



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

**GEOQUÍMICA DEL SISTEMA MAGMÁTICO DE COPAHUE A TRAVÉS DE
INCLUSIONES VÍTREAS**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

CRISTÓBAL ARACENA NOVOA

**PROFESORA GUÍA:
CLAUDIA CANNATELLI**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MATHIEU LEISEN
DIEGO MORATA CÉSPEDES**

**SANTIAGO DE CHILE
2016**

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL

TÍTULO DE: Geólogo

POR: Cristóbal Aracena N.

FECHA: 29/11/2016

PROF. GUÍA: Dra. Claudia Cannatelli.

“Geoquímica del Sistema Magmático de Copahue a través de inclusiones vítreas”.

El volcán Copahue, VIII región del Biobío, corresponde a un estratovolcán activo ubicado en la cordillera de Los Andes, en el límite entre Chile y Argentina. Una de sus características distintivas es su posición respecto al arco volcánico actual, la que equivale a aproximadamente 30 km desplazado al este. Esto corresponde a la ubicación del antiguo arco del Plioceno a Pleistoceno temprano. Desde el comienzo de su actividad eruptiva, hace 1.2 Ma, el volcán ha mostrado variaciones tanto en su estilo eruptivo como en la composición de sus productos volcánicos.

El objetivo de esta investigación es determinar la geoquímica de los magmas que han originado los productos volcánicos de Copahue en su historia eruptiva, a partir de la composición de las inclusiones vítreas. Para lograr este fin, se utilizaron muestras representativas de tres subetapas de la historia eruptiva del volcán. Las subetapas analizadas corresponden a las de singlacial, postglacial y actual, esta última representada por una muestra de la erupción del año 2014. En estas muestras se analizaron concentraciones de elementos mayoritarios y trazas para las inclusiones seleccionadas y sus respectivos minerales huésped. Con los resultados obtenidos se desarrollaron diagramas de clasificación, estimaciones de influencia de volátiles y cálculo de condiciones geotermobarométricas de los minerales analizados.

Se reconocieron inclusiones vítreas en todas las fases minerales presentes en estos productos, que corresponden a plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y olivino. Los resultados permitieron determinar la composición de cada inclusión vítrea y variaciones entre la química de los minerales de cada muestra. En particular, por lo que concierne a los minerales, se ha reconocido una anortitización, o aumento del contenido de Ca en las plagioclasas con el tiempo y la ocurrencia de dos distintos clinopiroxenos para la muestra de 2014, correspondientes a pigeonita y augita. La química de las inclusiones vítreas ha permitido la estimación de la influencia de fluidos en el magma durante el proceso de cristalización. El contenido de fluidos se corresponde con el estilo eruptivo de la etapa postglacial, eventos magmáticos de tipo fisural, y de la etapa actual, freática - freatomagmática. Permite estimar el estilo eruptivo de la etapa singlacial. A partir de las condiciones geotermobarométricas, se pudieron estimar las profundidades de cristalización (zona de almacenamiento de magma) para los distintos minerales de cada muestra. Para la etapa singlacial, se determinó un amplio rango de profundidades, entre unos 12 y más de 40 km, para la etapa postglacial, fue reconocido un acotado rango de profundidad, entre 25 y 30 km, mientras que por la etapa actual, se reconocieron dos rangos acotados y separados, el primero cerca de 10 a 20 km y el siguiente de entre 30 a 40 km. A partir de todos estos antecedentes es posible plantear un modelo evolutivo para el volcán Copahue, el que abarca éstas tres subetapas.

Agradecimientos

Esta memoria se ha realizado en el marco del Proyecto Fondap-Conicyt #15090013 “Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA)”.

Quiero agradecer a todas las personas que de una u otra manera han contribuido al desarrollo de este trabajo de memoria de título. Agradecimientos especiales al Laboratorio de corte, por la rápida realización de muestras para este estudio. Al Laboratorio de LA-ICPMS por las facilidades para la realización de los análisis. A quienes iniciaron este estudio del volcán Copahue, Doctora Emilie Roulleau y el compañero Juan Ignacio Sánchez, y que suministraron las muestras y los datos de roca total aquí utilizados.

A la profesora Claudia, por haber confiado en mí, por su ayuda y orientación, aunque sobre todo por su gran disponibilidad para enseñar. A Mathieu por todo su apoyo en las etapas de laboratorio y reducción de datos, por la buena onda, su interés en que todo salga bien, sus consejos y correcciones para el informe final. Al profesor Diego por las correcciones, comentarios y orientación al desarrollo de este trabajo.

A mi mamá, papá y a la Consu, por seguir confiando en mí y haberme hecho el aguante durante todos estos años de locura, ¡los quiero! A mi Nonnita por estar ahí siempre, y a toda mi familia por su apoyo incondicional.

A toda la gente que he conocido en este largo camino: “Los Cabros” del matemático, “Los MágiCos” y sus infinitas conversaciones bizarras, los chicos del Sagrario, el grupo “Factura” de los terrenos más locos y tanta, tanta gente que ha aportado en mi vida desde una sonrisa hasta con una buena conversación o consejo.

A la “Cato” querida por hacer más emocionantes todos (casi todos) mis fines de semana desde 2004 y haberme regalado este año grandes alegrías que espero se sigan repitiendo en los años venideros.

A Dios, Alá, Shiva, Jah, el azar o sea lo que sea que haya permitido que hoy esté vivo tomándome un mate.

*“Emancipate yourselves from mental
slavery;*

*None but ourselves can free our
minds.*

Have no fear for atomic energy,

*'Cause none of them can stop the
time”.*

Tabla de contenido

1	Introducción.....	7
1.1	Consideraciones generales.....	7
1.2	Hipótesis de trabajo.....	7
1.3	Objetivos	8
1.3.1	Objetivo general.....	8
1.3.2	Objetivos específicos.....	8
1.4	Trabajos anteriores	8
1.5	Ubicación área de estudio y rutas de acceso.....	9
2	Marco geológico.....	12
2.1	Marco tectónico y geología regional.....	12
2.2	Actividad eruptiva del volcán.....	13
2.2.1	Erupciones prehistóricas	13
2.2.2	Erupciones históricas.....	14
2.3	Geología Local.....	15
2.3.1	Unidades Volcanoestratigráficas	17
2.3.2	Estructuras del Complejo Volcánico Copahue-Caviahue	18
3	Inclusiones Vítreas.....	20
3.1	Introducción.....	20
3.2	Reseña histórica del estudio de inclusiones vítreas.....	20
3.3	Origen Inclusiones Vítreas y Procesos Posteriores	21
3.4	Uso de inclusiones vítreas en geología.....	26
3.5	Metodología de estudio enfocado en volcanología	26
3.5.1	Petrografía.....	27
3.5.2	Microtermometría.....	28
3.5.3	Técnicas analíticas	30
4	Metodología	33
4.1	Obtención de muestras	33
4.2	Trabajo en laboratorio	34
4.2.1	Petrografía.....	34
4.2.2	LA-ICPMS.....	36
4.3	Trabajo de gabinete	38
4.3.1	Reducción de datos.....	38
4.3.2	Determinación Geotermobarometría	41

5	Petrografía	43
5.1	COP-SG-2 (Singlacial)	43
5.2	COP-PM (Postglacial)	44
5.3	SE-2014 (Erupción de año 2014)	46
5.4	MIA.....	47
6	Resultados	50
6.1	Resultados Minerales.....	50
6.1.1	Plagioclasa	50
6.1.2	Piroxeno	52
6.1.3	Olivino:.....	55
6.2	Resultados Inclusiones vítreas:.....	56
6.3	Geotermobarometría	74
7	Discusiones.....	77
7.1	Ambiente de formación y evolución de magmas	77
7.1.1	COP-SG-2	80
7.1.2	COP-PM	80
7.1.3	SE-2014.....	80
7.2	Estilo Eruptivo	85
7.3	Modelo	86
8	Conclusiones.....	89
9	Bibliografía	91
10	Anexo A: Petrografía	103
10.1	Muestra COP-SG-2.....	103
10.1.1	Plagioclasas	103
10.1.1.1	SG-Fe1	103
10.1.2	Piroxenos	110
10.2	Muestra SE-2014	119
10.2.1	Plagioclasas	119
10.2.2	Olivinos.....	127
10.2.3	Piroxenos	130
10.3	Muestra COP-PM.....	136
10.3.1	Plagioclasas	136
10.3.2	Piroxenos	140
11	Anexo B: Tablas	149

1 Introducción

1.1 Consideraciones generales

El volcán Copahue corresponde a un estratovolcán poligenético activo, ubicado en la provincia del Biobío, VIII Región. Específicamente se encuentra en la Cordillera de los Andes, frontera con Argentina, a los 37°51'S-71°10'W. Alcanza una elevación de 2997 m.s.n.m. Se presenta con una geometría alargada, de orientación aproximada N40°E, y su base presenta un área de 176 km².

Una de las características más llamativas de este volcán es que se encuentra en el borde SW de la caldera Agrio, la cual corresponde a una gran depresión de 15x20 km, con una profundidad de 500 m. Su origen se remonta al antiguo arco volcánico del Plioceno tardío (Muñoz y Stern, 1988; Folguera et al., 2002; Melnick et al., 2006), en un régimen extensional (Folguera et al., 2003), unos 30 km al este del actual arco volcánico actual.

La actividad eruptiva del volcán comienza aproximadamente hace 1,2 Ma (Linares et al., 1999) y puede dividirse en dos etapas. Una etapa de erupciones prehistóricas y otra de erupciones históricas. Las erupciones prehistóricas están relacionadas con la construcción del edificio volcánico (Melnick et al., 2006) y pueden dividirse en tres subetapas: preglacial, singlacial y postglacial. División que ha sido realizada respecto al último periodo glacial registrado en los Andes Patagónicos, entre los últimos 75.000 y 15.000 años. La etapa histórica está conformada por los eventos registrados por el hombre durante los últimos 260 años, correspondientes a doce eventos que se clasifican como freáticos a freatomagmáticos y dos eventos que van de freatomagmáticos a magmáticos (Petit-Breuilh, 1996; Varekamp et al., 2001; Naranjo y Polanco, 2004; Caselli et al., 2016).

Con el propósito de entender parte de la evolución del volcán, este estudio se enfoca en productos volcánicos asociados a subetapas singlacial, postglacial y actual. Aportando datos desde una nueva perspectiva, es decir utilizar los datos de la geoquímica de estos productos volcánicos y la composición de las inclusiones vítreas hospedadas en los cristales de los mismos.

1.2 Hipótesis de trabajo

La hipótesis de trabajo utilizada en este estudio es que las inclusiones vítreas se comportan como un sistema cerrado, manteniendo la composición del magma al momento de la cristalización del mineral huésped. Por lo tanto, un estudio sistemático de las inclusiones presentes en las distintas fases minerales dentro de una muestra de producto volcánico permite controlar la composición del magma a medida que éste cristaliza y aporta luces respecto a los distintos procesos que pudieran afectar al magma durante su evolución. Se incluyen en este estudio datos de inclusiones hospedadas en olivino, a pesar de que algunos autores como

Gaetani y Watson (2000) indican que éstas pueden corresponder a un sistema abierto con intercambio entre inclusión y mineral huésped, ya que solo se consideraron aquéllas que mostraban evidencias de enfriamiento rápido, es decir no mostraban recristalización, lo que evita que este intercambio ocurra (ver “Capítulo 10.2.2.1 2014-Oli1” y Figura 10.40). Finalmente, un estudio de las inclusiones pertenecientes a muestras representativas de distintas etapas de un sistema volcánico permitirá ampliar el modelo de evolución del magma a través del tiempo y, por lo tanto, entender los cambios en el sistema volcánico a lo largo del tiempo que pudieran ser responsables de las variaciones en estas etapas.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Determinar la evolución geoquímica de los productos volcánicos correspondientes a las etapas singlacial, postglacial y actual, a partir de las inclusiones vítreas hospedadas en sus cristales. Para así comprender la evolución de los magmas de cada una de estas subetapas y del sistema magmático de Copahue.

1.3.2 Objetivos específicos

- Realizar una detallada descripción de las inclusiones y sus asociaciones. Para ser el punto de partida al posterior uso de técnicas analíticas. Además de orientar futuros estudios que requieran el reconocimiento de inclusiones vítreas y sus asociaciones, dentro de sistemas volcánicos.
- Obtener concentraciones de elementos mayoritarios y trazas para las inclusiones vítreas estudiadas y sus respectivos minerales huésped.
- Determinar o estimar, a partir de los datos obtenidos, características de los magmas tales como su contenido de volátiles, mecanismos y condiciones de formación.
- Generar un modelo evolutivo simple para los magmas y el sistema volcánico, a partir de los datos obtenidos y la bibliografía disponible.

1.4 Trabajos anteriores

Si bien existe documentación histórica de las erupciones de Copahue desde el año 1750, no es hasta la década de 1920 que Groeber (1925) hace la primera observación geológica al reconocer la gran depresión asociada al volcán (caldera Agrio) e interpretarla erróneamente como producto de erosión glaciar. Dellapé y Pando (1975), y Pesce (1989) fueron los primeros en estudiar las unidades y estratigrafía asociada al volcán. Éste último reconociendo a la caldera Agrio como tal y generando un primer modelo de la evolución del volcán. Linares et al. (1999) logra datar las distintas unidades mediante el método K-Ar, edades que se ocupan hasta el día de hoy, pero que presentan significativos errores. Muchos de los

estudios posteriores están enfocados al control estructural que presenta Copahue (Folguera y Ramos 2000; Melnick et al. 2006a; Rojas Vera et al. 2009a; entre otros), mientras que otros estudios interdisciplinarios enfocados en gravimetría y estudio de productos volcánicos se han enfocado en reconocer procesos de extensión, atenuación cortical e influjos astenosféricos (Kay et al., 2006; Folguera et al., 2006; Yuan et al., 2006; Agosto et al., 2013). Trabajos recientes, enfocados en la caracterización geoquímica de los productos de Copahue y en la circulación de fluidos geotermales, han sido desarrollados por estudiantes de la Universidad de Chile como parte del proyecto del Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA) (Berrios, 2015; Bravo, 2015; Sánchez, 2016).

1.5 Ubicación área de estudio y rutas de acceso

Se ha considerado como área de estudio aquella en que se realiza el estudio previo “Evolución Geoquímica e Isotópica de He, Sr Y Pb en las rocas del Complejo Volcánico Caviahue-Copahue, Chile Argentina” (Sánchez, 2016). En el marco del cual se obtuvieron las muestras utilizadas en este trabajo.

Esta área comprende al volcán Copahue y a la caldera Agrio. Lo que constituye una extensión aproximada de 20x15 km, localizada en la frontera de la provincia de Neuquén, Argentina y la región del Biobío, Chile.

En general existen dos rutas de acceso al área de estudio, por Chile o por Argentina desde Chile. Para la primera (Figura 1.1) si se parte desde el norte se debe utilizar la ruta 5 hasta Los Ángeles. Desde ahí tomar la ruta Q-61 hasta Ralco. Luego tomar la ruta Q-689 hasta laguna El Barco, desde donde el acceso al volcán es por senderos sin nombres atravesando por asentamientos mapuches. Si se va desde el sur se debe usar la ruta 5 hasta Mulchén. Desde ahí tomar la ruta Q-75 hasta Quilaco en que ésta conecta con la ruta Q-61. Siguiendo desde aquel punto las mismas indicaciones que para el acceso desde el norte.

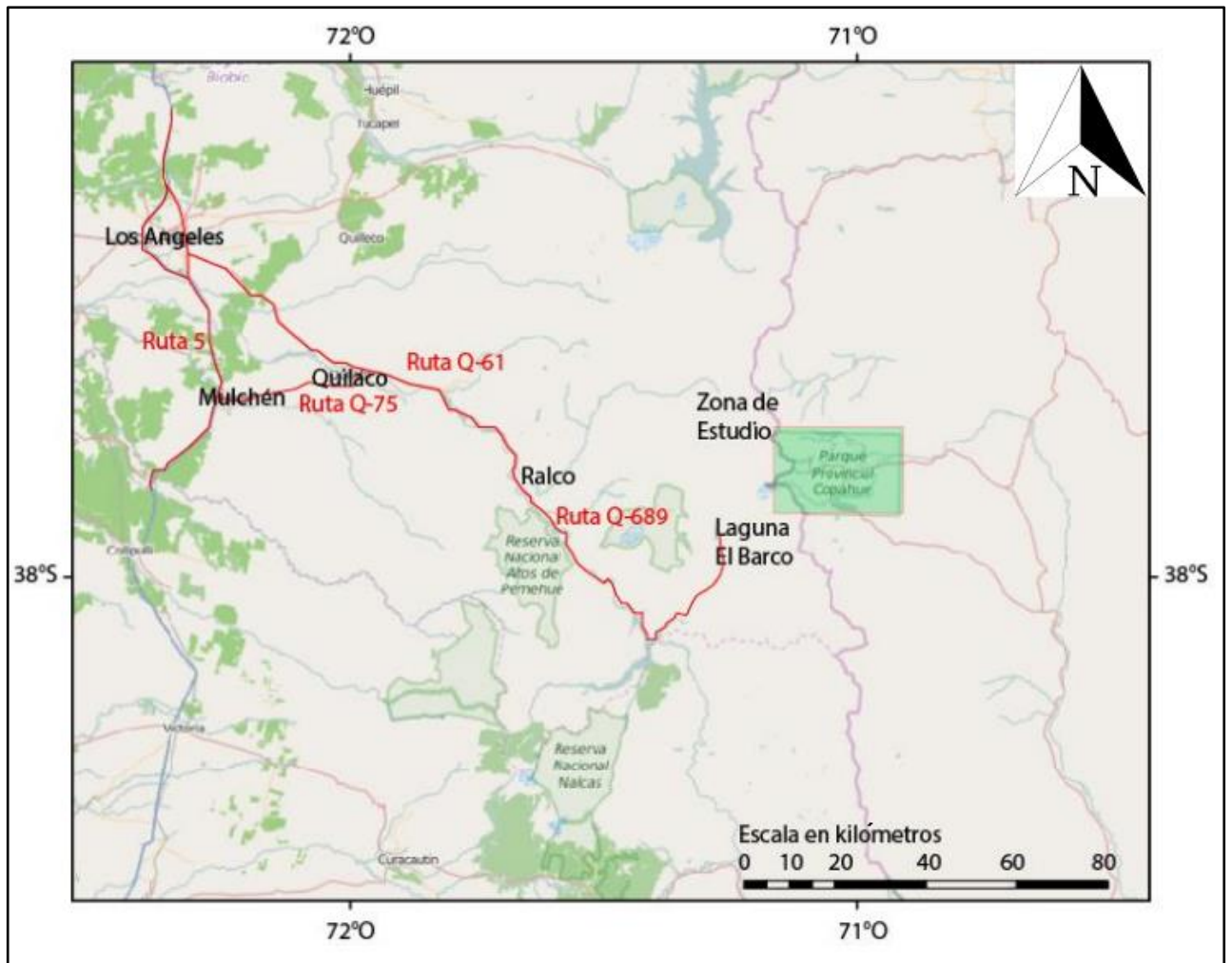


Figura 1.1 Acceso al área de estudio por Chile (Sánchez, 2016).

Para acceder por Argentina desde Chile (Figura 1.2), se toma la ruta 5 hasta Curacautín, indistintamente si se parte desde el norte o el sur. Desde ahí se toma la ruta 181 hasta llegar al paso fronterizo Pino Hachado. En Argentina se continúa por la ruta 242 hasta su intercepción con la ruta 21. Luego se sigue en dirección norte por la ruta 21 hasta su intercepción con la ruta 26. Se sigue esta última hasta su intercepción con la ruta 27 la cual llega hasta Copahue. De todas maneras el acceso al volcán es mediante senderos caminando.

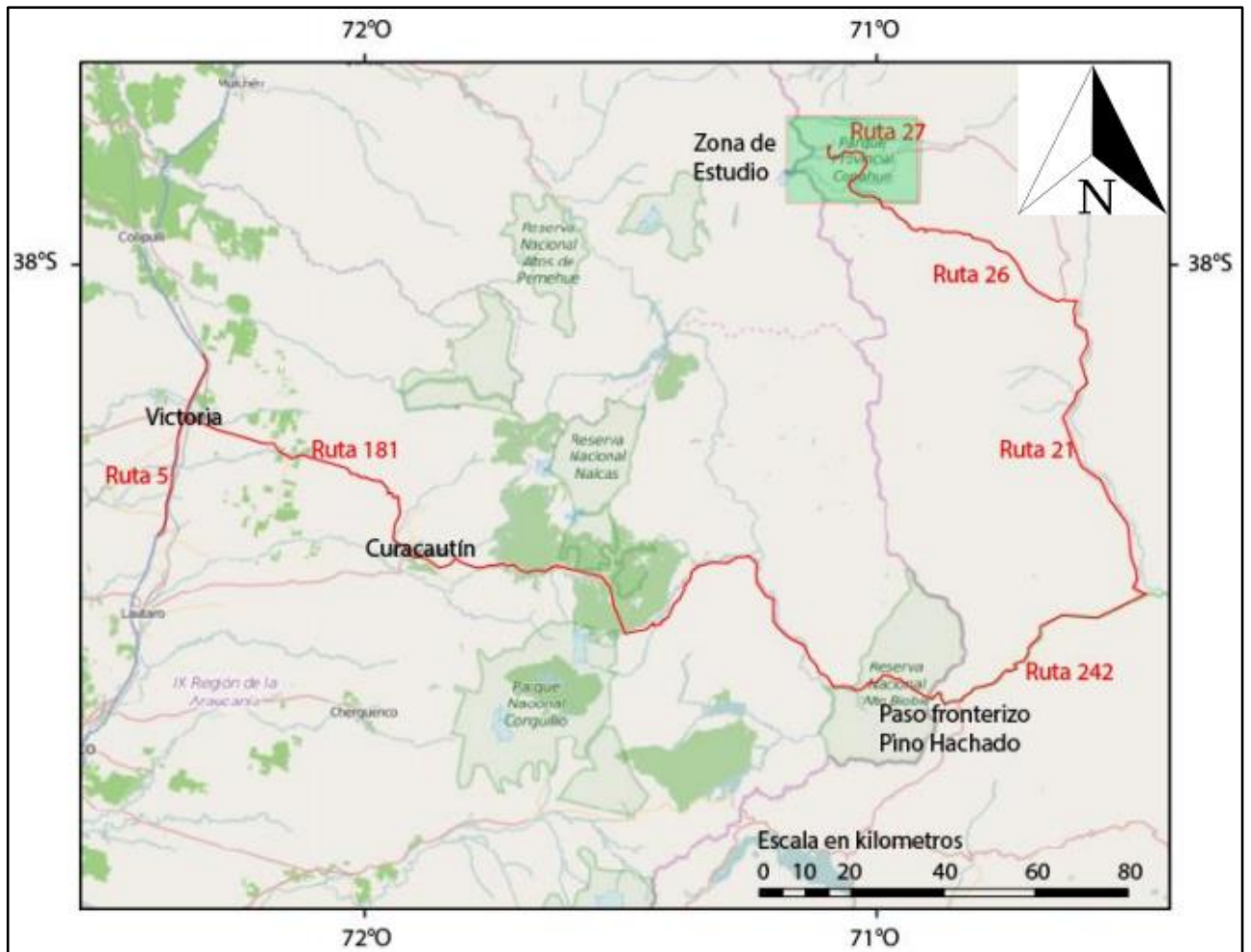


Figura 1.2 Acceso al área de estudio por Argentina desde Chile (Sánchez, 2016).

2 Marco geológico

2.1 Marco tectónico y geología regional

El volcán Copahue y la caldera Agrio forman parte del denominado Complejo Volcánico Copahue-Caviahue (CVCC), el que se encuentra emplazado en la cordillera de Los Andes. Destaca que el CVCC se encuentra aproximadamente 30 km desplazado al este respecto al arco volcánico actual, en la posición del antiguo arco desarrollado entre el Plioceno y el Pleistoceno temprano (Muñoz y Stern, 1988).

El CVCC se encuentra dentro de la Zona Volcánica Sur (ZVS, Figura 2.1). La cual se desarrolla sobre una corteza silíceica de edad paleozoica, con espesores de entre 30 y 35 km por debajo de los 37°S. Somoza (1998) reconoce que el área en que se emplaza CVCC tiene una corteza levemente engrosada con espesores cercanos a los 45 km. La ZVS se caracteriza por emisiones cuaternarias de composiciones principalmente basálticas a andesíticas (Hildreth y Moorbath, 1988).

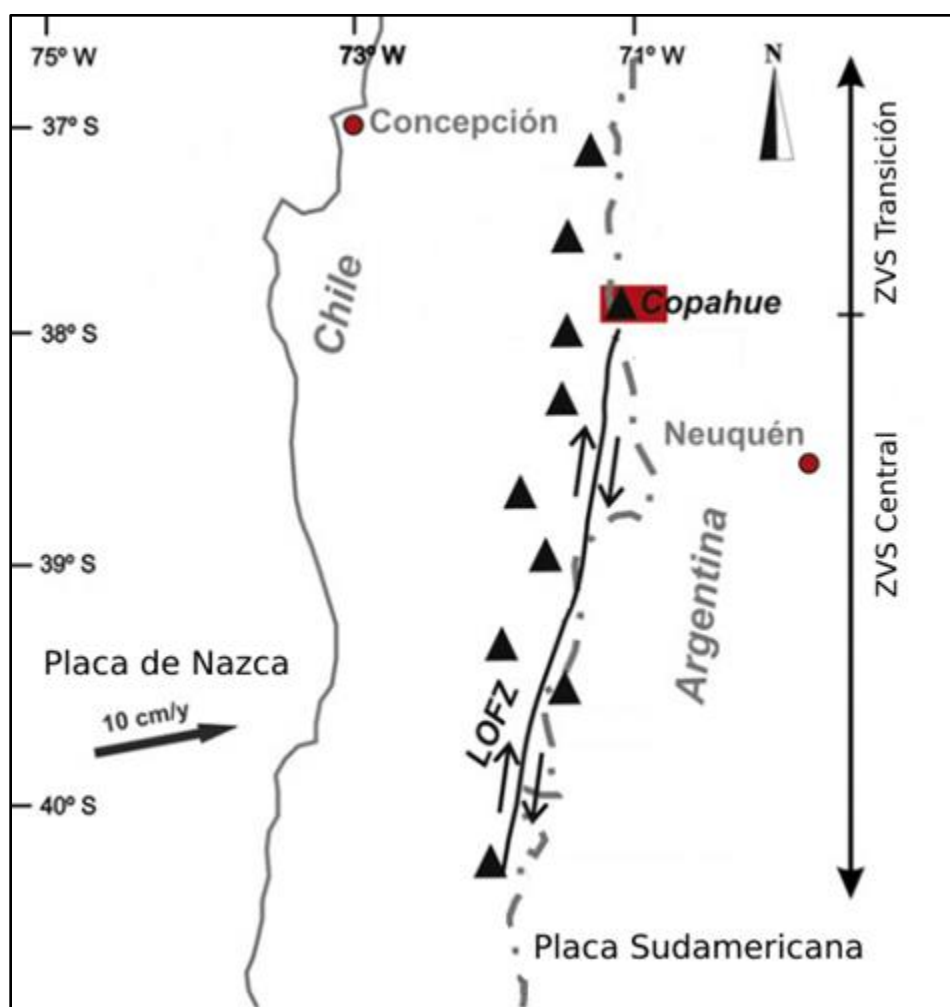


Figura 2.1 ZVS en tramo de transición y central. Triángulos negros representan volcanes activos y en rojo Copahue (Modificado de Augusto et al., 2013).

El régimen tectónico regional corresponde a un margen convergente por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana a una tasa de 8 cm al año durante los últimos 3 Ma (Somoza, 1998). La inclinación de la placa de Nazca es de aproximadamente 30° y el ángulo de convergencia al margen es aproximadamente N80°E (DeMets et al., 1994; Bohm et al., 2002).

2.2 Actividad eruptiva del volcán

La actividad eruptiva del volcán Copahue se divide en aquellos eventos ocurridos en época prehistórica y los ocurridos en época histórica. Mientras que los eventos prehistóricos han sido estudiados a partir de su registro estratigráfico observado en terreno los eventos históricos tienen como principal fuente de información el registro y descripción de los eventos transcurridos durante los últimos 260 años.

2.2.1 Erupciones prehistóricas

Estas erupciones están relacionadas con la construcción del edificio volcánico (Melnick et al., 2006). Pueden dividirse en tres subetapas: preglacial, singlacial y postglacial (Figura 2.2), de acuerdo a su relación temporal con el último periodo glacial registrado en los Andes Patagónicos, entre los últimos 75.000 y 15.000 años.

La etapa preglacial está conformada por secuencias de más de 1000 m de espesor, representada principalmente por lavas afaníticas y en menor medida por depósitos de flujo piroclástico. Entre estas lavas no hay variaciones texturales significativas, el grosor es homogéneo y las composiciones varían entre andesita basáltica y andesita, con 52,48 a 61,1% de SiO₂ (Cecioni et al., 2000). Dataciones radiométricas indican edades de Pleistoceno inferior para esta etapa, con un rango entre 1,23±0,18 a 0,76±0,14 Ma (Muñoz y Stern, 1998; Linares et al., 1999, respectivamente). El material volcánico asignado a esta etapa presenta estriaciones y superficies pulidas asociadas a una fuerte abrasión glacial y también se encuentra usualmente cubierto por depósitos morrénicos.

La etapa singlacial forma parte de este estudio a partir de la muestra "COP-SG-2" (Figuras 2.4 y 2.5). Se caracteriza por la formación de pequeños centros eruptivos alineados a lo largo de fracturas o diques y distribuidos aleatoriamente en el flanco este del volcán. Las lavas de esta etapa presentan composiciones que varían entre andesíticas y dacíticas, con 58,2 a 63,6% de SiO₂ (Cecioni et al., 2000) con evidencias de interacción con agua en superficie, como fracturas poligonales, bordes vítreos y estructura de pillow-lavas bien desarrollada.

La etapa postglacial es estudiada a partir de la muestra "COP-PM" (Figuras 2.4 y 2.5). Presenta explosiones freatomagmáticas con depósitos de flujos piroclásticos asociados a distintos cráteres, además de emisiones de poco volumen de lava desde cráteres o fisuras laterales (Melnick et al., 2006). Se reconocen también depósitos laháricos relacionados a la actividad volcánica de esta etapa (Sruoga y

Consoli, 2011). La actividad freatomagmática esta principalmente asociada a los numerosos cráteres del volcán, y a flujos piroclásticos que alcanzaron distancias superiores a los 14 km, cubriendo un área de aproximadamente 22 km². Se reconocen al menos seis flujos piroclásticos con edades de entre los 8.770 a los 2.280 años. Correspondientes a depósitos de menos de 2 m de espesor, matriz soportados e intercalados con depósitos de lapilli, ceniza y escorias (Polanco, 2003). Estos depósitos de flujo piroclástico indican que durante el Holoceno la actividad de los cráteres ha sido intermitente. Los flujos de lava son de tipo “Aa”, asociados a conos temporales y fisuras laterales, con extensiones de hasta 20 km a lo largo del Valle del río Lomín, y de tipo “blocky”, al este con alcance de hasta 3 km. Las composiciones de los flujos corresponden a andesita basáltica, con 54,9 a 56,9% de SiO₂ (Cecioni et al., 2000).

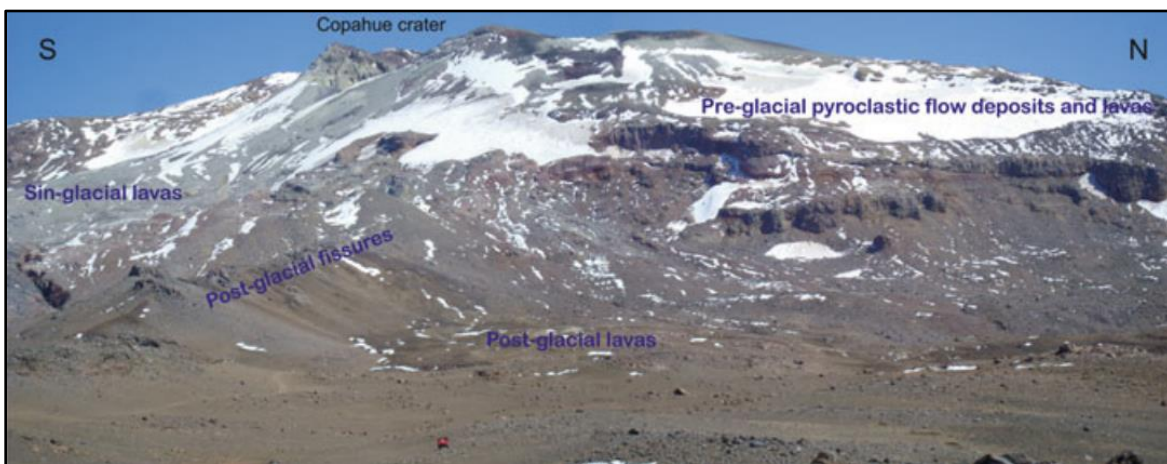


Figura 2.2 Vista de ladera este de Copahue. Con distribución de afloramientos de productos volcánicos de etapas pre, sin y post glacial (Caselli et al., 2015).

Desde su formación hace 1,23 Ma, el volcán Copahue ha emitido un volumen total de aproximadamente 375 km³ de material, equivalente a una tasa de unos 0,03 km³/siglo (Polanco, 2003). Pasando de estilo eruptivo principalmente efusivo en el Plioceno, a uno más bien explosivo durante el Holoceno. Composicionalmente los magmas de Copahue han variado de pertenecer a la serie calcoalcalina a la serie calcoalcalina rica en K, reconociéndose como responsable de esta evolución a procesos de mezcla de magmas (Polanco, 2003; Varekamp et al., 2006).

2.2.2 Erupciones históricas

Durante los últimos doscientos sesenta años se han reconocido trece eventos que van de freáticos a freatomagmáticos de baja magnitud, los cuales corresponden a los años: 1750, 1759, 1867, 1937, 1944, 1960, 1961, 1992, 1993, 1994, 1995, 2014 y 2015 (Petit-Breuilh, 1996; Naranjo y Polanco, 2004). Además de dos eventos que van de freatomagmáticos a magmáticos de baja intensidad, en los años 2000 (Naranjo y Planco, 2004; Varekamp et al., 2001) y 2012 (Caselli et al., 2016). Hasta la erupción de 1992 no se cuenta con mayor documentación de las

erupciones del Copahue, salvo por escasas descripciones de explosiones que culminaron en las erupciones de 1750 y 1759, variaciones en las temperaturas de la laguna del cráter del volcán Copahue entre los años de 1937 a 1961, y el registro fotográfico de las erupciones de 1960 y 1961.

La actividad del año 2014 es estudiada en este trabajo con la muestra “SE-2014”. Comienza el 4 de octubre de 2014 con una desgasificación que evolucionó a una columna de gases de más de 1 km de altura. Luego se generó un aumento en la sismicidad, para dar paso a dos explosiones en el cráter el Agrio el día 11 de octubre, generando columnas de alturas máximas de 3600 m. A partir de estas explosiones se mantiene por unos días actividad sísmica e incandescencia en el cráter, hasta el 24 de octubre en que retoma su actividad de fumarola normal (Reporte especial de actividad volcánica (REAV) 20 octubre 2014, Sernageomin).

La actividad histórica de este volcán se puede resumir como principalmente explosiva, con eventos freáticos y emisiones de fragmentos de roca alterada, ceniza y grandes cantidades de material rico en sulfuros y subordinadamente erupciones freatomagmáticas de baja intensidad, con emisión de material juvenil.

2.3 Geología Local

El CVCC forma parte del lineamiento volcánico Mandolegüe (Figura 2.3). Éste corresponde a un lineamiento de entre 60 y 70 km de largo y una orientación aproximada de N60°W conformado por la amalgamación parcial de 7 centros volcánicos. Entre los que se encuentran: volcán Callaqui, CVCC, centro volcánico Las Mellizas, volcán Trolón, domo Bayo, campo basáltico monogenético Huecú y campo basáltico monogenético Mandolegüe (Folguera et al., 2016).



Figura 2.3 Lineamiento volcánico Mandolegüe (rojo) y distribución de sus principales centros eruptivos (Google Earth).

Los mecanismos y las edades de formación de los centros volcánicos de este lineamiento son variados, aunque se distingue que al oeste del meridiano 70°40'W se encuentran los más antiguos (Folguera et al., 2016). En particular el volcán Copahue se ubica en la esquina suroeste de la caldera Agrio y se emplaza sobre un plateau volcánico de unos 5 a 4 Ma conformado por flujos andesíticos asociados a la Formación Cola de Zorro-Hualcupén (Vergara y Muñoz 1982; Niemeyer y Muñoz 1983; Muñoz Bravo et al. 1989; Suárez y Emparán, 1997).

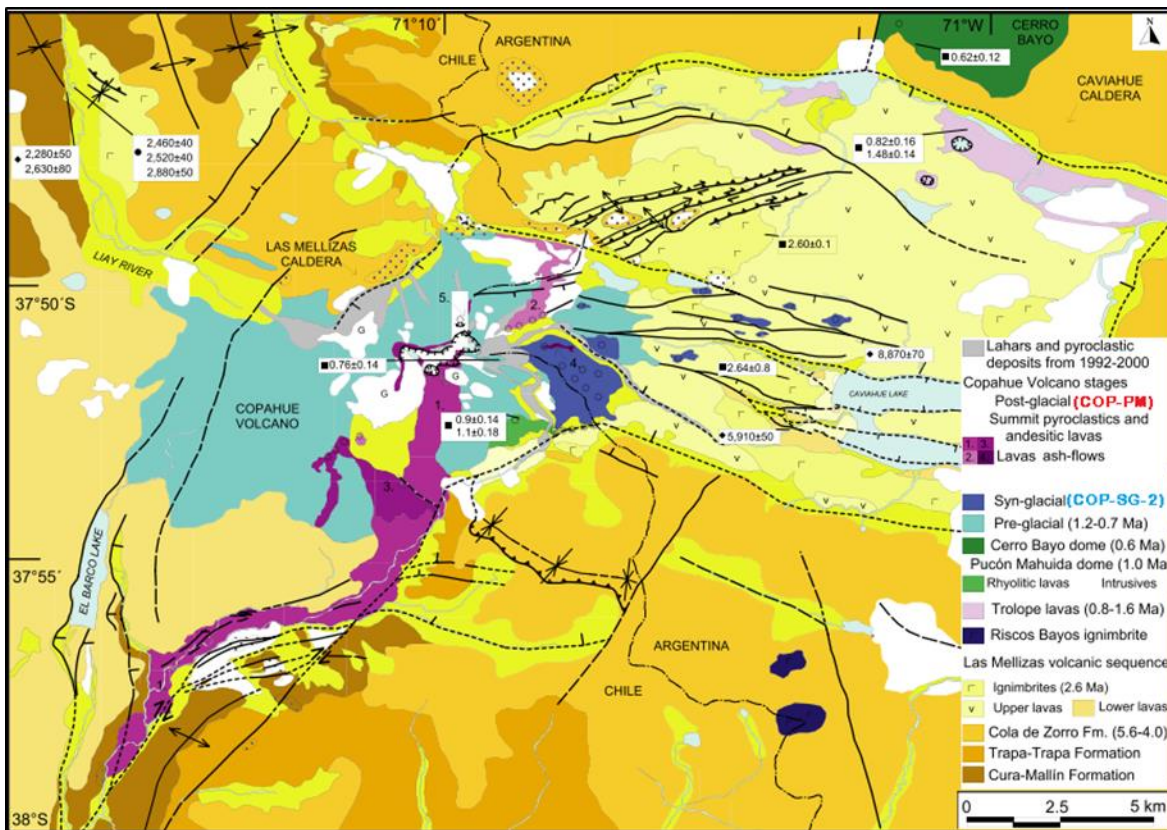


Figura 2.4 Mapa geológico CVCC con distribución de las unidades volcanoestratigráficas descritas (Modificado de Melnick et al., 2006).

2.3.1 Unidades Volcanoestratigráficas

A continuación se presenta una tabla con las principales unidades volcanoestratigráficas presentes en la zona estudiada:

Tabla 2-1. Principales unidades volcanoestratigráficas y sus principales características

Formación	Litología	Edad	Características
Trapa-Trapa	Secuencia de aglomerados volcánicos, lavas andesíticas y conglomerados.	Entre 18,6 ± 1,0 y 11,8 ± 2,1 Ma (Muñoz y Niemeyer, 2010)	<u>Espesor</u> : 300-1500 m. <u>Orientación</u> : Aproximada N-S.
Cola de Zorro/Hualcupén	Secuencia de lavas basálticas a andesíticas, aglomerados, brechas volcánicas y menores intercalaciones de sedimentos.	Entre 5,67 ± 0,14 y 4 ± 0,1 Ma (Muñoz y Stern, 1988; Linares et al., 1999).	<u>Espesor</u> : 100-1200 m. <u>Orientación</u> : Subhorizontal. Presenta fallamiento normal y basculamiento de bloques. Marcada discordancia angular con Fm. Trapa-Trapa
Las Mellizas	Intercalaciones de lava de composición basáltica a andesítica, piroclastitas de composición andesítica a dacítica e interdigitaciones de aglomerados volcánicos	Entre 2,68 ± 0,14 y los 2,6 ± 0,1 Ma (Linares et al., 1999).	Discordancia erosional con Fm. Cola de Zorro.
Ignimbrita Riscos Bayos	Ignimbritas de composición riolítica	Entre 1,1 ± 0,5 (Muñoz y Stern, 1998) y 2,05 ± 0,1 Ma (Linares et al., 1999).	<u>Espesor</u> : hasta 200 m. Laminación de finos en la base
Flujo de lava de Trolope	Sucesión de lavas de composición andesítica homogéneas y brechas relacionadas.	Entre 1,63 ± 0,1 y 0,82 ± 0,16 Ma (Linares et al., 1999).	<u>Espesor flujos de lava</u> : 2-3 m. <u>Espesor brechas</u> : 0.5 -1 m. Al NE cubiertos por depósitos glaciares.
Secuencia Volcánica Copahue	Ver detalle en subcapítulo "Actividad eruptiva del volcán".	Desde 1,23 ± 0,18 (Muñoz y Stern, 1998)	Tres estadios: pre, sin y post glacial.
Domo Pucón Mahuida	Lavas riolíticas e intrusivos riolíticos.	Entre 1,1 ± 0,18 y 0,9 ± 0,14 Ma (Linares et al., 1999).	Intrusivos aflorando en la parte NE del río Lomín.
Cerro Bayo	Lavas dacíticas a riolíticas, y tobas.	0,6 ± 0,12 Ma (Linares et al., 1999).	Asociado a la extensión de falla de orientación NNE-SSW.

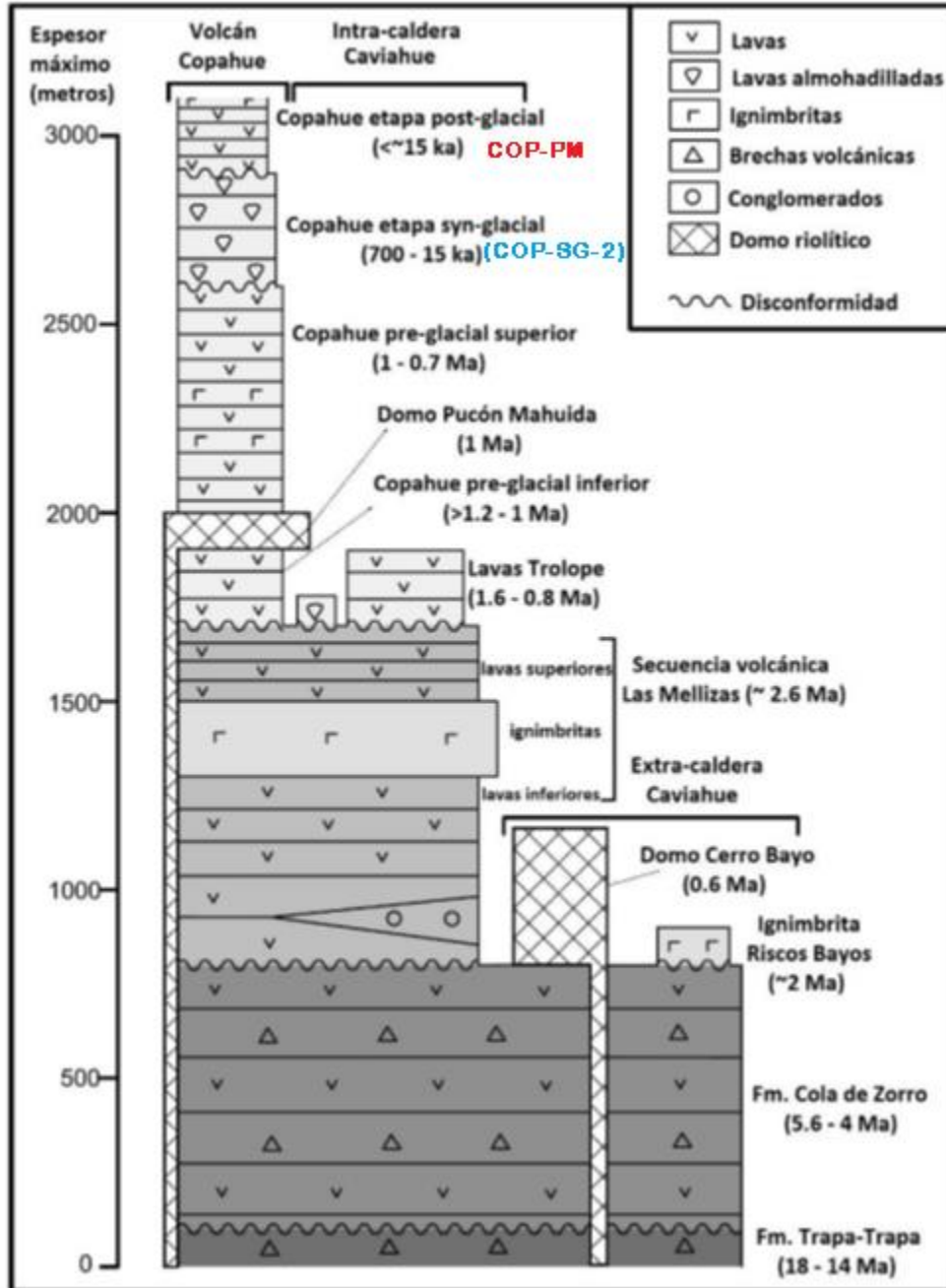


Figura 2.5 Columna estratigráfica para las distintas unidades volcanoestratigráficas descritas (Modificado de Melnick et al., 2006).

2.3.2 Estructuras del Complejo Volcánico Copahue-Caviahue Falla Lomín:

Falla de orientación NE de unos 25 km de extensión, que se ubica paralela al curso del río Lomín (Figura 2.6) y acaba en el borde SE de la caldera Agrío. Esta falla representa el extremo norte del sistema de fallas Liquiñe-Ofqui. Expone unidades oligo-miocenas al sur de la falla, a partir de un pliegue de geometría

asimétrica. Sus relaciones de contacto, además de la intrusión de un pórfido andesítico del Mioceno tardío en un segmento flexionado al este de la falla, permiten reconocerla como una falla normal activa durante la depositación de la Formación Trapa-Trapa e invertida en el Mioceno tardío (Melnick et al., 2006).

Grabens Caviahue y Trolope:

El Lago Caviahue (Figura 2.6) se encuentra formado por dos brazos anchos de 10 km de largo y 4 km de ancho. En los alrededores de éste se emplazan varias fallas normales de orientación WNW, afectando la secuencia de la Formación Las Mellizas y a andesitas de la base del volcán Copahue. Las mismas se reconocen como responsables de la forma de herradura del lago, ya que generan una estructura de horst y graben, siendo el horst el centro del lago y los grabens los brazos del mismo (Berríos, 2015).

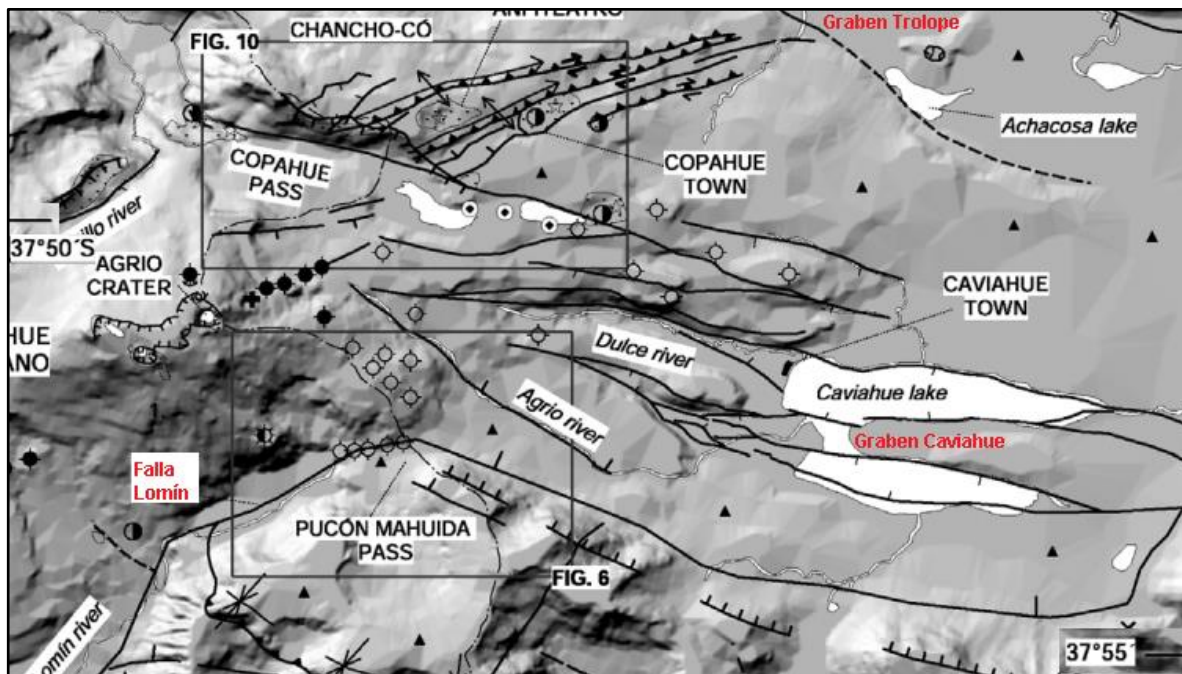


Figura 2.6 DEM con principales estructuras y red de drenajes del CVCC. En rojo estructuras descritas en texto (Modificado de Melnick et al., 2006).

3 Inclusiones Vítreas

3.1 Introducción

En mineralogía se define a una inclusión como: “Material que ha sido atrapado dentro de un mineral durante su etapa de formación” (Lowenstern, 2003).

Asociadas a fenocristales se han estudiado distintos tipos de inclusiones, donde sus definiciones han sido resumidas por Lowenstern (2003) de la siguiente forma:

1. Inclusiones vítreas: Contienen vidrio o recristalizaciones de vidrio.
2. Inclusiones fluidas: Contienen uno o más fluidos a temperatura ambiente y no presentan vidrio o recristalizaciones de vidrio.
3. Inclusiones fluidas ricas en vapor: Corresponden a inclusiones fluidas con más de un 50% de volumen compuesto por burbujas a temperatura ambiente.
4. Inclusiones Mixtas: Contienen más de una fase magmática atrapada.
5. Inclusiones Hidrosalinas: Contienen soluciones fundidas de sales y agua.

Las inclusiones vítreas, “*Melt Inclusions*” (MI de ahora en adelante) en inglés, corresponden a pequeñas gotas o ampollas de fundido silicatado de tamaños entre 1 a 300 μm , atrapadas dentro de irregularidades de la superficie de un cristal durante su etapa de crecimiento dentro de un cuerpo de magma (Sorby, 1858). Éstas por lo general están compuestas por una cantidad variable de pequeños cristales, vidrio y/o vapor. Son relativamente fáciles de encontrar en rocas volcánicas y se considera que pueden comportarse como un sistema cerrado, conservando la composición inicial del magma al momento de ser atrapadas. Las MI son útiles en investigación para cuantificar contenido de volátiles y desgaseificaciones, lo que a su vez da luces de la evolución del magma etapa por etapa, y de procesos como cristalización fraccionada, mezcla de magmas y exsolución de volátiles (Kent, 2008; Métrich y Wallace, 2008).

3.2 Reseña histórica del estudio de inclusiones vítreas

El estudio de inclusiones vítreas comenzó hace aproximadamente ciento sesenta años con los trabajos de Sorby (1858), Vogelsang (1867) y Zirkel (1873), quienes describieron detalladamente este tipo de inclusiones e intentaron dar interpretaciones geológicas a partir de ellas, reconociéndolas como una potencial herramienta para el estudio del origen de rocas ígneas. Durante prácticamente un siglo las inclusiones vítreas no fueron mayormente estudiadas hasta que Tuttle (1952) realizó importantes observaciones en el origen de los granitos, basado en la falta de inclusiones en cristales de cuarzo. Luego Barrabé y Deicha (1956) fueron los primeros en homogenizar inclusiones vítreas mediante la aplicación de altas temperaturas. Posteriormente el aporte fue realizado por la “literatura rusa”, el cual es revisado y sintetizado por Sobolev y Kostyuk (1975). En la década de 1970 algunos investigadores dedicados a inclusiones fluidas comenzaron estudiar inclusiones vítreas en rocas volcánicas (Sobolev y Kostyuk, 1975) y en rocas

traídas de la luna (Roedder y Weiblen, 1970), buscando determinar su origen y fijar una metodología para trabajar con este tipo de inclusiones (Clocchiatti, 1975; Roedder, 1979).

Con la introducción de técnicas microanalíticas desde la década de 1990, se generó un aumento exponencial en el número de estudios de inclusiones vítreas, enfocándose principalmente en variaciones en la composición de estas inclusiones (Anderson et al., 1989; Skirius, 1990; Dunbar y Hervig, 1992; Hervig y Dunbar, 1992; Sisson y Layne, 1993; Métrich et al., 1999; Severs et al., 2007), fenómeno en los bordes de las inclusiones (Lu et al., 1995; Danyushevsky et al., 2004; Kuzmin y Sobolev, 2004; Zajacz y Halter, 2007; Severs et al., 2009) y cambios posteriores al atrapamiento de las inclusiones (Danyushevsky et al., 2002; Gaetani y Watson, 2002; Baker, 2008; Kent, 2008; Steele-Macinnis et al., 2011). Desde principios de la década de 1990, muchos investigadores han enfocado sus estudios en determinar el rol que juegan los volátiles en el estilo eruptivo de sistemas volcánicos (Cannatelli et al., 2016 y referencias incluidas). Como las inclusiones vítreas puede llegar a representar una porción de magma en condiciones de sistema cerrado, a diferencia de la roca total, es posible determinar el contenido de volátiles (H₂O, CO₂, Cl, F, S, Br) a partir del estudio de las mismas, aportando así cada vez nuevas características de los procesos ígneos (Roedder, 1979; Hauri et al., 2002; De Vivo y Bodnar, 2003; Lowenstern, 2003; Webster et al., 2003a, b; Wallace, 2005; Bodnar y Student, 2006; Audétat y Lowenstern, 2014).

3.3 Origen Inclusiones Vítreas y Procesos Posteriores

En general existen dos mecanismos capaces de formar inclusiones en un cristal (Roedder, 1979), a partir de los cuales se generan los dos principales tipos de inclusiones, las primarias o atrapadas en la superficie del cristal en formación, y las secundarias, o introducidas al cristal por acción de fracturas. En el caso de las MI en ambientes volcánicos, por la extrema viscosidad del líquido silíceo atrapado, solo el primero de estos mecanismos se considera válido.

Las inclusiones primarias se forman a partir de gotas de fundido que quedan atrapadas en irregularidades de cristales en condiciones de crecimiento dentro de un magma. Estas irregularidades que permiten el atrape de inclusiones pueden deberse a: Aumento en el grado de sobresaturación, el cual causa un borde esquelético en el cristal (Figura 3.1A). Disolución parcial del cristal previamente formado (Figura 3.1B). Presencia de un objeto sólido en el borde del cristal (Figura 3.1C). Crecimiento muy rápido del cristal en condiciones de nucleación sobresaturadas, generando cristales dendríticos (Figura 3.1D) o de hábito tubular (Figura 3.1E). Este tipo de inclusiones son atrapadas durante el crecimiento del cristal huésped y por lo tanto pueden representar las condiciones del magma durante la misma etapa.

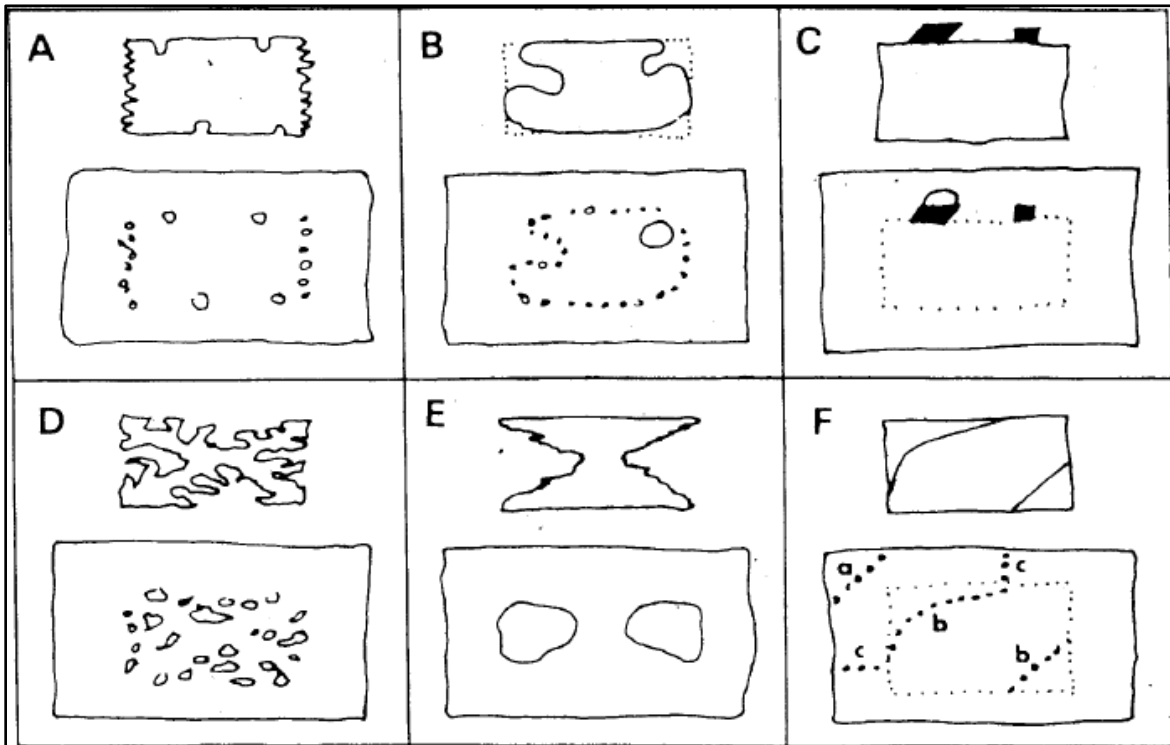


Figura 3.1 Seis mecanismos más comunes para atrapar inclusiones vítreas (Roedder, 1979).

Las inclusiones secundarias por el contrario se forman a partir de fases que entran al cristal a lo largo de fracturas (Figura 3.1F), lo que ocurre después que el crecimiento del cristal ha terminado y por tanto no son representativas de las etapas de cristalización del mineral. Este mecanismo es válido solo para inclusiones fluidas, ya que para el caso de MI la fase silicatada es mucho más viscosa imposibilitando su atrapamiento dentro de fenocristales volcánicos.

