



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

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE INCLUSIONES VÍTREAS EN LA TEFRA DE LOS CONOS LOS
HORNIOS, ANDES CENTRO-SUR DE CHILE: IMPLICANCIAS PARA LA ESTIMACIÓN DE LA
FUGACIDAD DE OXÍGENO DEL MANTO EN ZONAS DE ARCO

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

DOMÍNICA ANTONIA KAUSEL KAUSEL

PROFESOR GUÍA:

MARTIN REICH MORALES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

CLAUDIA CANNATELLI

DIEGO MORATA CÉSPEDES

FERNANDO BARRA PANTOJA

Este trabajo ha sido financiado por el Núcleo Milenio Trazadores de Metales

SANTIAGO DE CHILE

2019

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
TÍTULO DE : Geóloga
POR: Domínica Antonia Kausel
FECHA: 22/04/2019
PROFESOR GUÍA: Martin Reich Morales**

**PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE INCLUSIONES VÍTREAS EN LA TEFRA DE LOS CONOS
LOS HORNITOS, ANDES CENTRO-SUR DE CHILE: IMPLICANCIAS PARA LA ESTIMACIÓN
DE LA FUGACIDAD DE OXÍGENO DEL MANTO EN ZONAS DE ARCO**

Este trabajo de título aporta nuevos antecedentes acerca del estado redox del manto bajo zonas de arco en los Andes Centro-Sur, mediante un estudio petrológico y geoquímico de inclusiones vítreas en cristales de olivino presentes en tefras y basaltos del cono monogenético oriental de Los Hornitos (35°43'S, 70°48'O). Los productos volcánicos estudiados corresponden a fundidos altamente primitivos ($Ni_{prom} \sim 3081$ ppm y $Fe_{prom} \sim 91$ para olivinos, y MgO de hasta 9.2 wt% para las inclusiones), los cuales brindan una oportunidad única para constreñir la fO_2 del magma parental que los genera.

El estudio incluyó una descripción petrográfica detallada de las inclusiones vítreas presentes en olivinos en la tefra, la cual fue complementada con observaciones mediante microscopía electrónica de barrido (SEM) y una determinación semi-cuantitativa (EDS) de la composición de las fases presentes. La determinación de la fO_2 de los fundidos se realizó mediante dos métodos distintos: (1) oxibarometría basada en el intercambio de Fe-Mg entre pares de olivino-espinelo; (2) determinación *in-situ* del estado oxidación del Fe mediante espectroscopía XANES en el vidrio presente en las inclusiones vítreas hospedadas en los fenocristales de olivino. Para ello, se realizaron análisis por microsonda electrónica (EMPA) en 30 pares de olivinos y espinelos, y en vidrio atrapado por las inclusiones vítreas, cuya razón de Fe^{3+}/Fe^{2+} se determinó mediante XANES por luz de sincrotrón.

Los valores de fO_2 obtenidos con ambos métodos, expresados en unidades log respecto del buffer FMQ, muestran diferencias significativas dadas por valores promedio de $\Delta FMQ + 1.2$ para el oxibarómetro de olivino-espinelo y $\Delta FMQ + 2.7$ para el vidrio determinado mediante XANES. Descartando la presencia de eventuales errores analíticos, estas marcadas diferencias en fO_2 se interpretan, en base a la evidencia petrográfica y composicional, como el resultado de una evolución compleja del estado redox de los fundidos registrada en los productos volcánicos estudiados. La variabilidad en los valores de fO_2 en los pares de olivinos-espinelos respecto de las inclusiones vítreas estudiadas indicaría cambios en el contenido de volátiles, principalmente asociados a distintos estadios de evolución del fundido durante las etapas más tempranas de cristalización magmática, donde el contenido de volátiles es modificado previo al atrapamiento del fundido. Adicionalmente, no se descarta que otros procesos como contaminación cortical durante el ascenso del fundido o re-equilibrio difusivo de H_2O entre la inclusión y el cristal de olivino podrían haber alterado el estado redox de las inclusiones, elevando la fO_2 post-atrapamiento. Estos factores, sumados a las discrepancias de las fO_2 para Los Hornitos con otros productos del mismo Campo Volcánico del Descabezado Grande, previamente reportados, sugieren que procesos locales en la fuente y/o durante el transporte de los fundidos podrían tener una fuerte incidencia en el estado redox del sistema, y que no necesariamente responderían a heterogeneidades del manto debido a cambios en los productos aportados por el slab.

Los datos obtenidos en este estudio tienen gran relevancia debido a la escasez de información acerca del estado redox en estos ambientes a escala global, constituyendo además el primer registro de fO_2 en el margen Andino para fundidos primitivos. El carácter oxidado de estos podría tener implicancias en el mejor entendimiento y generación de modelos metalogénicos en la región Andina.

*“Temes a la imaginación. Y a los sueños más aún.
Temes a la responsabilidad que puede derivarse
de ellos. Pero no puedes evitar dormir. Y si
duermes, sueñas. Cuando estas despierto, puedes
refrenar, más o menos, la imaginación. Pero los
sueños no hay manera de controlarlos.”*

Haruki Murakami

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quisiera agradecer a mi profesor guía, Martin Reich, por haberme guiado y confiado en mí, por su excelente calidad docente, mostrando siempre buena disposición y preocupación, y por haber impulsado aún más mi curiosidad científica. También agradecer a mi comisión, Claudia Cannatelli, Diego Morata, y Fernando Barra, por sus aportes en el desarrollo de esta tesis.

Al Núcleo Milenio Trazadores de Metales (NMTM) por el financiamiento y apoyo para realizar esta Memoria de Título, e igualmente al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA) por el acceso a la instrumentación analítica utilizada.

A Santiago Tassara, estudiante de doctorado del NMTM, por la facilitación de las muestras y datos utilizados en este trabajo, además de las conversaciones enriquecedoras que aportaron a las discusiones de esta tesis.

A mis padres y hermanos, por acompañarme y alegrarme siempre, y ser pilares fundamentales en mi vida.

A todos los amigos que me acompañaron a lo largo de la carrera, generando experiencias inolvidables y con quienes compartí el amor por esta ciencia. En particular: Cami, Coni, Fran, Richi y Pipe.

A mis compañeros del Núcleo Milenio, por su simpatía y compañía en estos últimos meses, haciendo el ambiente en la oficina siempre muy agradable.

A todos los funcionarios del Departamento de Geología, especialmente a Blanca, por su compromiso y entrega.

A mi compañero, por habernos conocido en el final de esta etapa y haberte transformado en alguien esencial.

TABLA DE CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	MOTIVACIÓN	1
1.2	OBJETIVOS	2
1.2.1	<i>Objetivo general</i>	2
1.2.2	<i>Objetivos específicos</i>	3
1.3	HIPÓTESIS.....	3
1.4	ZONA DE ESTUDIO Y ESTRUCTURA DE LA TESIS.....	3
2	ANTECEDENTES	6
2.1	MARCO GEOLÓGICO	6
2.1.1	<i>Contexto geológico</i>	6
2.1.2	<i>Volcanismo monogenético</i>	7
2.1.3	<i>Campo Volcánico del Descabezado Grande</i>	9
2.2	MARCO TEÓRICO.....	12
2.2.1	<i>Fugacidad de oxígeno y estado de oxidación del manto litosférico</i>	12
2.2.2	<i>Oxibarometría de olivino-espino-ortopiroxeno</i>	13
2.2.3	<i>Determinación de la fugacidad de oxígeno mediante espectroscopía de absorción de rayos X (XAS) y de rayos X cercano al borde de absorción (XANES)</i>	15
2.2.4	<i>Inclusiones vítreas</i>	18
3	METODOLOGÍA	24
3.1	MUESTREO Y PREPARACIÓN DE MUESTRAS	24
3.2	CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA	25
3.3	MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (SEM-EDS).....	26
3.4	ANÁLISIS MEDIANTE MICROSONDA ELECTRÓNICA (EMPA).....	27
3.5	ESPECTROSCOPIA DE ABSORCIÓN DE RAYOS X CERCANO AL BORDE DE ABSORCIÓN (XANES).....	27
3.6	DETERMINACIÓN DE LA FUGACIDAD DE OXIGENO (fO_2)	28
3.6.1	<i>Oxibarómetro olivino-espino</i>	28
3.7	CORRECCIÓN POR PEC	29
4	RESULTADOS	30
4.1	PETROGRAFÍA DE PRODUCTOS VOLCÁNICOS E INCLUSIONES VÍTREAS.....	30
4.1.1	<i>Descripción petrográfica</i>	30

4.1.2	<i>Petrografía de inclusiones vítreas.....</i>	<i>32</i>
4.1.3	<i>Microscopía electrónica de barrido.....</i>	<i>38</i>
4.2	QUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORITARIOS EN OLIVINOS, ESPINELOS E INCLUSIONES VÍTREAS.....	40
4.2.1	<i>Composición de los olivinos.....</i>	<i>40</i>
4.2.2	<i>Composición de los espinelos.....</i>	<i>42</i>
4.2.3	<i>Composición de las inclusiones vítreas.....</i>	<i>43</i>
4.3	GEOTERMOMETRÍA Y OXIBAROMETRÍA.....	47
4.4	CÁLCULO DE LA fO_2 MEDIANTE XANES DE Fe EN INCLUSIONES VÍTREAS.....	49
5	DISCUSIONES.....	50
5.1	ACERCA DE LA COMPOSICIÓN DE MAGMAS PRIMITIVOS DE ARCO CONTINENTAL.....	50
5.2	CONSIDERACIONES PETROGRÁFICAS Y DE EQUILIBRIO MINERAL EN EL CÁLCULO DE LA fO_2 MEDIANTE EL OXIBARÓMETRO DE OLIVINO-ESPELEO.....	51
5.3	FACTORES INCIDENTALES EN EL CÁLCULO DE LA fO_2 MEDIANTE XANES DE Fe EN VIDRIO.....	54
5.3.1	<i>Equilibrio olivino-inclusión y corrección por PEC.....</i>	<i>54</i>
5.4	DIFERENCIAS ENTRE LAS FUGACIDADES DE OXÍGENO OBTENIDAS MEDIANTE OXIBAROMETRÍA Y XANES.....	58
5.5	ACERCA DE LA fO_2 EN EL CVDG Y OTROS MAGMAS PRIMITIVOS EN ZONAS DE ARCO.....	64
5.6	IMPLICANCIAS METALOGÉNÉTICAS DE LA fO_2 EN AMBIENTES DE ARCOS CONTINENTALES MADUROS COMO EL ANDINO.....	66
6	CONCLUSIONES.....	68
	BIBLIOGRAFÍA.....	70
	ANEXO A: LÁMINAS DELGADAS.....	80
	ANEXO B: PETROGRAFÍA DE INCLUSIONES VÍTREAS EN FENOCRISTALES DE OLIVINO.....	83
	ANEXO C: SEM.....	88
	ANEXO D: QUÍMICA SEMI-CUANTITATIVA DE OLIVINOS PRESENTES EN LA TEFRA, SEM DETECTOR EDS.....	96

ANEXO E: QUÍMICA SEMI-CUANTITATIVA DE ESPINELOS PRESENTES EN LA TEFRA, SEM DETECTOR EDS	98
ANEXO F: QUÍMICA SEMI-CUANTITATIVA DE LAS INCLUSIONES VÍTREAS HOSPEDADAS EN OLIVINOS, SEM DETECTOR EDS	99
ANEXO G: COMPOSICIÓN CUANTITATIVA DE ESPINELOS, MICROSONDA ELECTRÓNICA	102
TABLA G1. COMPOSICIONES DE LOS ESPINELOS EN WT% DE ÓXIDO	102
TABLA G2. RESULTADO DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA CUANTITATIVA DE LAS INCLUSIONES DE ESPINELOS EN OLIVINOS Y CÁLCULO DE LA FÓRMULA ESTRUCTURAL EN BASE A 32 OXÍGENOS. EL CÁLCULO DE HIERRO FÉRRICO Y HIERRO FERROSO SE REALIZÓ SEGÚN EL CRITERIO ESTEQUIOMÉTRICO DE DROOP ET AL. (1987).....	103
TABLA G3. FRACCIONES MOLARES UTILIZADAS PARA LA ESTIMACIÓN DE LA fO_2 CON EL OXIBARÓMETRO DE OLIVINO-ESPINELO DE BALLHAUS ET AL. (1991).....	105
ANEXO H: COMPOSICIÓN CUANTITATIVA DEL OLIVINO, MICROSONDA ELECTRÓNICA	107
TABLA H1. COMPOSICIONES DE LOS OLIVINOS EN WT% DE ÓXIDO.....	107
TABLA H2. CÁLCULO DE LA FÓRMULA ESTRUCTURAL DE OLIVINO NORMALIZADA A 4 OXÍGENOS	108
CONTINUACIÓN TABLA H2. FRACCIONES MOLARES UTILIZADAS PARA LA ESTIMACIÓN DE LA fO_2 CON EL OXIBARÓMETRO DE OLIVINO-ESPINELO DE BALLHAUS ET AL. (1991).....	110
ANEXO I: DATOS COMPOSICIONALES DE LAS INCLUSIONES VÍTREAS MEDIDOS CON MICROSONDA ELECTRÓNICA.....	112
ANEXO J: DATOS COMPOSICIONALES DE LAS INCLUSIONES VÍTREAS MEDIDOS CON MICROSONDA ELECTRÓNICA, CON CORRECCIÓN POR P.E.C.....	117

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1.** Ubicación de la zona de estudio (estrella amarilla). Se muestran los estratovolcanes (rojo) y conos monogenéticos (verde) presentes en el Campo Volcánico del Descabezado Grande (CVDG). Imagen satelital tomada de Google Earth Pro..... 4
- Figura 2.** Conos Los Hornitos. El muestreo fue realizado en el cono oriental de Los Hornitos (LHCE), de donde se obtuvieron muestras representativas de tefra (amarillo) y lava (rojo). 5
- Figura 3.** Mapa topográfico multi-resolución (GMRT) de la segmentación volcánica andina (Stern et al., 2007), y de la segmentación de la Zona Volcánica Sur (López-Escobar et al., 1995). Se muestra la zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO; Cembrano, Hervé y Lavenu, 1996), el punto triple de Taitao, la fosa Perú-Chile, y en rojo los volcanes pertenecientes al Campo Volcánico del Descabezado Grande (CVDG). Este mapa fue realizado mediante GeoMapApp (www.geomapapp.org). **B.** Mapa topográfico del Campo Volcánico del Descabezado Grande (CVDG), Cerro Azul y Quizapu (en rojo). Se indican además los conos monogenéticos (verde): Manantial Pelado, La Resolana y Los Hornitos, estos últimos objeto de estudio de este Trabajo de Título..... 8
- Figura 4.** Mapa geológico de la zona de estudio. Se indica la ubicación de los conos Los Hornitos (estrella amarilla) y los conos La Resolana (estrella verde), además de las edades del plutón La Invernada (modificado de Astaburuaga, 2014). 11
- Figura 5.** Mapa geológico simplificado donde se muestran los productos volcánicos correspondientes al CVDG. Se indica la ubicación de los conos Los Hornitos (estrella amarilla) y los conos La Resolana (estrella verde) (Modificado de Ruprecht et al., 2012)..... 11
- Figura 6.** Esquema de un espectro de absorción de rayos X. Se muestran las regiones de pre-borde, borde de absorción y pos-borde (Figuroa, 2009). 17
- Figura 7.** Espectro de XANES de Fe en vidrio (izquierda) y aplicación del ajuste en la zona de pre-borde (derecha). El espectro ajustado corresponde a la suma del fondo (background) obtenido por el ajuste y las gaussianas (modificado de Fiege et al., 2017). 17
- Figura 8.** Mecanismos de atrapamiento de inclusiones vítreas. Los esquemas A, B y C representan atrapamiento en etapas tempranas del desarrollo del cristal, mientras que D, E y F muestran etapas más tardías (Kent, 2008). 19
- Figura 9.** Efecto de la tasa de enfriamiento del sistema y tamaño de la inclusión en la cantidad de fases presentes (Modificado de Cannatelli et al., 2016). 19
- Figura 10.** Correlación negativa en el contenido de Fo en el host de olivino y contenido de Fe en inclusiones, debido a la pérdida de Fe (Yaxley et al., 2004). 21
- Figura 11.** Comparación entre la composición de rocas y vidrios de boninitas de Tonga, con MI homogenizadas en fenocristales de olivino forsterítico (Fo_{89.5-92}) de las mismas muestras. Se observa que el contenido de Al₂O₃ se solapa bien con la línea líquida de descenso definida por el

vidrio en el cristal huésped y composiciones de roca total, sin embargo, el contenido de FeO en las inclusiones vítreas son significativamente menores. Tomado de Danyushevsky et al. (2000).....22

Figura 12. Afloramientos tipo del cono oriental de Los Hornitos. A. Afloramiento de material piroclástico a partir del cual se tomaron las muestras de tefra. B. Afloramiento de coladas de lavas de donde se obtuvieron muestras de basaltos. Ambas fotos son con vista al NE.....24

Figura 13. A. Montaje de cristal de olivino en resina epóxica. B. Portamuestras de acero utilizado para montar las muestras para posterior análisis mediante microsonda electrónica.25

Figura 14. A, A₁. Fotomicrografía de plagioclasa con textura sieve en el centro presente en la muestra de basalto, observado a nícoles cruzados (A) y nícoles paralelos (A₁). B, B₁. Fotomicrografía de un cúmulo compuesto por ol, cpx, e inclusiones de espinelo, visto a nícoles cruzados (B) y nícoles paralelos (B₁).....31

Figura 15. Fotomicrografía de olivinos presentes en la tefra. MI es la abreviación para las inclusiones vítreas. A, A₁. Nícoles paralelos a distinto aumento del mismo cristal. B, B₁. Cristal de olivino en nícoles paralelos (B) y en nícoles cruzados (B₁).....33

Figura 16. A, A₁. Fotomicrografías en luz transmitida de inclusiones vítreas hospedadas en un cristal de olivino, observadas a 5X (A) y 50X (A₁). B, B₁. Fotomicrografía de una inclusión vítrea recrystalizada en un cristal de olivino a 20X (B) y 50X (B₁). C, C₁. Fotomicrografía de una posible familia compuesta por dos inclusiones recrystalizadas en un cristal de olivino a nícoles cruzados y aumento de 5X (C), y nícoles paralelos y aumento de 10X (C₁).....34

Figura 17. A, A₁. Imagen de electrones retrodispersados de un cúmulo de cristales de olivino y clinopiroxeno con menor espinelo. Se observa una inclusión aislada en fractura, con bordes recrystalizados. B, B₁. Imagen de electrones retrodispersados de un cúmulo de cristales donde se observa una textura de reabsorción en un cristal de olivino.35

Figura 18. Fotomicrografías en luz transmitida de inclusiones vítreas hospedadas en cristales de olivino de la muestra BLH-03 observadas a nícoles paralelos. A, A₁. Inclusiones en cristal de olivino a 10X (A), y 30X (A₁). B, B₁. Familia de inclusiones en un cristal de olivino. C, C₁. Inclusiones en un cristal de olivino a 10X (C), y 50X (C₁). Se observan además espinelos en cúmulos o aislados. MI= inclusión vítrea; sp=espinelo; ol=olivino.....36

Figura 19. Imagen de electrones retrodispersados (SEM) de inclusiones expuestas presentes en el corte BLH-03A. A, A₁. Familia de inclusiones vítreas (MIA, melt inclusión assemblage) identificadas en el host 24. Estas inclusiones presentan vidrio+burbuja y en algunos casos pequeños cristales de óxidos. B, B₁. Familia de inclusiones compuestas únicamente por vidrio. C, C₁. Inclusión aislada que presenta burbuja+vidrio+óxidos.....39

Figura 20. Diagrama binario de Forsterita-Fayalita con la composición de olivinos medidos mediante EMPA (puntos verdes) y SEM (puntos rosados).....40

Figura 21. Diagrama de Ni (ppm) vs. Fo (mol %) en fenocristales de olivino para distintos productos del CVDG. Los olivinos presentes en la tefra del cono oriental de Los Hornitos presentan contenidos de Ni elevados, al igual que los valores de Fo. Se indican los campos en equilibrio con

peridotitas mantélicas (verde) y piroxenitas (rosado), estimados por Straub et al. (2011). QZ= Volcán Quizapu, LHCE=Los Hornitos Cono Este, MP=Manantial Pelado, LRC=La Resolana...41

Figura 22. Diagrama de Ni (ppm) vs. MgO (wt %) en fenocristales de olivino para distintos productos del CVDG. QZ= Volcán Quizapu, LHCE=Los Hornitos Cono Este, MP=Manantial Pelado, LRC=La Resolana.42

Figura 23. Clasificación de espinelos en base a la variación de Mg y Fe²⁺ (eje horizontal) y al contenido de Cr y Al (eje vertical).....42

Figura 24. Diagrama TAS de las inclusiones vítreas (MI) analizadas mediante microsonda electrónica (EMPA) y EDS-SEM, además de datos composicionales de roca total para conos monogenéticos y estratovolcanes cercanos (Hickey-Vargas et al., 2016; Salas et al., 2017; Winslow et al., 2018). QZVT= Volcán Quizapu, DGV=Volcán Descabezado Grande, CAV= Volcán Cerro Azul, LHCE=Los Hornitos Cono Este, MP=Manantial Pelado, LRC=La Resolana.44

Figura 25. Diagrama AFM de las inclusiones vítreas analizadas (MI) mediante microsonda electrónica (EMPA) y SEM, además de datos composicionales de roca total para conos monogenéticos y estratovolcanes cercanos (Hicke-Vargas et al., 2016; Salas et al., 2017; Winslow et al., 2018). QZVT= Volcán Quizapu, DGV=Volcán Descabezado Grande, CAV= Volcán Cerro Azul, LHCE=Los Hornitos Cono Este, MP=Manantial Pelado, LRC=La Resolana.45

Figura 26. Diagramas bivariantes que muestran la variación de elementos mayores seleccionados vs. MgO en wt%, para los datos determinados mediante EMPA en las inclusiones vítreas analizadas. Se indican los campos de variabilidad de roca total (área rosada, datos tomados de Salas et al. (2017)). MI=inclusiones vítreas.46

Figura 27. Contenido de elementos volátiles (S y Cl) en ppm en las inclusiones vítreas estudiadas. Se observa una correlación positiva entre los contenidos de S y Cl. Las barras de error asociadas a la medición de cada elemento son menores que el tamaño de los puntos ($2\sigma=31$ ppm para S, $2\sigma=14$ ppm para Cl).47

Figura 28. Valores positivos de fugacidad de oxígeno con respecto al buffer FMQ para los distintos pares analizados.47

Figura 29. Valores de fugacidad de oxígeno en relación al buffer FMQ para las distintas inclusiones vítreas analizadas, utilizando espectros de Fe³⁺/Fe²⁺ obtenidos mediante XANES...49

Figura 30. Sistema Mg₂SiO₄-MgCr₂O₄-SiO₂ modificado de Irvine (1967). Se muestran los límites del cotéctico entre la magnesiocromita (MgCr₂O₄) y olivino (Mg₂SiO₄), y entre enstatita (MgSiO₃) y magnesiocromita (MgCr₂O₄).52

Figura 31. Imagen de electrones retrodispersados (BSE) de los pares de olivino-espinelos analizados.52

Figura 32. Correlación lineal entre el contenido de Cr de los espinelos y el coeficiente de partición de Fe-Mg entre el olivino y el espinelo. Los datos experimentales obtenidos en este estudio corresponden a los círculos verdes, mientras que los datos experimentales re-calculados con la

Ecuación 10 corresponden a los círculos morados, dando origen a la recta de equilibrio esperada (traza naranja) para las composiciones analizadas.	53
Figura 33. Relación entre las temperaturas calculadas y la distancia a los valores con respecto al equilibrio (datos experimentales-datos recalculados para la recta de equilibrio). A medida que aumenta la diferencia, las temperaturas son sistemáticamente menores.	54
Figura 34. Imagen de electrones retrodispersados (SEM) de inclusiones vítreas presentes en un fenocristal de olivino. Se observa el anillo en el borde de la inclusión.	55
Figura 35. Diagrama de Rhodes. Se presentan los valores obtenidos mediante EMPA para las inclusiones vítreas estudiadas sin corrección de PEC (círculos amarillos) y los obtenidos con corrección de PEC (círculos verdes). La línea naranja central del diagrama representa el $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{ol-liq}}$ definido por Roeder y Emslie (1970).	56
Figura 36. Diagramas de algunos de los elementos mayores vs. MgO para inclusiones vítreas (con PEC y sin PEC) y muestras de roca total. El área sombreada muestra la variabilidad composicional de las muestras de roca total.	57
Figura 37. Valores de $f\text{O}_2$ en relación al buffer FMQ para las distintas inclusiones analizadas. En verde se muestran los datos corregidos por P.E.C.	57
Figura 38. Pérdida de H_2O (wt%) en relación al contenido de FeO presente en el fundido de las inclusiones vítreas hospedadas en fenocristales de olivino, obtenida de acuerdo a la Ecuación (12).	59
Figura 39. Estimación del grado de desgasificación de S y Cl en las inclusiones vítreas hospedadas en fenocristales de olivino de la tefra. Se indica el patrón de evolución magmática (cristalización) y el patrón de desgasificación asociado a cristalización. Tanto el S como el Cl presentan un patrón constante que indica una desgasificación baja.	60
Figura 40. Posible evolución temprana del fundido desde su generación a partir de una fuente peridotítica. A. Fuente peridotítica. B. Inicio de la fusión parcial en el manto. C. Acumulación de fundido máfico primitivo y cristalización de olivino + magnesiocromitas. D. Nucleación de burbujas fraccionadas desde el fundido silicatado en los cristales de magnesiocromita.	63
Figura 41. Estado de oxidación de los pares olivino-espínelo con respecto al buffer FMQ vs. el contenido de forsterita en olivinos. Se muestran los campos de distintos magmas obtenidos previamente por Evans et al. (2012) utilizando el mismo oxíbarómetro en olivinos primitivos presentes en basaltos.	65
Figura 42. (A) Especiación del azufre en fundidos máficos silicatados como función de la fugacidad de oxígeno en relación al buffer Fayalita-Magnetita-Cuarzo (FMQ) según Jugo et al. (2005). Se muestran los campos de las $f\text{O}_2$ obtenidas en estudios previos para basaltos de arco continental y arcos de isla por Lee et al. (2005) (Vn-Sc en lavas), arcos de isla por Evans et al. (2012) (oxíbarómetro de olivino-espínelo en basaltos) y los obtenidos en el presente estudio mediante los dos métodos utilizados (oxíbarómetro de olivino-espínelo, en olivinos presentes en la tefra y razones de $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ en vidrio presente en las inclusiones vítreas). (B) Solubilidad del azufre como función de la fugacidad de oxígeno con respecto al buffer FMQ para fundidos	

basálticos de distintos ambientes tectónicos. Se muestran los campos con los valores obtenidos en este estudio para los dos métodos utilizados. La curva negra corresponde al contenido de azufre en la saturación para fundidos máficos silicatados según Jugo et al. (2009). Figura modificada de Wallace y Edmonds (2011).67

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Resumen de los porcentajes modales de las fases minerales presentes en las muestras de basaltos y tefras del cono oriental de Los Hornitos (LHEC).	32
Tabla 2. Resumen de las inclusiones vítreas analizadas durante la petrografía de cortes transparente-pulidos.	37
Tabla 3. Temperaturas y fugacidades de oxígeno con respecto al buffer FMQ obtenidas para los distintos pares minerales de olivino-espinelos analizados.	48
Tabla 4. Valores promedio de T° y fugacidad de oxígeno con respecto al buffer FMQ obtenidos mediante el geotermómetro y oxibarómetro de olivino-espino (Ballhaus et al., 1991).	48
Tabla 5. Valores promedio de $X_{Fe^{3+}}/X_{Fe^{2+}_{sp}}$ obtenidas mediante XANES de Fe en vidrio de las inclusiones vítreas y fugacidades de oxígeno calculadas con el algoritmo de Kress y Carmichael (1991).	49

1 INTRODUCCIÓN

1.1 MOTIVACIÓN

Numerosos estudios han demostrado que el estado redox del manto litosférico ejerce un control fundamental en una serie de procesos petrológicos y geoquímicos a escala global, entre ellos, el orden de la cristalización y separación de fases magmáticas, la composición de especies de gases volcánicos emitidos a la atmósfera y océano, y la especiación, transporte y depósito de elementos de mena (Arculus, 1985; Carmichael, 1991; Sun et al., 2004).

En particular, la fugacidad de oxígeno (fO_2) determina la especiación y solubilidad del azufre en fundidos máficos silicatados al controlar la estabilidad de sulfuros y metales contenidos en estos (Jugo, 2009; Jugo, 2010; Li y Audétat, 2012; Li y Audétat, 2013; Richards, 2014). En esta misma línea, estudios experimentales han mostrado que condiciones oxidantes favorecerían la solubilidad del azufre, puesto que este estaría especiado fundamentalmente como sulfato (SO_4^{2-}), el cual posee una solubilidad mayor que el S^{2-} en fundidos silicatados (Wallace y Carmichael, 1994; Jugo et al., 2005; Jugo, 2009). De esta forma, a condiciones de fO_2 menores a $\sim\Delta FMQ + 1.0$, como en el caso de los MORB – donde ΔFMQ representa unidades logarítmicas respecto del buffer de referencia fayalita-magnetita-cuarzo ($\Delta FMQ=0$) – las concentraciones de azufre magmático rara vez superarían los 2000 ppm, mientras que magmas primitivos de arco podrían incluso llegar a 14000 ppm de S en condiciones más oxidantes, por ejemplo $\sim\Delta FMQ + 2.3$ (Jugo, 2009; 2010). Consecuentemente, la solubilidad y transporte de metales, tales como el Cu, Au y otros elementos siderófilos, se vería favorecida en condiciones oxidantes (Borisov y Palme, 1999; Mungall, 2002; Jégo, et al., 2010; Saunders et al., 2015) dado que así se inhibiría la precipitación de los sulfuros magmáticos y el consecuente secuestro de los metales durante la fusión parcial del manto, manteniéndose el azufre disponible en el fundido que asciende hacia la corteza.

En este sentido, se ha propuesto que las zonas de arco serían de gran relevancia en la formación de grandes depósitos minerales, como en el caso de los pórfidos cupríferos, puesto que los elementos volátiles, tales como H_2O , S, Cl, además de otros elementos móviles aportados por el slab oceánico subductante (Zellmer et al., 2014), podrían contribuir a aumentar la fO_2 de la cuña astenosférica, generando así magmas de arco oxidados y de alto contenido en azufre. Estudios realizados en inclusiones vítreas y vidrio volcánico indican que el estado de oxidación aumentaría hacia la zona de subducción, y que este aumento se correlacionaría linealmente con el contenido de H_2O aportado por el slab (Kelley y Cottrell, 2009). Sin embargo, otros autores proponen que no existiría una relación directa entre el estado redox del manto en zonas de arco y la generación de magmas más oxidados (Lee et al., 2005; 2010), siendo los magmas primitivos de arco indistinguibles de, por ejemplo, los basaltos tipo MORB. De esta forma, aún no existe un consenso en lo que respecta al estado de oxidación del manto litosférico en zonas de arco continental (Evans,

2012), y por tanto el rol de éste en la formación de grandes yacimientos minerales permanece incierto.

Para entender el estado redox del manto superior, se estudian xenolitos peridotíticos que permiten determinar la composición de las fases minerales dominantes aquí presentes (olivino, espinelos crómicos, ortopiroxeno, granate, todas portadoras de Fe) ya que la fO_2 se relaciona al estado de oxidación del Fe a través del equilibrio mineral entre las fases que contienen este elemento (Arculus, 1985; O'Neill y Wall, 1987; Ballhaus et al., 1991; Frost, 1991; Herd, 2008). Así mismo, fundidos de carácter primitivo (con elevado contenido de MgO y olivinos altos en Ni y #Mg o $Fo = Mg/(Mg+Fe^{2+})$), también pueden permitir una aproximación a la composición del fundido mantélico del cual derivan, y por tanto al estado redox del manto (Straub et al., 2011; Evans et al., 2012; Schmidt y Jagoutz, 2017). No obstante, estos materiales son escasos en ambientes de arco continental, principalmente por los diversos procesos petrogenéticos sufridos por las rocas en estos ambientes, tales como fusión e hibridización del slab y materiales mantélicos por procesos de reacción entre el fundido y la roca (Crawford et al., 1987; Straub et al., 2011). En particular, dentro del margen Andino, no existen datos reportados para fO_2 asociados a fundidos primitivos.

En el sector de los conos monogenéticos Los Hornitos (35°43'S, 70°48'O), ubicados en la Zona Volcánica Sur Transicional (TSVZ), cuyo grosor cortical se estima en ~45 km (Tassara et al., 2006; Tassara y Echaurren, 2012), se ha reportado la presencia de magmas altamente primitivos, llegando a composiciones de roca total de 13.7 wt% MgO para muestras de tefra; y olivinos altamente forsteríticos ($92 > Fo > 88$) y ricos en Ni (~3650 ppm) (Salas et al., 2017), por lo que estos productos volcánicos constituyen una oportunidad única de obtener información respecto del estado redox del manto superior.

De esta forma, mediante el estudio de la tefra de este sector, se pretende aportar antecedentes a la composición de un magma primitivo de arco continental y del estado redox del manto subyacente en estas zonas, y qué implicancias tiene esto para la metalogénesis andina.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo general

El objetivo de esta Memoria de Título consiste en establecer, mediante un estudio de inclusiones vítreas presentes en cristales de olivino, la composición de los magmas primitivos que dieron origen a la tefra del cono monogenético oriental de Los Hornitos en los Andes centro-sur de Chile (35°43'S, 70°48'O), y constreñir la fugacidad de oxígeno del mismo.

1.2.2 Objetivos específicos

- Calcular la fugacidad de oxígeno (fO_2) de la tefra mediante el oxibarómetro de olivino-espinelo-ortopiroxeno de Ballhaus et al. (1991), utilizando datos composicionales de cristales de olivino y espinelo obtenidos mediante microsonda electrónica (EMPA).
- Calcular la fugacidad de oxígeno (fO_2) de la tefra utilizando razones de Fe^{+3}/Fe^{2+} obtenidas mediante espectroscopía de estructura fina cerca del borde de absorción de rayos X (XANES).
- Discutir las implicancias de las fO_2 obtenidas para el estado redox del manto y metalogénesis en ambientes de arco continental.

1.3 HIPÓTESIS

Los fundidos primitivos en un ambiente de arco continental similar a los Andes del centro-sur de Chile pueden estar significativamente oxidados, lo que podría significar que la fuente mantélica en zonas de subducción de la cual provienen se encuentra más oxidada que la asociada a dorsales oceánicas, o bien, existen una serie de procesos capaces de modificar la fugacidad de oxígeno desde el inicio de la evolución magmática en la fuente hasta la extrusión a la superficie. Esto podría tener un impacto en la estabilidad de sulfuros en el manto en zonas de arco y la consecuente extracción de azufre y metales de éste.

1.4 ZONA DE ESTUDIO Y ESTRUCTURA DE LA TESIS

La zona de estudio se encuentra al sur-este de la ciudad de Talca, en la comuna de San Clemente, Región del Maule, Chile, entre los $35^{\circ}43'S$ y $70^{\circ}48'O$. Los Conos Los Hornitos conforman parte de los conos monogenéticos ubicados en la parte occidental del Campo Volcánico del Descabezado Grande (CVDG), encontrándose a 7.5 km al S-O del volcán Quizapu, en las cercanías de la Laguna La Invernada (Figuras 1 y 2). Para acceder se debe tomar desde la ruta 5 Sur el desvío hacia la ruta CH-115, que conduce al paso internacional Pehuenche, hasta llegar a un acceso privado correspondiente a la central hidroeléctrica Cipreses, propiedad de ENEL (Empresa Nacional de Electricidad S.A.). A 9 km de esta entrada se encuentran los afloramientos de los conos Los Hornitos (Figura 2).

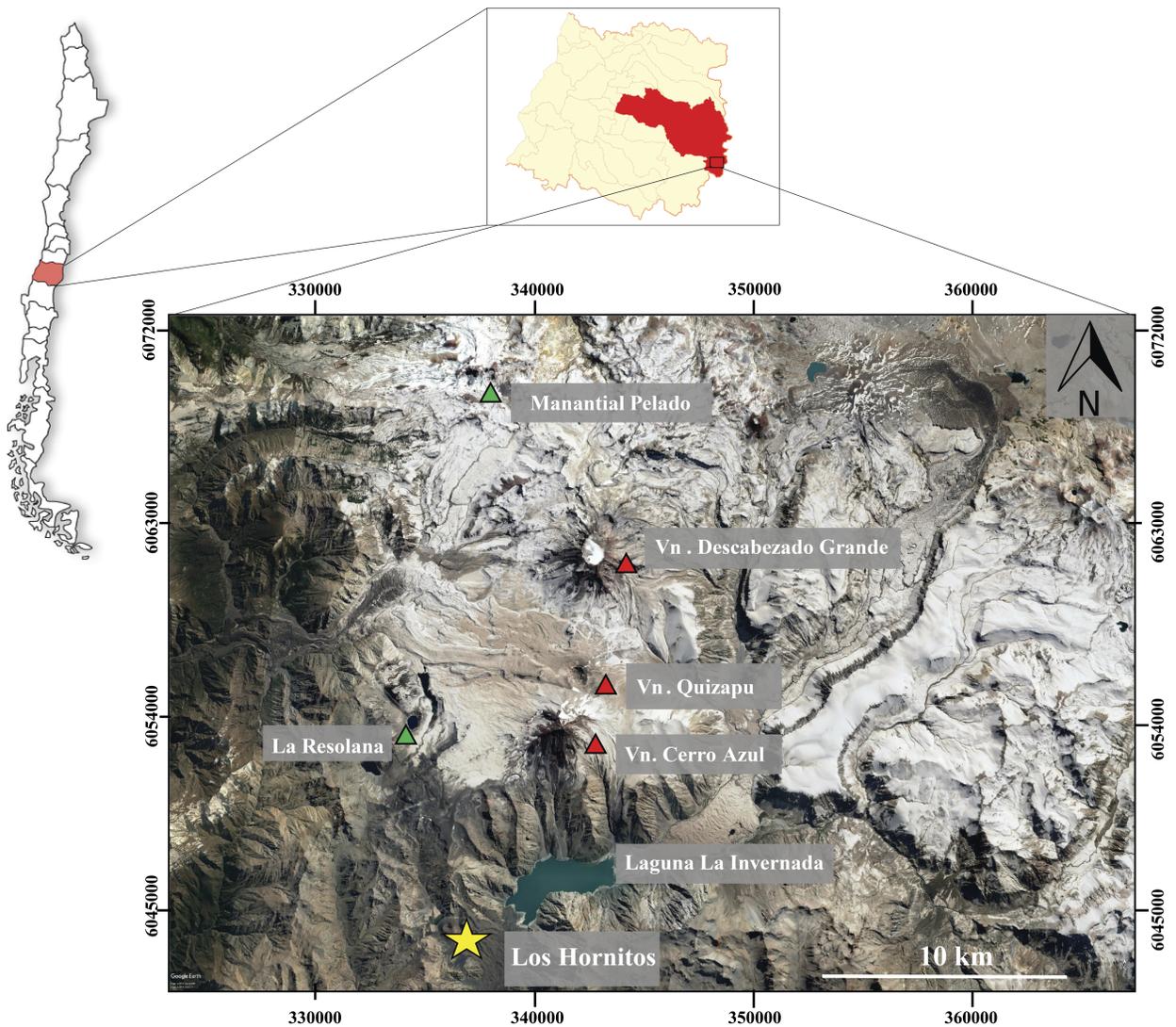


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio (estrella amarilla). Se muestran los estratovolcanes (rojo) y conos monogenéticos (verde) presentes en el Campo Volcánico del Descabezado Grande (CVDG). Imagen satelital tomada de Google Earth Pro.

En los próximos capítulos, se presentan los antecedentes, metodologías, resultados y conclusiones de este estudio. El Capítulo 2 presenta un resumen del Marco Geológico de la zona (2.1), seguido de un Marco Teórico (2.2) donde se presentan antecedentes acerca de la fugacidad de oxígeno del manto, sus métodos de cálculo y sus implicancias. El Capítulo 3 presenta las metodologías utilizadas, mientras que en los Capítulos 4 y 5 se presentan los Resultados y Discusiones de este estudio. Finalmente, en el Capítulo 6 se presentan las Conclusiones finales del mismo.

