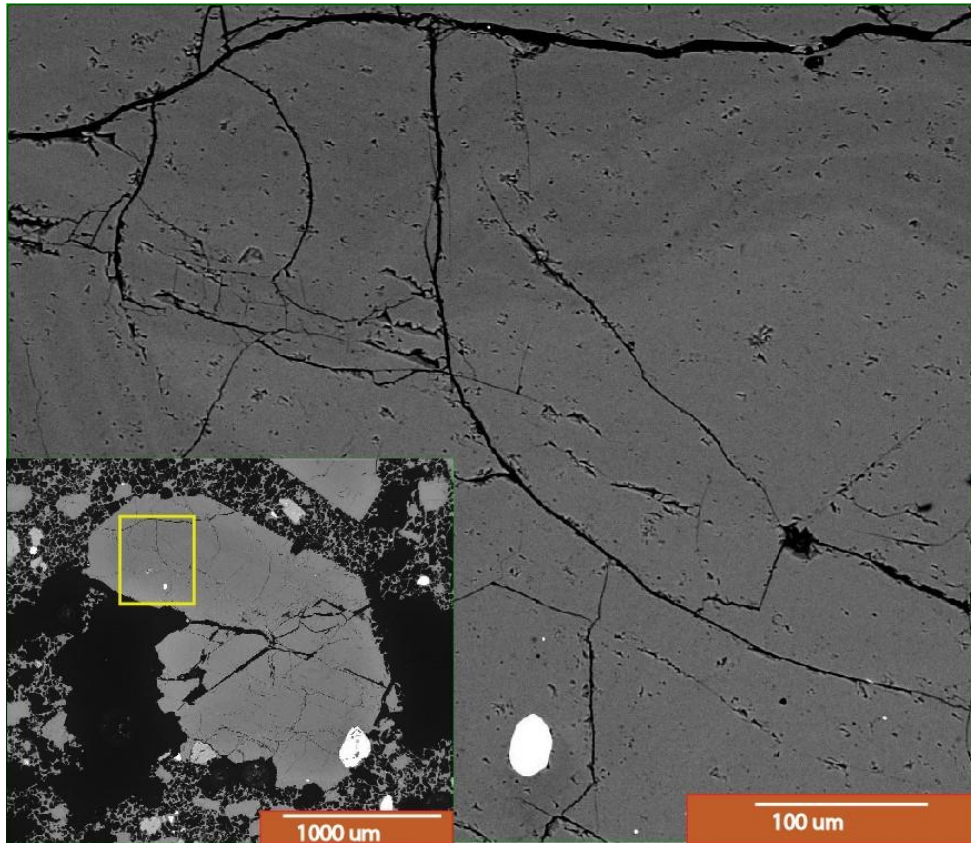


Figura 68: Fotomicrografía por BSE del cristal de plagioclasa más grande encontrada en el corte pulido C3. Presenta una zonación de carácter normal concentrada en el borde de este midiendo casi 300 μm en su sección más ancha.

Texturas

Poikilitica con piroxenos

La textura poikilitica de intercrecimientos de piroxenos fue posible apreciarla en 3 ejemplares de plagioclasa. Consiste en pequeños cúmulos de piroxenos con formas redondeadas que aparecen rodeados completamente de un solo cristal de plagioclasa.

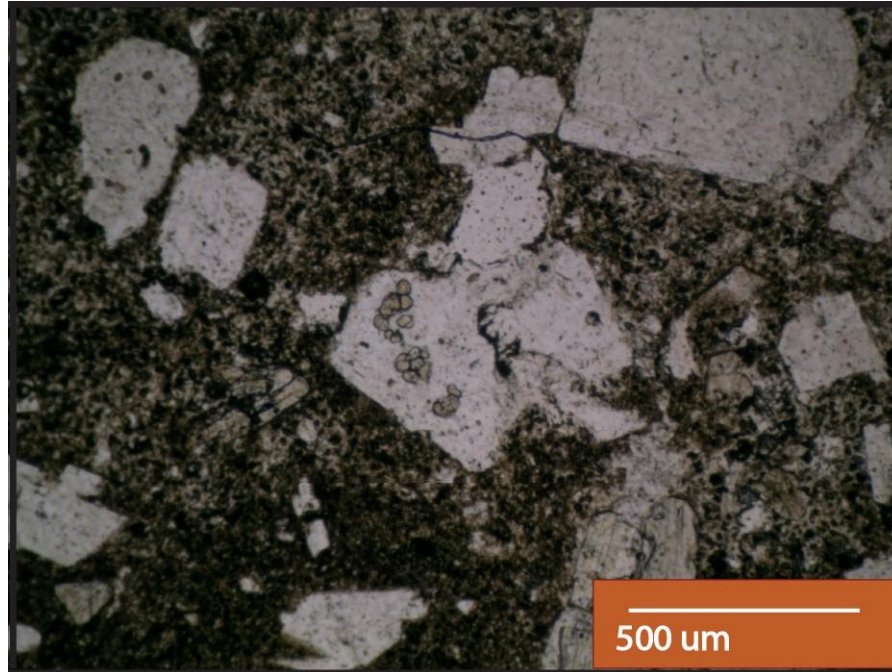


Figura 69: Fenocristal de plagioclasa (al centro) con intercrecimientos poikiliticos de piroxeno, corte Kal 17-3b.

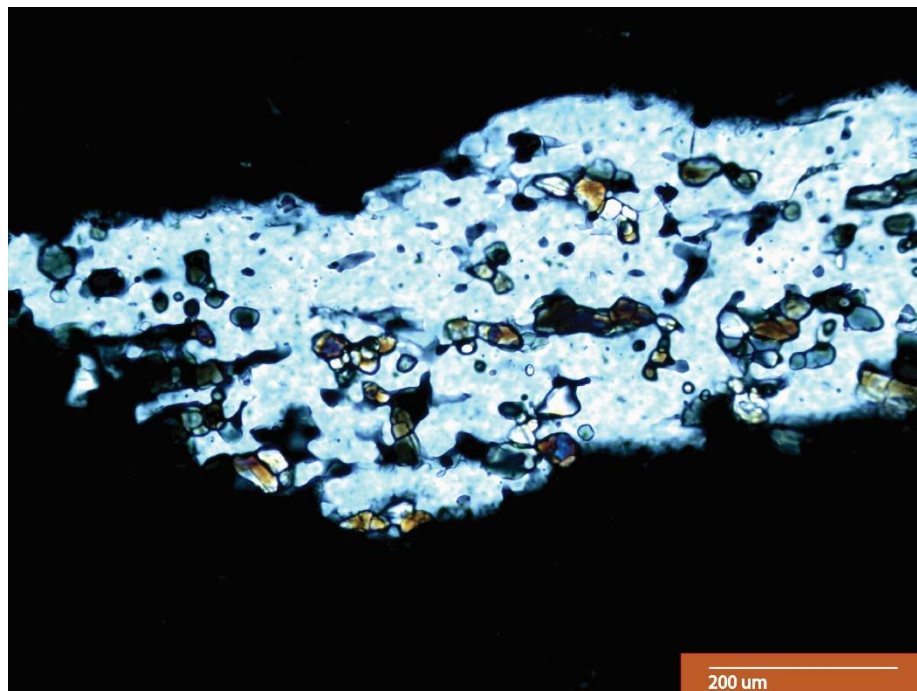


Figura 70: Fotomicrografía a nicoles cruzados de fenocristal de plagioclasa con intercrecimientos poikiliticos de piroxeno, corte Kal 17-1.

Plagioclasas heredadas

Se pueden encontrar plagioclasas cuyos centros presentan textura *sieve* mientras que su borde no. Estas plagioclasas parecieran tener la misma composición que su centro, pero al igual que una gran cantidad de estos cristales, presentan una zonación normal en su borde (figura 72).

También se encuentran plagioclasas que en un sector de su centro presentan una gran cantidad de cavidades vacías, con formas que asemejan una textura *sieve* (figura 71).

Estas cavidades son irregulares generalmente en formas alargadas con hasta 70 μm de largo y se observa que estuvieran vacías, aunque vistas mediante BSE indicarían una composición de menor densidad electrónica, pero esto posiblemente sean las irregularidades que generan estas cavidades.

También presentan intercrecimientos de óxidos de hierro y a veces de piroxenos en su interior, cosa que raramente se ve en las otras plagioclasas.

Se interpretan como plagioclasas heredadas de las paredes de la cámara, desequilibradas en el magma, formando la textura *sieve* y recrystalizando su borde, el que continúa creciendo. Es posible que en los casos que se encuentran estas cavidades vacías, la recrystalización haya sido menor y el fundido atrapado en su interior fue liberado hacia el exterior durante un evento de descompresión rápida, posiblemente la erupción, de forma similar a como ocurre con algunas inclusiones vítreas (plagioclasa 2015-C2-pl2, figura 60).

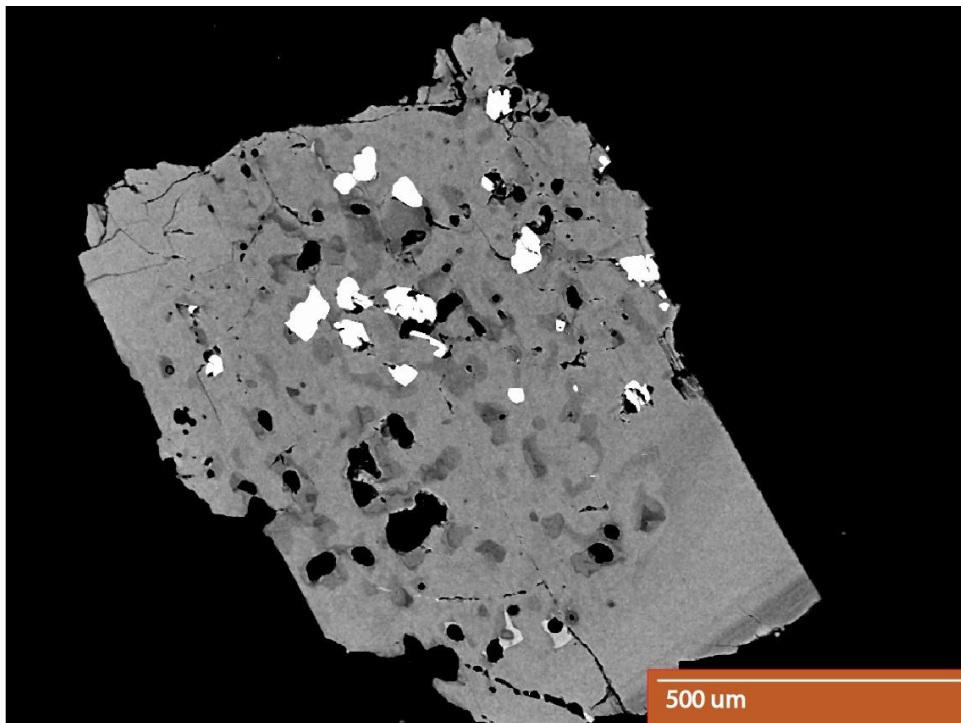


Figura 71: Fotomicrografía por BSE de plagioclasa 2015-Sc-31-1, y sus cavidades y posibles reabsorciones dentro del núcleo del cristal.

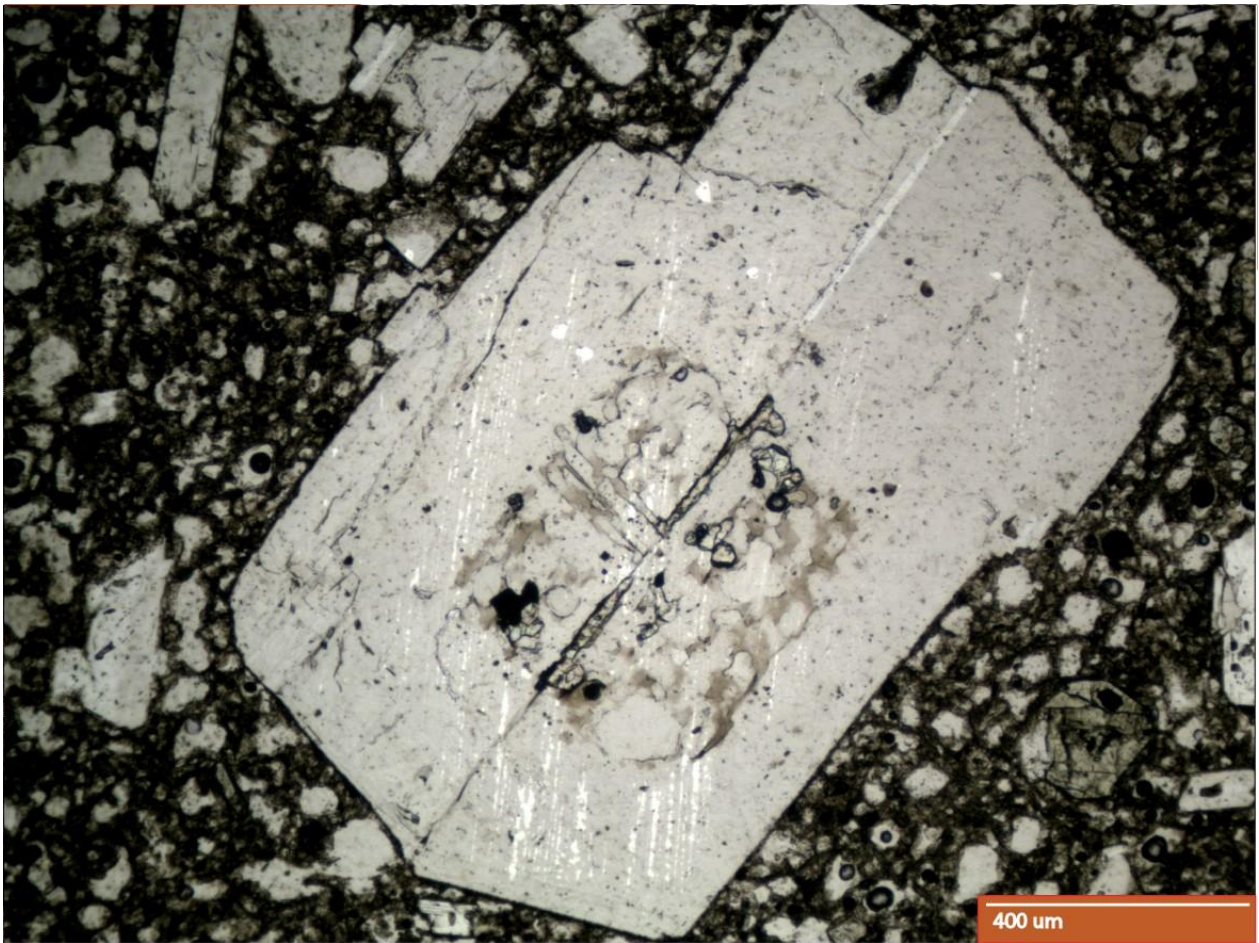


Figura 72: Fenocristal de plagioclasa ubicado en el corte C1 (piroclasto gris). Presenta un centro con textura sieve y cristalizaciones de piroxenos y magnetitas en su interior. El borde no presenta estas texturas y solo presenta una zonación en los últimos 100 μm .

Piroxenos

2015-C1-px1

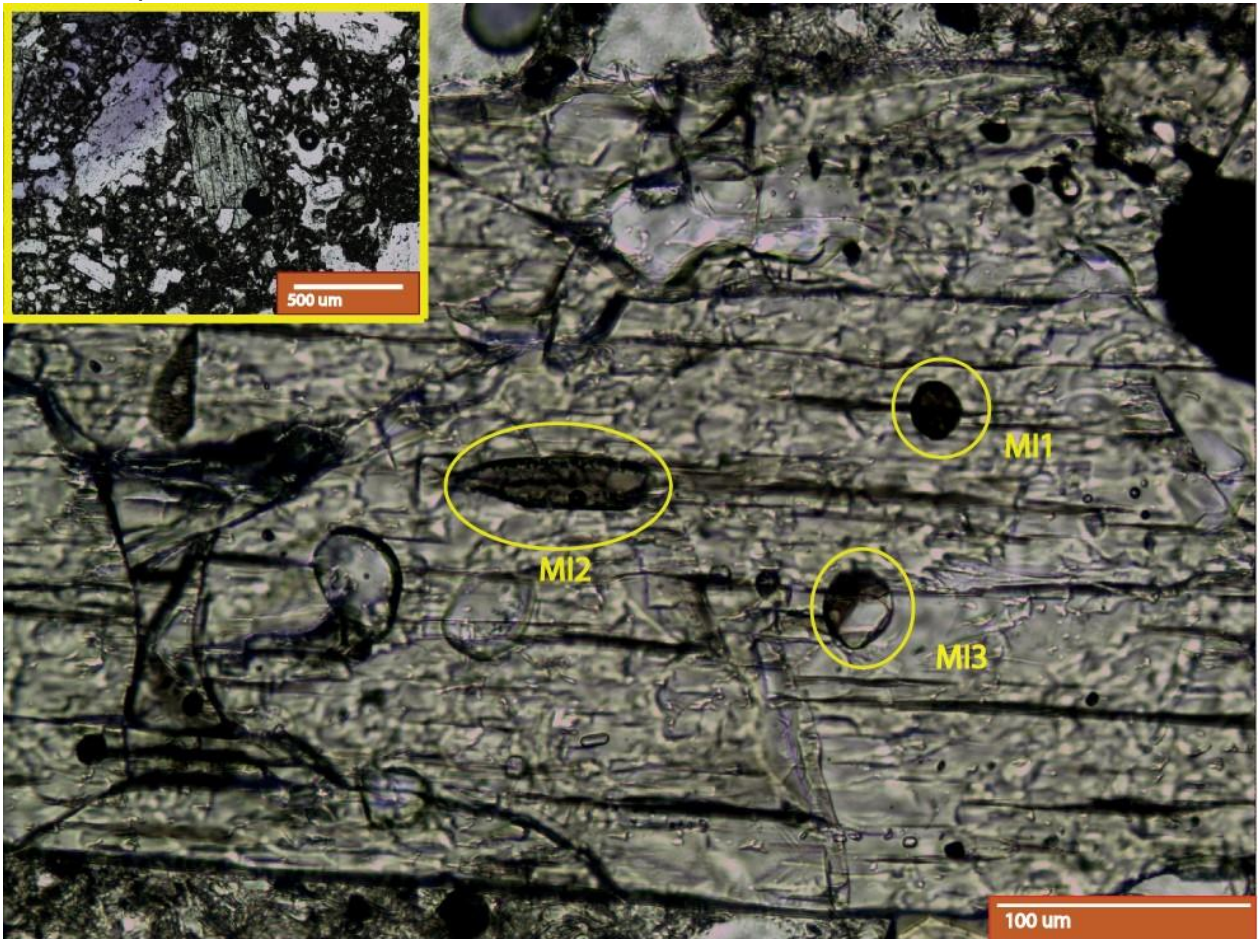


Figura 73: Fotomicrografía del fenocristal de piroxeno 2015-C1-px1, y sus inclusiones vítreas MI1, MI2 y MI3.