Un tercer tipo de inclusiones llamado pseudosecundarias también tienen su origen en fracturas. Pero éstas se han formado antes de que haya terminado la etapa de crecimiento del cristal ("b" en Figura 3.1F). Estas inclusiones son consideradas por los investigadores de petrología ígnea como primarias, ya que al igual que estas son atrapadas durante el crecimiento del cristal y por tanto guardan registro de la composición de los líquidos silicatados durante esta etapa (Cannatelli et al., 2016 y bibliografía incluida).

Una vez formada la MI, el material fundido dentro de ella puede recrystalizar. Sin importar el tamaño de la inclusión, velocidades muy lentas de enfriamiento generan inclusiones vítreas que sufren recrystalización (Figura 3.2). Student y Bodnar (1999) notaron que la composición del magma, o material fundido, también afectan el proceso de cristalización, sugiriendo que fundidos saturados en volátiles promueven la cristalización durante el enfriamiento.

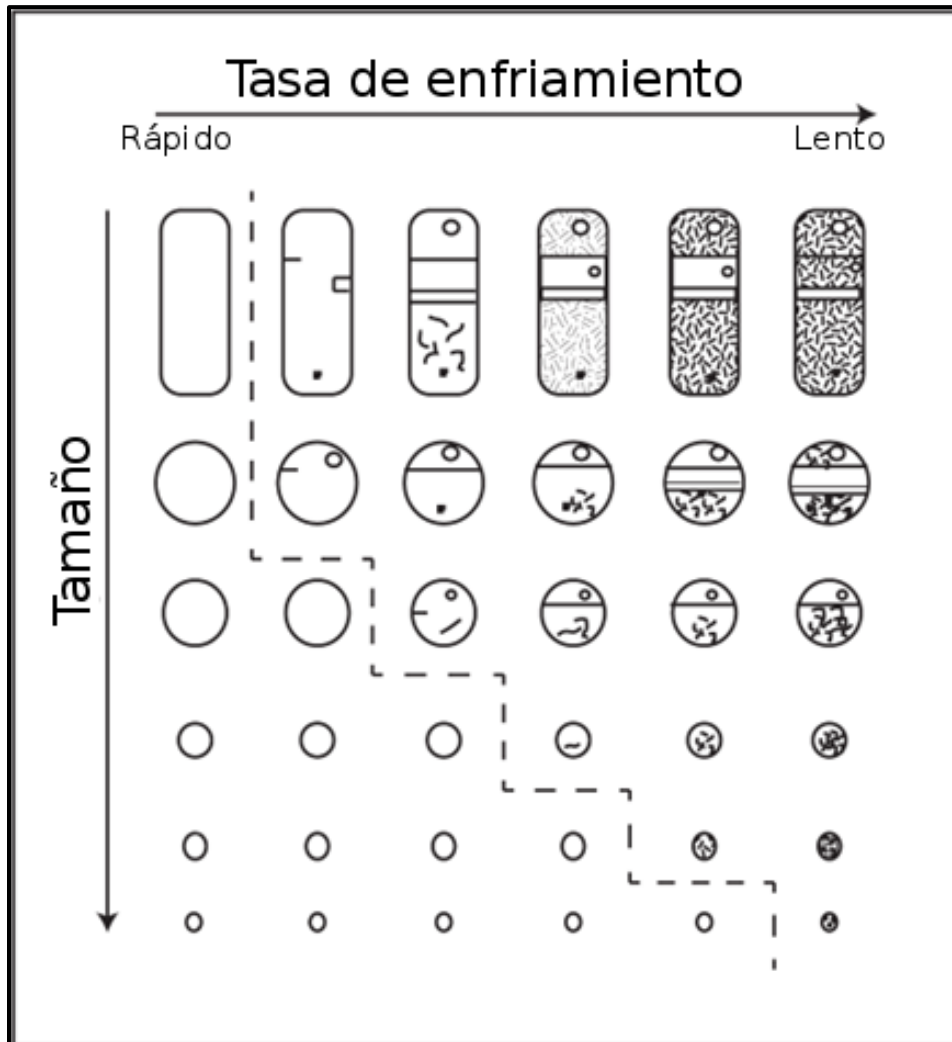


Figura 3.2 Esquema con efecto de la velocidad de enfriamiento y el tamaño de la inclusión sobre nucleación y crecimiento de nuevas fases dentro de ésta (Modificado de Roedder, 1984).

Una forma de determinar saturación en volátiles al momento de formación de la inclusión consiste en observar la presencia de burbujas dentro de la inclusión y la razón entre los volúmenes de burbujas/inclusión (Roedder, 1979). Se considera que para un grupo de inclusiones con razones volumétricas muy variables el magma estuvo saturado en volátiles, mientras que para inclusiones con una única burbuja comprimida o completamente vítreas, el magma era pobre en volátiles. Finalmente, para inclusiones con presencia de fluido dentro de sus burbujas, el magma se habría encontrado en condiciones ricas en volátiles (Kamenetsky et al., 2007; Esposito et al., 2011; Hartley et al., 2014; Moore et al., 2015).

En el pasado, investigadores evitaban estudiar inclusiones que incluyeran burbujas, ya que creían que éstas complicaban interpretaciones obtenibles a partir de la composición (Cannatelli et al., 2016). Sin embargo, recientemente se ha comenzado a trabajar con la razón de volúmenes de burbujas/inclusión, composición de las burbujas y la distribución de éstas. Lo que resulta ser fuente

de información crucial acerca del contenido de volátiles original del magma en profundidad (Moore et al., 2015; Wallace et al., 2015).

Se han reconocido tres mecanismos principales para formación de burbujas dentro de las inclusiones vítreas. La primera corresponde a enfriamiento isocórico de la inclusión generando una despresurización y saturación de la fase de baja densidad, volátil, generando una burbuja comprimida (Lowenstern, 1994; Figura 3.3). Si el fundido es rico en volátiles y hay recristalización dentro de la inclusión, la nueva fase cristalina, al ser más densa que la fase volátil, se separará creando el espacio necesario para la nucleación de burbujas (Steele-Macinnis et al., 2011). Finalmente si elementos como el H escapan desde la inclusión hacia el mineral huésped, como en el caso de fuga (Figura 3.4) y decrepitación (Figura 3.5), pueden nuclearse burbujas dentro de la inclusión (Bucholz et al., 2013).

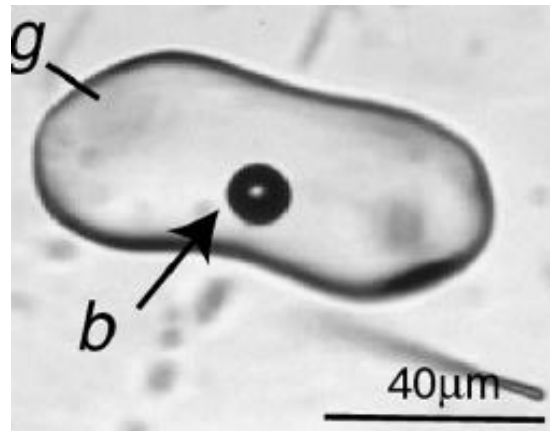


Figura 3.3 Inclusión vítrea con una burbuja comprimida asociada; 'g' corresponde a vidrio y 'b' a la burbuja (Lowenstern, 2003).

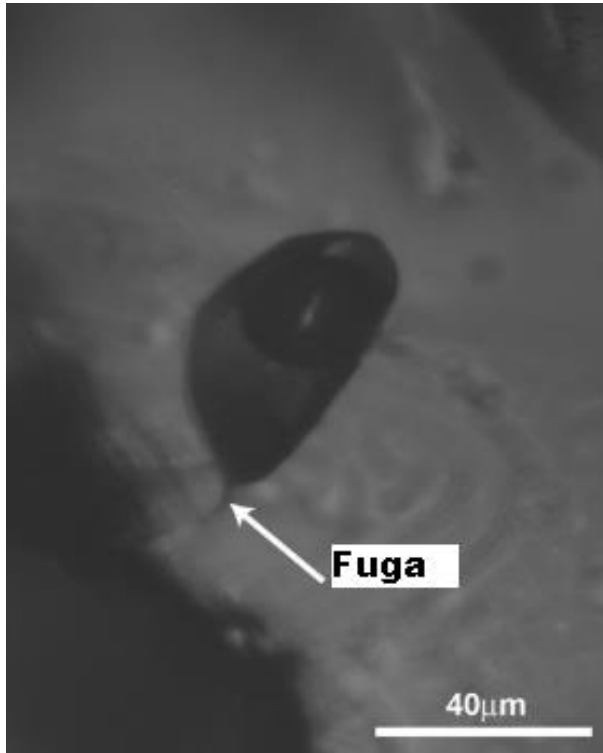


Figura 3.4 Inclusión vítrea con fuga de material (Modificada de Cannatelli et al., 2016).

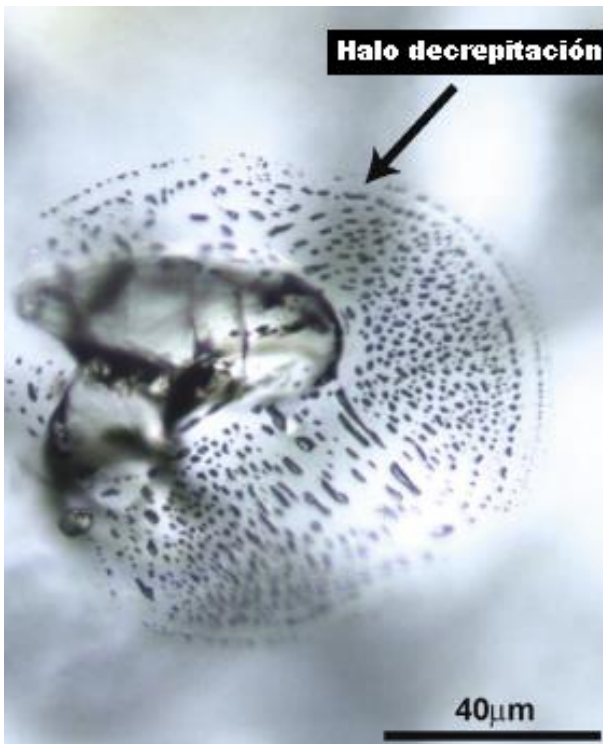


Figura 3.5 Inclusión vítrea decrepitada (Modificada de Cannatelli et al., 2016).

3.4 Uso de inclusiones vítreas en geología

Las MI al corresponder a gotas de material fundido atrapadas durante el proceso de cristalización, pueden ser utilizadas para entender desgasificaciones del magma, lo cual cobra gran importancia a la hora de caracterizar fluidos inmiscibles separados de magmas, además de permitir entender mezcla de magmas y cristalizaciones fraccionadas. A continuación, se presenta una lista, basada en la “Tabla 1” de Lowenstern (1995), en que se muestra que tipos de datos se puede obtener y cuales no desde el estudio de inclusiones vítreas.

Los datos obtenibles desde inclusiones vítreas incluyen:

1. Concentraciones de volátiles disueltos en magmas; H₂O CO₂, Cl, S, F, B, Li y metales.
2. Mínima presión de cristalización (p. ej.: Anderson et al., 1989).
3. Temperatura aproximada de cristalización (Roedder, 1984).
4. Evidencias de exsolución de fluidos durante la cristalización de fenocristales (p. ej.: Lowenstern, 1994a).
5. Composición aproximada, y parcial, de fluidos exsueitos coexistentes (p. ej.: Anderson et al., 1989).
6. Evidencias de mezcla de magmas (p. ej.: Anderson, 1976).
7. Composición de fases fundidas en granitos (Frezzotti, 1992).
8. Evolución de la historia magmática/eruptiva (p. ej.: Bogaard y Schirink, 1994).

Datos que no son posibles de obtener mediante inclusiones vítreas:

1. Composición de roca total.
2. Máxima presión, profundidad, de emplazamiento.
3. Destino de fluidos exsueitos ni mecanismo de exsolución de estos desde el magma.
4. Rol de magmas en la formación de yacimientos de tipo epitermales.

3.5 Metodología de estudio enfocado en volcanología

Para el estudio de inclusiones vítreas enfocado en volcanología, es importante el tener presente que es lo que se desea. Por ejemplo, si el propósito de la investigación es conocer el contenido de volátiles en el magma al momento de cristalizar olivino, el primer paso para este tipo de estudios sería realizar adecuadamente un trabajo petrográfico que permita determinar la representatividad de las mediciones. A continuación se presentan algunas características de la forma de estudiar inclusiones vítreas en volcanología basadas en la metodología expuesta por Cannatelli et al (2016).

3.5.1 Petrografía

La petrografía tiene como objetivo generar una completa descripción y permitir identificar correctamente componentes de las MI. Además de descartar fugas o sistemas abiertos.

Las asociaciones de inclusiones (MIA, Melt Inclusions Assemblages) han sido utilizadas para estudiar la evolución de sistemas volcánicos, siempre y cuando existan pruebas de que estas inclusiones no presenten reequilibrio, y que por tanto representen la composición del magma al momento de ser atrapadas. Para comprobar esto se requiere que las MIA obedezcan las tres leyes de Roedder: 1) que la inclusión se encuentre atrapada como una única fase homogénea, 2) que la inclusión se comporte como un sistema sin variaciones de volumen, isocórico, y 3) que una vez atrapada la inclusión, nada haya sido añadido ni perdido por ella (Roedder, 1984).

Durante el crecimiento de un cristal, diferentes MIA pueden ser atrapadas, conservando información acerca de la historia de cristalización del cristal. Si estas MIA son atrapadas a lo largo de la zona de crecimiento del cristal, será fácil reconocerlas y agruparlas (Figura 3.6). A modo de ejemplo para una correcta descripción de las inclusiones en la Tabla 3-1, se muestran las principales observaciones tomadas por diferentes autores.

Tabla 3-1 Principales observaciones petrográficas tomadas por distintos autores en estudios de inclusiones vítreas (Cannatelli et al., 2016).

Referencia	Anderson y Brown (1993)	Esposito et al. (2014)	Moore et al. (2015)	Esposito et al. (2011)	Hartley et al. (2014)
Descripción petrográfica de la inclusión vítrea	-Tamaño de cristal huésped. -Diámetro inclusión. -Borde inclusión. -Número de burbujas en inclusión. -Porcentaje de volumen burbujas. Ocurrencia de cromitas o inclusiones gaseosas en huésped.	-Tipo de huésped. -Tipo de inclusión. -Borde de inclusión. -Tipo de asociación de inclusiones.	-Diámetros inclusión. -Diámetro burbuja. -Porcentaje de volumen de burbujas. -Ocurrencia de minerales secundarios.	-Medidas de inclusión. -Borde de inclusión. -Número de burbujas en inclusión. -Presencia de cromita en inclusión. -Zonación Fe/Mg en mineral huésped.	-Medidas de inclusión. -Medidas de burbujas en inclusión. -Porcentaje de volumen de burbujas.

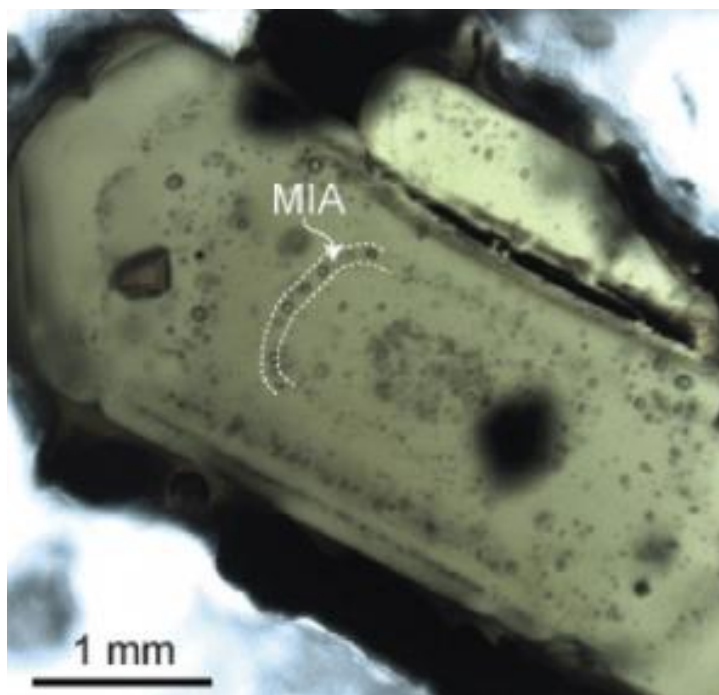


Figura 3.6 Ejemplo de asociación de inclusiones vítreas en misma zona de crecimiento de cristal de clinopiroxeno (Cannatelli et al., 2016).

3.5.2 Microtermometría

Algunas técnicas analíticas, como la Microsonda Electrónica (*Electron Microprobe*), requieren que las inclusiones correspondan a muestras homogéneas conformadas exclusivamente por vidrio. Una opción ante esto es escoger solo inclusiones compuestas por vidrio, excluyendo inclusiones recrystalizadas o con burbujas. Lo que a su vez genera pérdidas de importante información respecto a la historia tanto del cristal huésped como del magma a su alrededor. Si el enfoque del estudio no permite esta pérdida de información, una opción es realizar experimentos de recalentamiento en las inclusiones, con el objetivo de homogenizarlas y alcanzar las condiciones requeridas por la técnica analítica escogida (Cannatelli et al., 2016).

Los experimentos de recalentamiento consisten en aumentar la temperatura de la inclusión hasta alcanzar su temperatura de homogenización, a la cual se funden las fases cristalinas y los volátiles se disuelven, para luego proceder a enfriar rápidamente generando inclusiones formadas por vidrio homogéneo (Figura 3.7).

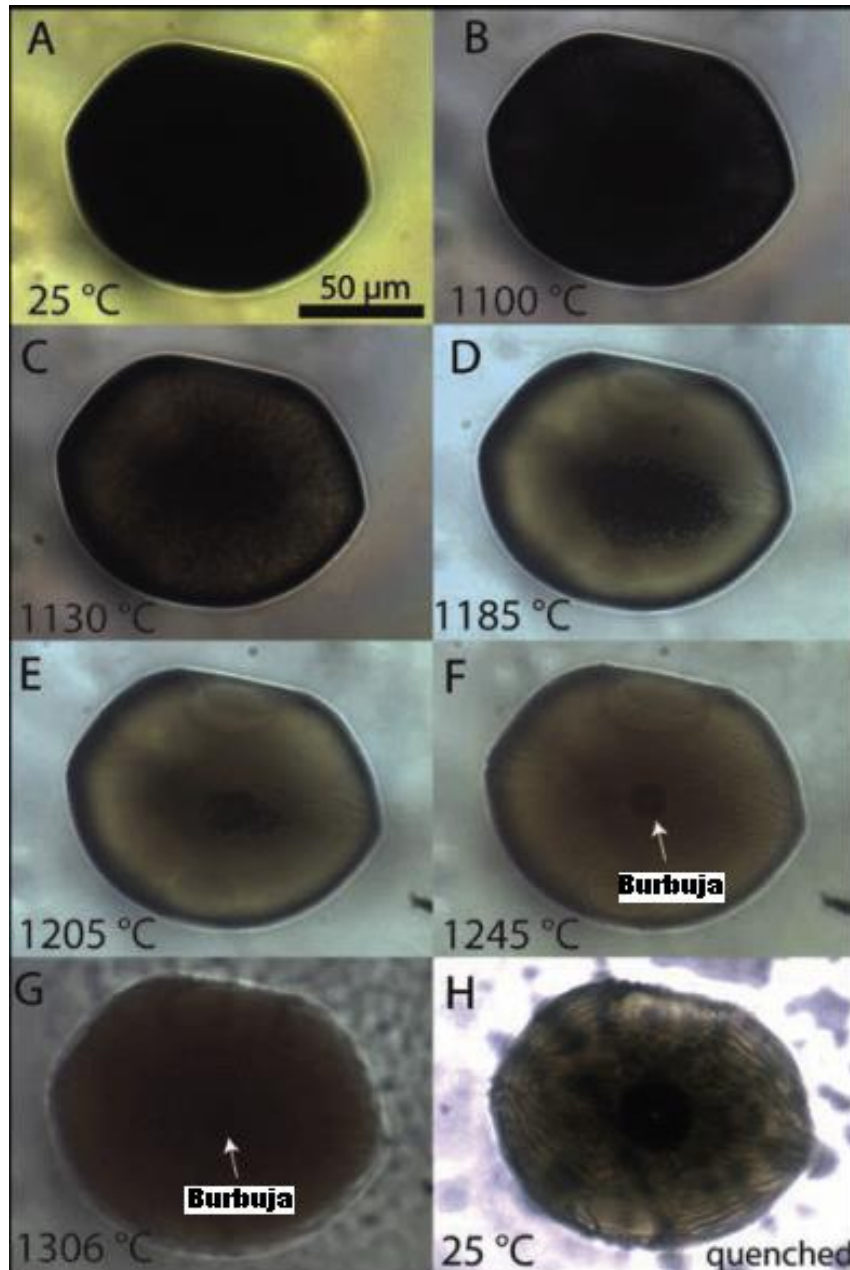


Figura 3.7 Experimento recalentamiento en inclusión vítrea hospedada en cristal de olivino (Modificado de Cannatelli et al., 2016).

El recalentamiento puede realizarse mediante platinas de alta temperatura acopladas a un sistema de microscopía óptica de luz transmitida y reflejada. Entre ellas se encuentran la platina de Vernadsky, con la capacidad de enfriamiento de 1500°C a temperatura ambiente en pocos segundos (Cannatelli et al., 2007), la platina de Linkam (presente en el laboratorio de inclusiones fluidas y vítreas del CEGA), que permite un enfriamiento de 1400°C a temperatura ambiente en 10-20 segundos. Ambas platinas pueden ser acopladas con microscopios y permiten observar las inclusiones durante el proceso de homogenización. Además para la homogeneización, pueden utilizarse hornos a una atmósfera de presión, que

permiten homogenizar varias muestras a la vez, asumiendo similares condiciones de formación para las inclusiones y cristales (Sinton et al., 1993; Student y Bodnar, 1999; Fedele et al., 2003; Schiano, 2003), pero con la desventaja de no poder observar el proceso. En casos en que el proceso de homogeneización en horno a una atmosfera de presión o en platinas anteriormente mencionadas pudiera generar decrepitación en las muestras, se utilizan técnicas como “Recipiente de presión internamente recalentado” (*Internally Heated Pressure Vessel*) o “Aparato de pistón Cilíndrico” (*Piston Cylinder Apparatus*) (Skirius, 1990; Skirius et al., 1990; Anderson et al., 2000; Student y Bodnar, 2004; Veksler y Thomas, 2002), además de “Celda hidrotermal de yunque diamantado” (*Hydrothermal Diamond Anvil Cell*) la cual permite observar mientras se realiza el recalentamiento de las inclusiones (Li y Li, 2004).

Evitando experimentos de recalentamiento, estudios recientes han determinado cantidades de CO₂ en inclusiones de olivino a través de la temperatura de congelamiento (-57,1°C), mediante platina de Linkam de calentamiento/enfriamiento montados sobre a microscopios (Cannatelli et al., 2016).

3.5.3 Técnicas analíticas

Los avances desde la década de 1990 en técnicas microanalíticas han ampliado el espectro de información que es posible obtener a partir del análisis de inclusiones vítreas silicatadas.

Algunas de las técnicas analíticas más utilizadas en el estudio de inclusiones vítreas son las siguientes.

3.5.3.1 Microscopio Electrónico de Barrido (SEM)

El uso de esta técnica ha sido una herramienta bastante útil, específicamente al utilizar electrones retrodispersados (*Back Scattered Electrons*). Puede ser usada previamente a la técnica de Microsonda Electrónica para determinar condiciones de homogeneidad, crear mapas de distribución de inclusiones e identificar fases minerales secundarias o atrapadas. Debe ser utilizada con cuidado, ya que debido al haz de electrones emitido, algunos elementos como el F, Cl, Ca, P, Na y K han mostrado comportamiento móvil en vidrio (Nielsen y Sigurdsson, 1981; Stormer et al., 1993; Morgan y London, 2005; Goldoff et al., 2012).

3.5.3.2 Microsonda Electrónica (Electron Microprobe)

Es la técnica más utilizada para el análisis de inclusiones vítreas silicatadas. Permite determinar concentraciones de elementos mayores y menores dentro de inclusiones. Al mismo tiempo da una estimación de la concentración de volátiles a

partir de la diferencia entre el 100% y la concentración de los elementos medidos (Blundy y Cashman, 2008; Métrich y Wallace, 2008). Múltiples análisis con inclusiones relativamente pequeñas es posible, debido al diámetro del haz de electrones, de entre 1 y 2 μm . Diferentes elementos presentan diferentes comportamientos frente al haz de electrones, pudiendo algunos comportarse como elementos móviles y migrar, generando errores en las concentraciones analizadas. Este efecto puede ser mitigado modificando las condiciones del haz electrónico, tamaño, aceleración o corriente del haz. Por lo tanto, la incerteza y la precisión de esta técnica dependerán de factores tales como los elementos analizados, condiciones del haz de electrones y de análisis, y de la calibración que los instrumentos puedan tener.

3.5.3.3 Espectrometría de Masas de Iones Secundarios (SIMS)

Corresponde a una técnica analítica poco destructiva la cual trabaja con un haz iónico, $^{16}\text{O}^-$ o $^{133}\text{Cs}^+$, de entre 15 y 30 μm , además de un espectrómetro de masa para el análisis de iones secundarios. Resulta particularmente útil para la determinación de elementos traza con un límite de detección que puede estar bajo 1 ppm para algunos elementos (Lowenstern, 1995; Wiedenbeck, 2008; Aundetat y Lowenstern, 2014). También puede ser usada para la determinación de elementos volátiles incluyendo: H, B, Be, C, O, F, S, y Cl, y el radio entre isótopos estables y radiogénicos (Pettke et al., 2004; Kent, 2008).

La principal complicación de esa técnica es que al medir concentraciones de H o C, lo que incluye H_2O y CO_2 , el epoxy puede conducir a errores, por lo que se requiere el montaje en indio, lo cual puede resultar complicado para cristales muy pequeños y/o delgados.

3.5.3.4 Espectrometría de Masa con Plasma Acoplado Inductivamente con ablación láser (LA-ICPMS)

Es una técnica analítica destructiva. Consiste en irradiar la muestra, mediante un haz por láser, para luego analizar mediante un espectrómetro de masa. Se utiliza para determinar concentraciones de elementos mayores y traza o como apoyo a la Microsonda Electrónica determinando elementos traza. No puede ser utilizado para analizar H_2O , F o radios isotópicos. Además, presenta límites de detección mayores a SIMS para elementos traza y una menor resolución espacial de análisis que SIMS y Microsonda Electrónica (Pettke et al., 2004; Kent, 2008). Por todo esto el uso de Microsonda Electrónica y SIMS se prefiere por los investigadores (Cannatelli et al., 2016).

3.5.3.5 Espectroscopia Raman

Es una técnica no destructiva. Se basa en examinar la luz dispersada por un material al incidir sobre él luz monocromática. Requiere de solo un lado pulido, con una baja resolución espacial de análisis, entre 1 a 2 μm . Es muy versátil permitiendo mediciones tanto en fases sólidas como líquidas (Burke y Lustenhouwer, 1987; Burke, 2001; Frezzotti et al., 2012). Esta técnica es particularmente útil en inclusiones, ya que permite cuantificar abundancia de elementos volátiles en vidrio (Thomas, 2000; Behrens et al., 2006; Thomas y Davidson, 2012; Thomas et al., 2008).

3.5.3.6 Otras técnicas

Otras técnicas como la Espectrometría infrarroja de Transformada de Fourier permite cuantificar CO_2 y H_2O en inclusiones (Aines y Rossman, 1984; Lowenstern, 1994; Seaman et al., 2006; Métrich y Wallace, 2008), pero requiere una preparación de muestra que dificulta su uso.

NanoSIMS es una expansión de la técnica SIMS la que aumenta su resolución espacial, a entre 50 y 100 nm, por lo que cobra valor en estudios en que medidas sub micrométricas son requeridas (Hoppe et al., 2013; Loyd et al., 2014). Algunas técnicas menos conocidas permiten medir elementos traza in situ, como por ejemplo “Emisión de Rayos X por protón inducido” (Proton-Induced X-ray Emission) (Czamanske et al., 1993). Otras permiten mejorar la certeza de las mediciones de volumen de inclusiones y sus componentes, como por ejemplo la “Tomografía de Rayos X” (X-Ray Tomography) (Pamukcu et al., 2013).

4 Metodología

La metodología utilizada para el desarrollo de este trabajo se divide en tres etapas: 1) obtención de muestras o trabajo en terreno, 2) trabajo en laboratorio, lo que incluye descripción petrográfica y uso de técnicas analíticas, y 3) trabajo de gabinete con reducción de datos y determinación de condiciones termobarométricas.

4.1 Obtención de muestras

La recolección de muestras fue realizada previamente en dos campañas en terreno, efectuadas en enero de 2014 y en enero de 2015, en el marco de otros trabajos de titulación, centradas en el estudio de la química de rocas y fluidos geotermales.

De las muestras obtenidas en campaña se utilizaron las correspondientes a la secuencia del Volcán Copahue. Específicamente muestras representantes de las subetapas prehistóricas singlacial (“COP-SG-2”) y postglacial (“COP-PM”). Además de una muestra correspondiente a la erupción ocurrida en el año 2014 (“SE-2014”) (Figura 4.1).

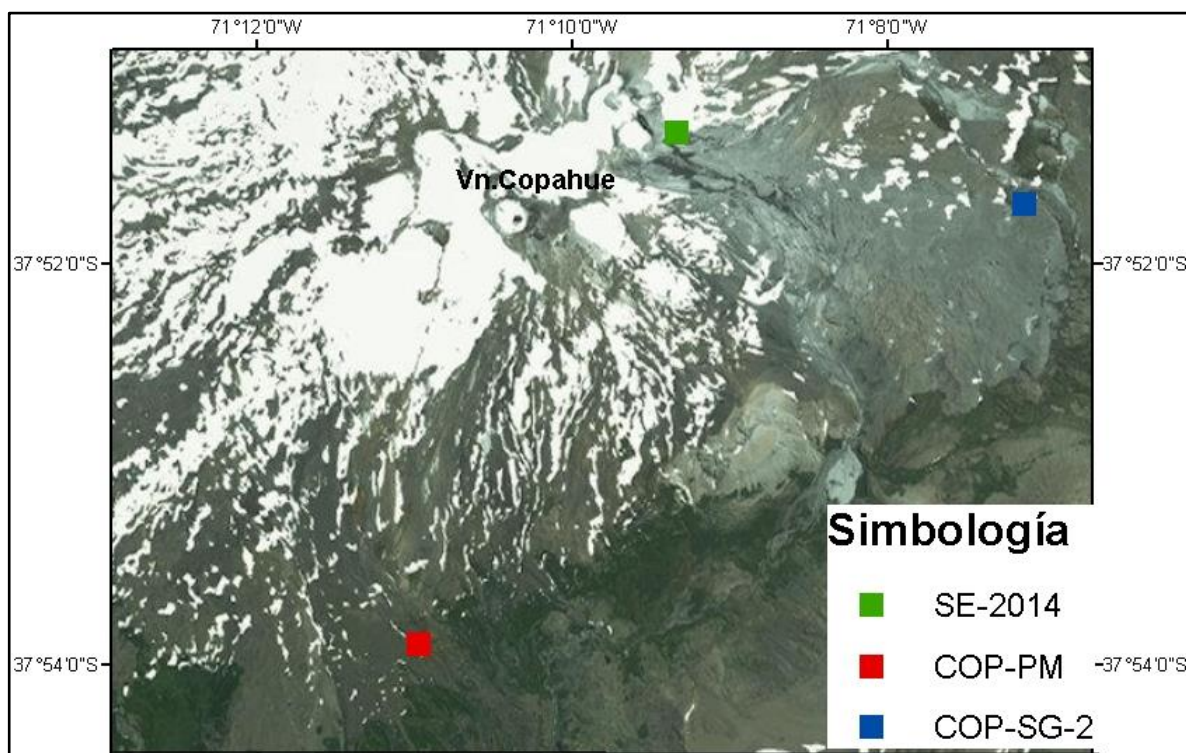


Figura 4.1 Distribución en terreno de muestras ocupadas en este trabajo.

4.2 Trabajo en laboratorio

Para las tres muestras descritas en este trabajo se realizaron láminas delgadas (30 μm). Éstas fueron utilizadas para una primera descripción petrográfica enfocada a texturas y determinación de presencia de MI. Luego se realizaron láminas gruesas ($\sim 100 \mu\text{m}$), y de éstas se hizo una nueva descripción petrográfica (Capítulos 5 y 10) centrada en la selección de inclusiones vítreas para su posterior análisis mediante el uso de LA-ICPMS.

4.2.1 Petrografía

Para el desarrollo de la petrografía se utilizó un microscopio óptico, “Olympus BX53” (Figura 4.2), perteneciente al Laboratorio de Inclusiones fluidas y vítreas del Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA), Departamento de Geología de la Universidad de Chile.



Figura 4.2 Microscopio óptico Olympus BX53.

La petrografía consistió en primera instancia en el reconocimiento de minerales, verificación de presencia de MI y determinación de texturas de las muestras. Para esta primera etapa se ocuparon láminas de 30 μm . Luego se procedió a trabajar con láminas gruesas, ya que las MI serían sometidas a ablación láser lo que requiere suficiente tiempo de exposición al láser. Se escogieron en promedio cinco cristales de cada uno de los principales minerales presentes en estas muestras. Es decir: plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno, además de olivino en caso de encontrarse en condiciones para ser estudiado, realizando una completa

descripción de estos cristales y de las MI hospedadas en ellos. Los criterios para la elección de estos cristales fueron la presencia de MI hospedadas en su interior y la posibilidad de asociarlas entre sí. También se consideró la preservación tanto de cristal como de las MI, el tamaño de MI y además se seleccionaron cristales en contacto entre sí, que pudieran ayudar a comprender la historia evolutiva del magma. Una vez escogidos los cristales, se procedió a fotografiarlos mediante una cámara digital acoplada al microscopio y al software “Linkys 32”, a fin de determinar tamaño de cristales y posibles MIA. Para este paso se utilizaron los aumentos de 4x y 10x (Figura 4.3).

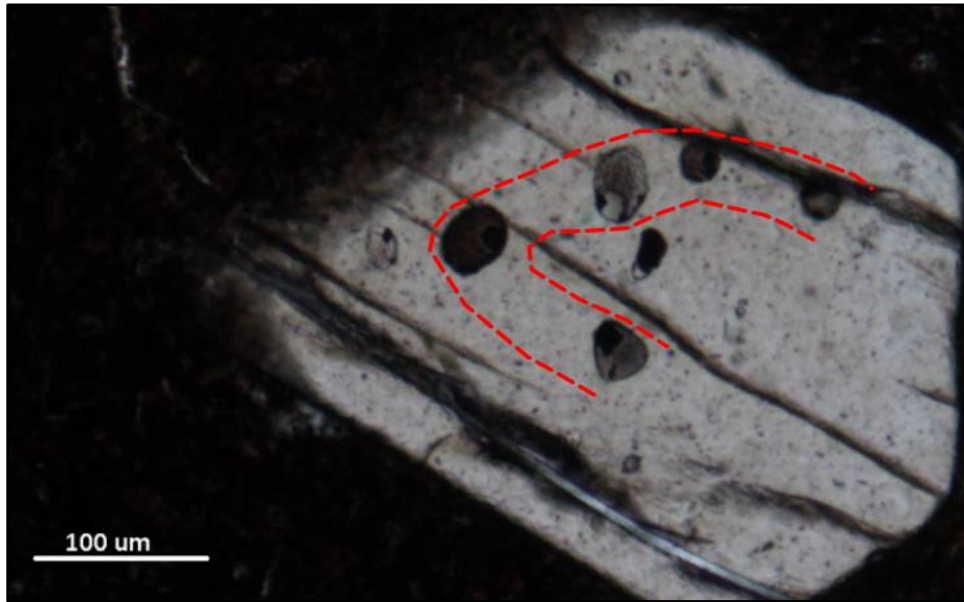


Figura 4.3 Cristal de Piroxeno a 10x en que se observa la distribución de MI y posible MIA en línea punteada roja (Muestra COP-PM; luz paralela).

Finalmente, se procedió a la descripción de las MI, determinando características generales, componentes presentes (vidrio, burbujas y/o recristalizaciones), contenidos de volátiles respecto al tamaño de la MI y presencia de evidencias de posibles escapes de material, tales como fuga o decrepitación (Figuras 3.4 y 3.5). Para esta descripción también se tomaron fotografías y se utilizó el aumento de 40x y, cuando fue posible, también 100x (Figura 4.4).

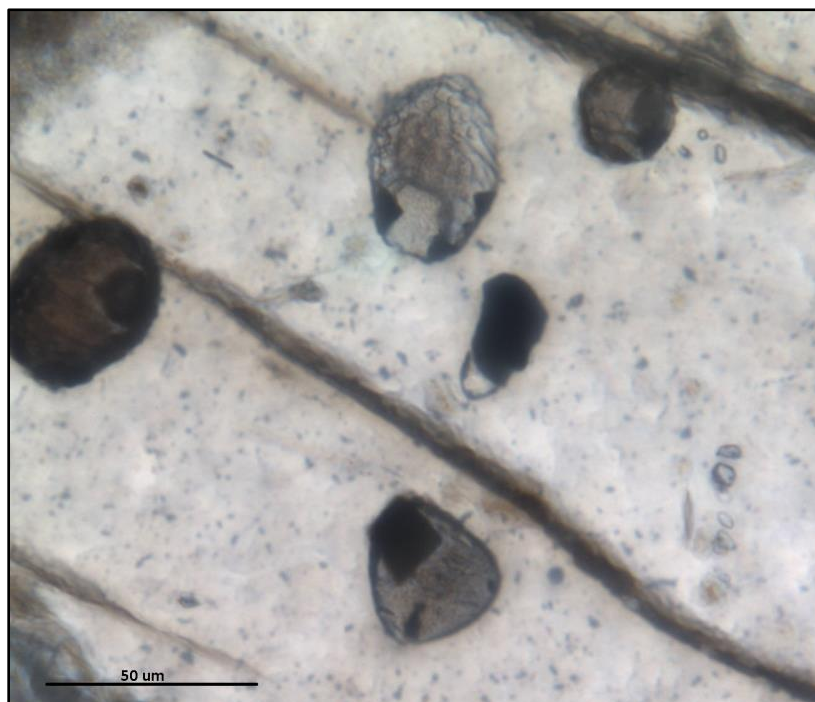


Figura 4.4 Mismo cristal de Piroxeno de Figura 3, a 40x en que se observa características específicas de las MI. (Muestra COP-PM; luz paralela)

4.2.2 LA-ICPMS

La técnica analítica ocupada para determinar elementos mayores y trazas en las MI y minerales huésped fue la de LA-ICPMS. Utilizando el laboratorio perteneciente al Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA), Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

El sistema de ablación láser utilizado está compuesto de “Photon Machines Analyte G2 193nm ArF”. Asociado a un ICPMS “iCapQ ThermoFinnigan quadrupole ICP-MS”.

Tabla 4-1 Parametros de LA-ICPMS

Fluencia del Láser	6.3mJ/cm ²
Tasa de repetición	10Hz
Tamaño haz	Ajustable entre 20 y 85 µm
Celda de ablación	Helex-2
Celda de flujo de gas He	Optimizada entre 0.5 y 0.7 l.min ⁻¹
Flujo de gas nebulizador	Cercano a 0.9 l.min ⁻¹
Flujo auxiliar de gas	Cercano a 0.8 l.min ⁻¹
Tiempo de permanencia por isótopo	10ms
Isótopos analizados	60

El instrumento fue preparado para tener una relación de intensidad $^{232}\text{Th}^{16}\text{O}^+ / ^{232}\text{Th}^+$ inferior al 0,5% y una relación de intensidad $^{232}\text{Th}^+ / ^{238}\text{U}^+$ cercano a 1.

Durante el análisis se utilizaron dos estándares externos. El Nist SRM 610 como estándar primario y el BHVO-2 (vidrio basáltico) del USGS como estándar secundario analizado para determinar la validez, precisión y exactitud.

Se midieron 60 isótopos a partir de 44 elementos diferentes (Tabla 4-2), aplicando medición de estándares (Nist SRM 610 y BHVO-2) antes de cada análisis. El haz del láser fue ajustado de acuerdo al tamaño de las inclusiones analizadas. Los datos fueron obtenidos en forma de señal de intensidad vs tiempo. Es posible dividir la señal en tres partes (Figura 4.5). La primera parte previo al encendido del haz de láser correspondiente al blanco de gas, la segunda parte se inicia con la ablación y la señal observada corresponde al mineral huésped de la MI, y la última parte de la señal es una mezcla de mineral huésped y MI. Una vez que se ha hecho ablación de toda la MI la señal vuelve a ser la del mineral huésped.

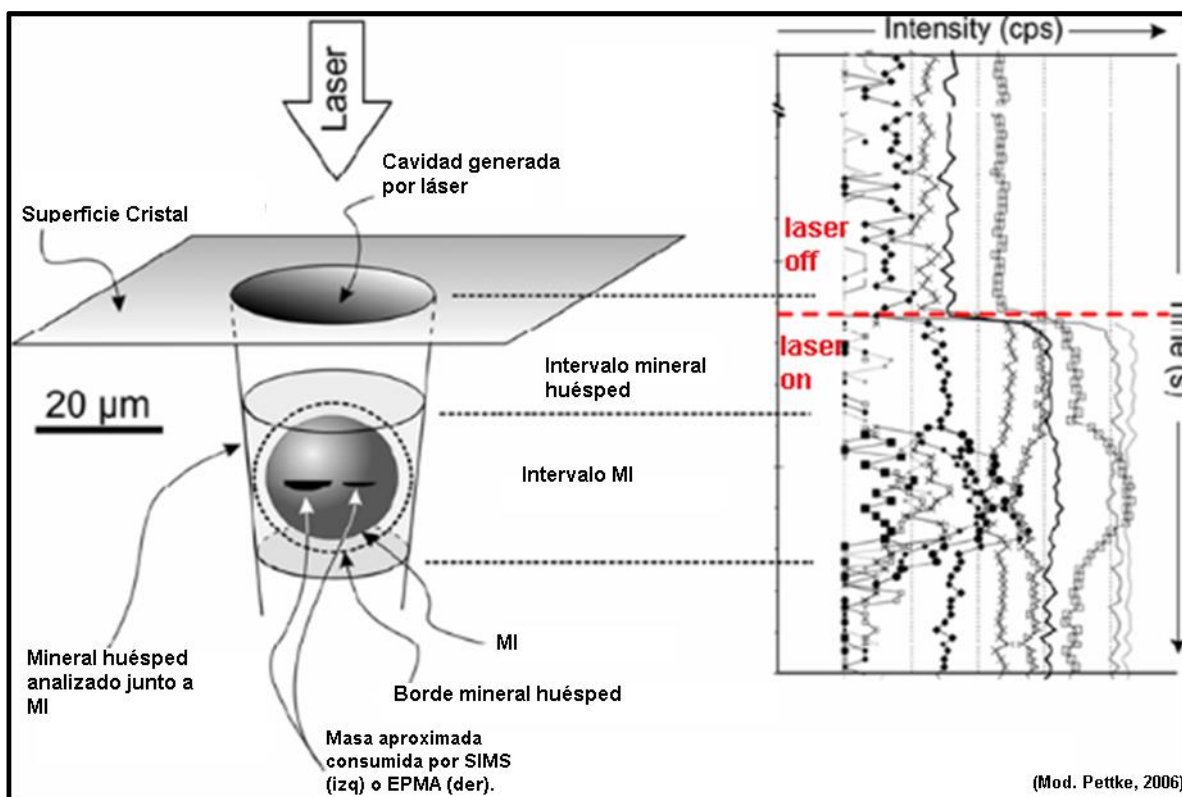


Figura 4.5. Esquema señal en vivo obtenida por ablación de una inclusión vítrea (Modificado de Pettke, 2006).

Tabla 4-2. Isótopos medidos y elementos cuantificados.

Isótopos medidos (60)	Elementos cuantificados (44)
²³ Na, ²⁴ Mg, ²⁵ Mg, ²⁷ Al, ²⁹ Si, ³⁹ K, ⁴³ Ca, ⁴⁴ Ca, ⁴⁵ Sc, ⁴⁷ Ti, ⁴⁸ Ti, ⁴⁹ Ti, ⁵¹ V, ⁵² Cr, ⁵³ Cr, ⁵⁴ Fe, ⁵⁵ Mn, ⁵⁷ Fe, ⁵⁹ Co, ⁶⁰ Ni, ⁶³ Cu, ⁶⁵ Cu, ⁶⁹ Ga, ⁸³ Kr, ⁸⁵ Rb, ⁸⁶ Sr, ⁸⁸ Sr, ⁸⁹ Y, ⁹⁰ Zr, ⁹³ Nb, ¹¹⁸ Sn, ¹²⁰ Sn, ¹²⁵ Te, ¹³³ Cs, ¹³⁶ Ba, ¹³⁷ Ba, ¹³⁸ Ba, ¹³⁹ La, ¹⁴⁰ Ce, ¹⁴¹ Pr, ¹⁴⁶ Nd, ¹⁴⁷ Sm, ¹⁵³ Eu, ¹⁵⁵ Gd, ¹⁵⁶ Gd, ¹⁵⁷ Gd, ¹⁵⁹ Tb, ¹⁶³ Dy, ¹⁶⁵ Ho, ¹⁶⁶ Er, ¹⁶⁹ Tm, ¹⁷² Yb, ¹⁷⁵ Lu, ¹⁷⁸ Hf, ¹⁸¹ Ta, ²⁰⁶ Pb, ²⁰⁷ Pb, ²⁰⁸ Pb, ²³² Th, ²³⁸ U	Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Fe, Co, Ni, Cu, Ga, Kr, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Sn, Te, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, Pb, Th, U

4.3 Trabajo de gabinete

4.3.1 Reducción de datos

Para la reducción de datos se utilizó el software “AMS” (Mutchler et al., 2008), que permite una estimación de las concentraciones sin estándar interno. Para realizar esta estimación, se utilizan dos aproximaciones: el mineral se compone únicamente de óxidos, estimando la composición total del mineral igual a un 100% de óxidos, y los cuarenta y cuatro elementos analizados representan todos los elementos del mineral.

Las diferentes etapas del cálculo están detalladas en el artículo de Liu et al (2008). La fórmula siguiente es utilizada para determinar la concentración de elementos mayores y trazas:

$$C_e^{Muest} = I_e^{Muest} \times \frac{C_e^{Estad}}{I_e^{Estad}} \times \frac{100}{\sum \left(I_i^{Muest} \times \frac{C_i^{Estad}}{I_i^{Estad}} \right)}$$

Con: C_e^{Muest} = concentración de elemento ‘e’ en la muestra.

I_e^{Muest} = intensidad de elemento ‘e’ en la muestra.

C_e^{Estad} = concentración de elemento ‘e’ en el estándar externo.

I_e^{Estad} = intensidad de elemento ‘e’ en el estándar externo.

I_i^{Muest} = intensidad del resto de elementos en la muestra.

I_i^{Estad} = intensidad del resto de elementos en el estándar externo.

C_i^{Estad} = concentración del resto de elementos en el estándar externo.

La metodología para el desarrollo de toda la reducción de datos se divide en las siguientes cuatro etapas:

1. Selección del intervalo de integración del blanco de gas (señal cuando láser se encuentra apagado).
2. Determinación de intervalos de integración para el Nist 610 (estándar externo) al inicio y al final del análisis.
3. Determinación intervalos de integración para mineral huésped.

4. Determinación de intervalos de integración para las MI.

Es importante que todos los intervalos del Nist 610 presenten igual tiempo de integración, cuarenta segundos para este análisis, y que empiecen cinco segundos después del inicio de la ablación (Figura 4.6), evitando así la contaminación de superficie. Para los intervalos de integración de mineral huésped, se siguieron las mismas consideraciones, mientras que en el caso de las MI se escoge un intervalo de integración que maximice la señal (Figura 4.7), ya que se desconoce la proporción de mineral huésped mezclado en la señal de la MI.

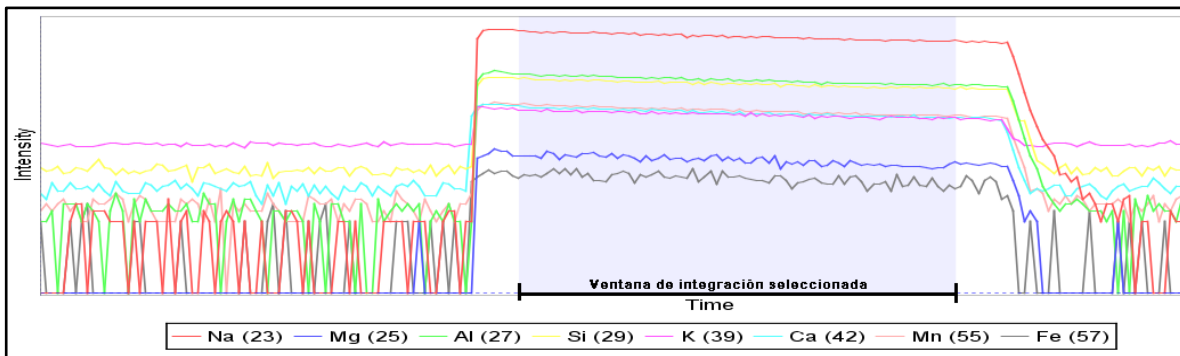


Figura 4.6 Ventana de integración seleccionada para estándar Nist 610.

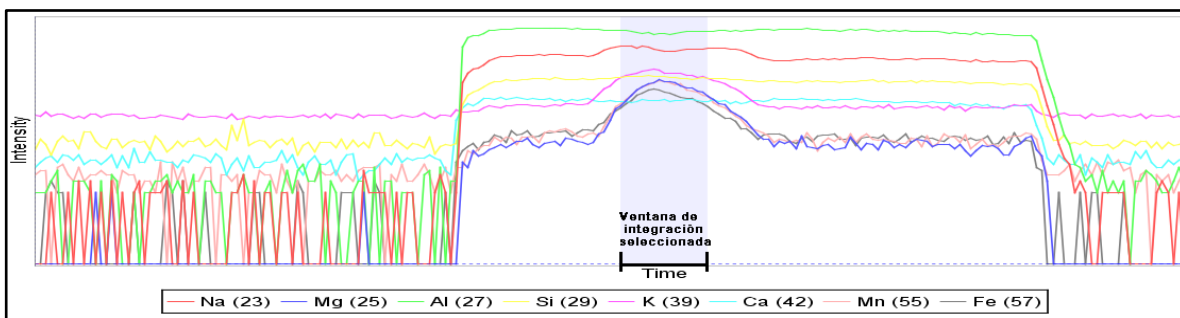


Figura 4.7 Ventana de integración seleccionada para MI.

El archivo Excel que contiene los resultados calculados por AMS (Figura 4.8) no incluye los errores. Una estimación de los mismos se realiza a partir de los errores reportados para el Nist 610 por Tachum et al (2011). Es una aproximación baja, la cual no toma en cuenta la desviación estándar de las variaciones de intensidad y otros errores, pero resulta ser satisfactoria para observar diferencias que pudieran existir de composición entre las MI (Tabla 11-15).

Element	Con. (ppm)	LOD (ppm)	Weight %	Sample	Blsq (cps)	Std (cps)	Blsq (cps)	Mix (ppm)	Host (ppm)	Known	Diff (%)
Na (23)	28,434.06	279.948	3.83	27,253.513	9,074.767	#####	9,025.054	-	-	-	-
Mg (24)	6,791.418	15.54	1.13	3,608.493	6,026.	815.938	5,102.	-	-	-	-
Mg (25)	8,829.768	42.55	1.46	562,970.	513.	97,910.	612.	-	-	-	-
Al (27)	85,803.927	22,609	16.21	47,181,150.	8,974.	19,583,869.	7,755.	-	-	-	-
Si (29)	249,545.256	36,400.905	53.39	2,530,395.	7,785,358.	10,946,268.	7,822,293.	-	-	-	-
K (39)	33,072.88	241.	3.98	30,194,525.	4,866,776.	1,401,096.	4,720,450.	-	-	-	-
Ca (43)	23,518.247	4,581.496	3.29	39,616.	3,718.	454,937.	3,674.	-	-	-	-
Ca (44)	30,137.848	3,542.288	4.22	854,664.	491,895.	7,658,998.	495,509.	-	-	-	-
Sc (45)	38.296	29.711	0.01	41,346.	46,155.	1,571,717.	44,798.	-	-	-	-
Ti (47)	9,775.397	73,993	1.63	692,846.	1,539.	101,520.	1,633.	-	-	-	-
Ti (48)	5,457.142	12,523	0.91	7,316,505.	19,488.	1,920,379.	19,796.	-	-	-	-
Ti (49)	8,955.281	109,071	1.49	557,449.	4,359.	89,161.	5,102.	-	-	-	-
V (51)	134.326	38,194	0.02	127,450.	97,569.	1,383,138.	92,452.	-	-	-	-
Cr (52)	-	86,666	-	1,278.	208,739.	1,126,317.	206,856.	-	-	-	-
Cr (53)	-	224,829	-	8,974.	34,359.	135,317.	34,695.	-	-	-	-
Fe (54)	28,863.035	2,132.113	3.71	2,858,018.	3,042,294.	149,380.	3,317,471.	-	-	-	-
Mn (55)	1,187,669	20,823	0.15	1,640,358.	47,693.	1,975,108.	53,165.	-	-	-	-
Fe (57)	32,681.459	383,883	4.2	1,248,288.	17,436.	57,621.	15,714.	-	-	-	-

Figura 4.8 Archivo Excel generado por AMS.

En general, estudios de MI utilizando LA-ICPMS, incluyen un primer análisis mediante Electron Microprobe a modo de generar un estándar interno de sílice y de este modo al realizar reducción de datos tener un “Factor de corrección con el mineral huésped” (“Host Correction Factor”), que permita distinguir entre señal aportada por la MI y señal que es aportada por la ablación de mineral (Mutchler et al., 2008). Aplicando este factor de corrección se obtienen mejores resultados para las concentraciones de elementos en las MI. A pesar de no contar con estándar interno, a partir de alguna concentración que se considere conocida para las MI y las concentraciones en los minerales huésped AMS es factible emplear factor de corrección. No obstante para utilizar el factor de corrección, debe agregarse la concentración del elemento conocido tanto en MI como en mineral huésped en la ventana “Host Correction Factor” (sección izquierda en Figura 4.9) y agregar las concentraciones en el mineral huésped previamente analizadas en la ventana “Host Concentrations” (sección derecha en Figura 4.9). Dado que para este estudio no se realizó estándar interno, el factor de corrección solo fue utilizado en MI con evidencias de mezcla composicional con mineral. Ocupando como concentración conocida en la MI la de otra MI sin evidencias de mezcla de la misma muestra y hospedada en el mismo mineral.

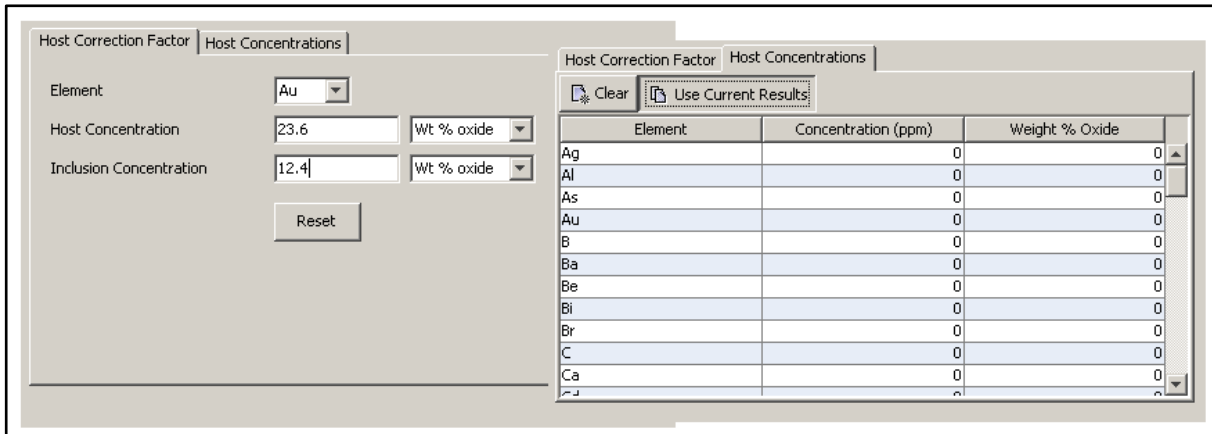


Figura 4.9 Pestañas utilizadas en el software AMS para ingresar datos necesarios para generar factor de corrección con el mineral huésped

4.3.2 Determinación Geotermobarometría

Existen diferentes metodologías para determinar datos de temperatura y presión de formación de minerales que pueden aplicarse tanto a aquellos cristales que presentan MI hospedadas en su interior como a aquellos cristales sin inclusiones.

Para los cristales con MI hospedadas, la metodología se basa en utilizar a éstas como líquido en equilibrio con el mineral. En el caso específico de plagioclasas, se utilizan las formulas calibradas por Putirka (2005). Estas fórmulas ocupan concentraciones de Ca, Al y Si en la MI, además de porcentaje de anortita en la composición de la plagioclasa. Para el caso de clinopiroxeno se ocupan las formulas propuestas por Putirka et al (2003). Éstas usan concentraciones de Ca, Si, Na, Al y Mg, además de la fracción molar de jadeíta en el mineral. Para ambos casos se asume que el líquido, la MI, presenta una concentración de 0% de H₂O, ya que esta no puede ser cuantificada mediante LA-ICPMS.

En aquellos cristales sin MI en equilibrio, se utiliza únicamente la composición del mismo. Para ortopiroxeno, Putirka (2008) plantea una formula basada en Wood (1974), la que utiliza las concentraciones de Ca, Al y Cr en el mineral. Para clinopiroxeno se utiliza la predicción empírica planteada por Putirka et al (1996), que es válida para clinopiroxenos con bajo contenido en Fe y que utiliza concentraciones de Si, Na y Al, además de porcentaje de jadeíta. Para el caso de pigeonita, clinopiroxeno rico en Fe, se utilizan las fórmulas obtenidas por Nimis (1995) y Nimis y Taylor (2000) para presión y temperatura respectivamente. La fórmula para el cálculo de la presión ocupa la concentración de elementos tales como Al, Fe, Mg, Mn, Cr, Na, Ca y Ti en los distintos sitios estructurales, mientras que la fórmula para calcular la temperatura ocupa la presión ya obtenida, concentraciones de Ti, Fe, Al, Cr, Na y K en el mineral, y el porcentaje de enstatita en la composición del mismo.

Los errores asociados a estos cálculos se observan en Tabla 4-3.

Tabla 4-3 Errores para los distintos cálculos de condiciones de presión y temperatura.

Método	Referencia	Temperatura (°C)	Presión (kbar)
Plagioclasa-MI	Putirka (2005)	±23	±1.8
Clinopiroxeno-MI	Putirka et al. (2003)	±33	±1.7
Ortopiroxeno	Putirka (2008)	±26	±2.1
Clinopiroxeno (bajo contenido Fe)	Putirka et al. (1996)	±40	±1.51
Clinopiroxeno (alto contenido Fe)	Nimis (1995)	-	±2
Clinopiroxeno (alto contenido Fe)	Nimis y Taylor (2000)	±30	-

5 Petrografía

A continuación un resumen del trabajo de petrografía desarrollado para éste estudio. Este capítulo incluye la descripción general de texturas y minerales de cada muestra, además de una tabla con las principales características de las MIA observadas. Para mayor detalle del reconocimiento y características de las MIA ver Anexo (Capítulo 10).