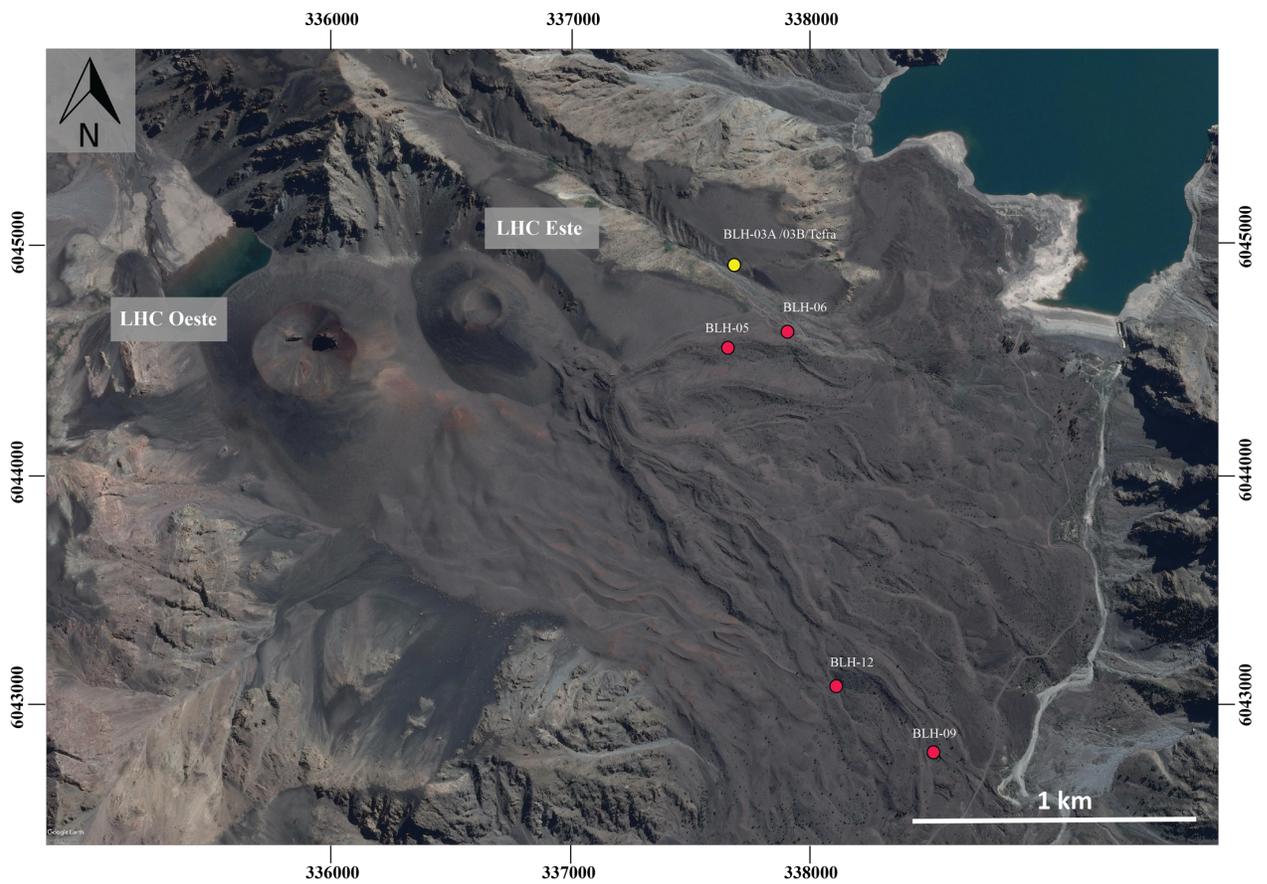


Figura 2. Conos Los Hornitos. El muestreo fue realizado en el cono oriental de Los Hornitos (LHCE), de donde se obtuvieron muestras representativas de tefra (amarillo) y lava (rojo).

2 ANTECEDENTES

2.1 MARCO GEOLÓGICO

2.1.1 Contexto geológico

Chile forma parte de un margen de subducción que se encuentra activo desde el Jurásico, con un arco magmático actual generado por la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa Sudamericana (Charrier et al., 2007). A grandes rasgos, el volcanismo Andino es dividido en cuatro segmentos distintivos en base a su continuidad: Norte (ZVN; 2°N-5°S); Central (ZVC; 14°S-28°S), Sur (ZVS; 33°S-46°S) y Austral (ZVA; 49°S-55°S). En los Andes Chilenos hay cerca de 100 estratovolcanes del Cuaternario, de los cuales 60 han presentado actividad eruptiva durante el Holoceno, además de numerosos campos volcánicos, fisuras, calderas y centros eruptivos menores (Stern et al., 2007).

La Zona Volcánica Sur (ZVS) corresponde al segmento más activo (Naranjo y Moreno, 2005), caracterizado por una convergencia NNE, ligeramente dextral-oblicua entre las placas de Nazca y Sudamericana, a una velocidad de convergencia de 7-9 cm/año que se ha mantenido durante los últimos 20 Ma (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998). La ZVS puede subdividirse a su vez en cuatro sectores distintivos (López-Escobar et al., 1995): Norte (ZVSN, 33°-34.5°S), Transicional (ZVST, 34.5°-37°S), Central (ZVSC, 37°-41.5°S) y Sur (ZVSS, 41.5°-46°S) (Figura 3). Los productos eruptivos con mayor contenido de sílice predominan en la ZVSN y ZVST (López-Escobar et al., 1995; Hickey-Vargas et al., 2016), mientras que los productos más máficos (basaltos, < 52 wt% SiO₂) se encuentran fundamentalmente restringidos a la ZVSC y ZVSS (Hickey-Vargas et al., 2016).

Estudios sugieren que las variaciones composicionales observadas en la ZVS están relacionadas a cambios en el espesor de la corteza, el que disminuye de 60 km bajo la ZVSN, a < 35 km bajo la SVZC y SVSS (Hickey et al., 1986; Tassara et al., 2006; Tassara y Echaurren, 2012; Hickey-Vargas et al., 2016), y también a características estructurales. Respecto a estas últimas, Cembrano y Lara (2009), distinguen dos parámetros de control que relacionan el tipo de volcanismo con la tectónica en la SVZ: parámetros de primer orden, entre los que se encuentran el espesor cortical y la presencia (o ausencia) de sistemas de falla intra-arco, tal como el sistema de fallas activos de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) al sur de los 38°S, que permite la existencia de caminos de ascenso de segundo orden que pueden tanto facilitar como dificultar la diferenciación magmática; y factores de segundo orden, correspondientes a la naturaleza del basamento bajo el arco magmático: si se trata de una cubierta volcano-sedimentaria gruesa, grietas de tensión corticales más profundas pueden conectarse con fallas inversas antiguas e inactivas, permitiendo la alimentación de sistemas volcánicos individuales (como en la ZVST); mientras que si se trata de basamento metamórfico o rocas plutónicas, las grietas de tensión pueden alcanzar

directamente a la superficie (como sucede en la ZVSS). Respecto a estas últimas, una conexión cinemática directa con los campos de estrés actuales en el intra-arco no es necesaria. Un ejemplo de estas estructuras antiguas es la que se relaciona a los volcanes que conforman la cadena Villarrica-Quetripillán-Lanín, de rumbo WNW, el cual no está relacionado al sistema dextral-transpresivo actual en el arco volcánico (Cembrano y Lara, 2009; Pérez-Flores et al., 2016).

Los volcanes presentes en la ZVSC y ZVSS presentan lineamientos fundamentalmente NNE relacionados a la ZFLO, estructura principal de primer orden de tipo transcurrente y orientación NNE que se extiende aproximadamente 1200 km hacia el norte (~38°S) desde el punto triple definido entre las placas Sudamericana, de Nazca y Antártica (López-Escobar et al., 1995; Cembrano, Hervé y Lavenu, 1996). En la ZVST, sin embargo, los mayores lineamientos a escala regional son NNW-SSE (López-Escobar et al., 1995).

2.1.2 Volcanismo monogenético

El volcanismo monogenético hace referencia a centros eruptivos cuyos productos son resultado de una única erupción continua en un periodo corto de tiempo de un *batch* de magma de composición generalmente basáltica (Valentine y Gregg, 2008), contrario al magmatismo poligenético, asociado a volcanes que expulsan material de manera repetida a través del mismo cráter (Németh, 2010; Smith y Németh, 2018). El magmatismo monogenético generalmente se encuentra asociado a campos volcánicos, y puede ocurrir en casi cualquier ambiente tectónico (Németh, 2010; Smith y Németh, 2018), expresándose en superficie como conos de pequeño volumen (< 2 km³).

Dado que en sistemas monogenéticos el magma asciende rápidamente a la superficie a través de un único conducto, la interacción con rocas corticales es menor. Una consecuencia de esto es que los productos eruptivos de estos sistemas son relativamente primitivos, pudiendo reflejar su conexión composicional con fuentes mantélicas (McGee et al., 2016). Sin embargo, la ocurrencia de basaltos primitivos *sensu stricto* - es decir, aquellos que no presentan modificación de su composición inicial desde el comienzo de la fusión parcial hasta su extrusión en superficie, es extremadamente rara (Hickey-Vargas et al., 2016; McGee et al., 2016).

En los Andes Sur, gran parte del volcanismo monogenético se encuentra asociado a la ZFLO, donde la mayor cantidad de centros eruptivos menores con los productos de carácter más primitivo se encuentran en la ZVSS sobre las fallas maestras de rumbo NNE de la ZFLO (Cembrano y Lara, 2009).

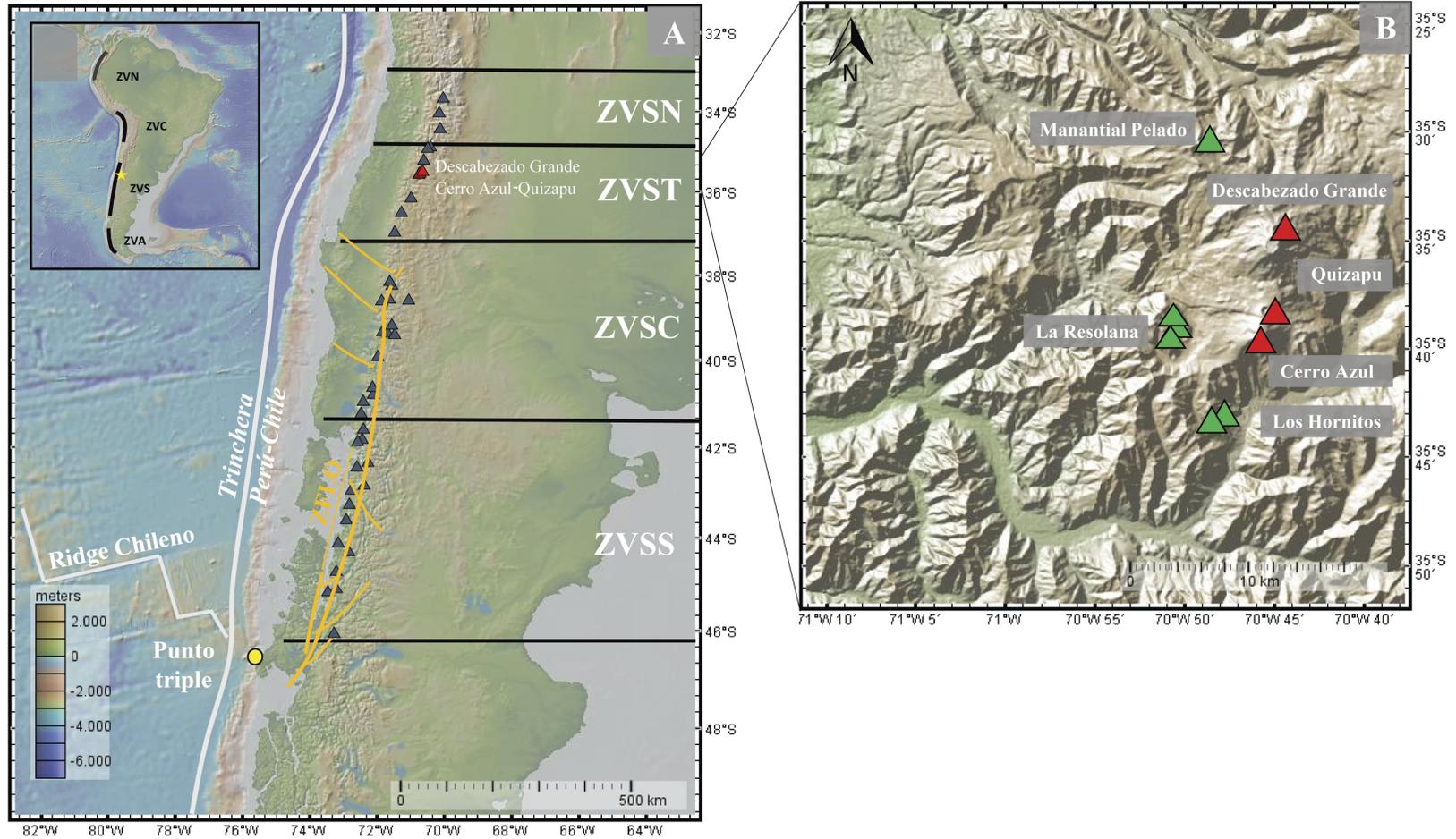


Figura 3. Mapa topográfico multi-resolución (GMRT) de la segmentación volcánica andina (Stern et al., 2007), y de la segmentación de la Zona Volcánica Sur (López-Escobar et al., 1995). Se muestra la zona de Falla Liqueña-Ofqui (ZFLO; Cembrano, Hervé y Lavenu, 1996), el punto triple de Taitao, la fosa Perú-Chile, y en rojo los volcanes pertenecientes al Campo Volcánico del Descabezado Grande (CVDG). Este mapa fue realizado mediante GeoMapApp (www.geomapapp.org). **B.** Mapa topográfico del Campo Volcánico del Descabezado Grande (CVDG), Cerro Azul y Quizapu (en rojo). Se indican además los conos monogenéticos (verde): Manantial Pelado, La Resolana y Los Hornitos, estos últimos objeto de estudio de este Trabajo de Título.

2.1.3 Campo Volcánico del Descabezado Grande

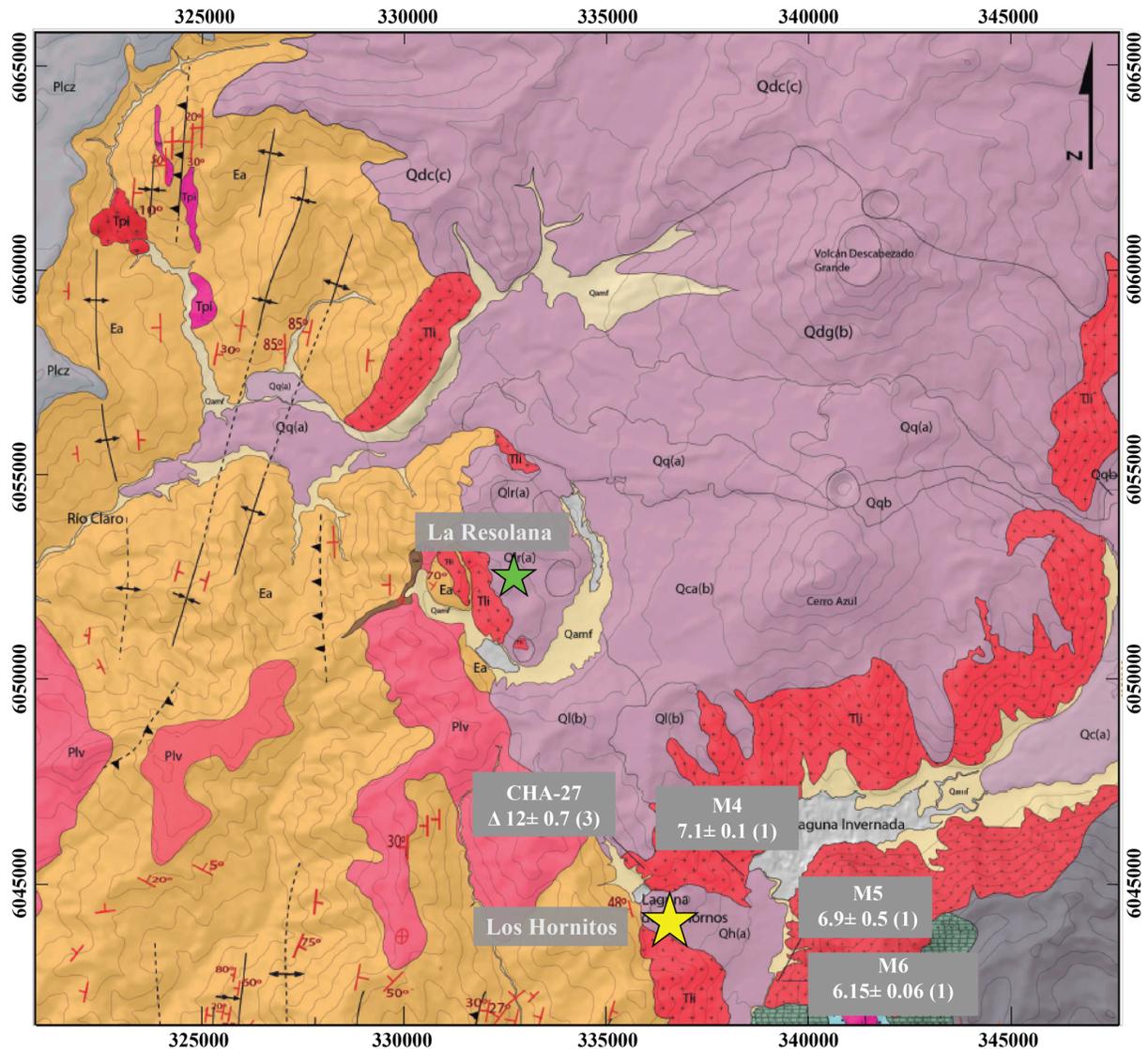
El Campo Volcánico del Descabezado Grande (CVDG) forma parte de la ZVST, e incluye a los estratovolcanes Descabezado Grande, Cerro Azul, y Quizapu, además de 12 centros eruptivos menores, entre los que se encuentran los conos monogenéticos La Resolana, Manantial Pelado y Los Hornitos, siendo estos últimos objeto de estudio de este Trabajo de Título (Figura 3).

El basamento del arco volcánico comprendido entre la ZVSN y ZVST corresponde a rocas volcano-sedimentarias Mesozoicas a Cenozoicas intruidas localmente por plutones Mio-Pliocenos (Charrier et al., 2002, Farías, 2007). Los conos máficos monogenéticos Los Hornitos están limitados al oeste por la Fm. Abanico, compuesta por rocas volcánicas y volcano-sedimentarias de edad Eoceno Superior-Mioceno Inferior (Aguirre, 1960), y al este por unidades Mesozoicas estratificadas, representando el límite Mesozoicas a Cenozoicas (Figura 4). Estas últimas se encuentran en el sector intruidas por el plutón La Invernada, cuerpo granodiorítico de hornblenda datado entre 7.1 ± 0.1 Ma (K-Ar, Drake, 1976), y 12 Ma (U-Pb en circones, Astaburuaga, 2015) el cual podría haberse emplazado durante un régimen compresivo dada la presencia de signos de deformación sintectónica al periodo de deformación compresivo del Mioceno Superior, mediante la propagación de una estructura inversa (Astaburuaga, 2014). Esto podría indicar que el sector presenta una zona tectónicamente más débil.

El volcán Quizapu corresponde a un pequeño cono volcánico parásito ubicado en el flanco norte del volcán Cerro Azul, y es el único del CVDG que ha presentado actividad dentro de los últimos 100 años, al cual se atribuyen las dos erupciones históricas más voluminosas en América del Sur (Hildreth y Drake, 1992). La primera erupción, ocurrida en 1846, fue de tipo efusivo, con productos dacíticos de hornblenda (5 km^3), acompañado de algo de tefra, lo que originó el cráter del volcán. En 1932, liberó 9 km^3 de material, presentando únicamente carácter piroclástico (erupciones freáticas y estrombolianas), con una gran variabilidad composicional; la erupción inició con escoria andesítica y finalizó con escoria basáltica rica en olivino, pero más del 95% del material eyectado corresponde a pumita dacítica (67-68% SiO_2), y menor escoria andesítica y pumita riodacítica (70% SiO_2) (Hildreth y Drake, 1992).

Por otra parte, los estratovolcanes Cerro Azul y Descabezado Grande, construidos entre el Pleistoceno tardío y Holoceno temprano, corresponden a los cuerpos mayores que conforman el CVDG. El volcán Cerro Azul está conformado mayormente por material piroclástico y lavas asociadas a este material, además de menores flujos de lavas de carácter andesítico y dacítico, mientras que el Descabezado Grande consiste principalmente en material piroclástico andesítico a riodacítico y flujos de lava. El material piroclástico del volcán Cerro Azul presenta un amplio espectro composicional (51-69 % SiO_2), casi idéntico al rango composicional eyectado por el volcán Quizapu en 1932 (Hildreth y Drake, 1992).

Los conos Los Hornos (LHC; 35°43'S, 70°48'O) corresponden a dos conos piroclásticos gemelos de edad Holocena, con disposición aproximada este-oeste, caracterizados por presentar material piroclástico de caída, conos de escoria y flujos de lava (Figura 5). En base a observaciones de terreno, estudios anteriores han planteado que el cono oriental (LHCE) sería el más joven (Salas et al., 2015, 2017). Estudios de química de roca total en lavas y fenocristales de olivinos presentes en tefra de los conos Los Hornos Este, indicarían un alto contenido de MgO (~13.7 wt%) y composiciones más forsteríticas (Fo>88) y ricas en Ni (Ni>650 ppm) (Ruprecht et al, 2012; Salas et al., 2017).



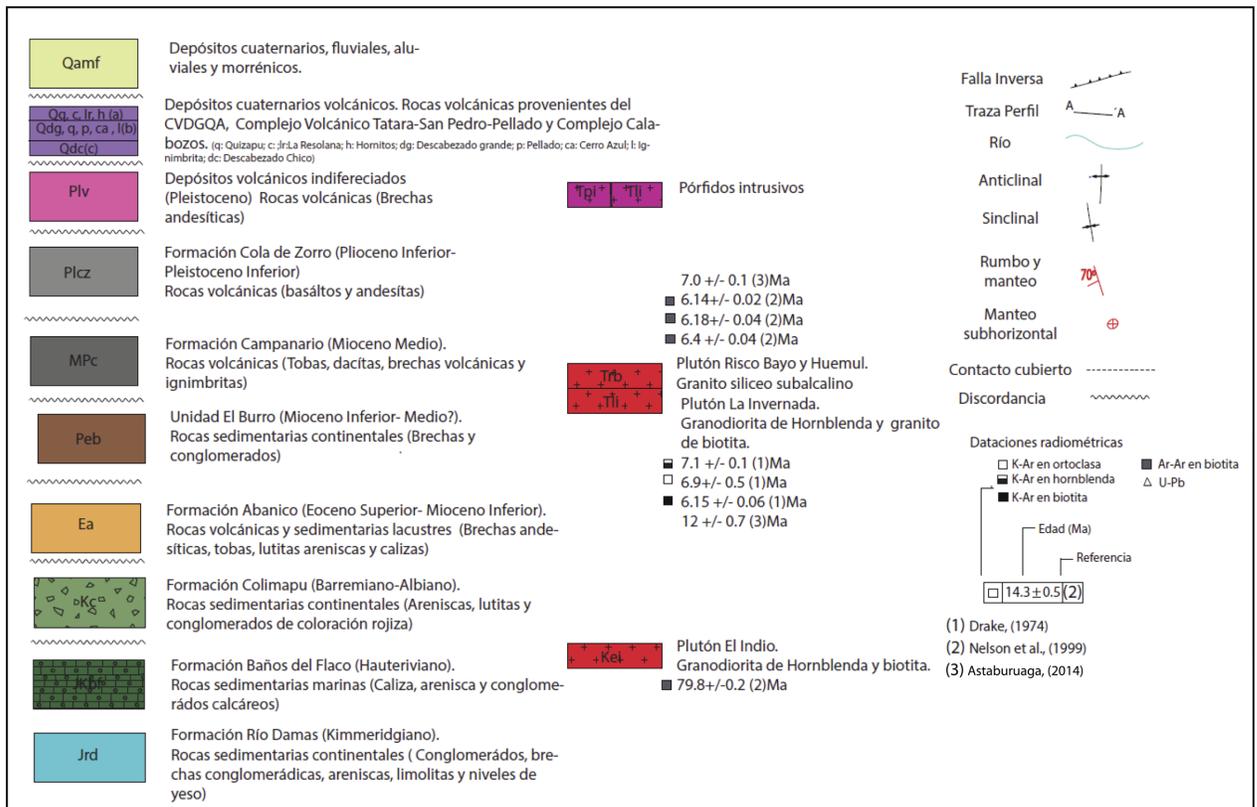


Figura 4. Mapa geológico de la zona de estudio. Se indica la ubicación de los conos Los Hornitos (estrella amarilla) y los conos La Resolana (estrella verde), además de las edades del plutón La Invernada (modificado de Astaburuaga, 2014).

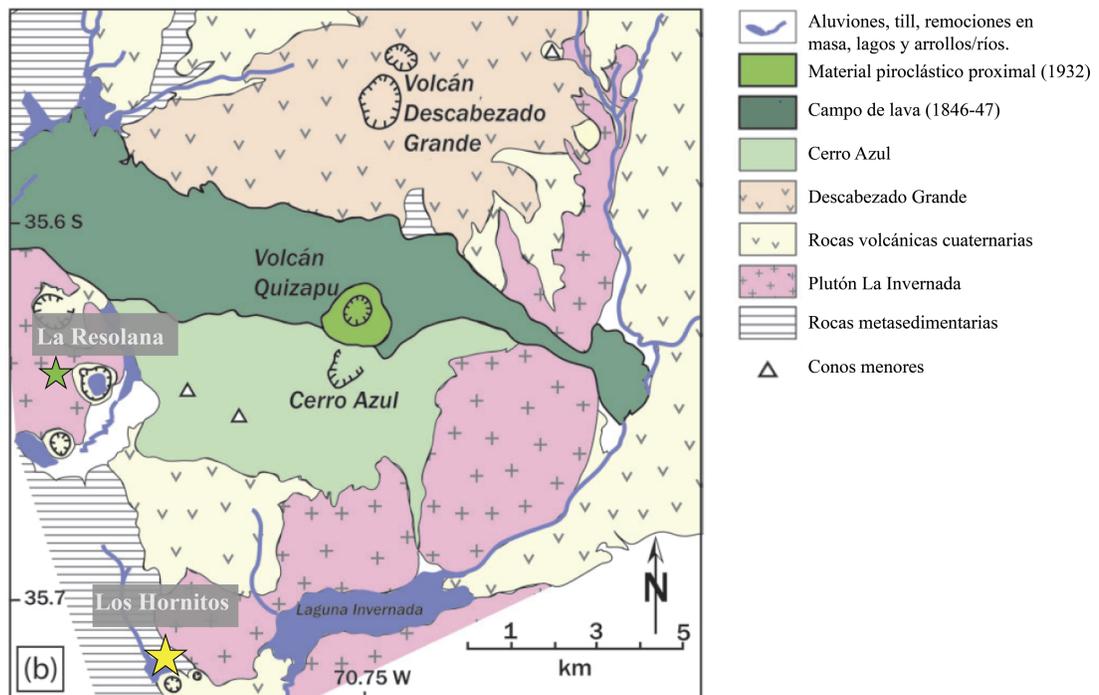


Figura 5. Mapa geológico simplificado donde se muestran los productos volcánicos correspondientes al CVDG. Se indica la ubicación de los conos Los Hornitos (estrella amarilla) y los conos La Resolana (estrella verde) (Modificado de Ruprecht et al., 2012).

2.2 MARCO TEÓRICO

2.2.1 Fugacidad de oxígeno y estado de oxidación del manto litosférico

El hierro corresponde al elemento más abundante en el manto terrestre, pudiendo encontrarse presente en más de un estado de oxidación (ferroso, Fe^{2+} y férrico, Fe^{3+}). Por esta razón, la fugacidad de oxígeno del manto es expresada en términos del estado de oxidación del hierro. La fugacidad de oxígeno ($f\text{O}_2$) constituye una variable intensiva que permite determinar el potencial en que el hierro puede ocurrir en un estado más oxidado (como hierro férrico, Fe^{3+}) o en un estado más reducido (como hierro nativo, Fe^0 , o como hierro ferroso, Fe^{2+}), representando de esta manera el potencial químico del oxígeno, y que puede ser expresado en unidades de presión parcial de un gas (Frost, 1991).

Dentro de las variables intensivas de un magma básico, la fugacidad de oxígeno es una de las más relevantes, ya que afecta en gran medida el estado redox del Fe en el fundido ($\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ o $\text{Fe}^{3+}/\sum\text{Fe}$) condicionando así tanto la composición como orden de cristalización de los sólidos que van precipitando durante el enfriamiento (Carmichael y Ghiorso, 1986).

La $f\text{O}_2$ es comúnmente expresada en relación al conjunto de fases puras que definen una fugacidad de oxígeno específica a una temperatura determinada, los que se conocen como *buffers* de oxígeno sólidos o *buffers* petrológicos, sin estar necesariamente presentes en sistemas naturales (Herd, 2008). De esta forma, si una roca contiene minerales puros que constituyen un *buffer* redox, entonces la fugacidad de oxígeno está definida por la ecuación de equilibrio mineral representada para ese determinada asociación mineral en un diagrama $f\text{O}_2$ -T (K).

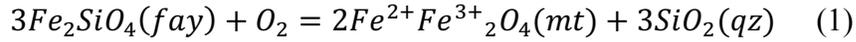
Para determinar la fugacidad de oxígeno de un sistema, se utilizan elementos sensibles al estado redox que permitan tener el registro del estado de oxidación en una etapa particular de la petrogénesis de una roca, pudiéndose evaluar las condiciones redox del magma parental. Como se mencionó anteriormente, dada la abundancia del hierro en el manto y corteza terrestre, los oxibarómetros más utilizados son los que dependen de la partición entre hierro férrico y ferroso (razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$) entre las fases que representen un equilibrio mineral y que involucren O_2 (Herd, 2008).

Dado que los oxibarómetros constituyen modelos termodinámicos, debe tenerse en consideración para su aplicación en sistemas ígenos las restricciones destacadas por Ghiorso (1997), las cuales consideran: 1) un sistema ígneo en equilibrio en todas las partes a lo largo de su camino evolutivo y que el proceso modelado sea reversible; y 2) que la fugacidad de oxígeno registrada por un oxibarómetro determinado dependerá en gran medida de la propensión del elemento sensible al estado redox a ser alterado por procesos posteriores (reseteo del sistema).

2.2.2 Oxibarometría de olivino-espínelo-ortopiroxeno

Para el caso del manto superior, las fases minerales dominantes corresponden a olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y espínelos o granate, todas portadoras de Fe, lo cual permite determinar la fO_2 a partir del equilibrio mineral entre ellas (O'Neill y Wood, 1987; Ballhaus, 1990; Frost, 1991; Herd, 2008)

La reacción básica para el oxibarómetro de ol-sp-opx corresponde al equilibrio mineral FMQ (Fayalita-Magnetita-Cuarzo) (O'Neill y Wall, 1987):



En el equilibrio, $\Delta G_{(1)}=0$, y la ecuación que relaciona la energía libre de Gibbs con la constante de equilibrio para la reacción (1) es:

$$\Delta G_{(1)}(P,T) = -RT \ln K \quad (2)$$

Donde la constante de equilibrio (K) corresponde a:

$$K = \frac{a_{Qz}^3 * a_{mt}^2}{a_{fay}^3 * fO_2} \quad (3)$$

Considerando las ecuaciones (2) y (3), la fugacidad de oxígeno (fO_2) se calcula de acuerdo a la siguiente expresión:

$$\log fO_2 = \frac{\Delta G^{\circ}(1)T}{2.303RT} + 2 \log a_{Fe_3O_4}^{sp} + 3 \log a_{SiO_2} - 3 \log a_{Fe_2SiO_4}^{ol} \quad (4)$$

Considerando que la mayoría de los buffer sólidos de oxígeno tienen curvas P-T en el espacio que son sub-paralelas, la ecuación (4) puede expresarse en términos relativos al buffer FMQ:

$$\Delta \log fO_2 = 2 \log a_{Fe_3O_4}^{sp} + 3 \log a_{SiO_2} - 3 \log a_{Fe_2SiO_4}^{ol} \quad (5)$$

La ecuación anterior, propuesta por O'Neill y Wall (1987), depende del cálculo de las actividades de la sílice en las asociaciones de olivino y ortopiroxeno, además de la determinación de la actividad de la magnetita en el espínelo. El cálculo de la fO_2 a partir de este equilibrio

representa algunos inconvenientes en relación a la incerteza en la determinación de la actividad y composición del componente de magnetita en el espinelo ($a_{Fe_3O_4}^{sp}$), ya que la solución sólida de magnetita es baja en espinelos mantélicos, por lo que el error analítico asociado a la fO_2 obtenida será mayor (Ballhaus et al., 1991).

Ballhaus et al. (1991), proponen una calibración empírica del oxibarómetro de ol-opx-sp de O'Neill y Wall (1987), realizando experimentos en harzburgita de espinela y lherzolitas sintéticas, equilibrados a temperaturas desde 1040 a 1300°C y 0.3 a 2.7 GPa, bajo fugacidades de oxígeno controladas (IW, WCO, NiNiO, MH). Mediante un ajuste lineal de los datos experimentales, y considerando el parámetro composicional más sensible de la fO_2 la razón de $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ contenida en los espinelos, el oxibarómetro semi-empírico que proponen está dado por la siguiente ecuación, en relación al buffer FMQ:

$$\Delta \log(fO_2)^{FMQ} = 0.27 + \frac{2505}{T} - \frac{400P}{T} - 6 \log(X_{Fe}^{ol}) - \frac{3200(1 - X_{Fe}^{ol})}{T} + 2 \log(X_{Fe^{2+}}^{sp}) + 4 \log(X_{Fe^{3+}}^{sp}) + \frac{2630(X_{Al}^{sp})^2}{T} \quad (6)$$

Donde P es la presión en GPa, X_{Fe}^{ol} la razón de $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ en el olivino, $X_{Fe^{2+}}^{sp}$ la razón de $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ en el espinelo, $X_{Fe^{3+}}^{sp}$ y X_{Al}^{sp} , las razones de $Fe^{3+}/\Sigma R^{3+}$ y $Al/\Sigma R^{3+}$ en el espinelo, respectivamente, con ΣR^{3+} correspondiente al total de cationes trivalentes (Cr^{3+} , Al^{3+} , Fe^{3+}) y T a la temperatura de equilibrio en Kelvin.

La ecuación (6) presenta la ventaja de que obvia la necesidad de calcular la actividad de magnetita en el espinelo. Sin embargo, también se simplifica al cancelar el término de la actividad de la SiO_2 del ortopiroxeno en relación a la actividad ideal de la fayalita en el olivino (a_{Fa}^{ol}), lo que puede generar errores sistemáticos menores en el cálculo de la fO_2 ya que el coeficiente de partición $K_D^{Mg-Fe_{ol-opx}}$ se aleja de la unidad. El término 0.27 incluye una corrección para este efecto. Esta simplificación no puede considerarse válida para olivinos ricos en Fe, tal que $X_{Fe}^{ol} > 0.15$, con lo que su aplicación queda limitada a rocas ricas en Mg derivadas del manto superior, por lo que es posible aplicarlo en este caso. Por otro lado, en ausencia de ortopiroxeno, los errores asociados a este método son bajos, menos de 0.5 unidades logarítmicas en las fugacidades de oxígeno calculadas.

La temperatura de equilibrio puede ser calculada mediante el geotermómetro de olivino-espinelo, el cual considera las relaciones de partición entre Mg-Fe en el par olivino-espinelo. Ballhaus et al. (1991) realiza una versión corregida y simplificada del geotermómetro de olivino-espinelo propuesto por O'Neill y Wall (1987), de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$T = (6530 + 280P + 7000 + 108P) * (1 - 2X_{Fe}^{ol}) - 1960 * (X_{Mg}^{sp} - X_{Fe^{2+}}^{sp}) + 16150 * X_{Cr}^{sp} + 25150 * (X_{Fe^{3+}}^{sp} + X_{Ti}^{sp}) / (RlnK_D^{Mg-Fe^{ol-sp}} + 4.705) \quad (7)$$

Donde T está en Kelvin, X_{Ti}^{sp} el número de cationes de Ti en el espinelo en relación a 4 oxígenos, X_{Mg}^{sp} la razón entre el número de cationes de Mg/(Mg+Fe²⁺) (#Mg) en el espinelo, X_{Cr}^{sp} la razón de Cr/ΣR³⁺ (#Cr), K_{DMg-Fe}^{ol-sp} la razón $\frac{X_{Mg}^{ol} * X_{Fe^{2+}}^{sp}}{X_{Fe}^{ol} * X_{Mg}^{sp}}$. El error asociado a esta metodología es de ± 30 °C.

2.2.3 Determinación de la fugacidad de oxígeno mediante espectroscopía de absorción de rayos X (XAS) y de rayos X cercano al borde de absorción (XANES)

Una manera alternativa de determinar la fugacidad de oxígeno consiste en medir directamente la razón de Fe³⁺/Fe²⁺ en el fundido presente en inclusiones vítreas, y esta razón transformarla a valores de *f*O₂. La espectroscopía Mössbauer ha sido ampliamente utilizada para determinar estas razones en distintas fases minerales (McCammon, 1997), puesto que permite distinguir entre Fe²⁺ y Fe³⁺. Sin embargo, esta técnica requiere de muestras de mayor volumen (>50 mg para muestras que contienen 10 wt% de FeO), por lo que imposibilita el análisis de granos minerales individuales, minerales en secciones delgadas e inclusiones vítreas (es decir, la determinación *in situ*) (Sobolev et al., 1999).

Una técnica que ha comenzado a ser utilizada en las últimas décadas corresponde a la espectroscopía de absorción de rayos X cercano al borde de absorción (XANES), que permite obtener razones de Fe³⁺/ΣFe *in-situ* en áreas micrométricas (Delaney et al., 1996), además de permitir un análisis microanalítico no destructivo de la especiación de elementos multivalentes a escalas similares que otras técnicas analíticas, por lo que puede ser utilizado en inclusiones vítreas (Cottrell y Kelley, 2011).

A continuación, se presentarán brevemente los fundamentos físicos de la espectroscopía de absorción de rayos X (XAS) y de rayos X cercano al borde de absorción (XANES) mientras que en la sección siguiente se mostrarán los fundamentos asociados al estudio de inclusiones vítreas.

En general, los espectros de absorción de rayos X permiten obtener información de las transiciones electrónicas que sufren los niveles internos de un átomo al ser bombardeados con energías de distintas intensidades (en eV), donde los electrones en los niveles *1s* o *2p* son excitados por medio de la absorción de rayos X. Así, la espectroscopía de absorción de rayos X (XAS), corresponde a una medición del coeficiente de absorción de rayos X de un material como función de la energía. XAS involucra dos técnicas distintas: XANES (X-Ray Absorption Near the Edge Structure) y EXAFS (Extended X-Ray Absorption Fine Structure) (Fenter et al., 2002).

La espectroscopía de rayos X cercano al borde de absorción (XANES) permite determinar el estado de oxidación de un elemento en un determinado material. Cada espectro tiene una forma característica, que dependerá de la estructura cristalina del elemento y de la coordinación del elemento en el material que se está analizando. En términos generales, los espectros presentan 2 regiones principales (Figura 6):

Región del pre-borde: Zona de transiciones electrónicas con absorción de energía menor que la energía ligante. Esto se genera cuando el átomo que está siendo bombardeado posee estados desocupados o parcialmente desocupados.

Región de transiciones para los estados del continuo: zona de absorción de fotones que poseen energías mayores a las de enlace atómico, ocurriendo transiciones en el estado del continuo. Esta región se subdivide en :

Región XANES: zona comprendida por sobre el borde de absorción (hasta 50 eV por sobre el borde), donde hay variaciones intensas de absorción.

Región EXAFS: zona de absorción de energía entre los 50 hasta los 1000 eV por sobre el borde de absorción (pos-borde), y que muestra oscilaciones más suaves en la absorción. Esta zona representa la estructura fina, la cual posee información sobre la estructura atómica local del material en torno al átomo absorbente.

En este caso, la región de interés corresponde al pre-borde, puesto que las pequeñas oscilaciones que aquí se generan dependen, además de la simetría del sitio (trigonal, tetrahédrica, etc.) y de la naturaleza del enlace, del estado de oxidación del elemento en el material, dado que involucra transiciones a estados desocupados (Fenter et al., 2002; Figueroa, 2009).

En la Figura 7 se muestra un ejemplo de un análisis de Fe en vidrio, donde en la región del pre-borde se realiza un ajuste con el que se generan dos campanas gaussianas, las cuales son posteriormente integradas mediante una función y de esta manera se obtienen las razones de Fe^{3+}/Fe^{2+} del elemento (Fiege et al., 2017). Estas razones son posteriormente utilizadas en la ecuación (7) del algoritmo propuesto por Kress y Carmichael (1991) que relaciona la razón de $Fe^{3+}/\sum Fe$ de un basalto a la fO_2 a una temperatura y composición específicas.

Respecto a las limitaciones del método, la exposición prolongada del haz de rayos X puede tener efectos en la especiación de los elementos estudiados, causando foto-oxidación del Fe. Sin embargo, estudios previos (Cottrell et al., 2009; Shorttle et al., 2015, Hartley et al., 2017), han demostrado que esta foto oxidación es apenas detectable sobre la estabilidad del instrumento.

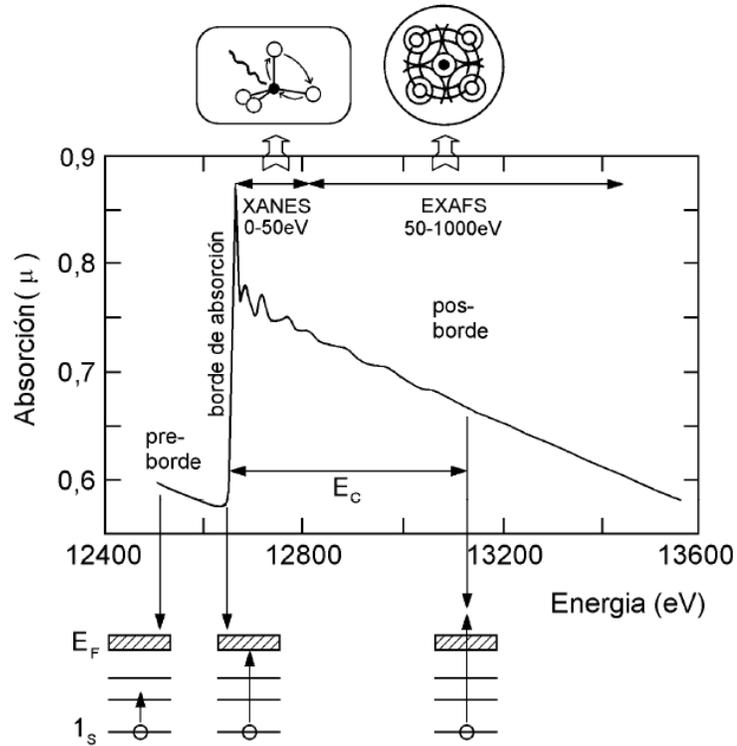


Figura 6. Esquema de un espectro de absorción de rayos X. Se muestran las regiones de pre-borde, borde de absorción y pos-borde (Figuroa, 2009).