Fenocristal de clinopiroxeno con dimensiones de 500x250 µm aproximadamente, que presenta inclusiones vítreas, intercrecimientos de plagioclasa y magnetita. También presenta una leve zonación hacia el borde del cristal. Se observan 3 inclusiones vítreas aisladas principales.

MI1: Inclusión vítrea redonda de aproximadamente 30 µm de diámetro y se ubica en el sector intermedio del cristal. Es homogénea y presenta una burbuja de aproximadamente el 15% del total de la inclusión

MI2: Inclusión vítrea de forma ovalada alargada, con dimensiones de 90x30 µm aproximadamente. Se ubica cerca del centro del cristal, se encuentra recrystalizada en su borde por minerales opacos y presenta una burbuja que ocupa cerca del 5% del total de la inclusión.

MI3: Inclusión vítrea de forma redonda con diámetro de 30 µm aproximadamente. Se ubica en el sector intermedio del cristal, presenta un cristal de plagioclasa rectangular que ocupa casi el 50% del total de la inclusión y una burbuja que ocupa el 5%.

2015-C1-px4

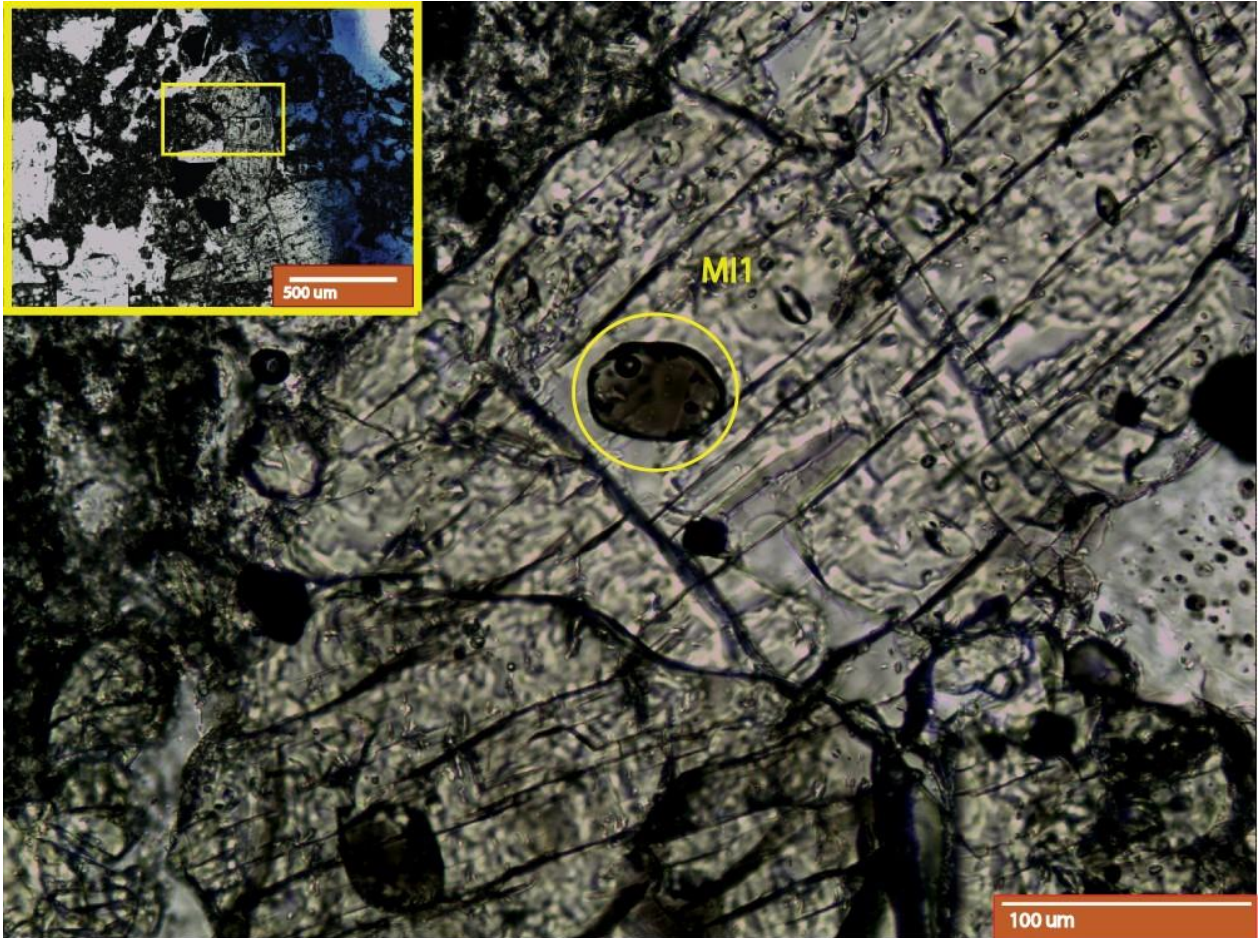


Figura 74: Fotomicrografía del fenocristal de piroxeno 2015-C1-px4, y su inclusión vítrea M1.

Fenocristal de ortopiroxeno que forma parte de un pequeño cumulo de piroxenos. Tiene dimensiones 300 x 200 μm aproximadamente. Presenta una inclusión vítrea e intercrecimientos de plagioclasas y magnetita.

M1: Inclusión vítrea de forma redondeada con diámetro de 60 μm aproximadamente. Se ubica en un sector intermedio del cristal, es homogénea y presenta dos burbujas que juntas forman cerca del 5% del total de la inclusión

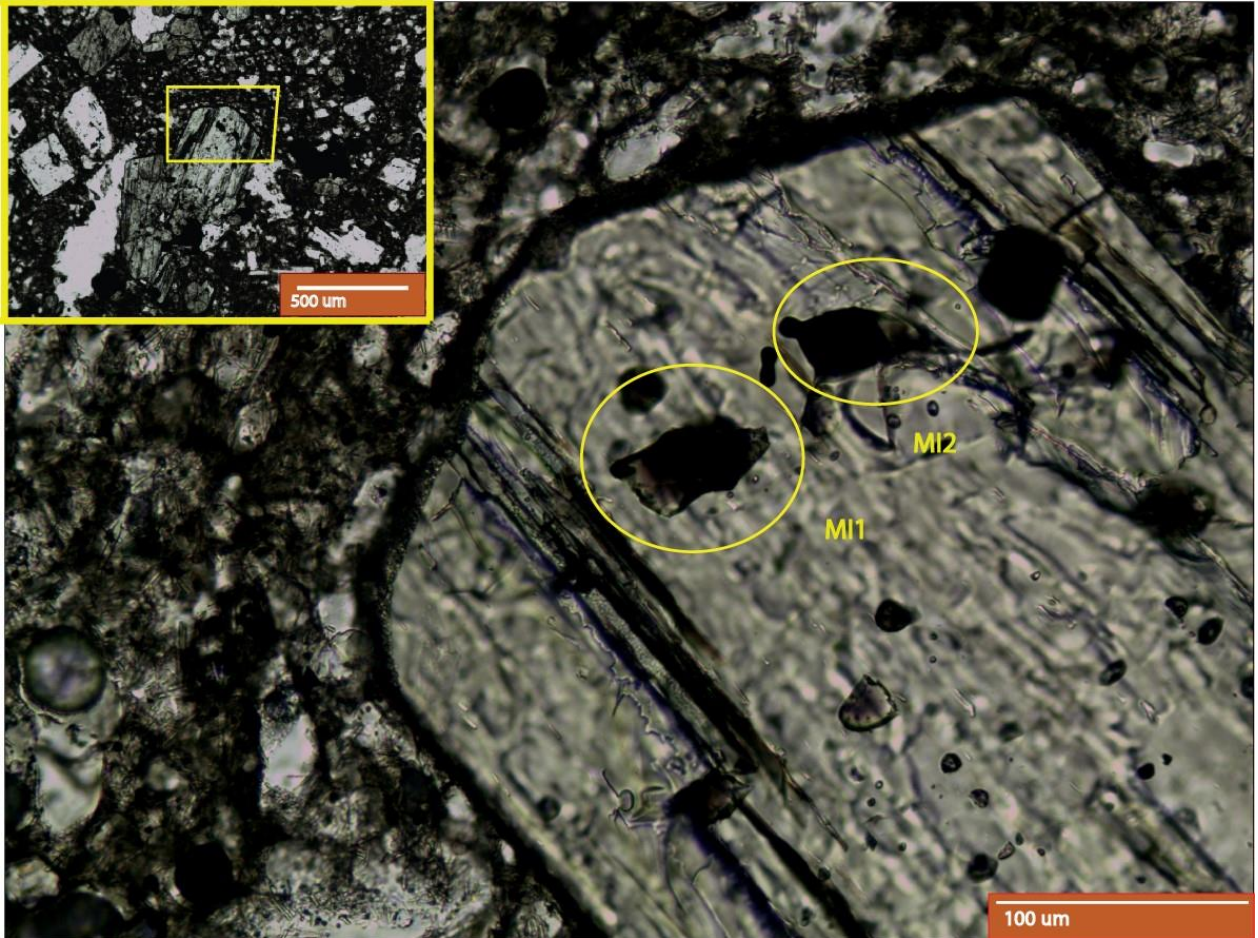


Figura 75: Fotomicrografía del fenocristal de piroxeno 2015-C1-px2, y sus inclusiones vítreas MI1 y MI2.

Fenocristal de clinopiroxeno con dimensiones de 600 x 200 μm aproximadamente. Presenta inclusiones vítreas e intercrecimientos de plagioclasa y magnetita.

MI1: Inclusión vítrea de forma irregular ubicada en un sector a 50 μm del borde del cristal, con dimensiones de 60 x 25 μm aproximadamente. Se encuentra parcialmente recristalizada con minerales opacos y presenta una burbuja que ocupa cerca del 20% del total de la inclusión.

MI2: Inclusión vítrea de forma irregular ubicada a 50 μm del borde del cristal con dimensiones aproximadas de 60 x 25 μm . Se encuentra parcialmente recristalizada y presenta un gran cristal de un mineral opaco en su interior.

2015-C1-px3

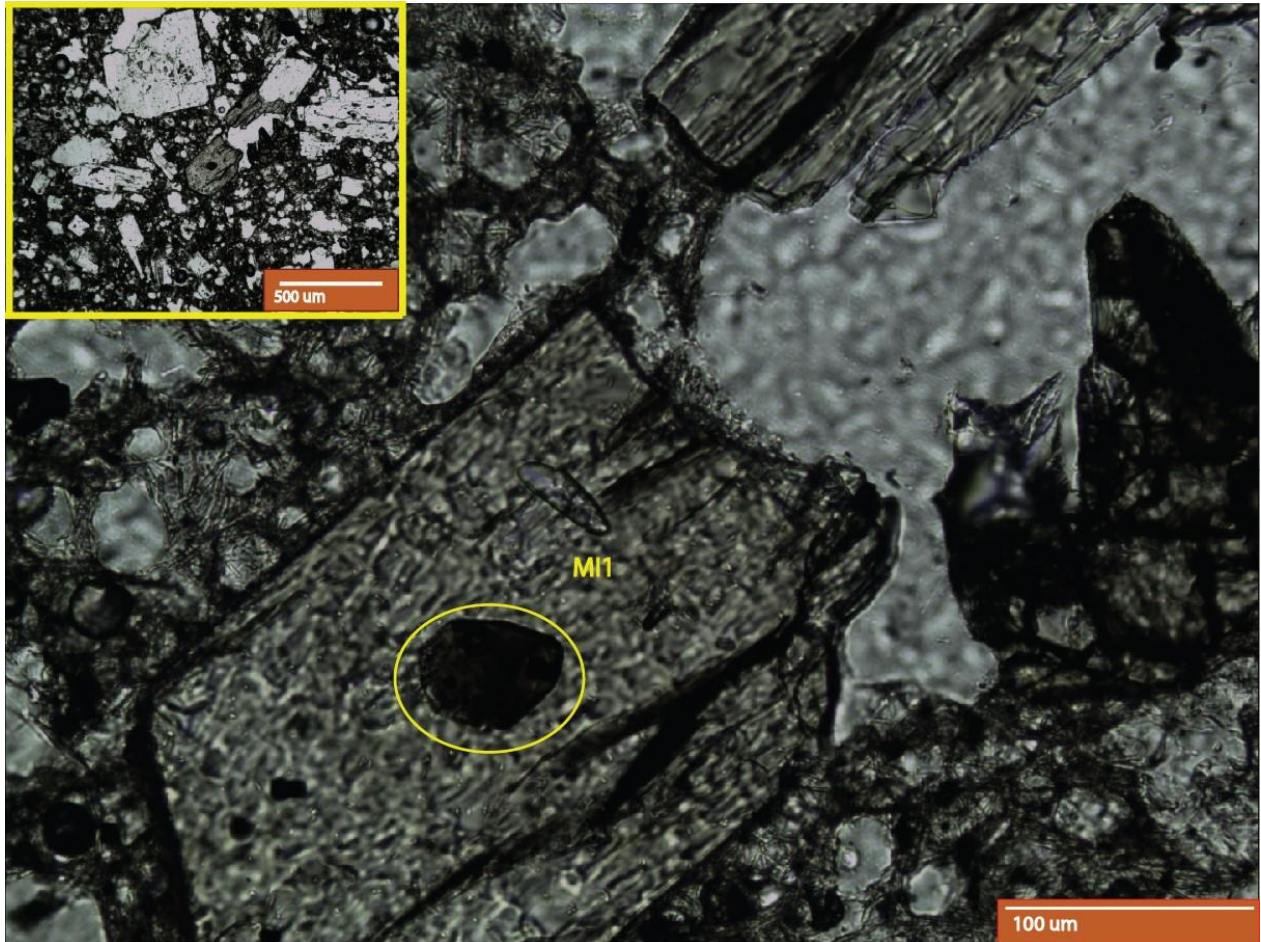


Figura 76: Fotomicrografía del fenocristal de piroxeno 2015-C1-px3, y su inclusión vítrea MI1.

Fragmento de fenocristal de piroxeno con dimensiones de 200 x 200 μm aproximadamente. Presenta una inclusión vítrea e intercrecimientos de plagioclasa y magnetita.

MI1: Inclusión vítrea de forma redonda con diámetro aproximado de 60 μm . Se ubica en el centro del fragmento de cristal y es homogénea con 2 burbujas que ocupan cerca del 10% del total de la inclusión.

Piroclastos pardos

2015-C2-px1

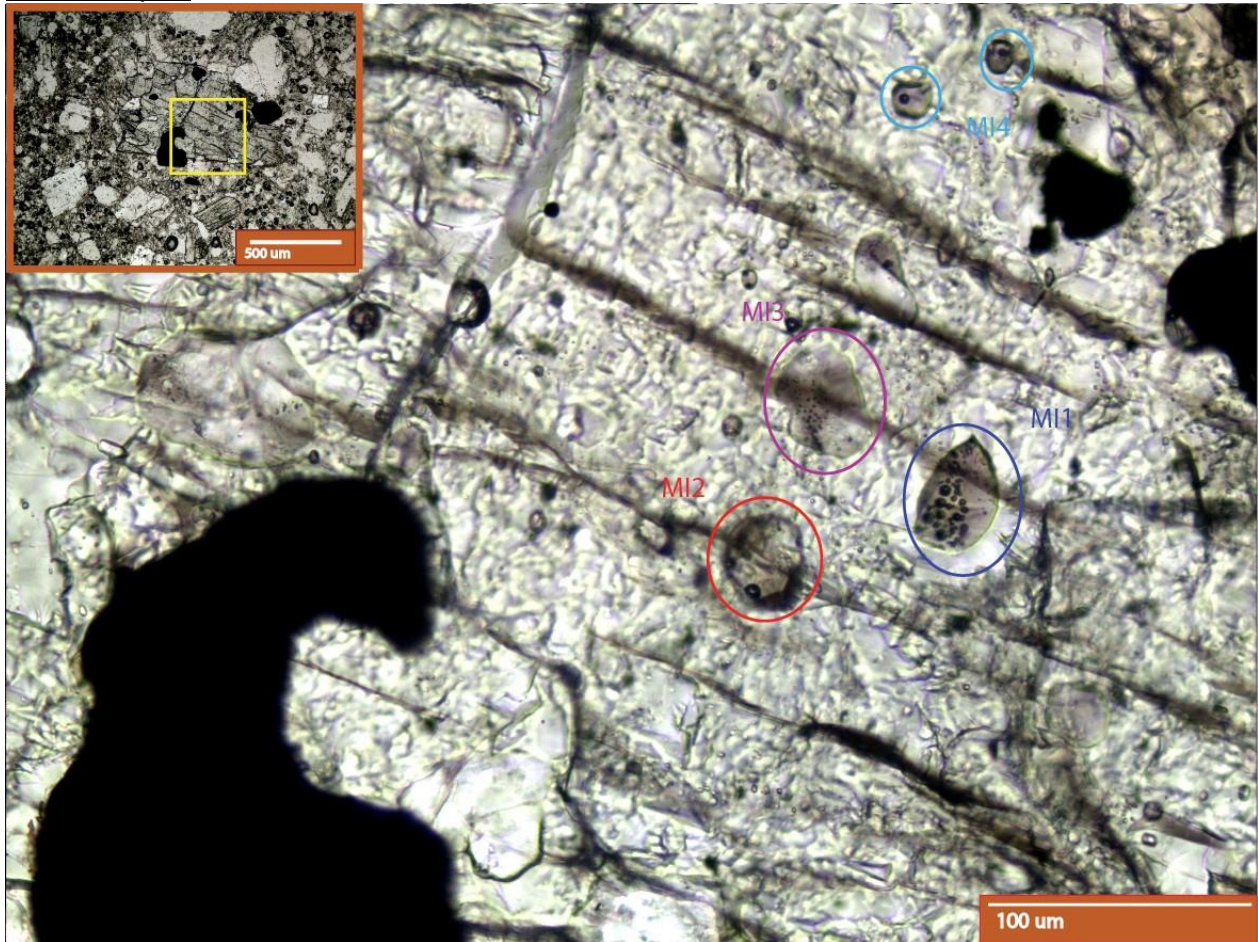


Figura 77: Fotomicrografía del fenocristal de piroxeno 2015-C2-px1, y sus familias de inclusiones vítreas MI1 (azul), MI2 (rojo), MI3 (morado) y MI4 (celeste).