5.1 COP-SG-2 (Singlacial)

COP-SG-2 corresponde a una roca con textura principal porfídica (Figura 5.1). Tiene una masa fundamental cercana al 67%, la cual se compone principalmente por vidrio y pequeños cristales de feldespato, olivino y piroxeno. Los fenocristales (33%) corresponden a feldespatos, que representan aproximadamente un 80% del total y de tamaños que varían entre los 0,5 y los 3 mm. Piroxenos, corresponden aproximadamente un 15% y tamaños entre 0,5 y los 1,5 mm. Olivinos, son aproximadamente un 5% de los cristales y los tamaños varían entre los 0,4 y los 0,6 mm. Entre las texturas específicas de la roca, se pueden distinguir glomeroporfírica (Figura 5.1) y textura "sieve" (Figura 5.2). El espacio ocupado por los cristales es pequeño debido a los cúmulos de cristales presentes en toda la muestra.

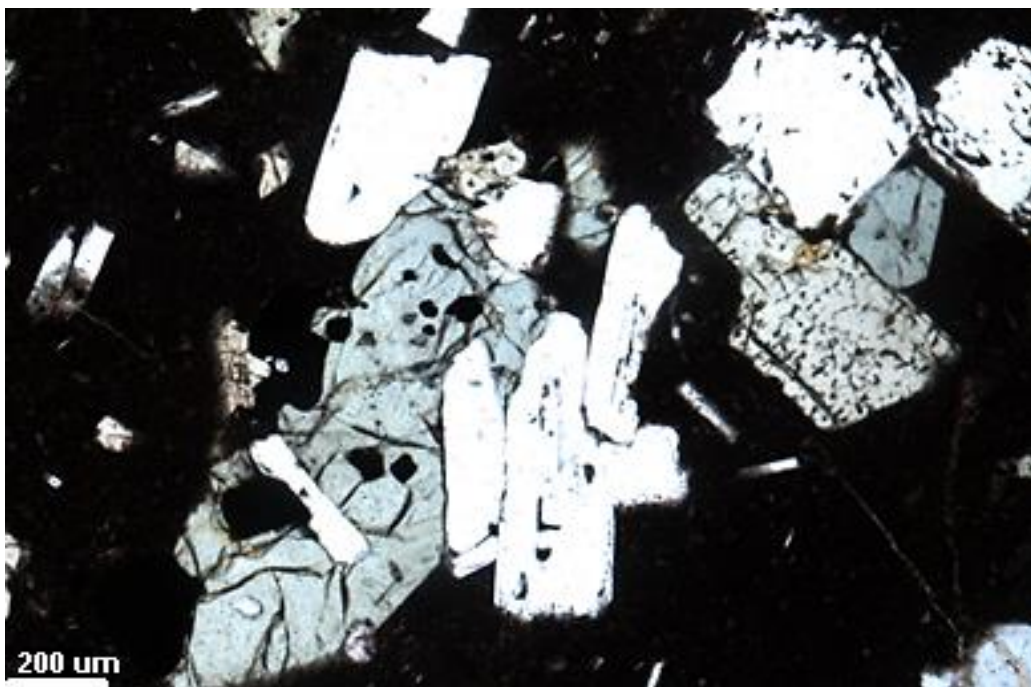


Figura 5.1 Cumulo de cristales característicos de textura glomeroporfírica por COP-SG-2 (nícoles cruzados (xpl), 4x).

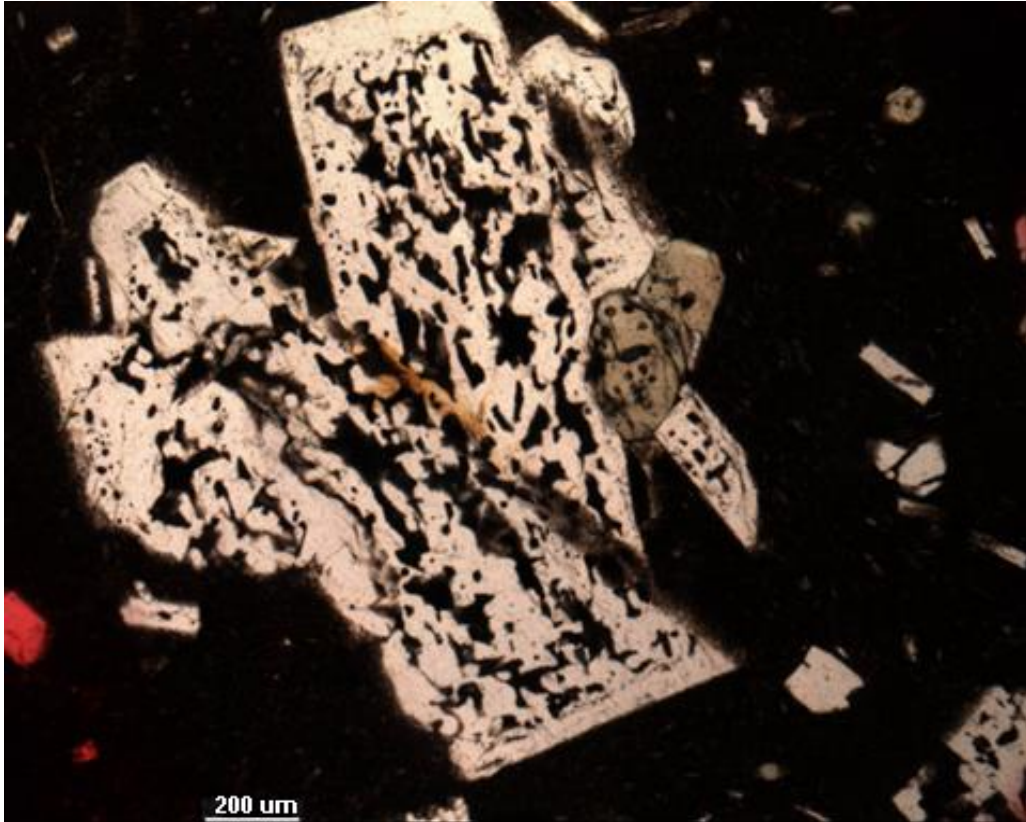


Figura 5.2 Cristal de plagioclasa con inclusiones vítreas, característico de textura "sieve", COP-SG-2 (Luz paralela, 4x).

5.2 COP-PM (Postglacial)

COP-PM corresponde a una roca con textura principal porfídica (Figura 5.3 y 5.4). Tiene una masa fundamental cercana al 64%, la cual se conforma principalmente por vidrio y pequeños cristales de feldespato, piroxeno y olivino. Los fenocristales (36%) corresponden a feldspatos, que representan aproximadamente un 78% del total y tamaños entre los 0,6 y los 1,3 mm. Piroxenos, corresponden aproximadamente a un 17% del total y tamaños varían entre 0,4 y los 1,3 mm. Olivinos, aproximadamente un 5% de los cristales y sus tamaños entre los 0,3 y los 0,7 mm. Entre las características específicas de la roca se distingue la presencia de vesículas y respecto a la muestra COP-SG-2, un mayor volumen de espacio ocupado por cristales y una mayor presencia de cristales de piroxeno a lo largo de la muestra.

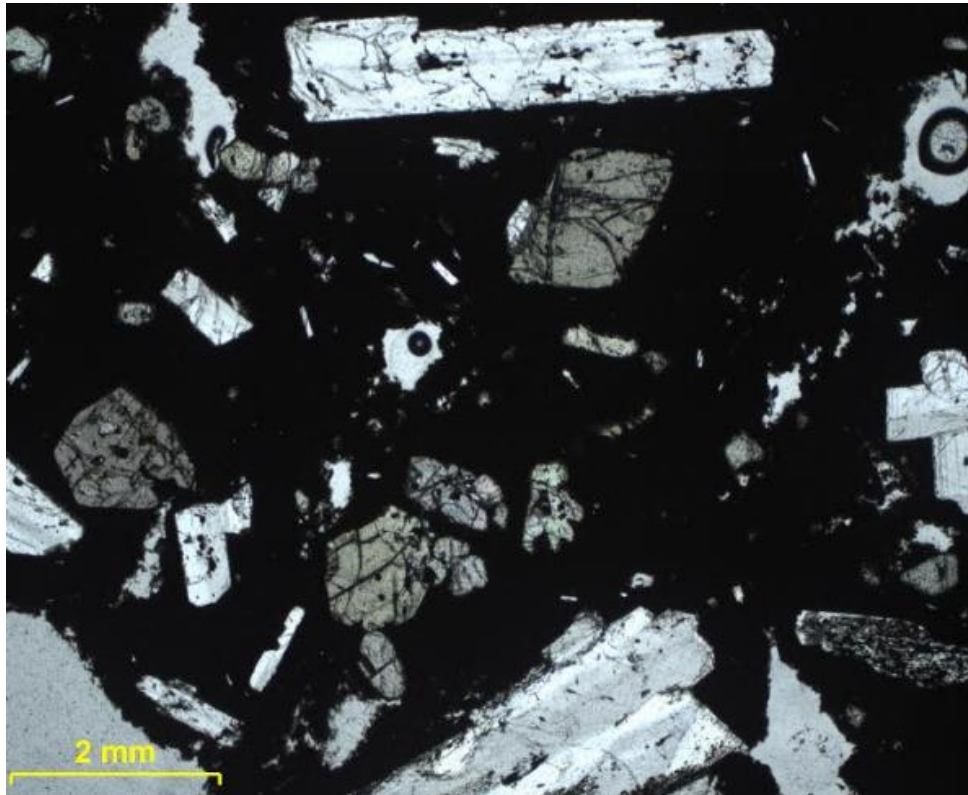


Figura 5.3 Lámina COP-PM, en que se observa textura general porfídica (Luz paralela, 4x).

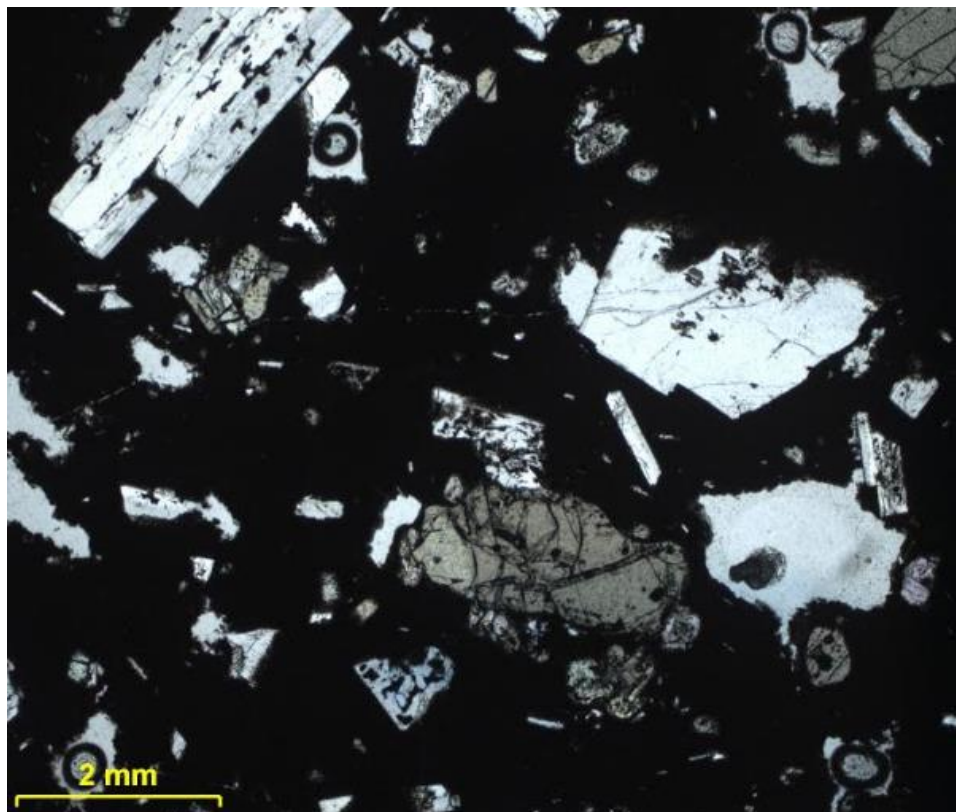


Figura 5.4 Lámina COP-PM, en que se observa textura general porfídica y presencia de vesículas (Luz paralela, 4x).

5.3 SE-2014 (Erupción de año 2014)

SE-2014 corresponde a una roca con textura principal porfídica (Figura 5.6). Ésta tiene una masa fundamental cercana al 70%, conformada principalmente por vidrio y pequeños cristales de feldespato, piroxeno y olivino. Los fenocristales (30%) corresponden a feldespatos, aproximadamente un 82% del total y tamaños entre los 0,9 y los 2,2 mm. Piroxenos, aproximadamente un 16% y tamaños entre 0,3 y los 1,0 mm. Olivinos, aproximadamente un 2% de los cristales y tamaños entre los 0,3 y los 0,7 mm. La roca presenta gran cantidad de vesículas (Figuras 5.6 y 5.7).

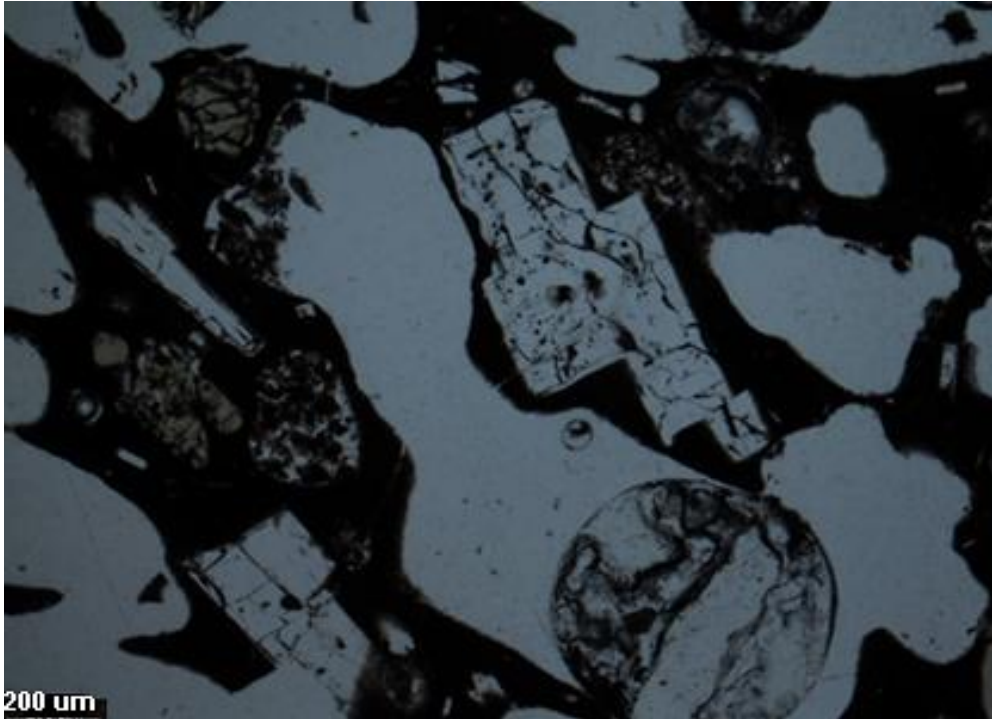


Figura 5.5 SE-2014 (luz paralela, 4x). Se observa textura general porfídica además de presencia de vesículas.

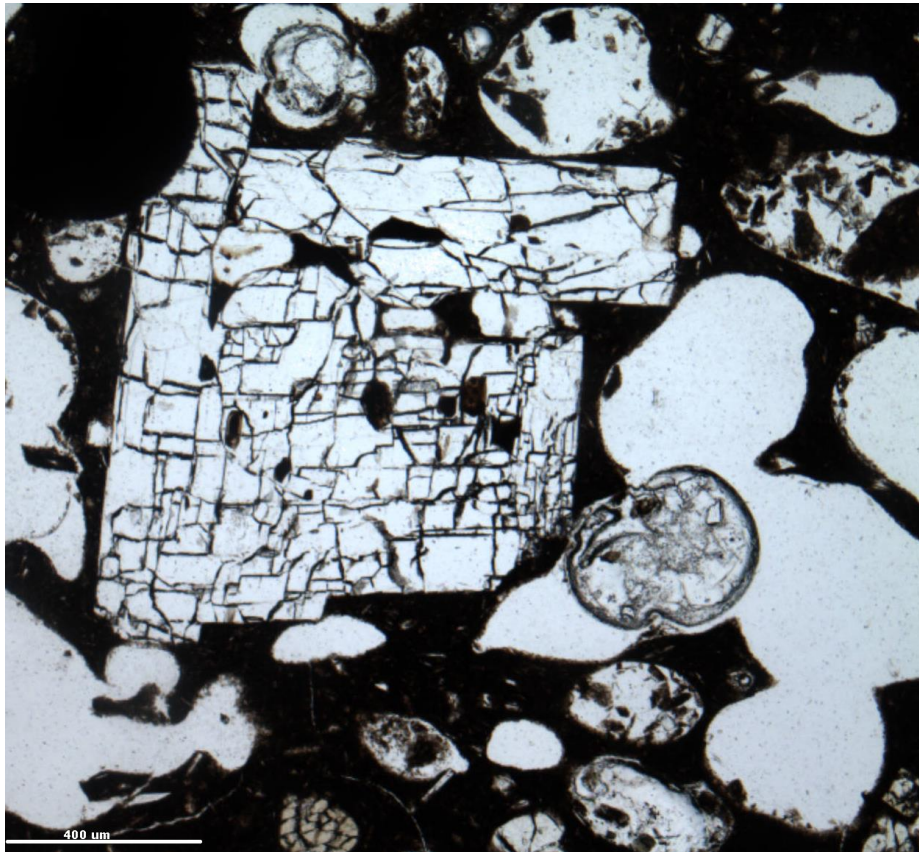


Figura 5.6 SE-2014 (luz paralela, 4x). Se observa textura general porfídica además de presencia de vesículas. Barra indica 400 μm

5.4 MIA

El trabajo de descripción de MIA hospedadas en cristales de las muestras estudiadas queda evidenciado en las siguientes tablas (Tablas 5-1, 5-2 y 5-3). En general se determinó la posición dentro del mineral huésped y el tamaño de las inclusiones, la razón entre el contenido de burbujas y el tamaño de la MI (lo que es representativo de las condiciones de saturación de la MI), y presencia o ausencia de evidencias de recristalización.

Tabla 5-1. Resumen principales características inclusiones de MIA reconocidas en COP-SG-2.

Cristal huésped MIA	Posición MIA	Mineral huésped	Tamaño (μm)	Razón tamaño burbuja/MI	Recristalización
SG-Fel1	Intermedia	Feldespato	25-30	10%	Sí
SG-Fel2	Núcleo	Feldespato	5 a 30	<5%	Sí
SG-Fel3	Borde	Feldespato	10 a 25	15%	Sí
SG-Fel4	Núcleo	Feldespato	5 a 15-20	20%	No
SG-Fel4	Borde	Feldespato	10 a 70	<5%	Sí
Sg-Fel5	Núcleo	Feldespato	20-30	20%	No
SG-Cpx1	Borde	Clinopiroxeno	5 a >50	10%	No

(Continuación Tabla 5-1) Resumen principales características inclusiones de MIA reconocidas en COP-SG-2.

Cristal huésped MIA	Posición MIA	Mineral huésped	Tamaño (µm)	Razón tamaño burbuja/MI	Recristalización
SG-Cpx2	Borde	Clinopiroxeno	15 a 35	10%	Sí
SG-Fel7	Borde	Feldespato	20-25	<5%	Sí
SG-Cpx3	Borde	Clinopiroxeno	10 a 40	15%	Sí
SG-Cpx4	Núcleo	Clinopiroxeno	5 a 15	10%	No
SG-Opx1	Borde	Ortopiroxeno	15 a 35	25%	Sí
SG-Opx2	Borde	Ortopiroxeno	15 / 50 (dos poblaciones)	<10%	No
SG-Opx3	Borde	Ortopiroxeno	15 a 50	10%	Sí
SG-Fel9	Borde	Feldespato	30 a 50	<5%	Sí
SG-Opx4	Borde	Ortopiroxeno	25 a 50	15-20%	No

Tabla 5-2. Resumen principales características inclusiones de MIA reconocidas en COP-PM.

Cristal huésped MIA	Posición MIA	Mineral huésped	Tamaño (µm)	Razón tamaño burbuja/MI	Recristalización
PM-Fel1	Núcleo	Feldespato	hasta 15	<10%	Sí
PM-Fel1	Borde	Feldespato	hasta 20	<5%	Sí
PM-Fel2	Núcleo	Feldespato	15	<5%	Sí
PM-Fel2	Borde	Feldespato	<15	30%	Sí
PM-Fel3	Núcleo	Feldespato	hasta 20	20%	Sí
PM-Fel4	Núcleo	Feldespato	hasta 20	<5%	Sí
PM-Fel4	Borde	Feldespato	hasta 35	<5%	Sí
PM-Cpx1	Borde	Clinopiroxeno	40-50	15%	Sí
PM-Cpx2	Núcleo	Clinopiroxeno	hasta 50	15%	Sí
PM-Cpx3	Borde	Clinopiroxeno	hasta 20	20%	Sí
PM-Cpx4	Intermedia	Clinopiroxeno	20-25	15%	Sí
PM-Opx1	Borde	Ortopiroxeno	hasta 20	10-15%	Sí
PM-Opx2	Borde	Ortopiroxeno	hasta 35	20-25%	Sí
PM-Cpx5	Núcleo	Clinopiroxeno	hasta 20	10%	No
PM-Cpx5	Borde	Clinopiroxeno	20 a 40	30-50%	Sí
PM-Opx3	Núcleo	Ortopiroxeno	20-30	15-20%	No
PM-Opx4	Intermedia	Ortopiroxeno	20	15%	Sí

Tabla 5-3 Resumen principales características inclusiones de MIA reconocidas en SE-2014.

Cristal huésped MIA	Posición MIA	Mineral huésped	Tamaño (µm)	Razón tamaño burbuja/MI	Recristalización
2014-Fel1	Borde	Feldespato	20 a 35	10-15%	Sí
2014-Fel2	Núcleo	Feldespato	<15 a 20	20%	No
2014-Fel2	Borde	Feldespato	25	30-50%	Sí
2014-Fel3	Borde	Feldespato	<10	<10%	Sí
2014-Fel3	Intermedia	Feldespato	hasta 20	10%	Sí
2014-Fel3	Núcleo	Feldespato	hasta 35	70	Sí
2014-Fel4	Borde	Feldespato	15 a 35	15%	Sí
2014-Fel5	Núcleo	Feldespato	<5	10%	No
2014-Fel5	Borde	Feldespato	15 a 30	15-20%	Sí
2014-Oli1	Borde	Olivino	hasta 20	20%	Sí
2014-Oli2	Borde	Olivino	hasta 20	15-20%	No
2014-Opx1	Borde	Ortopiroxeno	hasta 20	<10%	No
2014-Cpx1	Feldespato	Feldespato	hasta 15	<5%	Sí
2014-Cpx2	Borde	Clinopiroxeno	20-30	<10%	No
2014-Opx2	Borde	Ortopiroxeno	15-20	15-20%	No
2014-Cpx3	Borde	Clinopiroxeno	20	15%	No
2014-Cpx4	Borde	Clinopiroxeno	hasta 70	hasta 50%	No
2014-Opx3	Borde	Ortopiroxeno	<10	<5%	No
2014-Opx4	Borde	Ortopiroxeno	20	10-15%	No

6 Resultados

6.1 Resultados Minerales

En total se analizaron 32 cristales, entre los que se encuentran plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y olivino. Los análisis controlaron tanto borde como núcleo de cada cristal, cuantificando las concentraciones de los elementos mostrados en la Tabla 4-2.

6.1.1 Plagioclasa

Se obtuvieron las concentraciones para un total de 15 cristales de plagioclasa, 9 de la muestra COP-SG-2, 3 de COP-PM y 3 de SE-2014. Concentraciones de elementos mayoritarios y trazas, además de fórmulas estructurales correspondientes (Tablas 11-1, 11-2, 11-3, 11-8 y 11-12). A partir de las concentraciones obtenidas se clasificaron las plagioclasas de acuerdo al porcentaje de miembros extremos Anortita-Albita-Ortoclasa (Tabla 6-1), para posteriormente graficarlos en diagramas ternarios de clasificación de feldespato, posterior a O'Connor (1965) (Figura 6.1).

Tabla 6-1. Clasificación de feldespatos de acuerdo a porcentaje de miembros extremos (Anortita-Albita-Ortoclasa) contenidos. Azul: COP-SG-2; rojo: COP-PM; verde: SE-2014.

Muestra	Posición	Anortita	Albita	Ortoclasa	Clasificación	Zonación
SG-Fel1	Núcleo	49.97	46.87	3.15	LABRADORITA	
SG-Fel1	Borde	47.86	48.86	3.28	ANDESINA	Normal
SG-Fel2	Núcleo	46.51	49.93	3.57	ANDESINA	
SG-Fel2	Borde	47.51	48.97	3.53	ANDESINA	Inversa
SG-Fel3	Núcleo	46.59	49.92	3.50	ANDESINA	
SG-Fel3	Borde	45.96	50.54	3.51	ANDESINA	Normal
SG-Fel4	Núcleo	43.52	52.14	4.33	ANDESINA	
SG-Fel4	Borde	38.80	56.45	4.75	ANDESINA	Normal
SG-Fel5	Núcleo	41.13	54.38	4.49	ANDESINA	
SG-Fel5	Borde	41.64	54.04	4.31	ANDESINA	Inversa
SG-Fel6	Núcleo	48.60	48.19	3.21	LABRADORITA	
SG-Fel6	Borde	44.52	51.78	3.71	ANDESINA	Normal
SG-Fel7	Núcleo	46.13	50.11	3.76	ANDESINA	
SG-Fel7	Borde	45.23	51.17	3.61	ANDESINA	Normal
SG-Fel8	Núcleo	44.40	52.63	2.97	ANDESINA	
SG-Fel8	Borde	47.18	49.54	3.28	ANDESINA	Inversa
SG-Fel9	Borde	43.67	52.49	3.85	ANDESINA	Desconocida

(Continuación Tabla 6-1) Clasificación de feldespatos de acuerdo a porcentaje de miembros extremos (Anortita-Albita-Ortoclasa) contenidos.

Muestra	Posición	Anortita	Albita	Ortoclasa	Clasificación	Zonación
PM-Fel1	Núcleo	54.66	42.78	2.56	LABRADORITA	
PM-Fel1	Borde	52.42	44.79	2.79	LABRADORITA	Normal
PM-Fel3	Núcleo	52.37	44.35	3.28	LABRADORITA	
PM-Fel3	Borde	55.05	42.49	2.46	LABRADORITA	Inversa
PM-Fel5	Núcleo	52.53	44.54	2.93	LABRADORITA	
PM-Fel5	Borde	53.70	43.56	2.74	LABRADORITA	Inversa
2014-Fel1	Núcleo	49.52	46.66	3.82	LABRADORITA	
2014-Fel1	Borde	51.55	44.83	3.62	LABRADORITA	Inversa
2014-Fel3	Núcleo	54.19	42.81	3.00	LABRADORITA	
2014-Fel3	Borde	57.41	40.02	2.58	LABRADORITA	Inversa
2014-Fel4	Núcleo	52.83	44.10	3.07	LABRADORITA	
2014-Fel4	Borde	50.67	46.23	3.10	LABRADORITA	Normal

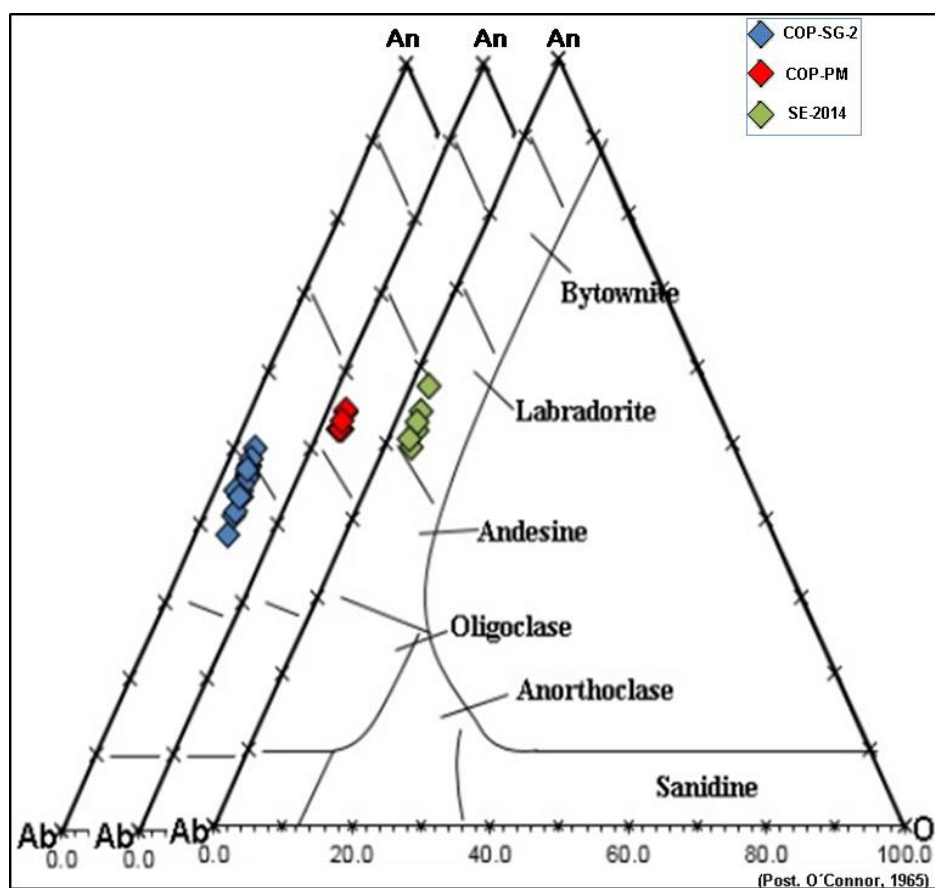


Figura 6.1. Diagrama de clasificación ternario para los feldespatos de las tres muestras, con COP-SG-2 (azul), COP-PM (rojo) y SE-2014 (verde), posterior a (O'Connor, 1965).

En los diagramas se observa que para el magma más antiguo, COP-SG-2 (azul, Figura 6.1), la mayoría de los cristales analizados corresponden a andesina, con la excepción de los núcleos de SG-Fel1 y SG-Fel6 que corresponden a labradorita. En el caso de los magmas COP-PM y SE-2014 (rojo y verde respectivamente, Figura 6.1) se observa que todos los cristales analizados corresponden a labradorita. Además, se observa que los cristales de COP-PM tienen una distribución composicional menor que los de SE-2014. En el diagrama (Figura 6.1) puede observarse una evolución de la composición del magma. COP-SG-2, magma más antiguo, tiene una composición más albitica o sódica respecto a COP-PM y SE-2014, alcanzando en SE-2014, magmas más reciente, la mayor concentración de calcio.

6.1.2 Piroxeno

En el caso de los piroxenos, se analizaron un total de 16 cristales (4 de COP-SG-2, 8 de COP-PM y 4 de SE-2014) de los cuales 10 corresponden a clinopiroxeno y 6 a ortopiroxeno. Se obtuvieron las concentraciones de borde y núcleo de cada cristal y a partir de estos datos se procedió a clasificarlos según el porcentaje de miembros extremos, Wollastonita-Enstatita-Ferrosilita (Tabla 6-2). Se grafican en diagramas ternarios de clasificación de piroxenos de Morimoto et al. (1988) (Figuras 6.2, 6.3 y 6.4). Concentraciones de elementos mayoritarios y trazas, además de fórmulas estructurales correspondientes se encuentran en el anexo (Tablas 11-4, 11-5, 11-6, 11-8 y 11-13).

Tabla 6-2. Clasificación de piroxenos de acuerdo a porcentaje de miembros extremos (Wollastonita-Enstatita-Ferrosilita) contenidos. Azul: COP-SG-2; rojo: COP-PM; verde: SE-2014.

Muestra	Posición	Wollastonita	Enstatita	Ferrosilita	Clasificación
SG-Cpx1	Núcleo	40.55	46.57	12.88	AUGITA
SG-Cpx1	Borde	39.05	42.56	18.39	AUGITA
SG-Cpx4	Núcleo	36.76	39.42	23.82	AUGITA
SG-Cpx4	Borde	35.80	37.55	26.65	AUGITA
SG-Opx1	Núcleo	3.17	58.93	37.90	ENSTATITA
SG-Opx1	Borde	3.06	58.08	38.86	ENSTATITA
SG-Opx3	Núcleo	4.28	73.51	22.21	ENSTATITA
SG-Opx3	Borde	3.35	62.45	34.20	ENSTATITA

(Continuación Tabla 6-2) Clasificación de piroxenos de acuerdo a porcentaje de miembros extremos (Wollastonita-Enstatita-Ferrosilita) contenidos.

Muestra	Posición	Wollastonita	Enstatita	Ferrosilita	Clasificación
PM-Cpx1	Núcleo	37.27	42.21	20.52	AUGITA
PM-Cpx1	Borde	35.98	41.63	22.40	AUGITA
PM-Cpx2	Núcleo	37.79	42.19	20.02	AUGITA
PM-Cpx2	Borde	38.11	43.55	18.34	AUGITA
PM-Cpx3	Núcleo	33.70	38.91	27.39	AUGITA
PM-Cpx3	Borde	36.60	41.44	21.96	AUGITA
PM-Cpx4	Núcleo	34.80	38.74	26.46	AUGITA
PM-Cpx4	Borde	35.62	40.33	24.05	AUGITA
PM-Cpx5	Núcleo	40.46	44.00	15.54	AUGITA
PM-Cpx5	Borde	41.90	43.02	15.08	AUGITA
PM-Opx1	Núcleo	3.63	66.74	29.63	ENSTATITA
PM-Opx1	Borde	3.66	67.38	28.96	ENSTATITA
PM-Opx2	Núcleo	3.44	61.60	34.96	ENSTATITA
PM-Opx2	Borde	3.42	61.20	35.38	ENSTATITA
PM-Opx3	Núcleo	3.61	68.27	28.12	ENSTATITA
PM-Opx3	Borde	3.91	74.26	21.83	ENSTATITA
2014-Cpx2	Núcleo	30.20	42.56	27.24	AUGITA
2014-Cpx2	Borde	39.07	44.29	16.64	AUGITA
2014-Cpx3	Núcleo	17.23	26.24	56.53	PIGEONITA
2014-Cpx3	Borde	16.48	25.38	58.14	PIGEONITA
2014-Cpx4	Núcleo	12.15	21.91	65.94	PIGEONITA
2014-Cpx4	Borde	8.13	19.18	72.69	PIGEONITA
2014-Opx1	Núcleo	3.43	57.55	39.02	ENSTATITA
2014-Opx1	Borde	3.40	57.36	39.24	ENSTATITA

En los diagramas elaborados se observa que para las muestras COP-SG-2 (Figura 6.2) y COP-PM (Figura 6.3) los piroxenos se agrupan de tal forma que los clinopiroxenos corresponden a augita, presentando una concentración de miembro extremo enstatita mayor a la de ferrosilita. Los ortopiroxenos por su parte se encuentran en el campo de la enstatita. Esto es concordante con lo observado en la bibliografía (Varekamp et al., 2015 y su bibliografía), la que muestra que para las erupciones prehistóricas y de erupciones de baja explosividad de 2000 y 2012, las composiciones de ortopiroxenos y clinopiroxenos son similares (Figura 6.5).

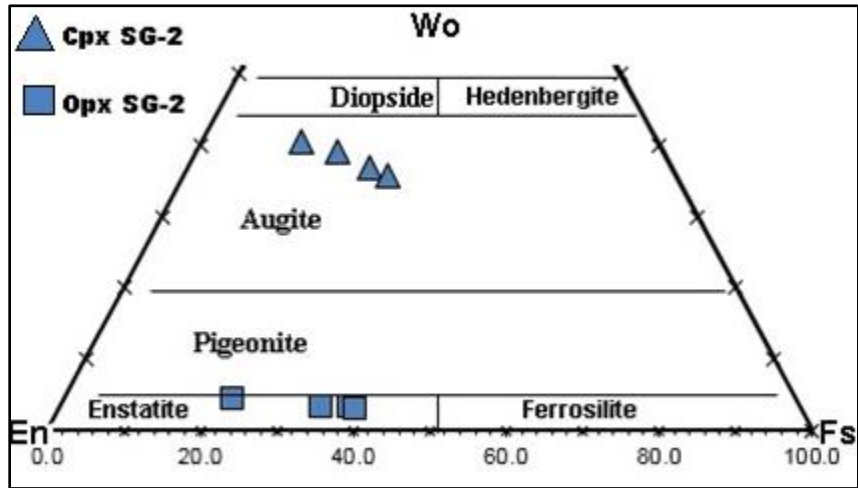


Figura 6.2. Diagrama de clasificación ternario para los piroxenos de la muestra COP-SG-2.

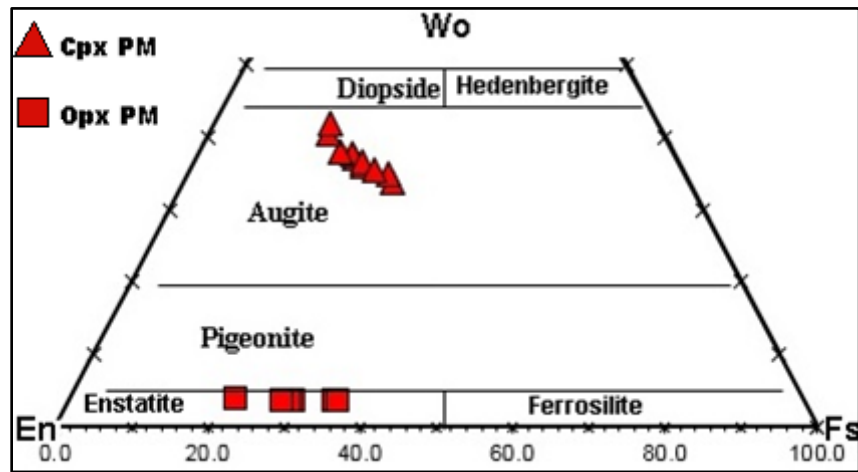


Figura 6.3. Diagrama de clasificación ternario para los piroxenos de la muestra COP-PM.

En el caso del magma SE-2014 (Figura 6.4) se observan diferencias con las erupciones anteriores. Se reconocen clinopiroxenos con composiciones de augita y pigeonita, esta última con composiciones cercanas al miembro extremo ferrosilita y ausente tanto en las erupciones anteriores como en las erupciones de la bibliografía (Figura 6.5).

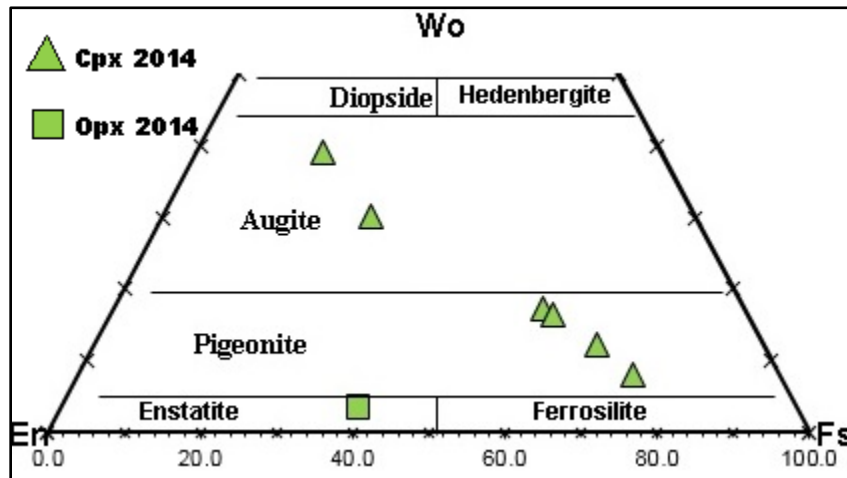


Figura 6.4. Diagrama de clasificación ternario para los piroxenos de la muestra SE-2014.

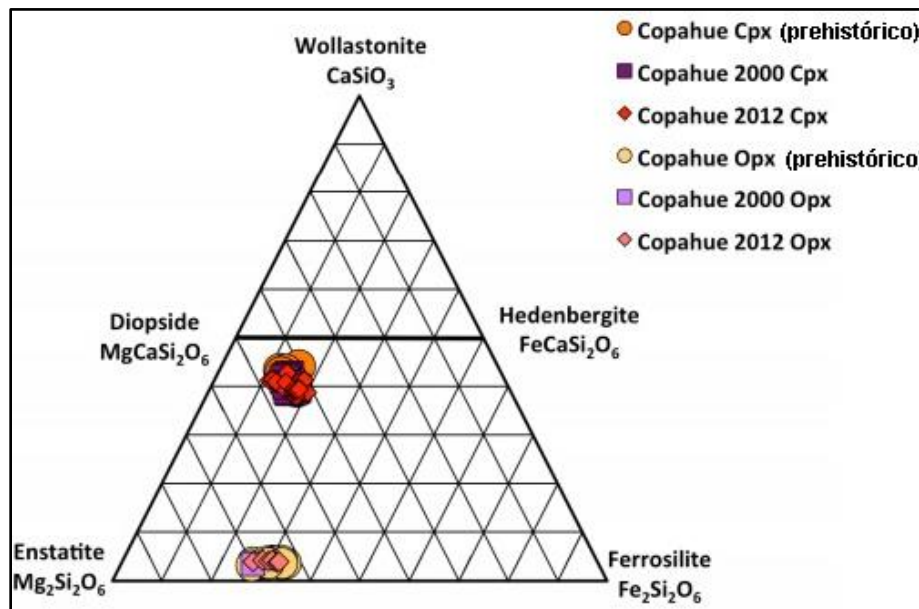


Figura 6.5. Diagrama de clasificación ternario para los piroxenos de las erupciones prehistóricas, y de 2000 y 2012 de Copahue (Modificado de Varekamp et al., 2015 y su bibliografía).

6.1.3 Olivino:

Debido al trabajo con láminas gruesas y las características de los cristales de olivino, es decir, cristales anhedrales y de un tamaño menor respecto al de los cristales de feldespato o piroxeno. Fue difícil reconocer petrográficamente y describir las MI hospedadas en olivino, excepto que por la muestra SE-2014. Además, limitaciones de óptica en el LA-ICPMS afectaron la precisión de análisis químicos del olivino y sus MI observadas, dando concentraciones (Tablas 11-7 y 11-14) que permiten clasificarlos como Fo_{73} .

6.2 Resultados Inclusiones vítreas:

Se analizaron un total de 40 MI, de las cuales 12 corresponden a la muestra COP-SG-2, 13 a COP-PM y 15 a SE-2014. Los resultados de las concentraciones de elementos analizados para estas MI y sus minerales huéspedes se encuentran en tablas en el Anexo (Capítulo 11; Tablas 11-9, 11-10 y 11-11).

A partir de los resultados de las concentraciones de elementos mayoritarios y trazas de las distintas MI, se presentan una serie de diagramas divididos primero por el tipo de mineral huésped y luego por la muestra a la que corresponda. Para los diagramas spider de MI normalizados respecto a los minerales huésped se ocuparon los siguientes elementos: Cs, Rb, Ba, Th, U, K, La, Ce, Pb, Pr, Sr, Nd, Zr, Sm, Eu, Ti, Dy, Y, Yb, Lu. El uso de esos elementos permite mantener cierta homogeneidad respecto a diagramas spider normalizados respecto al manto primitivo basados en Sun y McDonough (1989) también utilizados.

Para las MI hospedadas en cristales de plagioclasa se generaron diagramas spider normalizados al promedio, por muestra, de concentraciones en los minerales huésped. Resultando tres diagramas representativos de las muestras COP-SG-2 (Figura 6.6), COP-PM (Figura 6.7) y SE-2014 (Figura 6.8).

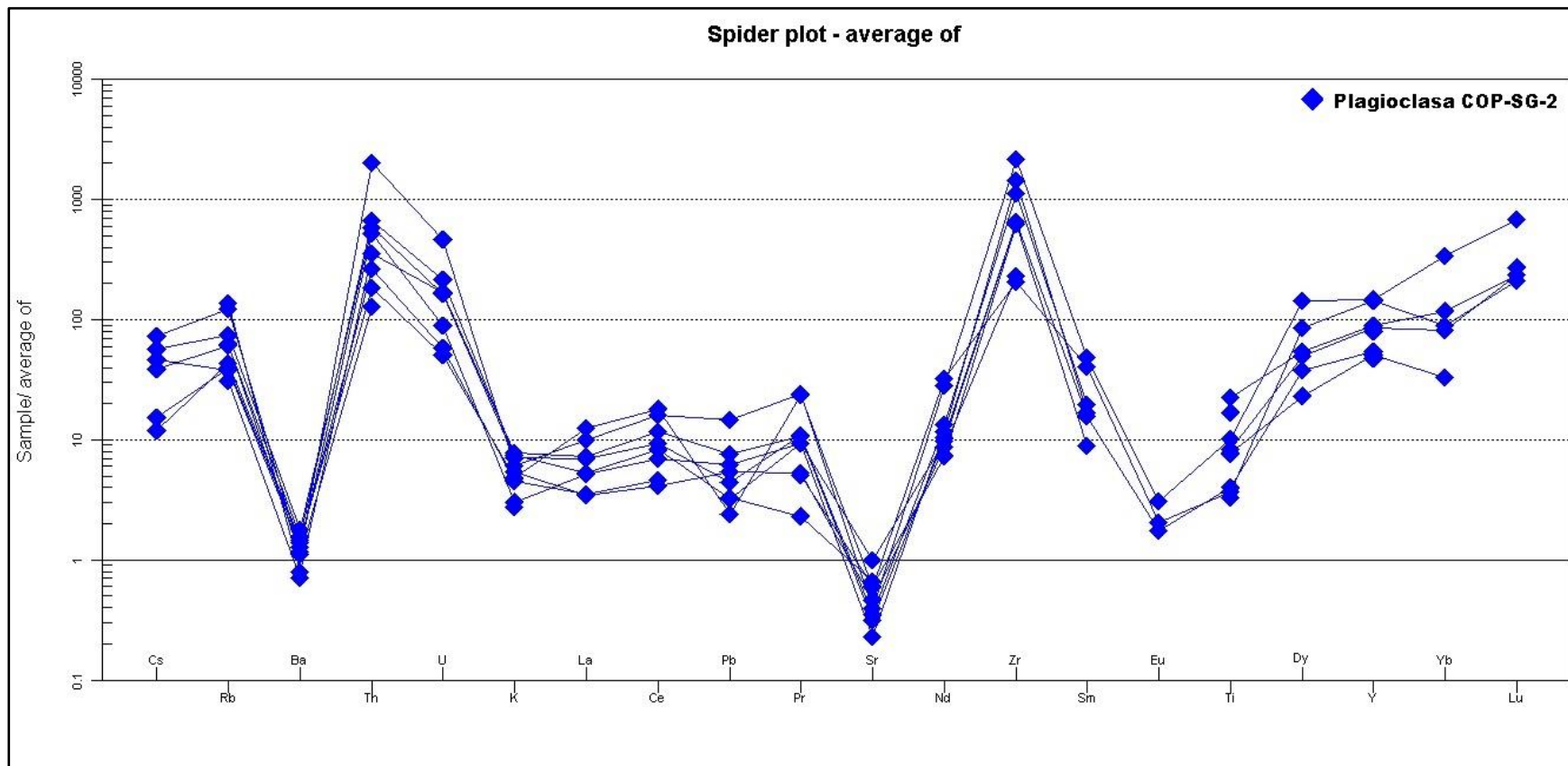


Figura 6.6 Diagrama spider MI hospedadas en plagioclase, normalizada a los cristales huésped de plagioclase. Muestra COP-SG-2.

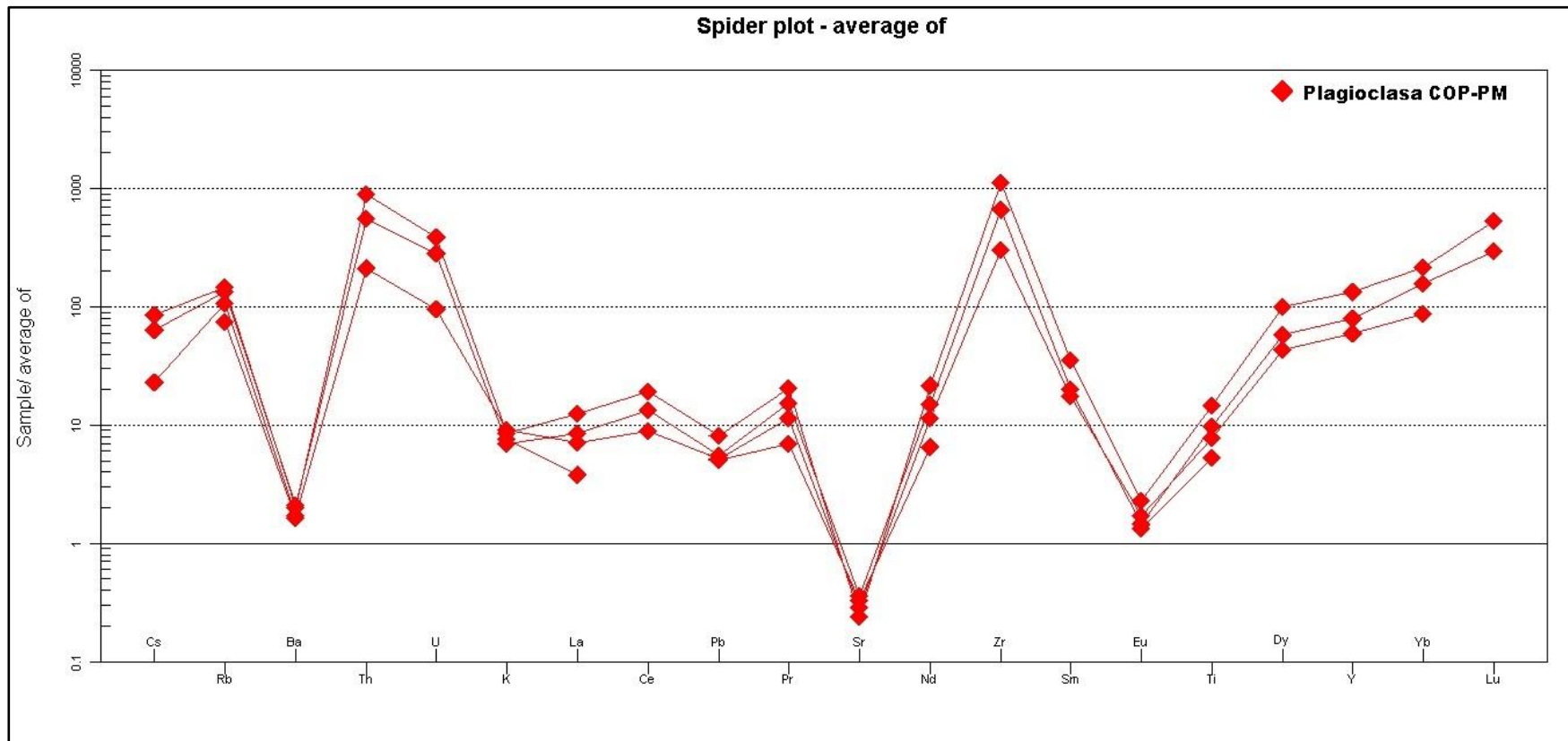


Figura 6.7 Diagrama spider MI hospedadas en plagioclase, normalizada a los cristales huésped de plagioclase. Muestra COP-PM.

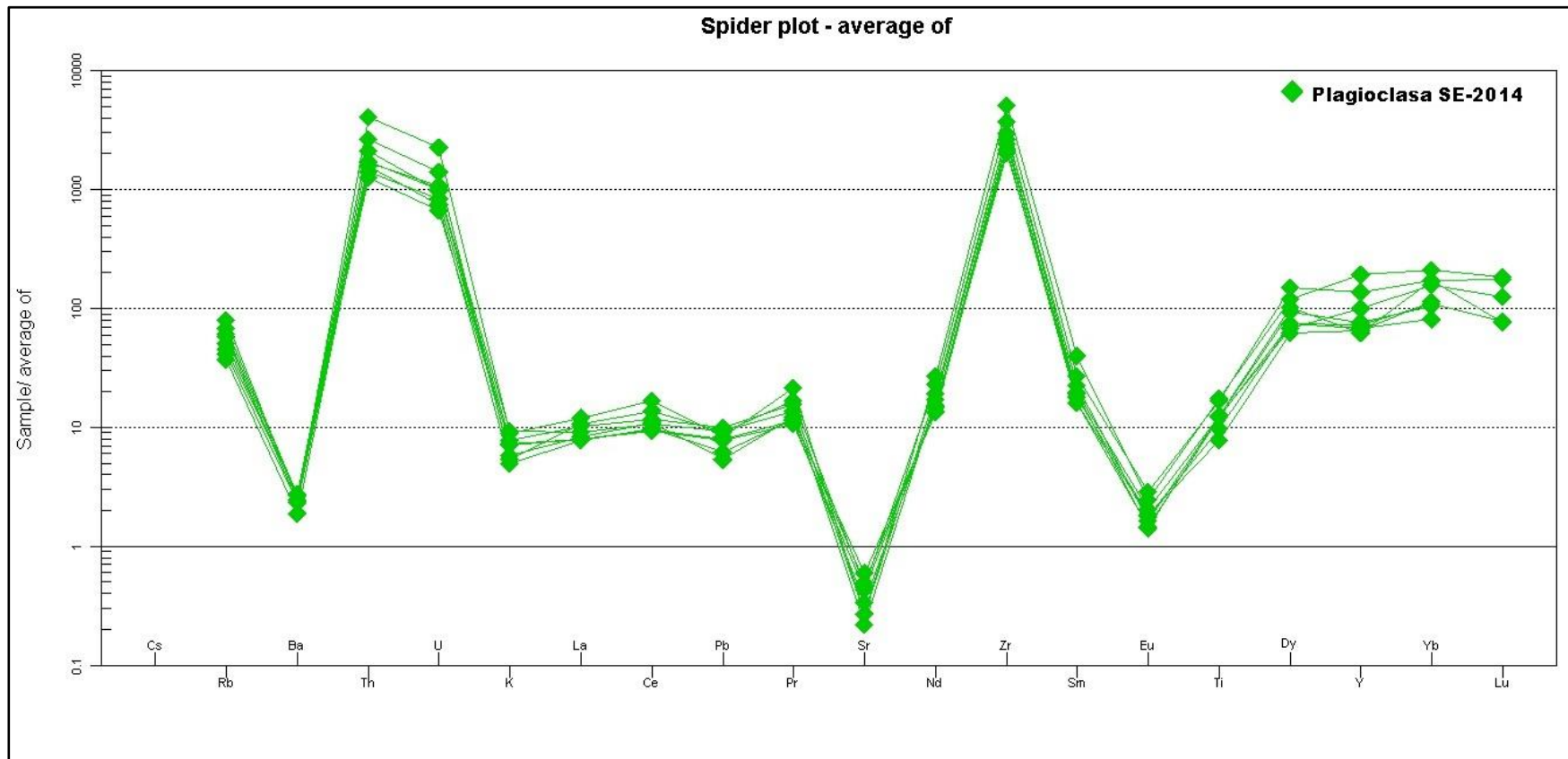


Figura 6.8 Diagrama spider MI hospedadas en plagioclase, normalizada a los cristales huésped de plagioclase. Muestra SE-2014.

En los diagramas se observa un patrón aproximadamente igual para las MI hospedadas en plagioclasa. Se reconoce, en general un enriquecimiento de Cs, Rb, Nd, Sm y Ti de entre uno a dos órdenes de magnitud respecto al mineral huésped. Th, U, Dy, Y, Yb y Lu se presentan con un enriquecimiento de entre dos a tres órdenes de magnitud. Un enriquecimiento cercano a un orden de magnitud para K, La, Ce, Pb y Pr. Se evidencian anomalías negativas en Ba, Sr y Eu, esta última, esperable en un fundido residual de plagioclasa, y anomalía positiva en Zr, alcanzando los tres órdenes de magnitud de enriquecimiento respecto a los cristales de plagioclasa.

Para determinar diferencias entre las MI de las tres muestras, se generó un diagrama spider consolidado con todas las MI hospedadas en plagioclasa normalizado al promedio de todos los cristales de plagioclasa (Figura 6.9). En este diagrama se distingue una mayor variación en las concentraciones para las MI de COP-SG-2 respecto a las de COP-PM y SE-2014. Las mayores concentraciones son alcanzadas por una MI hospedada en COP-SG-2. Las menores concentraciones también son alcanzadas en general por MI hospedadas en COP-SG-2, con la excepción de Eu y Sr, ambos con anomalía negativa, en que MI hospedadas en SE-2014 alcanzan concentraciones menores. Para la mayoría de los elementos existe una diferencia de un orden de magnitud entre la mayor y la menor concentración, respecto a la normalización al promedio de los cristales de plagioclasa.

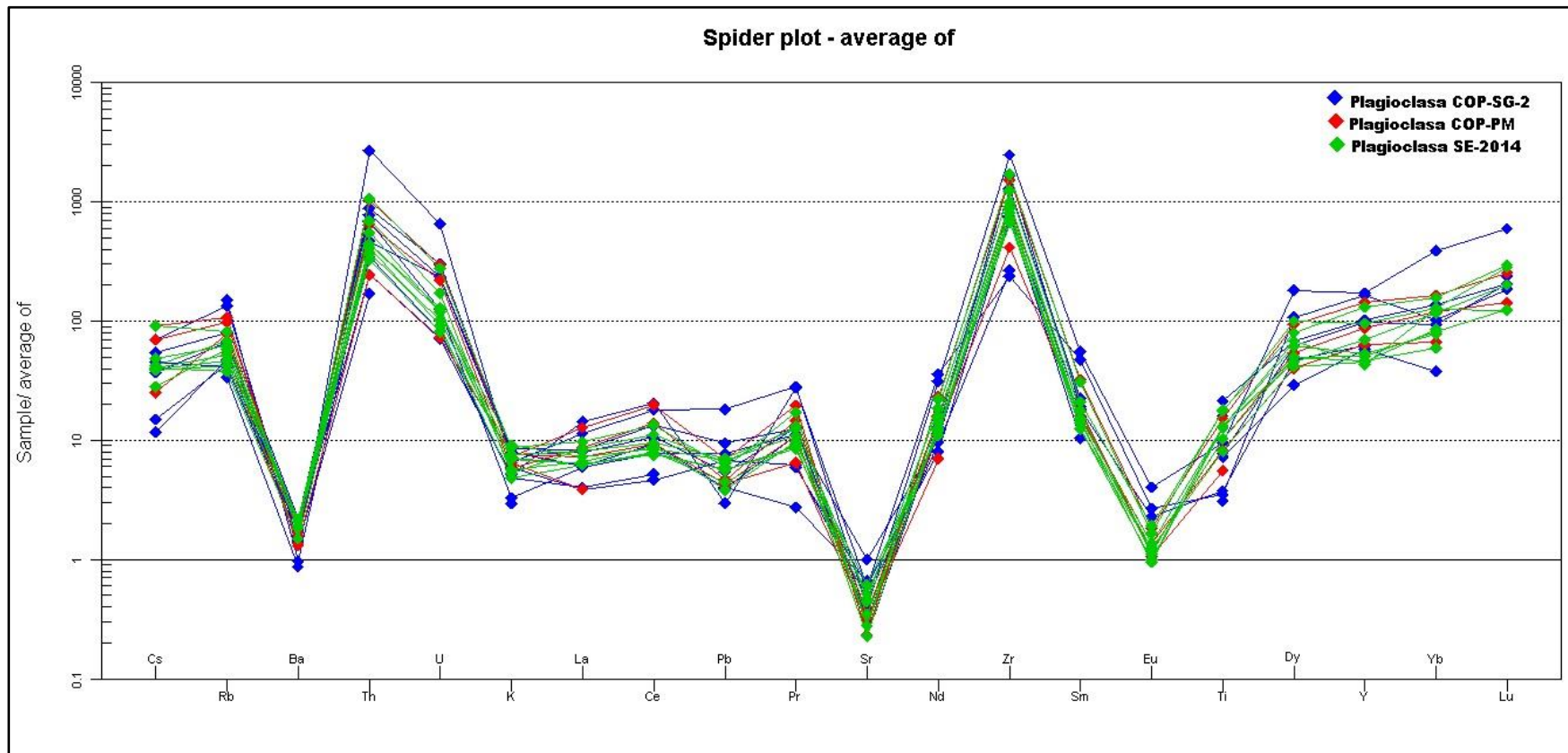


Figura 6.9 Diagrama spider MI hospedadas en plagioclasa, normalizado a los cristales huésped de plagioclasa. Consolidado para las tres muestras.