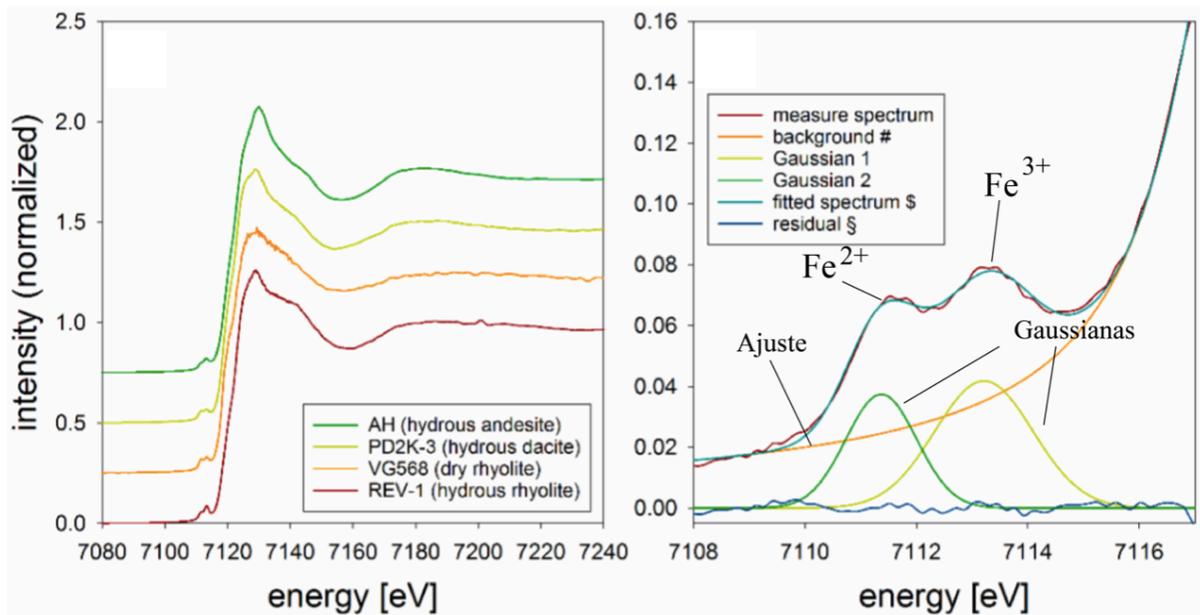


Figura 7. Espectro de XANES de Fe en vidrio (izquierda) y aplicación del ajuste en la zona de pre-borde (derecha). El espectro ajustado corresponde a la suma del fondo (background) obtenido por el ajuste y las gaussianas (modificado de Fiege et al., 2017).

2.2.4 Inclusiones vítreas

Las inclusiones vítreas corresponden a pequeñas gotas de fundido silicatado que son atrapadas al interior de un fenocristal durante su cristalización a partir de un cuerpo magmático (Sorby, 1858; Roedder, 1984). En rocas volcánicas, son comúnmente grandes (>50 μm), y consisten típicamente en vidrio, más burbujas de vapor y cristales (accidentales o hijos).

Bajo el supuesto de que luego del atrapamiento una inclusión vítrea se comporta como un sistema cerrado y sin variaciones de volumen (sistema isocórico), su importancia en petrología y vulcanología radica en su capacidad de registrar la composición del magma al momento en que es atrapada, permitiendo trazar la evolución de este en distintas etapas de la cristalización, desde profundidades mantélicas hasta la superficie. De esta forma, permiten entender procesos tales como la cristalización fraccionada, mixing de magmas y exsolución de fluidos. Así, pueden ser capaces de mantener la concentración de volátiles y metales usualmente perdidos durante procesos de desgasificación y fraccionamiento del magma durante la solidificación (Audétat y Lowenstern, 2014).

Mecanismo de formación de inclusiones vítreas

Las inclusiones vítreas se forman generalmente por atrapamiento en cristales en crecimiento a partir de un magma como resultado de irregularidades en la superficie del cristal (Roedder, 1984). Algunos mecanismos comunes corresponden a un crecimiento rápido del cristal por pérdida de volátiles debido a una despresurización durante una erupción volcánica (Figura 8A), así como disolución parcial de un cristal seguida de crecimiento en torno al remanente del cristal (Figura 8D). También puede ocurrir que la adición de burbujas o granos minerales en la pared en crecimiento del cristal genere embahiamientos que atrapan fundido, los cuales son posteriormente sellados durante el subsecuente crecimiento del cristal. Esto conlleva a la presencia de inclusiones que contienen minerales que no cristalizaron desde el fundido atrapado (cristales “accidentales”) (Figura 8B).

Respecto a la cantidad de fases presentes, estas serán fundamentalmente función de la tasa de enfriamiento del sistema y el tamaño de la inclusión (Figura 9). En sistemas enfriados más rápidamente, se esperaría solamente vidrio contenido en la inclusión, mientras que un enfriamiento ligeramente más lento podría permitir la nucleación de burbujas. Esto último también se encuentra afecto al volumen de la inclusión, ya que la nucleación es dependiente del volumen (Roedder, 1984).

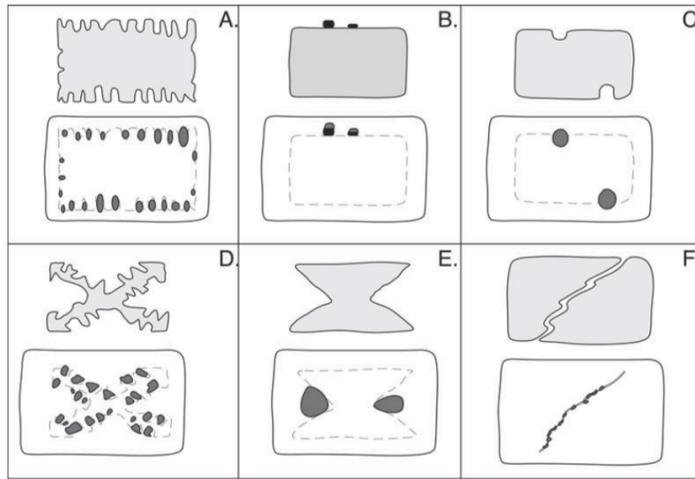


Figura 8. Mecanismos de atrapamiento de inclusiones vítreas. Los esquemas A, B y C representan atrapamiento en etapas tempranas del desarrollo del cristal, mientras que D, E y F muestran etapas más tardías (Kent, 2008).

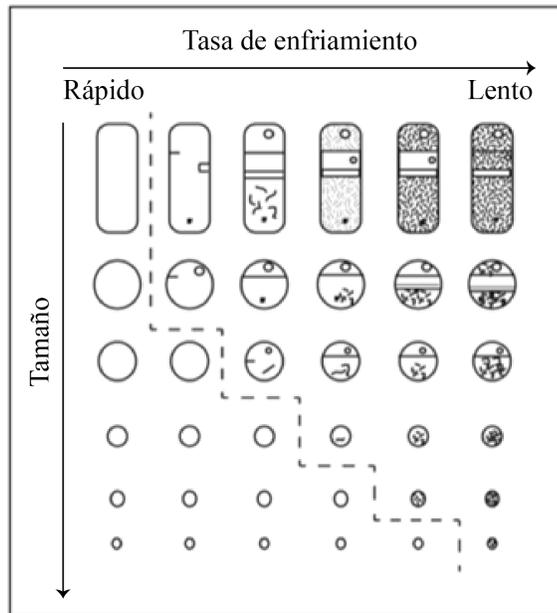


Figura 9. Efecto de la tasa de enfriamiento del sistema y tamaño de la inclusión en la cantidad de fases presentes (Modificado de Cannatelli et al., 2016).

Etapas en un estudio de inclusiones vítreas

Petrografía y selección de inclusiones vítreas

Dado que las inclusiones vítreas pueden mostrar un amplio espectro composicional, es fundamental determinar el momento de atrapamiento de las inclusiones en relación al cristal huésped a fin de realizar posteriores interpretaciones en relación a distintos procesos sufridos por la roca (tales como mezcla de magmas y cristalización fraccionada, etc.)

En relación a la selección de inclusiones vítreas representativas, el estudio petrográfico debe contemplar las reglas de Roedder (1984), estas son:

1. La inclusión se presenta como una fase homogénea única.
2. La inclusión representa un sistema isocórico cerrado.
3. Luego del atrapamiento de la inclusión, no hay adición o remoción de masa en el sistema (sistema cerrado).

En este sentido, es fundamental intentar identificar familias de inclusiones vítreas (*melt inclusion assemblage*, MIA), puesto que éstas representan un grupo de inclusiones que fueron atrapadas al mismo tiempo, y por tanto a la misma temperatura y presión, a partir de un fundido de la misma composición (Roedder, 1984; Bodnar y Student, 2006). Para identificar MIA's, es fundamental una primera inspección petrográfica, y luego validar esta observación con datos composicionales.

Consideraciones en el estudio de inclusiones vítreas

En condiciones ideales, una inclusión vítrea puede ser un registro directo de las composiciones de un magma parental que origina una roca. Sin embargo, luego de su atrapamiento, una inclusión puede estar afecta a diversos procesos que originan cambios en su composición, dificultando de esta manera su interpretación. En rocas volcánicas, estos cambios composicionales son comunes y el grado de alteración que presenten las inclusiones hospedadas por fenocristales en estas muestras dependerá fundamentalmente de la tasa de enfriamiento en el sistema una vez que la inclusión es atrapada.

Un proceso fundamental a considerar al momento de determinar composiciones a partir de inclusiones vítreas corresponde al “*Post-entrapment Crystallization*” (PEC, cristalización post-atrapamiento), además de otros procesos que pueden modificar el contenido de volátiles, asociados a efectos generados posterior al atrapamiento de la inclusión.

Modificaciones Post atrapamiento

Cristalización post-atrapamiento (PEC)

Luego del atrapamiento de la inclusión, si el magma hospedante es eruptado y se enfría rápidamente en superficie de tal forma que no hay una cristalización significativa de la fase huésped en las paredes de la inclusión, entonces esta puede mantenerse como un vidrio homogéneo

(monofásica), y la suposición de que el vidrio es representativo de la composición del fundido al momento en que es atrapada puede considerarse como válida (Steele-MacInnis et al., 2011). Sin embargo, en la mayoría de los casos, una vez que el sistema magmático comienza a disminuir su temperatura, el fundido al interior de la inclusión comenzará a cristalizar la fase huésped como un anillo en las paredes de la inclusión, dado que ésta presenta menor energía de nucleación (Roedder, 1979, 1984). Esta cristalización puede causar un potencial intercambio difusivo, generando un re-equilibrio con el cristal huésped y/o fundido al exterior del cristal (Danyushevsky et al., 2000; 2004; Kent, 2008; Steele-MacInnis et al., 2011).

Estudios realizados en inclusiones vítreas hospedadas en fenocristales de olivino magnesiano (generalmente $>F_{O85}$) relacionados a magmas generados en zonas de subducción (ej. Danyushevsky et al. 2000), comprueban y modelan un proceso de pérdida de Fe que experimentan algunas inclusiones (“*Fe-loss*”), el cual puede ocurrir durante el enfriamiento natural del sistema, y/o durante experimentos de homogenización. Este proceso se traduce en una pérdida de hierro total (FeO_t) y aumento en el contenido de MgO en el fundido atrapado en la inclusión en relación al contenido en el fundido atrapado originalmente. La razón de esto es que durante la PEC, las paredes de olivino que cristalizan en la inclusión forman un anillo que se enriquece de manera progresiva en Fe, al tiempo que se empobrece en Mg, es decir, este anillo será más pobre en el componente forsterítico, generando un gradiente composicional. El anillo de olivino rico en Fe intentará reequilibrarse con el olivino más magnesiano remanente en el host intercambiando Fe, al mismo tiempo que la inclusión intentará reequilibrarse con el anillo difundiendo Fe fuera y Mg hacia dentro del volumen inicial de la inclusión, para mantener el equilibrio Fe/Mg (Danyushevsky et al., 2000; Danyushevsky y Plechov, 2011). Considerando que las inclusiones contenidas en olivinos más forsteríticos presentarán una mayor pérdida de Fe, estas comúnmente mostrarán una correlación negativa entre el contenido de Fo del huésped de olivino y los contenidos de Fe medidos en las inclusiones (Danyushevsky et al., 2000; Yaxley et al., 2004) (Figura 10,11).

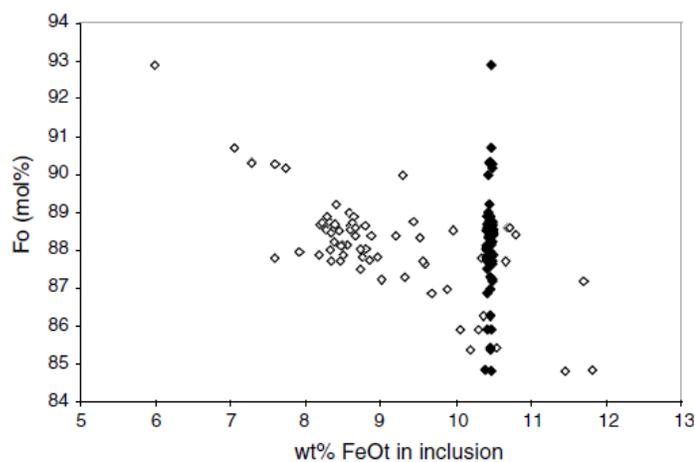


Figura 10. Correlación negativa en el contenido de Fo en el host de olivino y contenido de Fe en inclusiones, debido a la pérdida de Fe (Yaxley et al., 2004).

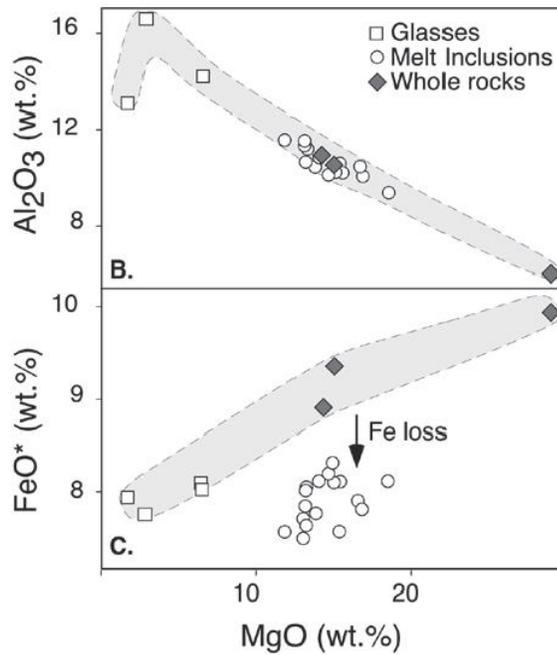


Figura 11. Comparación entre la composición de rocas y vidrios de boninitas de Tonga, con MI homogenizadas en fenocristales de olivino forsterítico (Fo89.5-92) de las mismas muestras. Se observa que el contenido de Al_2O_3 se solapa bien con la línea líquida de descenso definida por el vidrio en el cristal huésped y composiciones de roca total, sin embargo, el contenido de FeO en las inclusiones vítreas son significativamente menores. Tomado de Danyushevsky et al. (2000).

La máxima pérdida de Fe varía según el ambiente tectónico; las inclusiones vítreas hospedadas en fenocristales de olivino magnésiano en zonas de subducción presentan contenidos de FeO significativamente más bajos y mayores de MgO que el fundido atrapado originalmente, mientras que MORB y basaltos de cuencas de tras-arco (BAB) con bajos contenidos de FeO son menos comunes (Danyushevsky et al., 2000; 2002).

Modificación del contenido de volátiles

El contenido de volátiles presente en las inclusiones vítreas también puede verse afectado por modificaciones luego del atrapamiento. Si bien el mineral huésped puede proteger a la inclusión de los efectos como la descompresión y cambios en el estado de oxidación sufridos por el magma externo (Zhang, 1998; Gaetani et al., 2012), la permeabilidad de las inclusiones a elementos de rápida difusión como el hidrógeno ha sido reportada en trabajos previos realizados en inclusiones vítreas en olivino (Danyushevsky et al., 2000; Chen et al., 2011, Gaetani et al., 2012; Bucholz et al., 2013). El re-equilibrio difusivo de H^+ entre el fundido contenido en la inclusión y el fundido externo a través del cristal de olivino puede causar una ganancia o pérdida de H_2O en escalas cortas de tiempo (Gaetani et al., 2012; Bucholz et al., 2013). Las inclusiones ricas en H_2O pueden ser particularmente susceptibles a la deshidratación difusiva. Dado que la solubilidad de volátiles en un fundido es fuertemente dependiente de la presión (la pérdida de H_2O en el fundido genera una disminución en la presión interna en la inclusión), lo que se traduce en una disminución en la

solubilidad y por tanto en la concentración de CO_2 en el fundido (Gaetani et al., 2012; Bucholz et al., 2013), el cual puede exsolverse en una burbuja de vapor (Dixon, 1995). Por otro lado, la solubilidad de S también puede verse afectada por la pérdida difusiva de H_2O , pero en un menor grado (Bucholz et al., 2013).

Todos los aspectos presentados anteriormente son relevantes para el análisis y correcta interpretación de los resultados discutidos más adelante (Capítulos 4 y 5). En particular, en la determinación e interpretación de la $f\text{O}_2$ en el vidrio presente en las inclusiones vítreas.

3 METODOLOGÍA

3.1 Muestreo y preparación de muestras

Se prepararon 17 cortes transparente-pulidos con muestras de basaltos y tefras representativas que fueron obtenidas a partir de una campaña de terreno realizada en abril del año 2017, en el sector de los conos monogenéticos Los Hornitos, ubicados en el campo volcánico del Descabezado Grande, entre los 35°43'S y 70°48'O, Región del Maule, Chile (Figura 2). Las muestras de tefra se tomaron a partir de uno de los afloramientos más frescos y mejor preservados, a aproximadamente 900 m del cráter del cono oriental. La altura de la cubierta de tefra alcanzaba los 2 m, presentando intercalaciones de capas gruesas y finas compuestas por fragmentos juveniles tamaño ceniza a lapilli y cristales de olivino (Figura 12A). Los aflormientos de donde se tomaron las muestras de basaltos correspondían a coladas de lavas basálticas estriadas, en algunos casos con cristales de olivinos aglomerados (texturas glomeroporfidicas) (Figura 12B).

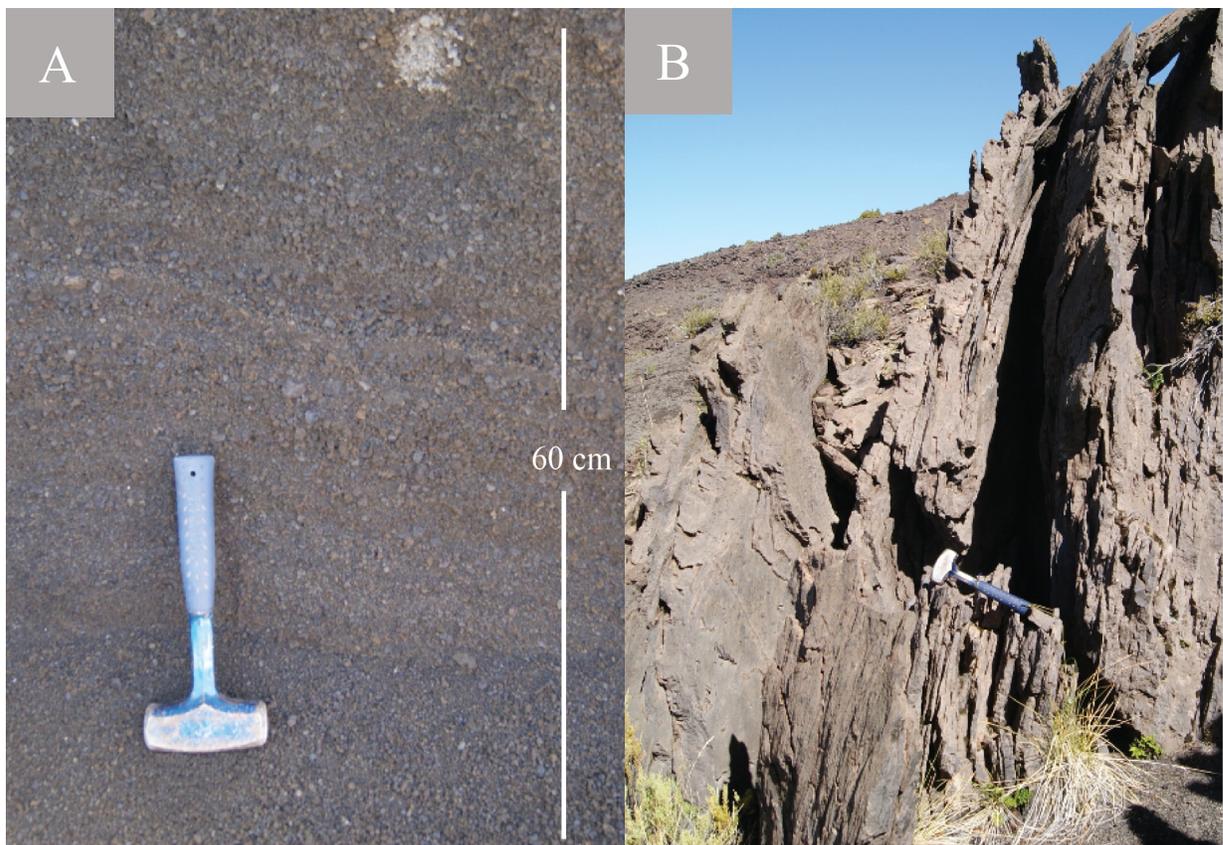


Figura 12. Afloramientos tipo del cono oriental de Los Hornitos. A. Afloramiento de material piroclástico a partir del cual se tomaron las muestras de tefra. B. Afloramiento de coladas de lavas de donde se obtuvieron muestras de basaltos. Ambas fotos son con vista al NE.

Adicionalmente, se prepararon 62 montajes individuales de cristales de olivino de la tefra para analizar la composición de inclusiones vítreas, olivino y espinelos presentes mediante microsonda electrónica (EMPA).

Para la confección de los montajes (Figura 13), la muestra de roca debe ser inicialmente molida y tamizada. En este caso, se procedió directamente al tamizado dado que el material a estudiar corresponde a material no consolidado (tefra). Los cristales de olivino fueron separados de la fracción tamizada mediante una lupa binocular, y posteriormente montados de manera individual en resina epóxica, conformando tubos cilíndricos de 4 mm de diámetro. Estos montajes fueron posteriormente pulidos hasta exponer el cristal de olivino.

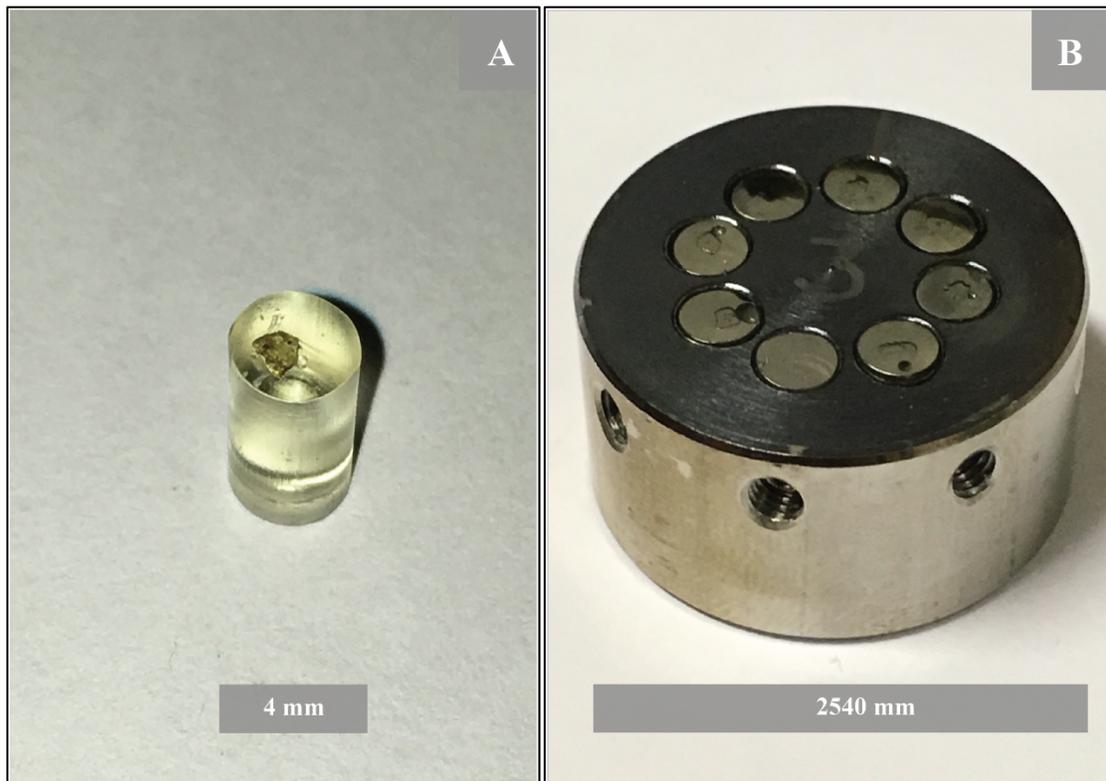


Figura 13. A. Montaje de cristal de olivino en resina epóxica. B. Portamuestras de acero utilizado para montar las muestras para posterior análisis mediante microsonda electrónica.

3.2 Caracterización petrográfica

En esta etapa del estudio se realizó una caracterización petrográfica de los cortes transparentes de roca mediante el uso de un microscopio óptico de polarización marca Olympus, BX51, utilizando luz transmitida. Esto se llevó a cabo en el laboratorio de Microtermometría e inclusiones Fluidas y Vítreas del Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile. La caracterización petrográfica incluyó un

un conteo modal de las fases minerales presentes en las muestras de basalto mediante el software JMicrovision, además de la captura de fotomicrografías con el software MSHOT.

Se seleccionaron dos cortes transparente-pulidos, uno de tefra (BLH-03A) y otro de basalto (BLH-12), para hacer una descripción petrográfica completa de las inclusiones vítreas presentes en los cristales de olivino, con el propósito de analizar familias y tipos de inclusiones asociados a las distintas fases eruptivas (explosiva y efusiva) del cono oriental de Los Hornitos. Para la descripción petrográfica se privilegiaron aquellas inclusiones de composición homogénea o que contienen vidrio+burbuja, sin evidencia de recristalización, y de tamaño adecuado para el posterior análisis mediante microsonda electrónica (>5 μm). La caracterización petrográfica de las inclusiones vítreas y asignación de familias se realizó en base criterios petrográficos tales como forma de las inclusiones, el número y tipo de fases presentes, la razón volumétrica entre la burbuja y el volumen de la inclusión total, la razón volumétrica entre el cristal atrapado y el volumen de la inclusión total (Roedder, 1984; Bodnar y Student, 2006; Cannatelli et al., 2016). Con la información obtenida, se realizó una base de datos con la petrografía de 53 cristales huéspedes de olivino (u “*hosts*”) en el caso de la tefra, y de 16 *hosts* para el basalto.

Se realizaron experimentos de homogenización en 10 de las inclusiones vítreas, sin embargo, estas no lograron homogeneizarse bajo las condiciones de temperatura y presión del laboratorio, llegando hasta los 1270°C a 1 atm.

3.3 Microscopía electrónica de barrido (SEM-EDS)

Los cortes transparente-pulidos seleccionados para el análisis petrográfico de inclusiones vítreas fueron inspeccionados mediante microscopía electrónica de barrido (SEM). Además, se realizó un análisis semi-cuantitativo de las fases minerales presentes en los cristales de olivino y las inclusiones vítreas expuestas en dichos cristales con el detector EDS, con la finalidad de obtener una base de datos composicional de carácter orientativo para los olivinos, inclusiones vítreas e inclusiones de espinelo.

El microscopio electrónico de barrido utilizado es marca FEI, modelo QUANTA 250, y se encuentra en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Microanálisis del Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Este microscopio cuenta con un detector de electrones retro-disperados (backscattered electrons, BSE), que permite observar variaciones composicionales en las fases minerales presentes, y un detector de electrones secundarios (secondary electrons, SE), para obtener imágenes de la topografía de las muestras. Adicionalmente, se encuentra incorporado un detector de dispersión de energía de rayos X (Energy Dispersive Spectrometer, EDS), el cual permite identificar los elementos químicos presentes en el volumen analizado. Los datos obtenidos por este detector fueron procesados utilizando el software Inca.

Previo al análisis, los cortes transparente-pulidos fueron metalizados con grafito para generar una capa conductora. Los parámetros utilizados para la observación y análisis fueron: alto vacío ($2,67 \times 10^{-4}$ Pa), voltaje de aceleración de 20 kV, intensidad de corriente de $\sim 80 \mu\text{A}$, y un tamaño del haz de electrones de 5 μm .

3.4 Análisis mediante microsonda electrónica (EMPA)

Las composiciones de elementos mayores y traza de los cristales de olivino, espinelos e inclusiones vítreas fueron obtenidas por Santiago Tassara, mediante espectrometría de dispersión de longitud de onda (WDS) en el Electron Microbeam Analysis Laboratory (EMAL) de la Universidad de Michigan en Ann Arbor, EE.UU, utilizando una microsonda electrónica Cameca modelo SX-100.

Para el análisis de los olivinos y espinelos se midieron los siguientes elementos: Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ni, Cr y Zn, utilizando un voltaje de aceleración de 20 keV, una corriente del haz de 10 nA y un diámetro del haz de 2 μm . El tiempo de cuenta fue de 20 s para el Na y K, y 30 s para el resto de los elementos. Para las inclusiones vítreas, se midió Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, S, Cl, y Ba, con el haz de electrones desenfocado, voltaje de aceleración de 15 KeV y corriente del haz de 10 nA. El tiempo de cuenta fue también de 20 s para Na y K, y 30 s para los demás elementos.

3.5 Espectroscopía de absorción de rayos X cercano al borde de absorción (XANES)

La espectroscopía de absorción de rayos X cercano al borde de absorción (XANES), corresponde a una técnica espectroscópica que permite determinar el estado de oxidación de un elemento en un determinado material. Cada espectro tiene una forma característica que dependerá de la estructura cristalina del elemento y de la coordinación del elemento en el material que se está analizando (ver apartado 2.2.3 del Capítulo de Antecedentes).

Para este estudio, los espectros de XANES de Fe en vidrio de las inclusiones vítreas fueron realizados en el GSECARS 13-ID-E beamline del Advanced Photon Source (APS), en el Argonne National Laboratory, en Illinois, EE.UU, previamente a esta Tesis, por Santiago Tassara. La fuente de radiación por sincrotrón opera a una energía de 7 GeV y corriente del haz de 100 mA, donde los electrones son inyectados en un anillo de 1104 m. El haz (beamline) opera en un rango de energía de 2.4 a 28 KeV y usa un set de espejos focales de Kirkpatrick-Baez (KB) que generan un haz focalizado de 2 μm x 1 μm (μ -XANES), permitiendo una alta resolución espacial. La selección de energía se logró usando un canal monocromador de Si (111). La energía del primer *peak* de la placa metálica de Fe fue puesta a una energía de 7110.75 eV. Todo el espectro fue colectado en modo fluorescencia de 7072 a 7308 eV con un tiempo de conteo de 1-2 s por punto y tamaños de: 3 eV de 7062 a 7107 eV; 0.1 eV de 7107 a 7137 (pre-borde); 2 eV de 7137 a 7308 eV. Este modo de

fluorescencia fue escogido debido a la naturaleza de las muestras para las que no se pudo usar el modo de transmisión.

3.6 Determinación de la fugacidad de oxígeno (fO_2)

3.6.1 Oxibarómetro olivino-espínelo

Para calcular la fugacidad de oxígeno, se utilizó el oxibarómetro de olivino-espínelo-ortopiroxeno de Ballhaus et. al (1991), de acuerdo a la siguiente expresión:

$$\Delta \log(fO_2)^{FMQ} = 0,27 + \frac{2505}{T} - \frac{400P}{T} - 6 \log(X_{Fe}^{ol}) - \frac{3200(1 - X_{Fe}^{ol})}{T} + 2 \log(X_{Fe^{2+}}^{sp}) + 4 \log(X_{Fe^{3+}}^{sp}) + \frac{2630(X_{Al}^{sp})^2}{T} \quad (8)$$

La fugacidad de oxígeno se calculó utilizando los valores de las fracciones molares de hierro férrico y hierro ferroso en espínelo ($X_{Fe^{3+}}^{sp}$ y $X_{Fe^{2+}}^{sp}$), y el valor de la fracción molar de hierro total en olivino (X_{Fe}^{ol}), obtenidos mediante microsonda electrónica.

La temperatura de equilibrio se determinó mediante el geotermómetro de olivino-espínelo de O'Neill y Wall (1987), recalibrado por Ballhaus et al. (1991), para el cual se consideran las fracciones molares de magnesio, hierro férrico, hierro ferroso, titanio y cromo en espínelo ($X_{Mg}^{sp}, X_{Fe^{3+}}^{sp}, X_{Fe^{2+}}^{sp}, X_{Ti}^{sp}, X_{Cr}^{sp}$), las fracciones de hierro y magnesio en olivino (X_{Fe}^{ol}, X_{Mg}^{ol}), y el coeficiente de partición de Mg-Fe entre las fases de olivino y espínelo (K_D^{ol-sp}) según la siguiente ecuación:

$$T = (6530 + 280P + 7000 + 108P) * (1 - 2X_{Fe}^{ol}) - 1960 * (X_{Mg}^{sp} - X_{Fe^{2+}}^{sp}) + 16150 * X_{Cr}^{sp} + 25150 * (X_{Fe^{3+}}^{sp} + X_{Ti}^{sp}) / (R \ln K_D^{Mg-Fe^{ol-sp}} + 4.705) \quad (9)$$

Donde T corresponde a la temperatura en Kelvin, y P a la presión en GPa.

3.6.2 Razones de $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ en el vidrio

Con las razones de $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ medidas en el vidrio de las inclusiones vítreas mediante XANES, se determinó la fugacidad de oxígeno del sistema mediante un algoritmo generado a partir de la expresión propuesta por Kress y Carmichael (1991):

$$\ln\left(\frac{X_{Fe_2O_3}}{X_{FeO}}\right) = a \ln(fO_2) + \frac{b}{T} + c + \sum_i d_i X_i + e \left[1 - \frac{T}{T_0} - \ln\left(\frac{T}{T_0}\right)\right] + f \frac{P}{T} + g \frac{(T-T_0)P}{T} + \frac{hP^2}{T} \quad (10)$$

Donde $X_{Fe_2O_3}$ y X_{FeO} son las fracciones molares de hierro férrico y hierro ferroso en el fundido; P (KPa) y T(K), la presión y temperatura del sistema, respectivamente; a, b, c, d, e, f, g y h a parámetros termodinámicos constantes.

3.7 Corrección por PEC

La composición de las inclusiones vítreas puede verse afectada por cristalización post-atrapamiento (PEC, *Post-Entrapment-Crystallization*). Danyushevsky et al. (2000) describe la pérdida de Fe en las inclusiones vítreas hospedadas en fenocristales de olivino (“*Fe-loss*”), asociadas al proceso de PEC, en el cual la cristalización de olivino en torno a las paredes de la inclusión genera un gradiente composicional, causando un reequilibrio entre la inclusión y el fenocristal mediante un intercambio de Fe-Mg.

Para reconstruir la composición inicial de las inclusiones se realizó una corrección mediante el software Petrolog, desarrollado por Danyushevsky y Plechov (2011). El programa permite ingresar la composición de cada inclusión en término de elementos mayores en wt% de óxidos, siempre que el usuario especifique el contenido de hierro (FeO*) de roca total. El algoritmo se basa en iteraciones, en las cuales se simula una temperatura experimental en la que el grano de olivino es mantenido a una temperatura dada hasta que la inclusión está en equilibrio completo con el huésped (temperatura del líquidus de olivino basada en la composición de la inclusión ingresada en el programa). Luego, el código añade o extrae olivino numéricamente de la inclusión en incrementos de 0.01 wt%, simulando fusión o cristalización del host de olivino en torno a la pared de la inclusión. Este intercambio se basa en un $K_D(Fe-Mg)_{ol-liq} = 0.30$, propuesto por Roedder y Emslie (1970), el cuál es válido para sistemas basálticos. Una vez que este equilibrio se alcanza, el algoritmo compara el FeO* de la roca total con el FeO de la inclusión. Si el FeO* de roca total es mayor que el FeO contenido en la inclusión, se genera un aumento experimental de la temperatura acompañada de fusión de olivino de las paredes de la inclusión para recuperar el FeO perdido; si el FeO* de roca totales menor que el FeO contenido en la inclusión, se genera una disminución experimental de la temperatura, junto con cristalización de olivino en torno a las paredes de la inclusión.

4 RESULTADOS

4.1 PETROGRAFÍA DE PRODUCTOS VOLCÁNICOS E INCLUSIONES VÍTREAS

En esta sección se resume el estudio petrográfico de 7 láminas delgadas correspondientes a distintas muestras de tefra y lavas del cono oriental de Los Hornitos. Cuatro de los cortes corresponden a muestras de lavas basálticas, mientras que los otros 3 cortes corresponden a muestras de tefra (Anexo A). La ubicación de las muestras recolectadas se indica en la Figura 2.

Para el caso de la petrografía de inclusiones vítreas, se hizo mayor énfasis en las muestras de tefra, que son las que presentan mayor número de inclusiones y familias (MIA's), considerando además que en las partes enfriadas más rápidamente en un depósito piroclástico se encuentran las inclusiones vítreas mejor preservadas (Anderson, 2006, en Bodnar y Student, 2006).

4.1.1 Descripción petrográfica

Basalto

Las muestras de basalto corresponden a lavas porfíricas con fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno. Estos fenocristales en general están medianamente a mal conservados (mediana a baja integridad). Algunas plagioclasas presentan texturas de desequilibrio, tales como zonación tipo concéntrica y sieve (Figura 14A).

La mayoría de los fenocristales se encuentra constituyendo cúmulos cristalinos (Figura 14B) (8 vol%), y se componen de las fases minerales principales (5 vol%), sólo de plagioclasas (1 vol%), o sin plagioclasas (2 vol%). Estos cúmulos presentan variaciones en sus tamaños, habiendo cúmulos constituidos por fenocristales de mayor tamaño (1.5-2 mm), y otros de menor tamaño. La mayoría de los cúmulos presenta integridad moderada a baja. Los fenocristales de las fases minerales principales pueden presentar tamaños menores a 0.2 mm. Las plagioclasas pueden alcanzar tamaños de hasta 1 mm (aislada) y 1.2 mm (en cúmulos). Los fenocristales de clinopiroxenos van de tamaños desde 0.2 mm y pueden alcanzar tamaños de hasta hasta 2 mm, y 1.6 mm (en cúmulos). Los fenocristales de olivinos van desde tamaños desde 0.2 mm hasta 1.2 mm, estos presentan en algunos casos baja integridad, con reabsorción en bordes.

La masa fundamental presenta textura intersertal, compuesta por las mismas fases minerales que los fenocristales y muy escasas vesículas (< 2 vol%) además de abundantes microlitos de óxidos. Se observan microlitos de espinelos incluidos en algunas fases minerales de los fenocristales de olivino y clinopiroxenos.

En la Tabla 1 se presenta un resumen de los porcentajes modales de las fases encontradas en las muestras de basaltos.