Corresponde a un cristal de piroxeno perteneciente a un pequeño cúmulo cristalino formado además por algunos óxidos de hierro y una plagioclasa, y tiene dimensiones aproximadas de 600 x 300 μm . Presenta varias inclusiones vítreas, principalmente en su centro.

MI1: Inclusión vítrea de forma redondeada con diámetro aproximado de 30 μm y se ubica cerca del centro del cristal. Es homogénea y presenta una gran cantidad de burbujas (más de 20), las que en conjunto forman cerca del 15 % del total de la inclusión.

MI2: Inclusión vítrea de forma redondeada con diámetro aproximado de 30 μm que se ubica cerca del centro del cristal. Es homogénea y presenta 2 burbujas, que en conjunto ocupan menos del 5% del cristal.

MI3: Inclusión vítrea con dimensiones aproximadas de 40 x 20 μm , ubicada cerca del centro del cristal. Es homogénea y presenta una gran cantidad de burbujas menores a 1 μm , las que en total deben ocupar cerca de un 1 % del total de la inclusión.

MI4: Familia de inclusiones vítreas de forma redondeada con diámetros aproximados de 15 μm , que se ubican cerca del centro del cristal. Son homogéneas y presentan una burbuja que ocupa cerca del 7% del total de la inclusión.

Otras inclusiones: Se encuentran en este cristal, inclusiones vítreas que presentan cristales de plagioclasa o magnetita en su interior, los que son de tamaños muy grandes para haber sido recristalizados por lo que se asume que son atrapados al mismo tiempo.

Piroclastos blancos

2015-C3-px1

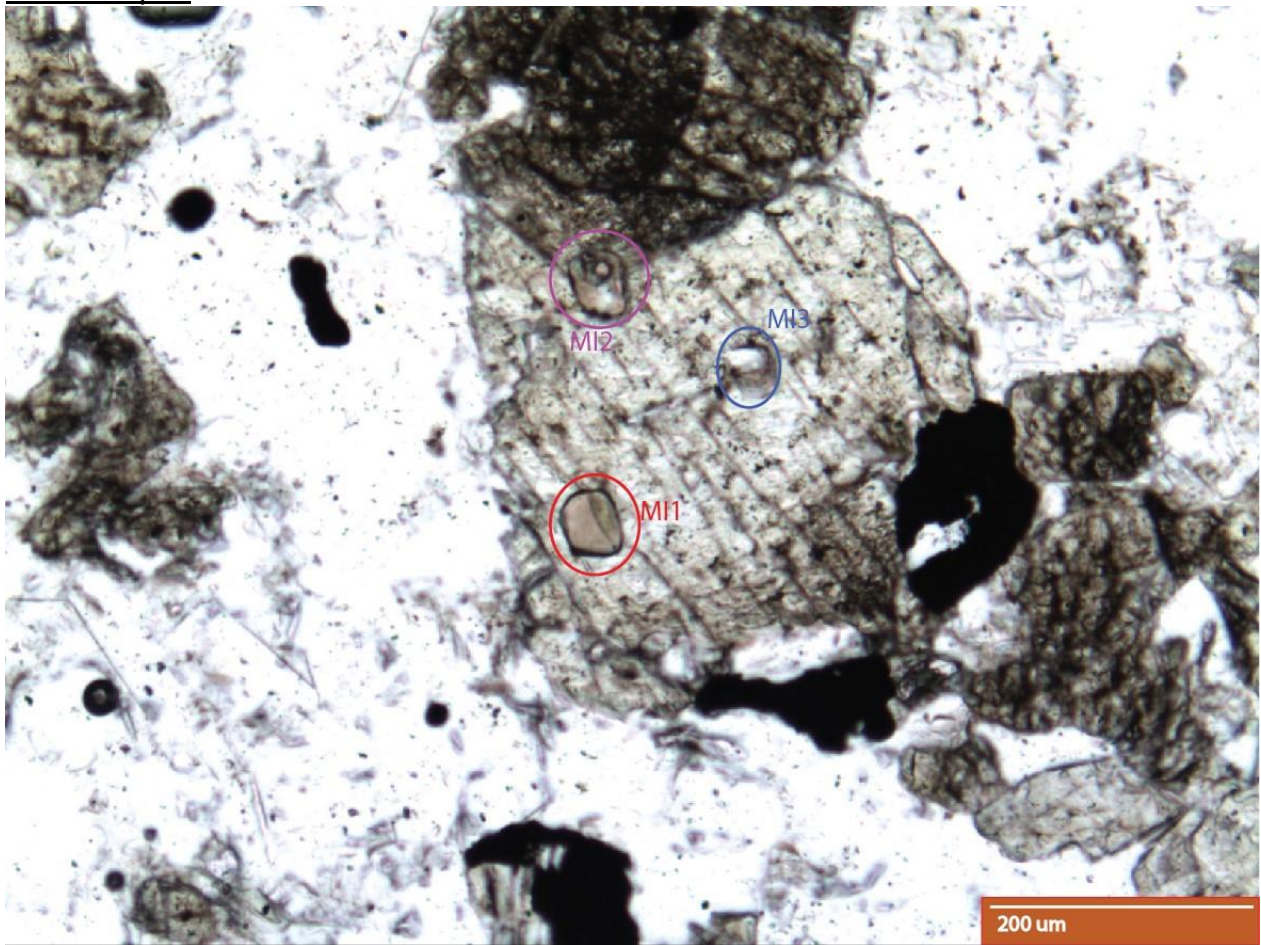


Figura 78: Fotomicrografía del fenocristal de piroxeno 2015-C3-px1, y sus inclusiones vítreas MI1 (rojo), MI2 (púrpura) y MI3 (azul).

Corresponde a un fenocristal de piroxeno de forma irregular unido a otros piroxenos, plagioclasas y magnetitas. Sus dimensiones son de 600 x 300 μm y presenta 3 inclusiones vítreas.

MI1: Inclusión vítrea con diámetro aproximado de 40 μm ubicada a unos 30 μm del borde del cristal. Es completamente homogénea y no presenta burbuja.

MI2: Inclusión vítrea con diámetro aproximado de 40 μm ubicada a unos 50 μm del borde del cristal. Es homogénea y presenta una burbuja que ocupa cerca del 7 % del total de la inclusión (abierta en el pulido).

MI3: Inclusión vítrea con diámetro aproximado de 30 μm ubicada cerca del centro del cristal. Presenta un cristal de plagioclasa que ocupa casi el 50% del total de la inclusión, por lo que se infiere que es un cristal atrapado en vez de una recristalización. No presenta burbuja.

Texturas y zonaciones

Se pueden apreciar principalmente maclas y maclas lamelares dentro de los piroxenos, sin importar si son ortopiroxenos o clinopiroxenos. Las maclas generalmente dividen el cristal en dos partes similar a la macla Carlsbad en feldespatos, y también ocurren de forma polisintética (figura 79)

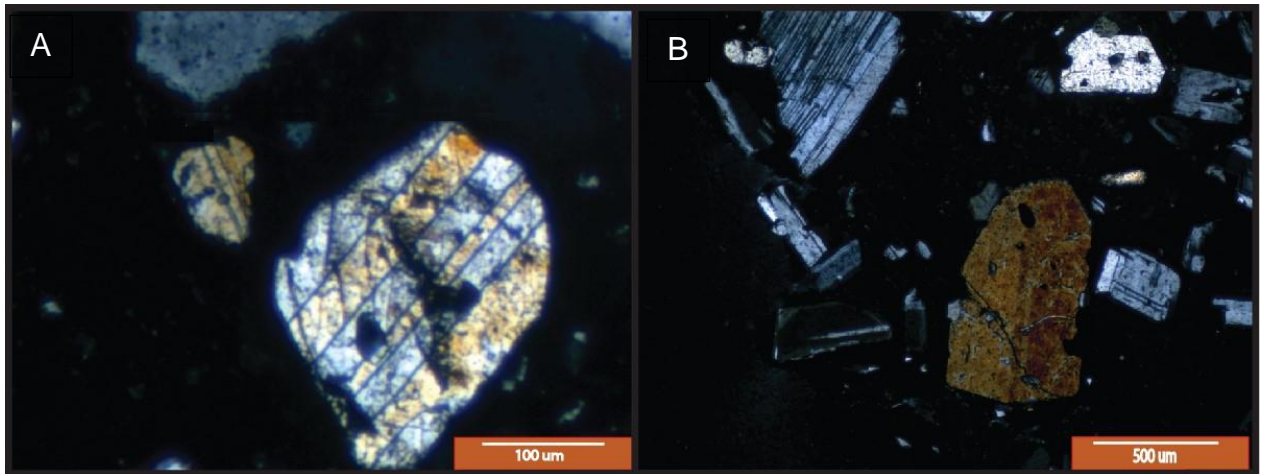


Figura 79: Fotomicrografías de las maclas presentes en los piroxenos de la erupción, corte Kal-17-3b. A) Fenocristal de ortopiroxeno con maclas polisintéticas, B) Macla similar a la Carlsbad, también en un ortopiroxeno.

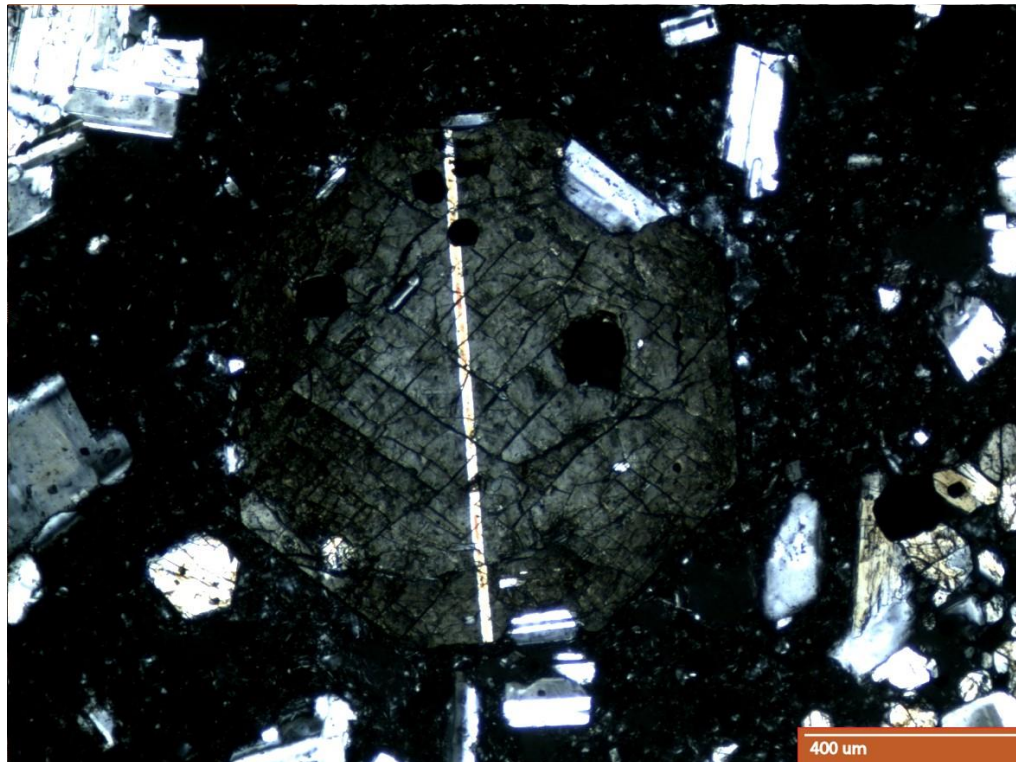


Figura 80: Fotomicrografía a nicoles cruzados de un fenocristal de piroxeno completamente euédral visto por su cara basal (por lo que carece de birrefringencia). La línea amarilla que lo divide en dos corresponde a una macla probablemente lamelar.

También se aprecia una textura de intercrecimientos vermiculares de óxidos de hierro dentro de algunos ortopiroxenos, los que se encuentran cuando el piroxeno forma parte de la corona de un olivino y en algunos piroxenos que forman parte de cúmulos minerales, los que en una ocasión se encontraron con remanentes de olivino (figura 81)

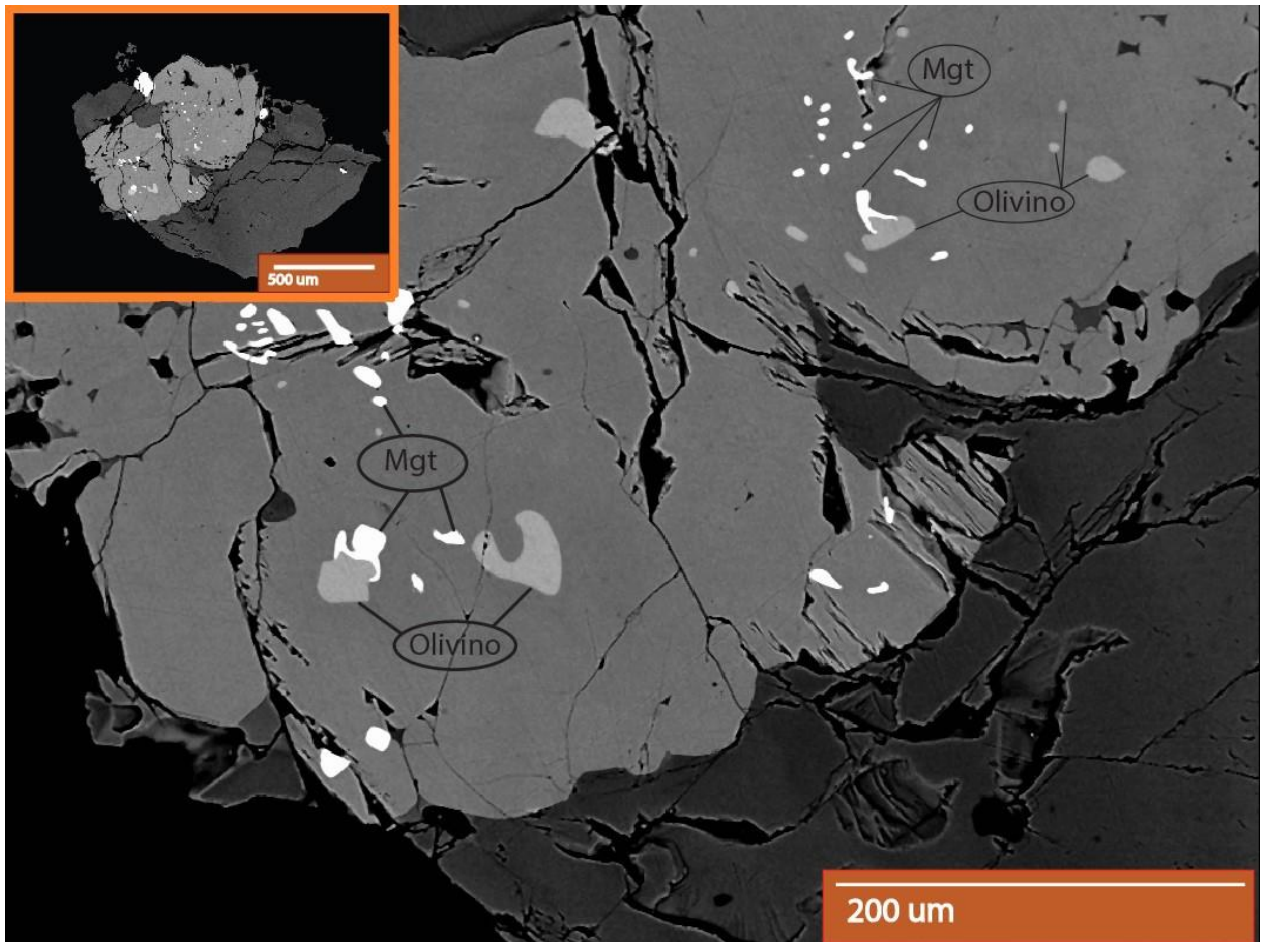


Figura 81: Fotomicrografía por SEM-BSE del fenocristal de ortopiroxeno 2015-Sc-IIb-4. Se puede apreciar la presencia de magnetita vermicular (Mgt) y la presencia de pequeños fragmentos de olivino en contacto con estos.

Por último, también se encuentran zonaciones en los bordes de algunos piroxenos, que no eran identificable mediante microscopio óptico, estas tienden a ser levemente irregulares y ocurren en pocos ejemplares (figura 82).

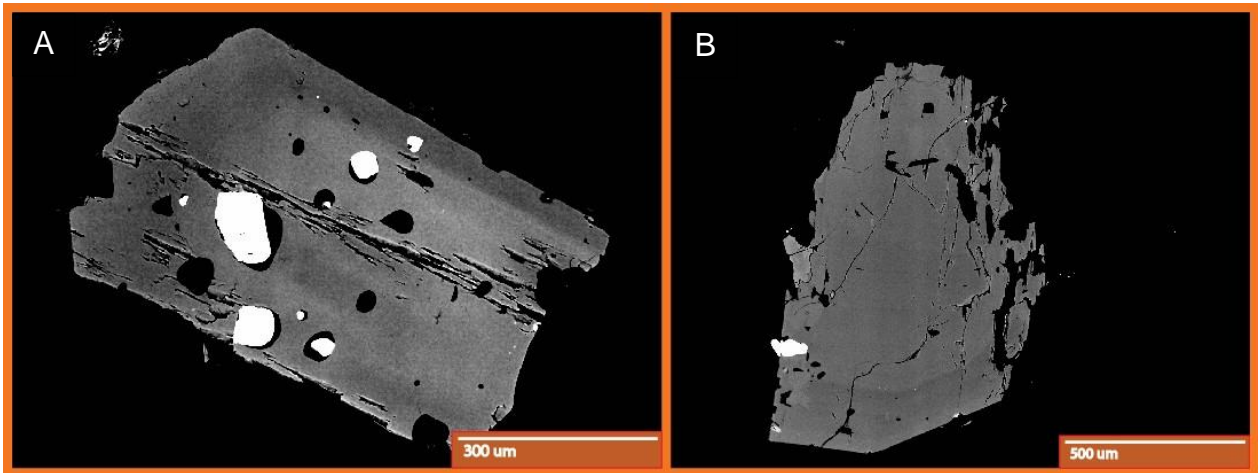


Figura 82: Zonaciones en piroxenos mediante imágenes de SEM-BSE. A) cristal 2015-Sc-IIa, B) cristal 2015-Sc-32-4.

Anfíbol

2015-C3-anf1



Figura 83: Fotomicrografía del cristal de anfíbol 2015-C3-anf1 y su inclusión vítrea M1 (amarillo).

Corresponde a un cristal de anfíbol ubicado en una aglomeración cristalina formada por anfíbol, plagioclasas y óxidos de hierro. Es completamente anhedral con varias incrustaciones poikiliticas de plagioclasas, como dimensiones aproximadas de 500 x 500 μm . Presenta una sola inclusión vítrea, la que no alcanzo a aflorar en la superficie del corte, por lo que no pudo ser analizada.