Al igual que para las MI hospedadas en plagioclasa, se elaboraron diagramas spider por muestra normalizados al promedio de concentraciones en los cristales de piroxeno (Figuras 6.10, 6.11 y 6.12). En el diagrama representativo de MI en piroxeno de la muestra COP-SG-2 (Figura 6.10) se observa un enriquecimiento en todos los elementos graficados, respecto al mineral huésped y una pendiente aproximadamente negativa, salvo anomalías, respecto a la disposición de los elementos. Se observan enriquecimientos de más de tres órdenes de magnitud de Ba y Pb, entre tres y dos órdenes de magnitud para Rb, Th, U, K, La, Ce, Pr y Sr, y entre dos y un orden de magnitud para Nd, Zr, Sm y Eu. Las concentraciones de las MI son cercanas a las de mineral huésped para Ti, Dy, Y, Yb y Lu, y además presentan anomalías positivas de Ba, Pb y Sr, y negativa de Ti.

En el caso de las MI hospedadas en COP-PM (Figura 6.11), se observa un general enriquecimiento de la mayoría de los elementos respecto al promedio de minerales huésped. Sm, Ti, Dy, Y, Yb y Lu se encuentran con concentraciones similares a la de mineral huésped, encontrándose en algunas MI levemente empobrecidas. Se distingue pendiente aproximadamente negativa respecto a la disposición de elementos en el diagrama, salvo el caso de anomalías. Rb, Ba, Th, U, K y Pb se encuentran enriquecidos entre tres y dos órdenes de magnitud respecto a piroxenos, mientras que La, Ce, Pr, Sr, Nd y Zr se encuentran enriquecidos respecto a mineral huésped hasta en un orden de magnitud. Se reconocen anomalías positivas en Ba, Pb, Sr, Zr y K, esta última mostrando la preferencia del K por la fase fundida por sobre la sólida. No existen diferencias apreciables entre MI hospedadas en clinopiroxeno y ortopiroxeno, mostrando ambos patrones similares.

El diagrama para las MI en piroxeno de la muestra SE-2014 (Figura 6.12) distingue entre las hospedadas en augita y en pigeonita. En éste se puede observar un enriquecimiento de la mayoría de elementos respecto a los minerales huésped. Al igual que en muestra COP-PM, Sm, Ti, Dy, Y, Yb y Lu se encuentran con concentraciones similares a la de huésped y con algunas MI empobrecidas. El resto de elementos fluctúan con enriquecimiento de hasta tres órdenes de magnitud respecto a minerales huésped. Se distingue nuevamente patrón de aproximada pendiente negativa respecto al orden dispuesto de los elementos y anomalías positivas en Ba, Pb y Sr. Entre MI hospedadas en augita y pigeonita se distingue que el rango de variación de concentraciones para las MI en pigeonita es mayor y las anomalías se observan más marcadas en MI de pigeonita, alcanzando más de un orden de magnitud de diferencia para el caso de Sr. Para observar mayores diferencias entre las MI de estos dos clinopiroxenos, se generó un diagrama spider con igual disposición de elementos, pero normalizado a las composiciones de roca total (Figura 6.13). En este diagrama se observa que mientras las MI hospedadas en pigeonita presentan una anomalía positiva en Sr y se encuentran enriquecidas en este elemento, las MI hospedadas en augita presentan una anomalía negativa en este elemento y un empobrecimiento en el

mismo. En las MI hospedadas en pigeonita también es posible reconocer una anomalía positiva en Ba, que no está presente para las hospedadas en augita. El patrón para las MI sin importar el clinopiroxeno huésped es de pendiente aproximadamente positiva respecto al orden de los elementos, salvo anomalías, y con empobrecimiento de los mismos hasta en un orden de magnitud.

Una de las características importantes es que por medio de estos diagramas se observa un comportamiento similar entre los elementos de las MI hospedadas en los piroxenos de COP-PM y de las hospedadas en augita de SE-2014 (Figuras 6.11 y 6.12 respectivamente), con mayor enriquecimiento para las MI de COP-PM, pero iguales patrones. En el caso de las MI hospedadas en enstatita de la muestra COP-SG-2 (Figura 6.10), sus elementos presentan un comportamiento distinto con un mayor enriquecimiento en alguno de los mismos. Lo anterior indica cómo los magmas más primitivos de las tres muestras han cambiado desde uno más diferenciado (COP-SG-2) hacia uno menos diferenciados (COP-PM y SE-2014) y de similar naturaleza.

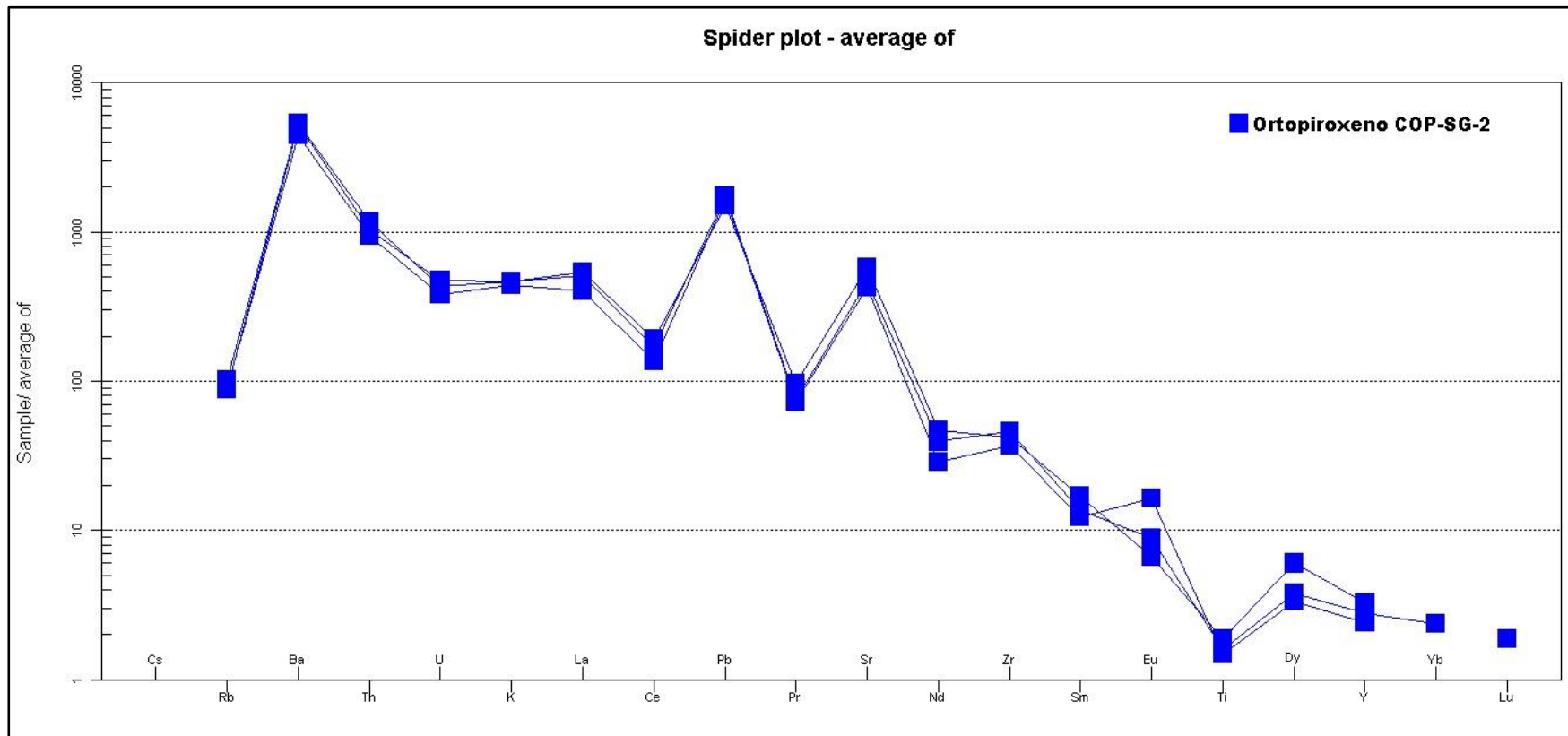


Figura 6.10 Diagrama spider MI hospedadas en piroxeno, normalizado a los cristales huésped de piroxeno. Muestra COP-SG-2.

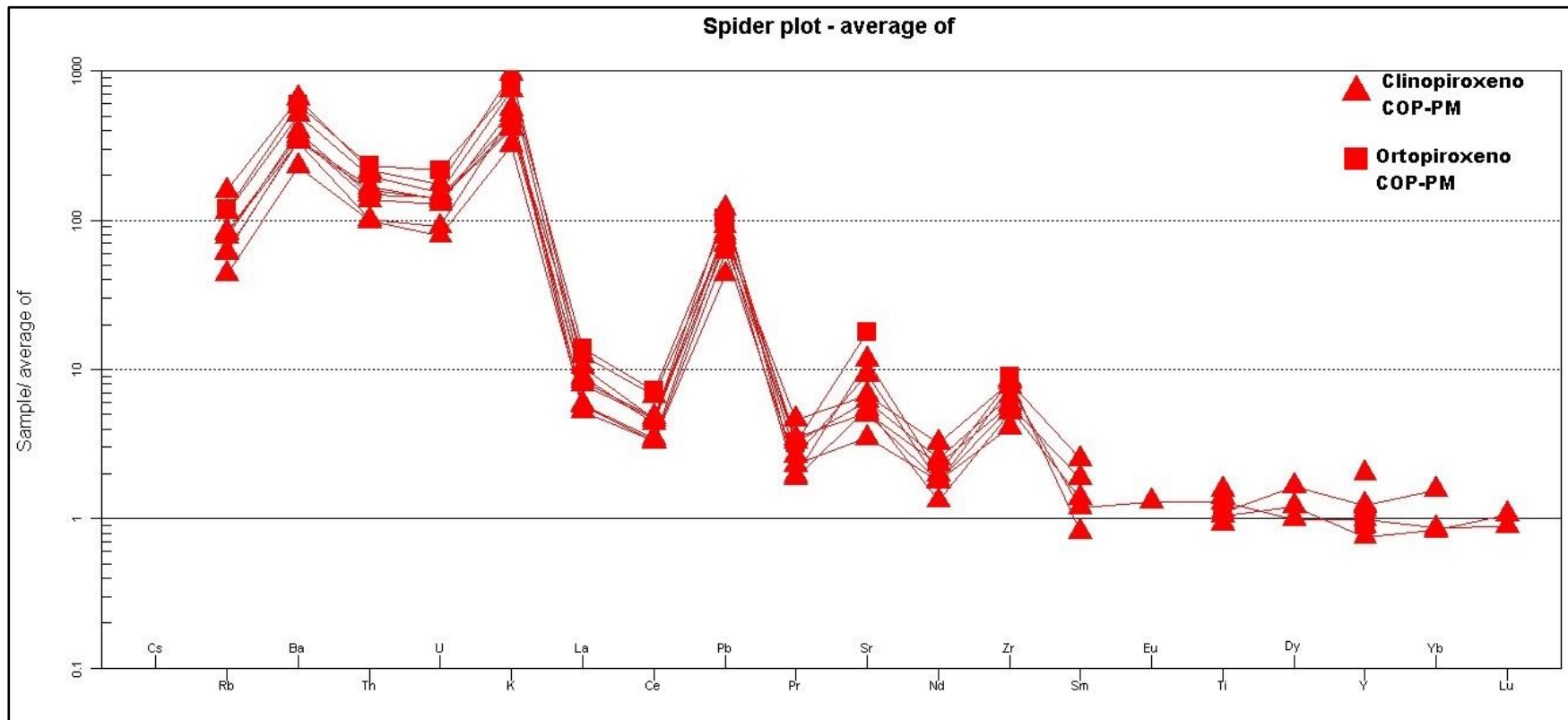


Figura 6.11 Diagrama spider MI hospedadas en piroxeno, normalizado a los cristales huésped de piroxeno. Muestra COP-PM.

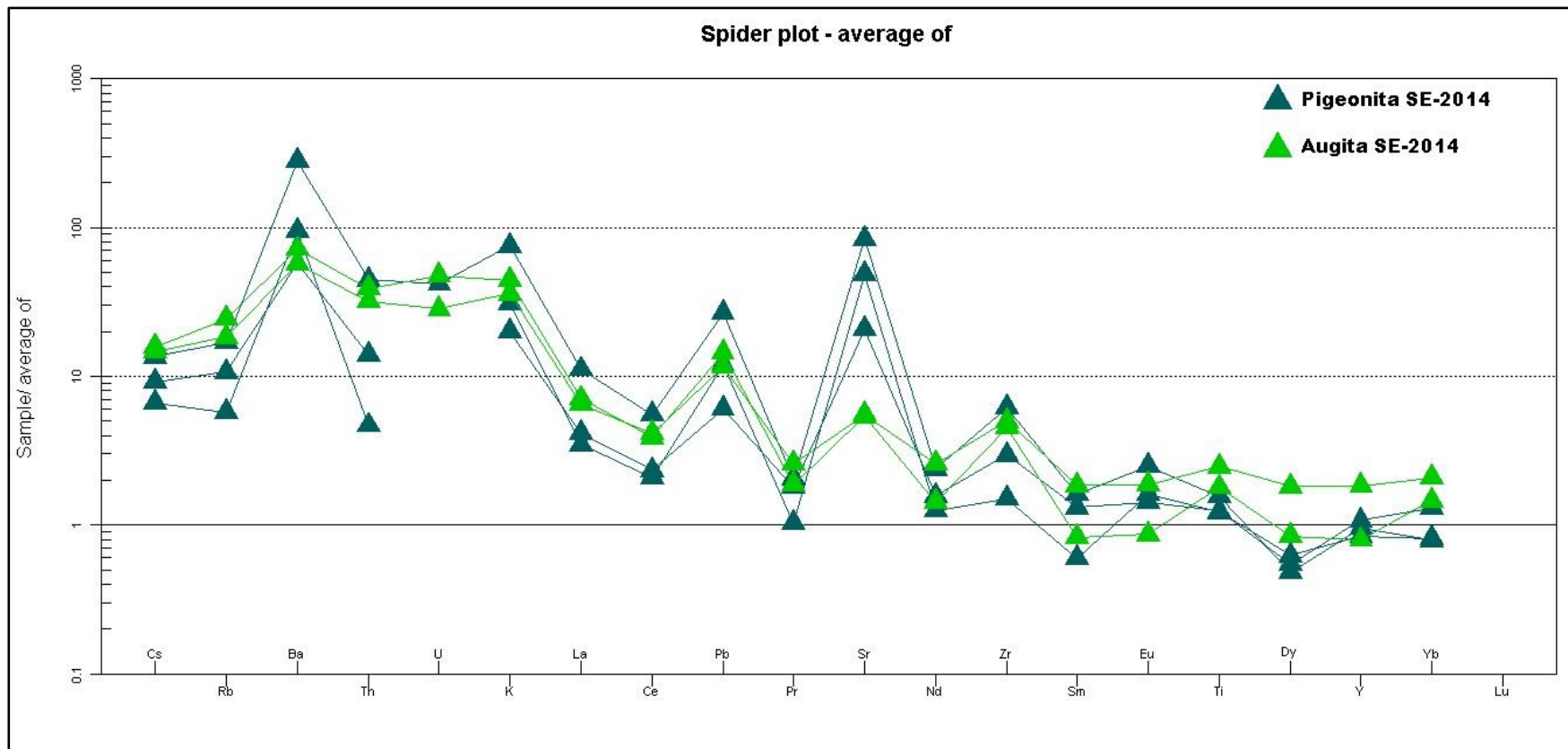


Figura 6.12 Diagrama spider MI hospedadas en piroxeno, normalizado a los cristales huésped de piroxeno. Muestra SE-2014.

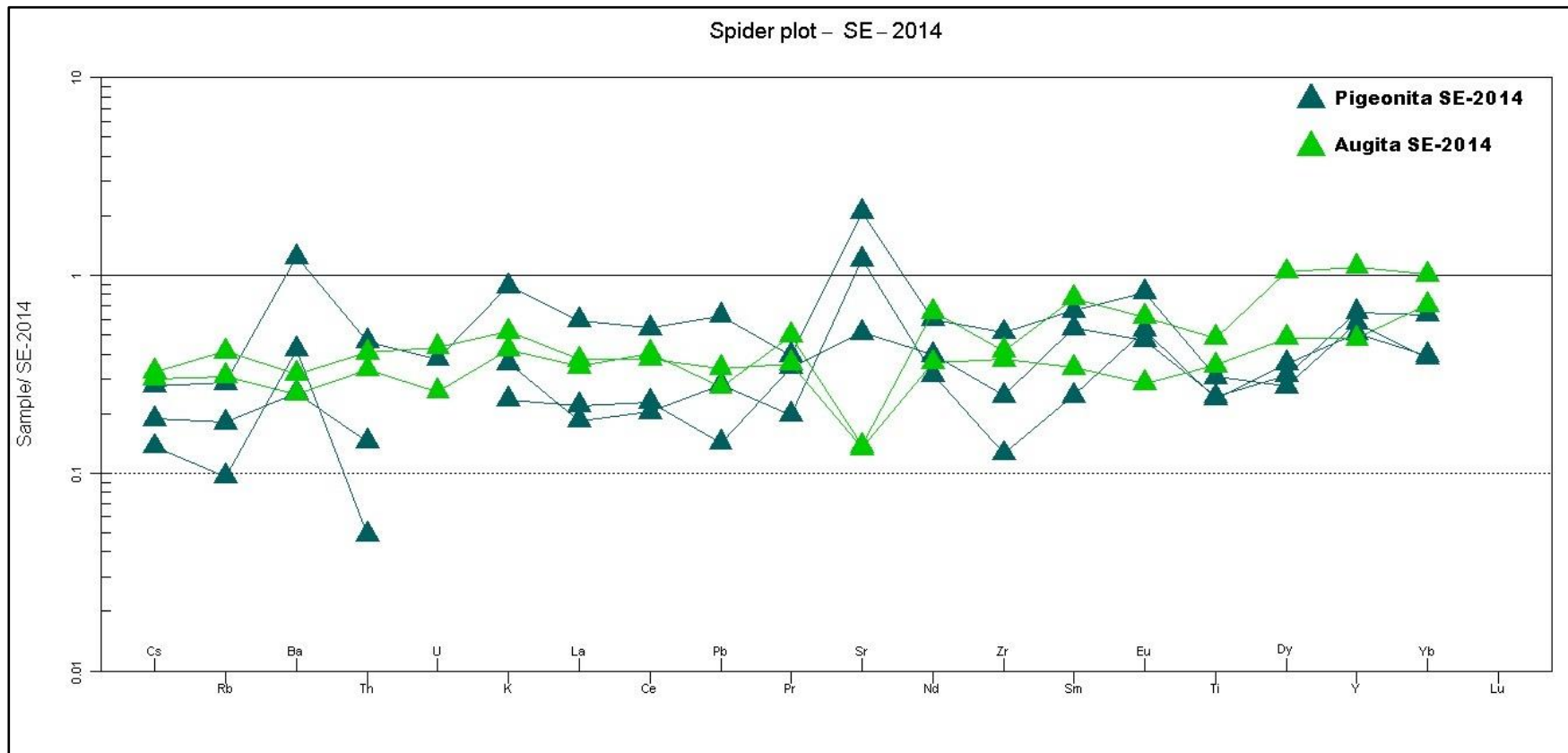


Figura 6.13 Diagrama spider MI hospedadas en piroxeno, normalizado a roca total. Muestra SE-2014

A modo de comparar todas las MI se ha generado un diagrama spider normalizado respecto al manto primitivo (Figura 6.14, basado en Sun y McDonough, 1989). En este diagrama se observa un enriquecimiento de elementos incompatibles respecto al manto primitivo, pendiente negativa desde el Cs al Lu de acuerdo a la disposición de los elementos en el diagrama, y anomalías negativas de Nb y Ti y positiva de Pb. Todas estas características que indican una signatura de magma en un ambiente de subducción con arco activo (Rollinson, 1993 y bibliografía incluida). Se distingue en el diagrama diferencias entre las concentraciones de las MI, con MI hospedada en plagioclasa de la muestra COP-SG-2 más de un orden de magnitud enriquecida respecto a MI hospedada en pigeonita de la muestra SE-2014. Finalmente, se observan variaciones en el patrón en que se distribuyen las MI hospedadas en pigeonita respecto al resto, con aumentos en la concentración de Ba y Sr, de acuerdo a su respectivo elemento a la izquierda, cuando en el resto éstas disminuyen, y disminución en la concentración de Th, con respecto a su elemento a la izquierda en diagrama, cuando en resto de MI esta concentración aumenta.

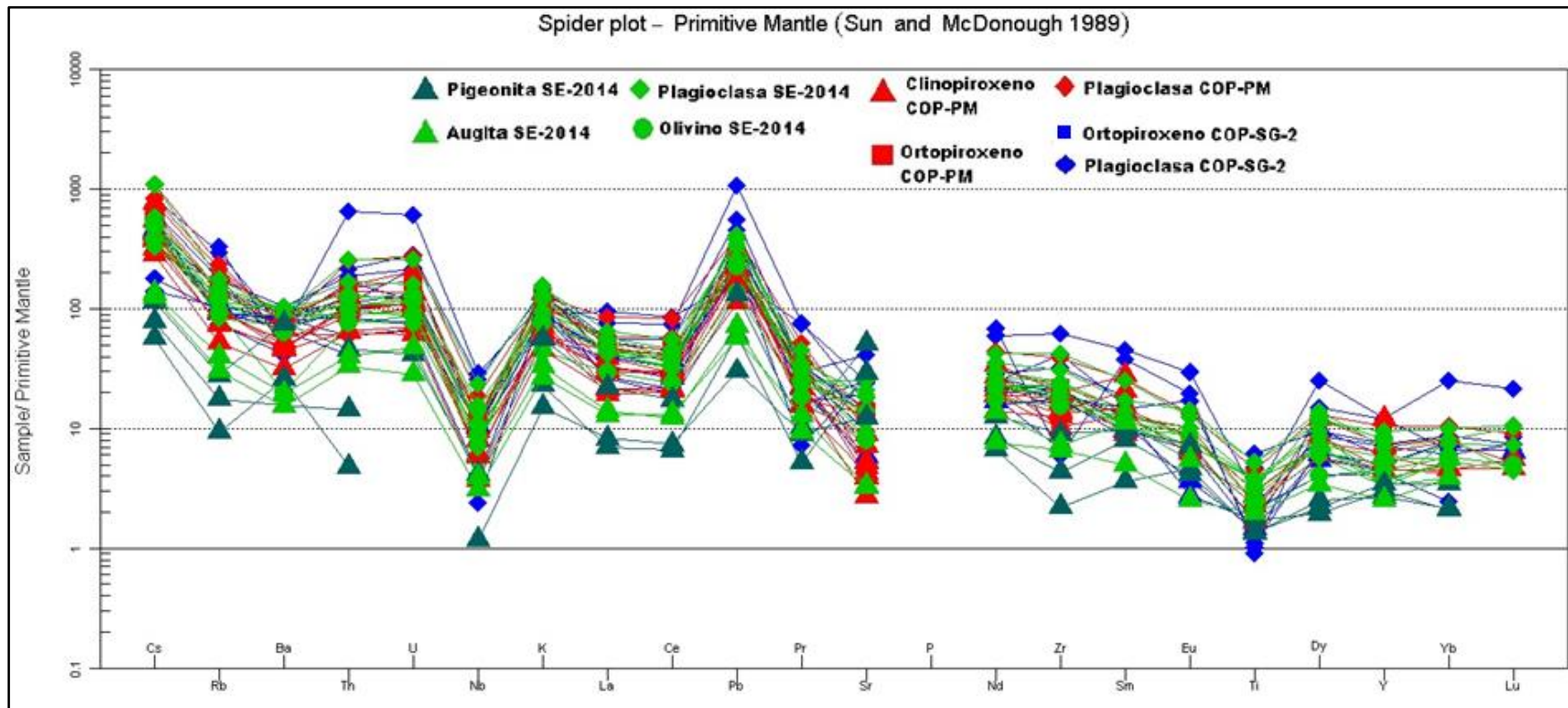


Figura 6.14 Diagrama spider todas MI, normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989).

Con el fin de comprobar el comportamiento de elementos mayores en MI, se generaron diagramas TAS (Figura 6.15, Le Bas et al., 1986) y de SiO₂ (Figura 6.16), FeO(t) (Figura 6.17) y CaO (Figura 6.18) vs MgO. A estos diagramas, además de los datos de las MI, se agregan los de roca total de erupciones históricas (Varekamp, 2015) y de las respectivas tres muestras.

En el diagrama TAS (Figura 6.15) se observa que las muestras de roca total de erupciones históricas presentan composiciones intermedias y muestran una relación directa entre concentración de sílice y de álcalis; es decir, que aumentos en la concentración de uno se traducen en aumentos en la concentración del otro. Los datos de roca total de las tres muestras presentan igual comportamiento que los de erupciones históricas. En general para las MI existe una separación de acuerdo con el mineral huésped de la misma. Las MI hospedadas en plagioclasa se encuentran entre composiciones intermedias y ácidas, mientras que la mayoría de las hospedadas en piroxeno u olivino muestran composición intermedia. Se distingue que las MI correspondientes a la muestra COP-SG-2 muestran la misma relación directa entre la concentración de sílice y álcalis que las rocas totales. Las MI de las muestras COP-PM y SE-2014 también muestran una relación aproximadamente directa entre el contenido de sílice y álcalis, pero con una pendiente más pronunciada a las de las rocas total. Finalmente, se observa que la MI más ácida hospedada en plagioclasa de la muestra es más ácida que la más ácida de la muestra COP-PM, y ésta última, a su vez, es más ácida a la más ácida de la muestra SE-2014. Esto se puede correlacionar con la evolución observada en las composiciones de las plagioclasas que con el tiempo se han enriquecido en Ca y empobrecido en Na.

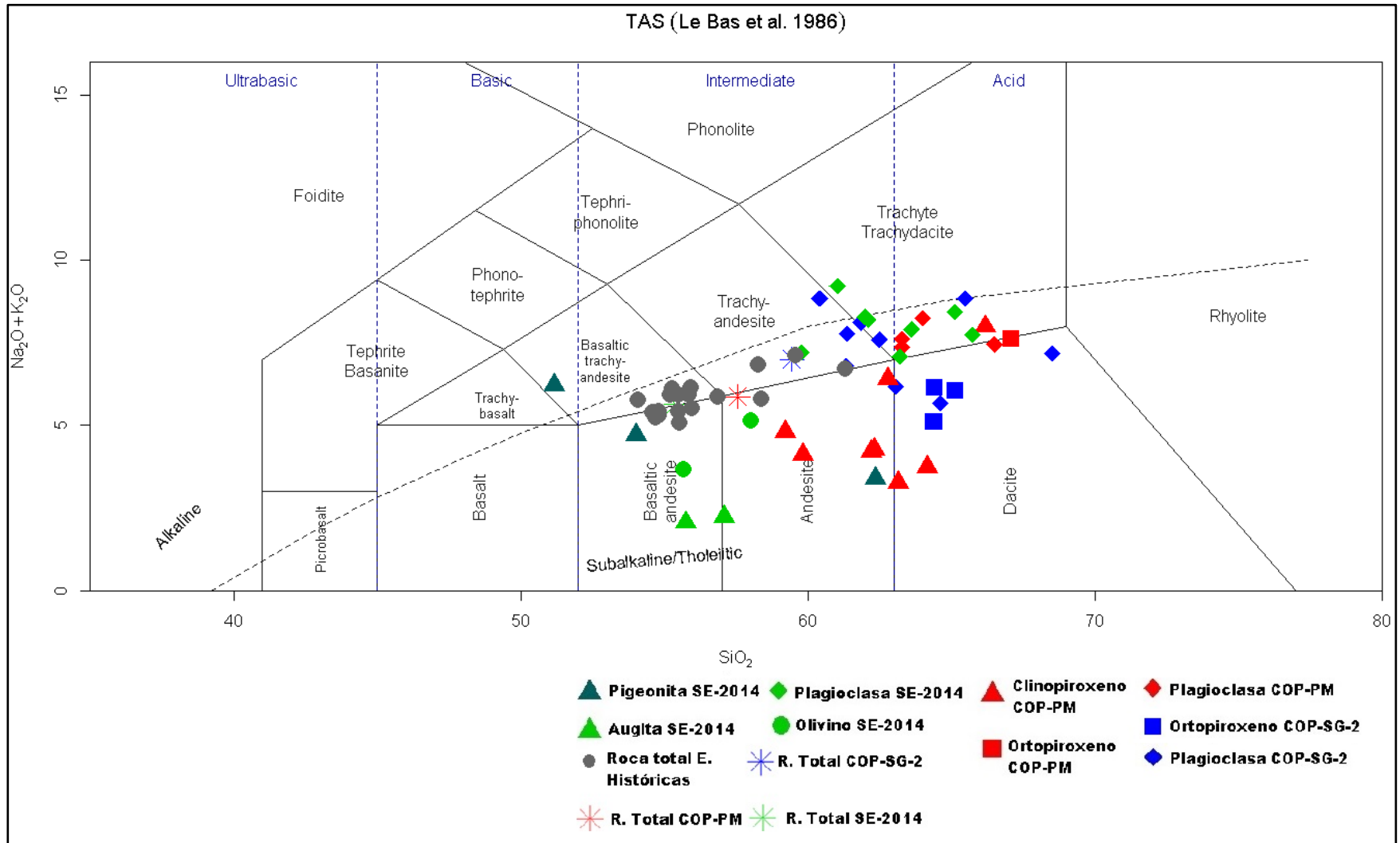


Figura 6.15 Diagrama TAS consolidado para todas las MI además de datos de roca total (Le Bas et al., 1986)

En el diagrama de SiO₂ vs MgO (Figura 6.17) se observa una relación definida entre SiO₂ y el MgO para las erupciones históricas y de las tres muestras. A medida que el MgO disminuye, el SiO₂ aumenta con una pendiente aproximadamente constante. Las MI hospedadas en plagioclasa parecen complementar la relación SiO₂-MgO de roca total, con concentraciones menores de MgO y mayores de SiO₂ en una pendiente similar. Para el resto de las MI la relación SiO₂-MgO se mantiene con pendientes más pronunciadas en el caso de las MI de las muestras COP-PM y SE-2014, y menos pronunciada en el caso de las de la muestra COP-SG-2.

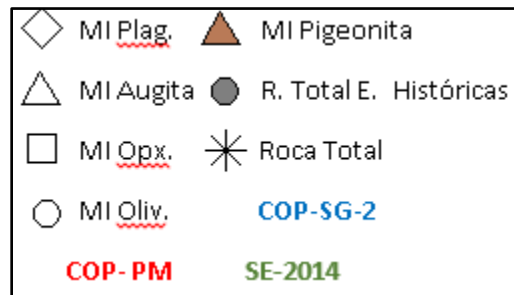


Figura 6.16 Simbología para diagramas binarios de Figura 6.17, 6.18, 6.19 y 6.20.

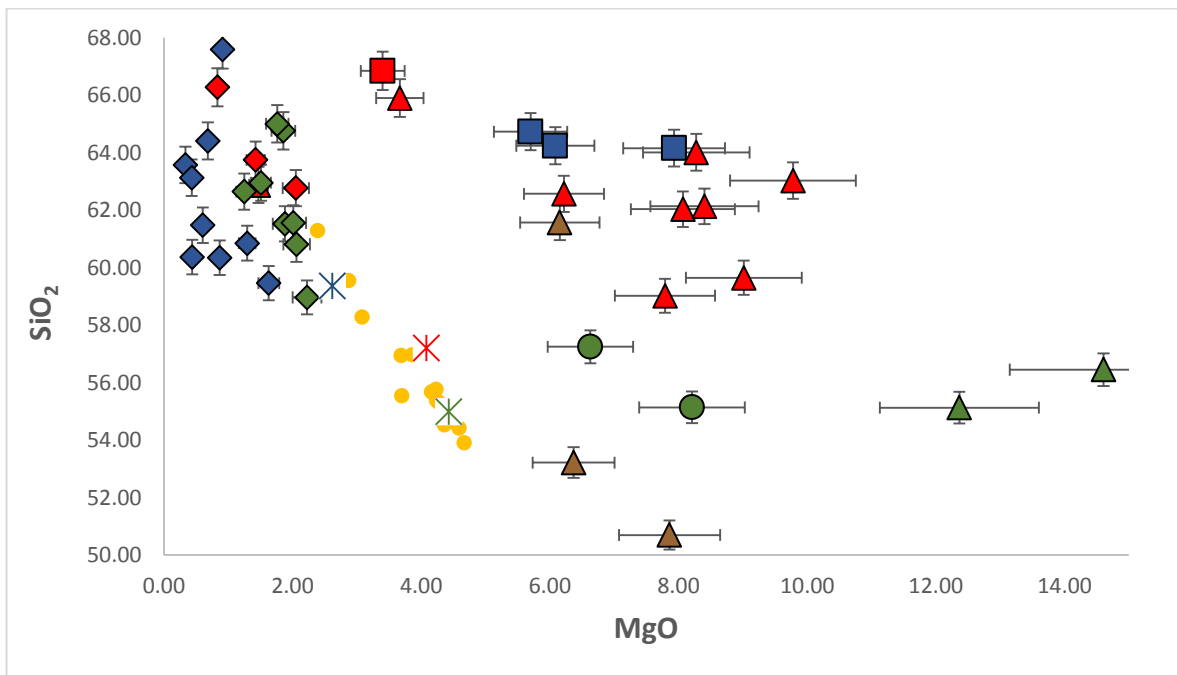


Figura 6.17 Diagrama de SiO₂ vs MgO para MI y datos de roca total.

En diagrama FeO(t) vs MgO (Figura 6.18) se puede observar una distinción entre MI hospedadas en plagioclasa y las hospedadas en el resto de minerales. Las MI hospedadas en plagioclasa, junto con las roca total, se distribuyen como la última parte de una cristalización fraccionada. Es decir, disminuciones en el porcentaje de MgO generan fuertes disminuciones en el porcentaje de FeO(t). Por otro lado el

resto de MI no muestra un comportamiento claro, con mayores variaciones en el contenido de FeO(t) al esperado para esas concentraciones de MgO, destacando el contenido muy bajo de FeO(t) en las MI hospedadas en pigeonita.

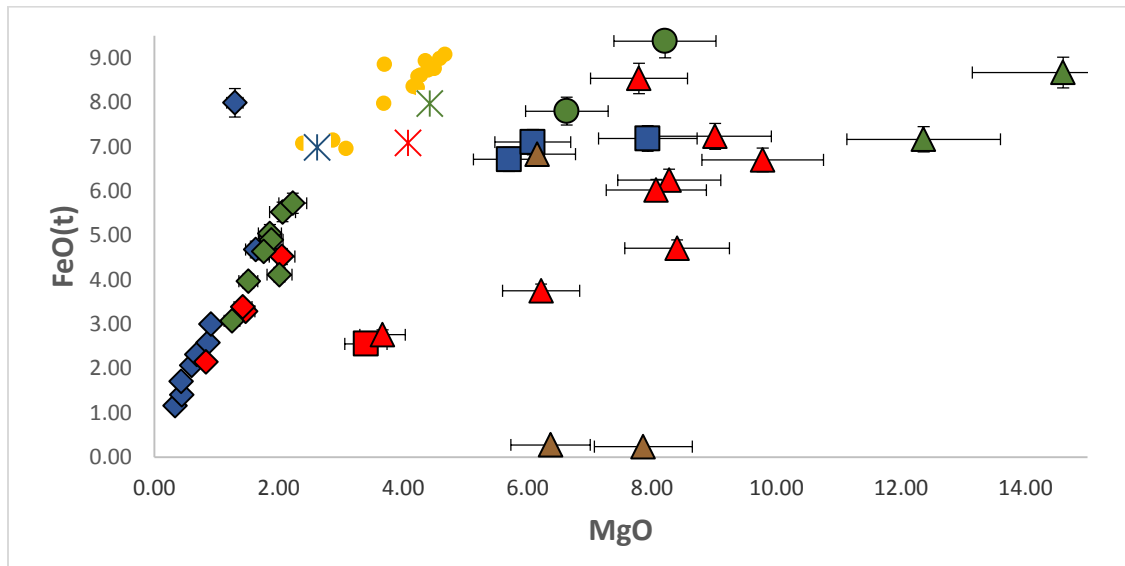


Figura 6.18 Diagrama de FeO(t) vs MgO para MI y datos de roca total.

El diagrama de CaO vs MgO (Figura 6.19) muestra una relación directa entre las concentraciones de CaO y MgO. Ésta se ve reflejada en los datos de roca total y continuada por las concentraciones en las MI. Se logra observar además la separación entre las MI hospedadas en distintos minerales, mostrando la evolución que sufre el magma en el transcurso de la cristalización. Este diagrama por sí solo indicaría que todas las MI y datos de roca total representan un mismo magma a distintos grados de cristalización fraccionada.

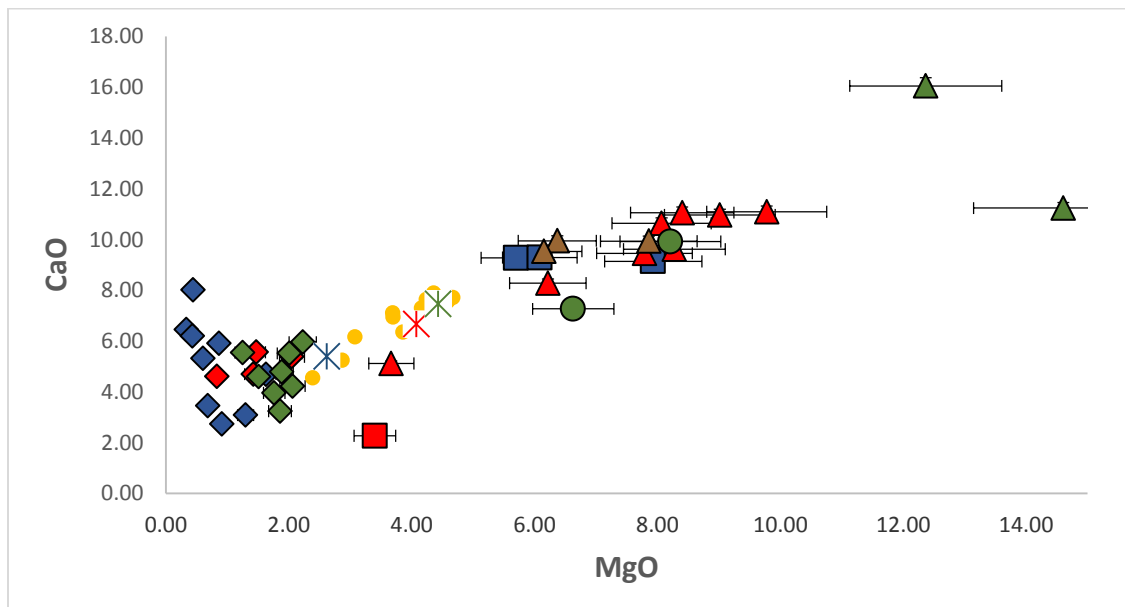


Figura 6.19 Diagrama de CaO vs MgO para MI y datos de roca total.

Finalmente, a partir del diagrama de Al_2O_3 vs SiO_2 (Figura 6.20) es posible determinar si los magmas de cada MI indican un fraccionamiento de plagioclasa o de piroxeno. Para la muestra COP-SG-2 existe una tendencia hacia el fraccionamiento de plagioclasa, mientras que para la muestra COP-PM se observa una marcada tendencia interpretable como fraccionamiento de piroxeno, y para la muestra SE-2014 se observa un patrón que correspondería a una suma de las tendencias de plagioclasa y piroxeno.

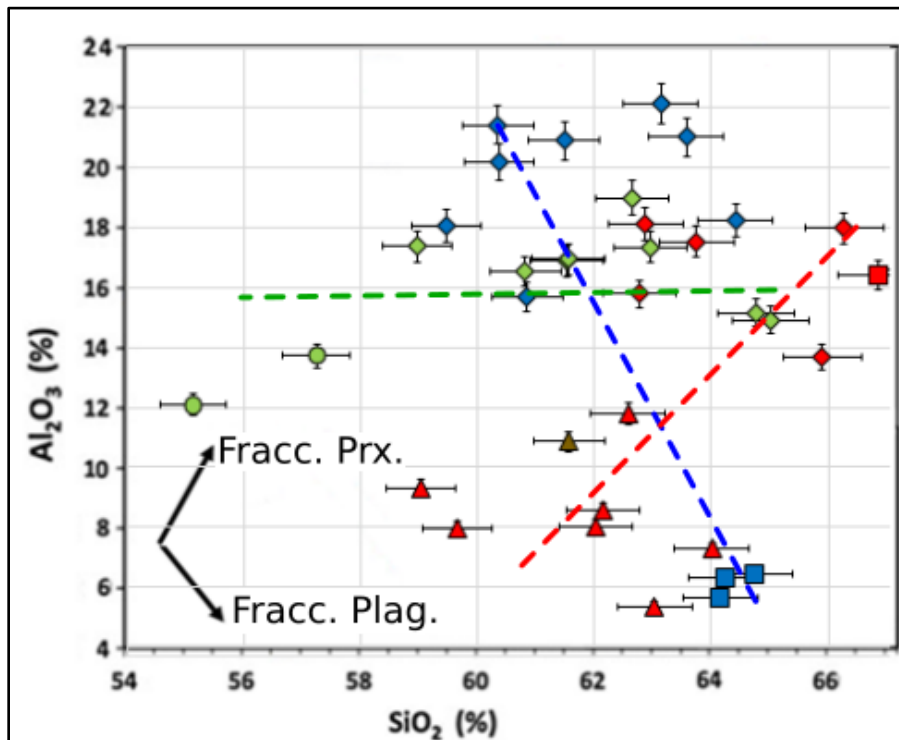


Figura 6.20 Diagrama de Al_2O_3 vs SiO_2 para las MI. Con las tendencias reconocidas para cada muestra.

6.3 Geotermobarometría

A partir de la composición de los cristales y MI en equilibrio hospedadas en su interior, se calcularon valores para la temperatura y presión de cristalización. Los resultados de termobarometría se resumen en Tabla 6-3, 6-4 y 6-5. Para los errores específicos de cada fórmula ocupada revisar Tabla 4-3.

Tabla 6-3. Resultados de termobarometría para cristales de feldespato, (n): núcleo cristal; (b): borde cristal.

Muestra	Cristal	T(C°) (Putirka, 2005)	T sat (C°) (Putirka, 2005)	P(kbar) (Putirka, 2005)
SG-2	SG-Fel1 (n)	1173.4	1177.7	12.3
SG-2	SG-Fel1 (b)	1170.8	1177.7	12.9
SG-2	SG-Fel2 (n)	1111.6	1114.9	5.1
SG-2	SG-Fel2 (b)	1098.7	1104.8	4.4
SG-2	SG-Fel5 (n)	1092.7	1117.6	11.3
SG-2	SG-Fel5 (b)	1093.0	1117.6	11.1
SG-2	SG-Fel6 (n)	1105.4	1134.2	7.9
SG-2	SG-Fel6 (b)	1106.7	1134.2	8.5
PM	PM-Fel1 (n)	1077.5	1057.7	4.1
PM	PM-Fel1(b)	1114.4	1102.7	7.3
PM	PM-Fel3 (n)	1090.5	1076.2	8.4
PM	PM-Fel3 (b)	1105.7	1096.6	7.5
SE 2014	2014-Fel1 (n)	1110.8	1115.8	9.1
SE 2014	2014-Fel1 (b)	1111.5	1115.8	8.8
SE 2014	2014-Fel2 (n)	1135.6	1139.2	8.8
SE 2014	2014-Fel2 (b)	1132.8	1134.3	7.5
SE 2014	2014-Fel3 (n)	1164.2	1178.6	11.0
SE 2014	2014-Fel3 (b)	1133.8	1139.8	9.6

Tabla 6-4 Resultados de termobarometría para cristales de clinopiroxeno, (n): núcleo cristal; (b): borde cristal.

Muestra	Cristal	T(C°) (Putirka et al., 2003)	P(Kbar) (Putirka et al., 2003)
PM	PM-Cpx2 (n)	1388.0	8.1
PM	PM-Cpx2 (b)	1382.9	8.0
PM	PM-Cpx4 (n)	1392.8	7.3
PM	PM-Cpx4 (b)	1387.9	6.9

Tabla 6-5. Datos de Termobarometría para muestra SE-2014 a partir de composición cristales de piroxeno y roca total.

Muestra	Putirka (2008) RiMG T(C)	Putirka (2008) RiMG P(kbar)
2014-Opx1 (n)	1194.3	3.2
2014-Opx1 (b)	1194.3	3.3
Muestra (Augita)	Putirka et al (1996) T(C)	Putirka et al (1996) P (kbar)
2014-Cpx1 (n)	1175.8	3.1
2014-Cpx1 (b)	1171.4	4.3
Muestra (Pigeonita)	Nimis & Taylor 2000 T(C)	Nimis (1995) P (kbar)
2014-Cpx2 (n)	1182.7	9.4
2014-Cpx2 (b)	1192.8	11.0
2014-Cpx3 (n)	1164.5	10.0

7 Discusiones

7.1 Ambiente de formación y evolución de magmas

El diagrama spider normalizado al manto primitivo de todas las MI (Figura 6.14), permite observar que éstas presentan un patrón de magmas en ambiente de subducción con contaminación cortical. Esto sugiere que a pesar del desplazamiento del arco volcánico hacia el oeste, el mecanismo de formación de los magmas sigue asociado a la subducción y contaminación cortical.

Los diagramas binarios de SiO_2 , FeO(t) y CaO vs MgO (Figuras 6.17, 6.18 y 6.19) respectivamente permiten observar parte de la evolución de los magmas. El diagrama de Ca vs MgO (Figura 6.19) muestra un patrón de cristalización fraccionada para las tres muestras en conjunto con los datos de magmas históricos. En él se observa que a medida que avanza la cristalización, sentido de derecha a izquierda en el diagrama, disminuye el contenido de CaO , segregando entre magmas más primitivos, hospedados en cristales de olivinos y piroxenos, de magmas más evolucionados, correspondientes a los hospedados en plagioclasa. Para el diagrama de SiO_2 vs MgO (Figura 6.17) también se observa una segregación entre MI hospedadas en cristales más primitivos y evolucionados. Se observan aumentos del contenido de SiO_2 a medida que la cristalización avanza, pero no como parte de un patrón único y se distinguen patrones para cada muestra e independientes del patrón de los datos de erupciones históricas. Estas últimas observaciones permiten deducir que la evolución de estos tres magmas se asocia a procesos de cristalización fraccionada independientes entre sí. Finalmente, en diagrama de FeO(t) vs MgO (Figura 6.18) el patrón esperable para una cristalización fraccionada correspondería a un contenido aproximadamente estable de FeO al comenzar la cristalización y una disminución en la etapa final de la misma. Para la muestra COP-SG-2 se cumpliría este patrón, donde se pueden incluir los datos de erupciones históricas como parte del mismo. La muestra SE-2014 también muestra patrón de cristalización fraccionada con la excepción de MI hospedadas en pigeonita, que presentan un contenido de FeO muy deprimido. Por último, para la muestra COP-PM no se observa un patrón de cristalización fraccionada. Las MI de esta muestra hospedadas en piroxeno, presentan valores de FeO menores a los esperados. Debe tenerse en cuenta que prácticamente todas las MI de la muestra se encuentran recrystalizadas (Tabla 5-2), lo cual puede favorecer la difusión de Fe desde la MI al cristal.

Otra opción para determinar si el mecanismo asociado a la evolución magmática corresponde a cristalización fraccionada es a partir de sus contenidos de K y Rb. Se realizaron diagramas de K/Rb vs Rb (Figura 7.1, basado en Davidson et al., 1987), en los cuales se graficaron las concentraciones para las MI presentes en cada muestra. Los diagramas muestran que para las muestras COP-SG-2 y COP-PM (Figura 7.1.a y 7.1.b respectivamente) existe un patrón de cristalización fraccionada, con un magma parental de una química aproximadamente similar a la propuesta por Davidson et al. (1987) para basaltos de trasarco y con aportes de

asimilación cortical, evidenciados en las pendientes de las líneas de tendencia más pronunciadas respecto la curva propuesta en los diagramas (Davidson et al., 1987; Varekamp et al., 2006). Por otro lado, en el caso de la muestra SE-2014 (Figura 7.1.c) no hay un patrón claro, ni una línea de tendencia que pueda interpretarse como cristalización fraccionada, lo cual puede indicar la presencia de otro mecanismo en la formación de este último magma.

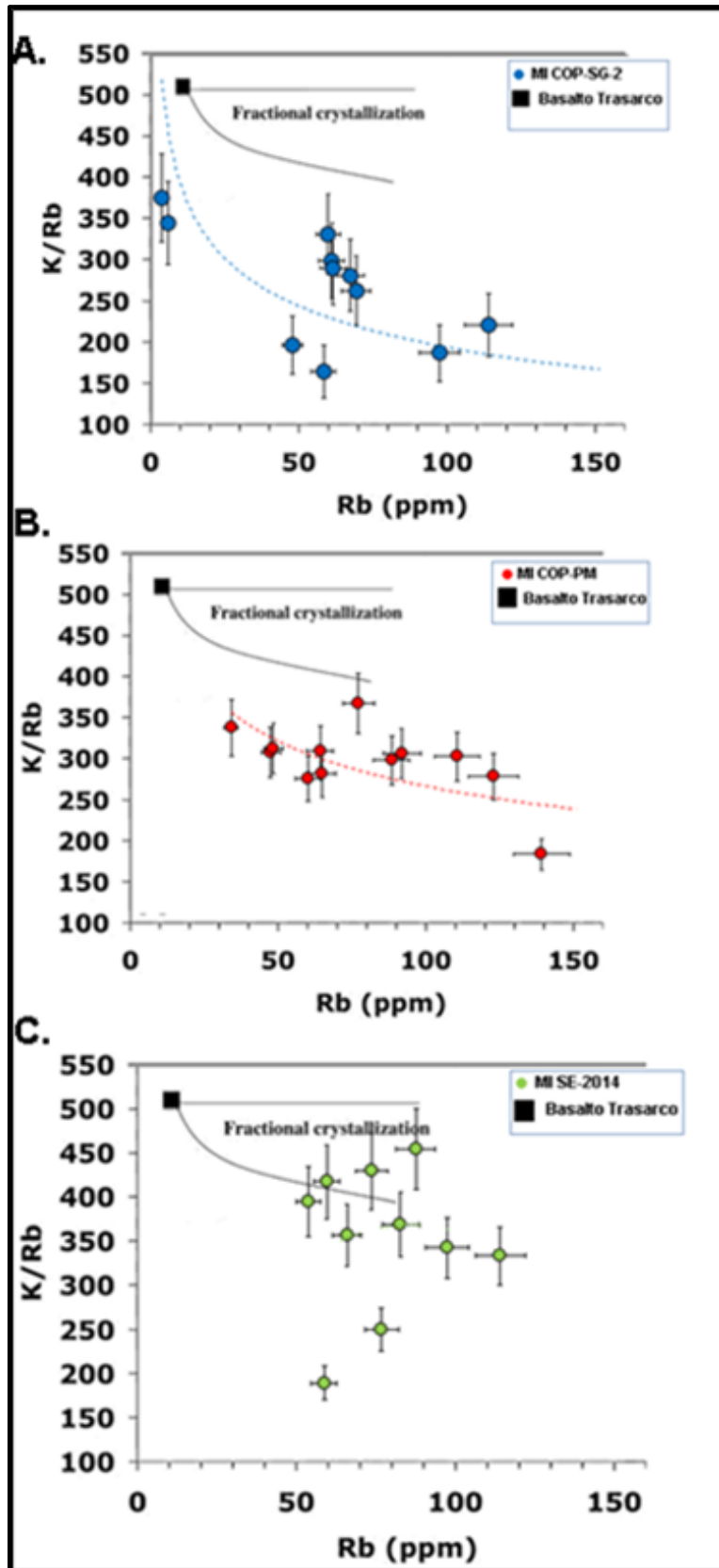


Figura 7.1 Diagramas K/Rb vs Rb. Modificados de Varekamp et al. (2006). A: Muestra COP-SG-2; B: Muestra COP-PM; C: Muestra SE-2014.

7.1.1 COP-SG-2

La composición de los cristales de plagioclasa de la muestra COP-SG-2 (Tabla 6-1) muestra variaciones de entre 38.8 y 49.97% de 'anortita', con presencia principalmente de andesina. Las variaciones de núcleo a borde alcanzan hasta un 4,72% de 'anortita' con presencia de tanto de zonaciones inversas y normales. Los termobarómetros para estos cristales (Tabla 6-3) indican una amplia distribución de presión de cristalización, con presiones acotadas entre los 12.9 y los 4.4 kbar. Esto último podría indicar una cristalización continua de magma durante su ascenso, lo que es relacionable con diagrama de K/Rb vs Rb (Figura 7.1.a), en que se observa un patrón de cristalización fraccionada con asimilación cortical. Interpretando a cada MI como parte de una cristalización continua de magma durante su ascenso, las distribuciones de SiO₂, FeO(t) y CaO vs MgO (Figuras 6.17, 6.18 y 6.19 respectivamente) muestran patrones de cristalización fraccionada.

7.1.2 COP-PM

A partir de las composiciones de las plagioclasas de la muestra COP-PM (Tabla 6-1) se observa que estos se encuentran acotadas en composiciones que varían entre 52.37 y 55.05% de 'anortita', con variaciones de núcleo a borde de hasta 2.68% en el porcentaje de 'anortita' y zonaciones tanto normales como inversas. Los termobarómetros para estos cristales (Tabla 6-3) indican una presión de cristalización que varía entre los 7 y 8.4 kbar, concordante con las presiones indicadas por los cristales de clinopiroxeno (Tabla 6-4), entre 6.9 y 8.1 kbar. Se pueden interpretar estos datos como indicativos de una cristalización magmática acotada a una profundidad asociada a presiones de entre 6.9 y 8.4 kbar. La Tabla 5-2 permite observar que prácticamente todas las MIA hospedadas en los cristales de la muestra presentan recristalización. Esto último es asociable a un mayor tiempo de enfriamiento (Roedder, 1984; Figura 3.2) que ha sido estable para sus distintas fases minerales. Por lo tanto COP-PM se interpreta como un magma formado a partir de cristalización fraccionada (Figura 7.1.b) con enfriamiento lento, en un reservorio emplazado a profundidades de entre 25 y 30 km aproximadamente.

7.1.3 SE-2014

Para la muestra SE-2014, se observa que las composiciones de sus plagioclasa (Tabla 6-1) se encuentran en un rango entre 49.52 y 57.41% de 'anortita', con variaciones de núcleo a borde de hasta 3.22% en concentración de 'anortita' y al igual que las otras muestra con zonaciones tanto normales como inversas. Los geotermobarómetros de plagioclasa (Tabla 6-3) indican una presión de cristalización para los mismos de entre 7.5 y 9.6 kbar, además de un dato de 11 kbar. Cobra importancia la presencia de pigeonita en esta muestra, clinopiroxeno

de bajo contenido de Ca, en conjunto con augita. La pigeonita en condiciones de enfriamiento lento se descompone en augita y ortopiroxeno. Teniendo en cuenta que los campos de estabilidad de pigeonita y augita están separados por un solvus (Figura 7.2), sólo se forma una fase mineral durante la cristalización y luego ocurre una exsolución subsolidus como lamelas. Al no reconocerse lamelas ni en la pigeonita ni en augita, se interpretan estos minerales como fenocristales que han crecido en diferentes cuerpos magmáticos, con una fase que ha cristalizado antes de una posible mezcla de magmas. El trabajo de petrografía (Tabla 5-3) corrobora un rápido enfriamiento para los cristales de piroxeno, al no mostrar en general recristalización de sus MI. A partir de la composición de los cristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno, además de roca total, se obtuvieron datos geobarométricos (Tabla 6-5) que indicarían dos distintas profundidades de cristalización para este magma, dónde la otorgada por la pigeonita resulta concordante con la de los feldespatos previamente mencionados, entre 9.4 y 11 kbar. Los diagramas spider para MI (Figuras 6.12 y 6.13) muestran que el patrón de las MI hospedadas en augita es distinto al de las hospedadas en pigeonita, denotando un magma distinto. El diagrama (Figura 7.3) muestra que las MI hospedadas en plagioclasa y las hospedadas en pigeonita presentan también naturalezas de magmas distinto, observable en que las MI en pigeonita, en general, presentan empobrecimiento de hasta un orden de magnitud respecto a la roca total y con una anomalía positiva en Sr, mientras que las MI en plagioclasa muestran concentraciones cercanas a las de la roca total y una anomalía negativa en Sr. Las trazas de estos cristales (Figura 7.4) muestran diferencias, lo cual sumado a lo anterior indicaría que estos cristales no han crecido desde un mismo magma. Se plantea una cristalización previa de la pigeonita y una posterior cristalización del resto de los minerales con una mezcla de magma por recarga. Esta propuesta también explicaría que dos de las MI hospedadas en pigeonita prácticamente no presenten contenido de FeO, ya que esta sería una fase diferenciada de una erupción previa.

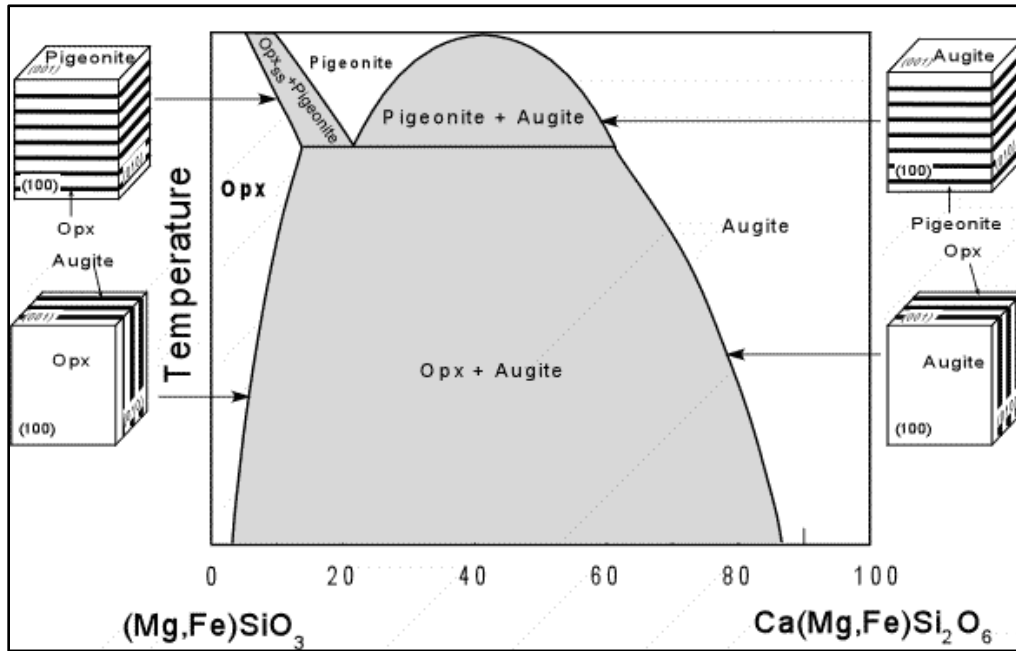


Figura 7.2. Diagrama de fases de piroxeno en que se muestra exsolución de pigeonita en láminas de ortopiroxeno y augita. Modificado de Gasparik (2003).