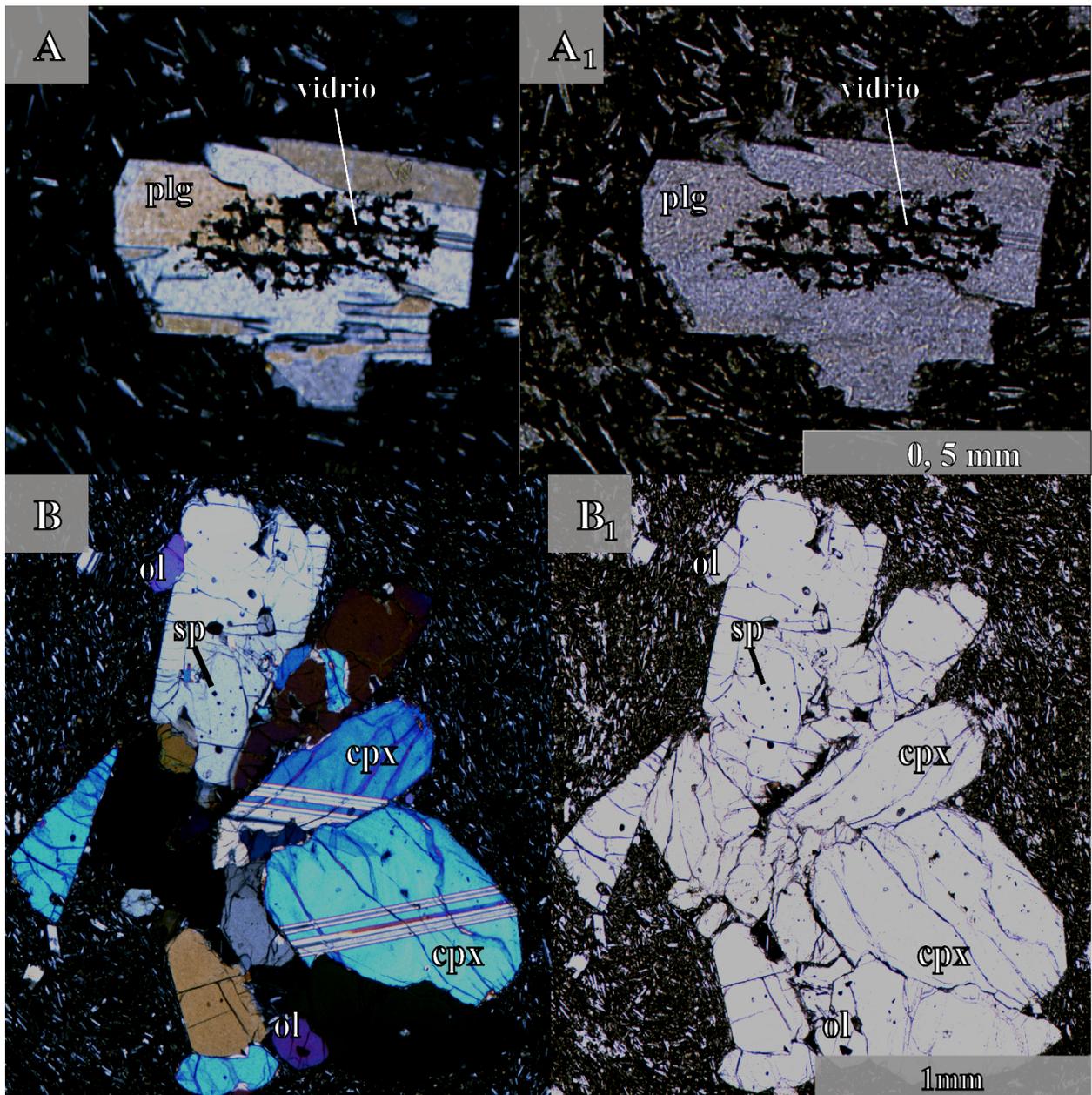


Figura 14. A, A₁. Fotomicrografía de plagioclasa con textura sieve en el centro presente en la muestra de basalto, observado a nícoles cruzados (A) y nícoles paralelos (A₁). B, B₁. Fotomicrografía de un cúmulo compuesto por ol, cpx, e inclusiones de espinelo, visto a nícoles cruzados (B) y nícoles paralelos (B₁).

Tefra

En las muestras de tefra, la única fase corresponde a olivino (Figura 15). Los cristales de olivino presentan tamaños desde 0.2 mm a 1 mm, integridad media a alta, y formas ehedrales a subhedrales. La mayoría de los fenocristales presentan abundantes inclusiones de espinelo, las

cuales en muchos casos se encuentran formando agregados en cúmulos dentro de los cristales. Además se observan numerosas inclusiones vítreas. La masa fundamental está constituida por vidrio y microlitos de plagioclasa.

En la Tabla 1 se presenta un resumen de los porcentajes modales de las muestras de tefra.

Tabla 1. Resumen de los porcentajes modales de las fases minerales presentes en las muestras de basaltos y tefras del cono oriental de Los Hornitos (LHEC).

	LHEC-Basalto	LHEC-Tefra
Fenocristales (%)	12	40
Olivino	7	40
Clinopiroxeno	2	-
Plagioclasa	3	-
Masa Fundamental (%)	88	60
Vidrio	11	5
Microlitos	75	55
Vesículas	2	-

4.1.2 Petrografía de inclusiones vítreas

Basalto

En general, el número de inclusiones vítreas observadas en las muestras de basalto es más escaso que el presente en las muestras de tefra, y de menor tamaño en promedio, rara vez superando los 25 μm . Estas corresponden a inclusiones en su mayoría recristalizadas (Figura 16, 17), en las que en algunos casos se puede observar una burbuja. A diferencia de las muestras de tefra, no se observan prácticamente inclusiones con cristales de espinelo atrapados.

La definición de familias en estas muestras fue escasa, puesto que las pocas inclusiones observadas ocurren en general de manera aislada en el cristal hospedante.

Tefra

En la Figura 18 se observan ejemplos de las inclusiones vítreas hospedadas por cristales de olivino en las muestras de tefra analizadas. La mayoría de las inclusiones observadas contienen

vidrio transparente y cristales accidentales de espinelo (es decir, cristales atrapados por la inclusión al momento de su formación), sin minerales hijos, y además una burbuja. Algunas inclusiones se presentan únicamente en una fase (vidrio). En general, las inclusiones analizadas no presentan recristalización en sus bordes, observándose éstos bien definidos. Las burbujas constituyen en la mayoría de los casos entre un 16-25% del volumen total de la inclusión. Los cristales de espinelo presentan rangos de tamaño variables, desde <5% hasta un 50% del volumen total de la inclusión en algunos casos. Estos cristales se observan ehuedrales y con hábito cúbico, presentando en la mayoría de los cristales un color pardo a negro. En la Tabla 2 se presenta un resumen de las inclusiones vítreas identificadas en esta etapa del estudio, mientras que en el Anexo B se encuentra más detalle de la petrografía realizada.

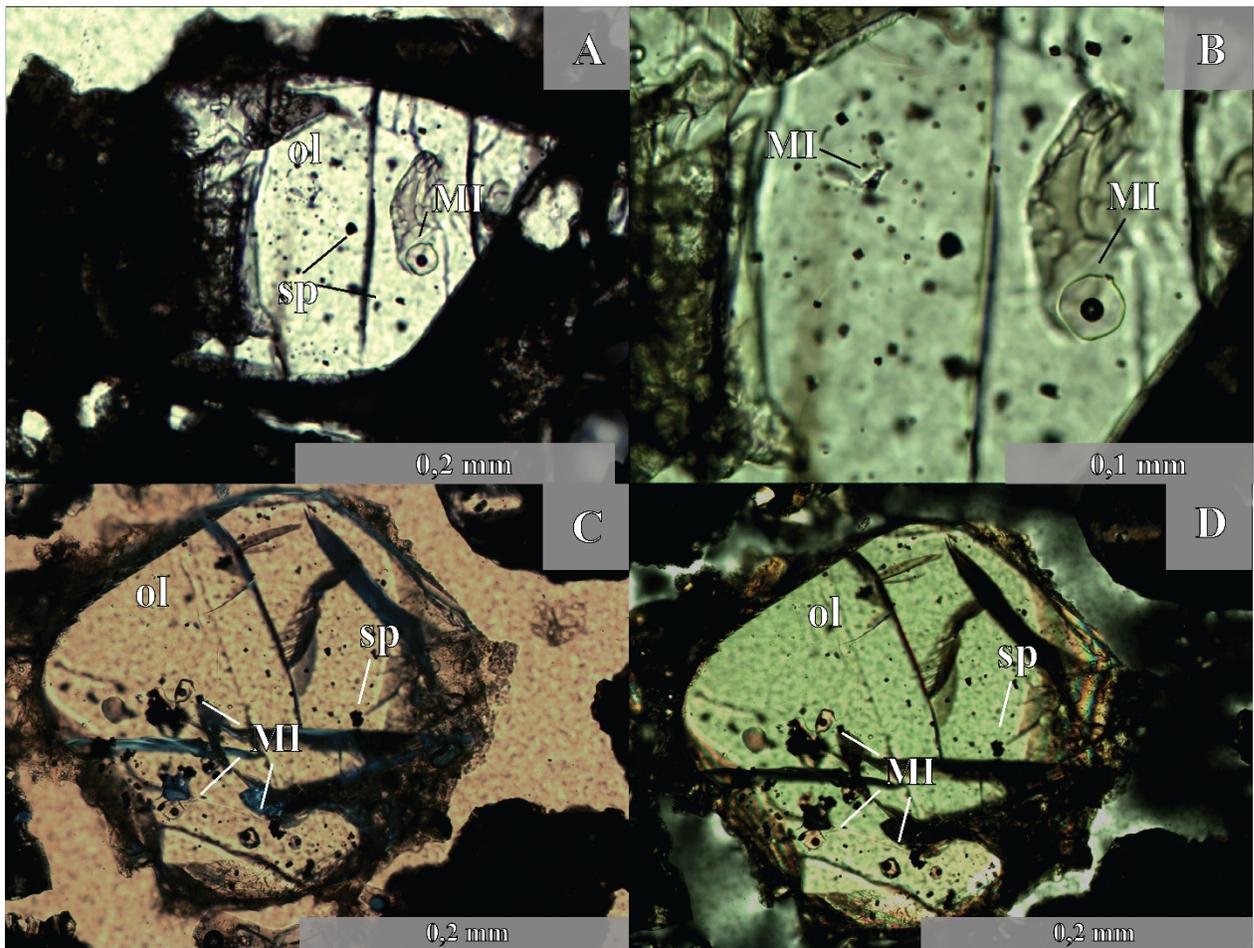


Figura 15. Fotomicrografía de olivinos presentes en la tefra. MI es la abreviación para las inclusiones vítreas. A, A₁. Nícoles paralelos a distinto aumento del mismo cristal. B, B₁. Cristal de olivino en nícoles paralelos (B) y en nícoles cruzados (B₁).

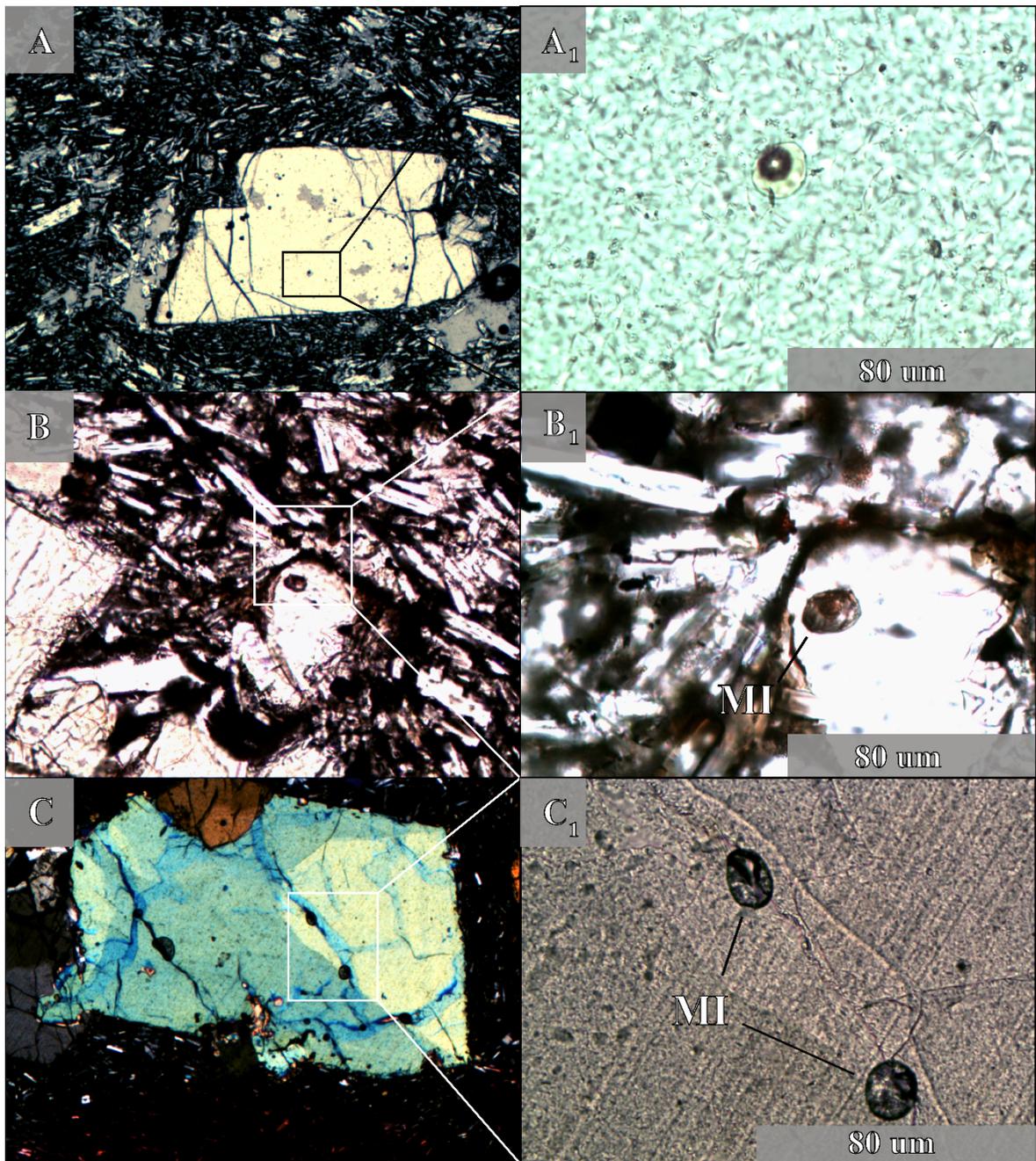


Figura 16. A, A₁. Fotomicrografías en luz transmitida de inclusiones vítreas hospedadas en un cristal de olivino, observadas a 5X (A) y 50X (A₁). B, B₁. Fotomicrografía de una inclusión vítrea recristalizada en un cristal de olivino a 20X (B) y 50X (B₁). C, C₁. Fotomicrografía de una posible familia compuesta por dos inclusiones recristalizadas en un cristal de olivino a nícoles cruzados y aumento de 5X (C), y nícoles paralelos y aumento de 10X (C₁).

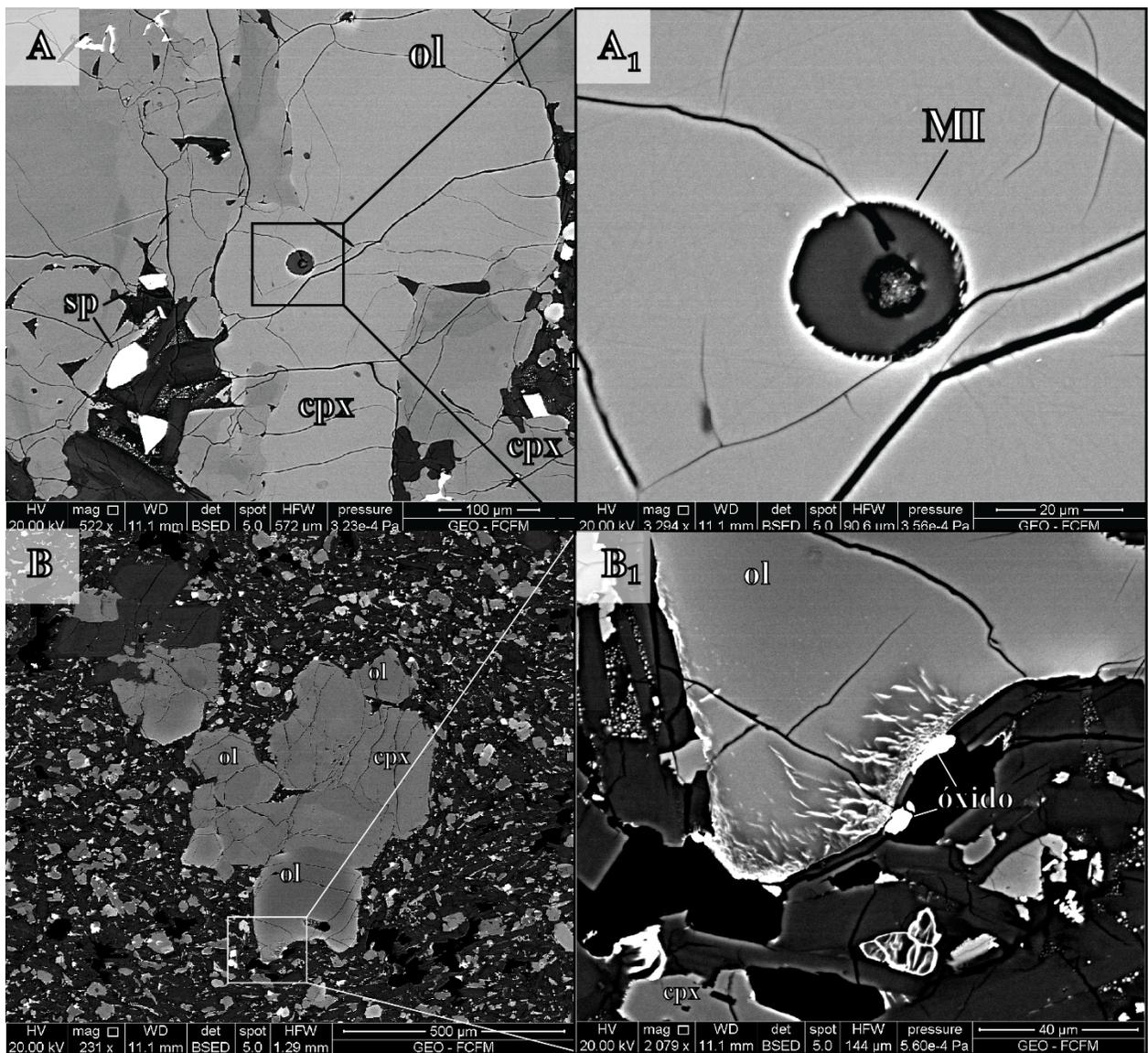


Figura 17. A, A₁. Imagen de electrones retrodispersados de un cúmulo de cristales de olivino y clinopiroxeno con menor espinelo. Se observa una inclusión aislada en fractura, con bordes recrystalizados. B, B₁. Imagen de electrones retrodispersados de un cúmulo de cristales donde se observa una textura de reabsorción en un cristal de olivino.

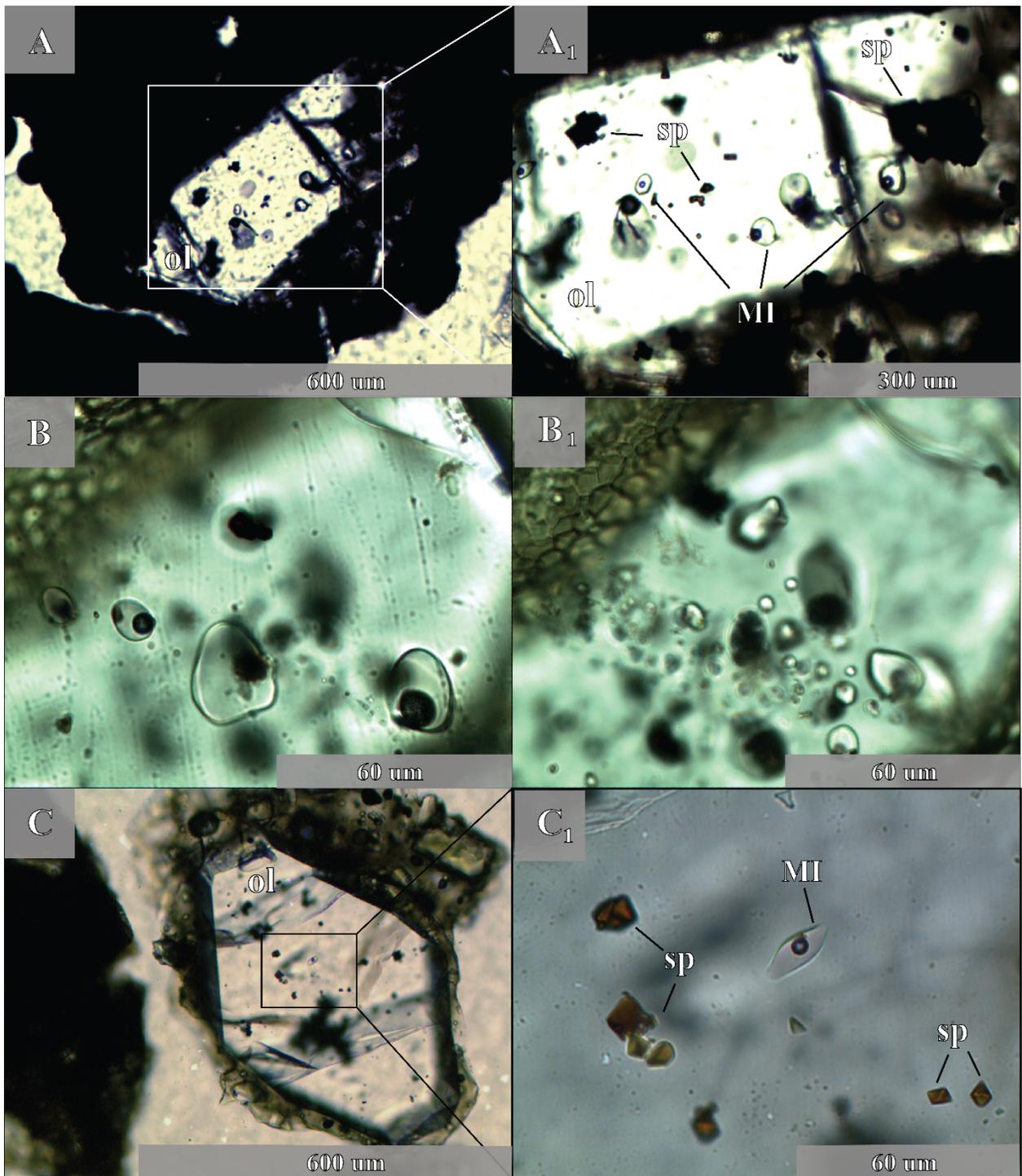


Figura 18. Fotomicrografías en luz transmitida de inclusiones vítreas hospedadas en cristales de olivino de la muestra BLH-03 observadas a nícoles paralelos. A, A₁. Inclusiones en cristal de olivino a 10X (A), y 30X (A₁). B, B₁. Familia de inclusiones en un cristal de olivino. C, C₁. Inclusiones en un cristal de olivino a 10X (C), y 50X (C₁). Se observan además espinelos en cúmulos o aislados. MI= inclusión vítrea; sp=espinelo; ol=olivino.

Tabla 2. Resumen de las inclusiones vítreas analizadas durante la petrografía de cortes transparente-pulidos.

Muestra	Código huésped	Fases	Tamaño inclusión (μm)	Razón tamaño burbuja/inclusión	Mineral accidental o hijo
Tefra	ol_1	vidrio+burbuja	20	0.25	-
	ol_2	vidrio+burbuja+cristal	5	0.25	accidental/espino
	ol_6	vidrio+burbuja	25	0.2	-
	ol_9	vidrio+burbuja	10	0.33	-
	ol_9	vidrio+burbuja+cristal	20	0.25	accidental/espino
	ol_9	vidrio+burbuja	20	0.5	-
	ol_15	vidrio+burbuja	60	0.2	-
	ol_15	vidrio+burbuja+cristal	30	0.16	accidental/espino
	ol_17	vidrio+burbuja+cristal	50	0.17	accidental/espino
	ol_17	vidrio+burbuja	20	0.17	-
	ol_17	vidrio+burbuja	45	0.11	-
	ol_20	vidrio+burbuja+cristal	26	0.2	accidental/espino
	ol_20	vidrio+burbuja+cristal	4	0.2	accidental/espino
	ol_20	vidrio+burbuja+cristal	4	0.2	accidental/espino
	ol_20	vidrio+burbuja+cristal	10	0.2	accidental/espino
	ol_20	vidrio+burbuja+cristal	20	0.2	accidental/espino
	ol_20	vidrio+burbuja+cristal	18	0.2	accidental/espino
	ol_20	vidrio+burbuja+cristal	20	0.2	accidental/espino
	ol_21	vidrio+cristal	14	-	accidental/espino
	ol_21	vidrio+cristal	90	-	accidental/espino
	ol_22	vidrio+cristal	28	0.5	-
	ol_22	vidrio+cristal	10	0.5	-
	ol_22	vidrio+cristal	8	0.5	-
	ol_22	vidrio	18	-	-
	ol_25	vidrio+burbuja	20	0.2	-
	ol_25	vidrio	10	-	-
	ol_25	vidrio+burbuja	20	0.2	-
	ol_26	vidrio+burbuja+cristal	22	0.2	accidental/espino
	ol_31	vidrio+burbuja+cristal	104	0.17	-
	ol_31	vidrio+burbuja+cristal	60	0.17	-
	ol_31	vidrio	56	-	-
	ol_31	vidrio	10	-	-
	ol_31	vidrio+burbuja	10	0.2	-
	ol_31	vidrio+burbuja	10	0.2	-
	ol_40	vidrio+burbuja+cristal	86	0.17	accidental/espino
	ol_40	vidrio+burbuja+cristal	50	0.17	accidental/espino

Muestra	Código huésped	Fases	Tamaño inclusión (µm)	Razón tamaño burbuja/inclusión	Mineral accidental o hijo
Tefra	ol_40	vidrio+burbuja+cristal	14	0.17	hijo
	ol_42	vidrio+burbuja	12	0.5	-
	ol_42	vidrio+burbuja	12	0.5	-
	ol_42	vidrio+burbuja	40	0.33	-
	ol_42	vidrio	30	-	-
	ol_42	vidrio+burbuja	6	0.25	-
	ol_42	vidrio+burbuja	14	0.28	-

4.1.3 Microscopía electrónica de barrido

Se observaron los cortes transparente-pulidos de tefra en SEM, a fin de identificar inclusiones vítreas expuestas en superficie y tener una idea de su composición y fases. También se analizaron los cristales de olivino hospedantes y las inclusiones de espinelos.

Se lograron identificar inclusiones compuestas por vidrio+burbuja e inclusiones homogéneas (Figura 19), que en algunos casos conformaban familias. Los tamaños de las inclusiones expuestas rara vez superó los 25 µm. En el Anexo C está el detalle de las inclusiones identificadas en esta etapa.

En general, las composiciones no presentan mayor variabilidad, teniendo contenidos de elementos mayores similares entre ellas, con valores promedio de 52 wt% de SiO₂, 5.9 wt% de MgO, 5.9 wt% de FeO, 18 wt% de Al₂O₃ y 3.0 wt% de Na₂O. La información completa de la composición química semi-cuantitativa del vidrio presente en las inclusiones detectado con SEM se encuentra en el Anexo F.

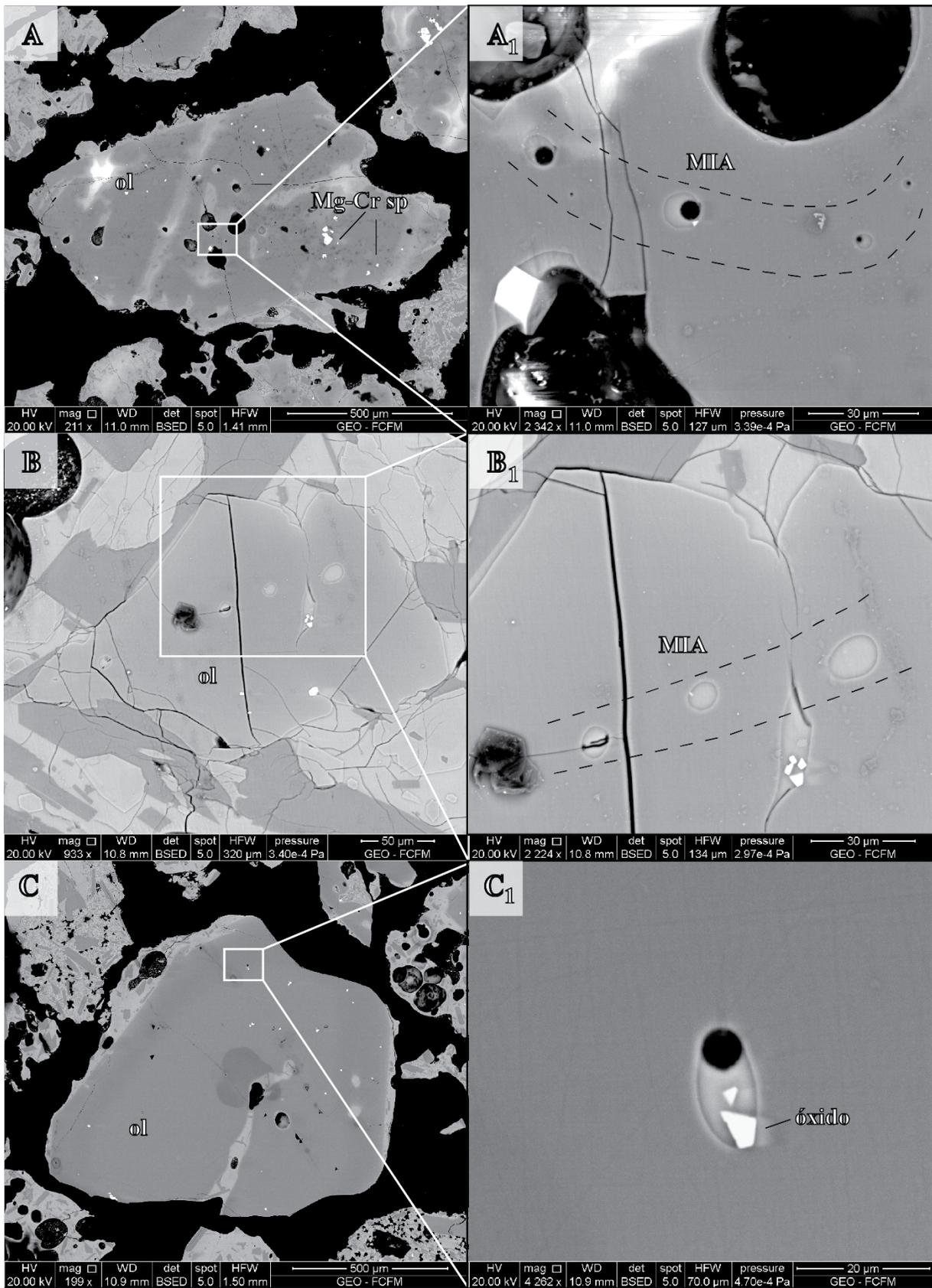


Figura 19. Imagen de electrones retrodispersados (SEM) de inclusiones expuestas presentes en el corte BLH-03A. A, A₁. Familia de inclusiones vítreas (MIA, melt inclusión assemblage) identificadas en el host 24. Estas inclusiones presentan vidrio+burbuja y en algunos casos pequeños cristales de óxidos. B, B₁. Familia de inclusiones compuestas únicamente por vidrio. C, C₁. Inclusión aislada que presenta burbuja+vidrio+óxidos.

4.2 QUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORITARIOS EN OLIVINOS, ESPINELOS E INCLUSIONES VÍTREAS

4.2.1 Composición de los olivinos

Diagrama ternario de clasificación de olivinos

En la Figura 20, se muestra el diagrama binario de Forsterita-Fayalita con la composición de olivinos medidos mediante EMPA y SEM. De acuerdo a esta clasificación, los olivinos son forsteríticos, con solución sólida dominante correspondiente a Forsterita₉₁-Fayalita₉.

El contenido de CaO en los olivinos también es bajo, con valores promedio de 0.13 en wt%. Los análisis composicionales se muestran en detalle en el Anexo D (datos de SEM) y Anexo H (datos de EMPA).

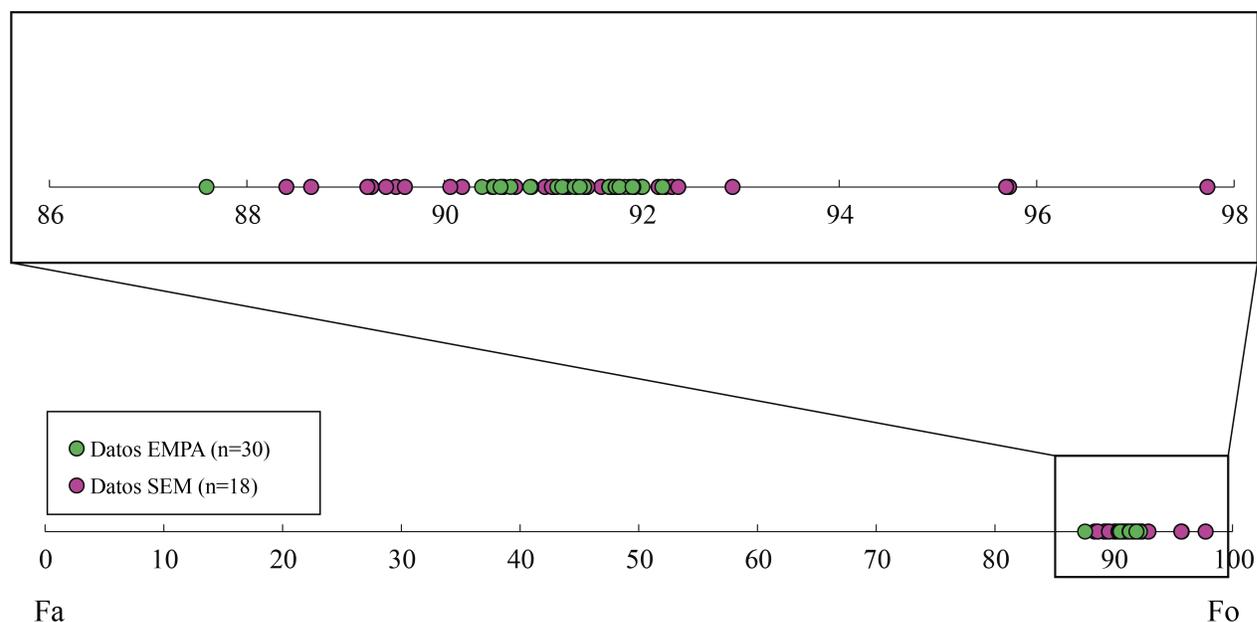


Figura 20. Diagrama binario de Forsterita-Fayalita con la composición de olivinos medidos mediante EMPA (puntos verdes) y SEM (puntos rosados).

Diagramas Bivariantes de Fo vs. Ni y MgO vs. Ni

Utilizando los datos composicionales cuantitativos obtenidos mediante EMPA para distintos fenocristales de olivino que hospedan las inclusiones vítreas, se realizó un diagrama bivalente de Ni vs Forsterita (Figura 21), y de Ni vs MgO (Figura 22). Este tipo de diagramas resulta útil para observar procesos de cristalización fraccionada, al ser el Fe y Mg los elementos

más variables al inicio de estos, producto del fraccionamiento inicial de olivino. Adicionalmente, se muestran en el diagrama las composiciones de los conos cercanos pertenecientes al CVDG (olivinos de lavas del cono Manantial Pelado, Winslow et al. (2018); olivinos de tefra de los conos La Resolana, Salas et al. (2017)), y datos previamente obtenidos de los mismos conos orientales de Los Hornitos y del volcán Quizapu, por Salas et al. (2017).

El contenido de níquel y magnesio en los olivinos estudiados de la tefra es alto, con valores promedio de 3081 ppm, 49.5 wt% de MgO y 91.03 Fo. La composición de estos olivinos cae en el campo de fundidos en equilibrio con fuentes peridotíticas, definido por Straub et al. (2011) para valores de Ni de 1700 a 3500 ppm y 89-92 Fo.

La composición de los olivinos presentes en las lavas para LHCE sin embargo, difiere de la de la tefra, presentando menores contenidos de Ni y MgO, indicando así un mayor nivel de fraccionamiento.

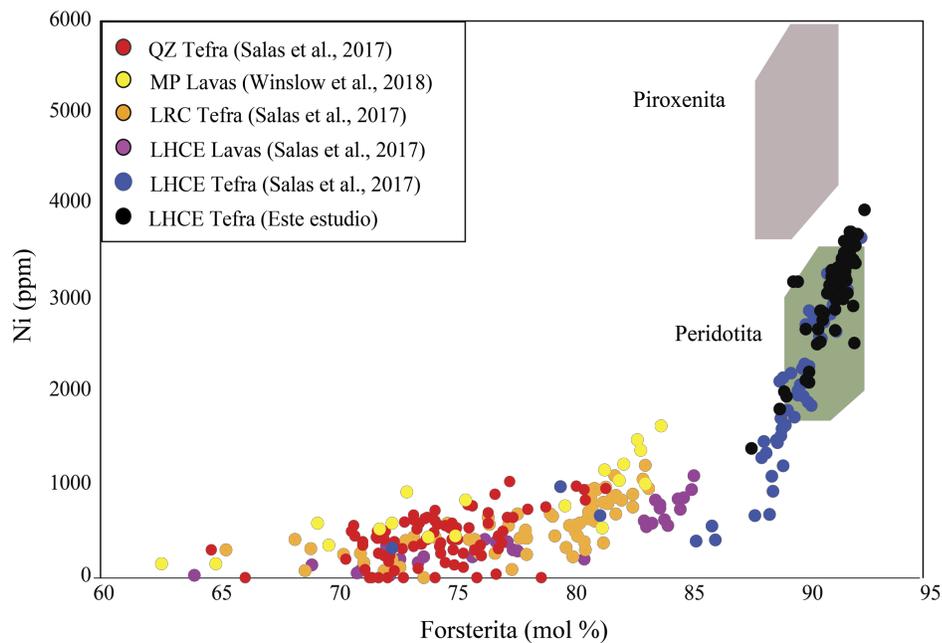


Figura 21. Diagrama de Ni (ppm) vs. Fo (mol %) en fenocristales de olivino para distintos productos del CVDG. Los olivinos presentes en la tefra del cono oriental de Los Hornitos presentan contenidos de Ni elevados, al igual que los valores de Fo. Se indican los campos en equilibrio con peridotitas mantélicas (verde) y piroxenitas (rosado), estimados por Straub et al. (2011). QZ= Volcán Quizapu, LHCE=Los Hornitos Cono Este, MP=Manantial Pelado, LRC=La Resolana.

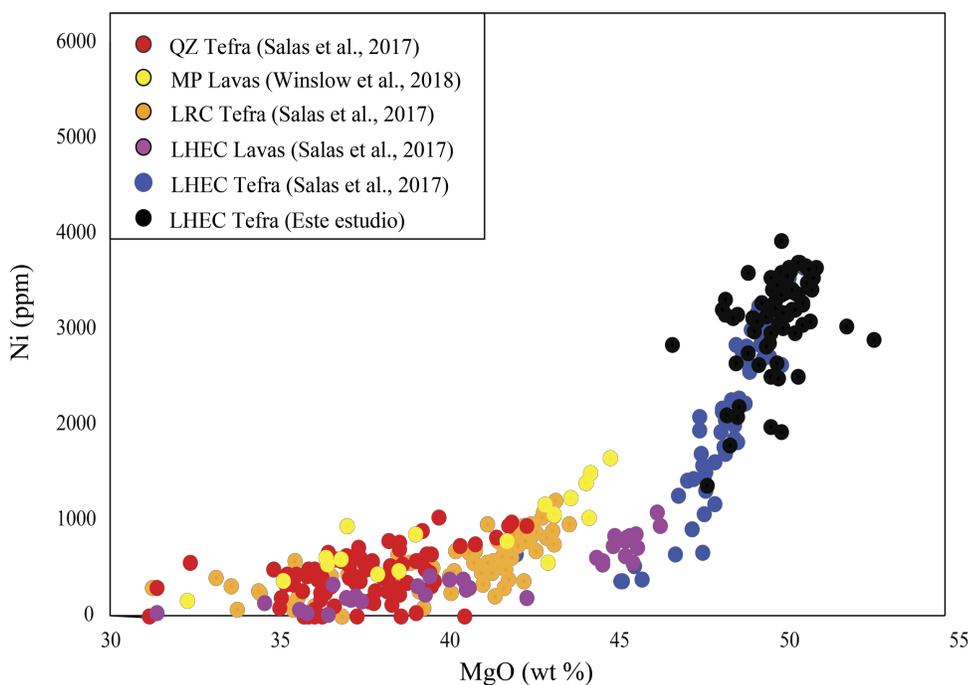


Figura 22. Diagrama de Ni (ppm) vs. MgO (wt %) en fenocristales de olivino para distintos productos del CVDG. QZ= Volcán Quizapu, LHCE=Los Hornitos Cono Este, MP=Manantial Pelado, LRC=La Resolana.

4.2.2 Composición de los espinelos

Los espinelos pueden ser clasificadas en base a su contenido de Cr, Ti, Al, Mg, Fe^{2+} y Fe^{3+} . La mayoría de las inclusiones de espinelos analizadas corresponde a espinelos crómicos (Figura 23), con composiciones promedio de 49 wt% de Cr_2O_3 y 12.8 wt% de MgO. El # Cr en la mayoría es de 0.7, mientras que el #Mg es 0.6. El detalle de las composiciones para los espinelos se adjunta en el Anexo E (datos de SEM), y Anexo G (datos de EMPA).

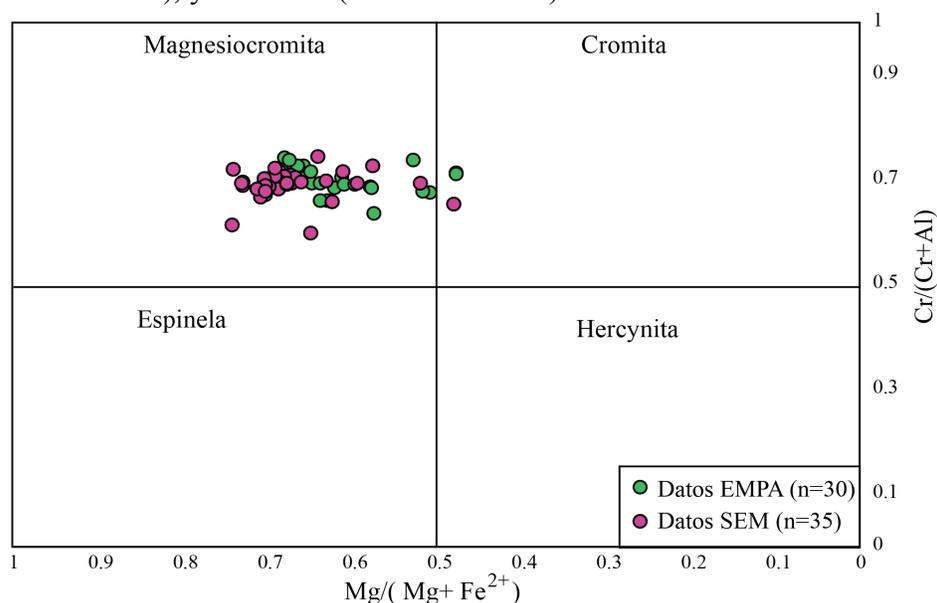


Figura 23. Clasificación de espinelos en base a la variación de Mg y Fe^{2+} (eje horizontal) y al contenido de Cr y Al (eje vertical).