M11: Inclusión vítrea con diámetro aproximado de 30 μm ubicada cerca de lo que debiera ser el centro del cristal. Es de composición homogénea y presenta una burbuja que ocupa cerca del 15% del total de la inclusión.

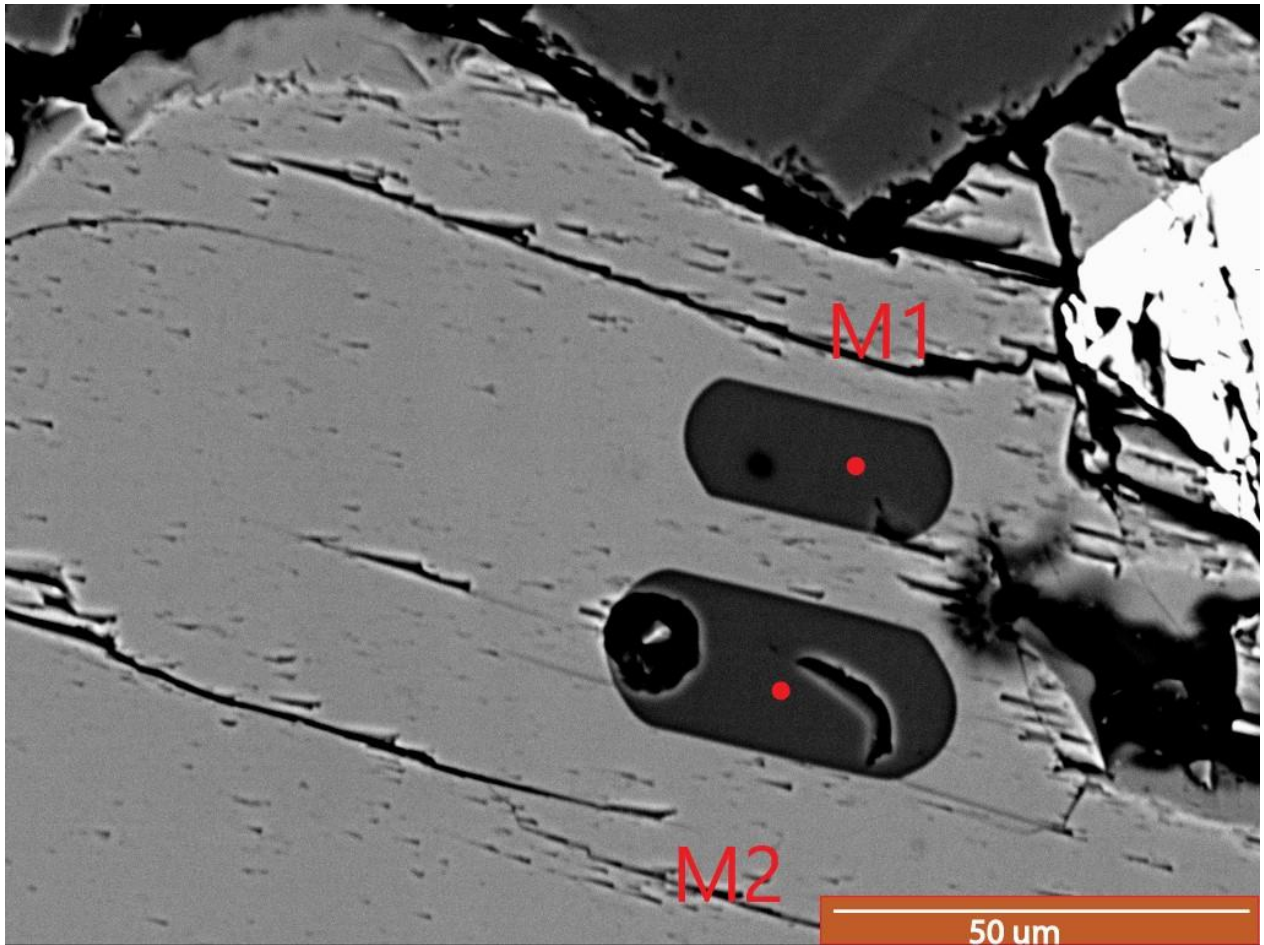


Figura 84: Fotomicrografía por BSE del fenocristal de anfíbol 2015-SC-31-2, y sus inclusiones vítreas MI1 y MI2

Corresponde a un fenocristal de anfíbol con dimensiones aproximadas de 500x400 μm con forma subhedral. Está en contacto con una plagioclasa zonada y tiene intercrecimientos de óxidos de hierro y de plagioclasa, y presenta dos inclusiones vítreas.

MI1: Inclusión vítrea de forma rectangular con dimensiones de 30 x 15 μm ubicada a unos 20 μm del borde del cristal. Es homogénea y presenta una burbuja que ocupa cerca del 10% del total de la inclusión.

MI2: Inclusión vítrea de forma rectangular con dimensiones de 40 x 20 μm aproximadamente ubicada a unos 50 μm del borde del cristal. Es homogénea y presenta una burbuja que ocupa cerca del 20% del total de la inclusión.

Forma y texturas

Los anfíboles presentan variados tamaños que pueden llegar hasta 1 mm de largo los más grandes, algunos son completamente euhedrales, pero la mayoría son anhedrales.

La única textura presente en ellos es la presencia de intercrecimientos poikiliticos de plagioclasa en su interior, y a veces de óxidos de hierro. No presentan bordes de reacción ni zonaciones.

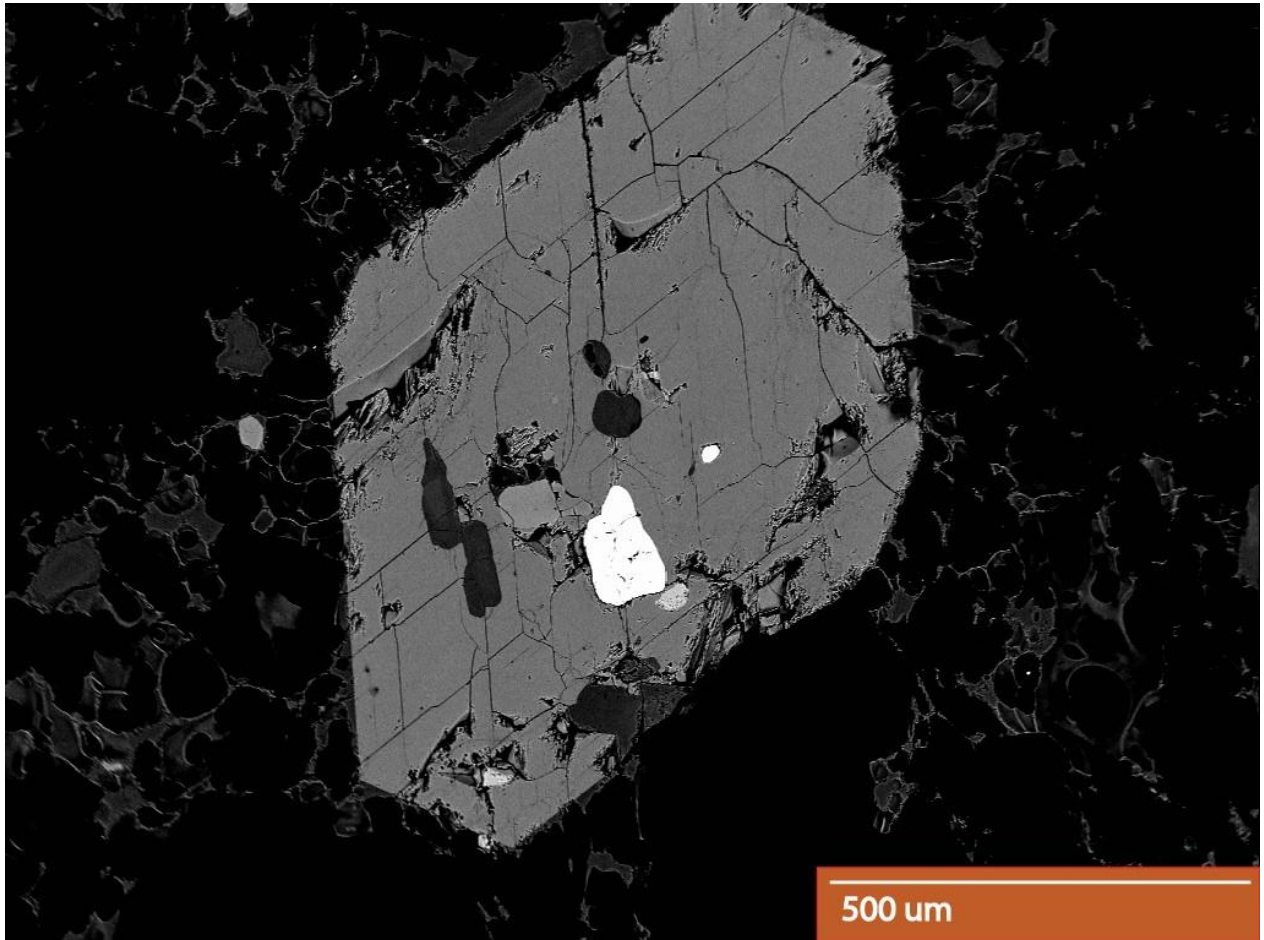


Figura 85: Fotomicrografía por BSE de un fenocristal de anfíbol en muestra SC-3 (piroclasto blanco). Se pueden ver intercrecimientos de plagioclasas (gris oscuro) y de magnetitas (blanco).

Olivino

Los olivinos como fenocristales de piroclastos no presentaban inclusiones vítreas, y estas solo fueron encontradas en los olivinos del borde de reacción del anfíbol gigante en C4 (ver anexo 2).

Estos son escasos dentro de las muestras, pero aparecen con la misma frecuencia en los 3 tipos de piroclastos y en ningún momento se encontró un olivino fuera de aglomeraciones cristalinas.

Se encuentran siempre en el centro de aglomeraciones cristalinas en conjunto con plagioclasa, ortopiroxeno y magnetita, siempre teniendo una corona de piroxeno, la que en algunas ocasiones presentaba intercrecimientos de óxidos de hierro vermicular a partir de la interfaz olivino piroxeno (figuras 86 y 87).

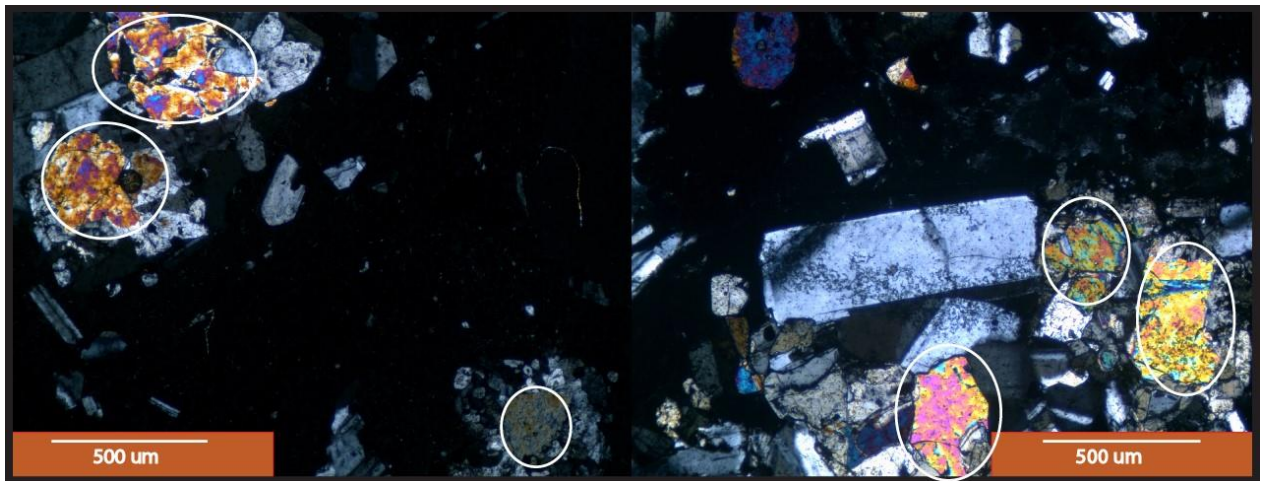


Figura 86: Fotomicrografías a nicolas cruzados de olivinos dentro de sus respectivas aglomeraciones cristalinas. Ambas fotos son tomadas de piroclastos grises del corte pulido 2015-Ka- 17-3b.

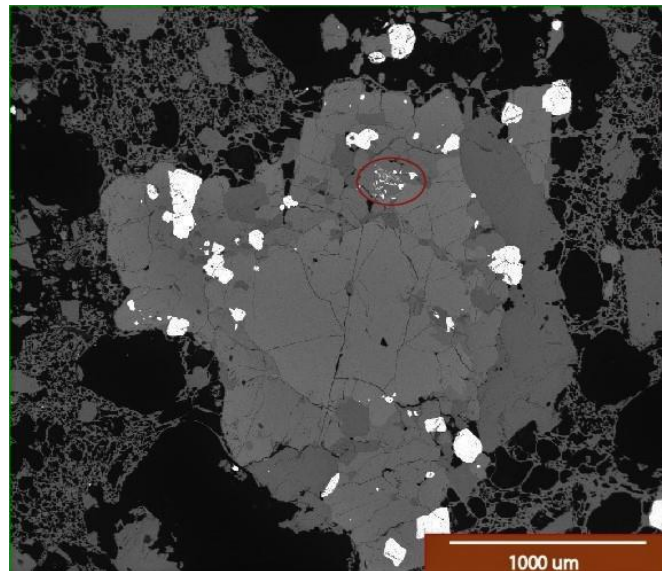


Figura 87: Fotomicrografía por BSE de un olivino (gris claro-centro) rodeado por una corona de piroxeno (gris), plagioclasa (gris oscuro) y magnetita (blanco). En el círculo rojo se ve un intercrecimiento vermicular de magnetita dentro del piroxeno. Ejemplar tomado de un piroclasto pardo en C2.

Sulfuros y apatitos

Se encuentran ocasionalmente como pequeñas inclusiones dentro de cristales, la presencia de sulfuros de hierro y cobre, y de apatitos.

Los sulfuros de hierro y cobre son redondeados con tamaños de hasta 15 μm de diámetro y fueron encontrados en 3 cristales, la plagioclasa más grande de C3 (piroclasto blanco), un piroxeno de Sc-32 (piroclasto blanco) y en el cristal de anfíbol en C4 (Ver anexo 2).

Para el caso de la plagioclasa más grande de C3 (figura 88), se analizó mediante SEM y se obtuvo una composición que correspondería a pirita, pero con una considerable cantidad de cobre (5%), el caso del piroxeno no pudo ser analizado, pero debido sus características en luz reflejada, se trataría de calcopirita, aunque no se descarta la opción de pirita.

Los apatitos en cambio, se pueden encontrar generalmente dentro de piroxenos y de inclusiones dentro de piroxenos, aunque también han sido observados en plagioclasa.

Tienen tamaños levemente mayores, de hasta 30 μm de diámetro, y presentan una forma redondeada.

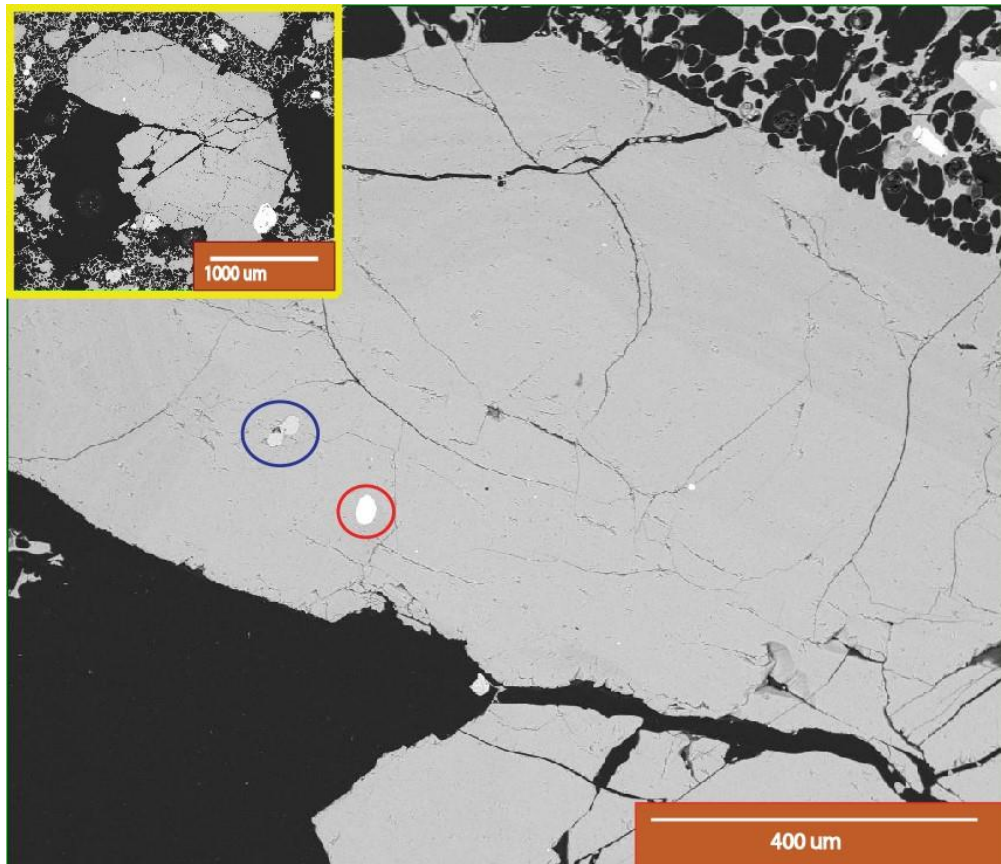


Figura 88: Fotomicrografía por BSE de la plagioclasa más grande encontrada en C3. Encerrado en rojo un sulfuro que correspondería a pirita, y en azul un par de apatitos.

ANEXO 2

Petrografía del anfíbol en C4

Corte C4

Corresponde a un piroclasto gris que presenta su mineralogía típica, con la excepción de presentar un cristal de anfíbol con dimensiones completamente extraordinarias, el que a su vez presenta un borde de reacción en todo su borde.

Esta muestra es una particularidad de la erupción, ya que es la única que presenta un anfíbol de estas características, aparte de ser el único que no se encuentra en un piroclasto blanco.

Anfíbol

Corresponde a un cristal que tiene dimensiones aproximadas de 0.8 x 0.4 cm, lo que lo hace cerca de 2 órdenes de magnitud mayor que el resto de los cristales encontrados en la erupción.