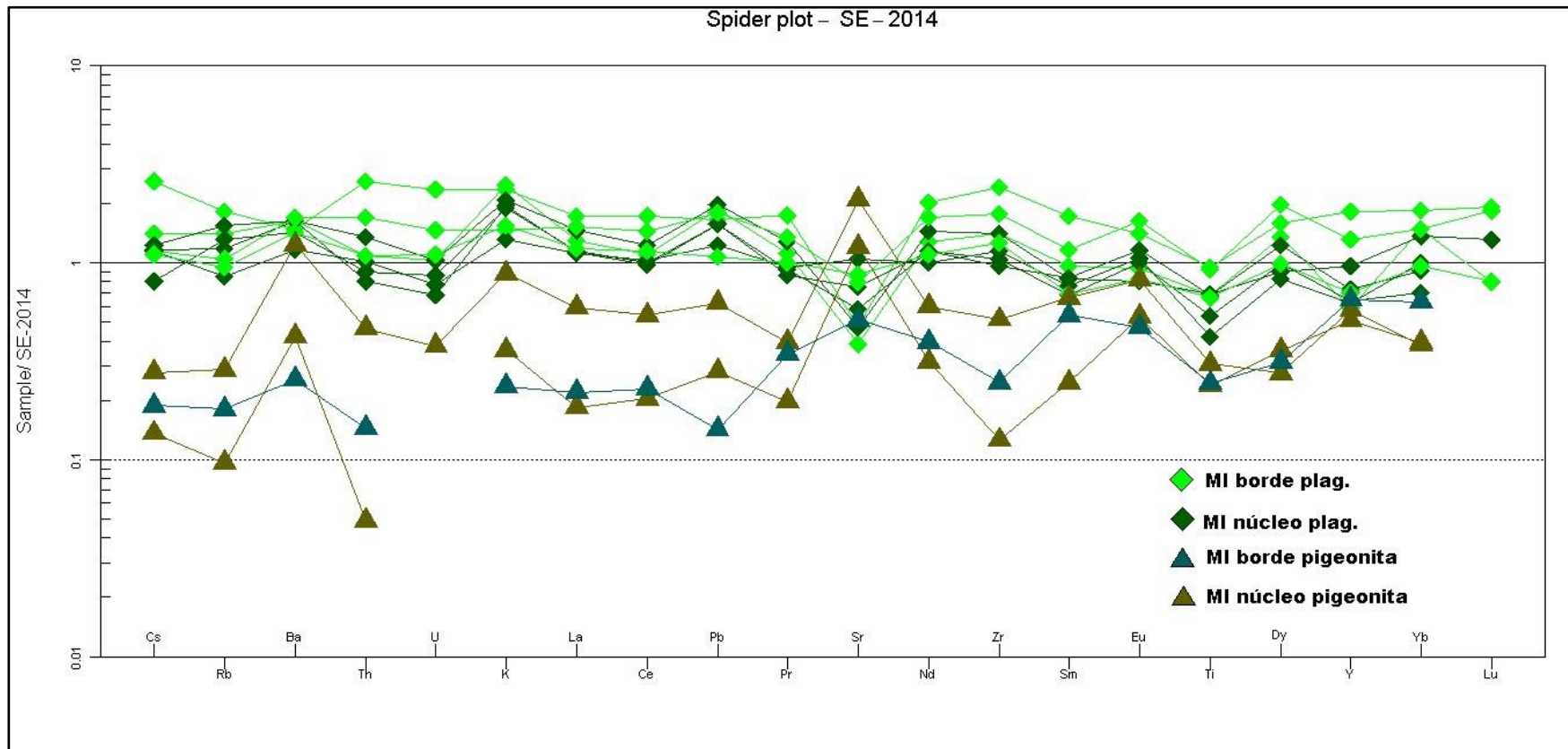


Figura 7.3 Diagrama spider MI hospedadas en pigeonita y plagioclasa, normalizado a roca total. Muestra SE-2014.

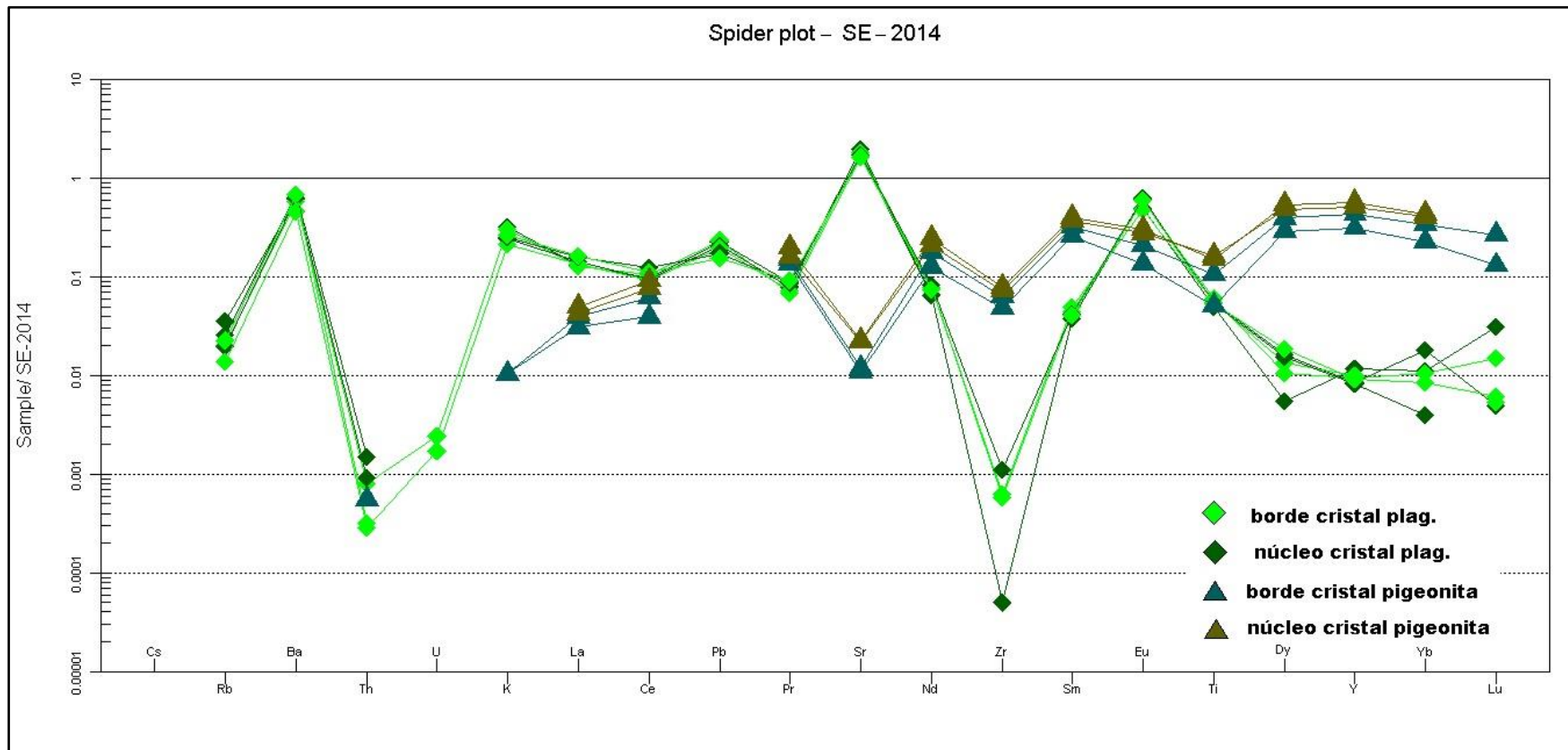


Figura 7.4 Diagrama spider cristales de pigeonita y plagioclasa, normalizado a roca total. Muestra SE-2014.

7.2 Estilo Eruptivo

A lo largo de la evolución del volcán se distinguen variaciones en el estilo eruptivo, con erupciones más bien efusivas, para el caso de los estadios singlacial y postglacial (ver “2.2.1 erupciones prehistóricas”), y erupciones-exposiciones freatomagmáticas a freáticas, para el caso de erupciones recientes (ver “2.2.2 erupciones Históricas”). Para la erupción de 2014 (SE-2014) se ha descrito una erupción con explosiones de carácter freático a freatomagmático (REAV 20 octubre, Sernageomin). Para el caso específico de la erupción asociada a la muestra COP-PM, se tienen evidencias para relacionarla con una erupción fisural. Esta muestra fue tomada en el flanco sur del volcán en el valle del río Lomín, espacialmente relacionado a la falla Lomín. Por su ubicación se puede asociar a las erupciones fisurales que ocuparon diques y fallas, en ese momento extensivas (Yuan et al., 2006). Uno de los principales agentes controladores de la explosividad de un magma es su cantidad de volátiles contenidos (Roggensack et al., 1997). Éste ha podido ser estimado a través del diagrama de elementos móviles en fluido (Ba/Th) vs elementos móviles en fundido (La/Sm) (Figura 7.5), lo que permite determinar la influencia de flujos acuosos y fusión de sedimentos en magma (ej.: Varekamp et al., 2016).

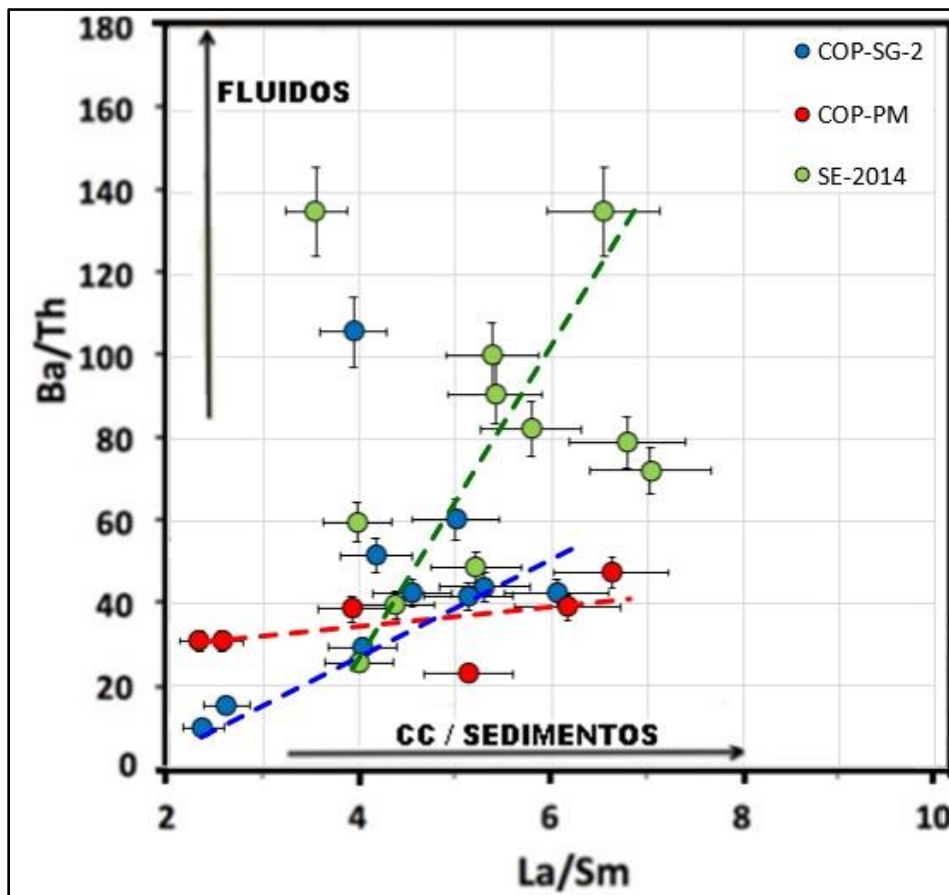


Figura 7.5. Diagrama de elementos móviles en fluido (Ba/Th) vs elementos móviles en fundido (La/Sm) mostrando las tendencias de influencia de fluidos y sedimentos fundidos; basado en Varekamp et al. (2016).

A partir del diagrama (Figura 7.5) se determina que tanto los magmas de las muestras COP-SG-2 como los de SE-2014 presentan una influencia dual de fluidos y sedimentos fundidos, lo cual se traduce en un mayor aporte de volátiles en estos magmas. La influencia de fluidos presenta una mayor componente para el caso del magma de SE-2014, lo cual se observa a partir de la mayor pendiente de la línea de tendencia. En ausencia de evidencia bibliográfica, estos datos geoquímicos ayudan en la determinación del estilo eruptivo por la etapa singlacial, representada por la muestra COP-SG-2, como erupción de menor explosividad que la freática-freatomagmática de SE-2014.

En el caso del magma de la muestra COP-PM, esta presenta una componente con una influencia prácticamente exclusiva de fusión de sedimentos subductados y corteza continental, lo cual permite entenderlo como un magma con una menor componente de volátiles respecto a los demás. Esto permite relacionarla a una erupción fisural, tal como se presumía de acuerdo a su ubicación y temporalidad.

7.3 Modelo

Consolidando lo expuesto anteriormente y sumando algunos antecedentes tectónicos, tales como la presencia de fallamiento normal en la época postglacial y una coetánea atenuación cortical en la zona (Yuan et al., 2006). Se especula que esta última generó una anomalía gravimétrica positiva, la cual terminó por emplazar rocas mantélicas a niveles más someros a través de influjos astenosféricos (Augusto et al., 2013).

Se puede así plantear un modelo evolutivo (Figura 7.6) para el volcán y sus reservorios desde la época singlacial hasta la actualidad:

-Para la época singlacial, las erupciones ocurrían en el flanco este del volcán ya que el conducto principal se encontraba cubierto por nieve y presentaban un estilo explosivo freático-freatomagmático. De acuerdo a datos de MI y geobarometría, las profundidades de emplazamiento del magma varían entre los 15 y los 46 km aproximadamente. Esta etapa coincide temporalmente con un arco volcánico Plioceno-Pleistoceno inferior activo, por lo que el magma tiene su naturaleza en fusión de slab y contaminación cortical.

-Para la época postglacial, la presencia de fallamiento normal facilita la presencia de erupciones fisurales y efusivas entorno al edificio volcánico (específicamente se ha estudiado magma fisural relacionado a falla Lomín, muestra COP-PM). Temporalmente es coincidente con el inicio de la atenuación cortical y la migración hacia el este del arco volcánico. Menor aporte de fusión del slab y mecanismo de fallamiento normal generan una delimitación del reservorio, el cual queda emplazado a profundidades aproximadas de entre 25 y 30 km.

-Finalmente, para la erupción de 2014 las evidencias geoquímicas indican que presenta una importante influencia de fluidos en el magma, lo que se traduce en una erupción de estilo explosivo, que varía entre freatomagmáticas y freáticas, desarrollada en el cráter principal del edificio volcánico. Posterior a la atenuación cortical generada por fallamiento normal, se desarrollan influjos astenosféricos. Estos influjos guardarían relación con la naturaleza más primitiva de este magma, reflejada en la composición de roca total (Sánchez, 2016), de sus plagioclasas (Figura 6.1; Tablas 11-1, 11-2 y 11-3) y de sus MI (Figura 6.15; Tablas 11-9, 11-10 y 11-11). Además, es posible interpretar procesos de mezcla de magma y dos profundidades de cristalización distintas (Tablas 6-3 y 6-5), lo que se traduce en un segundo reservorio de almacenamiento.

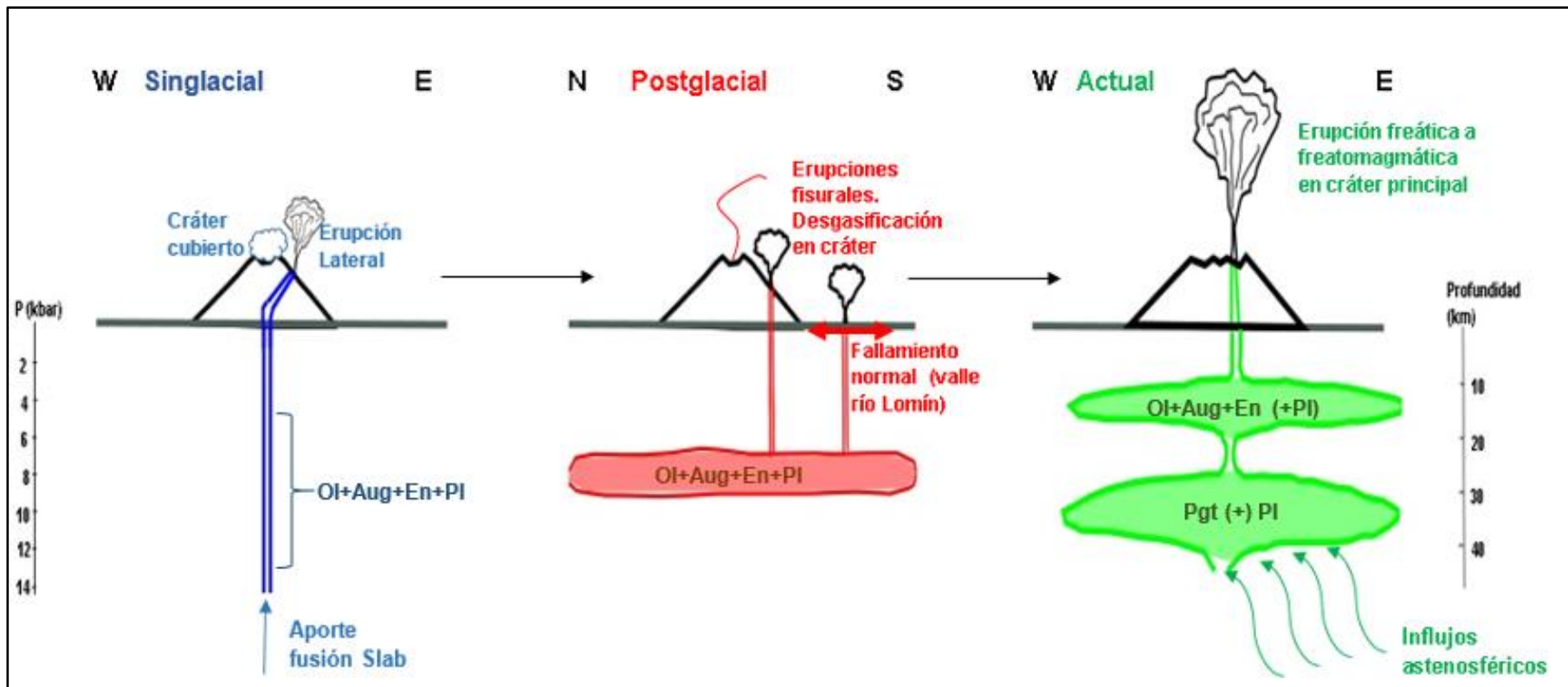


Figura 7.6. Modelo propuesto para la evolución del volcán Copahue, escala en superficie exagerada.

8 Conclusiones

Uno de los objetivos de este trabajo era generar una detallada descripción petrográfica de las muestras, reconociendo asociaciones de inclusiones para su estudio mediante técnicas analíticas y planteando una metodología de la misma para posteriores trabajos enfocados al estudio de MI en Chile. El trabajo petrográfico desarrollado queda evidenciado en los capítulos “5. Petrografía” y “10. Anexos petrografía”, en el que se han estudiado 45 cristales que incluyen MI en su interior, reconociendo un total de 52 MIA. Para éstas se describió su posición en el cristal, tamaños de las MI, razón entre el contenido de burbujas y el tamaño de la MI, y evidencias de recristalización. Todo esto corresponde al punto de partida de este estudio y permite plantear una de las primeras interpretaciones, al distinguir entre condiciones de rápido y lento enfriamiento al que fueron sometidos los magmas a partir de la presencia o ausencia de recristalización en las MI.

Desde el estudio de la composición de los minerales se ha logrado distinguir para la muestra SE-2014 dos clinopiroxeno distintos: Augita, el cual ya había sido reiteradamente reportado en la bibliografía para los productos volcánicos del volcán Copahue (Figura 6.5), y pigeonita la cual otorga evidencias de un proceso de cristalización y diferenciación del magma distinto al estudiado en las otras dos muestras. Queda propuesto el estudio de muestras de erupciones freatomagmáticas a freáticas. Tales como las de 1992 a 1995, además de productos volcánicos de la erupción de 2015, para determinar la prevalencia de esta fase mineral, su relación con el estilo eruptivo y procesos de mezcla de magma.

A partir del análisis de las composiciones de MI se han podido realizar estimaciones tales como: 1) la influencia de fluidos en los magmas (Figura 7.5), permitiendo entender la explosividad de las erupciones asociadas a cada muestra, 2) diferencias en el mecanismo de cristalización para los magmas de cada muestra (Figura 7.1), aportando evidencias para una posible mezcla de magmas en la muestra SE-2014 y de una cristalización fraccionada para los magmas de las muestrea COP-SG-2 y COP-PM, y 3) datos de termobarometría utilizando a las MI como fundido en equilibrio con los cristales (Tablas 6-3, 6-4 y 6-5), lo cual permite determinar las profundidades de emplazamiento y delimitar los reservorios de magma para las distintas épocas estudiadas. Con los datos aportados tanto por composición de cristales como por las MI contenidas en estos se generó un modelo evolutivo para el volcán desde su etapa singlacial hasta el día de hoy, el cual se ha logrado correlacionar de manera adecuada con los datos que aporta la bibliografía respecto al estilo eruptivo, tipo de magmas y condiciones tectónicas presentes (Polanco, 2003; Varekamp et al., 2006; Caselli et al., 2016; Yuan et al., 2006; Agosto et al., 2013). Esto permite concluir que a partir de un estudio metódico a partir de MI es posible entender el comportamiento de productos volcánicos y la evolución tanto magmática como del volcán en sí. Obteniendo

resultados coherentes y correlacionables con antecedentes volcanológicos y tectónicos.

Como se menciona en la metodología (Capítulo 4) los análisis realizados mediante LA-ICPMS no incluyen una etapa previa con *Electron Microprobe* a modo de generar un estándar interno de sílice, por lo que no se distingue totalmente entre señal aportada por la MI y señal que es aportada por la ablación de mineral (Mutchler et al., 2008). Lo cual puede llegar a generar algunas incertezas en las concentraciones de elementos en las MI, ya que se asumen algunas concentraciones como factor de corrección para algunas MI con evidencias de contaminación de señal por ablación de mineral huésped. Además, otra de las desventajas de un estudio mediante LA-ICPMS es que este no detecta fluidos (H_2O y F), lo cual obliga a solo estimarlos (Figura 7.5) a la hora de determinar estilo eruptivo. Ante esto se recomienda para futuros estudios la utilización de un estándar interno previo a la ablación; y en caso de un enfoque hacia la especiación de volátiles y/o determinación de los estilos eruptivos se recomienda el análisis de las MI mediante las técnicas de SIMS, que permite directamente determinación de elementos volátiles como H, B, Be, C, O, F, S, y Cl, o *Electron Microprobe*, que si bien no permite la determinación directa de la concentración de volátiles si permite da una estimación del total de estos a partir de la diferencia entre el 100% y la concentración de los elementos medidos.

Finalmente, y complementando lo recomendado en el segundo párrafo de este capítulo, se recomienda continuar el estudio de la química y evolución de los magmas a partir de MI hospedadas en sus cristales. Esta vez abarcando todas las subetapas del volcán. Es decir, ampliar el estudio a productos volcánicos de la subetapa preglacial, erupciones históricas freatomagmáticas a freáticas previas al año 2000, erupciones magmáticas a freatomagmáticas de 2000 y 2012, y finalmente de las erupciones más recientes con un carácter más explosivo (2015).

9 Bibliografía

Agusto, M. R. (2011). *Estudio geoquímico de los fluidos volcánicos e hidrotermales del Complejo Volcánico Copahue-Caviahue y su aplicación para tareas de seguimiento* (Doctoral dissertation, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires).

Agusto, M., Tassi, F., Caselli, A. T., Vaselli, O., Rouwet, D., Capaccioni, B., Darrah, T. (2013). Gas geochemistry of the magmatic-hydrothermal fluid reservoir in the Copahue–Caviahue volcanic complex (Argentina). *Journal of volcanology and geothermal research*, 257, 44-56.

Aines, R. D., & Rossman, G. R. (1984). Water in minerals? A peak in the infrared. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B6), 4059-4071.

Anderson, A. T., Newman, S., Williams, S. N., Druitt, T. H., Skirius, C., & Stolper, E. (1989). H₂O, CO₂, Cl, and gas in Plinian and ash-flow Bishop rhyolite. *Geology*, 17(3), 221-225.

Anderson, A.T., Brown, G.G. (1993). CO₂ contents and formation pressures of some Kilauean melt inclusions. *Am. Mineral.* 78, 794–803.

Anderson, A.T., Davis, A.M., Lu, F. (2000). Evolution of Bishop Tuff rhyolitic magma based on melt and magnetite inclusions and zoned phenocrysts. *J. Petrol.* 41 (3), 449–473.

Audétat, A., Lowenstern, J.B. (2014). Melt inclusions. In: Turekian, H.D., Holland, K.K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry*, 2nd ed. Elsevier, Oxford, pp. 143–173.

Baker, D.R. (2008). The fidelity of melt inclusions as records of melt composition. *Contrib. Mineral. Petrol.* 156 (3), 377–395.

Barrabé, L., Deicha, G. (1956). Expériences de fusion et de cristallisation magmatique sur des reliquats vitreux des quartz dihexaédriques de la Guadeloupe. *Bull. Soc. Fr. Min- éral. Cristallogr.* 79, 146–155.

Behrens, H., Roux, J., Neuville, D.R., Siemann, M. (2006). Quantification of dissolved H₂O in silicate glasses using confocal microRaman spectroscopy. *Chem. Geol.* 229 (1–3), 96–112.

Berrios Guerra, C. A. (2015). Caracterización geoquímica de sistemas geotermales en zonas de transición: Volcanes nevados de Chillán y Copahue.

Blundy, J., Cashman, K. (2008). Petrologic reconstruction of magmatic system variables and processes. *Rev. Mineral. Geochem.* 69 (1), 179–239.

Bodnar, R.J., Student, J.J. (2006). Melt inclusions in plutonic rocks: petrography and microthermometry. In: Webster, J.D. (Ed.) *Melt Inclusions in Plutonic Rocks* vol. 36. Mineralogical Society of Canada Short Courses, pp. 1–26.

Bohm, M., Lüth, S., Echtler, H., Asch, G., Bataille, K., Bruhn, C., Rietbrock, A., Wigger, P. (2002). The Southern Andes between 36° and 40° latitude: seismicity and average seismic velocities. *Tectonophysics*, 356, 275-289.

Bracaccini, O. (1970). Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica argentina*, 25(2), 275-284.

Bravo Ojeda, F. J. (2015). Nuevas perspectivas geológicas y estructurales sobre el control de la circulación de fluidos del sistema geotermal Copahue-Caviahue y su relación con isótopos de Helio.

Bravo, J. M., Stern, C., Bermudez, A., Delpino, D., Dobbs, M. F., & Frey, F. A. (1989). El volcanismo plio-cuaternario a través de los 38 y 39 S de los Andes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4), 270-286.

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. Sci. Lett.* 374, 145–155.

Burke, E.A.J. (2001). Raman microspectrometry of fluid inclusions. *Lithos* 55 (1-4), 139–158.

Burke, E.A.J., Lustenhouwer, W.J. (1987). The application of a multichannel laser Raman microprobe (Microdil-28®) to the analysis of fluid inclusions. *Chem. Geol.* 61 (1-4), 11–17.

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*.

Cannatelli, C., Lima, A., Bodnar, R.J., De Vivo, B., Webster, J.D., Fedele, L. (2007). Geochemistry of melt inclusions from the Fondo Riccio and Minopoli 1 eruptions at Campi Flegrei (Italy). *Chem. Geol.* 237 (3), 418–432.

Caselli, A. T., Velez, M. L., Agosto, M., Liccioli, C., & Vaselli, O. (2016). Prehistoric to Historic Volcanic Activity at Copahue Volcano. In *Copahue Volcano* (pp. 49-59). Springer Berlin Heidelberg.

Cecioni, A., Alfaro, G., Pincheira, M., Pineda, V., Arce, M., Cares, R., Reyes, M., Valenzuela, G., Melnick, D. (2000). Elaboración de Mapas Zonificados de Peligrosidad Volcánica. INGENDESA S.A. (Unpublished), Universidad de Concepción, pp 250.

Clocchiatti, R. (1975). Les inclusions vitreuses du quartz: données optiques, thermométriques et chimiques. *Mém. Soc. Géol. Fr.* 122, 1–96.

Cobbold, P. R., & Rossello, E. A. (2003). Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 20(5), 429-443.

Czamanske, G. K., Sisson, T. W., Campbell, J. L., & Teesdale, W. J. (1993). MicroPIXE analysis of silicate reference standards. *American Mineralogist*, 78(9-10), 893-903.

Danyushevsky, L.V., Leslie, R.A.J., Crawford, A.J., Durance, P. (2004). Melt inclusions in primitive olivine phenocrysts: the role of localized reaction processes in the origin of anomalous compositions. *J. Petrol.* 45 (12), 2531–2553.

Danyushevsky, L.V., McNeill, A.W., Sobolev, A.V. (2002). Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: an overview of techniques, advantages and complications. *Chem. Geol.* 183 (1–4), 5–24.

Davidson, J.P., Dungan, M.A., Ferguson, K.M., and Coluccii, M.T. (1987). Crust magma interactions and the evolution of arc magmas: The San Pedro–Pellado volcanic complex, southern Chilean Andes. *Geology*, v. 15, p. 443–446.

De Vivo, B., Bodnar, R.J. (2003). Melt Inclusions in Volcanic Systems Methods, Applications and Problems (Developments in Volcanology Volume 5). Elsevier, p. 258.

DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., & Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical research letters*, 21(20), 2191-2194.

Dunbar, N. W., & Hervig, R. L. (1992). Petrogenesis and volatile stratigraphy of the Bishop Tuff: evidence from melt inclusion analysis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B11), 15129-15150.

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.

Fedele, L., Bodnar, R.J., De Vivo, B., Tracy, R.J. (2003). Melt inclusion geochemistry and computer modeling of trachyte petrogenesis at Ponza, Italy. *Chem. Geol.* 194, 81–104.

Folguera, A., Ramos, V. A., & Melnick, D. (2002). Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos (36-39 S) en los últimos 30 millones de años. *Revista geológica de Chile*, 29(2), 227-240.

- Folguera, A., Ramos, V. A., & Melnick, D. (2003). Recurrencia en el desarrollo de cuencas de intraarco. Cordillera Neuquina (37° 30'-38° S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58(1), 3-19.
- Folguera, A., Vera, E. R., Vélez, L., Tobal, J., Orts, D., Agosto, M., & Ramos, V. A. (2016). A Review of the Geology, Structural Controls, and Tectonic Setting of Copahue Volcano, Southern Volcanic Zone, Andes, Argentina. In *Copahue Volcano* (pp. 3-22). Springer Berlin Heidelberg.
- Frezzotti, M. L. (1992). Magmatic immiscibility and fluid phase evolution in the Mount Genis granite (southeastern Sardinia, Italy). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(1), 21-33.
- Frezzotti, M.L., Tecce, F., Casagli, A. (2012). Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. *J. Geochem. Explor.* 112, 1–20.
- Gaetani, G. A., & Watson, E. B. (2000). Open system behavior of olivine-hosted melt inclusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 183(1), 27-41.
- Gaetani, G. A., & Watson, E. B. (2002). Modeling the major-element evolution of olivine-hosted melt inclusions. *Chemical Geology*, 183(1), 25-41.
- Goldoff, B., Webster, J. D., & Harlov, D. E. (2012). Characterization of fluor-chlorapatites by electron probe microanalysis with a focus on time-dependent intensity variation of halogens. *American Mineralogist*, 97(7), 1103-1115.
- Groeber, P. (1925). La región de Copahue y su glaciación diluvial. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA), 1(3), 92-110.
- Hartley, M.E., Maclennan, J., Edmonds, M., Thordarson, T. (2014). Reconstructing the deep CO₂ degassing behaviour of large basaltic fissure eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 393, 120–131.
- Hauri, E. (2002). SIMS analysis of volatiles in silicate glasses, 2: isotopes and abundances in Hawaiian melt inclusions. *Chemical Geology*, 183(1), 115-141.
- Hervig, R. L., & Dunbar, N. W. (1992). Cause of chemical zoning in the Bishop (California) and Bandelier (New Mexico) magma chambers. *Earth and Planetary Science Letters*, 111(1), 97-108.
- 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.
- Hoppe, P., Cohen, S., Meibom, A. (2013). NanoSIMS: technical aspects and applications in cosmochemistry and biological geochemistry. *Geostand. Geoanal. Res.* 37 (2), 111–154.
- Jochum, K. P., Weis, U., Stoll, B., Kuzmin, D., Yang, Q., Raczek, I. & Günther, D. (2011). Determination of reference values for NIST SRM 610–617 glasses

following ISO guidelines. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 35(4), 397-429.

Jordan, T. E., Burns, W. M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., & Mpodozis, C. (2001). Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, 20(3), 308-324.

Kamenetsky, V. S., Pompilio, M., Métrich, N., Sobolev, A. V., Kuzmin, D. V., & Thomas, R. (2007). Arrival of extremely volatile-rich high-Mg magmas changes explosivity of Mount Etna. *Geology*, 35(3), 255-258.

Kent, A.J.R. (2008). Melt inclusions in basaltic and related volcanic rocks. *Rev. Mineral. Geochem.* 69 (1), 273–331.

Kuzmin, D. V., & Sobolev, A. V. (2004, June). Boundary layer contribution to the composition of melt inclusions in olivine. In *Geochimica et Cosmochimica Acta* (Vol. 68, No. 11, pp. A544-A544). The boulevard, Langford Lane, Kidlington, Oxford OX5 1 GB, England: Pergamon-Elsevier Science Ltd.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745-750.

Li, J., Li, S. (2014). Application of hydrothermal diamond anvil cell to homogenization experiments of silicate melt inclusions. *Acta Geol. Sin. Engl. Ed.* 88 (3), 854–864.

Linares, E., Ostera, H. A., & Mas, L. (1999). Cronología Potasio-Argón del complejo efusivo Copahue-Caviahue, Provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54(3), 240-247.

Llambias, E. J., & Rapela, C. W. (1989). Las volcanitas de Collipilli, Neuquén (37 S) y su relación con otras unidades paleógenas de la cordillera. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 44(1-4), 224-236.

Lloyd, A.S., Ruprecht, P., Hauri, E.H., Rose, W., Gonnermann, H.M., Plank, T. (2014). NanoSIMS results from olivine-hosted melt embayments: magma ascent rate during explosive basaltic eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 283, 1–18.

Lowenstern, J. B. (1994). Dissolved volatile concentrations in an ore-forming magma. *Geology*, 22(10), 893-896.

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

Lowenstern, J. B. (2003). Melt inclusions come of age: volatiles, volcanoes, and Sorby's legacy. *Developments in Volcanology*, 5, 1-21.

- Lu, F., Anderson, A., Davis, A. (1995). Diffusional gradients at the crystal/melt interface and their effect on the composition of melt inclusions. *J. Geol.* 103, 591–597.
- Melnick, D., Folguera, A., Ramos, V.A. (2006). Structural control on arc volcanism: The Copahue-Agrío complex, South-Central Andes (37°50'S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 22. p. 66-88.
- 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.
- Métrich, N., Schiano, P., Clocchiatti, R., & Maury, R. C. (1999). Transfer of sulfur in subduction settings: an example from Batan Island (Luzon volcanic arc, Philippines). *Earth and Planetary Science Letters*, 167(1), 1-14.
- Moore, G., Gazel, E., Tuhoy, R., Lloyd, A.S., Esposito, R., Steele-Macinnis, M., Hauri, E.H., Wallace, P.J., Plank, T., Bodnar, R.J. (2015). Bubbles matter: an assessment of the contribution of vapor bubbles to melt inclusion volatile budgets. *Am. Mineral.* 100, 806–823.
- Morabito, E. G., & Folguera, A. (2005). El alto de Copahue-Pino Hachado y la fosa de Loncopué: un comportamiento tectónico episódico, Andes neuquinos (37°-39°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (4), 742-761.
- Morgan, G.B., London, D. (2005). Effect of current density on the electron microprobe analysis of alkali aluminosilicate glasses. *Am. Mineral.* 90 (7), 1131–1138.
- Morimoto, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1), 55-76.
- Mpodozis, C., Ramos, V.A. (1989). The Andes of Chile and Argentina. En: G.E. Ericksen, M.T. Canas Pinochet, y J.A. Reinemund (eds), *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circ. Pac. Coun. En. Min. Res. Earth Sci. Ser., Houston, 59-90.
- Muñoz, J., & Niemeyer, H. (2010). Petrología de la Formación Trapa-Trapa y consideraciones acerca del volcanismo Mioceno entre los 36 y 39 Lat. S (Cordillera Principal). *Andean Geology*, (23).
- Muñoz, J., & Stern, C. R. (1988). The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38 S and 39 S. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(2), 147-161.
- Mutchler SR, Fedele L & Bodnar RJ (2008) Analysis Management System (AMS) for reduction of laser ablation ICPMS data. In *Laser-Ablation-ICPMS in the Earth*

Sciences: Current Practices and Outstanding Issues (P. Sylvester, ed.) Mineralogical Association of Canada Short Course Series, Vol. 40, 318-327.

Naranjo, J. A., & Polanco, E. (2004). The 2000 AD eruption of Copahue volcano, southern Andes. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 279-292.

Nielsen, C.H., Sigurdsson, H. (1981). Quantitative methods for electron microprobe analysis of sodium in natural and synthetic compounds. *Am. Mineral.* 66, 547–552.

Niemeyer, H., & Muñoz, J. (1983). Hoja Laguna de La Laja: región de Bio: carta geológica de Chile 1: 250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Nimis, P. (1995). A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121(2), 115-125.

Nimis, P., & Taylor, W. R. (2000). Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(5), 541-554.

O'connor, J. T. (1965). A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *US Geological Survey Professional Paper B*, 525, 79-84.

Pamukcu, A.S., Gualda, G.A.R., Rivers, M.L. (2013). Quantitative 3D petrography using X-ray tomography 4: assessing glass inclusion textures with propagation phase-contrast tomography. *Geosphere* 9 (6), 1704–1713.

Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Caminos, R., Llambías, E., & Parica, C. (1992). A revised age for the granites of the central Somuncura Batholith, North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(3-4), 321-325.

Petit-Breuilh, M. E. (1996). Cronología eruptiva histórica de los volcanes Planchón-Peteróa y Copahue, Andes del sur. *Proyecto de Riesgo volcánico. Servicio Nacional de Geología y Minería*.

Pettke, T., Halter, W.E., Webster, J.D., Aigner-Torres, M., Heinrich, C.A. (2004). Accurate quantification of melt inclusion chemistry by LA-ICPMS: a comparison with EMP and SIMS and advantages and possible limitations of these methods. *Lithos* 78 (4), 333–361.

Polanco, E. (2003). Evolución del volcán Copahue (37° 45'S), Andes del Sur. *Evolución del volcán Copahue (37° 45'S), Andes del Sur*.

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.
- Putirka, K. D., Mikaelian, H., Ryerson, F., & Shaw, H. (2003). New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist*, 88(10), 1542-1554.
- Putirka, K., Johnson, M., Kinzler, R., Longhi, J., & Walker, D. (1996). Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0–30 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123(1), 92-108.
- Radic, J. P., Rojas, L., Carpinelli, A., & Zurita, E. (2002). Evolución tectónica de la cuenca terciaria de Cura-Mallín, región cordillerana chileno argentina (36 30'-39 00'S). In *Congreso Geológico Argentino* (Vol. 15, pp. 233-241).
- Ramos V (1978) Relatorio: Estructura, Geología y Recursos Naturales del Neuquén: Buenos Aires. In: *Proceedings Asociación Geológica Argentina*, VII Congreso Geológico Argentino, pp 99–118.
- Ramos, V. A., & Folguera, A. (2005). Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. *Geological Society, London, Special Publications*, 252(1), 15-35.
- Ramos, V. A., & Nullo, F. (1993). El volcanismo de arco cenozoico. In V. A. Ramos (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza: Relatorio del XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, I* (19) (pp. 149-160).
- Roedder, E. (1979). Origin and significance of magmatic inclusions. *Bull. Mineral*, 102, 487-510.
- Roedder, E. (1984). *Fluid inclusions* (Vol. 12, pp. 12-45). P. H. Ribbe (Ed.). Washington, DC: Mineralogical Society of America.
- Roedder, E., & Weiblen, P. W. (1970). Lunar petrology of silicate melt inclusions, Apollo 11 rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta Supplement*, 1, 801.
- Roggensack, K., Hervig, R. L., McKnight, S. B., & Williams, S. N. (1997). Explosive basaltic volcanism from Cerro Negro volcano: influence of volatiles on eruptive style. *Science*, 277(5332), 1639-1642.
- Rollinson, H. R. (1992). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Routledge.
- Sánchez Bowen, J. I. (2016). Evolución geoquímica e isotópica de He, Sr y Pb en las rocas del Complejo Volcánico Caviahue-Copahue, Chile-Argentina.

- Schiano, P. (2003). Primitive mantle magmas recorded as silicate melt inclusions in igneous minerals. *Earth-Science Reviews*, 63(1), 121-144.
- Seaman, S.J., Dyar, M.D., Marinkovic, N., Dunbar, N.W. (2006). An FTIR study of hydrogen in anorthoclase and associated melt inclusions. *Am. Mineral.* 91, 12–20.
- Severs, M.J., Azbej, T., Thomas, J.B., Mandeville, C.W., Bodnar, R.J. (2007). Experimental determination of H₂O loss from melt inclusions during laboratory heating: evidence from Raman spectroscopy. *Chem. Geol.* 237 (3–4), 358–371.
- Severs, M.J., Beard, J.S., Fedele, L., Hanchar, J.M., Mutchler, S.R., Bodnar, R.J. (2009). Partitioning behavior of trace elements between dacitic melt and plagioclase, orthopyroxene, and clinopyroxene based on laser ablation ICPMS analysis of silicate melt inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73 (7), 2123–2141.
- Sinton, C. W., Christie, D. M., Coombs, V. L., Nielsen, R. L., & Fisk, M. R. (1993). Near-primary melt inclusions in anorthite phenocrysts from the Galapagos Platform. *Earth and Planetary Science Letters*, 119(4), 527-537.
- Sisson, T. W., & Layne, G. D. (1993). H₂O in basalt and basaltic andesite glass inclusions from four subduction-related volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters*, 117(3-4), 619-635.
- Skirius, C. M. (1990). *Pre-eruptive H₂O and CO₂ content of plinian and ash-flow Bishop Tuff magma* (Doctoral dissertation, University of Chicago, Department of the Geophysical Sciences).
- Skirius, C. M., Peterson, J. W., & Anderson Jr, A. T. (1990). Homogenizing rhyolitic glass inclusions from the Bishop Tuff. *American Mineralogist; (United States)*, 75.
- Sobolev, V. S., & Kostyuk, V. P. (1975). Magmatic crystallization based on a study of melt inclusions. *Fluid Inclusion Research*, 9, 182-253.
- Somoza, R. (1998). Updated azca (Farallon)—South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3), 211-215.
- 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.
- Sruoga, P., & Consoli, V. C. (2011). Volcán Copahue. *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*.
- 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.

- Stormer, J., Pierson, M. L., & Tacker, R. C. (1993). Variation of F and Cl X-ray intensity due to anisotropic diffusion in apatite. *American Mineralogist*, 78, 641-648.
- 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.
- Student, J. J., & Bodnar, R. J. (2004). Silicate melt inclusions in porphyry copper deposits: Identification and homogenization behavior. *The Canadian Mineralogist*, 42(5), 1583-1599.
- Suárez, M., & Emparan, C. (1995). The stratigraphy, geochronology and paleogeography of a Miocene fresh-water interarc basin, southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(1), 17-31.
- Suárez, M., & Emparán, G. (1997). Hoja Curacautín. *Regiones de la Araucanía y del Bio-Bio, scale, 1(250,000)*.
- Sun, S. S., & McDonough, W. S. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.
- Thomas, R. (2000). Determination of water contents of granite melt inclusions by confocal laser Raman microprobe spectroscopy. *Am. Mineral.* 85 (5–6), 868–872.
- Thomas, R., Davidson, P. (2012). The application of Raman spectroscopy in the study of fluid and melt inclusions. *Z. Dtsch. Ges. Geowiss.* 163 (2), 113–126.
- Thomas, R., Metrich, N., Scaillet, B., Kamenetsky, V.S., Davidson, P. (2008a). Determination of water in Fe-rich basalt glasses with confocal micro-Raman spectroscopy. *Z. Geol. Wiss. (Berl.)* 36, 31–37.
- Thomas, S.-M., Thomas, R., Davidson, P., Reichart, P., Koch-Müller, M., Dollinger, G. (2008b). Application of Raman spectroscopy to quantify trace water concentrations in glasses and garnets. *Am. Mineral.* 93, 1550–1557.
- Tuttle, O. F., & Keith, M. L. (1954). The granite problem: evidence from the quartz and feldspar of a Tertiary granite. *Geological Magazine*, 91(01), 61-72.
- Valcarce, G. Z., Zapata, T., Ramos, V. A., Rodríguez, F., & Bernardo, L. M. (2009). Evolución tectónica del frente andino en Neuquén. *Revista de la Asociación geológica Argentina*, 65(1), 192-203.
- Varekamp, J. C., Maarten deMoor, J., Merrill, M. D., Colvin, A. S., Goss, A. R., Vroon, P. Z., & Hilton, D. R. (2006). Geochemistry and isotopic characteristics of the Caviahue-Copahue volcanic complex, Province of Neuquén, Argentina. *Geological Society of America Special Papers*, 407, 317-342.

- Varekamp, J. C., Ouimette, A. P., Herman, S. W., Bermúdez, A., & Delpino, D. (2001). Hydrothermal element fluxes from Copahue, Argentina: a “beehive” volcano in turmoil. *Geology*, 29(11), 1059-1062.
- Varekamp, J. C., Zareski, J. E., Camfield, L. M., & Todd, E. (2016). Copahue Volcano and Its Regional Magmatic Setting. In *Copahue Volcano* (pp. 81-117). Springer Berlin Heidelberg.
- Veksler, I.V., Thomas, R. (2002). An experimental study of B-, P- and F-rich synthetic granite pegmatite at 0.1 and 0.2 GPa. *Contrib. Mineral. Petrol.* 143, 673–683.
- Vera, E. R., Folguera, A., Gímenez, M., Martínez, P., Ruiz, F., & Ramos, V. A. (2009). Evolución tectónica de la fosa de Loncopué: Estructura del depocentro cuaternario del Huecú y su relación con la sedimentación y el volcanismo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64(2), 213-229.
- Vergara, M., Muñoz, J. (1982). La Formación Cola de Zorro en la alta cordillera Andina Chilena (36°–39° Lat. S), sus características petrográficas y petrológicas: una revisión. *Rev Geol Chile* 17:31–46.
- Vogelsang, H. (1867). *Philosophie der Geologie und mikroskopische Gesteinsstudien*. Max Cohen und Sohn.
- Wallace, P.J. (2005). Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 140 (1–3), 217–240.
- Wallace, P.J., Kamenetsky, M.B., Cervantes, P. (2015). Inclusion CO₂ contents, pressures of olivine crystallization, and the problem of shrinkage bubbles. *Am. Mineral.* 100, 787–794.
- Webster, J.D., De Vivo, B., Tappen, C. (2003a). Volatiles, magmatic degassing and eruptions of Mt. Somma-Vesuvius: constraints from silicate melt inclusions, Cl and H₂O solubility experiments and modeling. In: De Vivo, B., Robert, J.B. (Eds.), *Developments in Volcanology* vol. 5. Elsevier, pp. 207–226.
- Webster, J.D., Raia, F., Tappen, C., De Vivo, B. (2003b). Pre-eruptive geochemistry of the ignimbrite-forming magmas of the Campanian Volcanic Zone, Southern Italy, determined from silicate melt inclusions. *Mineral. Petrol.* 79 (1–2), 99–125.
- Wiedenbeck, M. (2008). GGR biennial review: advances in Geo-SIMS during 2006–2007. *Geostand. Geoanal. Res.* 32 (4), 489–494.
- Yuan X, Asch G, Bataille K, Bock G, Bohm M, Echtler H, Kind R, Oncken O, Wólbern I (2006) Deep seismic images of the Southern Andes. In: Kay S, Ramos VA (eds) *Late Cretaceous to Recent magmatism and tectonism of the Southern*

Andean margin at the latitude of the Neuquen basin (36–39°S). *Geol S Am S* 407:61–72.

Zajacz, Z., & Halter, W. (2007). LA-ICPMS analyses of silicate melt inclusions in co-precipitated minerals: quantification, data analysis and mineral/melt partitioning. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(4), 1021-1040.

Zapata, T., & Folguera, A. (2005). Tectonic evolution of the Andean fold and thrust belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Geological Society, London, Special Publications*, 252(1), 37-56.

Zapata, T., Brissón, I., Dzelalija, F. (1999). The role of the basement in the Andean fold and thrust belt of the Neuquen Basin, Argentina. Thrust Tectonics '99. Conference: Abstracts with Programs, p. 122-124.

Zirkel, F. (1873). *Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine*. W. Engelmann.

10 Anexo A: Petrografía

10.1 Muestra COP-SG-2

10.1.1 Plagioclasas

10.1.1.1 SG-Fel1

Corresponde a un cristal tabular alargado (Figura 10.1), con medidas de 1,5 mm de largo y 0,6 mm de ancho. Presenta vidrio intersticial e inclusiones vítreas que, a partir de su distribución espacial, es posible asociarlas dentro de una misma MIA, en una posición intermedia dentro del cristal (Figura 10.1).

Las inclusiones presentan un diámetro variable, con una población de diámetro menor a 10 μm y otra de diámetros cercanos a 25-30 μm (Figura 10.2.a). Dentro de los componentes de las inclusiones se reconoce principalmente vidrio, algo de recristalización y es difícil reconocer burbujas. Se estima un porcentaje de volumen de burbujas cercano al 10% del total de la inclusión. Los bordes de las inclusiones no son del todo regulares u homogéneos (Figura 10.2.b), principalmente debido a la recristalización de las mismas, aun así no se observan evidencias de pérdida de material como decrepitación o fuga del mismo.

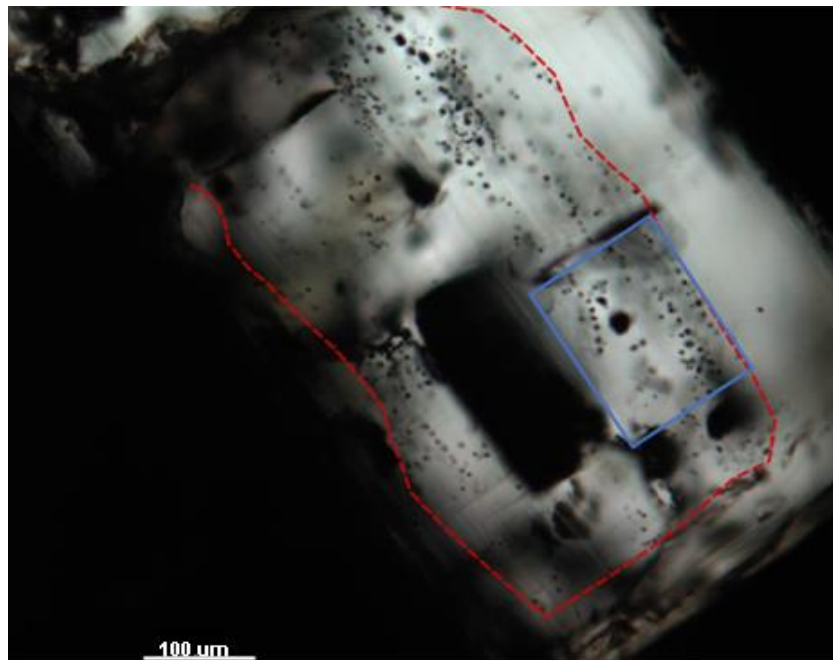


Figura 10.1 SG-Fel1 (Luz paralela, 4x). En recuadro azul área mostrada en Figura 10.2.a. Línea punteada roja delimita inclusiones de MIA. Barra indica 100 μm .

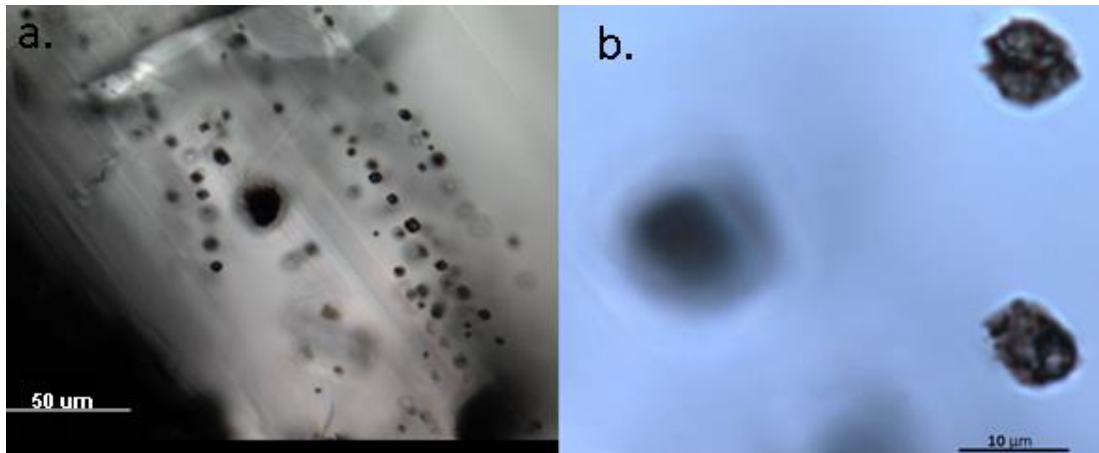


Figura 10.2 SG-Fel1. a) Inclusiones de borde de cristal (Luz paralela, 40x) Barra indica 50 μm . b) Mismas inclusiones a mayor ampliación (100x) para observar sus componentes y bordes. Barra indica 10 μm .

10.1.1.2 SG-Fel2

Es un cristal alargado, algo fracturado (Figura 10.3), con medidas aproximadas de 0,5 mm de ancho y 1,5 mm de largo. Presenta inclusiones de piroxeno en su interior, vidrio intersticial e inclusiones vítreas. Estas últimas se pueden asociar espacialmente en el núcleo del cristal, además se observan inclusiones dentro del piroxeno y del vidrio intersticial.

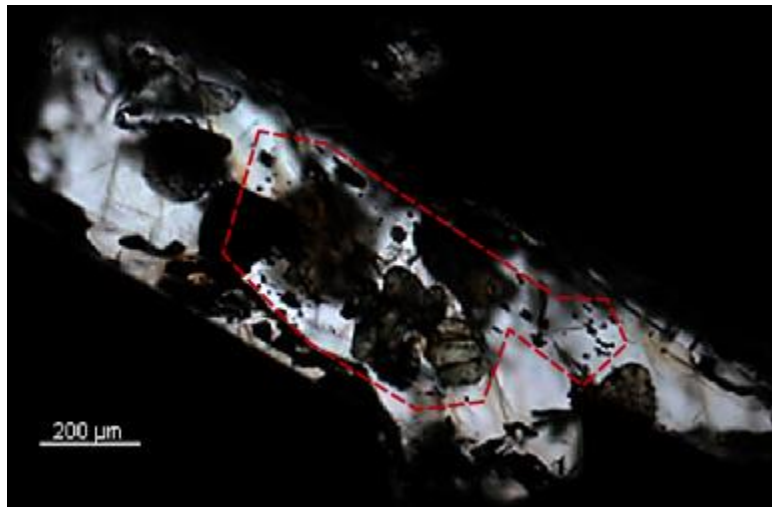


Figura 10.3 SG-Fel2 (luz paralela, 4x). Línea punteada roja delimita inclusiones de MIA.

El tamaño de las inclusiones es variable, desde diámetros inferiores a los 5 μm hasta de unos 30 μm . Presentan un porcentaje de burbujas menor al 5%, con una o pocas burbujas en su interior (Figura 10.4), y los bordes de las inclusiones son algo irregulares debido a procesos de recristalización, aunque sin indicios de decrepitación o fuga de material.

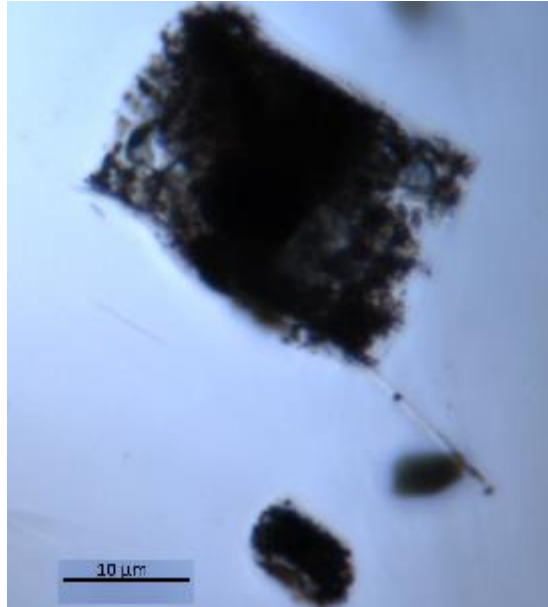


Figura 10.4 SG-Fel2. Inclusiones vítreas (luz paralela, 100x). Barra indica 10 μm .

10.1.1.3 SG-Fel3

Es un cristal que presenta fracturas y vidrio intersticial espacialmente asociados (Figura 10.5). Sus medidas aproximadas son de 0,7 mm de ancho e indeterminadas de largo ya que se encuentra al borde de la lámina.

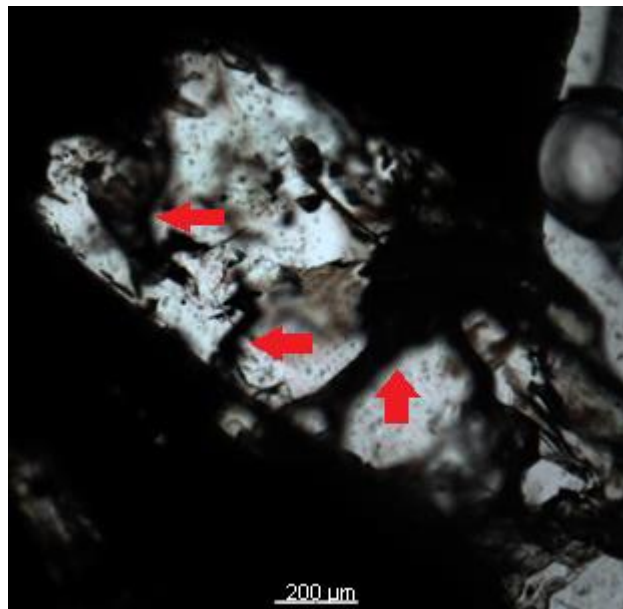


Figura 10.5 SG-Fel3, flechas rojas indican vidrio asociado a fracturas (luz paralela, 4x).