4.2.3 Composición de las inclusiones vítreas

Diagramas TAS y AFM

Los datos composicionales de las inclusiones vítreas en fenocristales de olivinos obtenidos a partir de microsonda electrónica (EMPA) (Anexo I) y SEM (Anexo F) se muestran en el diagrama TAS de Figura 24. Se muestran además otras composiciones de conos cercanos (Manantial Pelado, Winslow et al., 2018; La Resolana, Salas et al., 2017) y de roca total de los mismos conos de Los Hornitos (Salas et al., 2017). También se muestran en la figura los trends composicionales de los estratovolcanes presentes en la zona (Hickey-Vargas et al., 2016).

Todas las inclusiones analizadas del cono oriental de Los Hornitos (LHCE) muestran composiciones que caen, en su mayoría, en el campo de basaltos y de andesitas basálticas, con rangos composicionales entre 43.62-54.57 wt% de SiO₂ y 1.63-4.86 wt% de álcalis, a excepción de una de las muestras analizadas semi-cuantitativamente mediante SEM, que corresponde a una andesita. Las composiciones de las inclusiones de LHCE son en general menos diferenciadas que las de roca total de los mismos, correspondientes en su mayoría a andesitas basálticas, al igual que las de los estratovolcanes cercanos. Dentro de los conos monogenéticos del CVDG, los conos Manantial Pelado (MP) son los que presentan mayor variabilidad composicional, con productos que varían desde basaltos-andesitas basálticas a traquidacitas.

El diagrama AFM (Figura 25) indica que todos los productos del CVDG corresponden a series calco-alcalinas, siguiendo un trend cogenético. En particular, las inclusiones de LHCE presentan sistemáticamente las composiciones más primitivas, a excepción de una muestra de roca total de los mismos conos.

Elementos mayores vs MgO

La composición de elementos mayores de las inclusiones vítreas analizadas con microsonda electrónica es graficada en relación al contenido de MgO en wt% y la composición de roca total (Figura 26).

El contenido de MgO de roca total presenta un rango más pequeño (5 a 7 wt% de MgO) que el de las inclusiones analizadas (3-9.2 de MgO en wt%). Sin embargo, los valores promedio parecen no indicar una diferencia significativa entre las inclusiones y la roca total (6.3 wt% MgO y 5.87 wt% de MgO, respectivamente).

Respecto a los elementos mayores, las inclusiones muestran un espectro de variabilidad composicional más significativo que el de roca total, a excepción del Al₂O₃ y TiO₂, para los cuales presentan un trend similar al de roca total. A pesar de la variabilidad en los contenidos de P₂O₅ y

MnO para las inclusiones, los valores de estos elementos en roca total caen dentro del rango promedio del de las inclusiones. En contenido de CaO, las inclusiones parecen estar sistemáticamente más enriquecidas que la composición de roca total, presentando además razones CaO/Al₂O₃ mayores.

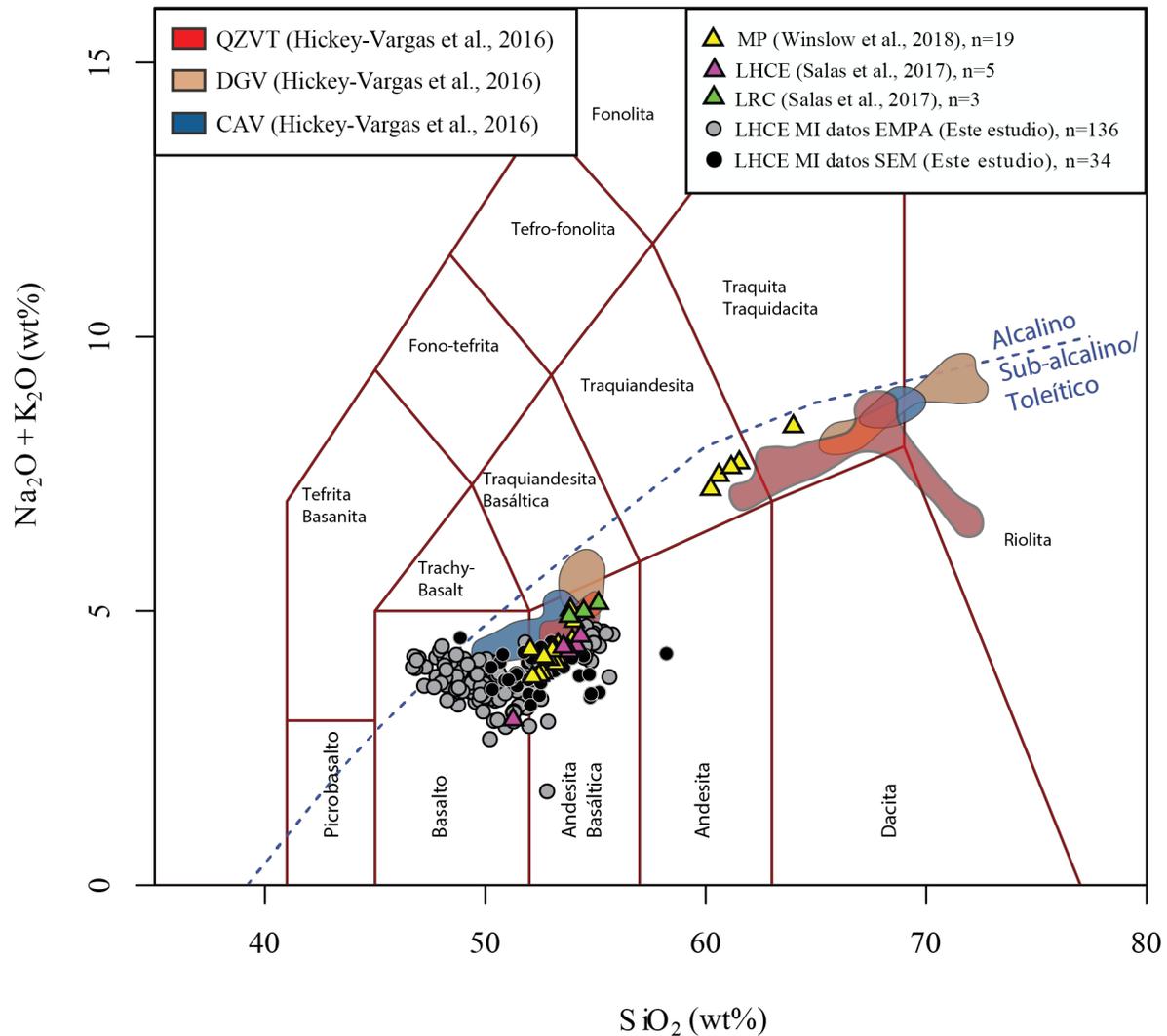


Figura 24. Diagrama TAS de las inclusiones vítreas (MI) analizadas mediante microsonda electrónica (EMPA) y EDS-SEM, además de datos composicionales de roca total para conos monogenéticos y estratovolcanes cercanos (Hickey-Vargas et al., 2016; Salas et al., 2017; Winslow et al., 2018). QZVT= Volcán Quizapu, DGV=Volcán Descabezado Grande, CAV= Volcán Cerro Azul, LHCE=Los Hornitos Cono Este, MP=Manantial Pelado, LRC=La Resolana.

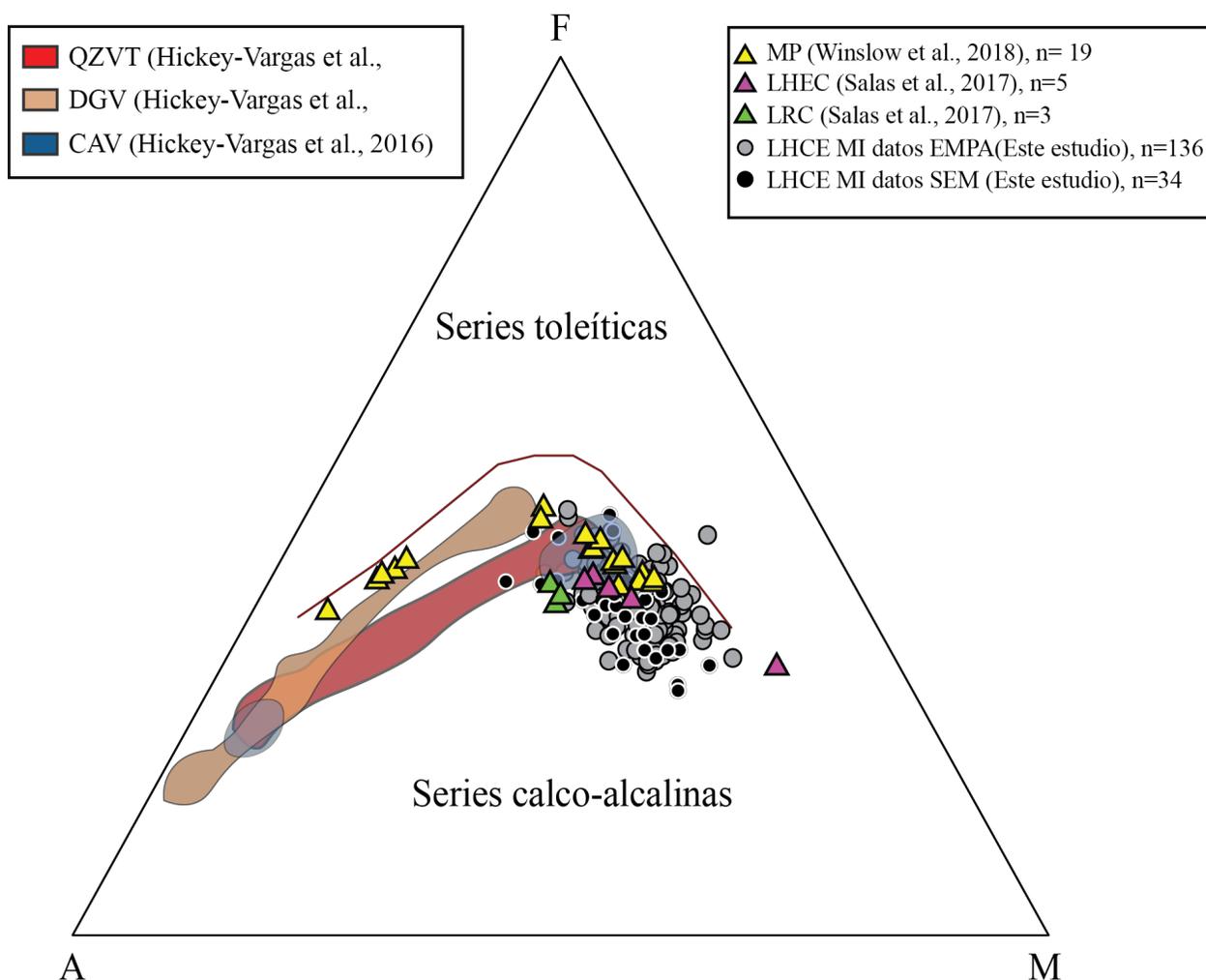


Figura 25. Diagrama AFM de las inclusiones vítreas analizadas (MI) mediante microsonda electrónica (EMPA) y SEM, además de datos composicionales de roca total para conos monogenéticos y estratovolcanes cercanos (Hickey-Vargas et al., 2016; Salas et al., 2017; Winslow et al., 2018). QZVT= Volcán Quizapu, DGV=Volcán Descabezado Grande, CAV= Volcán Cerro Azul, LHCE=Los Hornitos Cono Este, MP=Manantial Pelado, LRC=La Resolana.

No se observa un trend claro de FeO* en relación al MgO contenido en las inclusiones. No obstante, respecto a la roca total existe un trend general de empobrecimiento en FeO*, lo que se puede asociar a una pérdida sistemática de hierro por parte de las inclusiones.

Entre los contenidos de volátiles determinados con microsonda, el S y Cl son altos, con valores promedio de 1333 ppm de Cl y 2373 ppm de S, mostrando una correlación positiva entre ellos (Figura 27). Los valores más bajos de S (menores a 800 ppm de S, 20 de los 136 datos) fueron excluidos puesto que pueden representar fugas de fundido desde la inclusión hacia el olivino durante el enfriamiento natural (Bucholz et al., 2013). Los límites de detección para el S son entre 117-315 ppm, mientras que para el Cl 196-246 ppm.

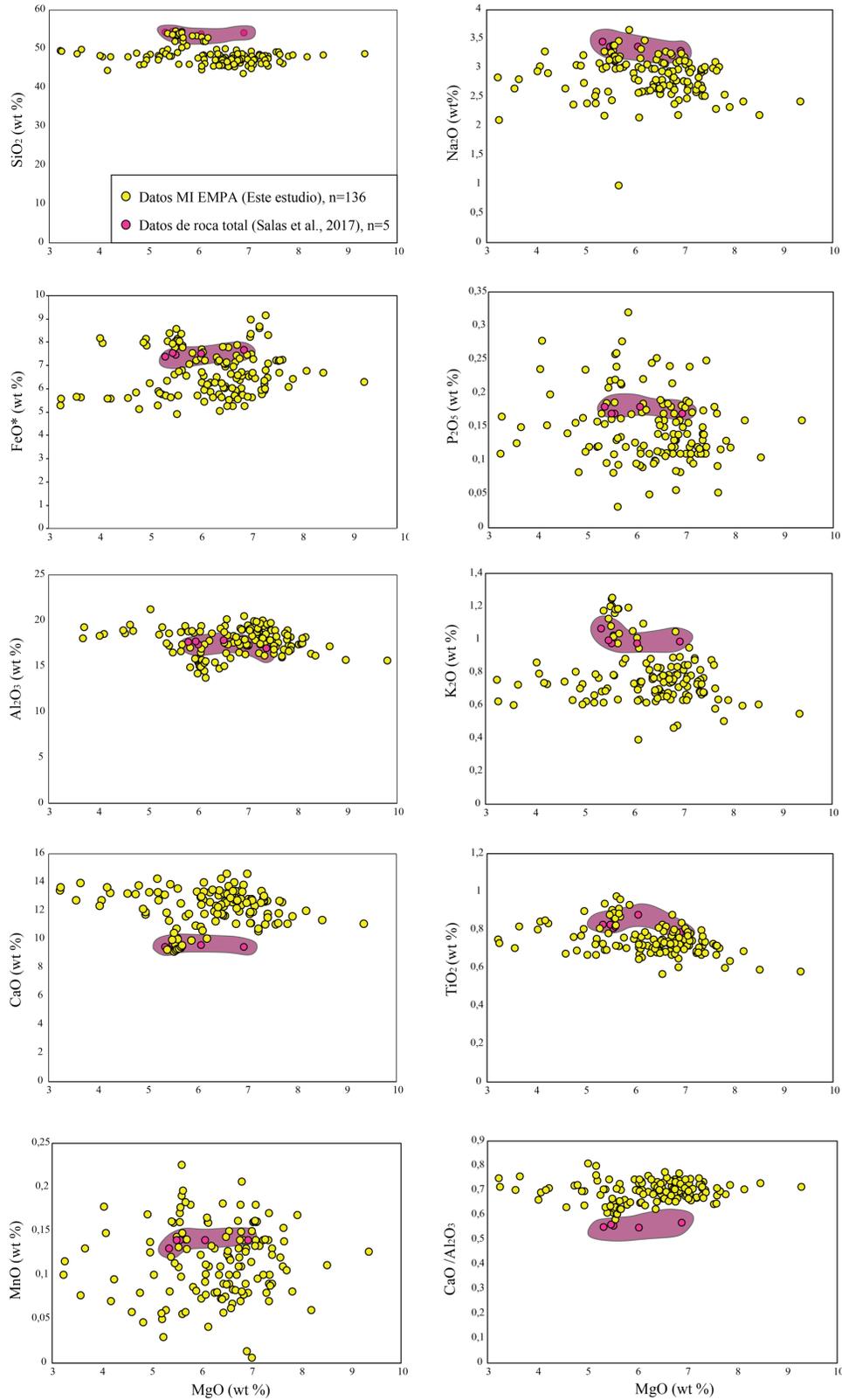


Figura 26. Diagramas bivariantes que muestran la variación de elementos mayores seleccionados vs. MgO en wt%, para los datos determinados mediante EMPA en las inclusiones vítreas analizadas. Se indican los campos de variabilidad de roca total (área rosada, datos tomados de Salas et al. (2017)). MI=inclusiones vítreas.

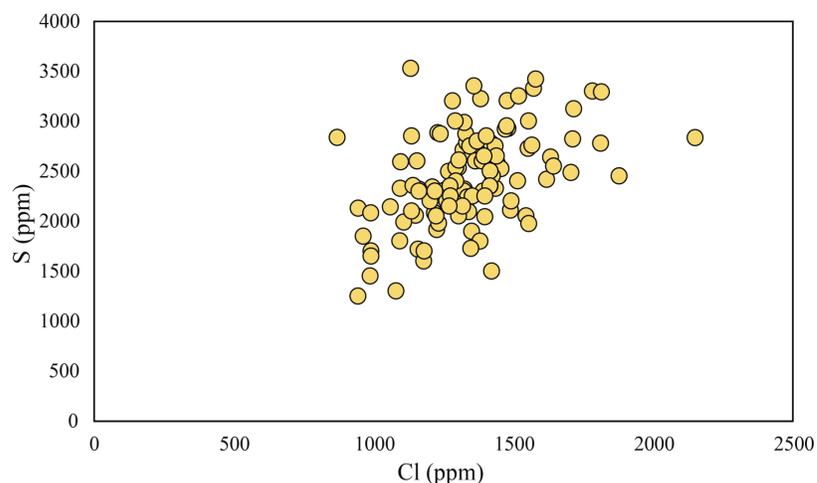


Figura 27. Contenido de elementos volátiles (S y Cl) en ppm en las inclusiones vítreas estudiadas. Se observa una correlación positiva entre los contenidos de S y Cl. Las barras de error asociadas a la medición de cada elemento son menores que el tamaño de los puntos ($2\sigma=31$ ppm para S, $2\sigma= 14$ ppm para Cl).

4.3 GEOTERMOMETRÍA Y OXIBAROMETRÍA

Las temperaturas fueron calculadas mediante el geotermómetro de intercambio de Fe-Mg entre olivinos y espinelos (Ballhaus et al., 1991) para 30 pares minerales en las muestras estudiadas, y cuyas composiciones fueron medidas mediante EMPA, obteniéndose una temperatura promedio de $935 \pm 30^\circ\text{C}$ (Tabla 3). La presión considerada en los cálculos fue de 1 GPa, consistente con los espesores corticales estimados para la ZVST (45-30 km aprox., Tassara y Echaurren, 2012).

Utilizando las temperaturas obtenidas, se calcularon las fugacidades de oxígeno con el oxibarómetro de olivino-espinelo (Ballhaus et al., 1991), las cuales presentan un valor promedio de $\Delta\text{FMQ} = + 1.2$ (Figura 28). En la Tabla 3 se muestran las composiciones de los espinelos y los olivinos, además de la temperatura y fugacidades de oxígeno obtenidas. En la Tabla 4 se muestran los valores promedio.

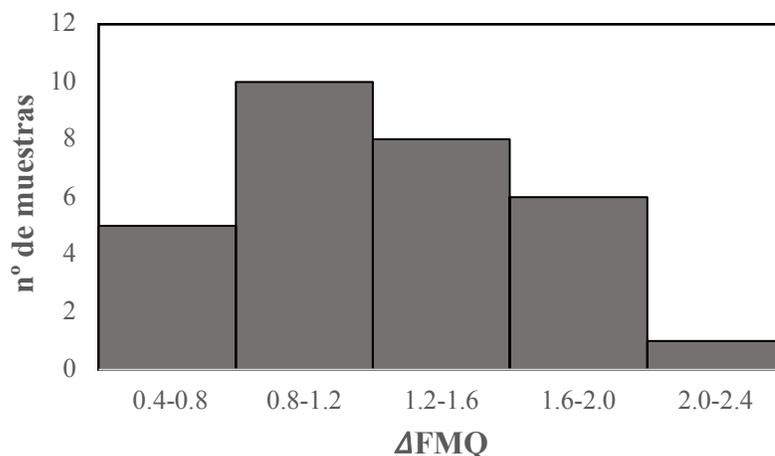


Figura 28. Valores positivos de fugacidad de oxígeno con respecto al buffer FMQ para los distintos pares analizados.

Tabla 3. Temperaturas y fugacidades de oxígeno con respecto al buffer FMQ obtenidas para los distintos pares minerales de olivino-espinelos analizados.

T (°C)	P (GPa)	XFeOl	XFe ₂ Sp	XFe ₃ Sp	XAlSp	ΔFMQ
929.5	1	0.09	0.38	0.09	0.28	1.4
863.1	1	0.08	0.42	0.14	0.31	2.2
884.9	1	0.08	0.38	0.10	0.26	1.7
879.1	1	0.08	0.39	0.10	0.27	1.7
1058.8	1	0.12	0.40	0.12	0.27	1.2
937.6	1	0.07	0.34	0.07	0.27	1.1
935.2	1	0.07	0.34	0.07	0.27	1.1
1080.6	1	0.09	0.32	0.06	0.26	0.4
1085.8	1	0.09	0.32	0.06	0.25	0.4
1100.8	1	0.09	0.31	0.06	0.25	0.6
1087.9	1	0.09	0.31	0.06	0.25	0.6
962.2	1	0.08	0.34	0.06	0.25	0.8
975.6	1	0.08	0.33	0.06	0.25	0.9
702.6	1	0.08	0.52	0.08	0.26	1.6
701.6	1	0.08	0.52	0.08	0.26	1.6
715.0	1	0.08	0.49	0.08	0.29	1.6
720.2	1	0.08	0.48	0.08	0.29	1.6
809.5	1	0.09	0.47	0.06	0.24	0.7
918.6	1	0.08	0.35	0.07	0.28	1.2
943.7	1	0.08	0.35	0.08	0.26	1.2
896.4	1	0.07	0.36	0.09	0.27	1.6
1059.2	1	0.08	0.31	0.08	0.26	1.2
807.9	1	0.08	0.42	0.06	0.29	0.8
815.5	1	0.08	0.42	0.06	0.29	0.8
971.8	1	0.09	0.37	0.11	0.30	1.6
988.1	1	0.09	0.36	0.11	0.30	1.6
1117.1	1	0.08	0.29	0.09	0.28	1.4
1091.6	1	0.08	0.29	0.09	0.29	1.4
1017.0	1	0.07	0.32	0.06	0.24	0.8
1003.8	1	0.07	0.32	0.06	0.24	0.9

Tabla 4. Valores promedio de T° y fugacidad de oxígeno con respecto al buffer FMQ obtenidos mediante el geotermómetro y oxibarómetro de olivino-espinelos (Ballhaus et al., 1991).

Método	Asociación	T(°C)	P(Gpa)	XFe ³⁺ /XFe ²⁺ _{Sp}	ΔFMQ
Ballhaus et al. (1991)	Olivino-espinelos	935±126	1.00	0.23±0.05	1.2±0.4

4.4 CÁLCULO DE LA fO_2 MEDIANTE XANES DE Fe EN INCLUSIONES VÍTREAS

Se utilizaron los espectros de XANES para Fe en el vidrio de las inclusiones vítreas para el cálculo de la fugacidad de oxígeno. Mediante un ajuste realizado por medio del programa ATHENA, se obtuvieron 7 espectros confiables, en los que se determinó la razón de Fe^{3+}/Fe^{2+} . Esta razón, junto a los valores de FeO total obtenidos para las inclusiones mediante microsonda electrónica permitió calcular la fO_2 del vidrio de acuerdo al algoritmo derivado de la expresión (10) (Kress y Carmichael, 1991), asumiendo una temperatura de 1200°C y presión de 1 GPa (Figura 29). Las razones de $Fe^{3+}/\sum Fe$ promedio obtenidas fueron de 0.43.

Los valores de fO_2 en relación al FMQ son mayores a los obtenidos mediante el oxibarómetro de olivino–espinelo, presentando un valor promedio de $\Delta FMQ +3$.

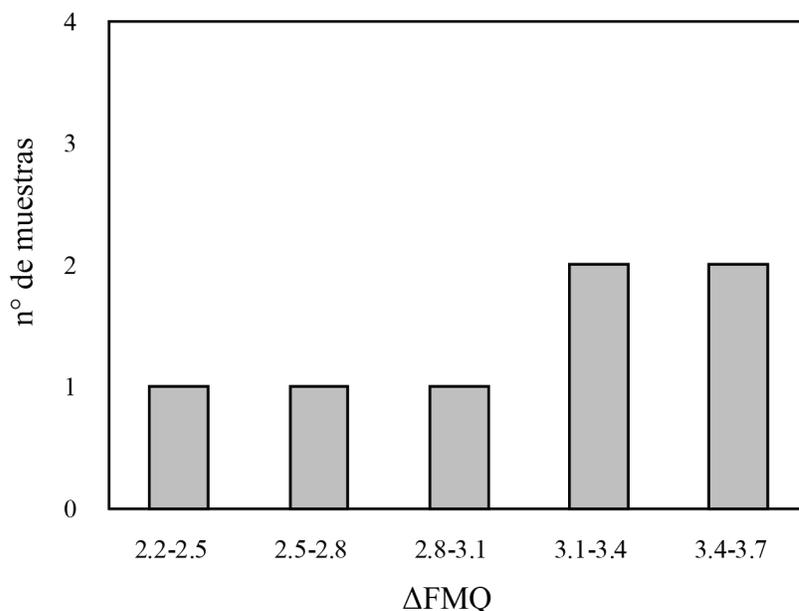


Figura 29. Valores de fugacidad de oxígeno en relación al buffer FMQ para las distintas inclusiones vítreas analizadas, utilizando espectros de Fe^{3+}/Fe^{2+} obtenidos mediante XANES.

Tabla 5. Valores promedio de XFe^{3+}/XFe^{2+}_{sp} obtenidas mediante XANES de Fe en vidrio de las inclusiones vítreas y fugacidades de oxígeno calculadas con el algoritmo de Kress y Carmichael (1991).

Método	T(°C)	P(Gpa)	XFe^{3+}/XFe^{2+}_{sp}	ΔFMQ
Kress y Carmichael (1991)	1200	1	0.43±0.01	+3.0±0.1

5 DISCUSIONES

5.1 ACERCA DE LA COMPOSICIÓN DE MAGMAS PRIMITIVOS DE ARCO CONTINENTAL

La composición de magmas primitivos en zonas de arco asociadas a subducción ha sido motivo de diversos estudios petrológicos en las últimas cuatro décadas (por ejemplo e.g. Crawford et al., 1987; Straub et al., 2011; Hickey-Vargas et al., 2016; Schmidt y Jagoutz, 2017). Sin embargo, procesos tales como fraccionamiento, hibridización y mezcla de magmas que son comunes en estos ambientes obstaculiza la identificación precisa de la composición del magma que da origen a su petrogénesis, por lo que virtualmente todos los basaltos de arco presentes en la superficie estarían lejos de sus composiciones primordiales.

Los basaltos de composiciones más primitivas tienden a estudiarse a fin de determinar la composición de magmas primarios que puedan reflejar de manera precisa una conexión con la fuente mantélica que da origen a estos fundidos. En general, éstos se clasifican como tales considerando las composiciones de roca total más máficas en un centro volcánico de acuerdo al contenido de SiO₂, MgO o el número de Mg ($\#Mg = Mg / (Mg + Fe^{2+})$) (Hickey-Vargas et al., 2016). Por ejemplo, un $\#Mg$ entre 0.65 y 0.85 indica un equilibrio del fundido con litologías mantélicas (Schmidt y Jagoutz, 2017). Por otro lado, el contenido de Ni en fenocristales de olivino también es un indicador importante de magmas que pudieron haber estado en equilibrio con peridotitas mantélicas (Straub et al., 2011), así como la presencia de espinelas ricas en cromo (Clynne y Borg, 1997; Kamenetsky et al., 2010). En este sentido, olivinos ricos en Ni (2200-5400 ppm) y componente forsterítico (89-91 de Fo), cristalizarían a partir de fundidos procedentes del manto peridotítico, ya que la cristalización de olivino empobrece rápidamente al fundido residual en Ni, el cual posteriormente sólo es capaz de cristalizar olivinos bajos en Fo y con menor contenido de Ni (Straub et al., 2008b; 2011).

Las inclusiones vítreas hospedadas en fenocristales de olivino en magmas de carácter primitivo también pueden permitir un acercamiento a la composición del magma parental que genera estos fundidos primarios (Roedder, 1984; Danyushevsky et al., 1992; Danyushevsky, 2000). El olivino, al ser uno de los primeros productos del fraccionamiento de un magma basáltico, es capaz de atrapar inclusiones que pueden representar etapas tempranas en la cristalización y evolución magmática (Roedder, 1984; Kent, 2008). En particular, el estudio en inclusiones vítreas en olivino posee la ventaja de que éstas pueden preservar en mayor grado las concentraciones de varios elementos incompatibles (tales como Rb, Cs, Ba, U, Th, REE), debido a que la tasa a la que ocurre el equilibrio difusivo entre el fundido atrapado en la inclusión y el mineral huésped de olivino o el fundido exterior es baja para elementos con bajos coeficientes de partición entre el mineral-fundido (Qin et al., 1992). Además, la cristalización continua de la fase huésped de olivino en el interior de las paredes de la inclusión (cristalización post-atrapamiento) no fracciona significativamente elementos incompatibles y tiene un efecto menor en la determinación de la abundancia de elementos traza incompatibles en el fundido contenido en la inclusión (Kent, 2008).

5.2 CONSIDERACIONES PETROGRÁFICAS Y DE EQUILIBRIO MINERAL EN EL CÁLCULO DE LA fO_2 MEDIANTE EL OXIBARÓMETRO DE OLIVINO-ESPINELO

Los olivinos presentes en la tefra estudiada del cono oriental de Los Hornitos no presentan variaciones composicionales significativas (Anexo D, H), lo que se evidencia en la ausencia de texturas de desequilibrio como bordes de reacción o reabsorciones (Figura 31). Esto puede indicar que no estuvieron afectados a modificaciones significativas en las condiciones de presión, temperatura y composición.

La mayoría de las inclusiones vítreas observadas en este estudio presentan cristales de espinelos crómicos que parecen ser accidentales, debido a las razones variables de tamaño entre ellos en relación al volumen de la inclusión, además de formas euhedrales. La presencia de cristales de espinelo incluidos en el cristal huésped de olivino puede generar irregularidades en la superficie del cristal, generando embahiamientos que posteriormente son encerrados y pueden causar atrapamiento de fundido (Roedder, 1984; Audétat et al., 2014), por lo que en el caso de las muestras estudiadas, parece ser un mecanismo común de formación de las inclusiones presentes. Por otra parte, los cristales accidentales de espinelos crómicos en las inclusiones indican que el fundido estaba saturado, al menos localmente, en relación a dicha fase (Roedder, 1984). Esto es consistente con la cristalización temprana de las fases de espinelas ricas en cromo y olivino en sistemas basálticos, los que tienden a cristalizar de manera simultánea (Keith, 1954; Irvine, 1967). Esto se puede explicar con el sistema $MgO-SiO_2-Cr_2O_3$ (Figura 30), según el cual la magnesiocromita ($MgCr_2O_3$) puede coprecipitar con olivino forsterítico (Mg_2SiO_4) en el límite definido por el cotéctico. De acuerdo a esta cristalización magmática, la precipitación de magnesiocromita continuaría hasta que se alcanzara una reacción perictética. Irvine (1967, 1977) propone además, en base a la observación en sistemas naturales, que esta reacción correspondería a la cristalización de ortopiroxeno en el sistema, es decir, la cristalización de magnesiocromita estaría limitada por la aparición de ortopiroxeno.

Lo anterior indica que los espinelos y olivinos en las muestras estudiadas pueden representar una misma etapa inicial de cristalización en el sistema que no es necesariamente simultánea con el atrapamiento de las inclusiones vítreas en los fenocristales de olivino. Esta observación es relevante en la discusión posterior de los datos calculados de fugacidad de oxígeno, y será retomada en la sección 5.5

Las fases minerales de olivino y espinelos crómicos parecen ser químicamente homogéneas, euhedrales a subhedrales. Los espinelos incluidos en el olivino presentan contactos rectos con este último, por lo que no parecen estar reaccionando químicamente (Figura 31).

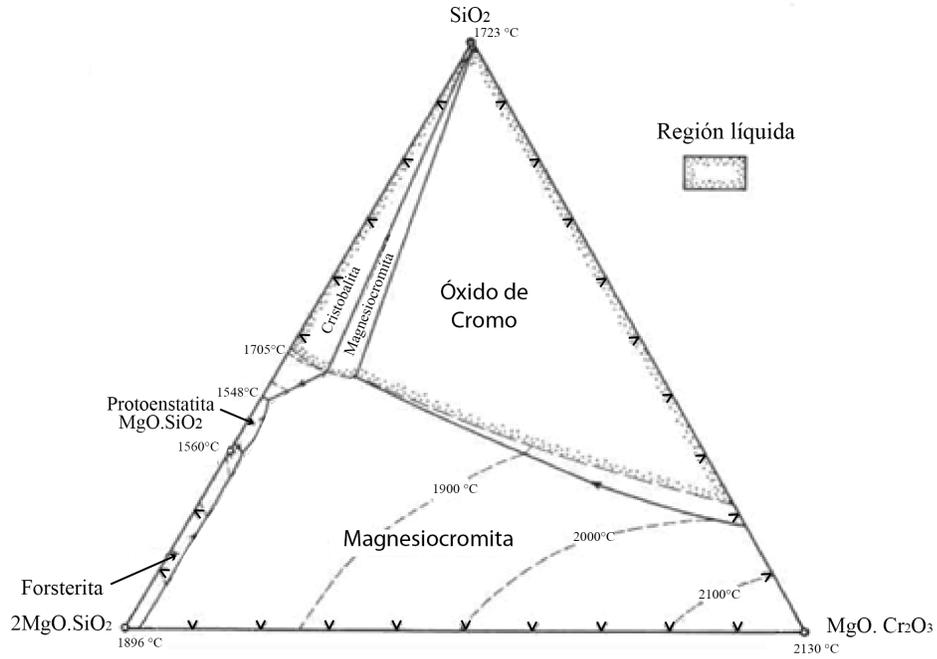


Figura 30. Sistema Mg_2SiO_4 - $MgCr_2O_4$ - SiO_2 modificado de Irvine (1967). Se muestran los límites del cotéctico entre la magnesiocromita ($MgCr_2O_4$) y olivino (Mg_2SiO_4), y entre enstatita ($MgSiO_3$) y magnesiocromita ($MgCr_2O_4$).

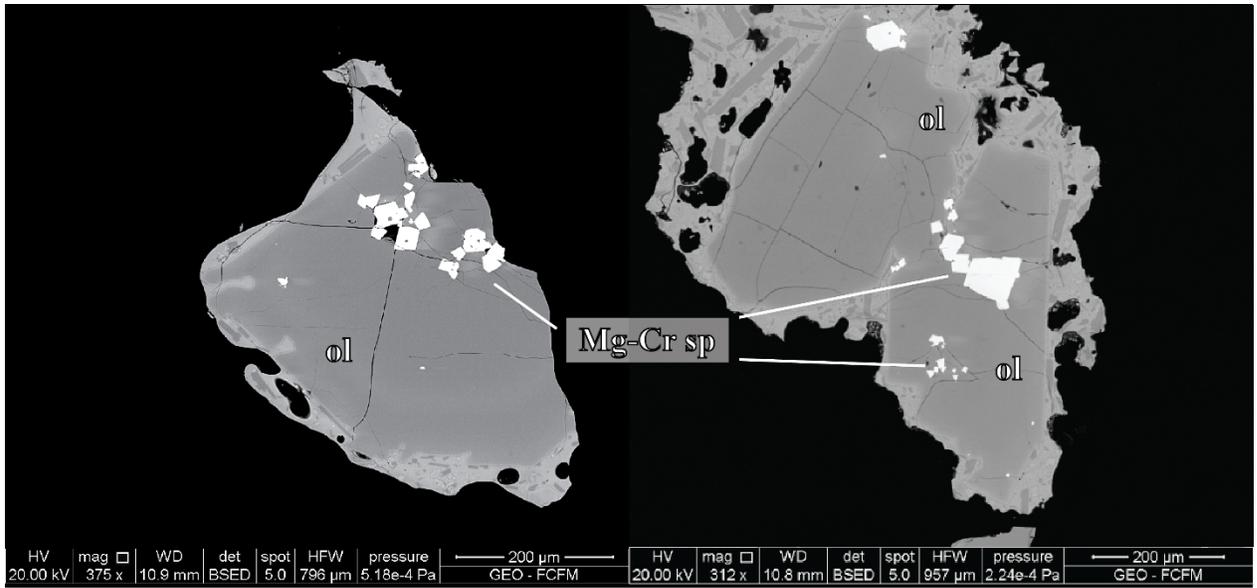


Figura 31. Imagen de electrones retrodispersados (BSE) de los pares de olivino-espinelos analizados.

Con el objetivo de evaluar condiciones de equilibrio entre olivino y espinelo, se realizó un diagrama de #Cr de espinelo vs. el coeficiente de partición de Fe-Mg entre el espinelo y olivino ($Sp - Ol K_D^{Fe-Mg} = (X_{Fe}/X_{Mg})^{Sp} \times (X_{Mg}/X_{Fe})^{Ol}$) (Figura 32). Los datos muestran una

tendencia lineal lineal entre el Sp-Ol K_D y el #Cr del espinelo., donde el equilibrio entre ambos se relaciona mediante la siguiente ecuación (Prissel et al., 2016):

$$Sp - Ol K_D^{Fe-Mg} = 0.044 * \#Cr_{Sp} + 1.5 \quad (11)$$

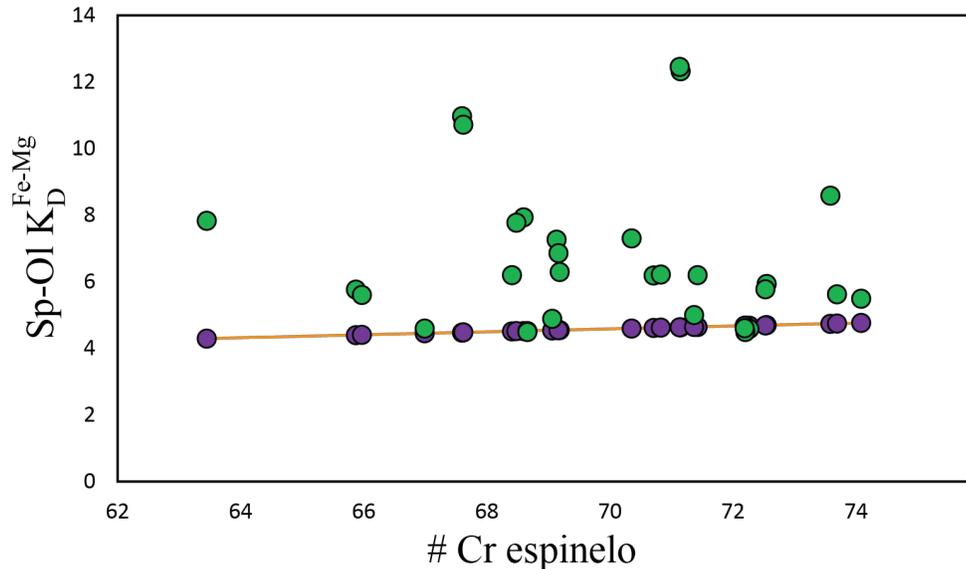


Figura 32. Correlación lineal entre el contenido de Cr de los espinelos y el coeficiente de partición de Fe-Mg entre el olivino y el espinelo. Los datos experimentales obtenidos en este estudio corresponden a los círculos verdes, mientras que los datos experimentales re-calculados con la Ecuación 10 corresponden a los círculos morados, dando origen a la recta de equilibrio esperada (traza naranja) para las composiciones analizadas.

De acuerdo a lo anterior, si bien algunos datos se encuentran cercanos al equilibrio teórico según la ecuación (11), otros se alejan teniendo valores de Sp-Ol K_D altos en relación a su #Cr. Valores más altos indican re-equilibrio sub-sólidos (Prissel et al., 2016), lo que genera un aumento del Sp-Ol K_D dado que el espinelo puede incorporar Fe^{2+} del olivino.

Esto puede tener una incidencia en las temperaturas obtenidas mediante geotermometría con el oxibarómetro de olivino-espinelo, donde los valores son más bajos a los esperados para sistemas basálticos primitivos ($T_{prom} = 935 \pm 126^\circ C$ para los 30 pares de ol-sp), lo que indica que estas temperaturas no se correlacionan con el contenido de Fo ni con las temperaturas de líquidus de olivino. En la Figura 33 se muestran las diferencias entre los puntos más alejados del equilibrio y las temperaturas obtenidas. Los datos más alejados en relación a la recta definida por el equilibrio presentan las menores temperaturas (701-720 °C) siendo los que habrían estado más afectados por reequilibrio subsólidos, mientras que los que se encuentran en la recta, o cercana a esta, presentan las mayores temperaturas (1090-1116 °C).