Es de color pardo, presenta un marcado clivaje, se encuentra reabsorbido y recristalizado en sectores de su centro, y en su borde presenta un borde de reacción que en su sector más ancho llega a medir 2 mm.

Dentro del cristal se pueden encontrar dos tipos distintos de inclusiones. Un grupo de inclusiones vítreas pequeñas de no más de 10 μm de diámetro que ocurren cercanas al borde del cristal. Estas son posiblemente de naturaleza pseudosecundaria ya que la distribución que tienen las familias que existen, se desarrollan hacia el interior del cristal en vez de seguir los bordes de crecimiento (figura 90).

El otro grupo de inclusiones se desconoce su naturaleza, pero posiblemente sean inclusiones vítreas de origen primario y pseudosecundario. Tienen diámetros de no más de 10 μm , aunque un par de ejemplares superan los 50 μm , y siguen líneas a lo largo del cristal y también algunas que las cruzan. Todas se encuentran totalmente opacas posiblemente con algún tipo de recristalización. Son muchas, probablemente miles dentro de la sección delgada observada (figura 89).

También presenta intercrecimientos de plagioclasas y de calcopirita, donde la forma de estos últimos indicaría el atrapamiento de un fundido sulfurado inmiscible (figura 91).

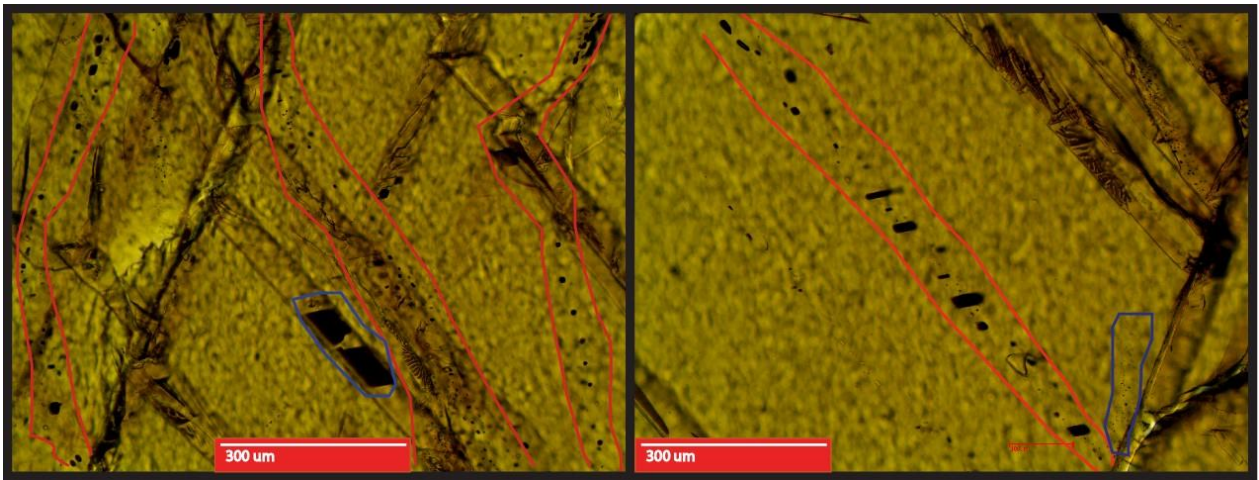


Figura 89: Fotomicrografías de anfíbol ubicado en C4. Entre las líneas rojas se encuentran inclusiones de tipo II que siguen líneas que se prolongan varios milímetros a lo largo del cristal. Encerradas en azul, inclusiones apartadas que crecen en dirección de las fracturas de clivaje o en ellas.

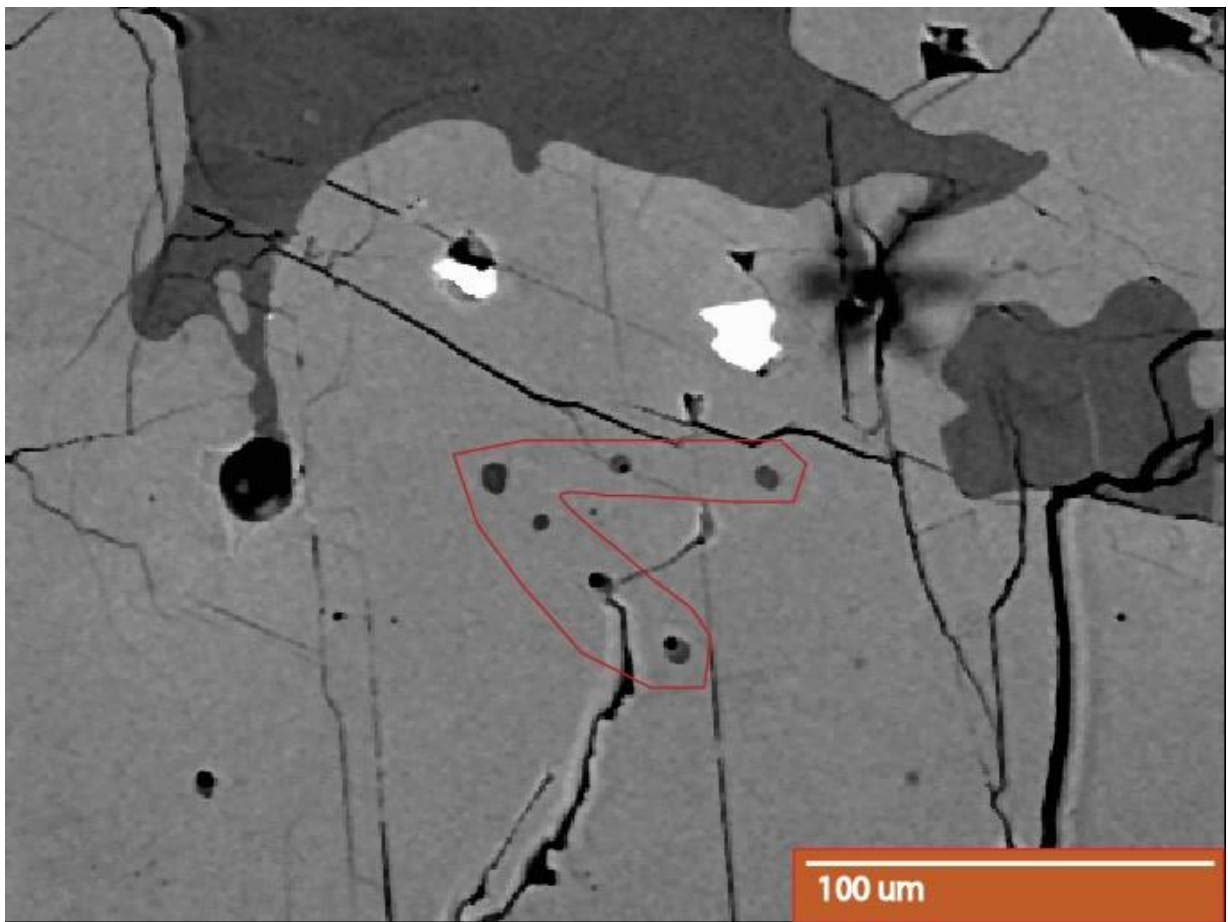


Figura 90: Fotomicrografía por BSE del cristal de anfíbol en C4. En rojo se muestran inclusiones vítreas de tipo I.

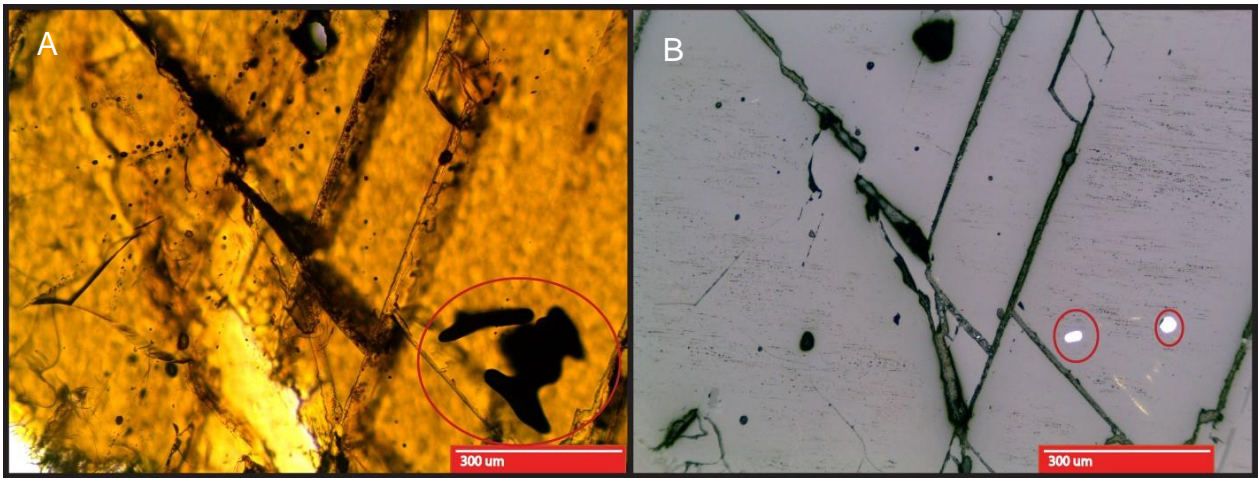


Figura 91: Fotomicrografías del anfíbol en C4, donde se puede apreciar encerrado en rojo los atrapamientos de sulfuros (en este caso calcopirita). A) fotografía en luz transmitida, B) fotografía en luz reflejada.

Aglomeración cristalina que recubre al anfíbol

El anfíbol ya mencionado presenta una aglomeración cristalina de grandes dimensiones (hasta 2 mm en su sector más ancho) compuesto de plagioclasa, ortopiroxeno, olivino y óxidos de hierro.

Rodea completamente el cristal de anfíbol y se observa que en algunos sectores que se va desintegrando hacia el fundido del piroclasto (figura 92)

Esta aglomeración se puede separar en dos sectores distintos, el primero sería el borde exterior, conformado por plagioclasa, piroxeno y olivino, y con óxidos de hierro solo como parte de intercrecimientos vermiculares en piroxenos en contacto con olivinos.

Se extiende desde el contacto con la masa fundamental, hasta unos 200 o 300 µm del borde del anfíbol, aunque en un sector se encuentra en contacto directo con este. Sus cristales son de gran tamaño, superando hasta más de 1 mm de largo en algunos casos (ver mineralogía de la aglomeración).

El segundo sector se extiende entre el anfíbol y la primera parte, y se diferencia mineralógicamente por la ausencia de olivino y por la alta presencia de magnetita, y en el tamaño de los cristales que se encuentran entre 10 y 50 µm aproximadamente, y correspondería a un borde de reacción.

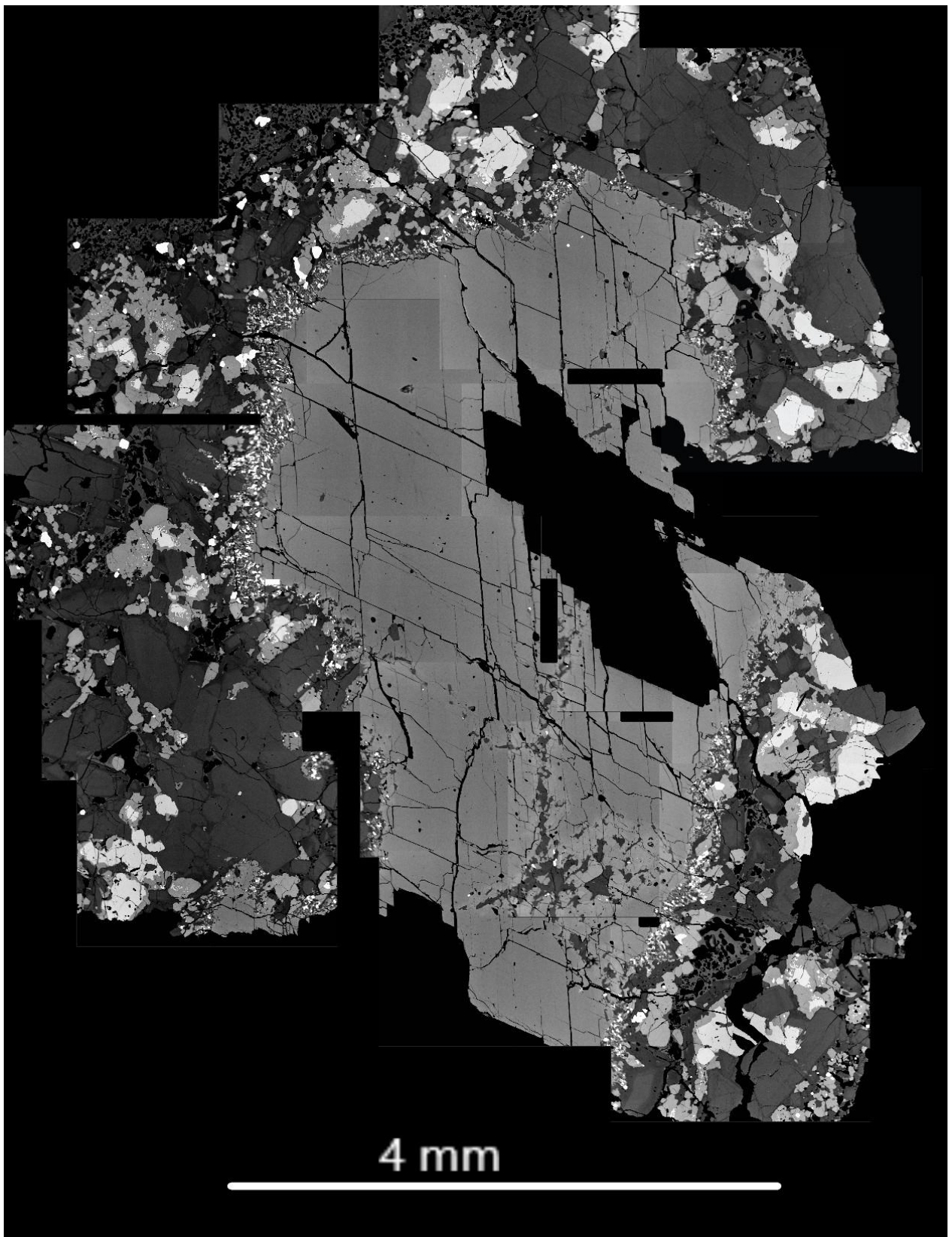


Figura 92: Reconstrucción fotográfica por BSE del anfíbol de C4 y la aglomeración cristalina que lo recubre.

Mineralogía de la aglomeración

Plagioclasas

Sus características varían entre el sector del borde de reacción en el que se encuentran.

-Primer sector: Corresponden a cristales euhedrales con tamaños que varían entre los 50 y 1200 μm .

No se encuentran homogéneamente distribuidos a lo largo, por lo que hay sectores donde ocupan el 90% de este sector de la aglomeración, mientras que en otros son alrededor del 45%.

La gran mayoría no presenta texturas de desequilibrio y solo presentan una pequeña zonación en el borde del mineral, cuando están en contacto con fracturas rellenas de vidrio.

Presentan inclusiones vítreas, de diversos tamaños, homogéneas con burbujas de diversos tamaños, aunque casi la totalidad se encontraban bajo la superficie debido al grosor del corte pulido y por problemas de contraste no pudieron ser analizadas mediante EMPA, aunque si mediante espectrometría de Raman.

-Segundo sector: Corresponden a cristales anhedrales con tamaños de entre 10 y 50 μm que se encuentran en forma simplectítica compartiendo el espacio con piroxenos y magnetita. Y forman cerca del 40% del total de este sector.

Piroxenos

Al igual que con las plagioclasas sus características varían dependiendo del sector en que se encuentren

-Primer sector: Son anhedrales y se encuentran exclusivamente conformando coronas en olivinos en conjunto con magnetita vermicular, su tamaño es menor al de las plagioclasas, teniendo formas irregulares que pueden llegar a los 800 μm de largo. Forman cerca del 40% del total del borde.

Presentan inclusiones vítreas, las que son muy similares en forma, tamaño y

-Segundo sector: Son parte de un intercrecimiento vermicular con plagioclasa y magnetita. Tienen tamaños levemente mayores a las plagioclasas de este sector y ocupan cerca del 40% del total.

Olivino

Solo forma parte del primer sector de la aglomeración, tienen tamaños de entre 50 y 300 μm en sus dimensiones más largas y ocupan cerca de un 10% del total de este sector.

Se encuentran en casi todas las ocasiones con coronas de piroxeno y magnetita vermicular, aunque hay sectores donde se encuentran en contacto con plagioclasas (figura 93).

Presentan inclusiones vítreas: se encontró una homogénea de forma irregular de 15 μm de largo y 10 μm de ancho con una burbuja que ocupa el 10% de la inclusión, una muy similar en el mismo cristal que se encontraba recristalizada con microcristales de magnetita, y otra en otro cristal, que tenía unos 30 μm de diámetro y en su interior presentaba un pequeño cristal de anfíbol.

Magnetita

Ocurre en ambos sectores, pero con características muy distintas.

Primer sector: Solo ocurre como intercrecimientos vermiculares en los piroxenos que son coronas de reacción de olivinos, tienen pequeños tamaños entre 5 y 30 μm de largo y forman alrededor de un 5% del borde, dependiendo de que parte de este sector se observe.

Segundo sector: Intercrecimientos simplectíticos con piroxeno y plagioclasa, de tamaños levemente más grandes que los del primer sector, y llegan a ocupar cerca del 20% del total del borde.