En su interior se encuentra una MIA, la cual debido a su distribución espacial (en una capa de crecimiento del cristal) y al verse afectadas por las fracturas, se pueden interpretar como previas y por tanto primarias (Figura 10.6).

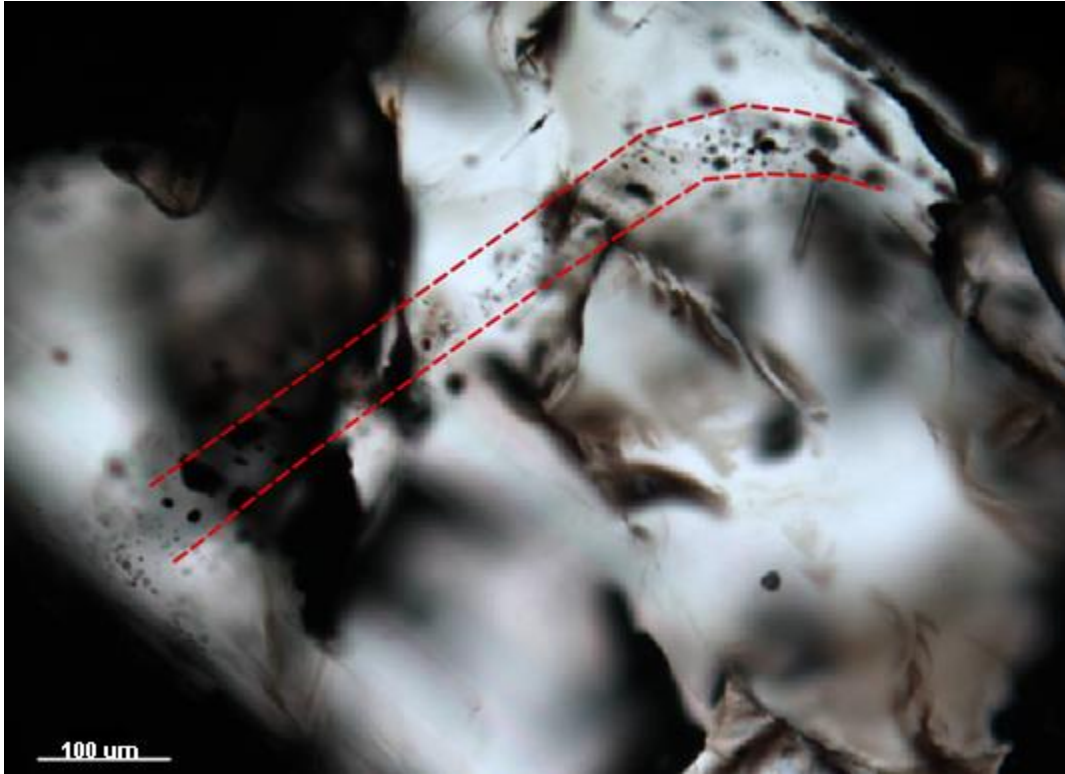


Figura 10.6 SG-Fel3. Distribución inclusiones (luz paralela, 10x). Líneas punteadas rojas muestran distribución aproximada de MIA.

10.1.1.4 SG-Fel4

Corresponde a un cristal tabular alargado, levemente fracturado (Figura 10.7). Presenta algo de vidrio intersticial en su interior, especialmente asociado a sus fracturas, y sus bordes se observan irregulares. Se reconocen dos MIA en su interior, una en su núcleo y otra ubicada al borde del cristal.

Las inclusiones de la MIA del núcleo presentan diámetros cercanos a los 5 μm , con algunas excepciones cercanas a los 15-20 μm (Figura 10.8). Las inclusiones son esencialmente vítreas, con la presencia de burbuja única, la que representa menos de un cuarto del volumen de la inclusión. Los bordes se observan en su mayoría homogéneos, aunque existen inclusiones con claras evidencias de fuga del material en su interior.

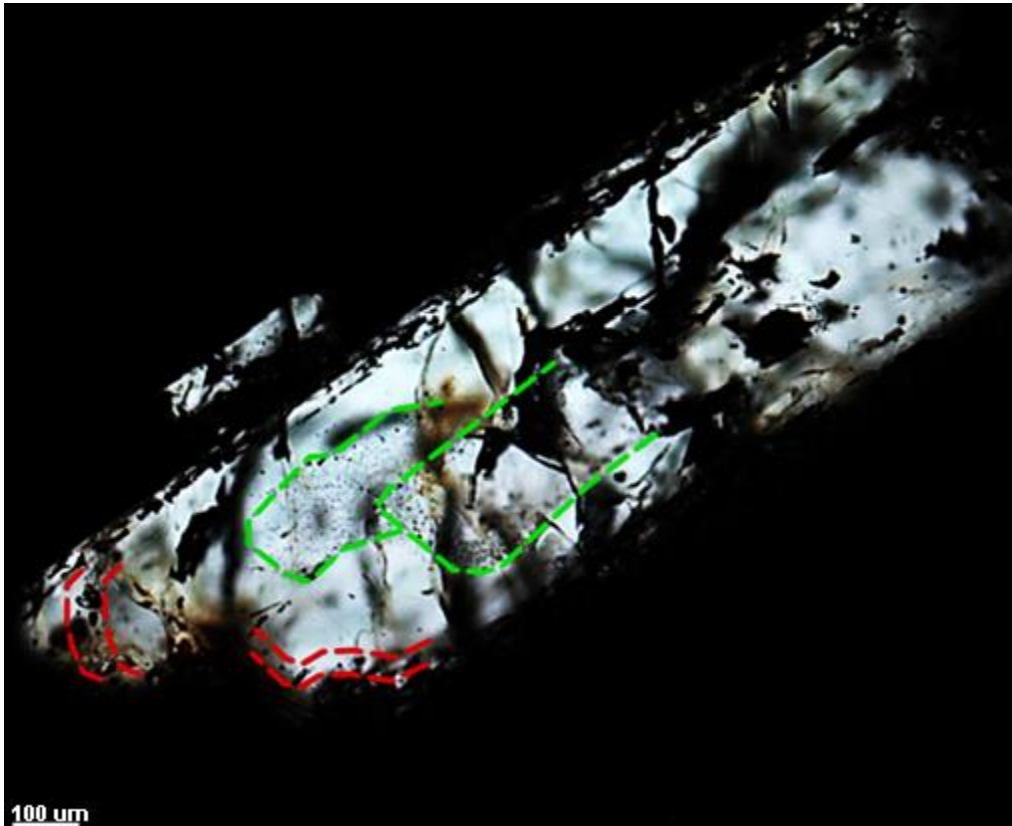


Figura 10.7 SG-Fel4 (luz paralela, 4x). Líneas punteadas muestran distribución aproximada de MIA, rojo: borde; verde: núcleo. Barra indica 100 µm.

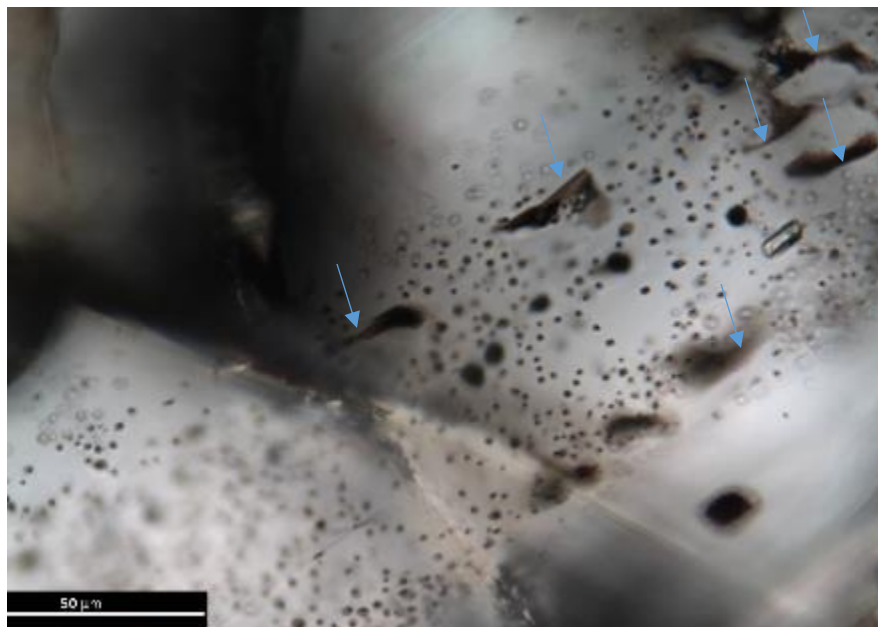


Figura 10.8 SG-Fel4. Inclusiones en el núcleo (luz paralela, 40x). Flechas azules indican indicios de fuga. Barra indica 50 µm.

La MIA de los bordes por su parte presenta inclusiones de tamaño variable, con diámetros desde menos de 10 µm hasta los 70 µm (Figura 10.9). Estas inclusiones

presentan vidrio y evidencias de recristalización en su interior, con contenido de burbujas mínimo. Los bordes de estas inclusiones se observan irregulares, debido a la recristalización de las mismas, y no se observan mayores evidencias de pérdida de material.

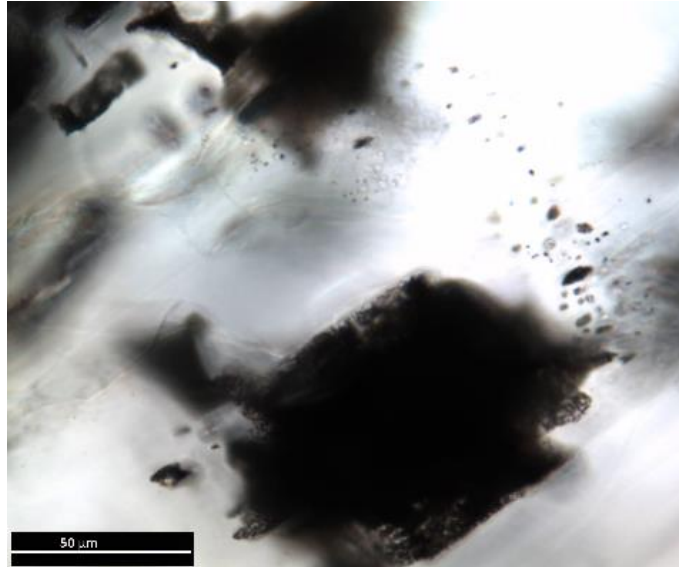


Figura 10.9 SG-Fel4. Inclusiones del borde (luz paralela, 40x). Barra indica 50 μm.

10.1.1.5 SG-Fel5

Corresponde a un cristal alargado, poco fracturado, con aproximadamente 0,7 mm de largo y 0,2 mm de ancho (Figura 10.10). El cristal no presenta vidrio intersticial en su interior. Se reconoce una MIA en el núcleo del cristal.

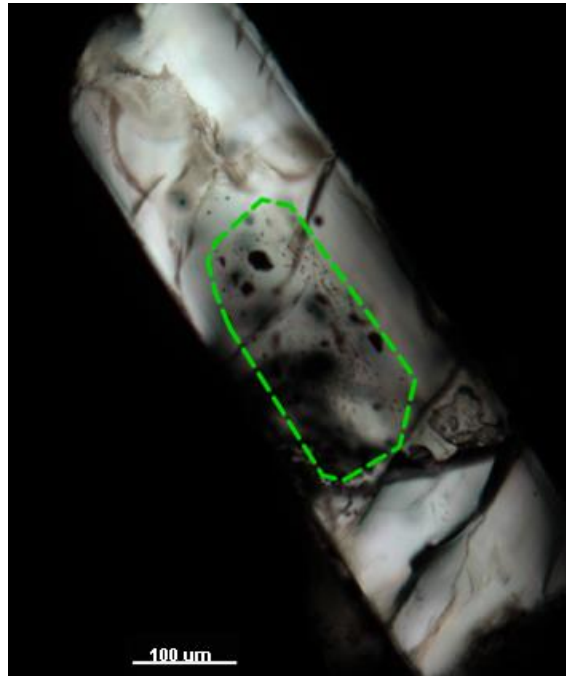


Figura 10.10 SG-Fe15 (luz paralela, 10x). Línea punteada verde delimita inclusiones de MIA. Barra indica 100 μm .

El tamaño de las inclusiones se puede dividir en dos poblaciones, una con tamaños entre los 5 y los 10 μm y otra de aproximadamente 20-30 μm (Figura 10.11). En las inclusiones de menor tamaño se reconoce vidrio y una única burbuja que representa menos de un cuarto del volumen de la inclusión, mientras que en las de mayor tamaño es difícil cuantificar el número de burbujas aunque el porcentaje de contenido respecto al total de la inclusión es similar al de las pequeñas. Los bordes de estas inclusiones son regulares, aunque en algunas de las de mayor tamaño es posible reconocer indicios de pérdida de material por fuga.

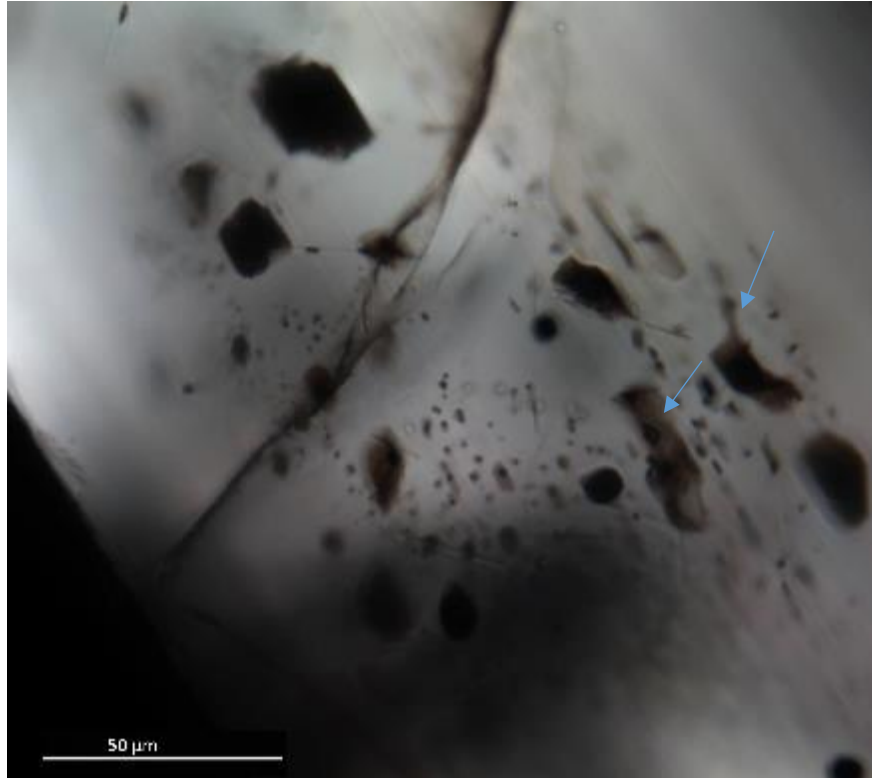


Figura 10.11 Inclusiones en SG-Fel5. Luz paralela, 40x. Flechas azules indican fuga. Barra indica 50 μm .

10.1.2 Piroxenos

10.1.2.1 SG-Cpx1

Corresponde a un cristal anhedral, muy fracturado, con aproximadamente 0,5 mm de ancho y 1,2 mm de largo (Figura 10.12). Presenta gran cantidad de vidrio intersticial y se reconoce una MIA ubicada en los bordes del cristal.

El tamaño de las inclusiones es variable, con diámetros desde aproximadamente las 5 μm hasta más de 50 μm (Figura 10.13). Los componentes de estas inclusiones son vidrio y burbujas, con burbujas que van de una a aproximadamente una decena, con un similar porcentaje respecto al total de la inclusión. Los bordes de estas inclusiones son regulares y no se observan evidencias de pérdida de material de éstas.

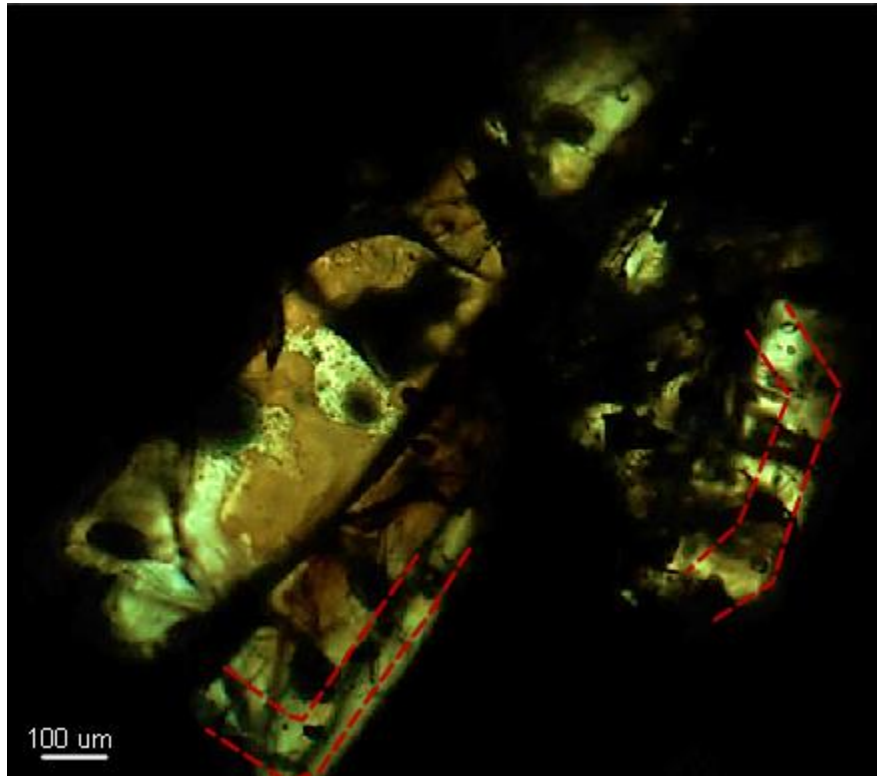


Figura 10.12 SG-Cpx1 (luz paralela, 4x). Línea punteada roja muestra distribución aproximada de MIA.

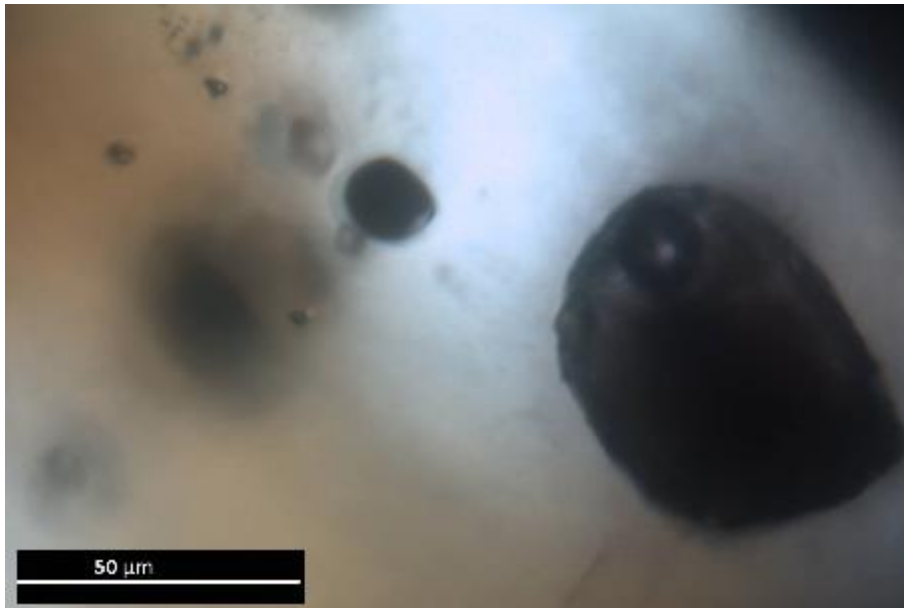


Figura 10.13 Inclusiones en SG-Cpx1 (luz paralela, 40x). Barra indica 50 μm .

10.1.2.2 SG-Cpx2 (y SG-Fel7)

Es un cristal muy fracturado (Figura 10.14), con dimensiones aproximadas de 0,9 mm de largo y 0,4 mm de ancho. Se encuentra en contacto con cristal de plagioclasa, sin evidencias de fundido en el mismo. Se reconoce una MIA en el borde del cristal, además de otra presente en el borde del cristal de plagioclasa.

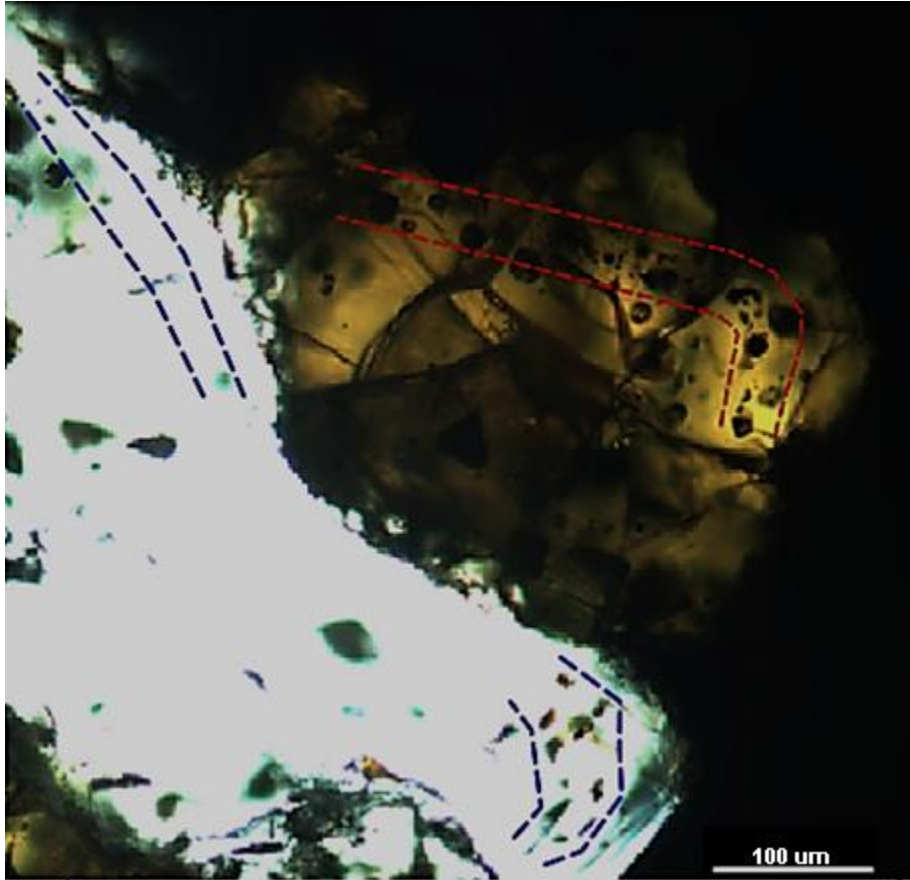


Figura 10.14 SG-Cpx2. Cristal de clinopiroxeno en contacto con cristal de plagioclasa (SG-Fe17). Luz paralela, 10x. Líneas punteadas muestran distribución aproximada de MIA, rojo: borde clinopiroxeno; azul: borde plagioclasa.

Las inclusiones dentro del cristal 'SG-Cpx2' presentan diámetros entre los 15 y 35 μm (Figura 10.15). Presentan vidrio, burbujas y algunas muestran indicios de recristalización en sus bordes. La cantidad de burbujas es variable, aunque menor a cinco para cada inclusión, representando aproximadamente un 10% del total de la inclusión. Los bordes son regulares para la mayoría, excepto las que muestran recristalización y no se observan evidencias de pérdida de material en éstas.

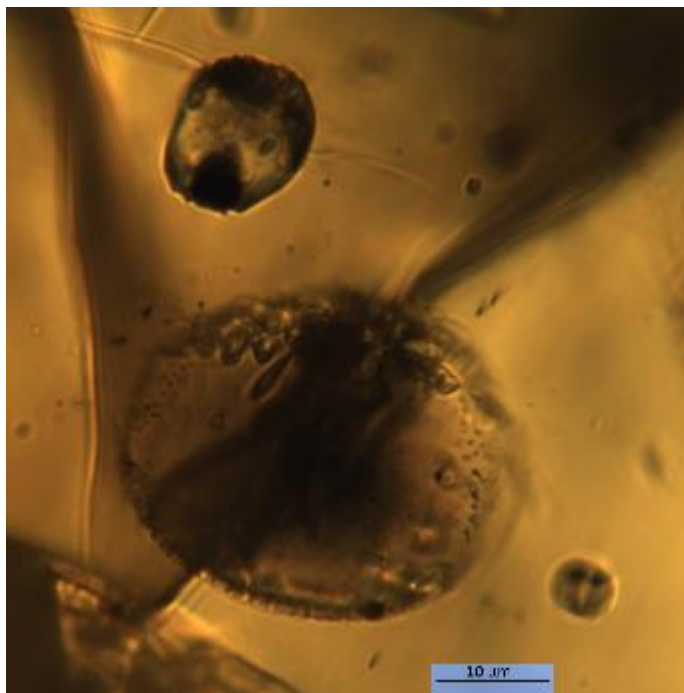


Figura 10.15 Burbujas en inclusiones vítreas (SG-Cpx2) (luz paralela, 100x). Barra indica 10 μm .

Las inclusiones de la plagioclasa en contacto con 'SG-Cpx2' tienen tamaños de diámetro de aproximadamente 20-25 μm . Presentan vidrio y recrystalización en su interior, sin presencia de burbujas. Los bordes son irregulares debido a la recrystalización de estas y también a signos de pérdida de material correspondientes a fuga.

10.1.2.3 SG-Cpx3

Es un cristal fracturado (Figura 10.16). Sus dimensiones son de aproximadamente 0,4 mm de largo y 0,3 mm de ancho. Con presencia de vidrio intersticial e inclusiones vítreas, reconociéndose una MIA en el borde del cristal.

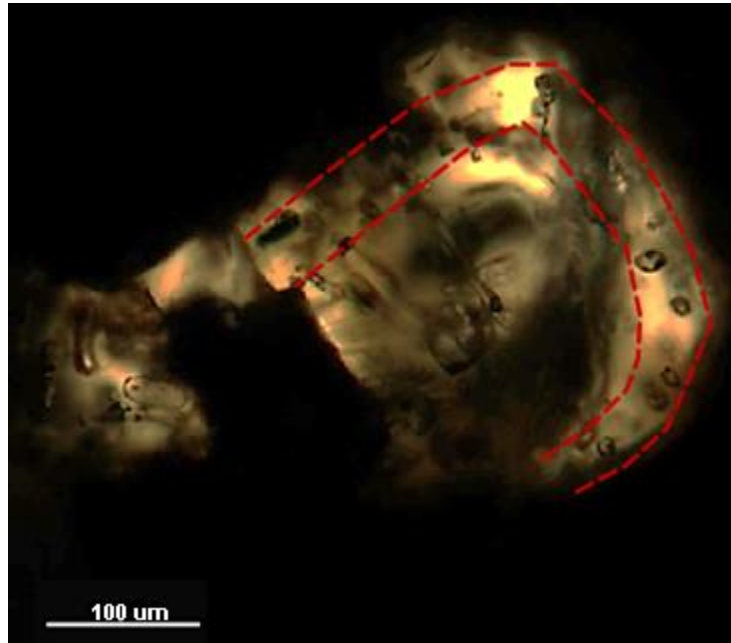


Figura 10.16 Inclusiones vítreas en SG-Cpx3 (luz paralela, 10x). Líneas punteadas rojas muestran distribución aproximada de MIA.

Los tamaños de las inclusiones varían entre 10 y 40 μm de diámetro (Figura 10.17). Los componentes corresponden principalmente a vidrio y burbujas, con estas últimas ocupando aproximadamente 15% del tamaño de la inclusión y presentes en cantidades variables entre una y menos de una decena. Los bordes son irregulares debido a presencia de recristalización y en algunas es posible observar pérdida de material debido a fuga.

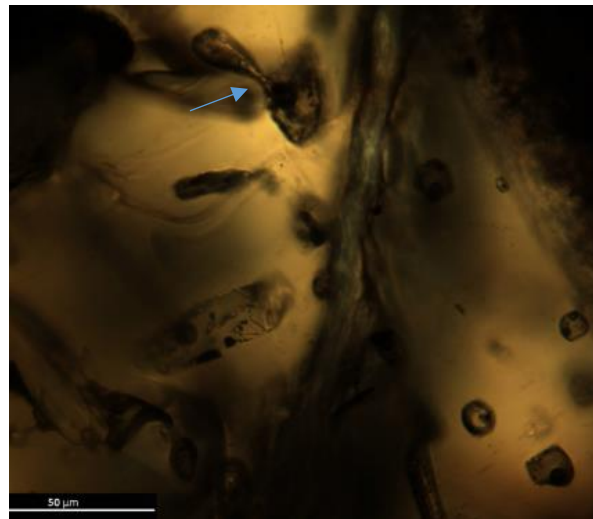


Figura 10.17 Inclusiones de SG-Cpx3. Lámina COP-SG-2 (luz paralela, 40x). Flecha indica inicio de fuga. Barra indica 50 μm .

10.1.2.4 SG-Cpx4

Cristal de dimensiones aproximadas de 0,2 mm de ancho y 0,3 mm de largo. Se presenta con algunas fracturas y abundantes inclusiones específicamente en su núcleo (Figura 10.18), las que representan una MIA.

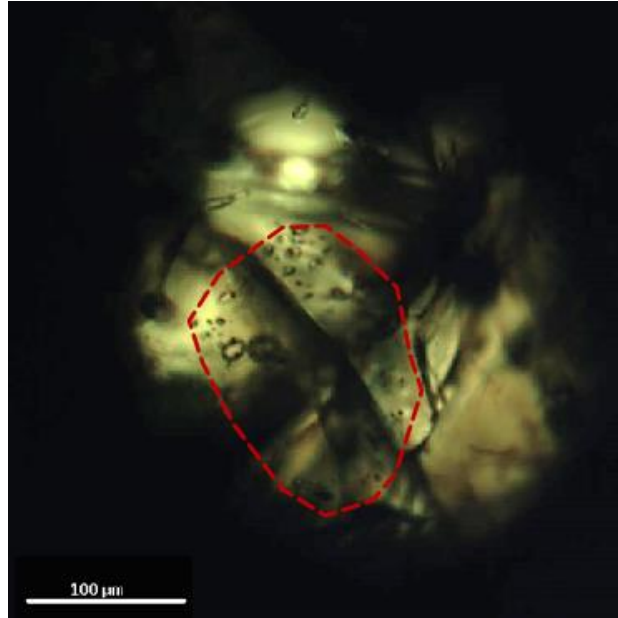


Figura 10.18 SG-Cpx4 (luz paralela, 10x). Línea punteada roja delimita inclusiones de MIA. Barra indica 100 μm .

El diámetro de estas inclusiones varía entre menos de 5 μm y aproximadamente 15 μm (Figura 10.19). Los componentes de estas inclusiones corresponden a vidrio y a una única burbuja, la cual representa un volumen equivalente a cerca de un 10% de la inclusión. Los bordes de esta inclusión se observan regulares, sin presencia de recristalización ni evidencias de pérdida de material.

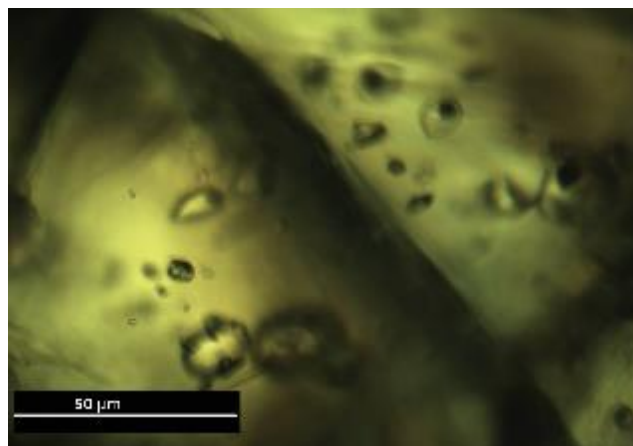


Figura 10.19 Inclusiones de SG-Cpx4. Lámina COP-SG-2 (luz paralela, 40x). Barra indica 50 μm .

10.1.2.5 SG-Opx1

Corresponde a un cristal subhedral, con algunas fracturas y presencia de inclusiones vítreas las que representan una MIA en borde del cristal (Figura

10.20). Sus dimensiones aproximadas son de 0,5 mm de largo y 0,3 mm de ancho.

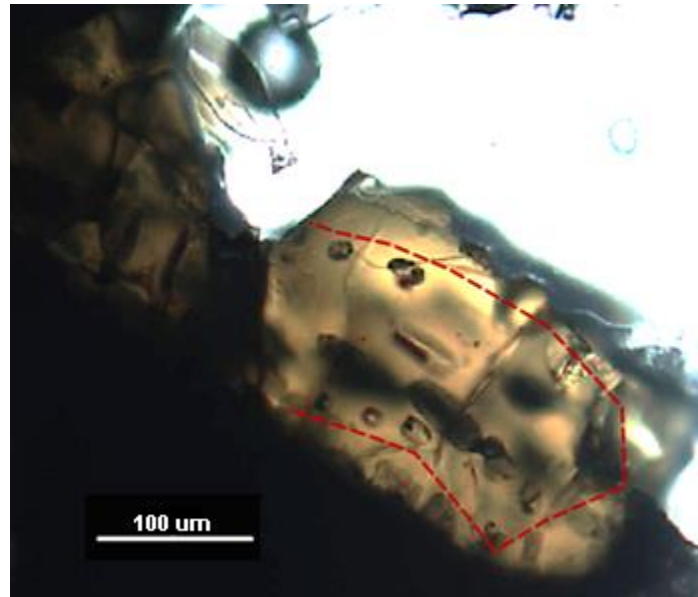


Figura 10.20 Cristal SG-Opx1. Lámina COP-SG-2 (luz paralela, 10x). Línea punteada roja delimita inclusiones de MIA.

El tamaño de las inclusiones es variable, con diámetros que van de los 15 a los 35 μm (Figura 10.21). Éstas están compuestas por vidrio y burbujas, las cuales ocupan un volumen equivalente a aproximadamente un cuarto del tamaño de las inclusiones. El borde es más bien irregular con presencia de recristalización, pero sin evidencias de pérdida de material.

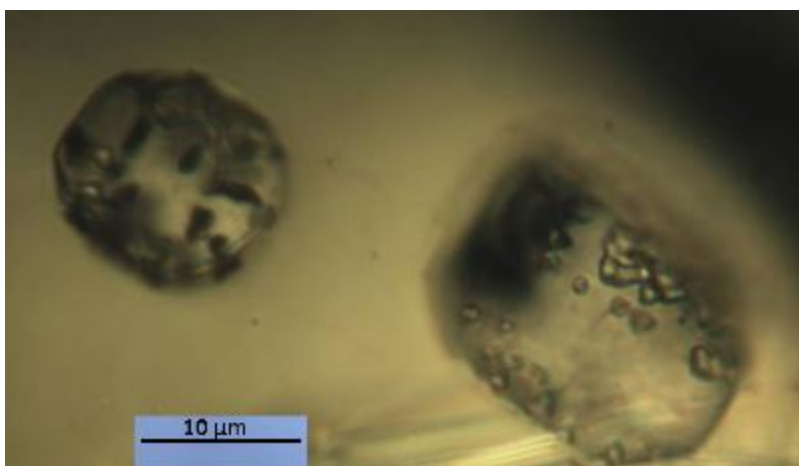


Figura 10.21 Inclusiones de SG-Opx1. Lámina COP-SG-2 (luz paralela, 100x).

10.1.2.6 SG-Opx2 (y SG-Fel8)

Corresponde a un cristal anhedral muy fracturado (Figura 10.22), con unas medidas aproximadas de 0,8 mm de largo y 0,4 mm de ancho, que no presenta grandes cantidades de vidrio intersticial. Se encuentra en contacto con dos

crisales de plagioclasa. Las inclusiones a partir de su distribución espacial es posible asociarlas dentro de una misma MIA, en el borde del cristal.

Las inclusiones tienen un diámetro variable, con una población de diámetro cercano a los 15 μm y otra población de diámetros de unos 50 μm . Dentro de los componentes de las inclusiones se reconoce principalmente vidrio y burbujas, las que varían en cantidad entre una a menos de una decena por inclusión, representando un volumen inferior al 10% de la misma. Los bordes de la inclusión son regulares, sin signos de recristalización ni de pérdida de material como decrepitación o fuga del mismo.

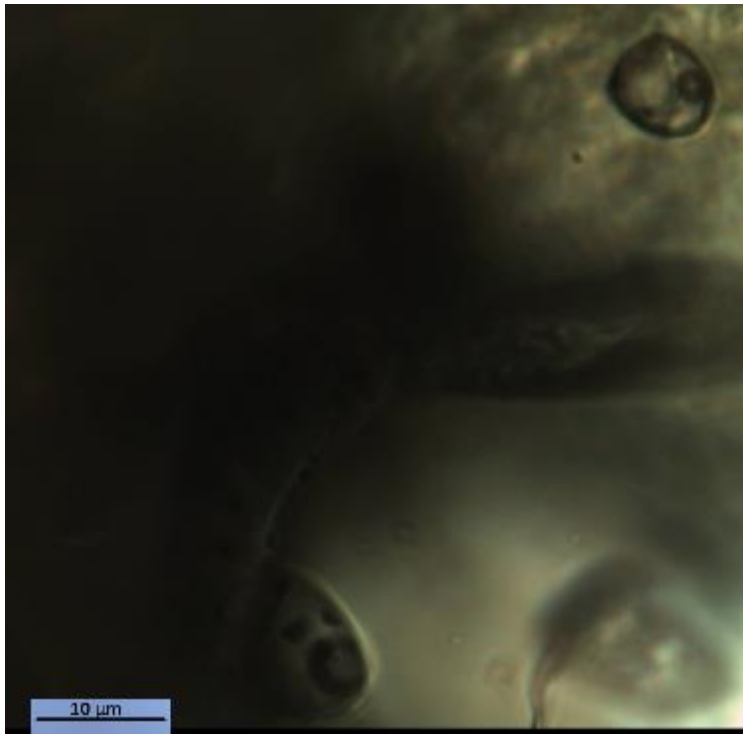


Figura 10.22 Inclusiones de SG-Opx2. Lámina COP-SG-2 (luz paralela, 100x). Barra indica 10 μm .

10.1.2.7 SG-Opx3 (y SG-Fel9)

Corresponde a un cristal anhedral (Figura 10.23), fracturado, con aproximadamente 0,5 mm de ancho y 0,8 mm de largo. Presenta algo de vidrio intersticial y se encuentra en contacto con un cristal de plagioclasa. Se reconoce una MIA ubicada en los bordes del cristal, además de inclusiones al borde de cristal de plagioclasa.

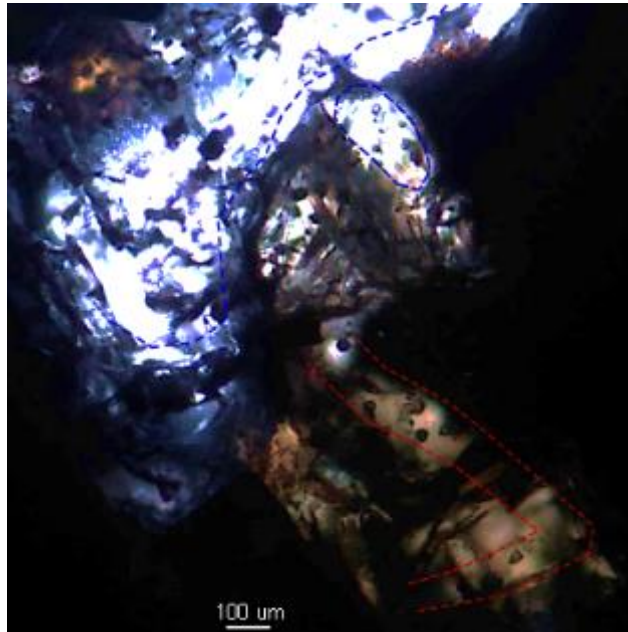


Figura 10.23 Cristal SG-Opx3 en contacto con cristal de plagioclasa (SG-Fel9). Lámina COP-SG-2 (luz paralela, 4x). Líneas punteadas muestran/delimitan distribución aproximada de MIA, rojo: borde opx; azul: borde pl. Barra indica 100 μm .

El tamaño de las inclusiones en el cristal (Figura 10.24) es variable, con diámetros desde aproximadamente los 15 μm hasta más de 50 μm . Los componentes de estas inclusiones son vidrio y burbujas, con burbujas que van de una a máximo cinco y que ocupan un volumen de cercano al 10% de la inclusión. Los bordes de estas inclusiones son irregulares ya que presentan recristalización y además se observan evidencias de pérdida de material por fuga en algunas.

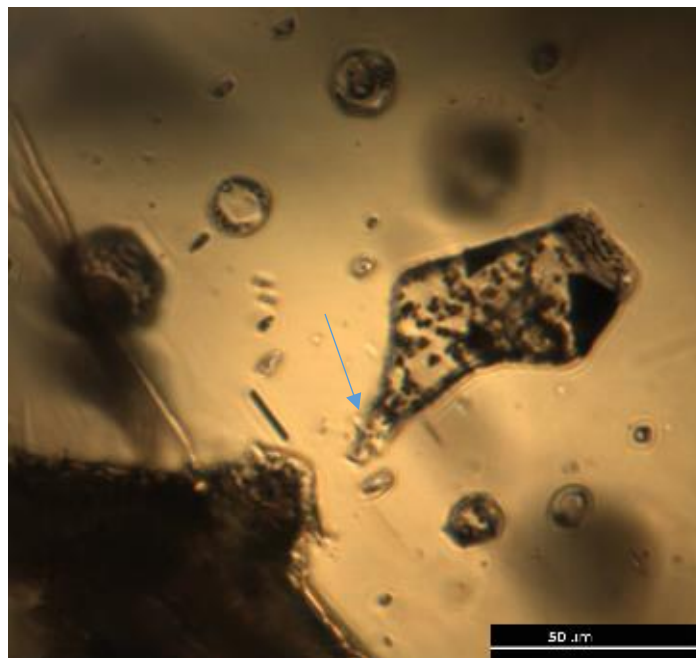


Figura 10.24 Inclusiones de SG-Opx3. Lámina COP-SG-2 (luz paralela, 40x). Flecha indica indicio de fuga. Barra indica 50 μm .

Las inclusiones en plagioclasa por su parte presentan diámetros de entre 30 y 50 μm , compuestas por vidrio sin burbujas observables. Presentan bordes irregulares debido a recristalización de las mismas y algunas presentan evidencias de pérdida de material por fuga.

10.1.2.8 SG-Opx4 (y SG-Fel6)

Es un cristal (Figura 10.25) de medidas indeterminadas, al encontrarse al borde de la lámina, que presenta escasas fracturas e inclusiones en su núcleo, las que representan una MIA. Se encuentra en contacto con cristal de plagioclasa.

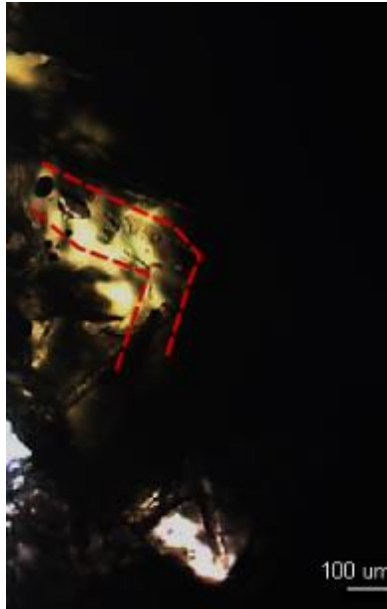


Figura 10.25 Cristal SG-Opx4 en contacto con cristal de plagioclasa (SG-Fel6). Lámina COP-SG-2 (luz paralela, 4x). Líneas punteada rojas muestran distribución aproximada de MIA. Barra indica 100 μm .

El tamaño de estas inclusiones varía con diámetros entre 25 y 50 μm , y estas se componen de vidrio y burbujas, estas últimas escasas y representando un volumen de la inclusión de entre un 15 y 20%. Los bordes de estas inclusiones son en general homogéneos, sin presencia de recristalización ni evidencias de pérdida de material en las mismas.

10.2 Muestra SE-2014

10.2.1 Plagioclasas

10.2.1.1 2014-Fel1

Es un cristal tabular alargado (Figura 10.26) en el que se observa presencia de vidrio intersticial e inclusiones vítreas, las que representan una MIA ubicada en posición intermedia del cristal. No presenta fracturas considerables y sus medidas aproximadas son de 1,2 mm de largo y 0,4 mm de ancho.

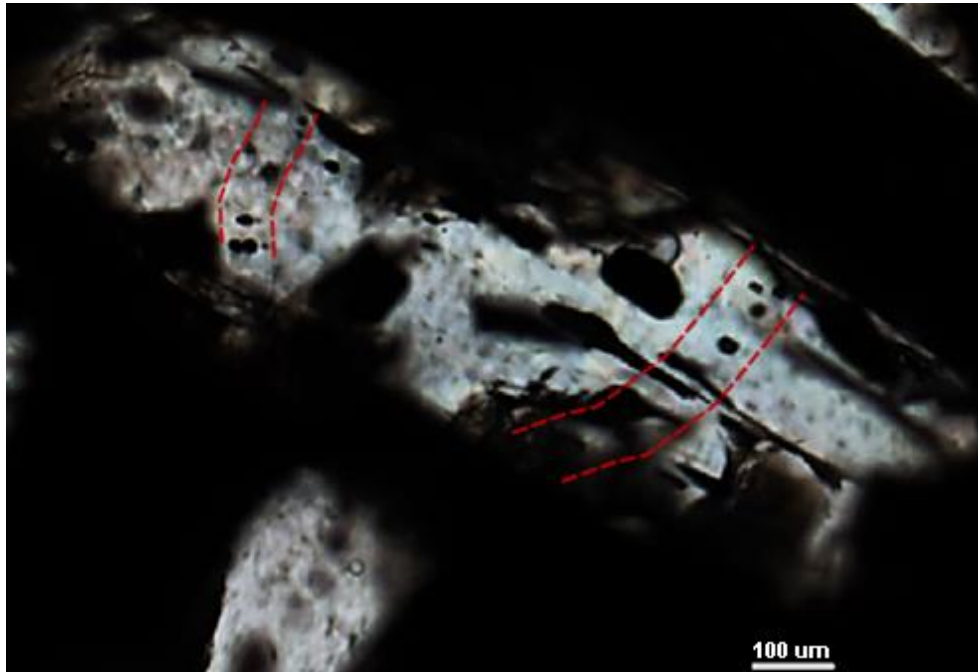


Figura 10.26 Cristal 2014-Fel1. Lámina SUM-ERUPTION-2014 (luz paralela, 4x). Líneas punteadas rojas muestran distribución aproximada de MIA.

Las inclusiones (Figura 10.27a-b) tienen diámetros de entre 20 y 35 μm , compuestas por vidrio y burbujas. Las burbujas representan entre un 10 y 15% del tamaño de la inclusión. Los bordes de las inclusiones son algo irregulares debido a recristalización, pero sin evidencias de pérdida de material.

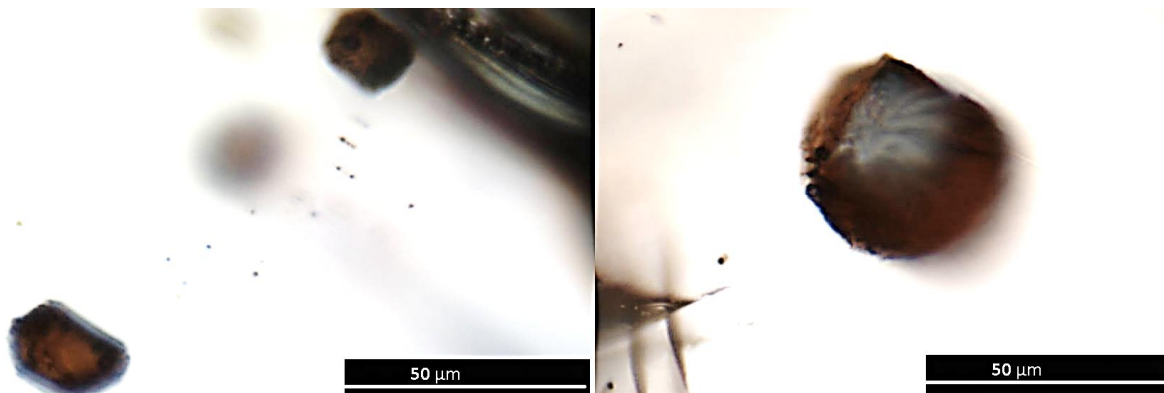


Figura 10.27a-b. Inclusiones de 2014-Fel1. Lámina SUM-ERUPTION-2014 (luz paralela, 40x). Barras indican 50 μm .

10.2.1.2 2014-Fel2

Presenta medidas aproximadas de 0,6 mm de ancho y 2 mm de largo. El cristal (Figura 10.28) es tabular alargado, con escasas fracturas y presencia de algo de vidrio intersticial. Se reconocen dos MIA en el cristal, una en el núcleo y otra en el borde.

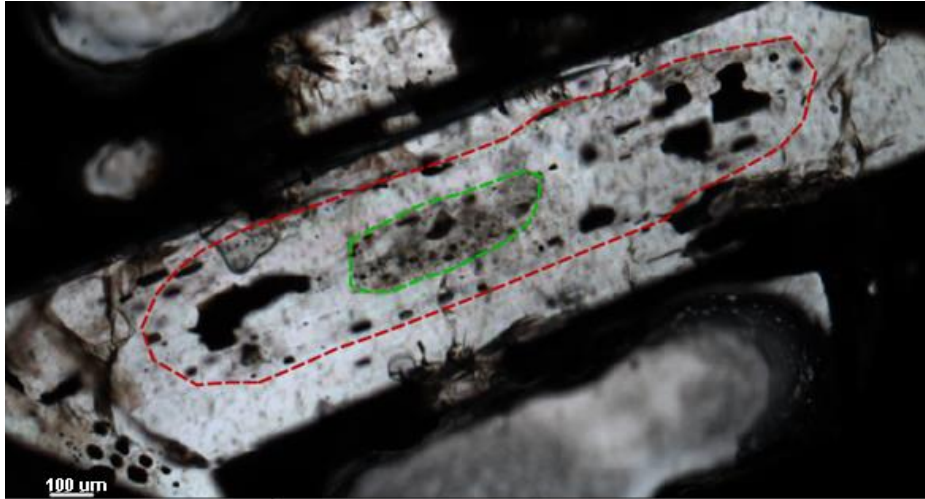


Figura 10.28 Cristal 2014-Fel2. Lámina SUM-ERUPTION-2014. Líneas punteadas delimitan inclusiones de MIA, rojo: borde; verde: núcleo (luz paralela, 4x). Barra indica 100 μm .

Las inclusiones del núcleo (Figura 10.29) tienen tamaños variables, algunas son de tamaños menores a los 15 μm , mientras que otras tienen un tamaño aproximado de 20 μm . Las inclusiones están compuestas por vidrio y burbujas, y estas últimas representan cerca de un 20% de la inclusión. En general presentan bordes regulares, sin presencia de recristalización ni evidencias de pérdida de material, excepto por una inclusión de mayor tamaño al resto, que presenta claras evidencias de fuga.

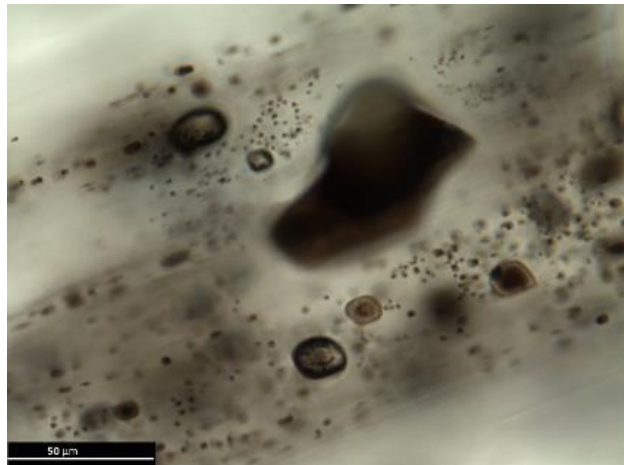


Figura 10.29 Inclusiones núcleo 2014-Fel2. Lámina SUM-ERUPTION-2014 (luz paralela, 40x). Barra indica 50 μm .

Inclusiones del borde (Figura 10.30) presentan un diámetro de aproximadamente 25 μm , aunque se reconocen algunas de forma alargada. Se encuentran compuestas por vidrio y burbujas, en general única burbuja de 30-50% del total de la inclusión. Algunos bordes irregulares, sin evidencias de pérdida de material.

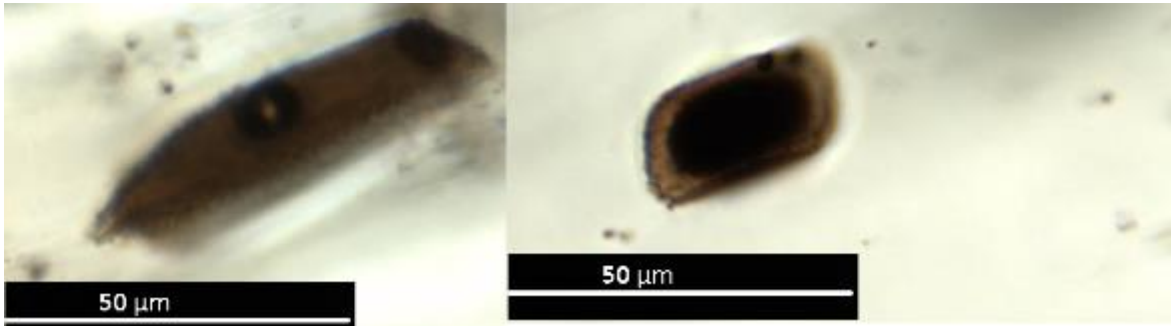


Figura 10.30 Inclusiones borde 2014-Fe12. Lámina SUM-ERUPTION-2014 (luz paralela, 40x).

10.2.1.3 2014-Fe13

Es un cristal tabular alargado (Figura 10.31) con fracturas, algo de vidrio y visibles inclusiones vítreas, las que de núcleo a borde representan tres MIA. Sus medidas son de aproximadamente 2,2 mm de largo y 0,7 mm de ancho.

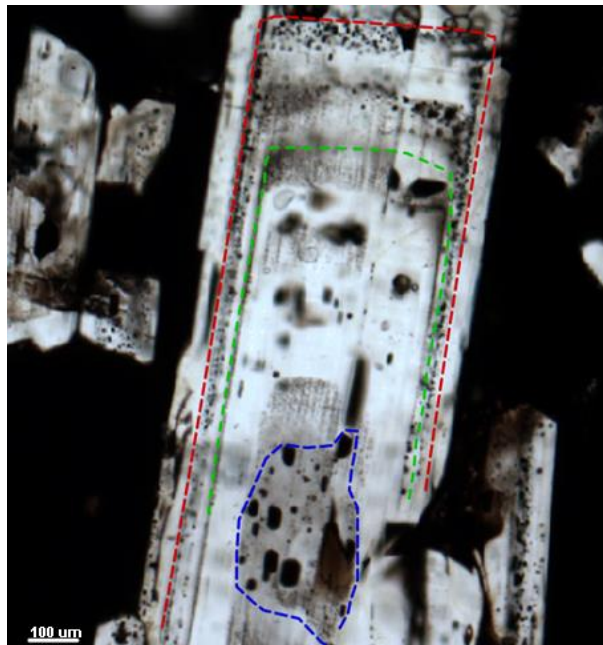


Figura 10.31 Cristal 2014-Fe13. Lámina SUM-ERUPTION-2014 (luz paralela, 4x). Líneas punteadas delimita inclusiones de MIA, rojo: borde; verde: intermedia; azul: núcleo. Barra indica 100 μm .

Las inclusiones más externas del cristal (Figura 10.32) presentan diámetros de hasta 10 μm , compuestas de vidrio y burbujas. Las burbujas son escasas, representando menos de un 10% del total de la inclusión, y se reconoce recristalización.

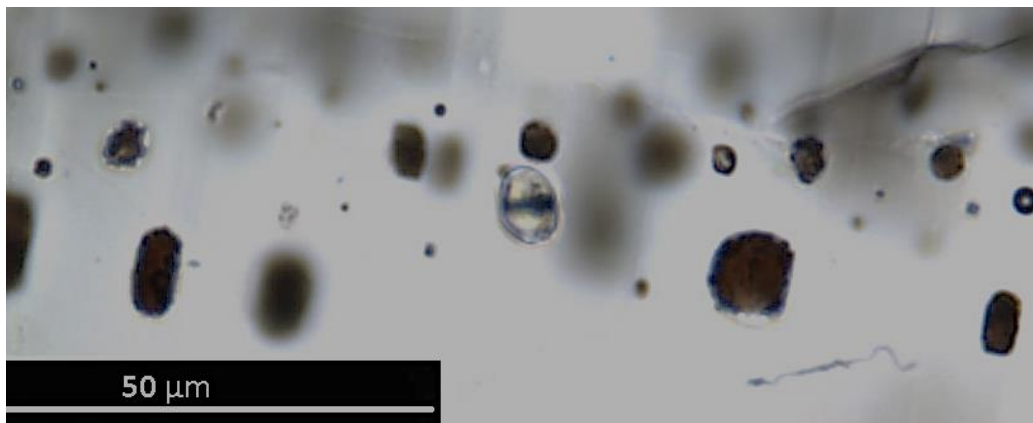


Figura 10.32 Inclusiones más externas de 2014-Fel3. Lámina SUM-ERUPTION-2014 (luz paralela, 40x).

Las inclusiones intermedias (Figura 10.33) presentan diámetros de hasta 20 μm . Presentan menos de una decena de burbujas por inclusión, las cuales representan aproximadamente un 10% de la misma. Algunas de las inclusiones presentan recristalización, sin evidencias de pérdida de material.

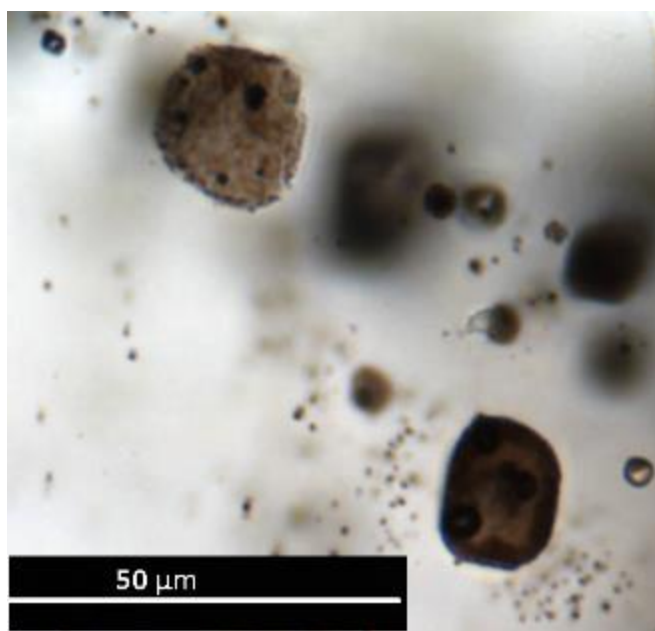


Figura 10.33 Inclusiones posición intermedia 2014-Fel3. Lámina SUM-ERUPTION-2014 (luz paralela, 40x).