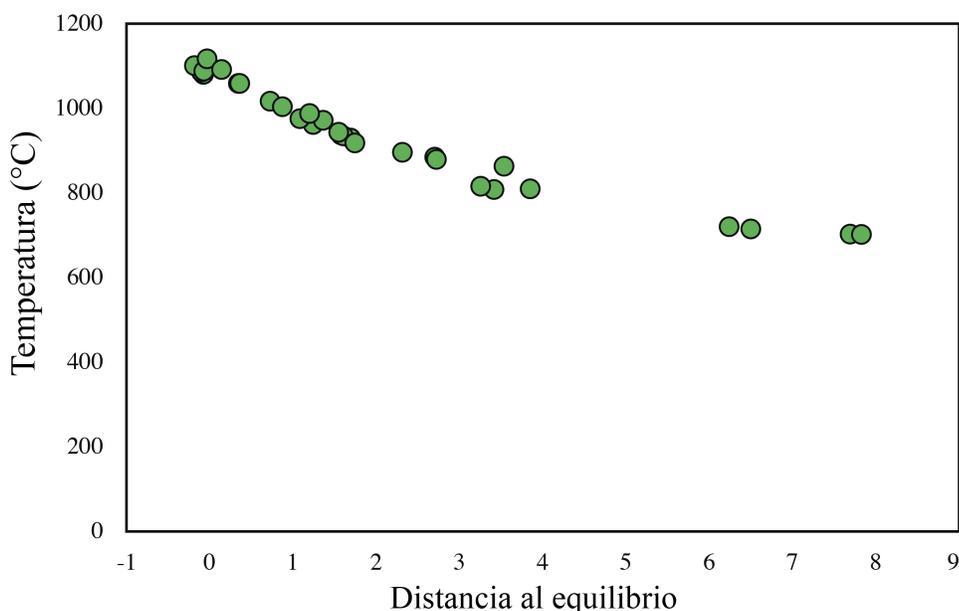


Figura 33. Relación entre las temperaturas calculadas y la distancia a los valores con respecto al equilibrio (datos experimentales-datos recalculados para la recta de equilibrio). A medida que aumenta la diferencia, las temperaturas son sistemáticamente menores.

Las fugacidades de oxígeno obtenidas, por otro lado, pueden ser confiables ya que la temperatura no es el factor más importante en el cálculo de la fO_2 , puesto que el parámetro más sensible a esta variable es la razón de $Fe^{3+}/\sum R$ del espinelo (donde R son los cationes trivalentes), y ésta es insensible a la temperatura dentro de un error analítico asociado, lo que implica que el $K_{DFe^{2+}-Fe^{3+}}^{sp-liq}$ es independiente de la temperatura (Ballhaus et al., 1991; Carmichael y Ghiorso, 1986).

5.3 FACTORES INCIDENTALS EN EL CÁLCULO DE LA fO_2 MEDIANTE XANES DE Fe EN VIDRIO

5.3.1 Equilibrio olivino-inclusión y corrección por PEC

Uno de los aspectos de relevancia a considerar, al momento de analizar los factores incidentes en el cálculo de la fO_2 utilizando los datos de XANES de Fe en inclusiones vítreas, se relaciona con las potenciales modificaciones que puedan sufrir éstas posterior a su atrapamiento. Por ejemplo, algunas de las inclusiones analizadas presentan un anillo o halo en la interfaz con el fenocristal de olivino (Figura 34). Este anillo corresponde a una re-cristalización de la fase huésped en el borde de la inclusión, lo que se conoce como cristalización post-atrapamiento (*Post-Entrapment Crystallization* – PEC). Este proceso, si bien no afecta la composición del cristal huésped de olivino a distancias mayores a 10 μm (por consideraciones volumétricas), sí afecta la composición del fundido contenido al interior de la inclusión, debido a procesos derivados del PEC

como difusión catiónica de Fe-Mg producto del gradiente composicional que genera el anillo de olivino que cristaliza en la interfaz, principalmente un proceso conocido como pérdida de hierro (“*Fe-loss*”) (Danyushevsky et al., 2002).

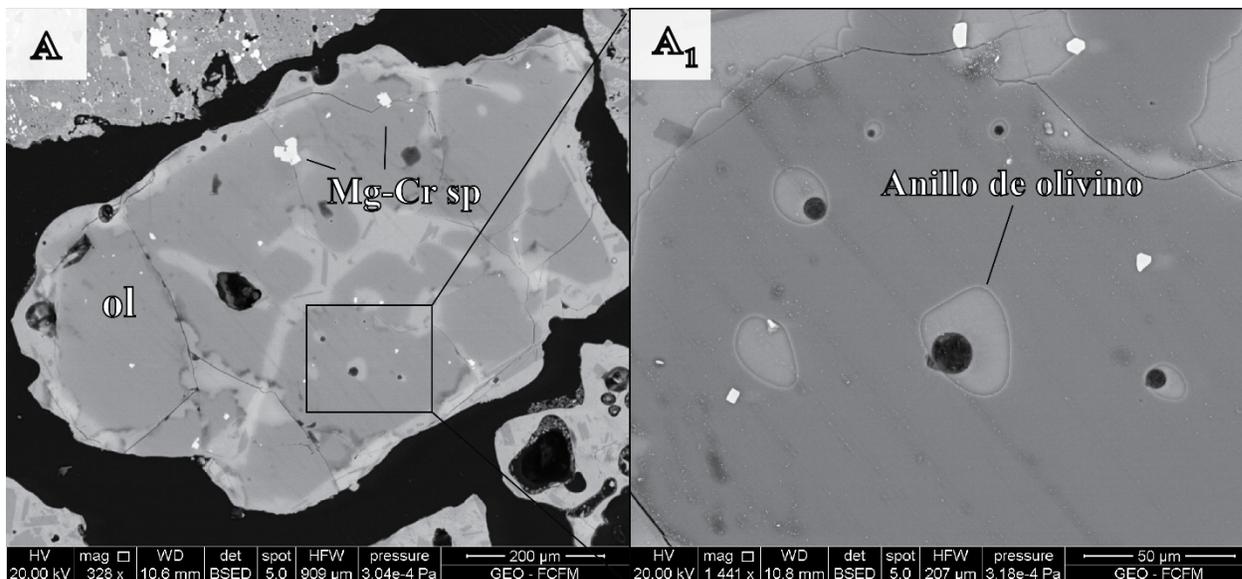


Figura 34. Imagen de electrones retrodispersados (SEM) de inclusiones vítreas presentes en un fenocristal de olivino. Se observa el anillo en el borde de la inclusión.

Para determinar si las inclusiones contenidas en los fenocristales de olivino se encuentran en equilibrio con éstos y así obtener una fugacidad de oxígeno calculada confiable, es necesario hacer una validación numérica basada en el coeficiente de partición de Fe-Mg entre las fases de olivino y el fundido contenido en la inclusión. Para esto se utilizó el diagrama de Rhodes et al. (1979a), el cual permite determinar el equilibrio entre olivino y un líquido (en este caso, el fundido contenido en las inclusiones vítreas), comparando el #Mg en el líquido ($\#Mg^{liq}$) vs. #Mg en el olivino (Figura 35). Si el olivino se encuentra en equilibrio con el vidrio o las composiciones de roca total, entonces los pares olivino-inclusión debiesen estar a lo largo de la línea definida por el coeficiente de partición de Fe-Mg entre el fundido y el cristal ($K_D(Fe-Mg)^{ol-liq}$), el cual se define como 0.30 ± 0.03 para sistemas basálticos generalmente a presiones $<2-3$ GPa (Roedder y Emslie, 1970).

Las muestras sin corrección por PEC no se encuentran en equilibrio, presentando un trend que indica remoción de olivino desde el fundido contenido en la inclusión, evidenciado por la pérdida de Mg al interior de la inclusión en relación al Mg presente en el fenocristal de olivino (representado en el número de forsterita). Este trend muestra además un mínimo grado de diferenciación en las inclusiones.

Luego de la corrección realizada por PEC, el contenido de MgO de las inclusiones aumenta de manera considerable, incrementando en promedio 4.68 wt% de MgO (Figura 36). El resto de los patrones de elementos mayoritarios no se modifica de manera significativa.

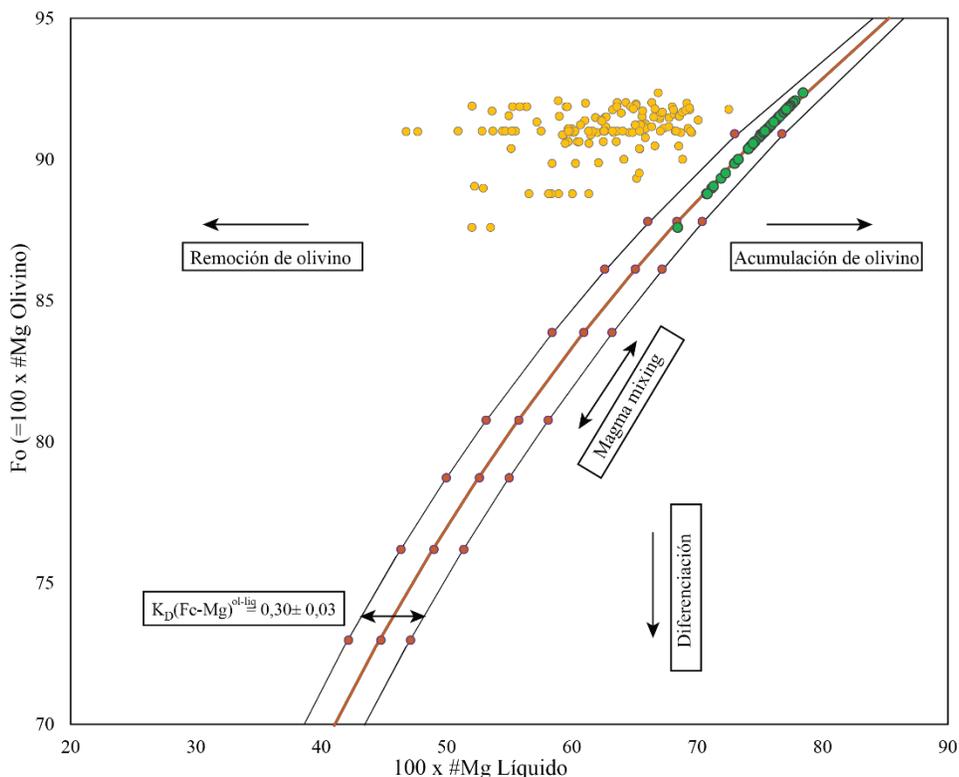


Figura 35. Diagrama de Rhodes. Se presentan los valores obtenidos mediante EMPA para las inclusiones vítreas estudiadas sin corrección de PEC (círculos amarillos) y los obtenidos con corrección de PEC (círculos verdes). La línea naranja central del diagrama representa el $K_D(Fe-Mg)^{ol-liq}$ definido por Roeder y Emslie (1970).

En el Anexo J se muestran las composiciones de las inclusiones para las que se realizaron los espectros en XANES, corregidas por PEC. Estas corresponden a las inclusiones Ol_1B_MI2; Ol_1B_MI_1; Ol_1A_MI_1, Ol_1A_MI2, Ol_4A_MI_1, Ol5A_MI_2, Ol_5F_MI_2. Los valores de corrección son bajos, con un promedio de -9.9 % PEC, lo que indica que el re-equilibrio debido a la pérdida de hierro es bajo. Estos valores negativos de PEC se deben a que estas inclusiones presentaron un valor de FeO más bajo que el de roca total, por lo que los porcentajes negativos representan la adición de olivino desde las paredes recrystalizadas para incrementar el FeO perdido por la inclusión.

Los valores promedio para la fO_2 en relación al FMQ obtenidos luego de la corrección ($\Delta FMQ + 2.7$) disminuyen en aproximadamente media unidad logarítmica en relación a los valores promedio obtenidos sin la corrección ($\Delta FMQ + 3.0$) (Figura 37). Esto es esperable considerando que con la corrección se añade parte del FeO perdido por parte de la inclusión, con lo que las razones de Fe^{3+}/Fe^{2+} disminuyen (Danyshevsky et al., 2000; Rowe et al., 2007). Las razones de $Fe^{3+}/\sum Fe$ disminuyen a 0.4.

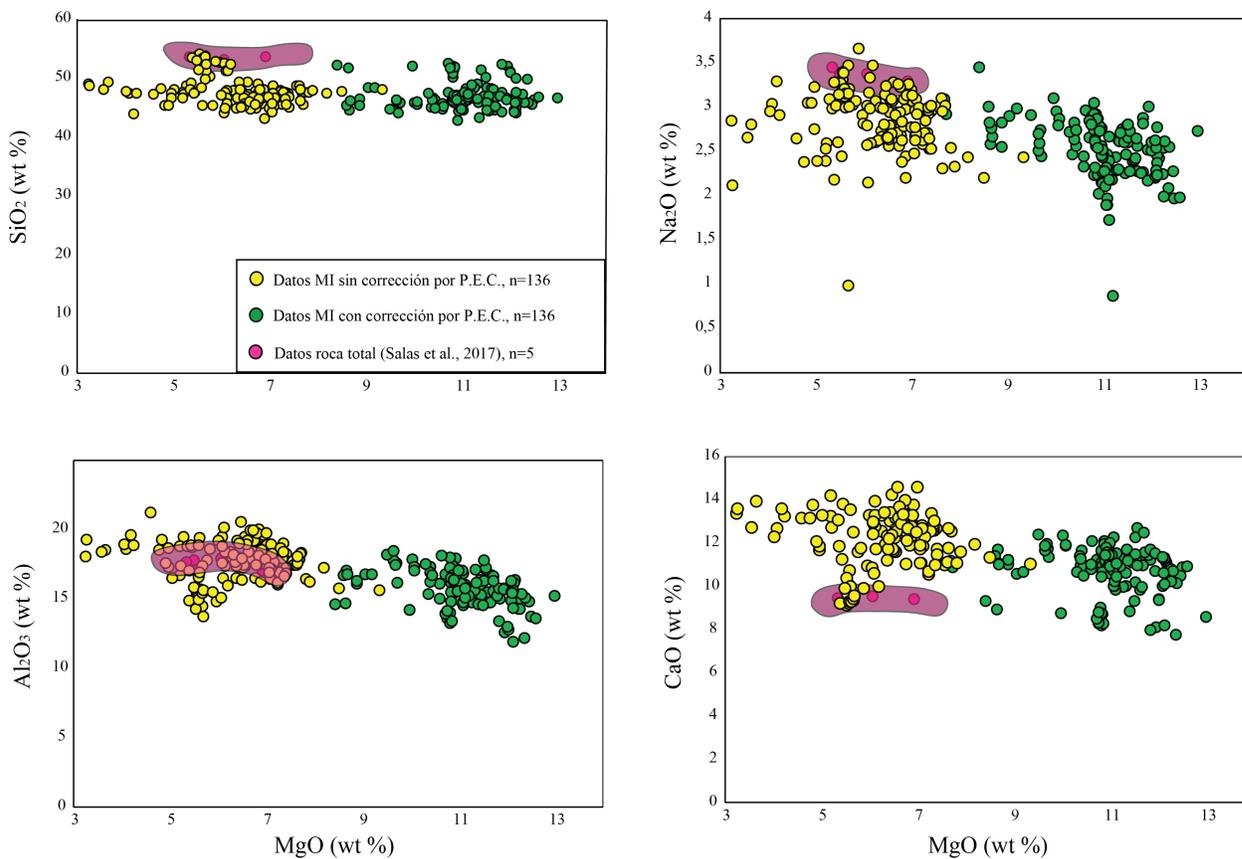


Figura 36. Diagramas de algunos de los elementos mayores vs. MgO para inclusiones vítreas (con PEC y sin PEC) y muestras de roca total. El área sombreada muestra la variabilidad composicional de las muestras de roca total.

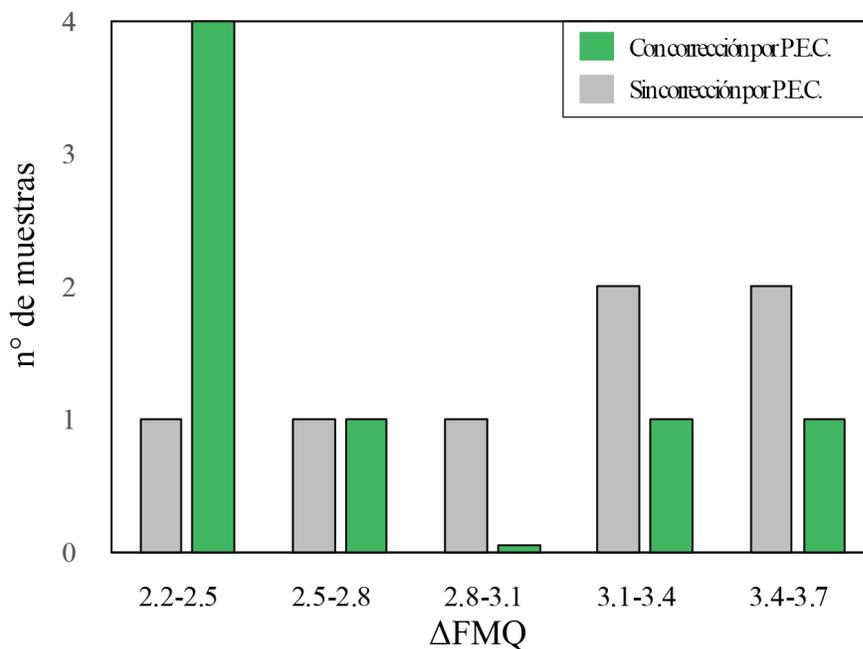


Figura 37. Valores de fO_2 en relación al buffer FMQ para las distintas inclusiones analizadas. En verde se muestran los datos corregidos por P.E.C.

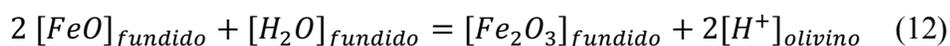
5.4 DIFERENCIAS ENTRE LAS FUGACIDADES DE OXÍGENO OBTENIDAS MEDIANTE OXIBAROMETRÍA Y XANES

Las fugacidades de oxígeno obtenidas mediante XANES son significativamente mayores ($\Delta FMQ_{prom} = + 2.7$) que las estimadas con el oxibarómetro de olivino-espinel ($\Delta FMQ_{prom} = + 1.2$). Es decir, las inclusiones vítreas estudiadas parecen estar más oxidadas que sus cristales hospedantes. Considerando que los valores medidos mediante microsonda electrónica presentan totales cercanos al 96-98 wt%, y que se utilizaron los 7 espectros de XANES en vidrio con el mejor ajuste para determinar las razones de Fe^{3+}/Fe^{2+} en las inclusiones, en las cuales además las correcciones realizadas por P.E.C. son menores, el error analítico asociado puede considerarse bajo, o al menos insuficiente para explicar estas diferencias.

Las posibles causas en las diferencias entre las fugacidades de oxígeno pueden ser diversas, y estar relacionadas tanto a procesos post-atrapamiento de las inclusiones vítreas, como también a procesos inherentes a la fuente, al transporte y a la potencial asimilación de material cortical por parte de los fundidos ascendentes. A continuación se discuten estos tres aspectos, considerando antecedentes aportados tanto en las secciones anteriores de Discusión, y también de Antecedentes y Resultados:

(a) Difusión de H_2O y otros volátiles desde las inclusiones a través del cristal de olivino:

Las inclusiones vítreas hospedadas en fenocristales de olivino pueden haber experimentado algún grado de re-equilibrio difusivo de H_2O con el magma externo, a través del cristal de olivino (Gaetani et al., 2012). Esto puede resultar en una pérdida o ganancia de H_2O en la inclusión, de acuerdo a la siguiente reacción (Danyushevsky et al., 2002):



Es decir, por cada $2H^+$ perdido a través del cristal de olivino, un O^{2-} permanece en el fundido, aumentando artificialmente el estado de oxidación del Fe en la inclusión. Esta reacción implica que la pérdida o ganancia de H^+ en la inclusión estaría limitada por esta reacción redox, la que dependería de la capacidad del fundido para oxidarse, es decir, del contenido de Fe^{2+} presente en la inclusión para oxidarse a Fe^{3+} (Danyushevsky et al., 2002). La disminución de temperatura puede causar cristalización del fundido de las inclusiones, causando una disminución de la presión al interior de estas, puesto que los minerales del líquidus de fundidos basálticos son más densos que el fundido (Lange y Carmichael, 1987). Como la actividad del hidrógeno depende fuertemente de la presión, esta cristalización de fases podría resultar en una disminución de la fugacidad de hidrógeno al interior de la inclusión, y por tanto en una difusión de H^+ desde el magma hospedante hacia el fundido en la inclusión, siguiendo un camino inverso a la reacción (12), y aumentando el H_2O y por tanto reduciéndola. No obstante, si el magma asciende rápidamente, sin un enfriamiento importante luego de que la inclusión es atrapada, como en el caso de fundidos primitivos que

ascienden a través de conos monogenéticos, la inclusión no presentará una cristalización significativa (Roedder, 1984), por lo que la presión al interior puede considerarse similar a la de atrapamiento. En este escenario, dado que la presión en el magma hospedante disminuye durante la cristalización de fases, la actividad de hidrógeno aumentará al interior de la inclusión en relación al fundido externo, por lo que experimentará difusión de H₂O hacia éste (Danyushevsky et al., 2002). El contenido de agua perdido puede estimarse de acuerdo a la ecuación:

$$H_2O \text{ (wt\%)} = 0.125 * C_{(FeO)} \text{ (13)}$$

Donde C_(FeO) = Concentración de FeO en el fundido presente en la inclusión, en wt% (Danyushevsky et al., 2002). Según esto, en composiciones de fundido típicas en sistemas basálticos, esta pérdida debiese ser <1 wt%; sin embargo, para minerales que contienen Fe²⁺ (como en el caso del olivino), este efecto difusivo podría ser mayor. En efecto, para el contenido de FeO total en las inclusiones estudiadas, para las cuales los valores promedio de FeO total corresponde a 6.72 wt%, el valor máximo de difusión de H₂O según la ecuación (13) es 1.14 wt% (Figura 38).

Otro escenario posible asociado a la pérdida de H₂O, es la pérdida de CO₂, SO₂ y/o H₂S debido a la disminución de la presión interna en la inclusión, produciéndose una exsolución de estos componentes volátiles (Gaetani et al., 2012; Bucholz et al., 2013). Si la desgasificación de S ocurre como especie más reducida (es decir, H₂S) podría causar un aumento en la fO₂ (Mathez, 1984).

Respecto a los contenidos de S presentes en las inclusiones, estos son elevados (1251-3528 ppm) y presentan una correlación positiva con los valores de Cl (Figura 27).

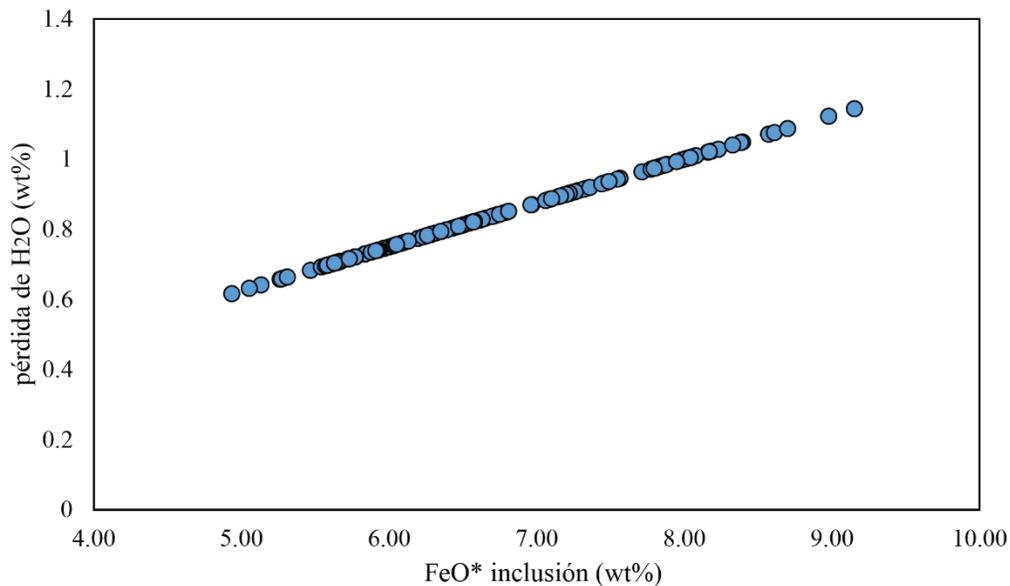


Figura 38. Pérdida de H₂O (wt%) en relación al contenido de FeO presente en el fundido de las inclusiones vítreas hospedadas en fenocristales de olivino, obtenida de acuerdo a la Ecuación (12).

Una manera de estimar si las inclusiones estuvieron afectadas o no por una pérdida de volátiles importante debido a desgasificación producto de cristalización es ver la evolución del contenido de volátiles en relación al valor de Fo del olivino hospedante y a las concentraciones de K_2O del fundido presente en la inclusión, puesto que ambos parámetros son indicadores de diferenciación magmática. En ausencia de desgasificación o fraccionamiento hacia fases minerales (en un sistema cerrado), los contenidos de S y Cl deberían aumentar a medida que el fundido evoluciona, puesto que se comportan como elementos incompatibles (Wehrmann et al., 2014). En la Figura 39 se muestran las concentraciones de S y Cl en ppm determinados mediante microsonda electrónica, en relación al número de Fo en olivino y K_2O en wt% del fundido en la inclusión (determinado mediante microsonda electrónica). Tanto el S como el Cl presentan patrones constantes, lo que implica que durante la diferenciación de la tefra, la desgasificación de ambos componentes se encuentra limitada, indicando que al menos las inclusiones estudiadas pueden representar el contenido pre-eruptivo de volátiles, aunque no necesariamente el contenido de volátiles previo al atrapamiento de las inclusiones.

A pesar lo anterior, los valores S y Cl se encuentran dentro de los más elevados en la ZVS, y éstos son consistentes con las composiciones más primitivas y mínima desgasificación (Wehrmann et al., 2014). Por ende, se considera que las razones de Fe^{3+}/Fe^{2+} en el fundido raramente se pudieron haber visto modificadas por variaciones en el contenido de S, y la fugacidad de oxígeno calculada en base a estas razones estaría efectivamente registrando valores representativos de las condiciones redox al momento del atrapamiento.

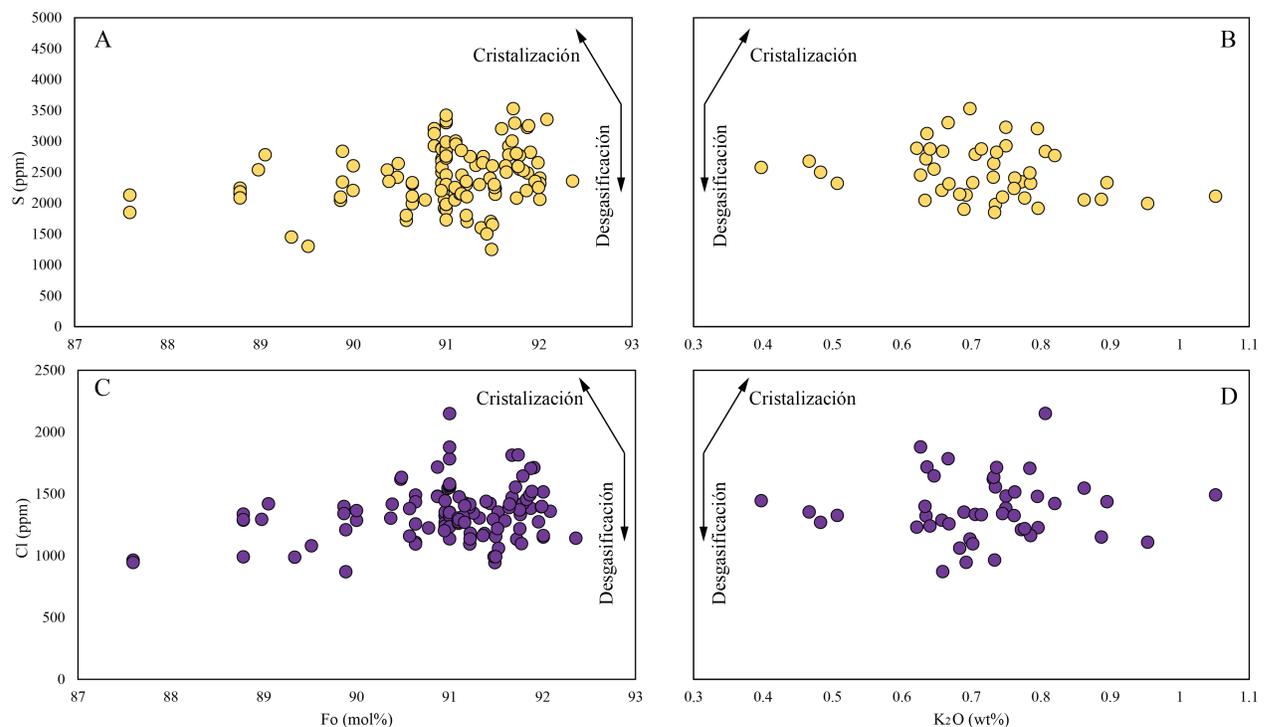


Figura 39. Estimación del grado de desgasificación de S y Cl en las inclusiones vítreas hospedadas en fenocristales de olivino de la tefra. Se indica el patrón de evolución magmática (cristalización) y el patrón de desgasificación asociado a cristalización. Tanto el S como el Cl presentan un patrón constante que indica una desgasificación baja.

(b) Dos estadios distintos durante la evolución del fundido

El análisis presentado en la sección anterior sugiere que las fO_2 calculadas en las inclusiones vítreas no estarían significativamente afectadas por procesos post-atrapamiento. Por ende, ambos métodos de cálculo de fO_2 – uno basado en equilibrio de olivino-espinelo y el otro en las razones de Fe^{3+}/Fe^{2+} en vidrio de inclusiones vítreas – podrían estar registrando dos estadios distintos durante la generación y/o el ascenso del fundido, en el cual las inclusiones vítreas habrían sido atrapadas luego de la cristalización de olivino y espinelo. Esto es consistente con las evidencias petrográficas y composicionales mencionadas en el punto 4.2, lo que sugeriría que las inclusiones vítreas representan un fundido de composición distinta al que formó los cristales de olivino hospedantes y los espinelos.

Matveev y Ballhaus (2002) demostraron experimentalmente que durante la descompresión de un fundido basáltico-picrítico saturado en agua y con adición de un 2% de componente $(Mg,Fe)Cr_2O_4$ (cromita)-, estimado de forma que se encuentre en equilibrio con un olivino forsterítico (Fo_{90}) a temperaturas de 1200 °C, el olivino y la cromita son fraccionados entre el fundido silicatado y la fase fluida rica en H_2O que se exsuelve. En particular, la cromita se concentra en la fase fluida, mientras que el olivino en la fase silicatada. Esto debido a las diferencias entre la energía interfacial entre el fundido-cristal y el fundido-fluido, donde las caras cristalinas de óxidos ofrecen una mejor superficie de nucleación para las burbujas del fluido exsuelto (Hurwitz et al., 1994). De acuerdo a esto, al momento de exsolverse la fase fluida, los volátiles aprovechan los cristales de cromita, adhiriéndose a éstos para nuclear (Matveev y Ballhaus, 2002).

Este proceso podría haber tenido un impacto en el contenido de volátiles presente en el fundido residual, ya que la cristalización de cromita implicaría una desvolatilización. Si las inclusiones vítreas hubieran sido atrapadas luego de este proceso, la composición de volátiles, y por tanto la fO_2 del fundido podría resultar distinta a las condiciones de fO_2 presentes durante la formación del par de equilibrio olivino-espinelo. Sin embargo, definir con detalle si el fundido que dio origen a las inclusiones vítreas sufrió reducción u oxidación como consecuencia de este proceso, es complejo de determinar con los datos presentados en este Trabajo de Título, ya que esto dependería de qué volátiles fueron exsueles hacia la fase fluida o acuosa, y cómo éstos afectarían las razones de Fe^{3+}/Fe^{2+} en el fundido al ser atrapado.

(c) Contaminación cortical con otras fuentes

Los datos composicionales de los olivinos e inclusiones vítreas de Los Hornitos presentados en el punto 3.2 indican que el nivel de fraccionamiento en las muestras estudiadas es mínimo. Para el caso de los olivinos, su elevado contenido de Ni (1700-3500 ppm) puede ser un indicador de cristalización a partir de fundidos en equilibrio con fuentes peridotíticas (Figuras 21 y 22), donde el olivino es producto residual durante la fusión, dado que la cristalización de olivino empobrece rápidamente al fundido en Ni, cualquier fundido derivado por cristalización fraccionada puede sólo cristalizar olivinos bajos en Ni (Sobolev et al., 2005; Straub et al., 2008b), además de su elevado

#Mg (0.89-0.92), el cual también es indicador de fundidos en equilibrio con fuentes mantélicas (Straub et al., 2011; Schmidt y Jagoutz, 2017). La presencia de espinelos ricos en cromo (Figura 23) indica cristalización temprana mientras los contenidos de Cr son altos en el fundido, previo a la cristalización de clinopiroxeno, el cual lleva al Cr a lo largo de la línea líquida de descenso previniendo la continuación de formación de espinelos ricos en Cromo (Clyne y Borg, 1997). Por otro lado, las inclusiones vítreas también alcanzan elevados valores de MgO (9.2 wt% para la más primitiva), y presentan un trend mínimo de diferenciación en relación al olivino (Figura 35). Esta baja diferenciación también se evidencia en el mayor contenido de CaO en relación al de roca total (Figura 26), lo cual puede deberse a que al momento en que el fundido es atrapado las únicas fases presentes corresponden a olivino y magnesiocromitas, por lo que en ausencia de cristalización de fases más diferenciadas (como plagioclasa y clinopiroxeno), el calcio no es fraccionado desde el fundido. Dicho esto, el cambio en las fugacidades de oxígeno obtenidas difícilmente se explicaría por un fraccionamiento durante o posterior al atrapamiento de la inclusión. En este sentido, una asimilación cortical con otra fuente también debiese ser detectable puesto que disminuiría el #Mg y posiblemente el contenido de Ni. No obstante, cantidades menores de asimilación de corteza granítica en zonas de arco o acumulación menor de plagioclasa podría no modificar de manera significativa el #Mg y contenidos de Ni. Schmidt y Jagoutz (2017) plantean esto en base a un balance de masas simple, donde suponen una asimilación de 10 wt% de un fundido granítico de arco en un basalto primitivo calcoalcalino, lo que podría aumentar un 2-2.5 wt% de SiO₂, disminuyendo el #Mg en tan sólo 0.05 y el contenido de Ni en ~20 ppm, sin además alterar notoriamente los patrones de elementos traza y otros elementos mayores si el material asimilado también es de subducción.

Considerando los tres puntos anteriores, las variaciones en casi dos unidades logarítmicas en relación al buffer FMQ obtenidas mediante ambos métodos (Figuras 28 y 37) podrían explicarse como una conjunción de estos factores. Por un lado, la evidencia petrográfica sugiere dos estadios distintos de evolución del fundido desde la cristalización en la fuente peridotítica, lo que podría haber modificado el contenido de volátiles previo al atrapamiento del fundido (Figura 40). Luego de esto, procesos posteriores al atrapamiento de la inclusión, como pérdida difusiva de H₂O, la cuál puede ocurrir desde el momento en que es atrapada la inclusión hasta el momento de la extrusión, también pudo haber modificado el contenido de volátiles. Bucholz et al. (2013) reporta que en inclusiones ricas en H₂O (como las asociadas a zonas de subducción) que ascienden a un reservorio somero con fundido pobre en H₂O, el H⁺ puede difundir desde la inclusión en escalas cortas de tiempo, inclusive minutos. Sin embargo, esta difusión no sería común en fundidos primitivos (Sobolev, 1996) donde los fenocristales no han experimentado un tiempo de residencia prolongado en la cámara magmática, o que ascienden rápidamente, puesto que el ascenso rápido constriñe el nivel de enfriamiento luego del atrapamiento de la inclusión. Esto prevendría una cristalización significativa y variaciones importantes en la presión que puedan afectar el contenido de volátiles (Roedder, 1984; Danyushevsky et al., 2002; Gaetani et al., 2012), por lo que esta modificación por difusión no sería significativa en el caso de Los Hornos. Respecto a la contaminación cortical, la modificación en el contenido de volátiles es más difícil de determinar; sin embargo, incluso si la asimilación cortical involucrara un miembro extremo altamente diferenciado, los componentes no serían significativamente modificados para explicar las variaciones observadas en la fO_2 .

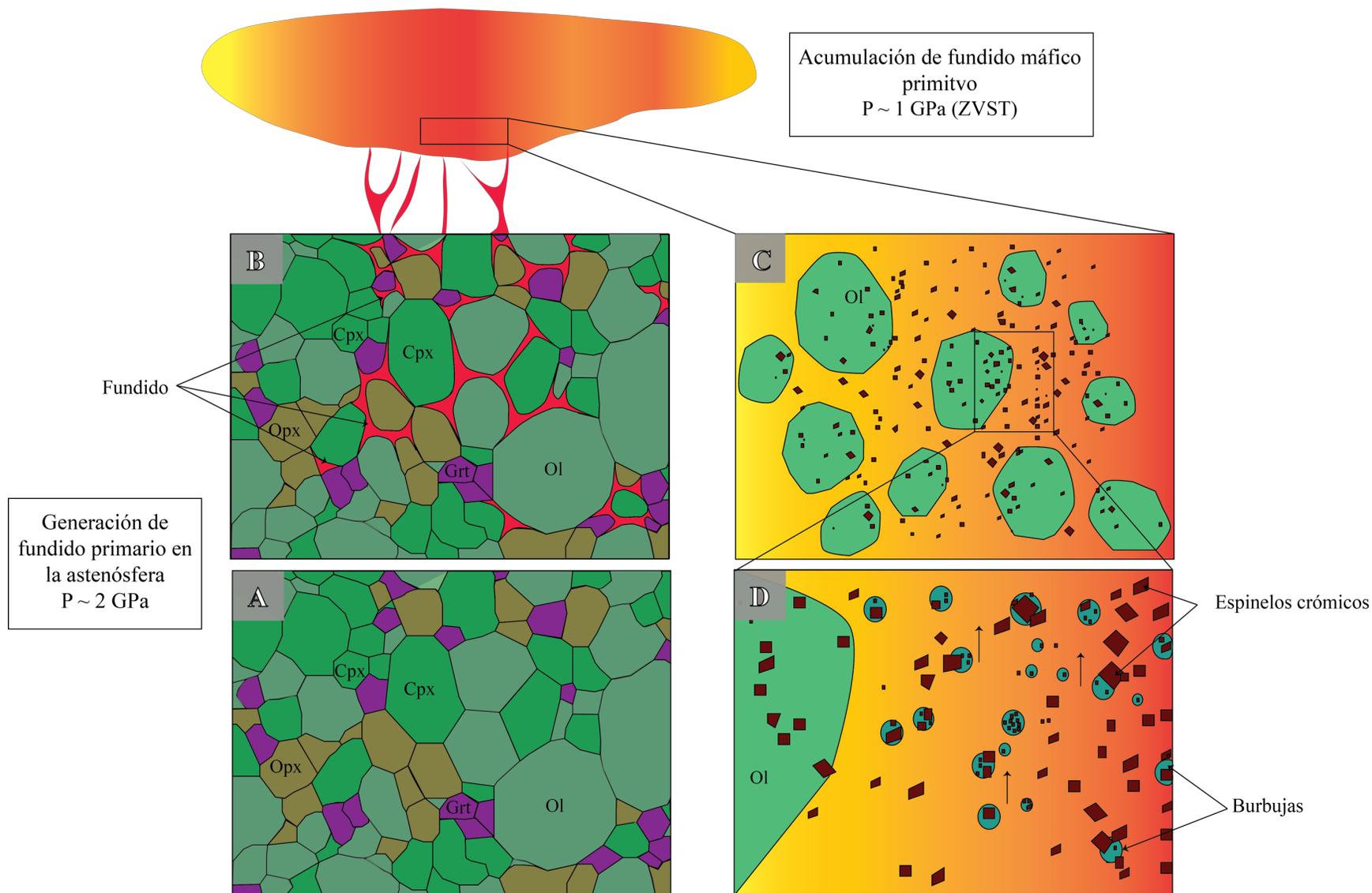


Figura 40. Posible evolución temprana del fundido desde su generación a partir de una fuente peridotítica. A. Fuente peridotítica. B. Inicio de la fusión parcial en el manto. C. Acumulación de fundido máfico primitivo y cristalización de olivino + magnesiocromitas. D. Nucleación de burbujas fraccionadas desde el fundido silicatado en los cristales de magnesiocromita .

5.5 ACERCA DE LA fO_2 EN EL CVDG Y OTROS MAGMAS PRIMITIVOS EN ZONAS DE ARCO

En el CVDG, el cono oriental de Los Hornitos presenta los valores más elevados de fO_2 registrados previamente en la zona. Ruprecht et al. (2012) estimó $\Delta FMQ=+0.5$ a $\Delta FMQ=+0.78$ mediante el oxibarómetro de óxidos de Fe-Ti de Ghiorso y Evans (2008) para dacitas del volcán Quizapu, mientras que lavas máficas (andesitas basálticas) del cono Manantial Pelado muestran valores de $\Delta FMQ= -0.5$ a $\Delta FMQ= +0.75$ estimadas con el mismo método (Winslow, 2018).

Un poco más al sur en la ZVST, el volcán Tatara San Pedro de composiciones andesítica y dacítica presenta valores de ΔFMQ entre $+0.25$ y $+1.2$ (Singer et al., 2002), y el Nevados de Longaví presenta valores más oxidados, que se acercan más a los obtenidos en los Hornitos ($\Delta FMQ =+1.75$ a $\Delta FMQ= +2.25$; Rodríguez et al., 2007), pero obtenidos en dacitas y enclaves máficos mediante el termobarómetro de óxidos de Fe-Ti de Andersen y Lindsley (1988).