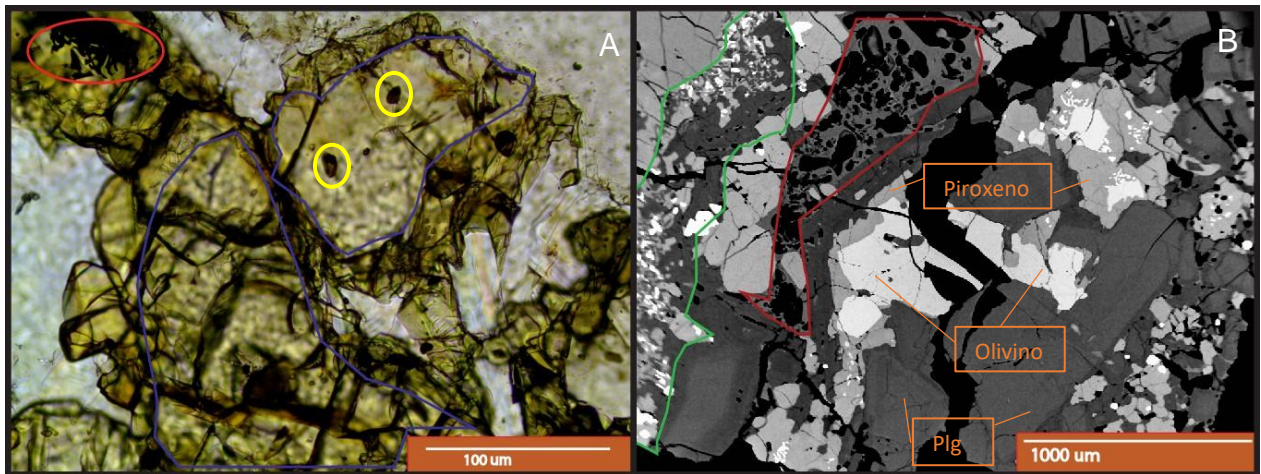


Figura 93: A) Olivinos (encerrados en azul) parte de la aglomeración cristalina de C4, con sus respectivas coronas de piroxenos y plagioclasa. En rojo se encierra un intercrecimiento vermicular de magnetita. Se observan 2 inclusiones vítreas en el olivino del sector superior (encerradas en amarillo); B) Fotomicrografía por BSE de la aglomeración cristalina en C4. A la izquierda, delimitado por la línea verde, se puede observar el anfíbol, al que le sigue el segundo sector de la aglomeración, seguido después por el primero. En rojo se encierra un sector donde se encuentra vidrio atrapado.

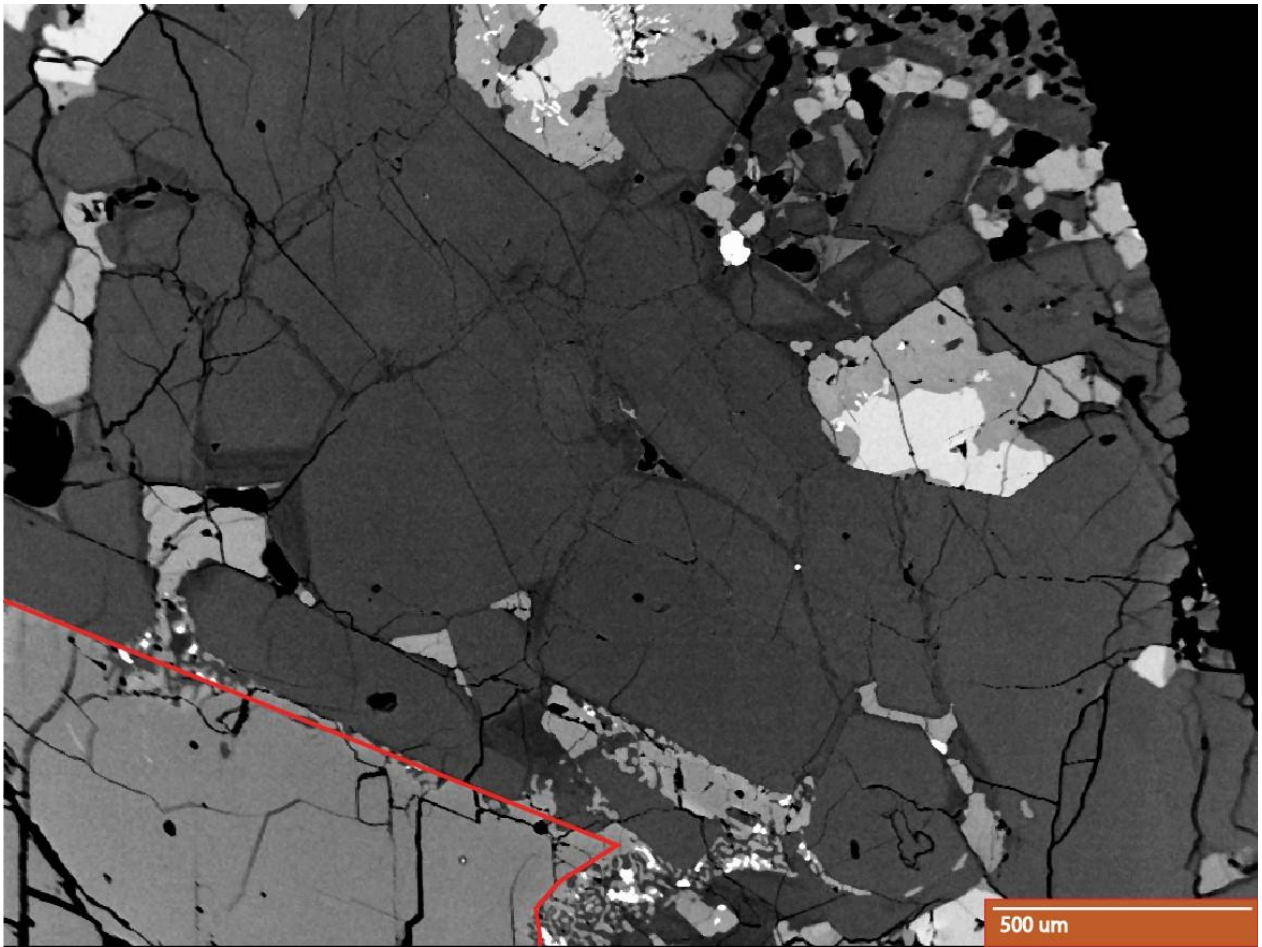


Figura 94: Fotomicrografía por BSE de la aglomeración cristalina del anfíbol en C4. Compuesto mayoritariamente por plagioclasas (gris oscuro). El anfíbol se encuentra delimitado por la línea roja y se observan también olivinos (gris muy claro) rodeados de piroxenos (gris intermedio) y magnetita vermicular (blanco). Se puede observar que las plagioclasas presentan una zonación siempre que tengan una fractura en contacto con vidrio.

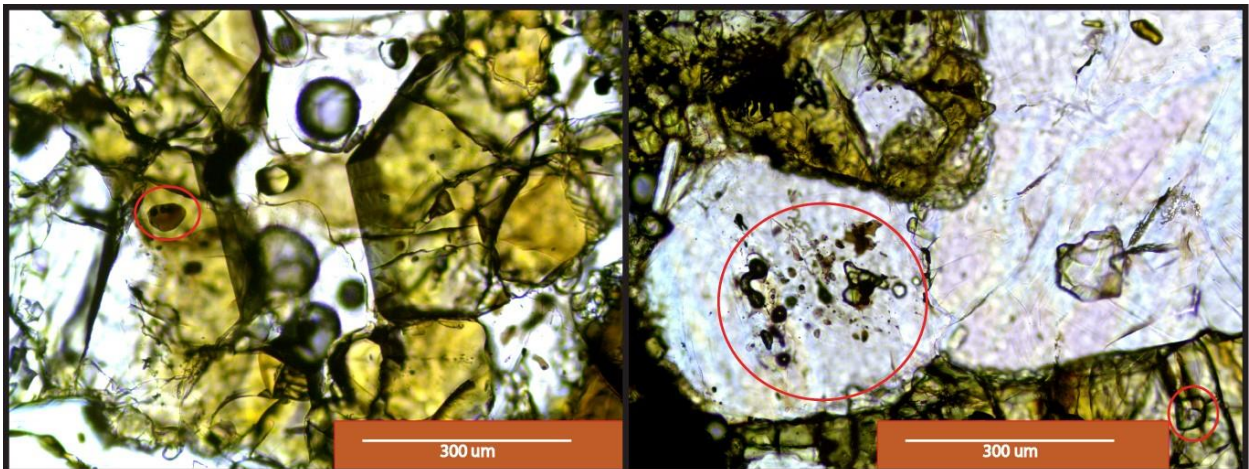


Figura 95: Fotomicrografías del borde de reacción en C4. Señaladas en rojo se encuentran las inclusiones vítreas presentes en piroxenos y plagioclasas.

Análisis de la reabsorción de anfíbol

El siguiente análisis explica como la reabsorción del anfíbol de C4 cambia la composición del fundido presente.

Se determinara las condiciones en que ocurre este proceso tomando la composición del anfíbol en C4, de acuerdo a la medición **2015-C4-anf-w/MI3**, y la composición aproximada del magma en el momento de reabsorción como su inclusión vítrea **2015-C4-anf-MI3**, y la inclusión vítrea **2015-C4-z5-ol-MI5** como resultado final de la mezcla.

Es posible explicar la diferencia de cada elemento que presentan ambas inclusiones en función de una mezcla en cierta proporción del magma de la primera inclusión con un magma con la composición del anfíbol, de acuerdo con la ecuación 1.

$$\frac{X \times \text{Composición inicial}}{100} + \frac{Y \times \text{Fundido a reabsorber}}{100} = \text{Condición Final}$$

Ecuación 1: Modelo simple para la determinación de proporción (X:Y) entre el fundido reabsorbido y un magma inicial para obtener una condición final posterior a la mezcla entre los dos.

Por facilidad se desprecian los decimales en los componentes cuyas concentraciones son mayores a 10%, y es necesario notar que esto es tan solo una aproximación y que las diferencias apreciables entre las proporciones aproximadas pueden tener varias explicaciones posibles.

En general, de acuerdo a lo que se aprecia en la tabla 8, una proporción de reabsorción cercana al 50:50 es capaz de explicar la variación de la mayoría de los principales elementos, excepto en el caso del sílice, calcio y magnesio que necesitan una menor proporción.

De estos tres, el más sencillo de explicar corresponde al caso del magnesio, donde las composiciones son prácticamente idénticas, lo que probablemente se deba a la formación de forsterita, que extrae todo el magnesio que sobra del fundido remanente, considerando que las muestras de fundido final se toman de inclusiones vítreas en posiciones intermedias de olivinos forsteríticos.

Este mismo proceso es capaz de explicar la pequeña diferencia que se aprecia en el caso del hierro.

El caso del calcio, es más complejo, ya que la cristalización de olivino no incluye cantidades considerables de este elemento. Esto puede deberse a que, como la condición inicial se toma de inclusiones vítreas pseudosecundarias del anfíbol, el fundido inicial real presente una menor cantidad de calcio, posiblemente debido a el fin de la cristalización de anfíbol o el comienzo de la cristalización de plagioclasa.

Una mezcla de los dos procesos anteriores podría explicar bastante bien la diferencia en la proporción de sílice.

En general, comparando de manera simple, el fundido de las inclusiones vítreas en olivino presenta diferencias con las inclusiones en el anfíbol de C4 en las concentraciones que se correlacionan positivamente con las concentraciones del anfíbol, es decir, que si el anfíbol presenta una menor concentración de cierto elemento, que la inclusión vítrea inicial, la inclusión en olivino tendrá menor concentración de ese elemento, y viceversa.

Tabla 8: Resultados del modelo explicado en la ecuación 1 para las composiciones mencionadas en la sección de análisis matemático de la reabsorción.

Silice		
Composición inicial	Composición final	Fundido a reabsorber
56	53	41
Proporción de reabsorción (X:Y)		80:20

Aluminio		
Composición inicial	Composición final	Fundido a reabsorber
18	16	14
Proporción de reabsorción (X:Y)		50:50

Titanio		
Composición inicial	Composición final	Fundido a reabsorber
0.5	1.7	2.4
Proporción de reabsorción (X:Y)		37:63

Fierro		
Composición inicial	Composición final	Fundido a reabsorber
6	8	11
Proporción de reabsorción (X:Y)		60:40

Magnesio		
Composición inicial	Composición final	Fundido a reabsorber
1.6	1.9	14
Proporción de reabsorción (X:Y)		98:2

Calcio		
Composición inicial	Composición final	Fundido a reabsorber
6	6.5	11
Proporción de reabsorción (X:Y)		90:10

Sodio		
Composición inicial	Composición final	Fundido a reabsorber
3.7	3	2.5
Proporción de reabsorción (X:Y)		42:58

ANEXO 3

Tablas de datos y especificaciones de espectrometría de Raman

En esta sección se muestran todos los análisis llevados a cabo sobre minerales e inclusiones vítreas, a través de EMPA, Raman y/o SIMS.

El formato en que se encuentran define el nombre del cristal al que pertenece la medición, el subnombre otorgado, dependiendo de si fue medido en mineral o inclusión, y la ubicación de cada medición.

Las mediciones de todos los elementos se encuentran en números negros, a excepción de las mediciones de H₂O en Raman que se encuentran en rojo. Los elementos por debajo del límite de detección del método elegido para la medición se encuentran con guion, los no medidos como NM y los dejados fuera por errores en la medición como EM.

En la segunda sección de este anexo se adjuntan las especificaciones del equipo y el trabajo con espectrometría de Raman, en un texto (en inglés) entregado por Federica Schiavi, la encargada del laboratorio quien llevo a cabo todo el tratamiento de datos.

Tablas de datos

Plagioclasas

Tabla 9: Resultados de análisis por EMPA, Raman y SIMS de plagioclasas y sus inclusiones. Las destacadas en amarillo corresponden a plagioclasas como intercrecimientos dentro de otros minerales. Las ubicaciones de las mediciones se indican mediante las siguientes letras: c (centro), i (intermedio centro-borde), b (borde), ip (intermedio de un piroxeno), bp (borde de un piroxeno), cp (centro de un piroxeno), ia (intermedio de un anfíbol). Las mediciones bajo el límite de detección se identifican como "bl", mientras que los elementos no medidos corresponden a guiones.

Cristal	2015-SC32-5	2015-SC-32-4	2015-SC-32-3	2015-SC-32-2			2015-SC-32-1			2015-SC-31-4				
Medición	pl1	pl1	pl1	pl1	pl2	pl3	pl-i	pl-c	pl-b	w/MI2	MI2	pl-c	pl-i	pl-b
Inclusión														
Ubicación	ip	ip	bp	ip	bp	bp	i	c		i		c	i	b
SiO ₂	49.49	53.16	48.40	50.71	50.79	50.28	51.38	50.18	54.56	49.48	63.93	47.63	49.81	54.72
TiO ₂	0.10	0.06	0.05	0.09	0.06	0.12	0.05	0.04	0.08	0.01	0.86	0.01	0.04	0.05
Al ₂ O ₃	30.82	29.96	32.62	32.15	31.66	32.93	31.10	31.37	28.68	32.17	14.40	33.22	31.09	28.74
Cr ₂ O ₃	0.03	0.03	0.01	0.04	bl	0.06	bl	bl	0.01	bl	0.04	bl	bl	0.02
FeO	1.27	0.61	0.86	0.86	1.33	0.96	0.51	0.45	0.55	0.39	4.68	0.39	0.46	0.37
MnO	0.05	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.06	0.01	0.01	0.02	0.14	0.04	bl	bl
MgO	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03	0.00	0.02	0.02	0.01	0.05	1.16	0.04	0.05	0.01
CaO	14.42	13.07	16.26	14.58	14.09	15.35	14.20	14.96	11.26	15.22	3.15	17.07	14.63	11.34
Na ₂ O	2.93	3.99	2.05	3.03	3.30	2.43	3.58	3.00	5.06	2.66	3.82	2.00	3.06	4.80
K ₂ O	bl	0.09	0.07	0.05	0.03	-	0.07	0.03	0.09	0.07	1.42	0.03	0.01	0.07
P ₂ O ₅	0.03	-	bl	0.01	0.08	0.04	-	-	-	-	0.24	-	-	-
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.11	-	-	-
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	407	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3989	-	-	-
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	33	-	-	-
B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	41	-	-	-
Total	99.17	101.02	100.36	101.55	101.40	102.19	100.97	100.05	100.30	100.05	97.95	100.42	99.17	100.12

Cristal	2015-SC-31-1			2015-SC-31-2	2015-SC-IIb-1		2015-SC-IIb-2		2015-SC-IIb-3		2015-SC-IIb-4				
	pl-cb	w/MI1 MI1		pl-c	pl1	pl2	pl1	pl2	pl1	pl2	pl-c1	pl-c2	pl-i	pl-c3	pl-b
Ubicación	i	i		c	ip	ip	cp	ip	ip	ip	c	c	i	c	b
SiO2	45.05	45.55	64.48	51.76	51.10	51.63	49.02	51.67	47.64	49.24	47.40	47.11	48.06	47.09	51.39
TiO2	0.04	0.03	0.71	0.05	bl	0.00	0.01	0.03	bl	bl	0.03	0.01	bl	bl	0.04
Al2O3	33.83	33.58	14.56	30.30	31.87	31.17	31.86	29.90	32.43	30.91	33.12	33.71	33.94	33.83	30.82
Cr2O3	0.06	bl	0.01	0.01	0.01	0.00	bl	0.10	0.08	bl	bl	0.02	0.01	bl	0.03
FeO	0.49	0.56	4.29	0.75	0.56	0.61	1.15	1.44	1.12	1.36	0.84	0.50	0.50	0.49	0.88
MnO	0.01	0.01	0.17	0.01	bl	0.02	bl	0.01	bl	bl	bl	0.03	bl	bl	0.08
MgO	0.01	0.04	1.18	0.05	0.03	0.06	0.03	0.07	0.08	0.22	0.04	0.08	0.04	0.01	0.06
CaO	18.06	17.89	3.02	13.68	14.44	13.86	15.39	13.43	16.07	14.46	16.90	17.45	17.33	17.19	13.98
Na2O	1.07	1.32	3.99	3.77	3.13	3.33	2.60	3.22	2.38	2.78	1.83	1.64	1.60	1.66	3.58
K2O	0.00	0.03	1.29	0.05	0.02	0.05	0.04	0.01	0.04	0.06	0.02	0.01	0.01	0.05	0.08
P2O5	-	-	0.31	-	-	-	0.05	0.04	0.05	0.15	-	-	-	-	-
H2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CO2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	98.63	99.00	94.02	100.43	101.15	100.72	100.15	99.91	99.89	99.17	100.17	100.56	101.48	100.32	100.95