En el núcleo las inclusiones (Figura 10.34) presentan tamaños de diámetro de hasta 35 μm , compuestas por burbujas y vidrio. Las burbujas son únicas por inclusión, representando cerca de un 70% del tamaño de la misma. Los bordes son irregulares debido a recristalización, no hay indicios observables de pérdida de material aunque se reconoce vidrio en esta zona del cristal probablemente proveniente del escape de alguna inclusión.

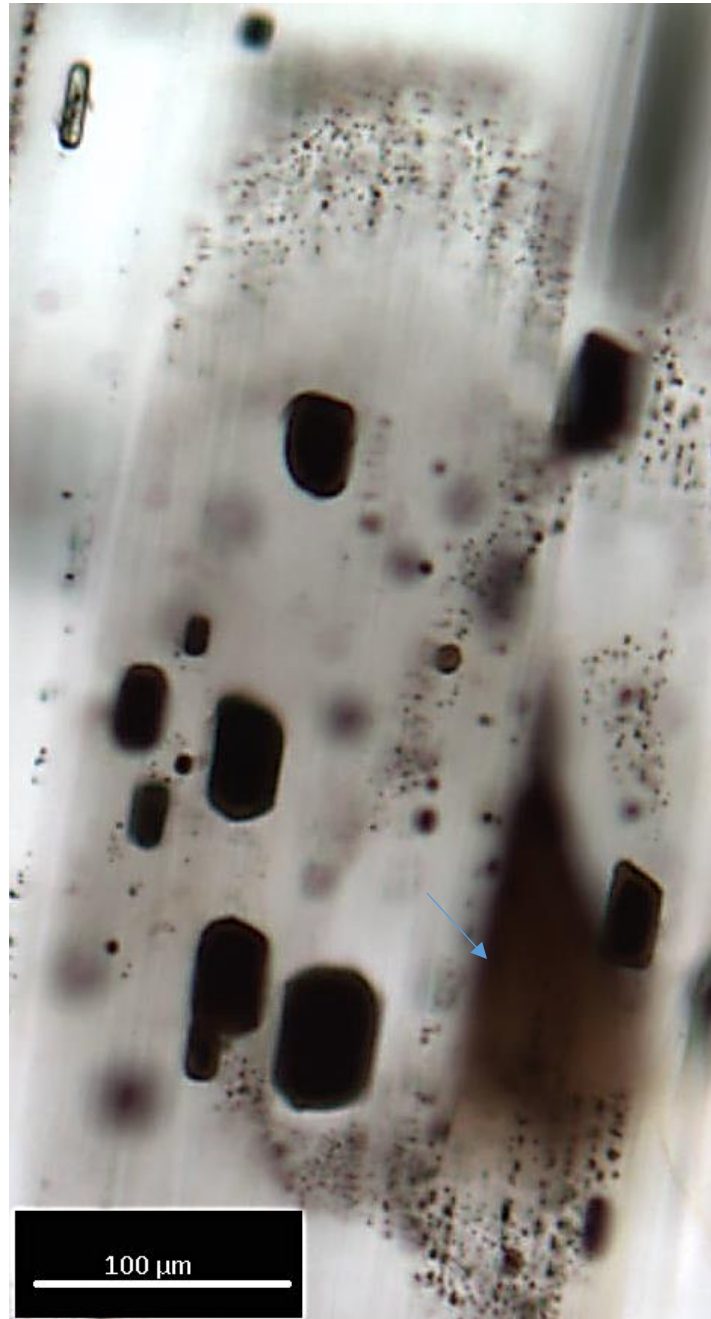


Figura 10.34 Inclusiones núcleo 2014-Fe13. Lámina SUM-ERUPTION-2014 (luz paralela, 10x).
Flecha indica material vítreo.

10.2.1.4 2014-Fe14

Corresponde a un cristal (Figura 10.35) con medidas aproximadas de 0,4 mm de ancho y 0,9 mm de largo. Presenta una gran fractura, con introducción de vidrio asociada. Se reconoce una MIA en el borde del cristal.

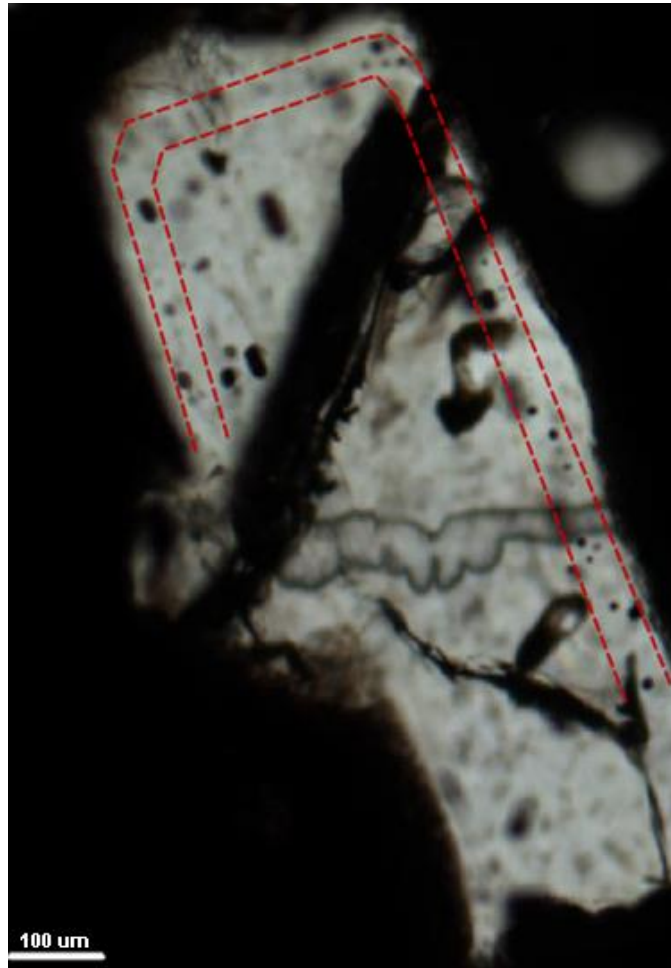


Figura 10.35 Cristal 2014-Fel4. Lámina SUM-ERUPTION-2014 (luz paralela, 4x). Líneas punteadas rojas muestran distribución aproximada de MIA. Barra indica 100 µm.

Algunas de las inclusiones (Figura 10.36) se presentan alargadas con ancho de unos 15 µm y largo de 35 µm, mientras que otras se observan redondeadas con diámetros de hasta 20 µm. A partir de sus componentes, estas inclusiones pueden asociarse sin importar su distinta forma, ya que ambas presentan vidrio, pequeñas burbujas que representan un 10-15% del total de la misma y bordes algo irregulares debido a recristalización. No se observan evidencias de pérdida de material.



Figura 10.36 Inclusiones de 2014-Fel4. Lámina SUM-ERUPTION-2014 (luz paralela, 40x). Barras indican 50 µm.

10.2.1.5 2014-Fel5

Corresponde a dos cristales de plagioclasa en contacto (Figura 10.37). Uno de estos es alargado con aproximadamente 0,2 mm de ancho y 1,2 mm de largo, mientras que el otro presenta 0,3 mm de ancho y 0,7 mm de largo. Ambos cristales presentan diversas fracturas con presencia de vidrio asociado a las mismas. Se reconocen MIA en los bordes de ambos cristales, además de en el núcleo del cristal alargado.

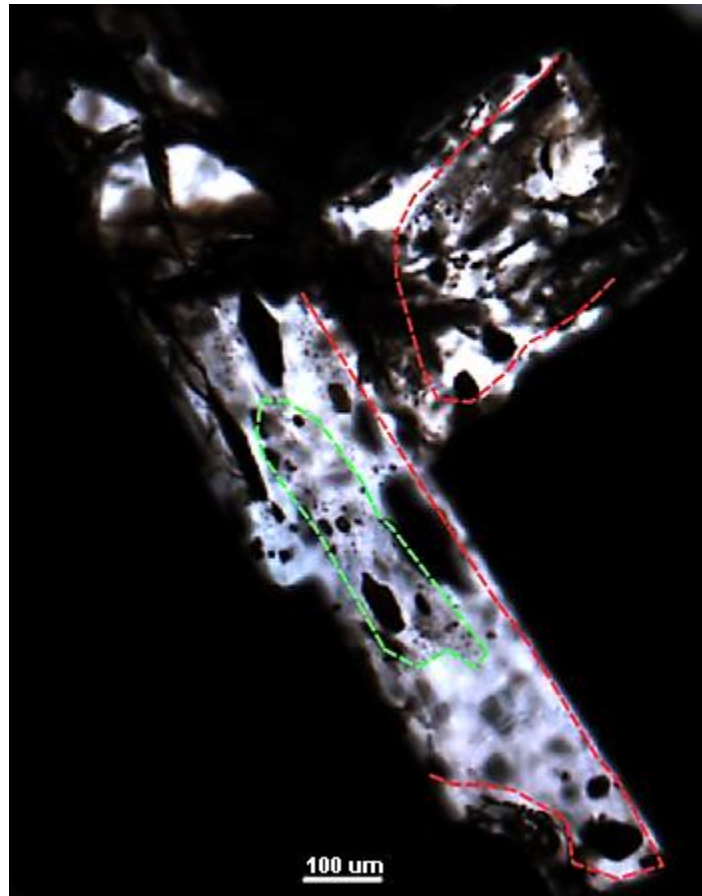


Figura 10.37 Cristales de plagioclasa descritos como 2014-Fel5. Lámina SUM-ERUPTION-2014 (luz paralela, 4x). Líneas punteadas delimita inclusiones de MIA, rojo: borde; verde: núcleo. Barra indica 100 μm .

Las inclusiones del núcleo (Figura 10.38) presentan diámetros menores a los 5 μm , compuestas por vidrio y escasas burbujas, menos de un 10% de las mismas, con bordes homogéneos y sin evidencias de pérdida de material.

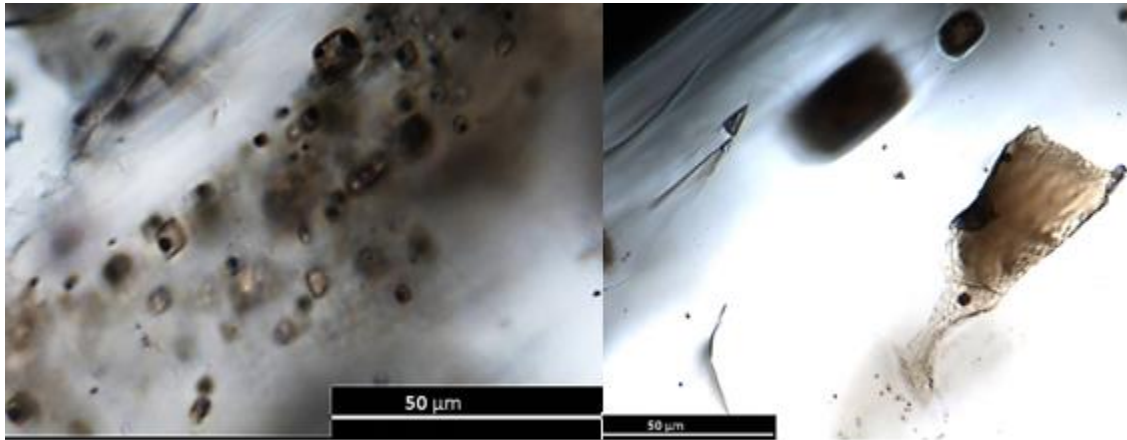


Figura 10.38 Inclusiones núcleo 2014-Fel5. Lámina SUM-ERUPTION-2014 (luz paralela, 40x).

Las inclusiones del borde de ambos cristales presentan características similares, con diámetros de entre 15 y 30 µm, presencia de algunas burbujas las que abarcan aproximadamente un 15-20% de las mismas y con bordes irregulares debido a recristalización. Algunas de estas inclusiones muestran evidencias de fuga.

10.2.2 Olivinos

10.2.2.1 2014-Oli1

Corresponde a un cristal anhedral, algo fracturado (Figura 10.39) y dimensiones aproximadas de 0,6 mm de largo y 0,5 mm de ancho. Se reconoce una MIA en el borde del cristal.

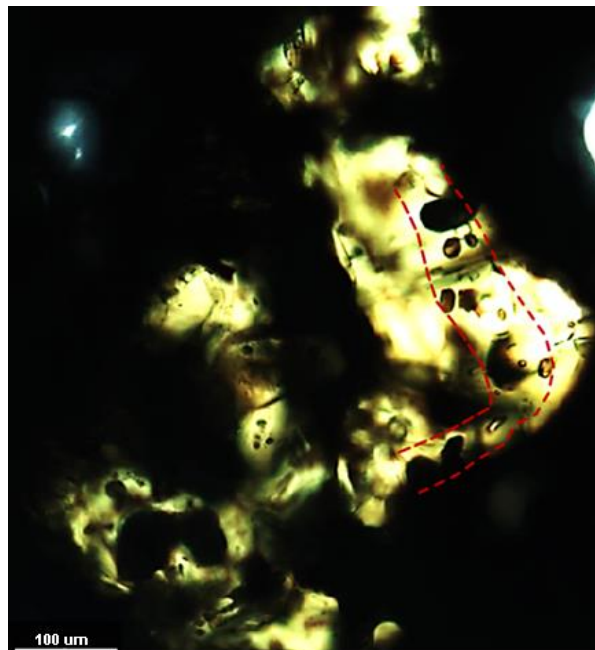


Figura 10.39 Cristal 2014-Oli1. Lámina SUM-ERUPTION-2014 (luz paralela, 10x). Líneas punteadas rojas muestran distribución aproximada de MIA. Barra indica 100 µm.

Las inclusiones (Figura 10.40), de hasta 20 μm de diámetro se encuentran bien preservadas y están compuestas por vidrio y burbujas, las cuales representan entre un 15 y 20% del total. Los bordes son regulares sin presencia de recristalización ni evidencias de pérdida de material.

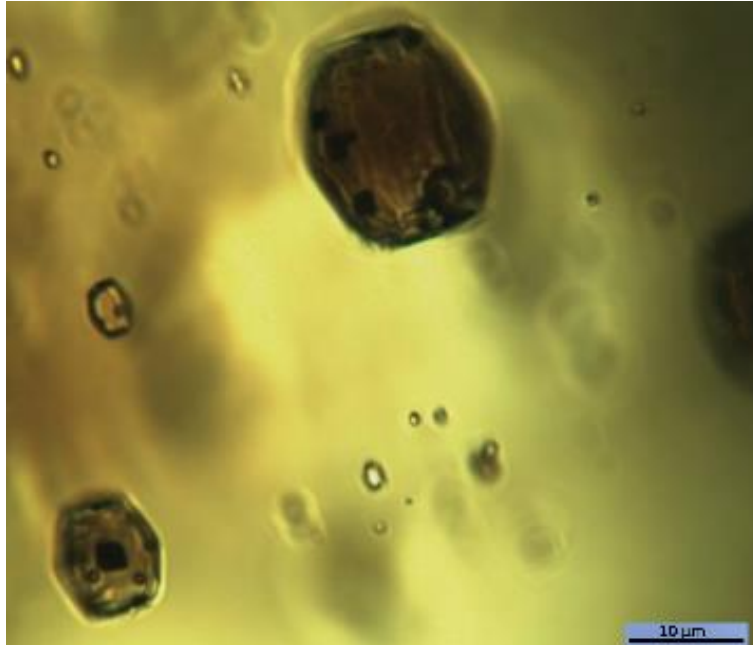


Figura 10.40 Inclusiones de 2014-Oli1. Lámina SUM-ERUPTION-2014 (luz paralela, 100x). Flechas azules muestran indicios de pérdida de material. Barra indica 10 μm .

10.2.2.2 2014-Oli2

Es un cristal anhedral muy fracturado (Figura 10.41), con presencia de vidrio en su interior. Se observa algo redondeado con un diámetro aproximado de 0,5 mm. Presenta una MIA en el borde del cristal.

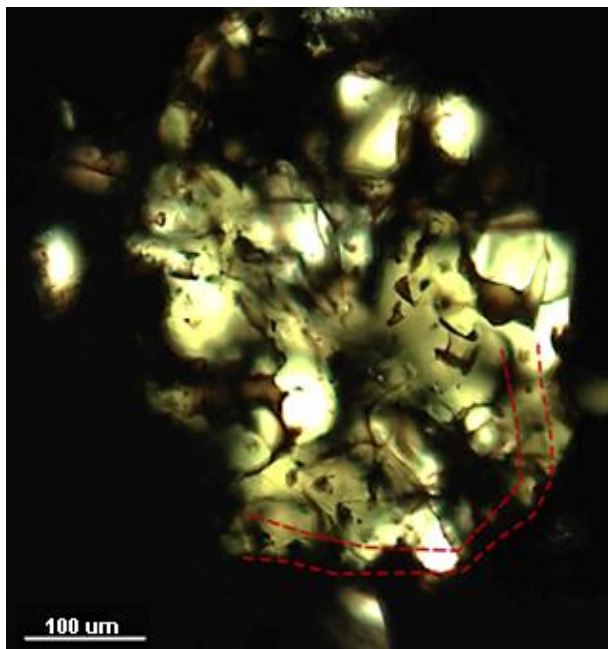


Figura 10.41 Cristal 2014-Oli2. Lámina SUM-ERUPTION-2014 (luz paralela, 10x). Líneas punteadas rojas muestran distribución aproximada de MIA. Barra indica 100 μm .

Las inclusiones (Figura 10.42), presentan diámetros de hasta 20 μm , compuestas por vidrio y burbujas. Estas burbujas se presentan como varias de pequeñas dimensiones, las que representan aproximadamente un 20% del total de la inclusión. Los bordes de las inclusiones son irregulares por recristalización de las mismas y algunas de estas muestran evidencias de fuga.

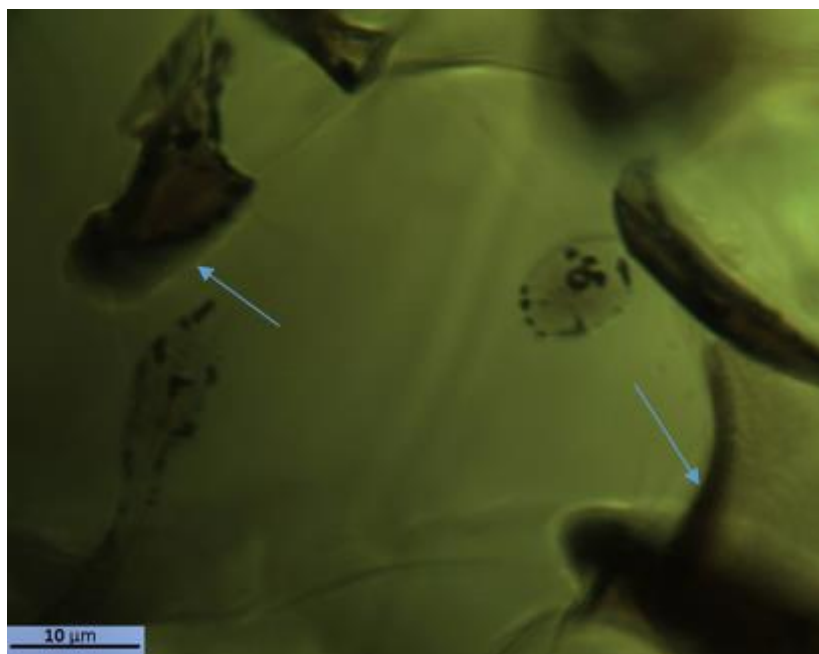


Figura 10.42 Inclusiones de 2014-Oli2. Lámina SUM-ERUPTION-2014 (luz paralela, 100x). Barra indica 10 μm .

10.2.3 Piroxenos

10.2.3.1 2014-Opx1

Es un cristal subhedral (Figura 10.43), con tres fracturas principales y medidas de ancho y largo de aproximadamente unos 0,35 mm. Presenta una MIA en el borde del cristal.

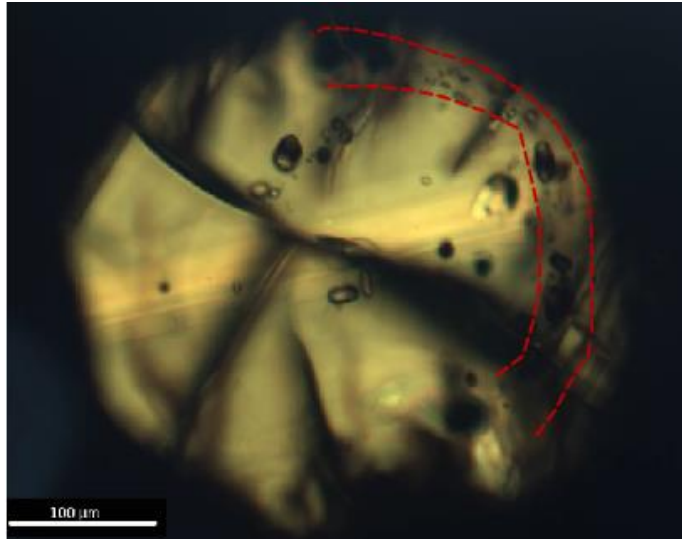


Figura 10.43 Cristal 2014-Opx1. Lámina SUM-ERUPTION-2014 (luz paralela, 10x). Líneas punteadas rojas muestran distribución aproximada de MIA. Barra indica 100 μm .

Las inclusiones alcanzan diámetros de hasta 20 μm y están compuestas por vidrio y escasas burbujas, las cuales representan menos del 10% del total de la inclusión. Los bordes son homogéneos y no se observan evidencias de pérdida de material.

10.2.3.2 2014-Cpx1

Corresponde a un cristal anhedral en contacto con cristal de plagioclasa (Figura 10.44). Sus medidas son de aproximadamente 0,35 mm de largo y 0,3 mm de ancho. Se reconoce una MIA en el núcleo del cristal de plagioclasa en contacto y además una inclusión aislada en vidrio en el contacto de ambos cristales.

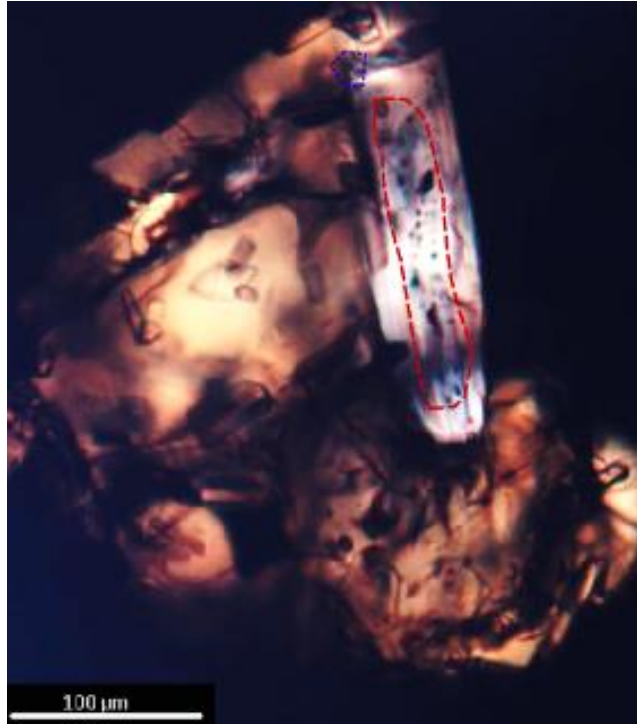


Figura 10.44 Cristal 2014-Cpx1 y cristal de plagioclasa en contacto. Lámina SUM-ERUPTION-2014 (luz paralela, 10x). Línea punteada delimita inclusiones de MIA. Encerrado en azul inclusión en contacto cristales. Barra indica 100 μm .

Las inclusiones del cristal de plagioclasa presentan diámetros de hasta 15 μm , con burbujas indistinguibles debido a la recristalización de la inclusión. Sus bordes son irregulares, sin evidencias de pérdida de material. La inclusión en el contacto tiene un diámetro aproximado de 10 μm , con dos burbujas que representan aproximadamente el 20% del total de la inclusión. Sus bordes son irregulares debido a recristalización y no se observan evidencias de pérdida de material.

10.2.3.3 2014-Cpx2

Es un cristal anhedral con abundantes fracturas y vidrio intersticial (Figura 10.45). Sus dimensiones aproximadas son de 0,6 mm de largo y 0,3 mm de ancho. Se observa MIA en el borde del cristal.

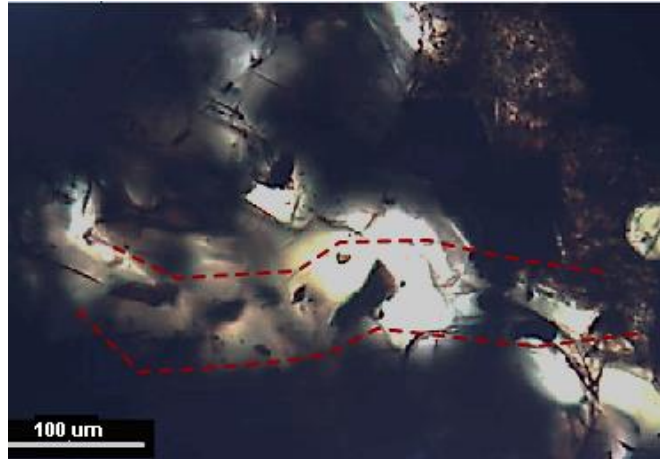


Figura 10.45 Cristal 2014-Cpx2. Lámina SUM-ERUPTION-2014 (luz paralela, 10x). Líneas punteadas rojas muestran distribución aproximada de MIA.

Las inclusiones presentan diámetros de 20-30 μm , están compuestas por vidrio y burbujas de pequeñas dimensiones, equivalentes a menos de un 10% del total de la inclusión. La mayoría de las inclusiones presentan evidencias de fuga de material, pero las que no presentan tienen bordes regulares.

10.2.3.4 2014-Opx2

Es un cristal anhedral (Figura 10.46), no presenta fracturas y en que se observan grandes inclusiones y vidrio dentro de sí. Sus dimensiones aproximadas son de 0,6 mm de largo y 0,5 mm de ancho. Se reconoce una MIA en el borde del cristal.

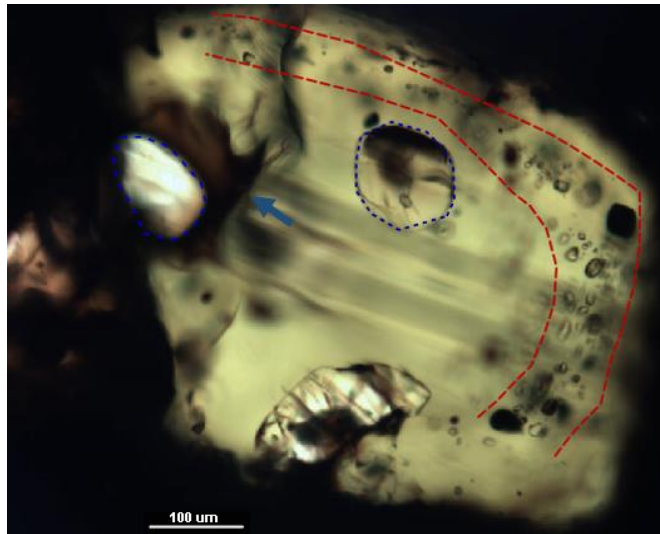


Figura 10.46 Cristal 2014-Opx2. Lámina SUM-ERUPTION-2014. En azul, inclusiones vítreas de tamaño aproximado de 100 μm . Líneas punteadas indican distribución aproximada MIA (luz paralela, 10x). Flecha azul muestra evidencia de pérdida de material de inclusión. Barra indica 100 μm .

Las inclusiones (Figura 10.47) presentes son de tamaño variable, observándose dos de diámetro aproximado de 100 μm , aunque en general presentan diámetros de 15-20 μm . Se encuentran compuestas por vidrio y pequeñas burbujas, estas

últimas abarcando aproximadamente 15-20% del total de la inclusión. Los bordes son regulares, sin presencia de recristalización. No hay evidencias de pérdida de material, excepto por vidrio intersticial proveniente de una de las inclusiones de 100 μm con fuga (Figura 10.46).

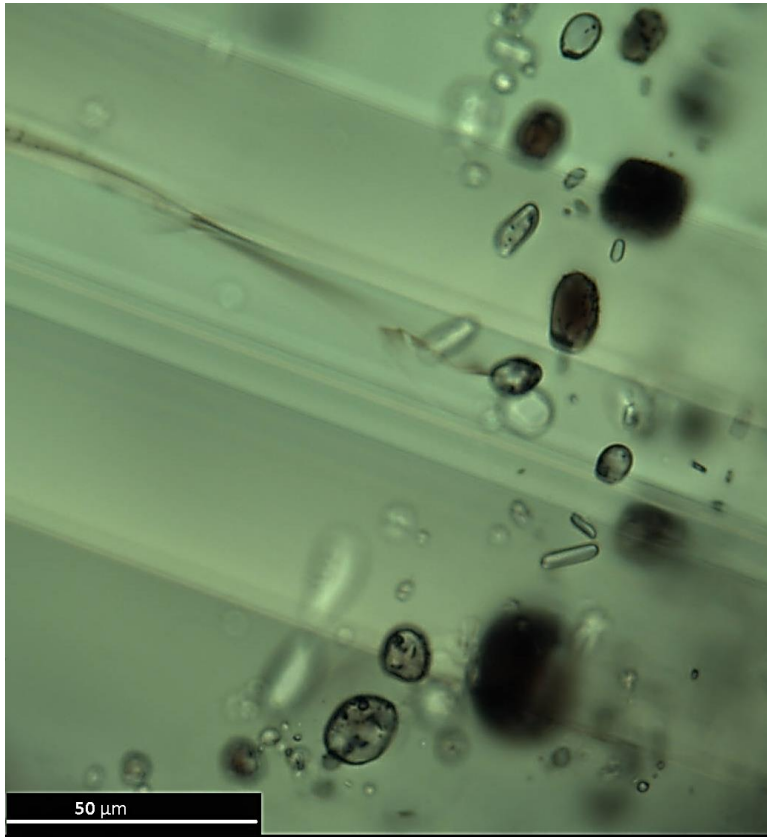


Figura 10.47 Inclusiones de 2014-Opx2. Lámina SUM-ERUPTION-2014 (luz paralela, 40x). Barra indica 50 μm .

10.2.3.5 2014-Cpx3

Corresponde a un cristal anhedral (Figura 10.48) de medidas aproximadas de 1 mm de largo y 0,6 mm de ancho. Presenta algunas fracturas y vidrio en su interior. Se encuentra en contacto con cristal de plagioclasa. Se reconocen MIA en el borde del cristal y además de inclusiones en el contacto con cristal de plagioclasa.

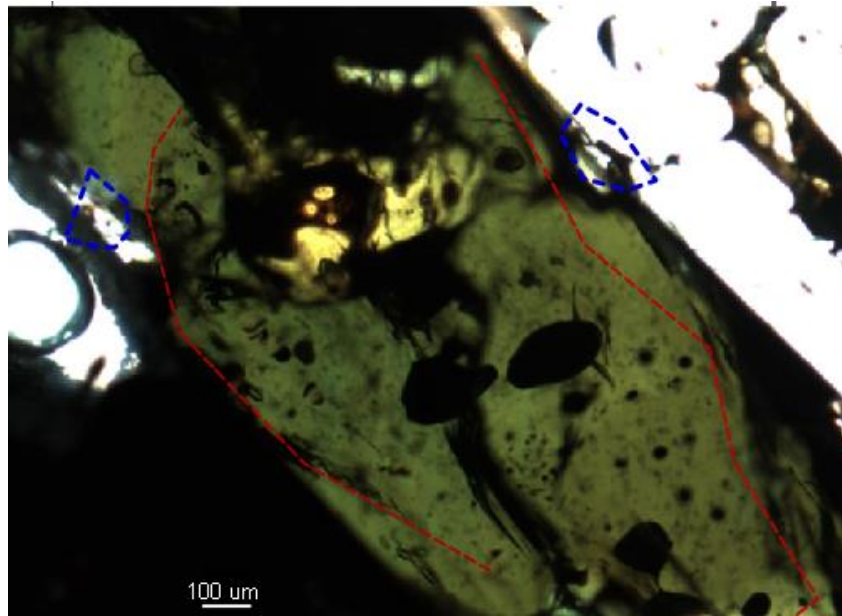


Figura 10.48 Cristal 2014-Cpx3. Lámina SUM-ERUPTION-2014 (luz paralela, 4x). Línea punteada roja delimita inclusiones de MIA. Encerradas en azul MI en contacto cristales.

Las inclusiones en el contacto (Figura 10.49) presentan diámetros de hasta 15 μm , formadas por vidrio y burbujas no cuantificables que representan menos de un 10% del total de la inclusión. El borde de estas inclusiones es homogéneo y no presenta evidencias de escape de material de ellas.

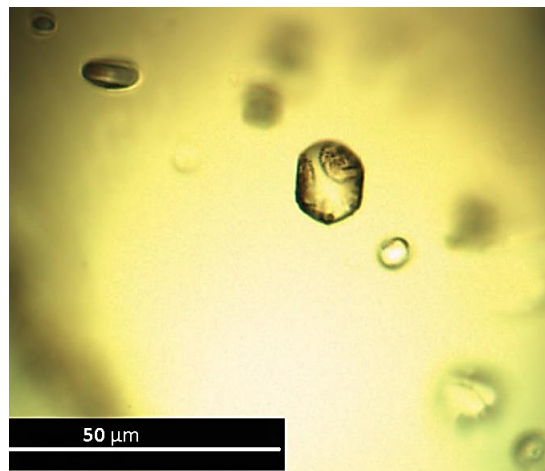


Figura 10.49 Inclusiones de contacto 2014-Cpx3 con cristal de plagioclasa. Lámina SUM-ERUPTION-2014 (luz paralela, 40x).

Las inclusiones del borde del cristal presentan diámetros aproximados de 20 μm , compuestas por burbujas y vidrio. Las burbujas representan cerca del 15% del total de las inclusiones. Los bordes de estas inclusiones son homogéneos y no se observan evidencias de pérdida de material.

10.2.3.6 2014-Cpx4

Corresponde a un cristal alargado (Figura 10.50), con fracturas y vidrio en su interior. Sus medidas aproximadas son de 1 mm de largo y 0,3 mm de ancho. Se reconoce una MIA en el borde del cristal.

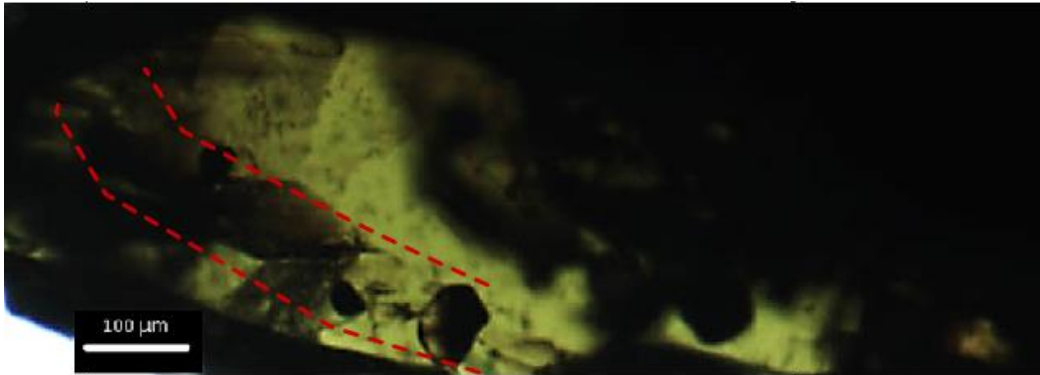


Figura 10.50 Cristal 2014-Cpx4. Lámina SUM-ERUPTION-2014 (luz paralela, 4x). Líneas punteadas rojas muestran distribución aproximada de MIA. Barra indica 100 μm.

Las inclusiones presentan medidas variables, con un diámetro máximo de 70 μm. Están compuestas por vidrio y burbujas, estas últimas pudiendo alcanzar un 50% del total de la inclusión. Sus bordes son homogéneos y no se observan indicios de pérdida de material de las mismas.

10.2.3.7 2014-Opx3

Es un cristal anhedral (Figura 10.51), con bordes irregulares y presencia de fracturas en su interior. Presenta medidas aproximadas de 0,3 mm de largo y 0,25 mm de ancho. Se reconoce una MIA en el borde del cristal y además se reconoce una inclusión aislada en el núcleo del mismo.

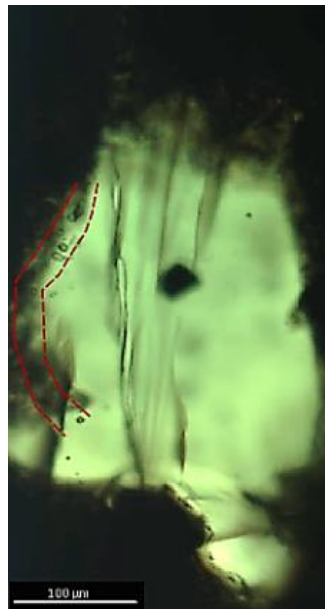


Figura 10.51 Cristal 2014-Opx3. Lámina SUM-ERUPTION-2014 (luz paralela, 10x). Líneas punteadas rojas muestran distribución aproximada de MIA. Barra indica 100 μm.

Las inclusiones del borde presentan diámetros menores a los 10 μm , están compuestas por vidrio y menos de un 5% de burbujas. No presentan evidencias de recristalización ni de pérdida de material. La inclusión del núcleo presenta un diámetro aproximado de 20 μm , aunque su forma no es del todo regular. Está compuesta principalmente por vidrio y burbujas indistinguibles, menos del 10% del total de la inclusión. Sus bordes son regulares sin recristalización ni evidencias de fuga de material.

10.2.3.8 2014-Opx4

Es un cristal anhedral (Figura 10.52), en general no fracturado y con bordes irregulares. Sus medidas aproximadas son de 0,3 mm de largo y 0,2 mm de ancho y se reconoce MIA una posición intermedia del cristal.

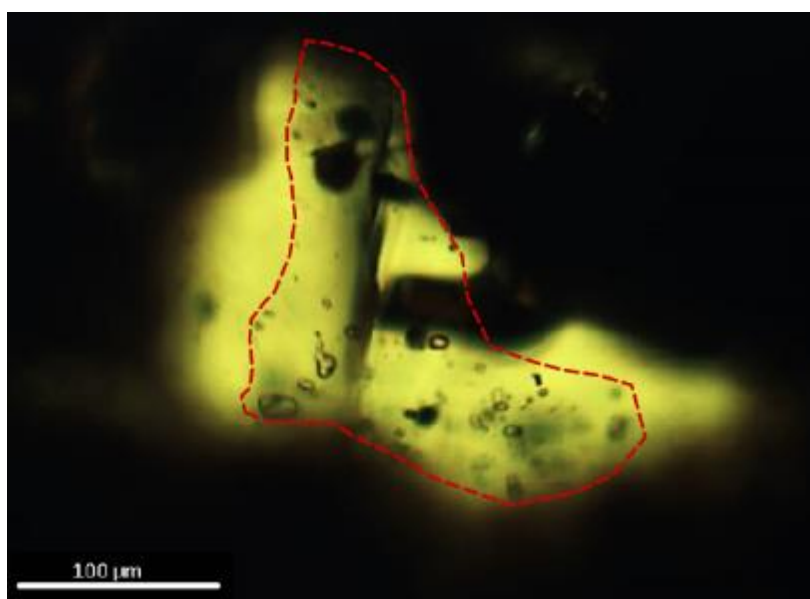


Figura 10.52 Cristal 2014-Opx4. Lámina SUM-ERUPTION-2014 (luz paralela, 10x). Línea punteada roja delimita inclusiones de MIA. Barra indica 100 μm .

Las inclusiones presentan diámetros aproximados de 20 μm , compuestas por vidrio y burbujas. Las burbujas representan un 10-15% del total de la inclusión. Sus bordes son regulares, y solo se observa evidencias de fuga de material en la inclusión de mayor tamaño la cual derrama vidrio al interior del cristal.

10.3 Muestra COP-PM

10.3.1 Plagioclasas

10.3.1.1 PM-Fel1

Es un cristal tabular alargado (Figura 10.53), sin presencia de fracturas. Se observa vidrio intersticial e inclusiones vítreas en su interior, reconociéndose dos MIA dentro del cristal una en su borde y otra en su núcleo. Sus medidas aproximadas son de 1,3 mm de largo y 0,6 mm de ancho.

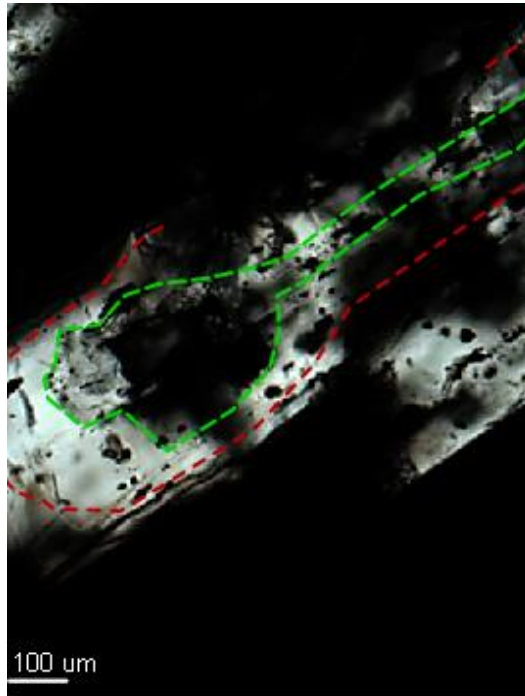


Figura 10.53 Cristal PM-Fel1. Lámina COP-PM (luz paralela, 4x). Líneas punteadas delimitan inclusiones de MIA, rojo: borde; verde: núcleo.

Las inclusiones del núcleo tienen diámetros de hasta 15 μm . Presentan menos de un 10% de burbujas y se observa recristalización en ellas. Sus bordes son irregulares, pero sin evidencias de fuga de material.

Las inclusiones del borde del cristal tienen diámetros de hasta 20 μm , se observan recristalizadas, sin burbujas cuantificables y con bordes irregulares (Figura 10.54). No hay evidencia de fuga de material en ellas.

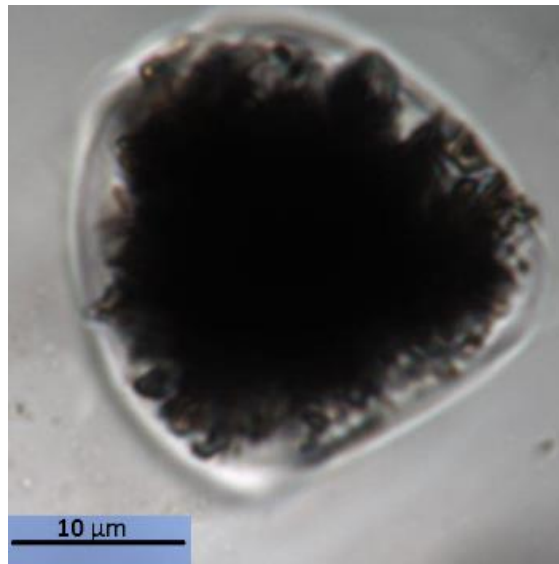


Figura 10.54 Inclusiones borde PM-Fel1. Acercamiento una de inclusiones de PM-Fel1 para observar bordes irregulares. Lámina COP-PM (luz paralela, 100x).

10.3.1.2 PM-Fel2

Corresponde a un cristal tabular alargado (Figura 10.55) de aproximadamente 0,3 mm de ancho y 1,2 mm de largo. No presenta fracturas ni grandes cantidades de vidrio asociado a éstas. Se reconocen dos MIA en su interior, una en el núcleo y otra en el borde del cristal.

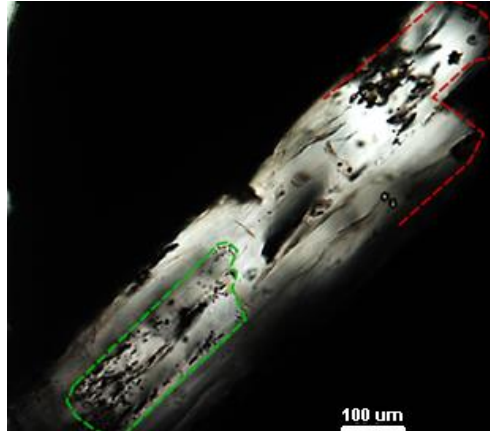


Figura 10.55 Cristal PM-Fel2. Lámina COP-PM (luz paralela, 10x). Líneas punteadas delimitan inclusiones de MIA, rojo: borde; verde: núcleo. Barra indica 100 μm.

Las inclusiones del núcleo presentan formas variables, pero tienen un diámetro aproximado de 15 μm. Se observan recrystalizadas, sin burbujas observables. Algunas presentan fuga de material. Las inclusiones del borde tienen diámetros menores a los 15 μm, se observa recrystalización en ellas y burbujas que representan cerca del 30% del total de la inclusión. Sus bordes son irregulares, pero sin evidencias de fuga observables.

10.3.1.3 PM-Fel3

Es un cristal alargado (Figura 10.56) de aproximadamente 0,6 mm de largo y 0,2 mm de ancho, el cual no presenta fracturas y en que se reconoce MIA en el núcleo del cristal.

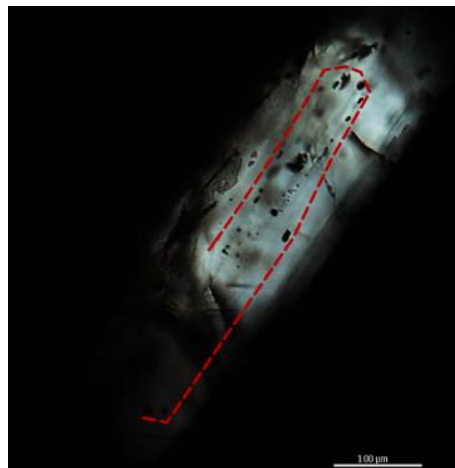


Figura 10.56 Cristal 'PM-Fel3'. Lámina COP-PM (luz paralela, 10x). Línea punteada roja delimita inclusiones de MIA. Barra indica 100 μm.

Las inclusiones presentan diámetros de hasta 20 μm , con burbujas que representan cerca de un 20% del total de la inclusión. Se observa recristalización, bordes irregulares y ausencia de evidencias de fuga de material.

10.3.1.4 PM-Fe14

Corresponde a un cristal alargado (Figura 10.57), con bordes irregulares y sin presencia de fracturas. Sus medidas aproximadas son de 1,2 mm de largo y de 0,3 mm de ancho. Se reconocen dos MIA en su interior, una ubicada en su núcleo y otra en posición más intermedia.

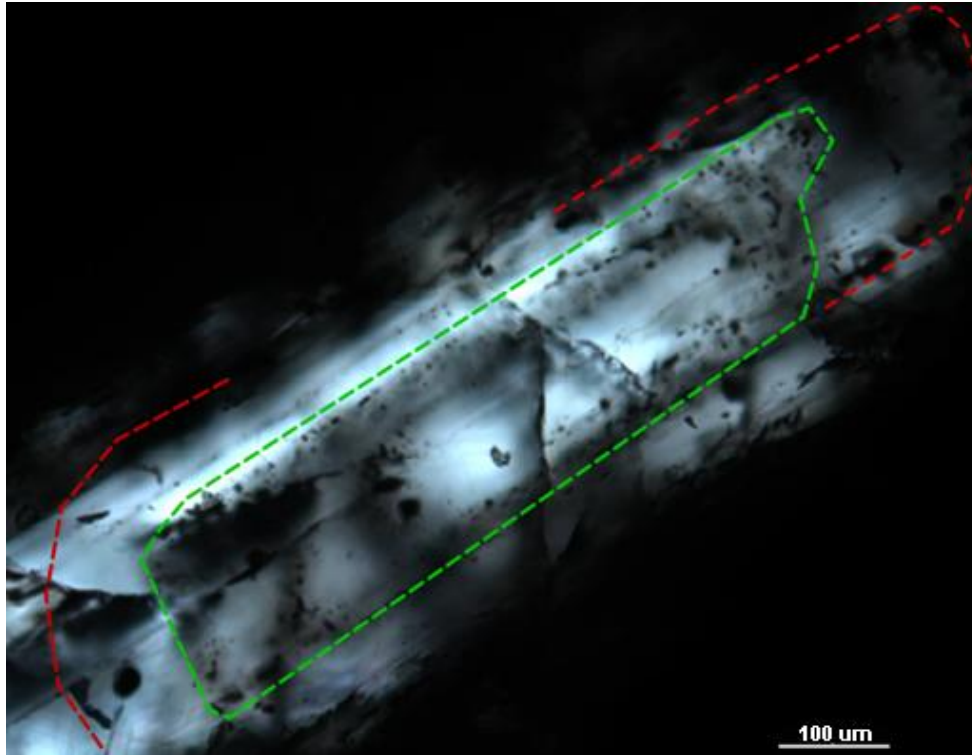


Figura 10.57 Cristal 'PM-Fe14'. Lámina COP-PM (luz paralela, 10x). Líneas punteadas delimitan inclusiones de MIA, rojo: borde; verde: núcleo.

Las inclusiones del núcleo tienen diámetros de hasta 20 μm , se encuentran recristalizadas y sin burbujas observables. Sus bordes son irregulares y algunas presentan evidencias de fuga. Las inclusiones ubicadas en intermedio presentan diámetro de hasta 35 μm . Están recristalizadas, por lo que son irregulares, sin burbujas observables y algunas presentan evidencias de fuga de material.

10.3.2 Piroxenos

10.3.2.1 *PM-Cpx1*

Corresponde a un cristal anhedral (Figura 10.58), con fracturas y vidrio asociado. Presenta inclusiones, las que representan una MIA en el borde de cristal. Sus medidas no son cuantificables debido a que se encuentra en el borde de la lámina.

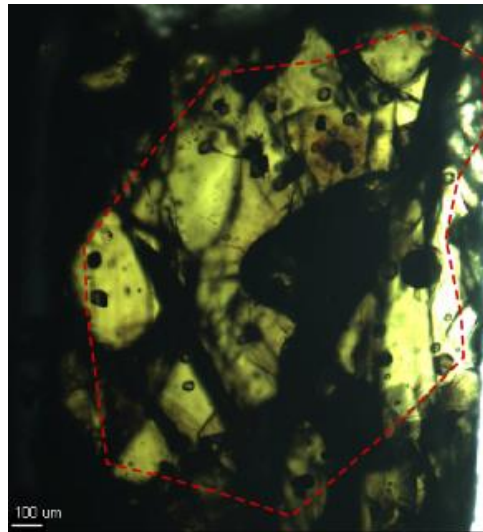


Figura 10.58 Cristal '*PM-Cpx1*'. Lámina COP-PM (luz paralela, 4x). Línea punteada roja delimita inclusiones de MIA. Barra indica 100 μm.

El diámetro de estas inclusiones (Figura 10.59) es de 40-50 μm, con menos de una decena de burbujas cada una, representando aproximadamente el 15% del total de la inclusión. Están recrystalizadas, con bordes irregulares, sin evidencias de pérdida de material observable.

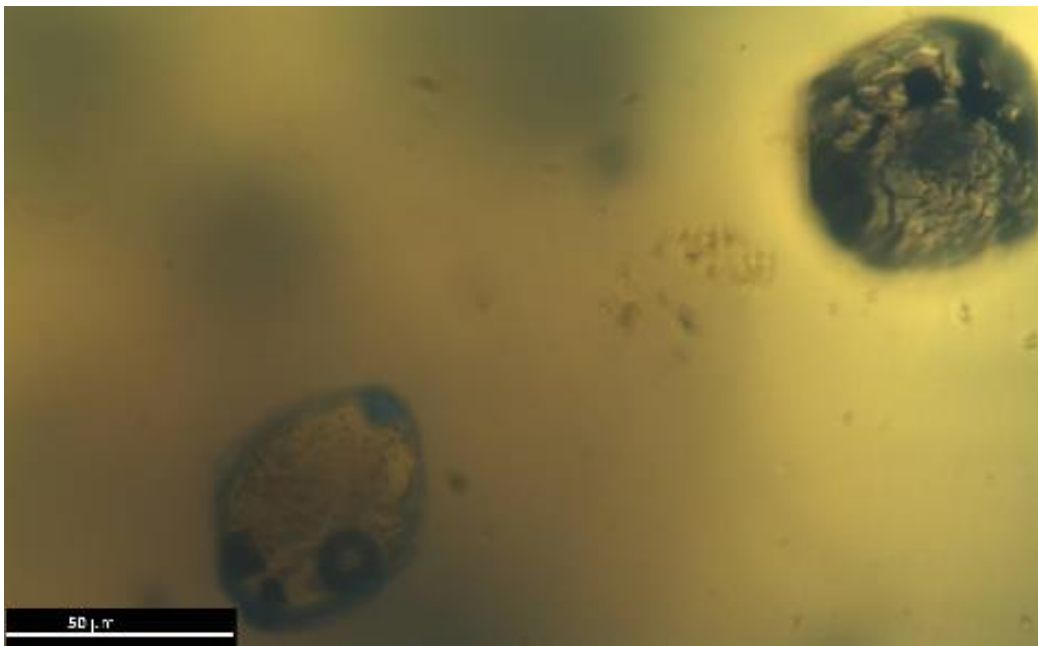


Figura 10.59 Inclusiones de '*PM-Cpx1*'. Lámina COP-PM (luz paralela, 40x). Barra indica 50 μm.

10.3.2.2 PM-Cpx2

Corresponde a un cristal anhedral (Figura 10.60), fracturado en contacto con cristal de plagioclasa. Sus medidas aproximadamente son de 1,3 mm de largo y 1,1 mm de ancho. Presenta MIA en el núcleo del cristal.

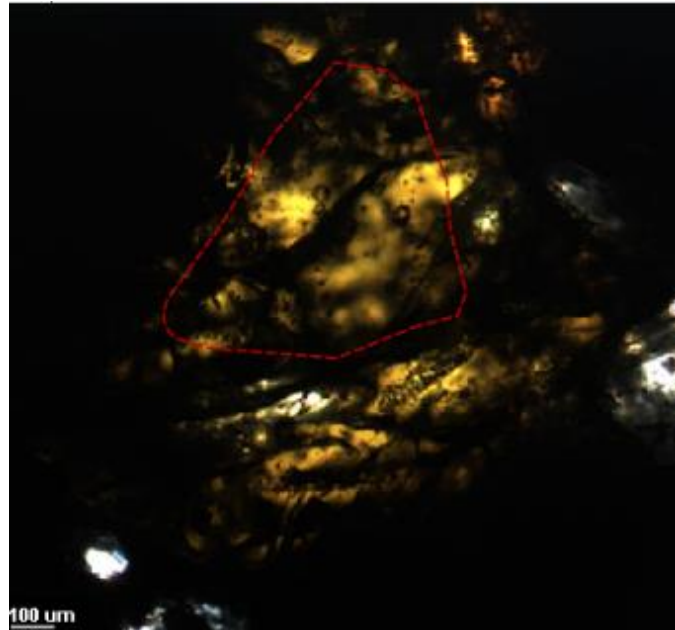


Figura 10.60 Cristal 'PM-Cpx2' en contacto con cristal de plagioclasa. Lámina COP-PM (luz paralela, 4x). Línea punteada roja delimita área inclusiones de MIA. Barra indica 100 μm .

Las inclusiones (Figura 10.61) presentan diámetros de hasta 50 μm . Compuestas de vidrio y pocas burbujas, las que representan cerca del 15% del total de la inclusión. Los bordes son irregulares y no se observan evidencias de pérdida de material en las mismas.

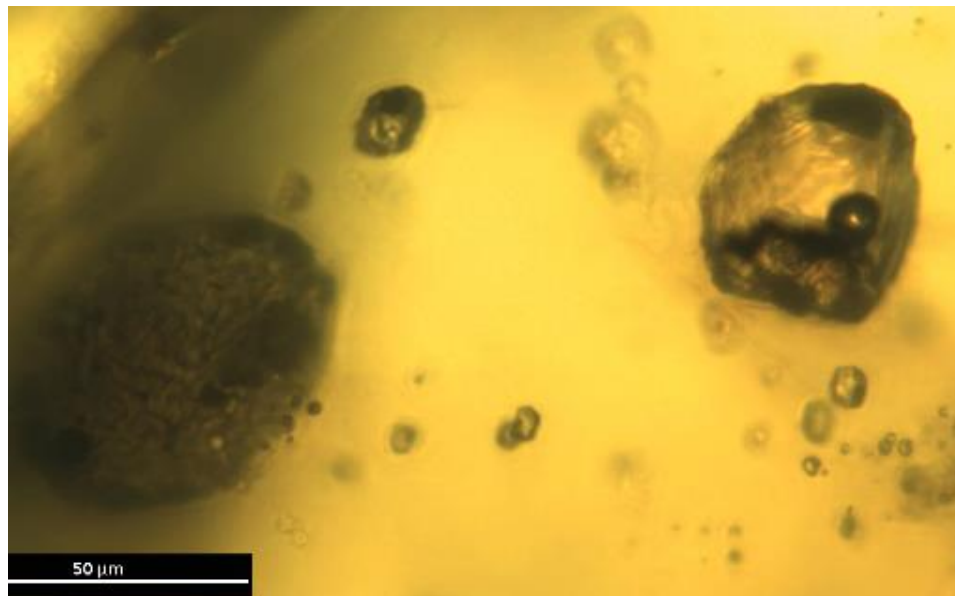


Figura 10.61 Inclusiones de 'PM-Cpx2'. Lámina COP-PM (luz paralela, 40x). Barra indica 50 μm .

10.3.2.3 *PM-Cpx3*

Es un cristal subhedral (Figura 10.62), fracturado y con contenido de vidrio en su interior. Su largo aproximado es de 0,5 mm y su ancho de 0,4 mm. Se reconoce MIA en el borde del cristal.

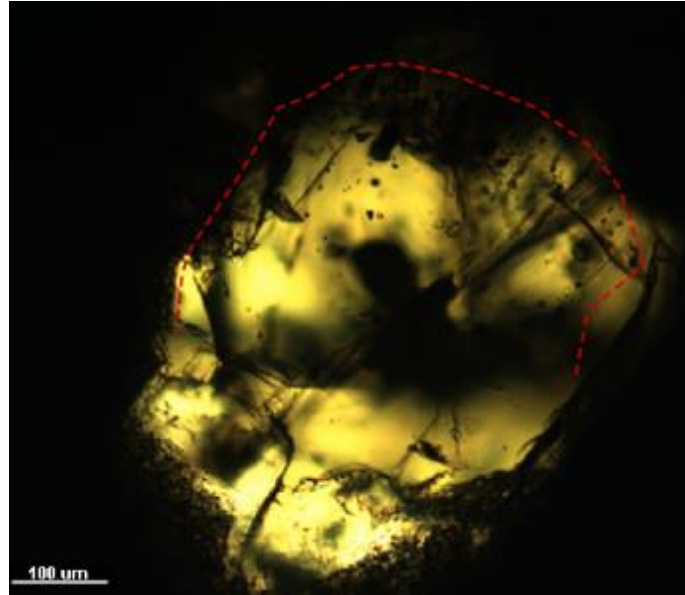


Figura 10.62 Cristal '*PM-Cpx3*'. Lámina COP-PM (luz paralela, 10x). Línea punteada roja delimita inclusiones de MIA. Barra indica 100 μm.

Estas inclusiones (Figura 10.63) presentan diámetros de hasta 20 μm, las cuales tienen un contenido de burbujas cercano al 20% del total de la inclusión. Los bordes son irregulares, presentan recristalización y sin evidencias de pérdida de material.