En lo que respecta al estado de oxidación en fundidos primitivos en zonas de subducción, la información disponible es escasa, principalmente por la poca abundancia de rocas primitivas presentes en estos ambientes, sumado a la gran cantidad de procesos que pueden sobreimponerse modificando su signatura primitiva original (mencionado en el punto 5.1). En particular, dentro del margen Andino, no existen datos reportados para fO_2 asociados a fundidos primitivos.

Valores similares de fO_2 obtenidos para Los Hornitos han sido reportados para magmas primitivos de arco de isla por Evans et al. (2012), quienes utilizan el oxibarómetro de olivino-espinelo de Ballhaus et al. (1991) en olivinos primitivos ($Fo > 85$ mol %) con inclusiones de espinelos crómicos. Las fO_2 obtenidas para Los Hornitos caen dentro del campo de magmas IAB bajos en K (Figura 41). Un estudio más reciente realizado en basaltos de composición primitiva en Kamchatka, Rusia ($\#Mg > 65$), también mediante la utilización del oxibarómetro de olivino-espinelo de Ballhaus et al. (1991), muestran valores de $\Delta FMQ= +0.7$ hasta $+3.7$ en las muestras más oxidadas. Estos valores son significativamente más elevados que aquellos obtenidos para MORBs ($\Delta FMQ= +0.1 \pm 0.2$) por Cottrell y Kelley (2011).

Evans et al. (2012) concluyen en base a sus resultados que el estado de oxidación del manto bajo zonas de arco es significativamente más oxidado que los MORB u OIB, atribuyéndolo a diferencias en el input de componentes volátiles (y oxidados) aportados por el slab oceánico subductante, cuya mayor diferencia puede deberse a la edad de la zona de subducción y tasas de convergencia. Por una parte, arcos más “maduros” y por tanto con mayor tasa de convergencia liberarían fluidos a mayor profundidad, los que podrían interactuar con el manto bajo zonas de arco de manera más eficiente que si los fluidos fuesen liberados a profundidades más someras, como ocurriría en arcos jóvenes. Análogamente, Nekrylov et al. (2018) atribuyen los valores altamente oxidados a una oxidación del manto por fluidos o fundidos derivados del slab.

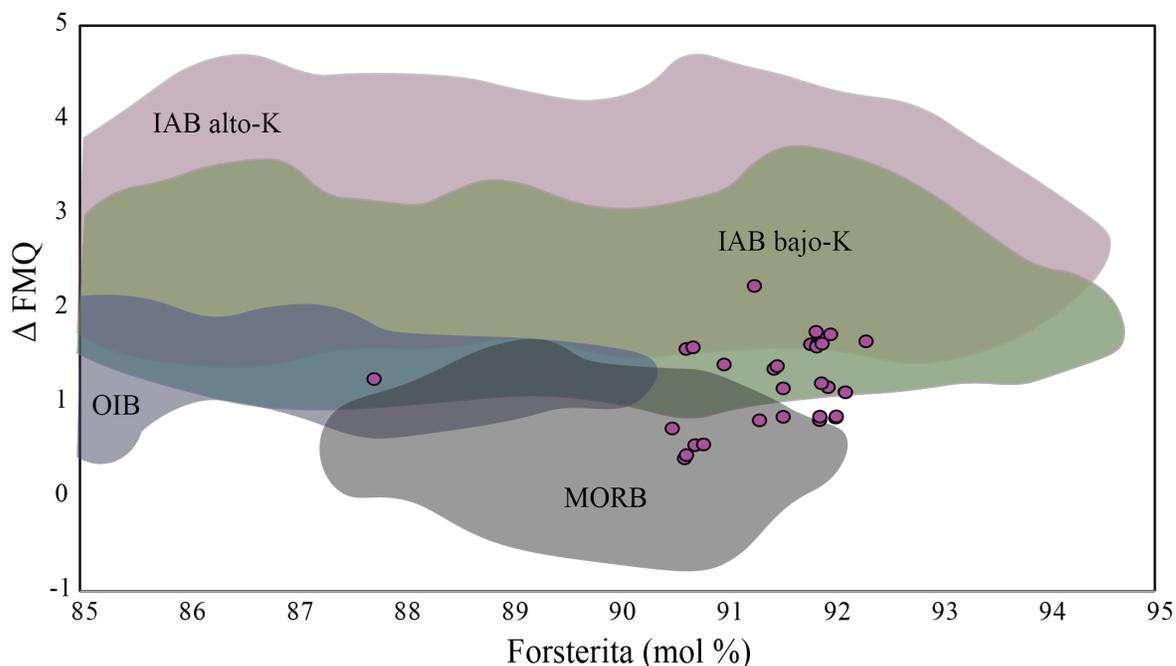


Figura 41. Estado de oxidación de los pares olivino-espínelo con respecto al buffer FMQ vs. el contenido de forsterita en olivinos. Se muestran los campos de distintos magmas obtenidos previamente por Evans et al. (2012) utilizando el mismo oxibarómetro en olivinos primitivos presentes en basaltos.

Esta mayor oxidación en la cuña astenosférica en zonas de subducción por fluidos derivados del slab ha sido propuesto previamente por diversos autores, y es uno de los paradigmas actuales más ampliamente aceptado (Carmichael, 1991; Kelley y Cottrell, 2009). No obstante, los resultados obtenidos en este estudio muestran diferencias importantes en la fO_2 de Los Hornitos en relación a los otros productos volcánicos del CVDG, el cual constituye un área acotada de no más de 685 km², por lo que difícilmente las diferencias encontradas responden a variaciones en los materiales aportados por el slab debido a cambios en los parámetros de subducción, como indicarían Evans et al. (2012).

Lo anterior podría demostrar que variaciones en las etapas más tempranas de la cristalización magmática, en escalas de tiempo que podrían considerarse relativamente pequeñas podrían incidir en variaciones significativas en la fO_2 registrada en los productos volcánicos. Esto refuerza la idea de que las fO_2 determinadas por distintos métodos oxibarométricos en productos volcánicos, incluso los más primitivos, deben ser examinadas con cautela, ya que podrían estar reflejando valores promedio y/o complejidades atribuibles a la eventual presencia de poblaciones distintas de datos de fugacidad de oxígeno, representativos de profundidades y/o condiciones distintas. Esta brecha podría aumentar aún más si se considera que durante el ascenso, los fundidos primitivos en zonas de arco deben atravesar la porción de manto superior no convectivo (manto litosférico subcontinental) (Griffin et al., 2009; 2013), por lo que las probabilidades de que la información acerca de la fO_2 retenida corresponda a aquella del manto astenosférico del cual los fundidos derivan es improbable (Lee et al., 2005; 2010).

5.6 IMPLICANCIAS METALOGENÉTICAS DE LA fO_2 EN AMBIENTES DE ARCOS CONTINENTALES MADUROS COMO EL ANDINO

Los fundidos primitivos de arco se han caracterizado por ser más hidratados (1.5 hasta 5.0 wt% H₂O) y presentar elevadas concentraciones de azufre (0.1 a 0.3 wt%; Audétat y Simon, 2012), dando origen a andesitas con contenidos promedio de 50 ppm de Cu (Cline, 1995; Lee et al., 2012). Así, magmas andesíticos con estas concentraciones de cobre podrían ser capaces de originar depósitos de tipo pórfido de Cu económicos (Cline, 1995; Lee et al., 2012). La razón de que no todos los magmas andesíticos en zonas de arco sean capaces de generar yacimientos económicos de tipo pórfidos de Cu, reside en que la generación de éstos dependerá fundamentalmente de cómo se comporta el cobre durante la evolución magmática en estos fundidos, es decir, la manera en que éste es especiado y particionado entre las distintas fases durante la cristalización y/o exsolución de fluidos. Dado que la fO_2 es uno de los factores más importantes en la especiación y solubilidad del azufre en fundidos máficos silicatados, donde a mayores fO_2 la solubilidad del azufre aumenta (Jugo et al., 2005; Jugo, 2009), el estado de oxidación tiene un control fundamental en la concentración de Cu, además de otros elementos de interés (Au, Mo, Zn), puesto que la mayoría de estos metales presentan una mayor afinidad por las fases sulfuradas que el fundido silicatado (Audétat y Simon, 2012). Así, se ha propuesto que la formación de grandes yacimientos minerales en zonas de arco estaría ligada a la generación de magmas calcoalcalinos, cuya naturaleza oxidada sería reflejo de la fuente mantélica de la cual derivan, implicando que el manto en la cuña astenosférica estaría significativamente más oxidado en estos ambientes (Kelley y Cottrell, 2009; Richards, 2014). Sin embargo, como se mencionó anteriormente, este tema aún es controversial, ya que diferentes estudios han demostrado que el manto en estas zonas no estaría necesariamente más oxidado (Lee et al., 2005; 2010). Por otro lado, la escasez de datos en arcos en lo que respecta a la fugacidad de oxígeno del manto, principalmente en arcos continentales, dificulta aún más establecer el rol de esta variable en la metalogénesis.

En este sentido, los productos volcánicos de los Hornitos permiten contribuir a un mejor entendimiento acerca de esta variable, ya que sus características altamente primitivas dan un *insight* de las características del manto bajo arcos maduros capaces de generar yacimientos gigantes, en una de las provincias más fértiles a nivel mundial (Sillitoe, 2010). En los Andes, algunos de los yacimientos de tipo pórfido de Cu de mayor envergadura se concentran en la SVZ, siendo unos de los mayores exponentes en Chile Central Los Bronces-Río Blanco (203 Mt de Cu, Región Metropolitana), y El Teniente (2.5 Mt de Cu, Región de O'Higgins) (Sillitoe, 2010). En particular, la zona de estudio de este trabajo está siendo foco de exploraciones recientes; en la Comuna de San Clemente, Minera Vale Exploraciones Chile Ltda., tiene la concesión de exploración de 3000 h.a., donde buscan Cu-Au (Sernageomin, 2012). Esto es interesante considerando los resultados obtenidos en este trabajo, que muestran que los fundidos de este sector de los Andes presentan fO_2 elevadas, en las cuales el S estaría especiado fundamentalmente como sulfato (S⁶⁺), presentando concentraciones mayores que los MORB y BAB u OIB (Figura 42). Esto podría indicar que efectivamente en este sector el manto subyacente podría estar más oxidado, y que este mayor estado

de oxidación podría relacionarse a contenidos de azufre elevados y por tanto mayores concentraciones de elementos de interés.

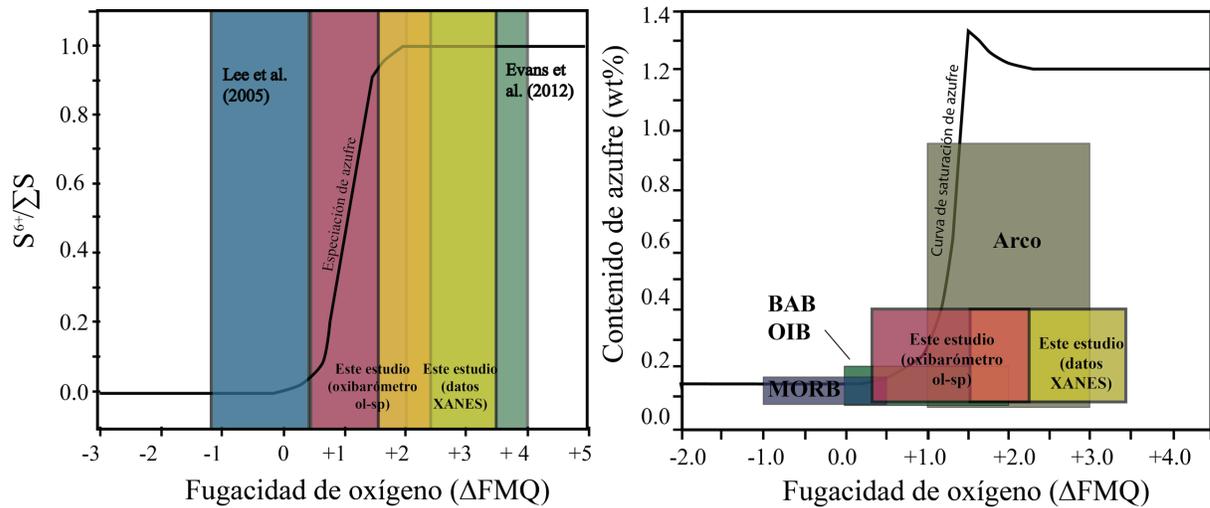


Figura 42. (A) Especiación del azufre en fundidos máficos silicatados como función de la fugacidad de oxígeno en relación al buffer Fayalita-Magnetita-Cuarzo (FMQ) según Jugo et al. (2005). Se muestran los campos de las fO_2 obtenidas en estudios previos para basaltos de arco continental y arcos de isla por Lee et al. (2005) (Vn-Sc en lavas), arcos de isla por Evans et al. (2012) (oxibarómetro de olivino-espinelo en basaltos) y los obtenidos en el presente estudio mediante los dos métodos utilizados (oxibarómetro de olivino–espinelo, en olivinos presentes en la tefra y razones de $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ en vidrio presente en las inclusiones vítreas). (B) Solubilidad del azufre como función de la fugacidad de oxígeno con respecto al buffer FMQ para fundidos basálticos de distintos ambientes tectónicos. Se muestran los campos con los valores obtenidos en este estudio para los dos métodos utilizados. La curva negra corresponde al contenido de azufre en la saturación para fundidos máficos silicatados según Jugo et al. (2009). Figura modificada de Wallace y Edmonds (2011).

6 CONCLUSIONES

El estudio de olivinos e inclusiones vítreas en productos volcánicos del cono oriental de Los Hornitos indican que éstos presentan las composiciones más primitivas de la Zona Volcánica Sur ($Ni_{prom} \sim 3081$ ppm y $Fo_{prom} \sim 91$ para olivinos, y MgO de hasta 9.2 wt% para las inclusiones), presentando además los valores de fO_2 más elevados en relación a los demás centros eruptivos del Campo Volcánico del Descabezado Grande ($\Delta FMQ +1.2$ a $\sim +2.7$).

Las fugacidades de oxígeno estimadas para productos volcánicos de Los Hornitos mediante dos métodos distintos, sin embargo, difieren en casi dos unidades logarítmicas respecto al buffer FMQ ($\Delta FMQ = +1.2$ para el oxibarómetro de olivino-espínelo y $\Delta FMQ = +2.7$ para el vidrio presente en las inclusiones vítreas determinado mediante XANES).

Las evidencias petrográficas y composicionales sugieren la probable existencia de dos estadios diferentes durante la generación y/o el ascenso del fundido, y que podrían explicar en parte estas discrepancias, dado que la cristalización de espínelos crómicos en las primeras etapas de la evolución magmática podría fraccionar volátiles desde el fundido que posteriormente es atrapado como inclusiones vítreas en el olivino. Sin embargo, si aumenta o disminuye la fO_2 del fundido dependerá fundamentalmente de qué volátiles son exseltos, y de qué forma están especiados; si como especies reducidas (es decir, CO, H₂S, H₂) o como especies oxidadas (es decir, CO₂, SO₂), y además, de cómo afectarían estos volátiles las razones de Fe³⁺/Fe²⁺ en el fundido. Otros mecanismos que pueden haber modificado el contenido de volátiles son re-equilibrio difusivo de H₂O, en el que el H⁺ difunde fuera del fundido presente en la inclusión hacia el cristal de olivino, causando una oxidación en el Fe, aumentando artificialmente la fO_2 de la inclusión. Sin embargo, esta difusión no es significativa en fundidos primitivos y que han experimentado tiempos de residencia limitados, lo que es consistente con las características composicionales de Los Hornitos. Adicionalmente, contaminación con fundidos más diferenciados es otro factor que puede haber modificado la fO_2 del sistema, sin haber modificado el #Mg y contenidos de elementos traza (por ejemplo Ni) de manera significativa.

Además de las discrepancias observadas con ambos métodos para el mismo fundido, y que indicarían una compleja evolución redox, también existen diferencias significativas entre las fO_2 de los Hornitos y el resto de los productos del mismo Campo Volcánico del Descabezado Grande. Esto permite replantearse si realmente las fugacidades de oxígeno reportadas pueden ser consideradas como indicativas de la fO_2 de la fuente o magma parental – es decir, si estas variaciones realmente responden a cambios o heterogeneidades del manto – o si más bien obedecen a otros procesos más locales que podrían estar teniendo efectos significativos en el estado redox del sistema. Los resultados presentados en este trabajo indicarían que procesos que pueden ocurrir a escalas relativamente pequeñas de tiempo y espacio pueden alterar de manera importante la fO_2 . Esto evidencia que la variación temporal del estado redox durante toda la evolución temporal del fundido en el sistema magmático está actualmente poco constreñida y debería ser estudiada más en detalle.

Este estudio demuestra además que incluso en inclusiones vítreas asociadas a material muy primitivo, como en el caso de los olivinos estudiados, y que podría considerarse como ideal para determinar las características del fundido parental, pueden haber modificaciones de ciertos componentes, como elementos volátiles (H^+), por lo que para estos elementos pueden no ser representativas del fundido al momento del atrapamiento.

Esta investigación constituye el primer aporte acerca de la fugacidad de oxígeno de fundidos primitivos en los Andes, otorgando una oportunidad única para constreñir éste parámetro en el manto en zonas de arco continental y contribuir a mejorar el entendimiento de cómo el estado redox puede incidir en la metalogénesis andina.

BIBLIOGRAFÍA

AGUIRRE, L., 1969. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 9: 70 pp.

ANDERSEN, D., LINDSLEY, D., 1988. Internally consistent solution model for Fe-Mg-Mn-Ti oxides: Fe-Ti oxides. *American Mineralogist*, v. 73., p. 714-726.

ARCULUS, R.L., 1985. Oxidation status of the mantle: past and present. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 13, p. 75-95.

ASTABURUAGA, D., 2014. Evolución estructural del límite Mesozoico-Cenozoico de la Cordillera Principal entre 35°30' y 36°S, Región del Maule, Chile. Tesis de Magíster. Universidad de Chile, pp. 140.

AUDÈTAT, A., LOWENSTERN, J.B., 2014. Melt Inclusions: Chapter 6. *Treatise on Geochemistry*, v. 13, p.143-173.

BALLHAUS, C., BERRY, R.F., GREEN, D.H., 1991. High pressure experimental calibration of the olivine-ortopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 107, p.27-40.

BODNAR, R.J., STUDENT, J.J., 2006. Melt inclusions in plutonic rocks: petrography and microthermometry. *Mineralogical Association of Canada*, v.36, chapter 1.

BORISOV, A., PALME, H., 1996. Experimental determination of the solubility of Au in silicate melts. *Mineralogy and Petrology*, v. 56, no. 3-4, p. 297-312.

BUCHOLZ, C., GAETANI, G., BEHN, M., SHIMIZU, N., 2013. Post-entrapment modification of volatiles and oxygen fugacity in olivine-hosted melt inclusions. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 374, p. 145-155.

CANNATELI, 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*, v.171, p. 4-19.

CARMICHAEL I.S.E., GHIORSO, M.S., 1986. Oxidation-reduction relations in basic magmas: a case for homogeneous equilibria. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 78, p. 200-210.

CARMICHAEL, I.S.E., 1991. The redox states of basic and silicic magmas: a reflection of their source regions?. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.106, p. 129-141.

- CEMBRANO, J., HERVÉ, F., LAVENU, A., 1996. Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, v. 259, no.1-3, p. 55-66.
- CEMBRANO, J., LARA, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics*, v. 471, p. 96–113.
- CHARRIER, R., BAEZA, O., ELGUETA, S., FLYNN, J., GANS, F., KAY, S., ZURITA, E., 2002. Evidence for Cenozoical extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, v.15, p. 115-137.
- CHARRIER, R., PINTO, L., RODRÍGUEZ, M., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En *The Geology of Chile. Geological Society Special Publication*, pp. 21-114.
- CHEN, Y., PROVOST, A., SCHIANO, P., CLUZEL, N., 2011. The rate of water loss from olivine-hosted melt inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.162, no.3, p. 625–636.
- CLINE, J.S., 1995. Genesis of porphyry copper deposits: the behavior of water, chloride, and copper in crystallizing melts. In: Pierce, F.W., Bolm, J.G. (Eds.), *Arizona Geological Society Digest v. 20*, pp. 69–82.
- CLYNNE, M., BORG, L., 1997. Olivine and Chromian spinel in primitive calc-alkaline and tholeiitic lavas from the southernmost Cascade Range, California: A reflection of relative fertility of the source. *The Canadian Mineralogist*, v.35, p. 453-472.
- COSTA, F., SINGER, B., 2002. Evolution of Holocene dacite and compositionally zoned magma, Volcán San Pedro Southern Volcanic Zone, Chile. *Journal of Petrology*, v. 43, no. 8, p. 1571-1593.
- COTTRELL, E., KELLEY, K.A., LANZIROTTI, A., FISCHER, R.A., 2009. High-precision determination of iron oxidation state in silicate glasses using XANES. *Chemical Geology*, v. 268, p. 67–179.
- COTTRELL, E., KELLEY, K.A., 2011. The oxidation state of Fe in MORB glasses and the oxygen fugacity of the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 305, p. 270-282.
- CRAWFORD, A. J., FALLON, T.J., EGGINS, S., 1987. The origin of island arc high-alumina basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 97, no. 3, p. 417-430.
- DANYUSHEVSKY, L.V., DELLA-PASCUA, F.N., SOKOLOV, S., 2000. Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocryst from subduction-related magmas: petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 138, no. 1, p. 68-83.

- 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. *Chemical Geology*, v. 183, no. 1-4, p. 5-24.
- DANYUSHEVSKY, L.V., LESLIE, R.A., CRAWFORD, A.J., DURANCE, P., 2004. Melt Inclusions in Primitive Olivine Phenocrysts: the Role of Localized Reaction Processes in the Origin of Anomalous Compositions. *Journal of Petrology*, v. 45, no. 12, p. 2531-2553.
- DANYUSHEVSKY, L.V., PLECHOV, P., 2011. Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v.12, no.7.
- DELANEY, J.S., BAJT, S.R., SUTTON, S.R., DYAR, M.D., 1996. In situ microanalysis of Fe³⁺/ΣFe in amphibole by X-ray absorption near edge structure (XANES) spectroscopy. In Mineral Spectroscopy: A Tribute to Roger G. Burns. *The Geochemical Society Special Publication*, v. 5, p. 165–171.
- DIXON, J.E., STOLPER, E.M., HOLLOWAY, J.R., 1995. An experimental study of water and carbon dioxide solubilities in mid-ocean ridge basaltic liquids. Part I: calibration and solubility models. *Journal of Petrology*, v.38, no.6, p. 1607-1631
- DROOP, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentration in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, v. 51, no. 361, p. 431-435.
- DRAKE, R.E., 1976. Chronology of Cenozoic igneous and tectonics events in the central Chilean Andes- latitudes 35°30' to 36°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 1., p. 265-284.
- EVANS, K.A., 2011. The redox budget of subduction zones. *Earth-Science Reviews*, v. 113, no. 1-2, p.11-32.
- EVANS, K.A., ELBURG, M., KAMENETSKY, V.S., 2012. Oxidation state of subarc mantle. *Geology*, v.40, no.9, p. 783-786.
- FARÍAS, M., 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile central durante el Neógeno. Tesis Doctoral. Universidad de Chile, pp. 236.
- FENTER, P., RIVERS, M., STURCHIO, N., SUTTON, S., 2002. Applications of synchrotron radiation in low-temperature geochemistry and environmental science. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v.49, pp. 579.

FIGUEROA, S., 2009. Propiedades asociadas a la estructura local en sistemas nanométricos: Estudio mediante el empleo de técnicas basadas en el uso de luz sincrotrón. Tesis de doctorado. Universidad Nacional de la Plata, pp. 179.

FIEGE, A., RUPRECHT, P., SIMON, A., BELL, A., GÖTTLICHER, J., NEWVILLE, M., LANZIROTTI, T., MOORE, G., 2017. Calibration of Fe XANES for high-precision determination of Fe oxidation state in glasses: Comparison of new and existing results obtained at different synchrotron radiation sources. *American Mineralogist*, v. 102, p. 369-380.

FROST, B.R., 1991. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic significance. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 25:1-9.v

GAETANI, G., O'LEARY, J.A., SHIMIZU, N., BUCHOLZ, C., NEWVILLE, M., 2012. Rapid reequilibration of H₂O and oxygen fugacity in olivine-hosted melt inclusions. *Geology*, v. 40, no. 10, p. 915-918.

GHIORSO, M.S., 1997. Thermodynamic models of igneous processes. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, v. 25, p. 221-241.

GRIFFIN, W.L., O'REILLY, S.Y., RYAN, C.G., 1999. The composition and origin of sub-continental lithospheric mantle. In: Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experimentation: a Tribute to R. (Joe) Boyd. *Geochemical Society, Special Publication*, v. 6, p. 13-45.

GRIFFIN, W.L., BEGG, G.C., O'REILLY, S.Y., 2013. Continental-root control on the genesis of magmatic ore deposits. *Nature Geoscience*. v.6, p. 905-910.

HARTLEY, M., SHORTTLE, O., MALENNAN, J., MOUSSALLAM, Y., EDMONDS, M., 2017. Olivine-hosted melt inclusions as an archive of redox heterogeneity in magmatic systems. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 479, p. 192-205.

HERD, C.D.K., 2008. Basalts as Probes of Planetary Interior Redox State. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, no 68., p. 527-553.

HICKEY, R.L., FREY, F., GERLACH, D.C., 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes (34°-41°S): Trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust. *Journal of Geophysical Research*, v. 91, no. B6, p. 5963-5983.

HICKEY-VARGAS, R., HOLBIK, S., TORMEY, D., FREY, F.A., MORENO, H., 2016. Basaltic rocks from the Andean Southern Volcanic Zone: Insights from the comparison of along-strike and small-scale geochemical variations and their sources. *Lithos*, v. 258-259, p. 115-132.

HILDRETH, W., DRAKE, R.E., 1992. Volcán Quizapu, Chilean Andes. *Bulletin of Volcanology*, v. 54, no.2, p.93-125.

HURWITZ, S., NAVON, O., 1994. Bubble nucleation in rhyolitic melts: experiments at high pressure, temperature, and water content. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 122, p. 267-280.

IRVINE, T. N., 1967. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2. Petrologic applications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 4, p. 71-103.

IRVINE, T. N., 1977. Origin of chromite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions: A new interpretation. *Geology*, v. 5, p. 273-277.

JACQUES, J., 2003. A tectonostratigraphic synthesis of the Sub-Andean basins: implications for the geotectonic segmentation of the Andean Belt. *Journal of the Geological Society*, v. 160, p.687–701 .

JÉGO, S., PICHAVANT, M., MAVROGENES, J. A., 2010. Controls on gold solubility in arc magmas: An experimental study at 1000 °C and 4 Kbar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 74, no. 7, p. 2165-2189.

JUGO, P.J., LUTH, R.W., RICHARDS, J.P., 2005. Experimental data on the speciation of sulfur as a function of oxygen fugacity in basaltic melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 69, no. 2, p. 497-503.

JUGO, P.J., 2009. Sulfur content at sulfide saturation in oxidized magmas. *Geology*, v. 37, no. 5, p. 415- 418.

JUGO, P.J., WILKE, M., BOTCHARNIKOV, R.E., 2010. Sulfur K-edge XANES analysis of natural and synthetic basaltic glasses: Implications for S speciation and S content as function of oxygen fugacity. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 74, p.5926–5938.

KAMENETSKY, V.S., CRAWFORD, A.J., MEFFRE, S., 2001. Factors Controlling Chemistry of Magmatic Spinel: an Empirical Study of Associated Olivine, Cr-spinel and Melt Inclusions from Primitive Rocks. *Journal of Petrology*, v. 42, no. 4, p. 655-671.

KEITH, M. L., 1954. The system MgO-Cr₂O₃-SiO₂. *Journal of the American Ceramic Society*, v. 37, p. 490-496.

KELLEY, K. A., COTTRELL, E., 2009. Water and the oxidation state of subduction zone magmas. *Science*, vol. 325, no. 5940, p. 605-607.

KENT, J.R., 2008. Melt Inclusions in Basaltic and Related Volcanic Rocks. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, v. 69 (1), p. 273-331

- LANGE, R.A., CARMICHAEL, I.S.E., 1987. Densities of Na₂O – K₂O – CaO – MgO – FeO – Fe₂O₃ – Al₂O₃ – TiO₂ – SiO₂ liquids: new measurements and derived partial molar properties. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 51, p. 2931–2946
- LEE, C.A., LEEMAN, W.P., CANIL, D., LI, Z.A., 2005. Similar V/Sc systematics in MORB and arc basalts: implications for the oxygen fugacities of their mantle source regions. *Journal of Petrology*, vol. 46, no. 11, p. 2313-2336.
- LEE, C.A., LUFFI, P., LE ROUX, V., DASGUPTA, R., ALBARÉDE, F., LEEMAN, W.P., 2010. The redox state of arc mantle using Zn/Fe systematics. *Nature*, v. 468, p. 681-685.
- LEE, C.A., LUFFI, P., CHIN, E., BOUCHET, R., DASGUPTA, R., MORTON, D., LE-ROUX, V., YIN, Q., JIN., 2012. Copper Systematics in Arc Magmas and Implications for Crust-Mantle Differentiation. *Science*, v.336, no. 6077, p. 64-68.
- Li, Y., AUDÉTAT, A., 2012. Partitioning of V, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Mo, Ag, Sn, Sb, W, Au, Pb, and Bi between sulfide phases and hydrous basanite melt at upper mantle conditions. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 355–356, p. 327–340.
- Li, Y., AUDÉTAT, A., 2013. Gold solubility and partitioning between sulfide liquid, monosulfide solid solution and hydrous mantle melts: Implications for the formation of Au-rich magmas and crust-mantle differentiation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 118, p. 247-262.
- LÓPEZ-ESCOBAR, L., CEMBRANO, J., MORENO, H., 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46°S). *Revista Geológica de Chile*, v.22, no. 2, p. 219-234.
- MATHEZ, E.A., 1984. Influence of degassing on oxidation states of basaltic magmas. *Nature*, v.310, p. 371-375.
- MATVEEV, S., BALLHAUS, C., 2002. Role of water in the origin of podiform chromitite deposits. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 203, no. 1, p. 235-243.
- MCCAMMON, C.A., 1997. Perovskite as a possible sink for Fe³⁺ iron in the lower mantle. *Nature*, v. 387, p. 694–696.
- MCGEE, L.E., SMITH, I.E.M., 2016. Interpreting chemical compositions of small scale basaltics systems: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 325, p. 45-60.
- MUNGALL, J.E., 2002. Roasting the mantle: Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits. *Geology*, v. 30, p. 915-918.

NEKRYLOV, N., PORTNYAGIN, M., KAMENETSKY, V.S., MIRONOV, N. L., CHURIKOVA, T., PLECHOV, P.Y., ABERSTEINER, A., GORBACH, N.V., GORDEYCHIK, B.N., KRASHENINNIKOV, S.P., TOBELKO, D.P., SHUR, Y.M., TETROEVA, S.A., VOLYNETS, A.O., HOERNLE, K., WORNER, G., 2018. Chromium spinel in Late Quaternary volcanics rocks from Kamchatka: Implications for spatial compositional variability of subarc mantle and its oxidation state. *Lithos*, v. 322., p. 212-224.

NÉMETH, K., 2010. Monogenetic volcanic fields: Origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism. *The Geological Society of America*, Special Papers, v. 470, p. 43-66.

NIKOLAEV, G. S., ARISKIN, A. A., BARMINA, G.S., NAZAROV, M.A., ALMEEV, R.R., 2016. Test of the Ballhaus-Berry-Green Ol-Opx-Sp Oxybarometer and Calibration of a New Equation for Estimating the Redox State of Melts Saturated with Olivine and Spinel. *Geochemistry International*, v.54, no. 4, p. 301-320.

O'NEILL, H. St. C., WALL, V.J., 1987. The Olivine-Orthopyroxene-Spinel Oxygen Geobrometer, The Nickel Precipitation Curve, and the Oxygen Fugacity of the Earth's Upper Mantle. *Journal of Petrology*, vol. 28, no.6, p. 1169-1191.

PARDO-CASAS, F., MOLNAR, P., 1997. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since late Cretaceous times. *Tectonics*, v.6, no.3, p. 233-248.

PÉREZ-FLORES, P., CEMBRANO, J., SÁNCHEZ-ALFARO, P., VELOSO, E., ARANCIBIA, G., ROQUER, T., 2016. *Tectonophysics*, v. 680, p. 192-210.

PRISSEL, T., STEPHEN, W., HEAD, J., 2016. Formation of the lunar highlands Mg-suite as told by spinel. *American Mineralogist*, v.101, p. 1624-1635.

QIN, Z., FANGQIONG, L., ANDERSON, A.T., 1992. Diffusive reequilibration of melt and fluid inclusions. *American Mineralogist*, v.77, p. 565-576.

RHODES, J.M., DUNGAN, M.A., BLANCHARD, D.P., LONG, P.E., 1979a. Magma mixing at mid-ocean ridges: evidence from basalts drilled near 22°N on the mid-Atlantic ridge. *Tectonophysics*, v. 55, p. 35-61.

RICHARDS, J. P., 2014. The oxidation state, and sulfur and Cu contents of arc magmas: implications for metallogeny. *Lithos*, v. 233, p. 27-45.

RODRÍGUEZ, C., SELLÉS, D., DUNGAN, M., LANGMUIR, C., LEEMAN, W., 2007. Adakitic dacites formed by intracrustal crystal fractionation of water-rich parent magmas at Nevado de Longaví volcano (36.2°S); Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile). *Journal of Petrology*, v. 48, no 11, p. 2033-2061.

ROEDDER, P.L., EMSLIE, R.F., 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 29, p. 275-289.

ROEDDER, E., 1984. Occurrence and significance of magmatic inclusions and silicate liquid immiscibility. *Acta Geologica Polonica*, v. 34, no. 1-2.

ROWE, M., KENT, A., NIELSEN, R., 2007. Determination of sulfur speciation and oxidation state of olivine hosted melt inclusions. *Chemical Geology*, v.236, p. 303-322.

RUPRECHT, P., BERGANTZ, G., COOPER, K.M., HILDRETH, W., 2012. The Crustal Magma Storage System of Volcán Quizapu, Chile, and the Effects of Magma Mixing on Magma Diversity. *Journal of Petrology*, v. 53, no. 4, p. 801-840.

SACK, R.O., 1982. Spinels as petrogenetic indicators: activity- composition relations at low pressure. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 79, p. 169–186

SALAS, P., RABBIA, O.M., HERNÁNDEZ, L., 2015. Compositional evolution of Los Hornitos mafic cones: insights from whole rock chemistry and high-resolution EMPA profiles in high-forsterite olivine phenocrysts. *Actas del XIV Congreso Geológico Chileno*, At1St3_026.

SALAS, P.A, RABBIA, O.M, HERNÁNDEZ, L.B., RUPRECHT, P., 2017. Mafic monogenetic vents at the Descabezado Grande volcanic field (35.5°S-70.8°W): the northernmost evidence of regional primitive volcanism in the Southern Volcanic Zone of Chile. *International Journal of Earth Sciences*, v. 106, no. 3, p. 1107-1121.

SAUNDERS, J.E., PEARSON, N.J, O'REILLY, S.Y, GRIFFIN, W.L., 2015. Sulfide metasomatism and the mobility of gold in the lithospheric mantle. *Chemical Geology*, v.410, p. 149-161.

SCHMIDT, M. W., JAGOUTZ, O., 2017. The global systematics of primitive arc melts, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 18, no. 8, p.2817-2854.

SERNAGEOMIN, 2012. Mapas y estadísticas de Faenas Mineras de Chile, no. 10.

SHORTTLE, O., MOUSSALLAM, Y., HARTLEY, M., MACLENNAN, J., EDMONDS, M., MURTON, J., 2015. Fe-XANES analyses of Reykjanes Ridge basalts: Implications for oceanic crust's role in the solid Earth oxygen cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 427, p. 272-285.

SILLITOE, R.H., 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, v.105, p. 3-41.

SMITH, I.E.M., NÉMETH, K., 2018. Source to surface model of monogenetic volcanism: a critical view. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 446, p. 1-28.

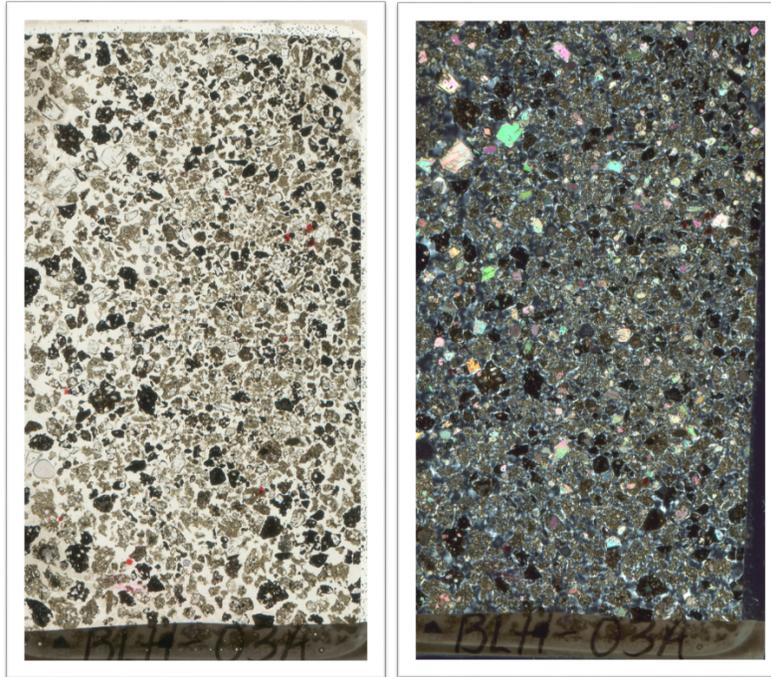
- SOBOLEV, A.V., CHAUSSIDON, M., 1996. H₂O concentrations in primary melts from island arcs and mid-ocean ridges: Implications for H₂O storage and recycling in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, v.137, no. 1-4, p.45–55.
- SOBOLEV, A.V., MCCAMMON, K., TAYLOR, L.A. 1999. Precise Mössbauer milliprobe determination of ferric iron in rock-forming minerals and limitations of electron microprobe analysis. *American Mineralogist*, v.4, p. 78-85.
- SOBOLEV, A.V., HOFMANN, A. W., SOBOLEV, S. V., NIKOGOSIAN, I. K., 2005. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature*, v. 434, p. 590-597.
- SOMOZA, R., 1998. Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: implications for the mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, p. 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*, v. 14(1-2), 453-500.
- STEELE-MACINNIS, M., ESPOSITO, R., & BODNAR, R., 2011. Thermodynamic Model for the Effect of Post-entrapment Crystallization on the H₂O-CO₂ Systematics of Vapor-Saturated, Silicate Melt Inclusions. *Journal of Petrology*, v. 52, no. 12, p. 2461-2482.
- STERN, C.R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, v. 31, p. 161–206.
- STRAUB, S.M., GOMEZ-TUENA, A., STUART, F.M., ZELLMER, G.F., ESPINASA-PERENA, R., CAI, Y., IIZUKA, Y., 2011. Formation of hybrid arc andesites beneath thick continental crust, *Earth and Planetary Science Letters*, v.303, no. 3-4, p.337-347.
- STRAUB, S. M., LAGATTA, A.B., MARTIN-DEL POZZO, A.L., LANGMUIR, C.H., 2008b. Evidence from high Ni olivines for a hybridized peridotite/pyroxenite source for orogenic andesites from the central Mexican Volcanic Belt. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v.9, no. 3, p. 1-33.
- STERN, C.R., MORENO, H., LÓPEZ-ESCOBAR, L., CLAVERO, J.E., LARA, L.E., NARANJO, J.A., PARADA, M.A., SKEWES, M.A., 2007. Chilean volcanoes. En: Moreno, T. & Gibbons, W. (eds) *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, 21–114.
- SUN, W., ARCULUS, R.J., KAMENETSKY, V.S., & BINNS, R.A, 2004. Release of gold-bearing fluids in convergent margin magmas prompted by magnetite crystallization. *Nature*, v. 431, p. 975–978.

- TASSARA, A., GÖTZE, H., SCHMIDT, S., HACKNEY, R., 2006. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v.111, no. B9.
- TASSARA, A., ECHAURREN, A., 2012. Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*, v. 189, p. 161-168.
- VALENTINE, G.A., GREGG, T.K.P., 2008. Continental basaltic volcanoes- processes and problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 177, no.4, p. 857–873.
- WALLACE, P.J., CARMICHAEL, I.S.E., 1992. Sulfur in basaltic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 56, p. 1863-1874.
- WALLACE, P.J., CARMICHAEL, I.S.E., 1994. S-specification in submarine basaltic glasses as determined by measurements of Ska X-ray wavelength shifts: *American Mineralogist*, v. 79, p. 161–167.
- WALLACE, P.J., EDMONDS, M., 2011. The Sulfur Budget in Magmas: Evidence from Melt Inclusions, Submarine Glasses, and Volcanic Gas Emissions. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 73, no.1, p. 215–246.
- WINSLOW, H., 2018. A study of Pleistocene volcano Manantial Pelado, Chile: Unique access to a long history of primitive magmas in the thickened crust of the Southern Andes. Tesis de Magister. Universidad de Nevada, Reno, Estados Unidos.
- YAXLEY, G.M., KAMENETSKY, V.S., KAMENETSKY, M., NORMAN, M.D., FRANCIS, D., 2004. Origins of compositional heterogeneity in olivine-hosted melt inclusions from the Baffin Island picrites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.148, no. 4, p. 426-442.
- ZELLMER, G.F, EDMONDS, M., STRAUB, S.M., 2014. Volatiles in subduction zone magmatism. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 410, no. 13.
- ZHANG, Y., 1998. Mechanical and phase equilibria in inclusion-host systems. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 157, no. 3-4, p. 209–222.