Cristal	2015-C1-olrim		2015-C2-pl-t			2015-C2-olrim		2015-C3-anf2	C2015-C3-anf3		2015-SC-IIa		2015-MC-31-4	
	pl-c	pl-b	b	w/MI1	MI1	pl1	pl2	pl1	pl w/MI1	MI1	pl-c	pl-b	pl-c	pl-inc
Ubicación	c	b	b	i	i	c	io	ia	ia	c	c	b	c	ipl
SiO2	49.13	49.14	53.86	51.73	62.25	47.19	47.46	53.25	52.55	63.48	47.11	50.10	45.13	53.79
TiO2	0.09	0.06	0.03	0.05	0.28	0.03	0.13	0.08	0.10	0.64	0.03	0.06	0.03	bl
Al2O3	31.74	31.27	29.19	29.75	15.31	33.10	33.25	29.23	29.86	14.34	33.36	30.42	34.20	28.28
Cr2O3	0.02	bl	bl	bl	0.03	0.00	0.03	0.01	0.03	bl	bl	bl	bl	0.03
FeO	0.65	0.61	0.54	0.39	4.72	0.53	0.94	0.55	0.67	3.96	0.60	0.55	0.48	0.59
MnO	0.04	0.04	bl	0.00	0.15	0.02	0.10	bl	0.01	0.13	bl	0.02	0.01	bl
MgO	0.03	0.07	0.05	0.06	1.31	0.03	0.08	0.06	0.02	0.71	0.08	0.06	0.01	0.04
CaO	15.04	15.17	11.67	13.41	3.65	16.87	16.66	12.43	12.94	3.33	17.45	14.16	18.35	11.74
Na2O	2.71	2.95	4.45	3.82	4.04	1.81	1.69	4.41	4.17	2.04	1.66	3.39	1.22	4.98
K2O	0.06	0.04	0.10	0.07	1.26	0.06	0.03	0.09	0.05	1.73	0.02	0.07	bl	0.03
P2O5	-	-	-	-	0.09	-	0.17	-	-	0.38	-	-	-	bl
H2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CO2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	99.50	99.35	99.89	99.29	93.10	99.64	100.52	100.11	100.39	90.75	100.30	98.83	99.43	99.47

Cristal	2015-SC-1-px1	2015-SC-3-microlitos				2015-SC-3-anf1	2015-C4-z1-px	2015-C4-z3-pl1	2015-C4-z6-pl1	2015-C4-anf	
Medición Inclusión	pl1	1	2	3	4	pl1	pl1	pl-c	pl-c	z4	z7
Ubicación	ip	m	m	m	m	ia	ip	c	c	ia	ia
SiO2	48.98	52.98	50.59	52.98	54.28	51.49	51.50	47.62	44.77	49.12	47.64
TiO2	bl	bl	bl	bl	0.05	0.08	0.07	bl	bl	0.07	bl
Al2O3	31.58	29.84	30.59	29.84	28.06	30.36	30.45	33.29	34.06	33.16	33.27
Cr2O3	0.03	bl	0.08	bl	bl	bl	0.04	0.04	bl	bl	bl
FeO	1.20	0.63	0.55	0.63	0.57	0.75	1.21	1.28	0.44	0.69	0.80
MnO	0.00	0.03	0.03	0.03	0.04	0.12	bl	0.07	bl	bl	bl
MgO	0.07	0.04	0.02	0.04	bl	0.03	0.03	0.04	0.04	0.14	0.09
CaO	15.89	12.99	14.27	12.99	11.60	13.64	13.41	16.74	18.05	17.20	17.47
Na2O	2.62	4.24	3.70	4.24	4.49	3.15	3.68	1.80	0.96	2.02	1.67
K2O	0.03	0.02	0.10	0.02	0.10	0.08	0.08	0.03	bl	0.03	0.04
P2O5	bl	bl	0.05	bl	0.04	bl	0.04	bl	-	0.10	bl
H2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NM	NM
CO2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NM	NM
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NM	NM
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NM	NM
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NM	NM
B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NM	NM
Total	100.40	100.77	99.97	100.77	99.23	99.70	100.51	100.91	98.32	102.54	100.97

Cristal	2015-C4-z8-pl1			2015-C1-pl4									
	pl-i	w/MI9		w/MI1-1		w/MI1-2			w/MI3		pl-c	pl-b1	pl-b2
Medición Inclusión		MI9		MI1-1		MI1-2		MI1-3	MI3				
Ubicación	ipl	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	i	b
SiO2	51.27	46.60	58.99	47.68	60.69	47.52	61.76	60.16	49.02	60.65	47.84	49.63	51.92
TiO2	0.03	bl	0.82	0.04	0.73	bl	0.75	0.68	0.03	0.63	bl	0.02	0.03
Al2O3	30.74	33.92	15.87	32.52	15.74	32.97	15.59	15.92	31.97	16.50	33.01	31.38	29.57
Cr2O3	bl	bl	0.03	0.00	0.01	bl	bl	bl	bl	0.10	0.03	bl	bl
FeO	0.68	0.50	6.28	0.46	4.03	0.46	3.79	4.42	0.52	4.38	0.45	0.59	0.65
MnO	bl	0.03	0.19	0.03	0.17	0.04	0.14	0.17	bl	0.13	0.02	0.03	0.04
MgO	0.11	0.05	2.08	0.03	1.11	0.04	1.13	1.47	0.03	1.33	0.05	0.06	0.08
CaO	14.28	17.25	4.91	16.21	3.94	16.64	3.96	3.87	15.80	4.55	16.52	15.16	13.40
Na2O	3.20	1.54	3.86	2.14	5.12	2.09	4.91	4.58	2.69	4.70	2.07	3.04	3.94
K2O	0.09	bl	1.30	0.06	1.32	0.05	1.38	1.41	0.00	1.24	0.06	0.04	0.08
P2O5	bl	-	0.25	-	bl	-	bl	bl	-	bl	-	-	-
H2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CO2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	100.41	99.89	99.08	99.17	92.85	99.81	93.41	92.68	100.05	94.21	100.07	99.95	99.71

Cristal	2015-C1-pl8									2015-C1-pl2			2015-C3-pl2			
	w/MI3-1		w/MI3-2		w/MI4-1		w/MI4-2		pl-c	pl-i	pl-b	pl-c	pl-i	pl-b	w/Mix	
Inclusión	MI3-1		MI3-2		MI4-1		MI4-2								Mix	
Ubicación	c	c	c	c	i	i	i	i	c	i	b	c	i	b	c	c
SiO2	48.67	59.29	48.63	59.29	49.25	62.23	49.17	64.22	49.75	49.96	52.86	51.26	50.86	50.57	50.44	62.56
TiO2	0.06	1.04	0.01	0.99	0.03	1.47	0.03	1.45	0.02	0.05	0.04	bl	0.06	0.01	0.04	1.26
Al2O3	32.36	14.73	31.67	15.54	31.86	12.41	31.73	13.13	31.72	31.36	29.27	30.62	30.58	30.61	30.75	12.84
Cr2O3	bl	bl	bl	bl	bl	bl	0.02	0.01	bl	0.01	bl	0.04	0.05	0.03	bl	0.05
FeO	0.53	6.93	0.59	6.26	0.57	9.11	0.50	8.35	0.52	0.61	0.62	0.53	0.62	0.75	0.54	8.08
MnO	bl	0.09	bl	0.11	0.01	0.19	0.01	0.17	bl	bl	0.00	0.01	bl	bl	0.03	0.20
MgO	0.05	1.91	0.07	2.24	0.04	2.84	0.05	2.81	0.02	0.06	0.08	0.10	0.05	0.05	0.04	2.67
CaO	15.95	4.82	15.49	4.66	15.27	3.83	15.62	3.48	15.10	14.53	12.64	14.35	13.86	13.92	14.27	3.11
Na2O	2.34	5.33	2.67	5.48	2.60	4.28	2.73	4.53	2.78	2.96	4.09	3.28	3.61	3.35	3.34	4.07
K2O	0.06	1.46	0.07	1.41	0.07	1.48	0.03	1.41	0.06	0.07	0.10	0.06	0.07	0.09	0.09	1.49
P2O5	-	bl	-	bl	-	bl	-	bl	-	-	-	-	-	-	-	bl
H2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CO2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	100.03	95.60	99.20	95.98	99.70	97.85	99.89	99.59	99.97	99.63	99.70	100.26	99.75	99.38	99.55	96.33

Cristal	2015-C3-pl4						2015-C3-pl3			
	w/MI1-1		w/MI1-2		pl-i	pl-c	pl-b	i1	i2	b
Medición Inclusión	MI1-1		MI1-2							
Ubicación	b	b	b	b	i	c	b	i	i	b
SiO2	48.97	62.40	49.92	62.60	47.41	47.23	53.78	49.84	50.32	49.80
TiO2	0.01	0.73	0.01	0.74	bl	bl	0.03	0.03	0.04	bl
Al2O3	31.84	14.56	31.16	14.28	33.27	33.20	28.78	31.22	31.57	31.13
Cr2O3	bl	0.03	bl	0.02	bl	bl	0.02	bl	bl	bl
FeO	0.44	4.67	0.48	4.52	0.48	0.39	0.34	0.58	0.44	0.52
MnO	0.01	0.05	0.01	0.07	0.05	bl	bl	bl	0.01	bl
MgO	0.06	1.23	0.03	1.19	0.04	0.02	0.07	0.06	0.04	0.05
CaO	15.55	3.17	14.84	3.24	16.66	17.02	11.98	14.66	15.29	14.57
Na2O	2.69	4.36	3.25	3.43	1.79	1.81	4.64	3.09	2.75	2.94
K2O	0.00	1.42	0.05	1.53	0.04	0.00	0.10	0.07	0.07	0.08
P2O5	-	-	-	bl	-	-	-	-	-	-
H2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CO2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	99.56	92.60	99.75	91.62	99.71	99.67	99.74	99.56	100.54	99.08

Ortopiroxenos

Tabla 10 Resultados de análisis por EMPA, Raman y SIMS de ortopiroxenos y sus inclusiones. Las ubicaciones de las mediciones se indican mediante las siguientes letras: c (centro), i (intermedio centro-borde), b (borde). En rojo se encuentran los valores de agua medidos mediante espectrometría de Raman. Las mediciones bajo el límite de detección se identifican como "bl", mientras que los elementos no medidos corresponden a guiones.

Cristal	2015-SC-32-5		2015-SC-32-2			2015-SC-IIb-2								
	w/MI1		px-b	w/MI1		w/MI1		w/MI2		w/MI3		w/MI4		w/plg1
Inclusión	MI1			MI1		MI1		MI2		MI3		MI4		
Ubicación	c	c	b	b	b	i	i	i	i	c	c	c	c	b
SiO ₂	52.53	64.56	54.20	54.14	65.58	52.87	62.52	53.53	59.88	53.12	59.53	53.76	60.58	53.05
TiO ₂	0.32	0.61	0.30	0.22	0.57	0.20	0.67	0.24	0.68	0.31	0.84	0.22	0.97	0.27
Al ₂ O ₃	1.15	14.71	1.44	0.97	16.29	1.17	15.92	0.87	15.34	1.21	15.65	1.13	15.94	1.18
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.05	bl	bl	bl	0.08	0.02	0.03	0.01	bl	0.01	0.11	0.00
FeO	22.87	4.07	21.15	20.69	3.38	20.64	6.61	20.64	7.14	19.29	6.70	19.51	6.00	19.49
MnO	0.80	0.07	0.61	0.69	0.10	0.74	0.21	0.74	0.24	0.57	0.13	0.58	0.19	0.57
MgO	21.77	1.07	23.00	23.68	0.63	23.07	1.04	22.87	1.55	23.86	1.72	24.14	1.58	23.88
CaO	1.25	3.53	1.30	1.23	3.21	1.36	4.02	1.31	4.62	1.32	5.11	1.49	5.18	1.41
Na ₂ O	0.03	4.30	bl	0.03	3.86	0.03	3.40	0.02	3.76	0.01	4.11	0.02	4.11	bl
K ₂ O	0.00	1.26	bl	0.01	1.38	bl	1.45	0.01	1.05	0.03	1.09	bl	0.86	0.01
P ₂ O ₅	-	0.31	-	-	0.29	-	0.07	-	0.22	-	0.34	-	0.23	-
H ₂ O	-	5.50	-	-	6.01	-	4.73	-	4.22	-	4.49	-	-	-
CO ₂	-	398	-	-	-	-	103	-	153	-	254	-	-	-
F	-	407	-	-	-	-	512	-	421	-	508	-	-	-
Cl	-	3383	-	-	-	-	3927	-	2740	-	3132	-	-	-
Li	-	37	-	-	-	-	27	-	23	-	24	-	-	-
B	-	37	-	-	-	-	43	-	30	-	33	-	-	-
Total	100.75	100.02	102.05	101.66	101.30	100.08	100.71	100.25	98.72	99.74	99.71	100.86	95.74	99.87

Cristal	2015-SC-IIb-3						2015-SC-IIb-4			2015-SC-1-px1		2015-C1-olrim-px			2015-C4-z2-px		2015-C4-z1-px1	
	w/MI1		w/MI2		w/plg1	w/plg2	px-c	px-c2	px-b	w/MI2		px-b	px-c	px-b2	w/MI2		w/MI3	
Inclusión	MI1		MI2							MI2					MI2		MI3	
Ubicación	i	i	i	i	i	i	c	c	b	i	i	b	c	b	b	b	i	i
SiO2	53.07	59.59	53.19	59.44	53.43	53.32	53.75	53.35	53.61	54.01	60.77	53.88	54.09	52.73	54.09	57.96	52.94	58.57
TiO2	0.13	0.69	0.24	0.73	0.23	0.20	0.30	0.33	0.34	0.20	0.89	0.24	0.28	0.43	0.33	1.49	0.33	1.11
Al2O3	0.67	14.54	0.93	14.88	0.88	0.95	1.40	1.51	1.44	0.74	15.10	1.29	1.32	2.35	1.11	15.54	1.30	15.49
Cr2O3	0.00	bl	0.02	bl	0.01	0.04	0.01	0.01	bl	0.01	bl	bl	0.02	0.02	bl	bl	0.01	0.01
FeO	20.23	7.53	19.61	7.16	19.39	19.12	18.46	18.54	18.73	20.46	6.75	17.99	18.64	18.83	18.59	6.65	18.72	6.93
MnO	0.61	0.10	0.69	0.17	0.58	0.66	0.56	0.45	0.51	0.71	0.20	0.46	0.46	0.51	0.55	0.23	0.53	0.20
MgO	22.95	1.89	23.09	1.24	23.89	23.70	24.42	24.05	24.15	23.29	0.97	24.98	24.88	23.91	25.02	1.72	23.80	2.33
CaO	1.46	4.93	1.51	5.62	1.51	1.42	1.28	1.24	1.51	1.23	4.66	1.29	1.19	1.61	1.37	5.54	1.43	5.31
Na2O	0.03	3.87	0.01	4.14	0.03	0.06	0.05	0.03	0.02	0.04	4.59	0.02	0.01	bl	bl	4.38	0.05	4.53
K2O	bl	0.99	bl	1.30	bl	0.02	bl	0.01	0.00	bl	1.01	0.03	0.00	bl	0.01	0.92	0.02	1.00
P2O5	-	0.40	-	0.86	-	-	-	-	-	-	0.47	-	-	-	-	0.41	-	0.40
H2O	-	4.75	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5.20	-	4.29
CO2	-	17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3215
F	-	406	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	490
Cl	-	2349	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3016
Li	-	23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	27
B	-	34	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	36
Total	99.14	99.29	99.29	95.53	99.95	99.47	100.23	99.51	100.32	100.70	95.39	100.16	100.89	100.40	101.07	100.04	99.13	100.18

Cristal	2015-SC-IIa																2015-C3-px-x	2015-C4-z1-px2
	px-c	px-c2	px-i	px-b	w/MI1		w/MI2		w/MI3		w/MI4		w/MI5		w/MI6		w/anf1	px-c
Inclusión					MI1	MI1	MI2	MI2	MI3	MI3	MI4	MI4	MI5	MI5	MI6	MI6		
Ubicación	c	c	i	b	i	i	i	i	c	c	i	i	i	i	i	i	c	c
SiO2	53.60	53.82	54.37	54.51	54.66	60.62	54.13	62.37	53.53	61.08	53.97	62.12	54.08	62.10	54.20	60.16	53.11	54.29
TiO2	0.21	0.21	0.22	0.30	0.13	0.91	0.12	0.81	0.18	0.54	0.30	0.78	0.28	0.81	0.12	0.81	0.30	0.17
Al2O3	0.55	0.89	1.09	1.47	0.82	15.51	0.59	15.71	1.02	15.21	1.71	16.01	1.19	15.87	0.65	15.59	1.13	0.83
Cr2O3	bl	bl	0.01	bl	bl	bl	bl	bl	bl	bl	0.02	0.03	0.06	bl	bl	bl	0.02	0.03
FeO	20.89	21.26	18.85	18.25	19.41	6.76	20.91	6.27	20.83	6.38	19.69	6.44	20.08	6.60	20.33	6.87	20.86	18.32
MnO	0.83	0.85	0.61	0.49	0.70	0.17	0.85	0.08	0.83	0.16	0.69	0.14	0.70	0.16	0.78	0.19	0.55	0.54
MgO	22.67	22.70	24.29	25.09	24.03	1.63	22.94	1.18	22.82	1.43	22.81	1.33	23.70	1.84	23.52	1.54	22.72	25.09
CaO	1.33	1.30	1.56	1.53	1.36	4.80	1.16	4.58	1.44	4.94	1.68	4.68	1.49	4.63	1.32	4.68	1.35	1.46
Na2O	0.04	bl	bl	0.02	0.03	4.11	0.03	4.40	bl	3.91	0.20	3.90	0.04	3.84	0.08	4.03	bl	0.05
K2O	0.02	bl	bl	bl	bl	1.11	0.00	1.00	0.01	0.88	0.01	1.04	bl	1.12	0.03	1.19	bl	bl
P2O5	-	-	-	-	-	0.28	-	0.51	-	bl	-	0.54	-	0.54	-	0.39	-	-
H2O	-	-	-	-	-	4.75	-	4.77	-	4.88	-	5.40	-	5.80	-	5.60	-	-
CO2	-	-	-	-	-	123	-	85	-	146	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	459	-	418	-	788	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	3027	-	3359	-	5155	-	-	-	-	-	-	-	-
Li	-	-	-	-	-	27	-	27	-	27	-	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	-	29	-	26	-	25	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	100.14	101.03	100.99	101.66	101.15	100.66	100.74	101.68	100.66	99.41	101.07	102.41	101.62	103.31	101.04	101.04	100.04	100.77

Cristal	2015-C4-z3-px		2015-C4-z6-px		2015-C1-px4					2015-C1-px1					2015-C2-olrim-px
	w/MI4		w/MI8		px4-c	w /MI1		px4-b	px4-i	w/MI1		w/MI2	px1-c	px1-b	px-c
Medición	MI4		MI8			MI1				MI1					
Inclusión															
Ubicación	i	i	i	i	c	c	c	b	i	i	i	c	c	b	c
SiO2	53.64	56.59	54.14	60.36	53.43	53.64	60.82	54.22	53.65	53.29	59.47	53.64	53.64	53.94	50.68
TiO2	0.35	0.79	0.29	1.05	0.28	0.30	0.94	0.35	0.26	0.27	1.09	0.25	0.20	0.27	0.75
Al2O3	1.91	17.09	1.02	16.41	1.25	1.15	15.83	1.28	0.84	1.12	16.27	1.13	0.97	1.19	3.80
Cr2O3	0.01	bl	0.05	0.01	bl	bl	bl	0.04	0.01	bl	0.01	0.01	0.01	bl	bl
FeO	18.40	6.09	18.34	5.21	18.67	18.12	5.44	18.48	20.51	19.74	5.59	19.52	19.84	18.00	8.63
MnO	0.45	0.26	0.44	0.20	0.53	0.55	0.14	0.53	0.53	0.59	0.05	0.53	0.67	0.56	0.29
MgO	24.18	2.52	24.94	1.59	23.83	24.95	1.64	24.39	23.20	23.59	0.95	23.84	23.28	24.38	14.62
CaO	1.98	6.24	1.37	4.45	1.47	1.43	5.02	1.42	1.60	1.41	5.46	1.46	1.50	1.46	20.75
Na2O	0.01	3.28	0.04	3.99	0.08	0.02	4.12	0.02	0.02	0.02	4.03	0.06	0.03	0.02	0.31
K2O	0.03	0.70	bl	1.30	0.00	0.01	0.93	bl	bl	bl	0.86	0.01	bl	0.01	0.01
P2O5	-	0.59	-	0.30	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CO2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	100.96	94.16	100.61	94.86	99.55	100.17	94.87	100.72	100.61	100.02	93.78	100.46	100.13	99.83	99.85

Clinopiroxenos

Tabla 11: Resultados de análisis por EMPA, Raman y SIMS de clinopiroxenos y sus inclusiones. Las ubicaciones de las mediciones se indican mediante las siguientes letras: c (centro), i (intermedio centro-borde), b (borde). En rojo se encuentran los valores de agua medidos mediante espectrometría de Raman. Las mediciones bajo el límite de detección se identifican como "bl", mientras que los elementos no medidos corresponden a guiones.