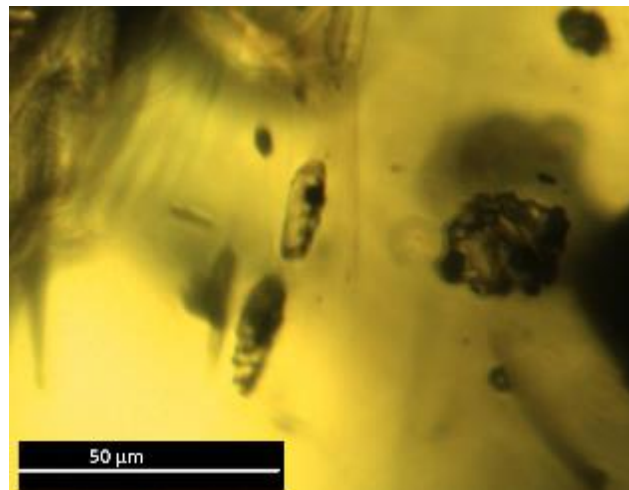


Figura 10.63 Inclusiones de '*PM-Cpx3*'. Lámina COP-PM (luz paralela, 40x). Barra indica 50 μm.

10.3.2.4 PM-Cpx4

Es un cristal subhedral, que presenta fracturas y vidrio en su interior (Figura 10.64). Sus medidas aproximadas son de 0,8 mm de largo y 0,4 mm de ancho. Presenta MIA en posición intermedia del cristal.

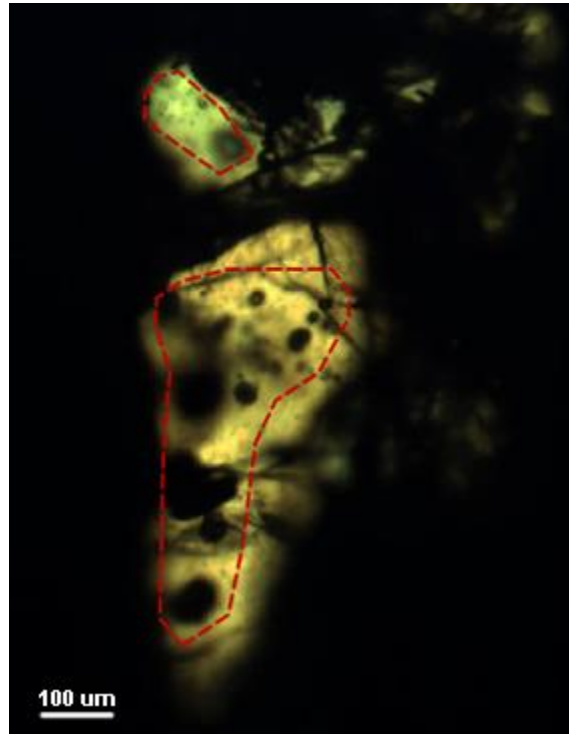


Figura 10.64 Cristal 'PM-Cpx4'. Lámina COP-PM (luz paralela, 4x). Líneas punteadas rojas delimitan área inclusiones de MIA.

Las inclusiones (Figura 10.65) presentan diámetros que varían entre los 20 y 25 μm. Contienen pocas burbujas, las que representan aproximadamente un 15% del total de la inclusión. Los bordes de las mismas son irregulares, sin evidencias de pérdida de material.

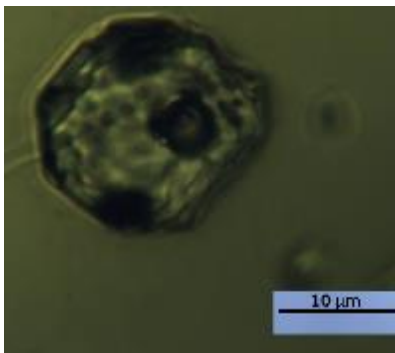


Figura 10.65 Acercamiento a una de las Inclusiones de 'PM-Cpx4'. Lámina COP-PM (luz paralela, 100x). Barra indica 10 μm.

10.3.2.5 PM-Opx1

Corresponde a un cristal anhedral, fracturado y con vidrio en su interior (Figura 10.66). Tiene medidas aproximadas de 0,5 mm de largo y 0,4 mm de ancho. Presenta MIA en el borde del cristal.

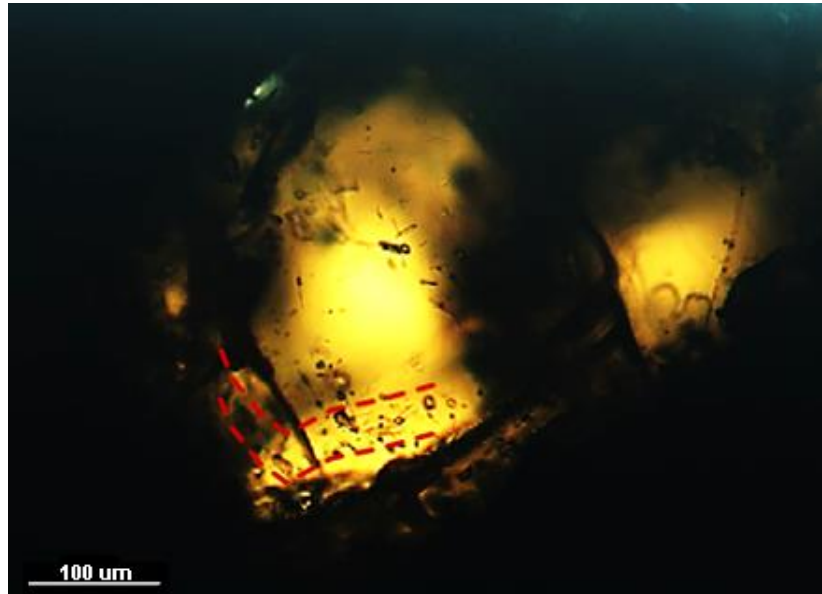


Figura 10.66 Cristal 'PM-Opx1'. Lámina COP-PM (luz paralela, 10x). Líneas punteadas rojas muestran distribución aproximada de MIA.

Las inclusiones (Figura 10.67) tienen diámetros de hasta 20 μm , con algunas burbujas y presencia de recristalización. Las burbujas representan entre un 10-15% del total de la inclusión. Los bordes son irregulares, sin evidencias de pérdida de material.

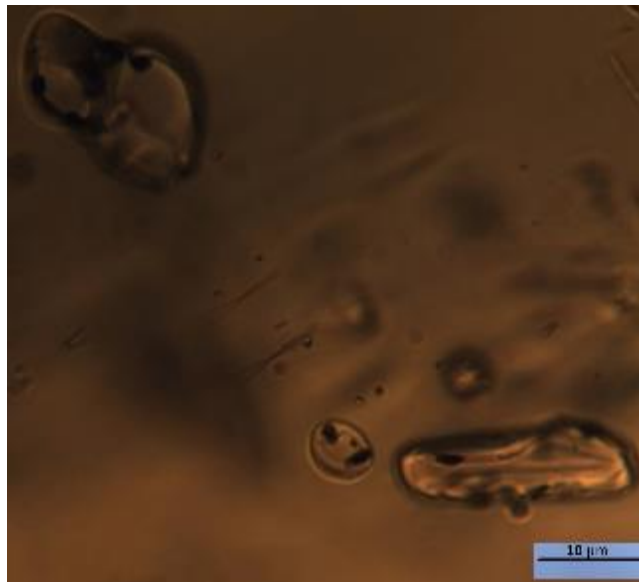


Figura 10.67 Inclusiones de 'PM-Opx1'. Lámina COP-PM (luz paralela, 100x). Barra indica 10 μm .

10.3.2.6 PM-Opx2

Es un cristal anhedral, en general sin fracturas y con vidrio intersticial en su interior (Figura 10.68). Aproximadamente sus medidas son de 0,7 mm de largo y 0,2 mm de ancho. Presenta MIA en el borde del cristal.



Figura 10.68 Cristal 'PM-Opx2'. Lámina COP-PM (luz paralela, 10x). Líneas punteadas rojas muestran distribución aproximada de MIA. Barra indica 100 μm.

Las inclusiones (Figura 10.69) son de tamaño variable, con diámetros de hasta 35 μm. Presentan recristalización y pocas burbujas, estas últimas representando 20-25% del total de la inclusión. Los bordes son irregulares y algunas presentan evidencia de fuga.

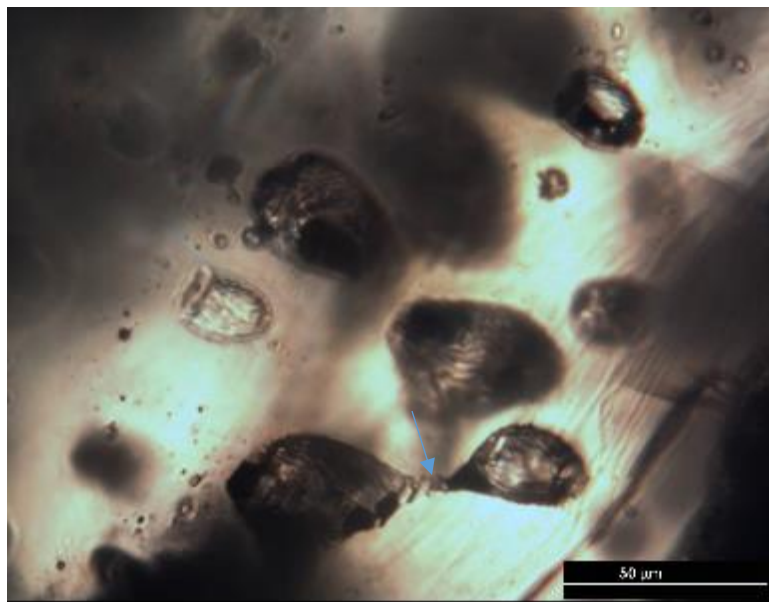


Figura 10.69 Inclusiones de 'PM-Opx2'. Lámina COP-PM (luz paralela, 40x). Flecha azul indica indicio de fuga de material. Barra indica 50 μm.

10.3.2.7 *PM-Cpx5*

Corresponde a un cristal subhedral, muy fracturado, y que se encuentra en contacto con cristal de plagioclasa (Figura 10.70). Sus medidas aproximadas son de 1,3 mm de largo y 0,6 mm de ancho. Se reconocen MIA tanto en borde como en núcleo de cristal.

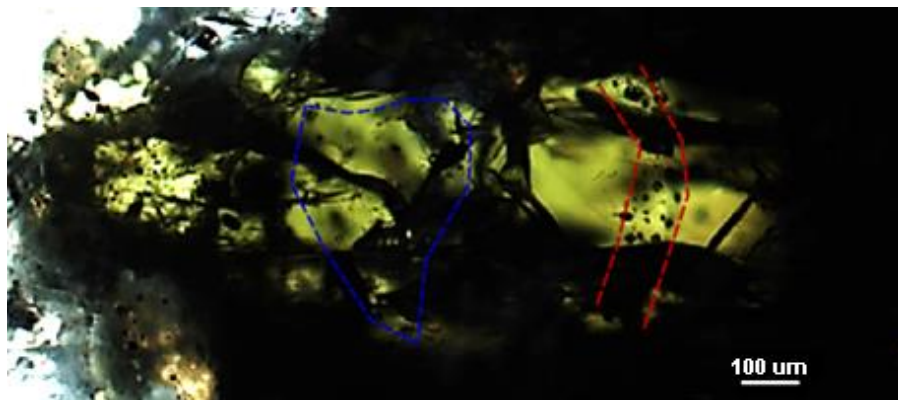


Figura 10.70 Cristal 'PM-Cpx5' en contacto con cristal de plagioclasa. Lámina COP-PM (luz paralela, 4x). Líneas punteadas muestran/delimitan distribución aproximada de MIA, rojo: borde; azul: núcleo.

Las inclusiones del núcleo (Figura 10.71) alcanzan diámetros de hasta 20 μm, con una o dos burbujas por inclusión, lo que representa cerca de un 10% del total de la misma. No presenta recristalización y sus bordes son homogéneos, sin observarse evidencias de pérdida de material.

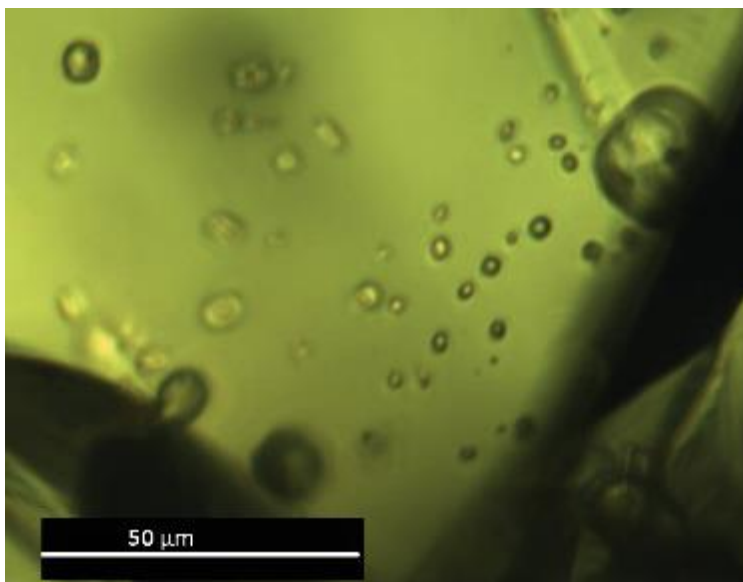


Figura 10.71 Inclusiones núcleo 'PM-Cpx5'. Lámina COP-PM (luz paralela, 40x).

Las inclusiones del borde presentan tamaños variables, con diámetros entre los 20 y 40 μm. Presentan recristalización y pocas burbujas en su interior, las cuales

representan un 30-50% del total de la inclusión. Los bordes de estas inclusiones son irregulares y en algunas se reconoce evidencia de pérdida de material por fuga.

10.3.2.8 *PM-Opx3*

Es un cristal anhedral (Figura 10.72), con una fractura y muchas inclusiones visibles que representan una MIA en su núcleo. Presenta medidas aproximadas de 0,4 mm de largo y 0,2 mm de ancho.

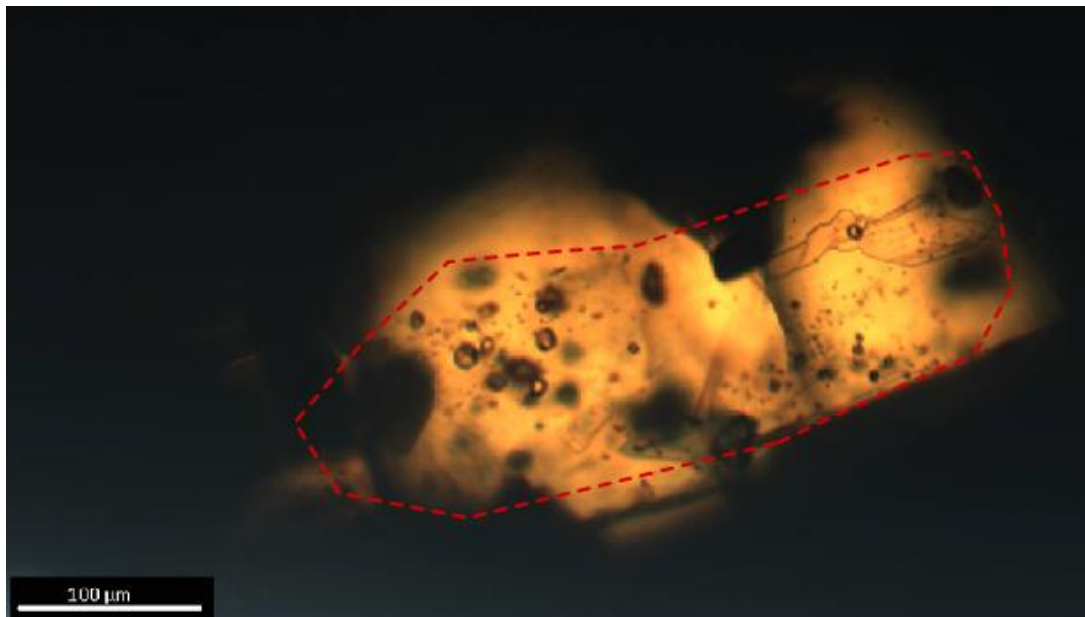


Figura 10.72 Cristal 'PM-Opx3'. Lámina COP-PM (luz paralela, 10x). Línea punteada roja delimita área inclusiones de MIA. Barra indica 100 μm .

Los tamaños de estas inclusiones son variables, con diámetros entre 20 y 30 μm . Las inclusiones presentan pocas burbujas, las cuales representan cerca de 15-20% del total de la misma, sin recristalización ni evidencias de pérdida de material, excepto por inclusión de mayor tamaño con su material derramado en el cristal.

10.3.2.9 *PM-Opx4*

Corresponde a un cristal anhedral, con algunas fracturas en su interior (Figura 10.73). Se encuentra en contacto con cristal de plagioclasa y sus medidas aproximadas son de 0,8 mm de largo y 0,3 mm de ancho. Se reconoce MIA en posición intermedia del cristal.

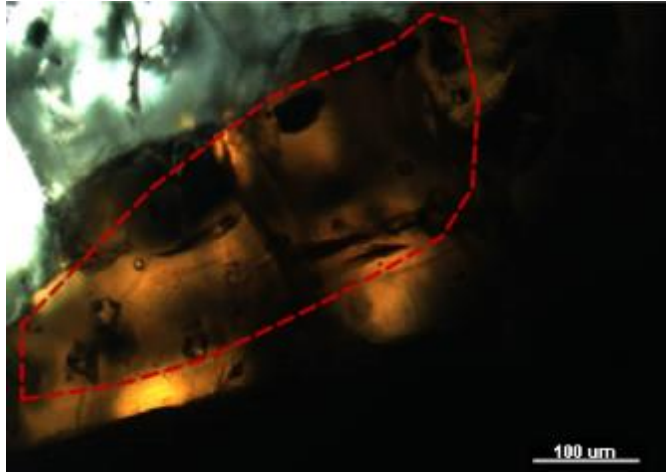


Figura 10.73 Cristal 'PM-Opx4' en contacto con cristal de plagioclasa. Lámina COP-PM (luz paralela, 10x). Línea punteada roja delimita inclusiones de MIA. Barra indica 100 μm .

Las inclusiones presentan diámetros cercanos a los 20 μm , con dos a tres burbujas por inclusión lo que representa un 15% del total de la misma. Sus bordes son irregulares debido a recristalización en ellas y no se observan evidencias de pérdida de material.

11 Anexo B: Tablas

A continuación se presentan las diferentes tablas generadas a partir del análisis de MI y sus respectivos minerales huésped. La forma en que se clasificaron las tablas es la siguiente: En primer orden las tablas con elementos mayoritarios y trazas para los cristales que hospedan MI. En segundo orden, las tablas exclusivamente de elementos mayoritarios para el resto de cristales. A continuación las tablas con elementos mayoritarios y trazas para las distintas MI. Finalmente, las tablas con las fórmulas estructurales calculadas. Todas estas tablas separadas por muestra a la que corresponden. Los elementos mayoritarios se presentan con porcentajes de óxidos y se consideraron dos cifras significativas después de la coma decimal. En el caso de los elementos traza, se les presenta en partículas por millón (ppm) y se aproximó a enteros. Como nomenclatura: “n” corresponde a núcleo, “i” a intermedia, “b” a borde y el símbolo “-“ indica que el elemento se encuentra bajo del límite de detección o a que al aproximar su valor este tiende a cero.

Tabla 11-1 Análisis de elementos mayoritarios y trazas de plagioclasa en COP-SG-2.

COP-SG-2											
Muestra	SG-Fel1		SG-Fel2		SG-Fel3		SG-Fel5		SG-Fel6		SG-Fel9
Posición	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b	b
SiO ₂ (%)	57.31	57.44	56.25	56.14	55.96	56.16	57.94	57.71	58.61	58.56	58.39
TiO ₂	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06
Al ₂ O ₃	26.44	26.47	27.37	27.43	27.45	27.25	26.02	26.21	26.42	26.41	26.13
FeO(t)	0.37	0.33	0.5	0.4	0.37	0.37	0.37	0.36	0.36	0.36	0.36
MgO	0.07	0.07	0.22	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07
CaO	9.1	8.74	8.52	8.85	8.84	8.74	7.7	7.8	8.69	8.11	8.26
Na ₂ O	5.01	5.23	5.36	5.35	5.55	5.64	5.97	5.94	5.05	5.53	5.82
K ₂ O	0.48	0.5	0.55	0.55	0.56	0.56	0.71	0.68	0.48	0.57	0.61
Total	98.85	98.85	98.83	98.84	98.85	98.84	98.83	98.83	99.75	99.66	99.71
Cr (ppm)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	2	-	1	1	1	-	-	-	-
Sc	-	-	9	9	8	7	9	10	13	13	9
V	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	2	1	-	-	-	-	-	-	1
Cu	-	-	9	1	1	5	2	1	1	1	10
Ga	28	28	26	27	27	27	28	29	36	33	19
Rb	-	-	2	1	2	1	2	2	2	1	1
Sr	825	793	906	926	866	868	911	901	1075	954	502
Y	-	-	1	-	-	-	-	-	1	-	-
Zr	-	-	1	-	-	-	-	-	1	-	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	1	1	1	-	-	-	-	-
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	218	294	401	370	343	356	467	448	498	411	56
La	3	5	6	6	4	5	7	7	9	7	1
Ce	5	8	10	9	6	8	10	10	15	10	1
Pr	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	-
Nd	2	2	3	3	2	3	2	3	5	3	-
Sm	1	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Eu	1	1	2	2	2	2	2	2	3	2	-
Gd	-	1	1	1	1	1	1	1	2	1	-
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb	3	5	6	5	5	5	5	5	8	4	-
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabla 11-2 Análisis de elementos mayoritarios y trazas de plagioclasa en COP-PM.

COP-PM						
Muestra	PM-Fel1		PM-Fel3		PM-Fel4	
Posición	n	b	n	b	n	b
SiO ₂ (%)	54.49	55.65	54.98	54.87	56.27	55.28
TiO ₂	0.06	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06
Al ₂ O ₃	28.85	28.32	28.63	28.74	26.83	27.28
FeOT	0.41	0.39	0.4	0.39	0.86	0.79
MgO	0.09	0.09	0.09	0.08	0.08	0.09
CaO	10.61	9.88	10.12	10.3	9.49	10.10
Na ₂ O	4.87	4.95	5.03	4.9	4.82	4.83
K ₂ O	0.42	0.44	0.47	0.44	0.44	0.43
Total	99.81	99.79	99.79	99.79	98.86	98.85
Cr (ppm)	-	-	-	-	-	-
Ni	1	1	-	-	-	-
Sc	8	8	7	8	-	-
V	2	2	-	-	7	8
Co	-	-	1	-	1	-
Cu	2	7	3	2	3	2
Ga	27	27	26	26	26	26
Rb	1	1	1	1	1	1
Sr	836	847	855	849	855	878
Y	-	1	-	-	-	-
Zr	-	1	-	-	-	-
Nb	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	1	-	1	-
Cs	-	-	-	-	-	-
Ba	233	240	254	239	264	242
La	5	5	5	4	5	4
Ce	8	8	8	7	8	7
Pr	1	1	1	1	1	1
Nd	3	3	3	3	3	3
Sm	-	0	-	-	-	-
Eu	1	1	1	1	1	1
Gd	1	1	1	1	1	1
Dy	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-
Pb	4	4	4	3	4	3
Th	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-

Tabla 11-3 Análisis de elementos mayoritarios y trazas de plagioclasa en SE-2014

SE-2014						
Muestra	2014-Fel1		2014-Fel3		2014-Fel5	
Posición	n	b	n	b	n	b
SiO ₂ (%)	56.49	56.22	54.98	54.15	55.24	55.35
TiO ₂	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07
Al ₂ O ₃	27.19	27.57	28.32	28.94	28.18	27.78
FeOT	0.39	0.37	0.43	0.43	0.44	0.45
MgO	0.08	0.08	0.1	0.1	0.11	0.11
CaO	9.48	9.89	10.16	10.87	9.88	10.01
Na ₂ O	5.24	5.04	4.71	4.44	4.84	5.35
K ₂ O	0.61	0.58	0.47	0.41	0.48	0.52
Total	99.54	99.83	99.23	99.42	99.24	99.64
Cr (ppm)	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-
Sc	7	6	7	7	7	8
V	-	-	3	3	2	2
Co	2	4	1	1	-	-
Cu	9	10	7	7	10	8
Ga	25	25	25	24	25	25
Rb	2	1	1	1	2	1
Sr	875	832	1003	924	871	845
Y	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-
Nb	-	-	-	-	-	-
Sn	-	1	-	1	-	1
Cs	-	-	-	-	-	-
Ba	244	229	218	188	238	250
La	3	3	4	3	4	4
Ce	6	6	5	5	7	6
Pr	1	0	1	1	1	1
Nd	2	2	2	2	2	2
Sm	-	-	-	-	-	-
Eu	1	1	1	1	1	1
Gd	1	-	0	-	1	0
Dy	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-
Pb	3	4	3	3	3	2
Th	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-

Tabla 11-4 Análisis de elementos mayoritarios y trazas de piroxeno en COP-SG-2

COP-SG-2		
Muestra	SG-Opx1	
Posición	n	b
SiO₂ (%)	58.37	59.01
TiO₂	0.2	0.2
Al₂O₃	0.87	0.98
FeO(t)	14.05	14.26
MnO	0.68	0.56
MgO	23.19	23.12
CaO	1.74	1.69
Na₂O	0.04	0.04
Total	99.13	99.88
Cr(ppm)	23	48
Ni	62	87
Sc	45	43
V	60	75
Co	66	70
Cu	1	2
Ga	3	3
Rb	-	-
Sr	-	-
Y	9	8
Zr	5	5
Nb	-	-
Sn	1	0
Cs	-	-
Ba	-	-
La	-	-
Ce	-	-
Pr	-	-
Nd	1	1
Sm	-	-
Eu	-	-
Gd	1	1
Dy	1	1
Ho	-	-
Er	1	1
Yb	2	2
Hf	-	-
Pb	-	-
Th	-	-
U	-	-

Tabla 11-5 Análisis de elementos mayoritarios y trazas de piroxeno en COP-PM

COP-PM										
Muestra	PM-Cpx1		PM-Cpx2		PM-Cpx4		PM-Cpx5		PM-Opx2	
Pos.	n	b	n	b	n	B	n	b	n	b
SiO ₂ (%)	54.99	55.23	54.82	54.42	56.61	55.92	53.59	53.48	58.36	58.68
TiO	0.44	0.43	0.41	0.42	0.38	0.42	0.45	0.46	0.2	0.22
Al ₂ O ₃	2.1	2.09	1.88	1.82	1.71	1.83	2.09	2.41	1.14	1.04
FeOT	7.56	8.04	7.86	7.9	7.94	7.83	7.68	7.2	13.58	13.37
MnO	0.3	0.31	0.32	0.33	0.34	0.31	0.31	0.29	0.47	0.5
MgO	15.33	15.17	15.24	15.62	14.44	14.89	15.52	15.16	24.22	24.21
CaO	18.83	18.24	18.99	19.02	18.05	18.3	19.86	20.54	1.88	1.88
Na ₂ O	0.32	0.34	0.34	0.33	0.37	0.34	0.34	0.33	0.03	0.03
Total	99.87	99.85	99.85	99.86	99.87	99.85	99.87	99.88	99.89	99.93
Cr (ppm)	139	119	67	60	68	104	79	142	138	92
Ni	103	111	122	124	100	112	105	102	173	174
Sc	90	95	104	106	102	99	88	92	38	40
V	242	252	209	196	172	207	203	180	83	79
Co	39	43	40	41	40	42	40	36	77	77
Cu	2	2	1	-	14	74	2	4	9	4
Ga	5	4	4	4	5	5	4	3	2	2
Rb	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
Sr	19	17	23	20	20	18	22	24	-	-
Y	26	28	36	37	45	36	27	25	5	5
Zr	29	30	36	36	41	35	29	28	3	3
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	-	-	-	-	4	1	1	1	-	-
La	3	3	4	4	5	4	3	2	-	-
Ce	12	12	16	16	20	16	11	10	1	-
Pr	2	2	3	3	4	3	2	2	-	-
Nd	15	15	20	20	25	20	15	14	0	-
Sm	5	5	6	7	8	6	5	5	-	-
Eu	1	1	1	1	1	1	1	1	-	-
Gd	5	6	7	8	9	8	6	5	0	0
Dy	6	6	7	8	9	7	5	5	1	1
Ho	1	1	1	1	2	1	1	1	-	-
Er	3	3	4	4	5	4	3	2	1	1
Yb	3	3	4	3	4	3	3	3	1	1
Hf	1	1	2	2	2	2	1	1	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabla 11-6 Análisis de elementos mayoritarios y trazas de piroxeno en SE-2014.

SE-2014						
Muestra	2014-Cpx2		2014-Cpx3		2014-Cpx4	
Posición	n	b	n	b	n	b
SiO ₂ (%)	55.87	53.27	59.7	60.57	60.57	61.64
TiO ₂	0.39	0.47	0.18	0.2	0.13	0.07
Al ₂ O ₃	1.71	2.18	1.04	1.08	0.8	0.57
FeO(t)	8.94	7.72	17.31	16.81	21.05	23.45
MnO	0.34	0.33	0.21	0.21	0.19	0.18
MgO	15.77	15.49	10.61	10.45	9.06	8.14
CaO	15.57	19.01	9.69	9.44	6.99	4.8
Na ₂ O	0.28	0.36	0.17	0.17	0.14	0.1
K ₂ O	-	0.04	-	-	-	-
Total	98.87	98.87	98.91	98.93	98.93	98.95
Cr (ppm)	126	148	55	100	54	41
Ni	60	50	68	52	78	71
Sc	83	92	53	57	41	32
V	229	269	104	113	74	41
Co	44	37	37	35	38	38
Cu	2	4	3	1	2	2
Ga	4	4	3	3	3	3
Rb	-	1	-	-	-	-
Sr	15	23	12	11	8	7
Y	20	23	14	12	11	7
Zr	19	27	16	14	12	9
Nb	-	-	-	-	-	-
Sn	-	1	-	-	-	1
Cs	-	-	-	-	-	-
Ba	-	5	-	-	-	-
La	1	3	1	1	1	1
Ce	8	11	5	4	4	2
Pr	3	2	1	1	1	1
Nd	10	12	7	6	5	4
Sm	3	4	3	2	2	2
Eu	1	1	-	-	-	-
Gd	3	5	4	3	3	3
Dy	4	5	3	3	2	2
Ho	1	1	1	-	-	-
Er	2	2	1	1	1	1
Yb	2	2	1	1	1	1
Hf	1	1	1	1	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-

Tabla 11-7 Análisis de elementos mayoritarios y trazas de olivino en SE-2014.

COP-SE-2014		
Muestra	2014-Oli1	2014-Oli1
Posición	n	b
SiO₂ (%)	40.08	40.67
TiO₂	0.02	0.02
Al₂O₃	0.02	0.03
FeO(t)	23.04	23.1
MnO	0.56	0.55
MgO	35.63	34.97
CaO	0.11	0.16
Na₂O	0.01	0.01
Total	99.47	99.51
Cr (ppm)	314	274
Ni	15	10
Sc	10	5
V	6	3
Co	122	86
Cu	5	5
Ga	-	-
Rb	-	-
Sr	-	-
Y	-	-
Zr	-	-
Nb	-	-
Sn	1	-
Cs	-	-
Ba	-	-
La	-	-
Ce	-	-
Pr	-	-
Nd	-	-
Sm	-	-
Eu	-	-
Gd	-	-
Dy	-	-
Ho	-	-
Er	-	-
Yb	-	-
Hf	-	-
Pb	-	-
Th	-	-
U	-	-

Tabla 11-8 Análisis de elementos mayoritarios en cristales en que no se analizaron MI.

Cristal	SG-Fel4	SG-Fel4	SG-Fel7	SG-Fel7	SG-Fel8	SG-Fel8	SG-Cpx1	SG-Cpx1	SG-Cpx4	SG-Cpx4	SG-Opx3	SG-Opx3
Muestra	COP-SG-2	COP-SG-2	COP-SG-2	COP-SG-2	COP-SG-2	COP-SG-2	COP-SG-2	COP-SG-2	COP-SG-2	COP-SG-2	COP-SG-2	COP-SG-2
Pos.	b	n	n	b	n	b	n	b	n	b	n	b
SiO ₂ (%)	58.99	60.43	56.5	57.26	56.85	57.34	53.61	54.8	54.07	54.51	60.91	59.46
TiO ₂	0.05	0.05	0.06	0.06	0.08	0.07	0.46	0.45	0.38	0.37	0.3	0.22
Al ₂ O ₃	25.66	24.71	26.78	26.24	26.65	26.61	2.17	2.11	1.48	1.43	1.18	0.98
FeO(t)	0.34	0.34	0.46	0.47	0.32	0.44	6.63	6.79	9.63	10.08	2.81	10.22
MnO	-	-	0.01	-	-	-	0.33	0.33	0.46	0.47	0.81	0.64
MgO	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07	0.08	16.44	15.37	14.03	13.48	30.02	25.06
CaO	7.69	6.77	8.76	8.52	8.47	8.54	19.91	19.62	18.2	17.88	2.43	1.87
Na ₂ O	5.4	5.77	5.58	5.65	5.89	5.26	0.34	0.35	0.34	0.35	0.14	0.04
K ₂ O	0.64	0.7	0.6	0.57	0.47	0.5	-	-	0.01	-	-	-
Total	98.83	98.83	98.82	98.83	98.8	98.84	99.89	99.82	98.6	98.57	98.6	98.49

(Continuación tabla) Análisis de elementos mayoritarios en cristales en que no se analizaron MI.

Cristal	PM-Cpx3	PM-Cpx3	PM-Opx1	PM-Opx1	PM-Opx3	PM-Opx3	2014-Opx1	2014-Opx1
Muestra	COP-PM	COP-PM	COP-PM	COP-PM	COP-PM	COP-PM	SE 2014	SE 2014
Pos.	n	b	n	b	n	b	n	b
SiO ₂ (%)	55.56	54.39	55.93	55.53	56.67	55.86	58.64	58.52
TiO ₂	0.4	0.43	0.23	0.23	0.23	0.25	0.23	0.24
Al ₂ O ₃	1.68	1.83	1.02	1.12	1.13	1.16	1.09	1.12
FeO(t)	8.72	8.05	14.29	14.53	12.05	10.83	13.83	14.05
MnO	0.31	0.31	0.5	0.5	0.55	0.55	0.47	0.47
MgO	14.28	14.88	25.08	25.13	26.02	27.87	22.78	22.66
CaO	17.21	18.29	1.9	1.9	1.92	2.04	1.89	1.87
Na ₂ O	0.34	0.32	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	98.5	98.5	98.99	98.98	98.6	98.59	98.97	98.97

Tabla 11-9 Análisis de elementos mayoritarios y trazas de MI en COP-SG-2.

Muestra	Opx1-MI1	Opx1-MI2	Opx1-MI3	Fel1-MI1	Fel1-MI2	Fel1-MI3
Host	SG-Opx2			SG-Fel1		
Tamaño	30 µm	30 µm	20 µm	15 µm	15 µm	15 µm
Posición	i	i	i	i	b	b
SiO ₂ (%)	64.73	64.16	64.24	59.47	63.58	61.48
TiO ₂	0.32	0.30	0.37	1.01	0.20	0.46
Al ₂ O ₃	6.43	5.62	6.30	18.06	21.05	20.91
FeO(t)	6.71	7.18	7.10	4.68	1.16	2.07
MnO	0.19	0.22	0.21	0.17	0.04	0.07
MgO	5.70	7.93	6.09	1.63	0.33	0.61
CaO	9.28	9.14	9.29	4.70	6.45	5.32
Na ₂ O	3.34	2.56	3.43	4.27	4.03	4.38
K ₂ O	2.68	2.54	2.69	4.44	1.55	3.09
Total	99.38	99.65	99.74	98.43	98.39	98.39
Cr (ppm)	21	17	25	-	-	-
Ni	22	50	27	-	-	-
Sc	22	26	24	38	-	-
V	47	52	44	134	-	83
Co	21	29	19	-	14	-
Cu	8	6	24	219	41	517
Ga	16	12	15	26	41	25
Rb	68	60	59	211	47	96
Sr	122	113	152	273	577	403
Y	23	20	27	30	-	18
Zr	234	189	213	211	-	74
Nb	7	6	7	7	-	2
Sn	3	-	-	-	-	-
Cs	4	3	3	-	-	-
Ba	533	437	451	289	-	385
La	29	23	30	38	-	18
Ce	58	47	65	98	-	34
Pr	6	6	8	9	2	5
Nd	31	23	37	30	-	25
Sm	5	4	6	-	-	-
Eu	1	1	0	-	-	-
Gd	5	3	3	-	-	-
Dy	5	4	7	-	-	-
Ho	1	1	1	-	-	-
Er	3	2	3	-	-	-
Yb	4	-	-	-	-	-
Hf	6	5	4	6	-	1
Pb	16	15	14	39	17	28
Th	11	9	9	10	-	3
U	3	2	3	5	-	-

(Continuación tabla) Análisis de elementos mayoritarios y trazas de MI en COP-SG-2.

Muestra	Fel2-MI1	Fel3-MI1	Fel5-MI1	Fel6-MI1	Fel6-MI2	Fel9-MI1
Host	SG-Fel2	SG-Fel3	SG-Fel5	SG-Fel6		SG-Fel9
Tamaño	40 μm	30 μm	30 μm	30 μm	30 μm	30 μm
Posición	b	b	b	i	b	b
SiO ₂ (%)	60.85	60.37	64.41	67.60	63.13	60.35
TiO ₂	1.35	0.22	0.50	0.61	0.24	0.46
Al ₂ O ₃	15.69	20.20	18.24	16.61	21.56	21.44
FeO(t)	7.99	1.41	2.32	3.00	1.71	2.58
MnO	0.15	0.04	0.07	0.10	0.04	0.06
MgO	1.30	0.44	0.68	0.91	0.43	0.87
CaO	3.08	8.02	3.46	2.74	6.21	5.91
Na ₂ O	3.75	4.94	4.72	3.65	4.45	4.13
K ₂ O	4.22	2.72	3.99	3.44	1.73	2.57
Total	98.40	98.37	98.38	98.67	99.50	98.38
Cr(ppm)	2	-	-	-	-	-
Ni	29	2	1	5	3	4
Sc	23	12	20	34	18	17
V	174	13	33	45	16	62
Co	21	3	5	8	3	4
Cu	116	61	85	26	9	23
Ga	24	26	28	50	43	26
Rb	93	66	112	188	57	60
Sr	199	514	301	339	866	526
Y	34	54	32	56	20	19
Zr	465	67	362	695	212	203
Nb	18	3	-	21	7	8
Sn	4	-	-	10	3	-
Cs	4	1	5	7	4	1
Ba	535	515	693	924	773	399
La	28	66	37	53	27	19
Ce	69	151	78	133	58	39
Pr	8	20	9	21	8	4
Nd	33	93	39	81	28	21
Sm	7	17	8	20	7	4
Eu		3	-	5	3	-
Gd	7	18	8	18	8	4
Dy	7	11	6	19	5	3
Ho	1	2	1	3	1	1
Er	4	5	4	13	3	1
Yb	4	3	3	12	-	1
Hf	11	2	10	37	9	4
Pb	16	12	23	76	32	-
Th	18	5	16	55	14	7
U	6	1	5	13	2	2

Tabla 11-10 Análisis de elementos mayoritarios y trazas de MI en COP-PM.

Muestra	Fel1-MI1	Fel1-MI2	Fel4-MI1	Fel4-MI2	Opx2-MI1
Host	PM-Fel1		PM-Fel4		PM-Opx2
Tamaño	20 µm	20 µm	20 µm	20 µm	30 µm
Posición	b	b	b	b	B
SiO ₂ (%)	62.77	62.88	66.28	63.75	66.85
TiO ₂	0.97	0.65	0.35	0.52	0.42
Al ₂ O ₃	15.8	18.11	17.98	17.54	16.45
FeOT	4.52	3.29	2.15	3.39	2.56
MnO	0.12	0.09	0.06	0.08	0.11
MgO	2.05	1.47	0.83	1.43	3.4
CaO	5.39	5.56	4.61	4.7	2.27
Na ₂ O	3.75	4.26	4.05	4.2	4.23
K ₂ O	3.81	3.06	3.38	4.01	3.36
Total	99.18	99.36	99.68	99.61	99.64
Cr (ppm)	-	-	-	-	14
Ni	6	4	5	7	23
Sc	23	17	13	16	17
V	99	68	37	59	53
Co	13	8	9	11	16
Cu	1550	557	347	660	20
Ga	29	29	31	24	19
Rb	150	138	76	109	91
Sr	202	302	280	243	289
Y	47	29	13	21	24
Zr	430	254	-	116	241
Nb	13	9	-	-	9
Sn	4	3	-	2	1
Cs	9	7		2	5
Ba	487	519	416	414	537
La	59	40	18	33	35
Ce	146	103		68	81
Pr	14	11	5	8	7
Nd	60	41	18	32	-
Sm	11	6		6	-
Eu	2	1	1	2	-
Gd	13	9	2	5	-
Dy	10	6	-	4	-
Ho	2	1	-	1	-
Er	4	3	-	2	-
Yb	5	4	-	2	-
Hf	14	8	-	3	7
Pb	29	19	18	18	19
Th	21	13	-	5	13
U	6	4	-	1	4

(Continuación tabla) Análisis de elementos mayoritarios y trazas de MI en COP-PM.

Muestra	Cpx1-MI1	Cpx1-MI2	Cpx2-MI1	Cpx4-MI1	Cpx4-MI2	Cpx5-MI1	Cpx5-MI2	Cpx5-MI3
Host	PM-Cpx1		PM-Cpx2	PM-Cpx4		PM-Cpx5		
Tamaño	30 µm	30 µm	20 µm	30 µm	30 µm	30 µm	30 µm	30 µm
Posición	i	i	n	b	b	b	b	b
SiO ₂ (%)	62.14	63.03	59.65	64.01	62.04	59.03	62.57	65.9
TiO ₂	0.42	0.35	0.54	0.42	0.49	0.59	0.49	0.4
Al ₂ O ₃	8.55	5.33	7.98	7.26	8.02	9.3	11.81	13.69
FeO(t)	4.71	6.7	7.23	6.24	6.02	8.54	3.75	2.76
MnO	0.2	0.25	0.23	0.22	0.25	0.22	0.16	0.11
MgO	8.4	9.78	9.01	8.28	8.07	7.79	6.22	3.67
CaO	11.06	11.09	10.97	9.62	10.64	9.46	8.28	5.12
Na ₂ O	2.28	1.9	1.93	1.98	2.4	2.42	3.23	3.87
K ₂ O	1.97	1.36	2.18	1.73	1.79	2.37	3.15	4.09
Total	99.74	99.81	99.73	99.77	99.72	99.72	99.66	99.61
Cr (ppm)	21	28	79	37	13	172	108	93
Ni	47	74	68	57	45	73	44	25
Sc	58	59	70	58	78	42	43	31
V	138	162	204	134	107	183	146	115
Co	25	38	32	35	26	32	19	8
Cu	33	24	16	28	58	39	41	132
Ga	15	13	11	15	15	16	17	15
Rb	59	33	64	47	47	63	87	122
Sr	99	57	81	83	110	89	150	189
Y	33	31	33	34	54	24	27	20
Zr	179	111	150	158	224	140	207	230
Nb	4	3	-	4	6	4	7	9
Sn	-	-	-	-	-	3	-	-
Cs	3	2	3	3	3	3	4	6
Ba	317	183	253	284	268	300	419	563
La	20	15	13	21	31	15	23	27
Ce	52	37	37	53	75	39	49	52
Pr	7	5	-	8	10	4	6	4
Nd	37	26	26	34	47	19	25	29
Sm	-	-	7	9	12	-	6	4
Eu	-	-	-	-	-	-	1	-
Gd	10	-	-	-	-	-	6	5
Dy	9	-	-	-	-	-	5	6
Ho	1	-	-	-	-	-	1	1
Er	-	-	-	-	-	-	3	3
Yb	4	-	-	-	-	-	2	2
Hf	6	4	6	7	7	-	7	6
Pb	13	11	8	15	14	14	17	22
Th	8	5	6	9	9	8	11	12
U	2	1	1	2	2	2	3	3

Tabla 11-11 Análisis de elementos mayoritarios y trazas de MI en SE-2014.

Muestra	MI1	MI1	MI2	MI3	MI4	MI5	MI1	MI2	MI1	MI2
Host	2014-Fel1	2014-Fel3					2014-Fel5		2014-Oli1	
Tamaño	20 µm	20 µm	20 µm	40 µm	20 µm	20 µm	30 µm	30 µm	20 µm	20 µm
Posición	b	i	n	n	i	b	n	b	b	b
SiO ₂ (%)	60.82	64.76	62.96	61.53	65.01	58.97	62.65	61.56	57.25	55.14
TiO ₂	1.15	0.83	0.65	0.82	0.84	1.12	0.51	0.8	0.7	0.44
Al ₂ O ₃	16.55	15.17	17.34	16.89	14.92	17.38	18.99	16.95	13.72	12.08
FeOT	5.53	5.05	3.97	4.9	4.64	5.73	3.07	4.12	7.8	9.38
MnO	0.12	0.12	0.1	0.12	0.11	0.14	0.08	0.11	0.21	0.24
MgO	2.06	1.86	1.51	1.88	1.76	2.23	1.25	2.01	6.63	8.21
CaO	4.23	3.24	4.6	4.8	3.96	5.96	5.55	5.52	7.27	9.92
Na ₂ O	4.65	3.65	4.08	4.49	3.68	4.31	4.51	5.28	2.8	2.31
K ₂ O	4.53	4.74	3.76	3.64	3.97	2.79	2.52	2.95	2.28	1.32
Total	99.65	99.43	98.96	99.07	98.89	98.62	99.13	99.31	98.66	99.04
Cr (ppm)	-	-	-	-	-	-	-	-	68	-
Ni	12	-	-	-	-	-	-	-	79	79
Sc	26	15	15	21	19	26	14	15	67	52
V	176	90	77	145	122	173	56	97	237	149
Co	13	7	6	16	11	13	8	8	47	29
Cu	169	14	16	48	52	1221	100	110	90	15
Ga	24	19	21	20	26	20	26	20	12	12
Rb	113	87	73	82	96	65	53	59	76	11
Sr	241	197	383	299	240	406	532	443	173	245
Y	43	14	15	18	23	31	15	17	37	16
Zr	476	277	204	188	276	346	225	248	255	48
Nb	17	7	5	5	8	11	6	8	10	1
Sn	3	5	3	-	4	4	2	2	-	3
Cs	9	5	4	3	4	4	4	4	4	1
Ba	530	474	524	434	544	502	437	460	447	110
La	44	33	29	30	38	39	29	30	31	6
Ce	99	63	56	57	70	82	59	66	73	13
Pr	13	8	6	7	9	10	7	7	9	2
Nd	58	36	33	33	41	48	29	31	31	11
Sm	11	6	4	5	5	8	5	4	14	4
Eu	2	1	1	2	1	2	2	1	-	-
Gd	13	5	5	5	8	9	4	6	2	2
Dy	8	7	5	6	5	10	4	5	9	-
Ho	1	1	1	1	1	2	1	1	2	-
Er	5	3	3	3	4	5	3	3	7	-
Yb	5	4	2	2	4	4	3	3	-	-
Hf	13	6	4	4	6	9	5	5	8	-
Pb	25	28	23	24	29	27	18	16	16	2
Th	22	9	7	8	11	14	8	9	11	1
U	5	2	2	2	2	3	2	3	3	0

(Continuación tabla) Análisis de elementos mayoritarios y trazas de MI en SE-2014.

Muestra	MI1	MI2	MI1	MI2	MI1
Host	2014-Cpx2		2014-Cpx3		2014-Cpx4
Tamaño	25 µm	35 µm	20 µm	25 µm	20 µm
Posición	b	b	n	n	b
SiO ₂ (%)	55.13	56.45	50.70	53.22	61.57
TiO ₂	0.59	0.42	0.37	0.29	0.30
Al ₂ O ₃	5.27	4.91	23.62	23.65	10.87
FeOT	7.17	8.67	0.24	0.28	6.83
MnO	0.27	0.38	0.22	0.14	0.15
MgO	12.37	14.61	7.86	6.37	6.15
CaO	16.05	11.24	9.93	9.95	9.53
Na ₂ O	1.23	1.22	4.46	3.96	2.91
K ₂ O	0.81	1.00	1.69	0.69	0.45
Total	98.88	98.91	99.09	98.55	98.77
Cr (ppm)	142	60	17	49	125
Ni	39	56	82	31	43
Sc	88	40	53	55	52
V	254	135	117	144	149
Co	37	68	45	22	29
Cu	24	34	19	10	15
Ga	8	7	28	18	12
Rb	19	26	18	6	11
Sr	70	68	1068	614	262
Y	27	11	14	12	16
Zr	82	74	101	25	48
Nb	2	3	3	-	1
Sn	1	-	-	-	3
Cs	1	1	1	-	2
Ba	108	134	529	180	109
La	9	10	15	5	6
Ce	23	22	31	12	13
Pr	4	3	3	1	2
Nd	19	10	17	9	11
Sm	5	2	4	2	4
Eu	1	-	1	1	1
Gd	5	2	2	4	4
Dy	5	3	1	2	2
Ho	1	-	-	-	-
Er	3	1	3	1	2
Yb	3	2	1	1	2
Hf	3	2	3	1	1
Pb	4	5	9	4	2
Th	3	3	4	-	1
U	1	1	1	-	-

Tabla 11-12 Formula estructural para los cristales de plagioclasa ($A_1T_4O_8$) analizados.

Cristal	Posición	[Si (T)]	Al (T)	Total (T)]	[Ca (A)]	Na (A)]	K (A)]	Total (A)]
SG-Fel1	Núcleo	2.640	1.435	4.075	0.449	0.447	0.028	0.925
SG-Fel1	Borde	2.640	1.434	4.074	0.430	0.466	0.029	0.926
SG-Fel2	Núcleo	2.587	1.483	4.070	0.420	0.478	0.032	0.930
SG-Fel2	Borde	2.575	1.483	4.057	0.435	0.476	0.032	0.943
SG-Fel3	Núcleo	2.561	1.480	4.041	0.433	0.492	0.033	0.959
SG-Fel3	Borde	2.569	1.469	4.039	0.428	0.500	0.033	0.961
SG-Fel4	Núcleo	2.712	1.390	4.102	0.379	0.481	0.038	0.898
SG-Fel4	Borde	2.775	1.337	4.112	0.333	0.514	0.041	0.888
SG-Fel5	Núcleo	2.650	1.402	4.052	0.377	0.529	0.041	0.948
SG-Fel5	Borde	2.639	1.413	4.052	0.382	0.527	0.040	0.948
SG-Fel6	Núcleo	2.677	1.422	4.100	0.425	0.447	0.028	0.900
SG-Fel6	Borde	2.666	1.417	4.083	0.396	0.488	0.033	0.917
SG-Fel7	Núcleo	2.591	1.447	4.038	0.430	0.496	0.035	0.962
SG-Fel7	Borde	2.627	1.419	4.045	0.419	0.502	0.033	0.955
SG-Fel8	Núcleo	2.599	1.436	4.036	0.415	0.522	0.027	0.964
SG-Fel8	Borde	2.638	1.443	4.081	0.421	0.469	0.029	0.919
SG-Fel9	Borde	2.652	1.399	4.050	0.402	0.512	0.035	0.950
PM-Fel1	Núcleo	2.481	1.548	4.028	0.517	0.430	0.024	0.972
PM-Fel1	Borde	2.535	1.520	4.055	0.482	0.437	0.026	0.945
PM-Fel3	Núcleo	2.583	1.488	4.071	0.474	0.426	0.029	0.929
PM-Fel3	Borde	2.490	1.534	4.023	0.524	0.429	0.023	0.977
PM-Fel4	Núcleo	2.501	1.535	4.036	0.493	0.444	0.027	0.964
PM-Fel4	Borde	2.498	1.542	4.040	0.502	0.432	0.026	0.960
2014-Fel1	Núcleo	2.576	1.461	4.038	0.463	0.463	0.035	0.962
2014-Fel1	Borde	2.560	1.479	4.039	0.482	0.445	0.034	0.961
2014-Fel3	Núcleo	2.523	1.531	4.054	0.499	0.419	0.028	0.946
2014-Fel3	Borde	2.483	1.564	4.047	0.534	0.395	0.024	0.953
2014-Fel5	Núcleo	2.533	1.523	4.056	0.485	0.430	0.028	0.944
2014-Fel5	Borde	2.519	1.490	4.010	0.488	0.472	0.030	0.990

Tabla 11-13 Formula estructural para los cristales de piroxeno ($M_2M_1T_2O_6$) analizados.

Cristal	Pos.	[Si (T)]	Al (T)	Total (T)]	[Al (M1)]	Ti (M1)	Mg (M1)	Fe2+ (M1)	Total (M1)]	[Mg (M2)]	Fe2+ (M2)	Mn (M2)	Ca (M2)	Na (M2)	K (M2)	Total (M2)]
SG-Cpx1	n	1.953	0.047	2.000	0.046	0.013	0.893	0.049	1.000	0.000	0.188	0.010	0.777	0.024	0.000	1.000
SG-Cpx1	b	1.955	0.045	2.000	0.044	0.012	0.817	0.127	1.000	0.000	0.216	0.010	0.750	0.024	0.000	1.000
SG-Cpx4	n	1.969	0.031	2.000	0.033	0.010	0.762	0.195	1.000	0.000	0.251	0.014	0.710	0.024	0.000	1.000
SG-Cpx4	b	1.970	0.030	2.000	0.031	0.010	0.726	0.233	1.000	0.000	0.269	0.014	0.692	0.025	0.000	1.000
SG-Opx1	n	1.970	0.030	2.000	0.015	0.007	0.978	0.000	1.000	0.469	0.415	0.022	0.084	0.009	0.000	1.000
SG-Opx1	b	1.971	0.029	2.000	0.009	0.005	0.986	0.000	1.000	0.253	0.660	0.018	0.066	0.003	0.000	1.000
SG-Opx3	n	1.974	0.026	2.000	0.009	0.005	0.986	0.000	1.000	0.183	0.733	0.019	0.063	0.002	0.000	1.000
SG-Opx3	b	1.971	0.029	2.000	0.010	0.005	0.985	0.000	1.000	0.167	0.755	0.016	0.061	0.002	0.000	1.000
PM-Cpx1	n	1.954	0.046	2.000	0.042	0.012	0.812	0.134	1.000	0.000	0.252	0.009	0.717	0.022	0.000	1.000
PM-Cpx1	b	1.955	0.045	2.000	0.042	0.012	0.800	0.146	1.000	0.000	0.276	0.009	0.692	0.023	0.000	1.000
PM-Cpx2	n	1.960	0.040	2.000	0.040	0.011	0.813	0.137	1.000	0.000	0.239	0.010	0.728	0.024	0.000	1.000
PM-Cpx2	b	1.961	0.039	2.000	0.039	0.011	0.839	0.111	1.000	0.000	0.233	0.010	0.734	0.023	0.000	1.000
PM-Cpx3	n	1.963	0.037	2.000	0.033	0.011	0.752	0.204	1.000	0.000	0.316	0.009	0.651	0.023	0.000	1.000
PM-Cpx3	b	1.960	0.041	2.000	0.037	0.012	0.799	0.152	1.000	0.000	0.262	0.010	0.706	0.022	0.000	1.000
PM-Cpx4	n	1.965	0.035	2.000	0.035	0.010	0.747	0.208	1.000	0.000	0.292	0.010	0.671	0.025	0.001	1.000
PM-Cpx4	b	1.960	0.040	2.000	0.036	0.011	0.778	0.175	1.000	0.000	0.280	0.009	0.687	0.023	0.000	1.000
PM-Cpx5	n	1.955	0.045	2.000	0.045	0.012	0.844	0.099	1.000	0.000	0.190	0.010	0.776	0.024	0.000	1.000
PM-Cpx5	b	1.947	0.053	2.000	0.051	0.013	0.823	0.114	1.000	0.000	0.166	0.009	0.801	0.024	0.000	1.000
PM-Opx1	n	1.973	0.027	2.000	0.016	0.006	0.979	0.000	1.000	0.340	0.571	0.015	0.072	0.003	0.000	1.000
PM-Opx1	b	1.971	0.029	2.000	0.018	0.006	0.976	0.000	1.000	0.354	0.556	0.015	0.072	0.003	0.000	1.000
PM-Opx2	n	1.970	0.031	2.000	0.015	0.005	0.980	0.000	1.000	0.238	0.678	0.014	0.068	0.002	0.000	1.000
PM-Opx2	b	1.971	0.029	2.000	0.012	0.006	0.983	0.000	1.000	0.229	0.687	0.014	0.068	0.002	0.000	1.000
PM-Opx3	n	1.970	0.030	2.000	0.017	0.006	0.977	0.000	1.000	0.371	0.539	0.016	0.071	0.002	0.000	1.000
PM-Opx3	b	1.970	0.030	2.000	0.018	0.007	0.975	0.000	1.000	0.490	0.414	0.017	0.077	0.002	0.000	1.000
2014-Cpx2	n	1.961	0.039	2.000	0.032	0.010	0.825	0.133	1.000	0.000	0.385	0.010	0.586	0.019	0.000	1.000
2014-Cpx2	b	1.954	0.047	2.000	0.048	0.013	0.847	0.093	1.000	0.000	0.215	0.010	0.747	0.026	0.002	1.000
2014-Cpx3	n	1.963	0.037	2.000	0.003	0.005	0.520	0.472	1.000	0.000	0.642	0.006	0.341	0.011	0.000	1.000
2014-Cpx3	b	1.959	0.041	2.000	0.000	0.005	0.504	0.491	1.000	0.000	0.657	0.006	0.327	0.011	0.000	1.000
2014-Cpx4	n	1.962	0.031	1.992	0.000	0.003	0.437	0.559	1.000	0.000	0.752	0.005	0.243	0.009	0.000	1.008
2014-Cpx4	b	1.959	0.021	1.981	0.000	0.002	0.386	0.613	1.000	0.000	0.845	0.005	0.164	0.006	0.000	1.019
2014-Opx1	n	1.968	0.032	2.000	0.011	0.006	0.983	0.000	1.000	0.157	0.759	0.013	0.068	0.003	0.000	1.000
2014-Opx1	b	1.967	0.033	2.000	0.012	0.006	0.982	0.000	1.000	0.153	0.763	0.013	0.067	0.003	0.000	1.000

Tabla 11-14 Formula estructural para cristales de olivino ($M_2Si_1O_4$) analizados.

Muestra	Posición	[Fe (M)]	Mn (M)	Mg (M)	Total (M)]	[Si]
2014-Oli1	Núcleo	0.512	0.013	1.411	1.936	1.064
2014-Oli1	Borde	0.514	0.013	1.388	1.915	1.085

Tabla 11-15 Error asociado al análisis de elementos mediante LA-ICPMS estimado a partir del error reportado por Jochum et al. (2011) para el estándar Nist SRM 610.

Elemento	Error	Elemento	Error
SiO ₂	1%	Sn	8%
TiO ₂	4%	Te	10%
Al ₂ O ₃	3%	Cs	2%
FeOT	4%	Ba	5%
MnO	3%	La	8%
MgO	10%	Ce	6%
CaO	2%	Pr	4%
Na ₂ O	2%	Nd	5%
K ₂ O	10%	Sm	9%
Cr ₂ O ₃	5%	Eu	3%
NiO	5%	Gd	9%
BaO	5%	Tb	5%
SrO	8%	Dy	10%
Sc	5%	Ho	10%
V	4%	Er	10%
Co	6%	Tm	5%
Cu	7%	Yb	6%
Ga	3%	Lu	5%
Rb	7%	Hf	9%
Sr	8%	Ta	5%
Y	6%	Pb	10%
Zr	7%	Th	8%
Nb	10%	U	10%