Cristal	2015-SC-32-4		2015-SC-32-3			2015-SC-11b-1						2015-SC-1-px1		2015-C3-px-w		2015-C4-px1		2015-C1-px4b		2015-C1-px2	
	px-c		px-c		px-b	px-c			w/MI3		w/plg1	w/plg2	w/MI1		px-c		w/MI1		px4b		w/MI2
Medición	MI1		MI1			MI1		MI2		MI3		MI1				MI1				MI2	
Inclusión	MI1		MI1			MI1		MI2		MI3		MI1				MI1				MI2	
Ubicación	c	c	c	c	b	c	c	i	i			c	c			i	i	c	i	i	
SiO2	52.04	68.49	52.41	64.61	53.16	52.63	64.25	64.69	52.29	64.75	52.67	51.44	52.11	60.48	52.73	52.68	62.01	50.79	51.98	60.44	
TiO2	0.49	0.39	0.27	0.46	0.48	0.43	0.61	0.74	0.58	0.63	0.51	0.43	0.55	0.82	0.34	0.48	1.00	0.70	0.59	0.92	
Al2O3	2.02	15.36	1.64	15.80	2.04	1.88	14.05	14.97	2.02	13.68	2.20	2.18	2.24	15.91	1.28	1.98	15.64	3.20	2.33	16.17	
Cr2O3	bl	0.01	bl	bl	0.00	bl	bl	bl	bl	bl	bl	0.03	0.02	bl	bl	0.01	0.01	0.02	0.03	bl	
FeO	9.45	2.59	9.96	3.45	9.88	10.75	5.96	5.38	10.35	4.88	9.47	10.14	9.37	6.36	9.37	9.87	5.64	9.53	9.19	6.03	
MnO	0.36	0.00	0.37	0.04	0.37	0.40	0.11	0.17	0.38	0.05	0.38	0.41	0.36	0.19	0.39	0.30	0.02	0.26	0.29	0.17	
MgO	14.25	0.48	14.10	0.65	14.59	14.13	1.38	0.97	14.26	0.99	14.47	14.15	14.64	1.79	14.40	14.47	1.16	14.12	14.93	1.67	
CaO	20.84	2.41	21.13	3.20	21.00	20.04	3.81	3.68	20.62	3.52	20.30	20.22	20.33	4.51	21.27	20.50	3.68	20.38	20.09	4.15	
Na2O	0.32	5.09	0.35	3.80	0.31	0.29	3.39	3.54	0.32	2.95	0.31	0.34	0.27	3.82	0.21	0.35	4.15	0.37	0.36	4.42	
K2O	0.01	1.70	bl	1.32	0.01	bl	1.09	1.00	0.02	1.60	0.02	bl	0.00	0.98	0.02	0.02	1.08	0.01	0.01	1.14	
P2O5	-	0.05	-	0.29	-	-	0.42	0.07	-	0.16	-	-	-	0.35	-	-	0.19	-	-	-	
H2O	-	4.80	-	5.75	-	-	4.83	4.30	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
CO2	-	EM	-	177	-	-	357	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
F	-	411	-	608	-	-	429	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Cl	-	4475	-	3968	-	-	3344	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Li	-	48	-	48	-	-	28	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
B	-	54	-	40	-	-	37	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Total	99.77	101.36	100.22	99.38	101.83	100.55	99.91	99.50	100.84	93.22	100.33	99.34	99.90	95.21	100.01	100.65	94.57	99.38	99.81	95.10	

Olivino

Tabla 12: Resultados de análisis por EMPA, Raman y SIMS de olivinos y sus inclusiones. Las ubicaciones de las mediciones se indican mediante las siguientes letras: c (centro), i (intermedio centro-borde), b (borde). En rojo se encuentran los valores de CO₂ considerados como “oulayer”. Las mediciones bajo el límite de detección se identifican como “bl”, mientras que los elementos no medidos corresponden a guiones.

Cristal	2015-C1-ol1		2015-C2-ol1	2015-C4-z2-ol		2015-C4-rim-z3-ol	2015-C4-z5-ol		2015-C4-z12-ol			2015-SC-IIb-4	
	1	2	1	w/MI1	MI1	w/plg	w/MI5	MI5	w/MI10	MI10	MI11	ol-r-1	ol-r-2
Ubicación	c	b	c	i	i	c	c		i			c	c
SiO ₂	36.66	36.66	37.56	37.17	53.03	36.97	37.76	53.67	36.76	56.19	54.16	37.30	37.12
TiO ₂	0.05	bl	0.01	bl	0.81	0.01	bl	1.79	0.02	0.99	2.01	0.00	0.08
Al ₂ O ₃	0.01	bl	0.01	0.04	17.73	0.03	0.03	15.98	0.02	17.18	17.39	0.02	0.02
Cr ₂ O ₃	0.03	bl	bl	bl	bl	bl	bl	0.03	bl	bl	bl	bl	bl
FeO	29.37	29.06	25.21	27.66	7.89	28.63	27.11	8.25	28.77	7.59	7.12	29.68	30.10
MnO	0.51	0.55	0.35	0.54	0.23	0.54	0.48	0.20	0.46	0.11	0.19	0.58	0.48
MgO	33.17	33.10	36.45	34.18	1.95	33.50	35.59	1.92	33.51	1.73	1.74	32.75	32.77
CaO	0.12	0.16	0.12	0.11	7.29	0.16	0.12	6.49	0.13	6.73	7.35	0.14	0.19
Na ₂ O	0.02	bl	0.02	0.01	4.57	0.01	bl	3.00	0.01	3.63	4.06	0.04	bl
K ₂ O	-	-	-	-	0.62	-	-	1.65	-	0.55	0.63	bl	bl
NiO	0.02	0.06	-	0.00	-	0.03	0.06	-	0.04	-	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	0.17	-	-	1.46	-	0.20	0.16	-	-
H ₂ O	-	-	-	-	5.32	-	-	-	-	-	-	-	-
CO ₂	-	-	-	-	1702	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	727	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	1780	-	-	-	-	-	-	-	-
Li	-	-	-	-	21	-	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	28	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	99.967	99.592	99.7325	99.705	99.62	99.8925	101.15	94.429	99.73	94.91	94.822	100.54	100.76

Anfíbol

Tabla 13: Resultados de análisis por EMPA, Raman y SIMS de anfíboles y sus inclusiones. Las ubicaciones de las mediciones se indican mediante las siguientes letras: c (centro), i (intermedio centro-borde), b (borde). En rojo se encuentran los valores de agua medidos mediante espectrometría de Raman. Las mediciones bajo el límite de detección se identifican como "bl", mientras que los elementos no medidos corresponden a guiones.

Cristal	2015-SC-32-1	2015-SC-31-3	2015-SC-31-2			2015-SC-3	2015-C3	2015-c3	2015-C3	2015-C4-Anf	
Medición	Anf-c	Anf-c	w/MI1			anf1-c	anf1-c	anf2-c	anf3-c	p1	p2
Inclusión			MI1	MI2							
Ubicación	c	c	b	b	b	c	c	c	c	b	i
SiO2	44.39	43.20	43.02	65.11	63.63	44.38	43.26	44.00	43.61	41.41	41.88
TiO2	2.85	2.79	3.02	0.47	0.47	2.72	3.28	3.34	3.11	2.16	2.16
Al2O3	9.46	9.56	10.09	15.69	15.40	9.57	10.34	9.71	10.01	14.44	14.65
Cr2O3	0.01	bl	0.04	0.03	0.12	bl	0.04	bl	bl	bl	bl
FeO	14.54	15.15	14.63	4.14	4.12	14.69	14.36	14.23	14.14	10.43	10.43
MnO	0.21	0.28	0.25	0.11	0.12	0.25	0.24	0.28	0.27	0.10	0.15
MgO	12.80	12.40	12.33	0.86	0.84	12.87	12.74	13.06	12.92	14.48	14.90
CaO	10.84	10.73	10.46	3.06	3.49	10.69	10.80	10.76	10.70	11.14	11.35
Na2O	2.15	2.23	2.51	5.01	4.71	2.27	2.43	2.36	2.32	2.58	2.52
K2O	0.22	0.22	0.23	1.25	1.46	0.20	0.24	0.18	0.17	0.17	0.21
P2O5	-	-	-	0.37	0.09	-	-	-	-	-	-
H2O	1.66	-	1.75	3.94	4.16	-	-	-	-	-	-
CO2	-	-	-	-	10	-	-	-	-	-	-
F	1884	-	1887	1375	638	-	-	-	-	-	-
Cl	379	-	327	4818	4396	-	-	-	-	-	-
Li	-	-	-	34	34	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	38	42	-	-	-	-	-	-
Total	99.13	96.54	98.33	100.04	98.60	97.65	97.73	97.93	97.24	96.92	98.24

Cristal	2015-C4-Anf														
Medición	p3	p4	p5	p6	p7	p8		w/MI1		w/MI2		w/MI3		w/MI4	
Inclusión							z3-MI7	MI1		MI2		MI3		MI4	
Ubicación	i	c	c	i	i	b	i	i	i	i	i	b	b	b	b
SiO2	41.52	41.44	41.21	41.55	41.67	41.39	55.06	41.85	54.26	42.50	58.20	41.89	56.93	41.87	59.65
TiO2	2.13	2.12	2.10	2.20	2.13	2.06	0.46	2.50	0.80	2.06	0.58	2.41	0.48	2.59	0.51
Al2O3	14.35	14.42	14.51	14.59	14.56	14.38	20.97	11.69	17.75	13.29	19.41	13.93	18.40	12.40	18.88
Cr2O3	bl	0.04	bl	0.04	0.01	bl	bl	bl	0.07	0.00	0.05	0.04	0.01	0.01	0.06
FeO	10.38	10.79	10.50	10.78	10.62	10.90	4.81	11.31	7.28	11.08	5.42	11.24	6.06	11.28	4.14
MnO	0.14	0.06	0.15	0.13	0.15	0.14	0.06	0.12	0.13	0.12	0.07	0.18	0.12	0.13	0.02
MgO	14.71	14.55	14.45	14.69	14.34	14.27	1.27	13.07	2.46	14.48	1.66	14.00	1.69	13.94	0.66
CaO	11.59	11.27	11.37	11.31	11.25	11.30	6.00	10.85	7.07	11.44	6.12	11.19	5.99	11.20	5.39
Na2O	2.54	2.61	2.50	2.56	2.47	2.79	2.88	2.57	3.71	2.44	4.04	2.64	3.71	2.43	4.37
K2O	0.15	0.18	0.13	0.16	0.14	0.16	0.52	0.26	0.85	0.18	0.83	0.17	0.76	0.31	1.27
P2O5	-	-	-	-	-	-	0.30	-	0.94	-	0.66	-	0.95	-	0.57
H2O	-	1.85	1.84	1.87	-	-	-	-	5.80	-	-	-	-	-	-
CO2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	970	509	549	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	72	79	80	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	97.51	97.47	96.91	98.01	97.34	97.39	92.32	94.23	101.11	97.60	97.03	97.69	95.10	96.16	95.52

Titanomagnetita

Tabla 14: Resultados de análisis por EMPA en titanomagnetitas. Las ubicaciones de las mediciones se indican mediante las siguientes letras: c (centro), i (intermedio centro-borde), b (borde). Las mediciones bajo el límite de detección se identifican como "bl", mientras que los elementos no medidos corresponden a guiones.

Cristal	2015-SC-IIa-1	2015-SC-IIb-4	2015-SC-31-2	2015-C3-anf2
Medición	m w/m5	mgt	mgt	mgt
Ubicación	c	c	c	c
SiO2	0.0912	0.2093	0.0563	0.0526
TiO2	11.6536	9.4334	15.0037	14.8714
Al2O3	3.5565	3.9855	2.6728	2.6908
Cr2O3	0.0071	bl	0.0388	0.0696
FeO	76.5776	76.6176	75.6264	75.4814
MnO	0.4508	0.4018	0.5096	0.4626
MgO	2.8284	2.9694	1.888	2.0065
CaO	0.0492	0.0139	0.0401	0.0556
Na2O	0.025	0.015	0.0473	bl
K2O	bl	bl	bl	bl
P2O5	-	-	-	-
H2O	-	-	-	-
CO2	-	-	-	-
F	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-
Li	-	-	-	-
B	-	-	-	-
Total	95.2395	93.6458	95.883	95.6905

Cuantificación de contenidos de agua a través de espectroscopía de Raman

Método

Los espectros de Raman fueron obtenidos en el “Laboratoire Magmas et Volcans” usando un micro-espectrometro de Raman InVia confocal fabricado por Renishaw y equipado con un diodo laser de 532 nm (200 mW de potencia), un detector CCD Peltier-cooled de 1024 x 256 pixeles, una platina motorizada XY y un microscopio óptico Leica DM 2500M. La luz dispersada fue colectada por una geometría de retrodispersión. Un filtro de borde para rechazo de dispersion Rayleigh fue efectivo en reducir la intensidad de la luz reflejada y dispersada en el espectrometro, para esta longitud de onda del laser.

La potencia del laser se redujo a 8 y 15 mW cuando se enfocó en la fase de vidrio y en las burbujas, respectivamente. Se verificó que, a estas condiciones de potencia, la señal de Raman no fue modificada por exposición al laser. Para monitorear la estabilidad del equipo (potencia del laser), se midió repetidamente una muestra de referencia de vidrio basáltico con 0.58% de H₂O. Se usó un objetivo de microscopio de 100x y una apertura establecida en 20 μm (configuración de alta confocalidad) y en 65 μm (configuración de confocalidad estandar) para mediciones en vidrio y burbujas respectivamente. Estas condiciones analíticas resultan en resoluciones espaciales laterales de $\sim 1 \mu\text{m}$ cerca de la superficie de la muestra. Las mediciones fueron llevadas a cabo con una rejilla de 2400 ranuras/mm, lo que resulta en una resolución espectral mejor a 1 cm^{-1} . Calibraciones diarias del espectrómetro se llevaron a cabo mediante un peak de Si $520.5 \pm \text{cm}^{-1}$. La precisión analítica, calculada mediante repetidas mediciones diarias en vidrios de referencia (Schiavi et al., en revisión) es generalmente mejor al 6% relativo.

Para la cuantificación de los contenidos de agua en la fase vítrea, el láser fue enfocado en la superficie de la muestra donde la intensidad de la señal era máxima. Los espectros fueron registrados desde ~ 90 a 1350 cm^{-1} (banda de dominio de aluminosilicatos) y de ~ 2900 a 3800 cm^{-1} (banda del agua) para el desplazamiento de Raman usando el software Wire 4.2. Los tiempos de adquisición fueron de 60s y 120-180s para la banda de aluminosilicatos y la banda del agua, respectivamente. Se utilizó el paquete de software PeakFit (Jandel Scientific) para la determinación de la posición de los peak de Raman, corrección de la señal base y la subsecuente integración de peaks, y se adoptó una corrección lineal de la señal de fondo para todos los espectros. Las intensidades integradas (i.e., áreas de banda) fueron normalizadas según el tiempo y la potencia del láser ($\text{s}^{-1}\text{mW}^{-1}$). Los espectros del vidrio fueron a menudo contaminados con señal del mineral hospedante, la que generalmente puede ser corregida mediante la substracción del espectro de la fase hospedante del espectro del vidrio.

La cuantificación de los contenidos de agua en la fase vítrea fue llevada a cabo utilizando el procedimiento de calibración externa, por lo cual la concentración de agua se deriva de la intensidad integrada de la banda a los $\sim 3550 \text{ cm}^{-1}$ comparadas a las intensidades integradas de vidrios riolíticos a basálticos de referencia con contenidos de

agua conocidos (hasta 7.09 wt%) definiendo una línea de calibración (Schiavi et al., en revisión, para mayor detalle). Las muestras y los vidrios de referencia fueron medidos bajo las mismas condiciones analíticas y sus espectros tratados mediante el mismo procedimiento. La presencia de la banda de magnetita (centrada en $\sim 668 \text{ cm}^{-1}$, Frezotti et al., 2012) en la región espectral de los aluminosilicatos en la mayoría de las inclusiones estudiadas, impidió el uso del método de calibración interna para cuantificación de agua.

Más importantemente, la presencia de nanocristales de magnetita dispersados en el vidrio absorbió fotones del láser, provocando un decrecimiento de la señal de Raman producida por las vibraciones de OH en el vidrio. Por esta razón, una corrección fue necesaria para convertir las subestimaciones en los valores de H₂O en valores reales. Una examinación y tratamiento preliminar de los espectros de vidrio, basado en un procedimiento de ajuste de peaks y comparación con valores de agua medidos mediante SIMS en algunas inclusiones, permitió una estimación aproximada del efecto de la magnetita en la cuantificación de agua. Los resultados preliminares se encuentran en la figura 36 del capítulo de resultados de este trabajo. Estos valores deben considerarse como aproximados (su error asociado podría llegar a ser tan alto como el 20% del valor), porque una deconvolución más rigurosa de la región de aluminosilicatos y una mayor cantidad de datos Raman-SIMS son necesarios para establecer con precisión la relación existente entre la intensidad de la banda de Raman de magnetita y la subestimación de los contenidos de agua mediante espectrometría de Raman.