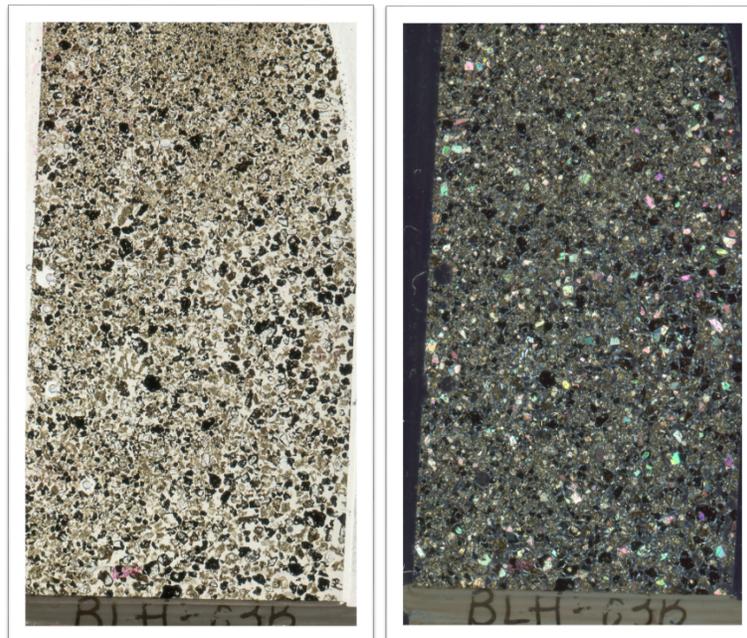
ANEXO A: LÁMINAS DELGADAS

TEFRA

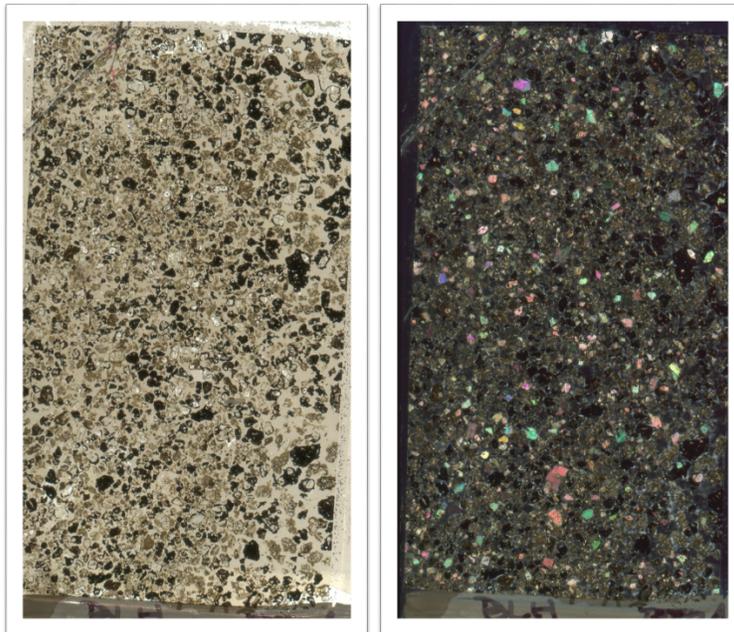
Código sección: BLH-03A



Código sección: BLH-03B

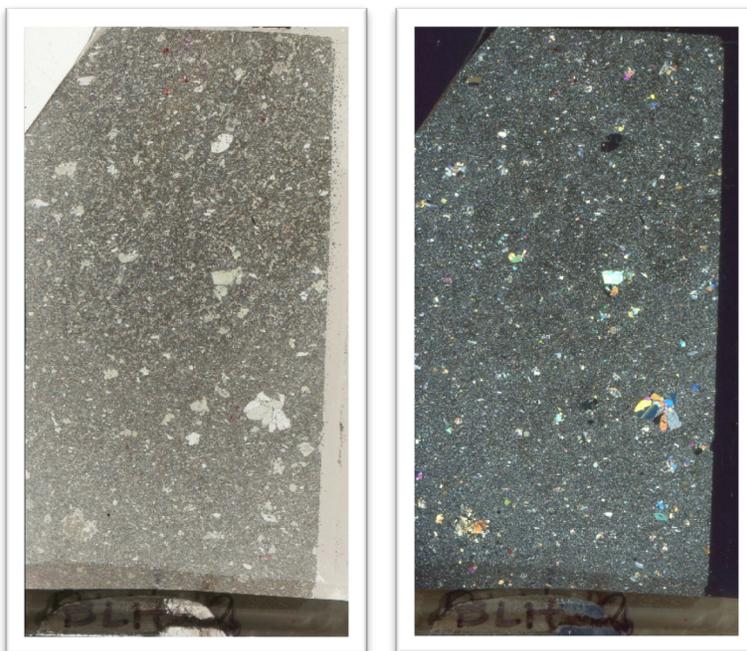


Código sección: BLH_tefra

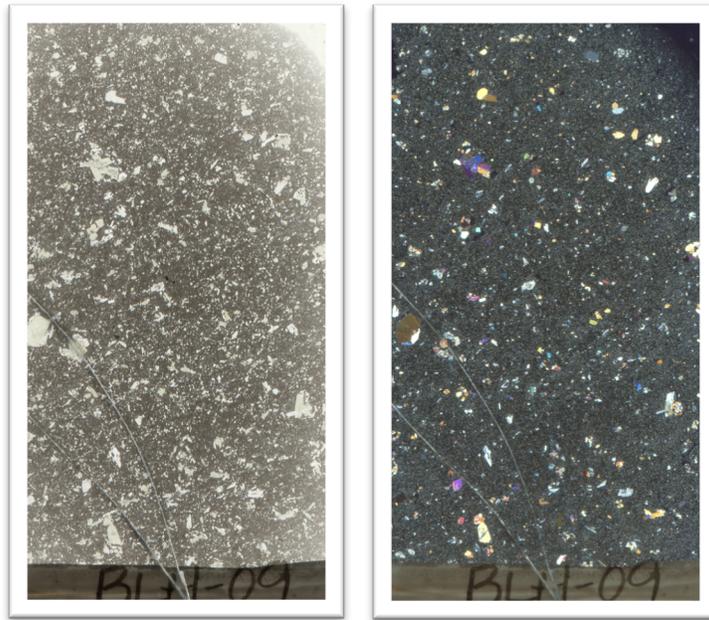


BASALTO

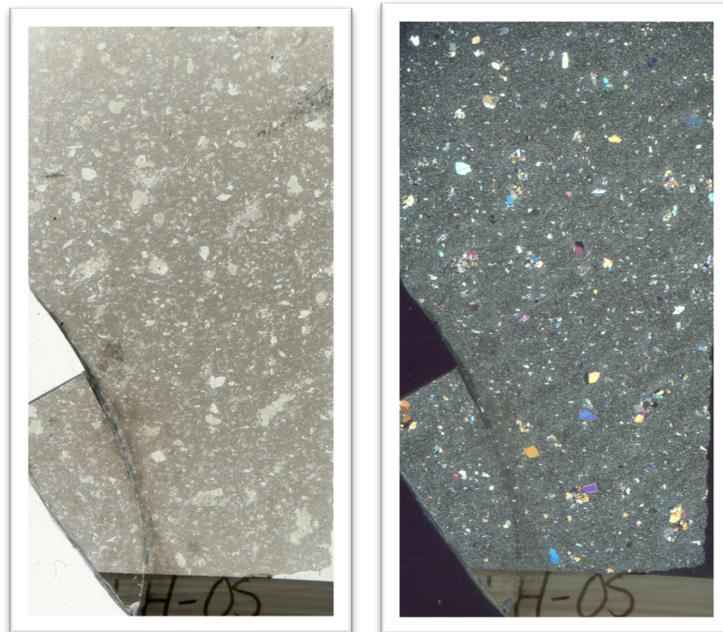
Código sección: BLH-12



Código sección: BLH-09



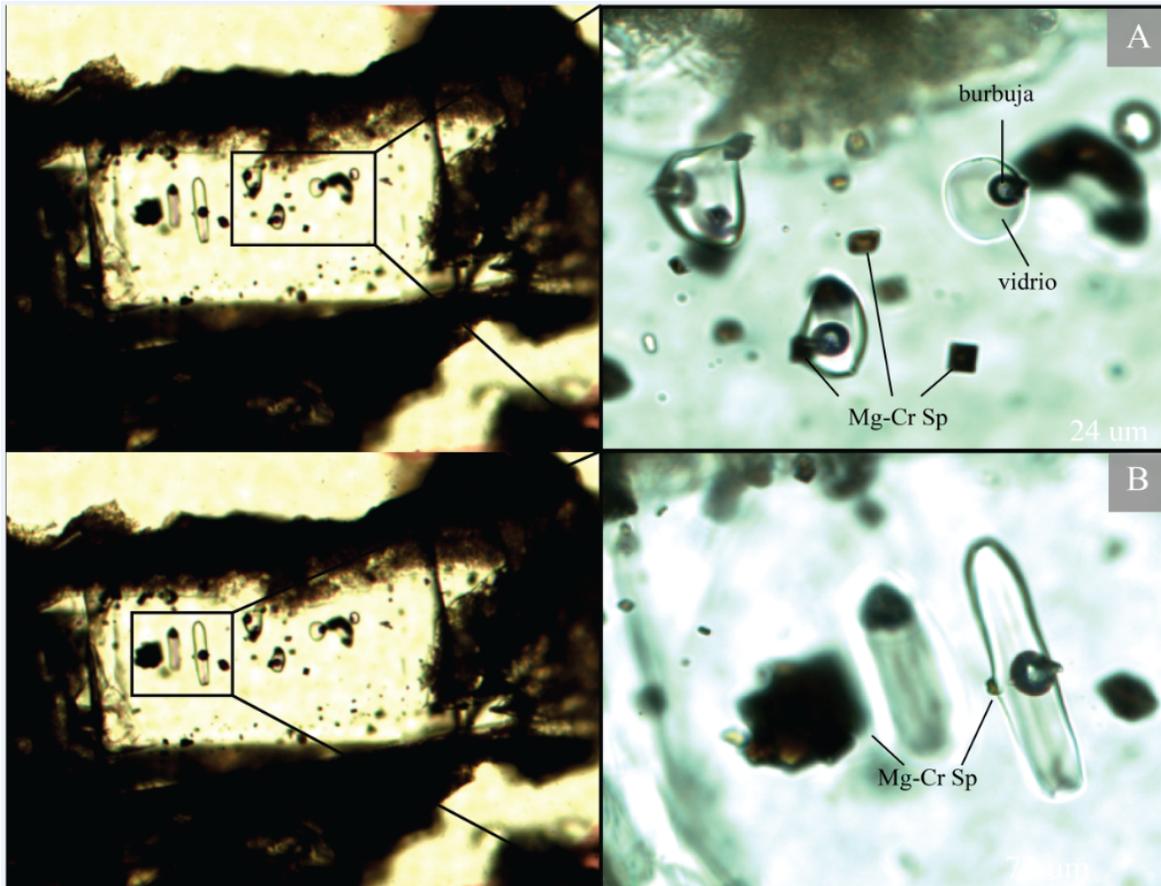
Código sección: BLH-05



ANEXO B: PETROGRAFÍA DE INCLUSIONES VÍTREAS EN FENOCRISTALES DE OLIVINO

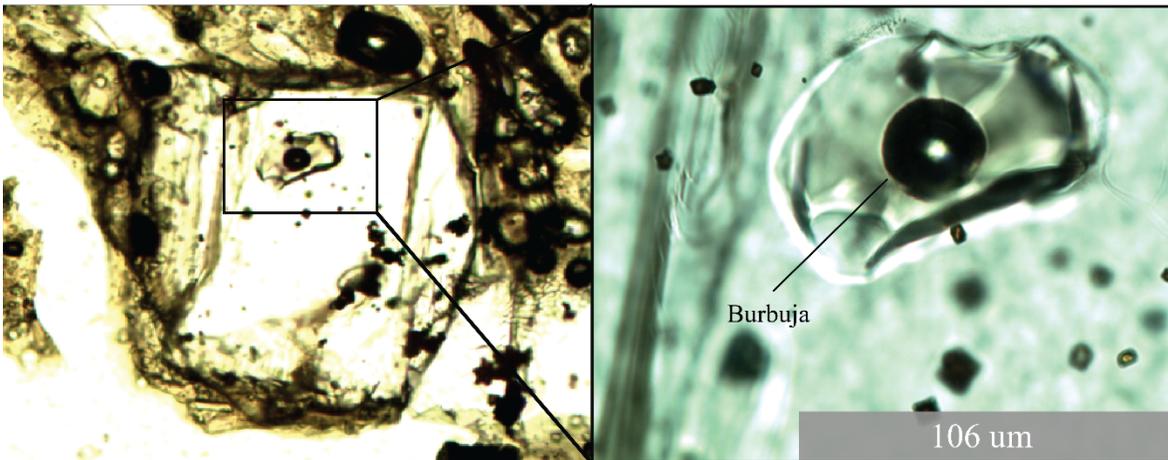
Corte: BLH-03A

Código host: ol_33



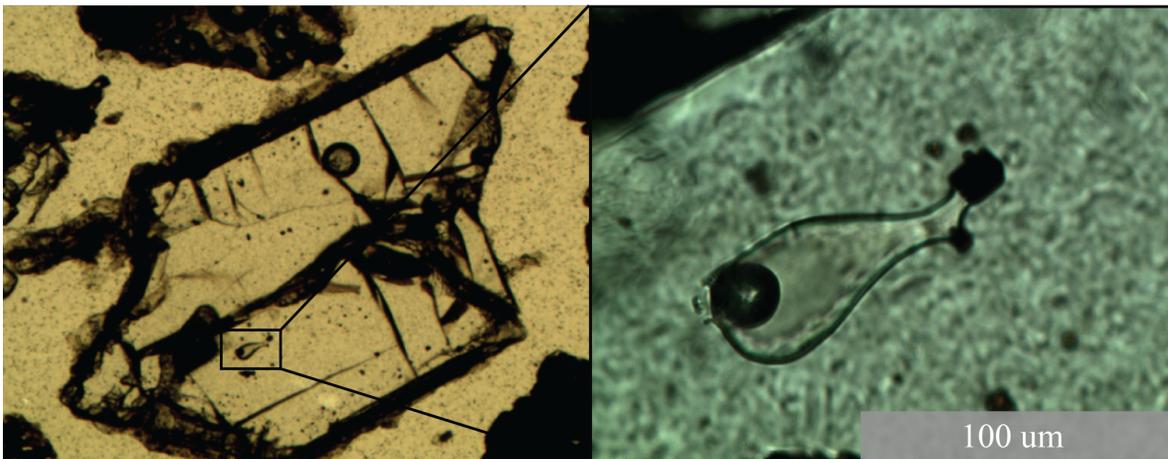
Se identifican dos familias de inclusiones, ambas poseen burbuja+vidrio, y algunas cristales accidentales de esinela. La primera familia está compuesta por dos inclusiones alargadas de razón burbuja/inclusión= 15% (A), mientras que la segunda familia se compone de 5 inclusiones, de forma ovalada y con razón burbuja/inclusión=20% (B).

Código host: ol_36



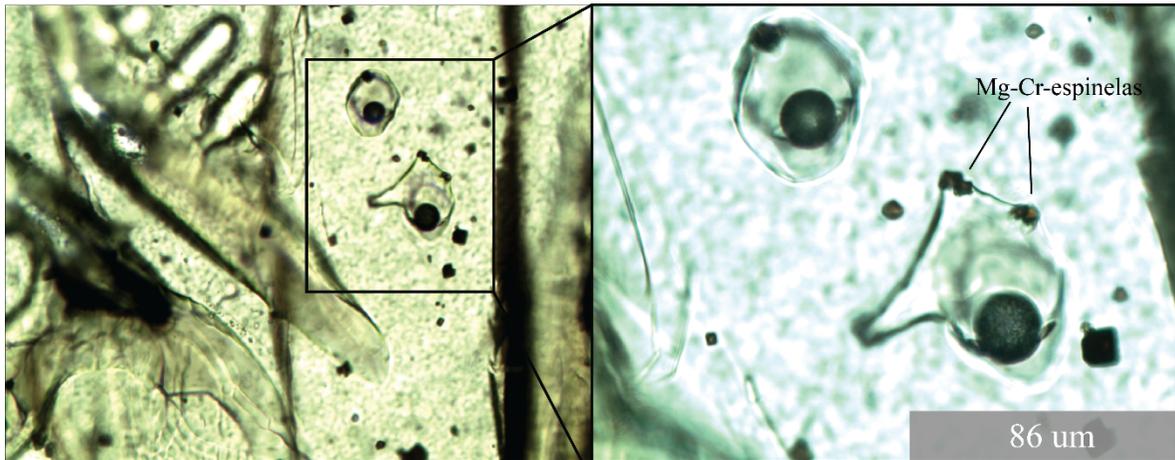
Inclusión aislada constituida por burbuja+vidrio. Presenta bordes irregulares y recristalización. La razón burbuja/inclusión es 20%.

Código host: ol_38



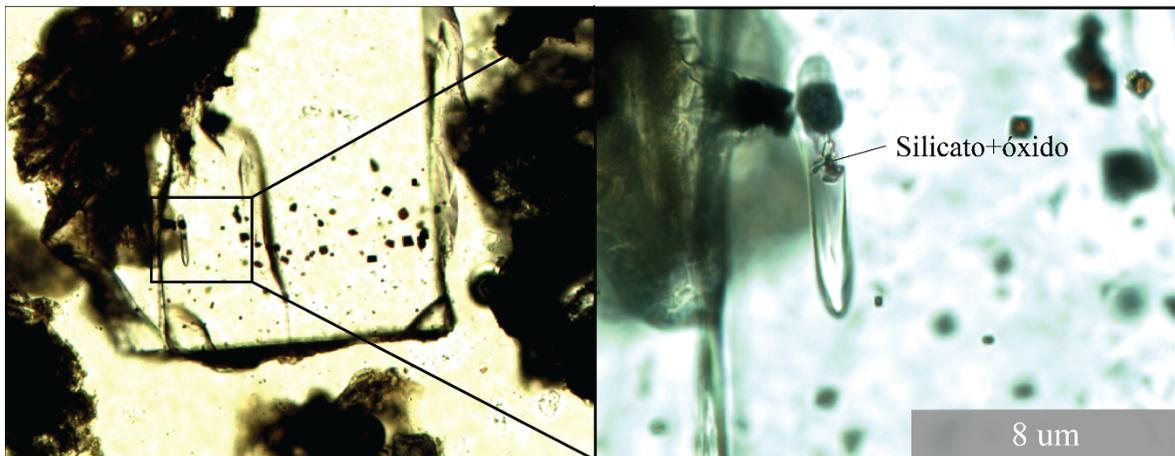
Inclusión aislada compuesta por burbuja+vidrio+cristal accidental de espinelo. Presenta forma alargada hacia la punta donde se atrapan los dos cristales de espinelo. La razón de volumen de la burbuja/vol. Inclusión es de 17%.

Código host: ol_40

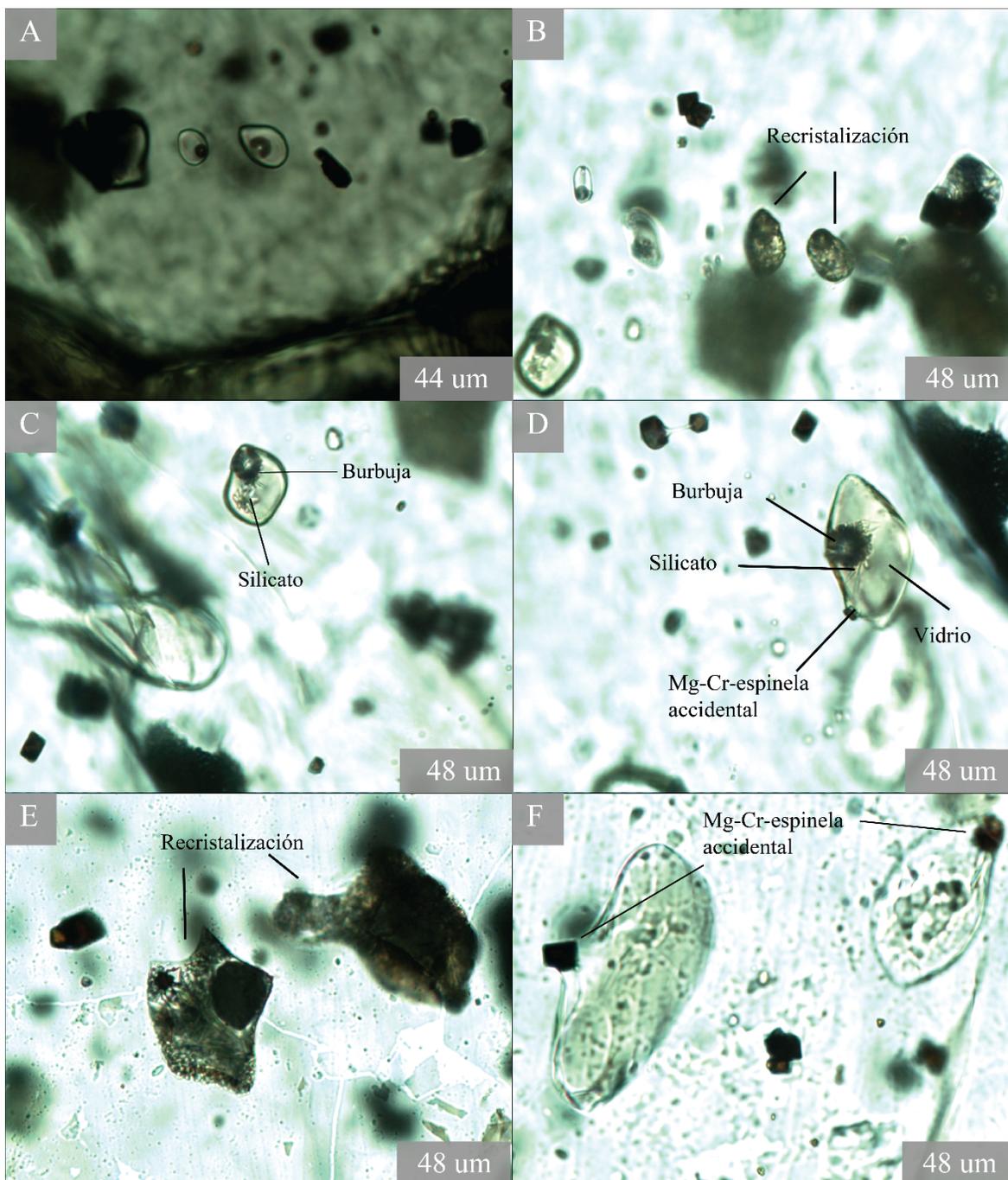


Se identifica una familia compuesta por dos inclusiones con burbuja+vidrio+espinelo accidental. Una de las inclusiones presenta 4 espinelos atrapados. La razón volumen burbuja/volumen inclusión es de 17%.

Código host: ol_41



Inclusión aislada constituida por vidrio+burbuja+cristal hijo (silicato)+cristal accidental de espinelo. Presenta forma alargada y razón volumen burbuja/volumen inclusión de 25%.

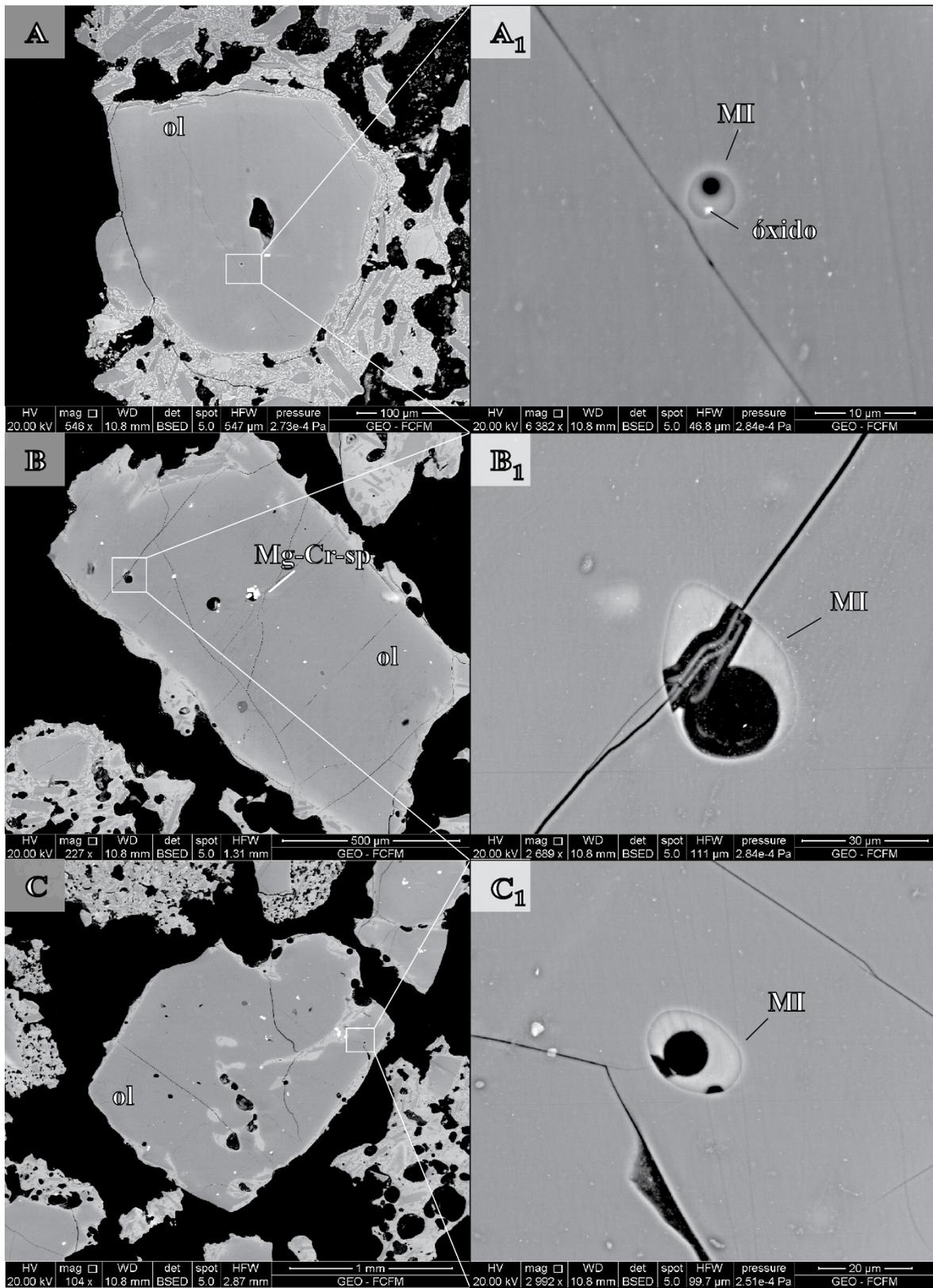


Se distinguen numerosas inclusiones de distintos tipos en el cristal. **A.** Familia de inclusiones constituidas únicamente por vidrio+burbuja, y razón volumen burbuja/inclusión de 20%. **B.** Par de inclusiones recristalizadas, se distingue una burbuja y vidrio. **C.** Inclusión compuesta por vidrio+burbuja+cristal hijo (silicato), presenta una razón volumen burbuja/inclusión de 20%. **D.** Inclusión compuesta por vidrio+burbuja+cristal hijo (silicato)+cristal accidental de

espinelo crómico. La razón entre el volumen de la burbuja/inclusión es 20%. **E.** Par de inclusiones recristalizadas, con bordes irregulares. Se alcanza a distinguir una burbuja+cristal hijo (silicato)+cristal accidental de espinelo crómico, además de vidrio opaco. **F.** Par de inclusiones constituidas por vidrio+cristal accidental de espinelo crómico. Presentan cierto nivel de recristalización al centro.

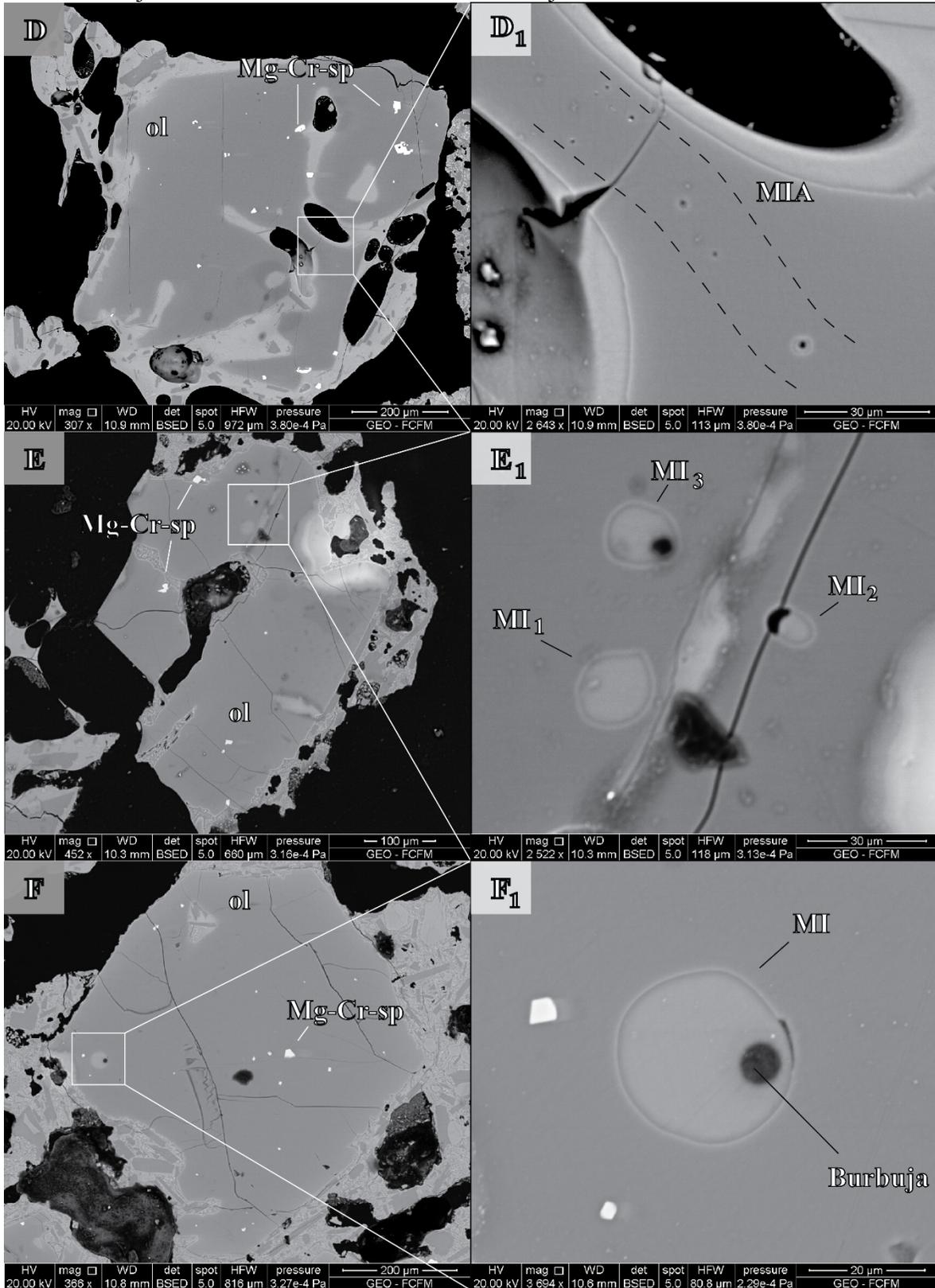
TEFRA: Corte BLH-03A

ANEXO C: SEM

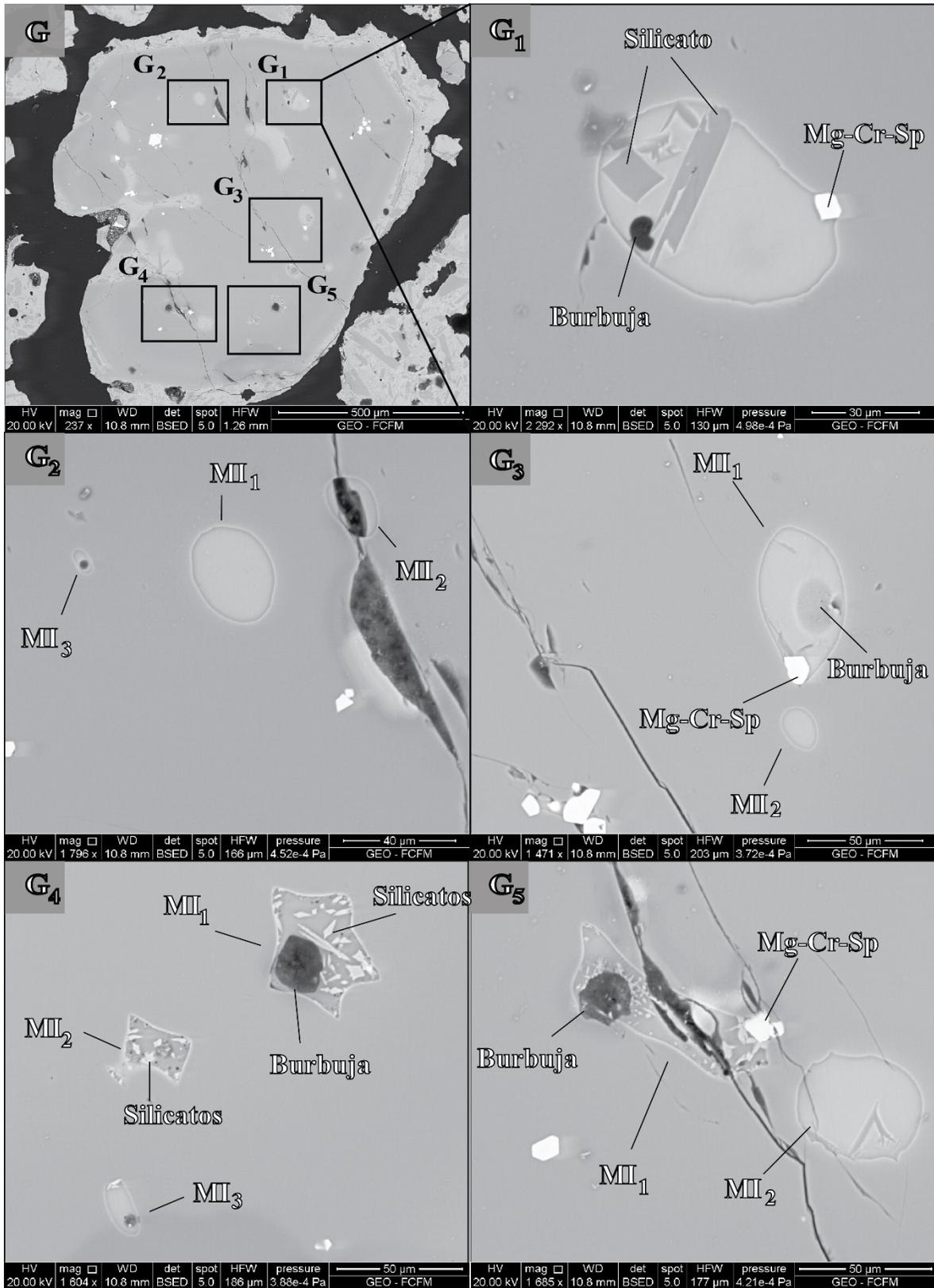


A, A1. Inclusión aislada en el fenocristal compuesta por vidrio+burbuja+cristal de óxido, presenta forma redondeada. La razón entre el volumen de la burbuja/ volumen de la inclusión es 25%. B,B1. Inclusión aislada sobre una fractura en el fenocristal. Presenta una razón de volumen

burbuja/volumen inclusión del 50%. C, C1. Inclusión aislada en el fenocristal compuesta por vidrio+burbuja. La razón entre el volumen de la burbuja/ volumen de la inclusión es de 33%.

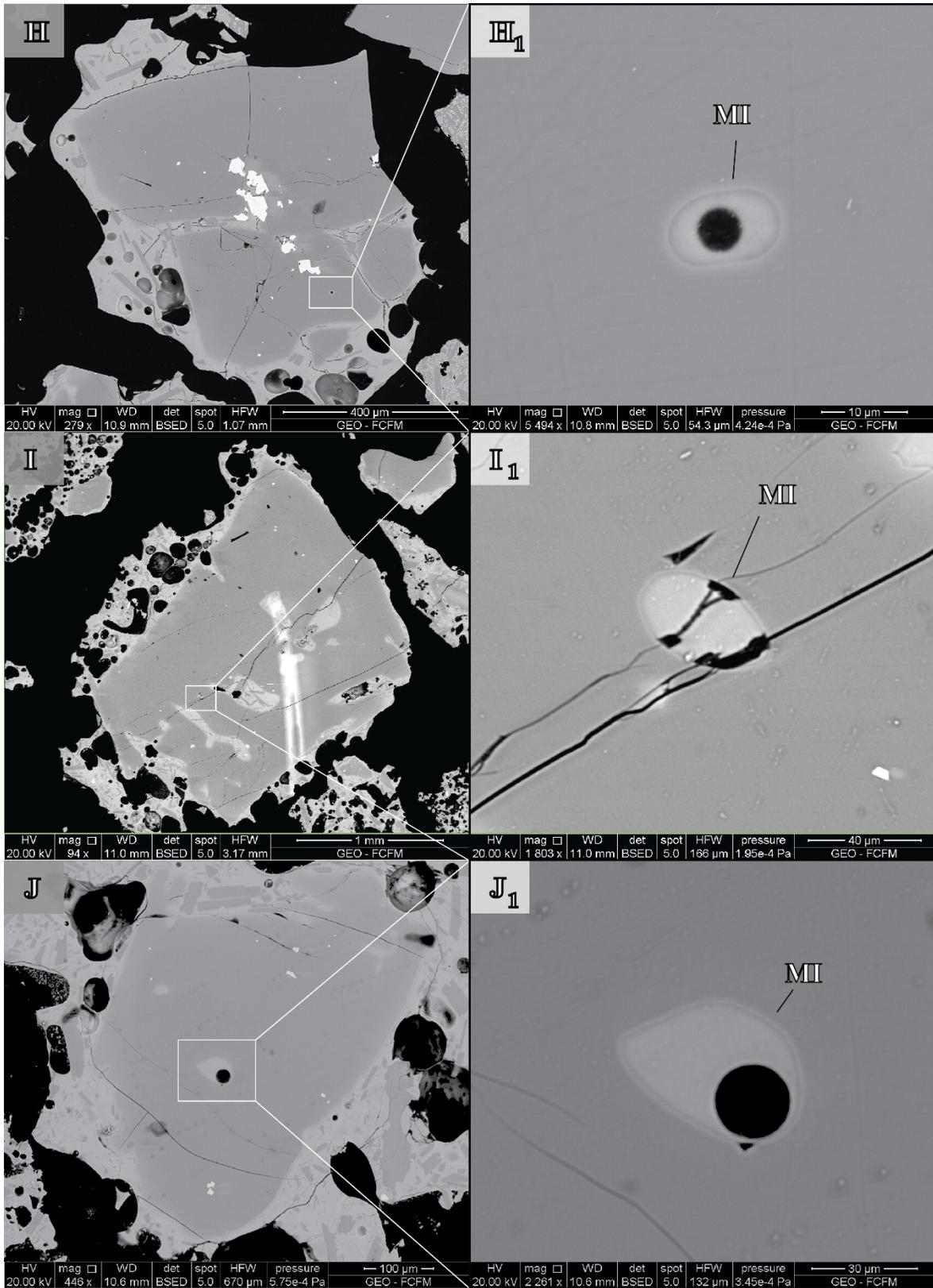


D, D1. Familia de inclusiones compuestas por vidrio+burbuja y vidrio+burbuja+cristal de óxido. La razón entre el volumen burbuja/volumen inclusión es de 30%. E, E1. Grupo de inclusiones. MI1, inclusión constituida por vidrio+cristal. MI2, inclusión constituida por vidrio+burbuja+cristal. La razón volumen burbuja/volumen inclusión es de 15%. F, F1. Inclusión aislada en el fenocristal compuesta por vidrio+burbuja. La razón entre el volumen burbuja/volumen inclusión es de 10%.



G. Fenocrystal que presenta numerosas inclusiones expuestas de diverso tipo. G1. Inclusion compuesta por vidrio+burbuja+cristal accidental de espinelos crómicos+ cristales hijos (silicatos).La burbuja presenta una forma irregular y un porcentaje pequeño en relación al total de la inclusion. G2.

MI1, inclusión homogénea compuesta sólo por vidrio. MI2, inclusión en fractura. MI3, inclusión compuesta por vidrio+burbuja, con razón entre el volumen burbuja/volumen inclusión de 33%. G3. Inclusión compuesta por vidrio+burbuja+cristal accidental de espinelo crómico. La razón entre el volumen de la burbuja/volumen inclusión es de 20%. G4. MI1, inclusión compuesta por vidrio+burbuja+cristales hijos (silicatos). Presenta bordes irregulares y razón entre volumen burbuja/volumen inclusión de 33%. MI2, inclusión constituida por vidrio+cristales hijos (silicatos). Presenta bordes irregulares. MI3, inclusión compuesta por vidrio+burbuja+cristales hijos. La razón entre el volumen de la burbuja/volumen inclusión es de 12%. G3. MI1, inclusión en fractura, presenta vidrio+burbuja+cristal accidental de espinelo crómico + cristales hijos (silicatos). MI2, inclusión de composición homogénea constituida sólo por vidrio. Posee bordes irregulares.



H, H1. Inclusión aislada en fenocristal compuesta por vidrio+burbuja. La razón entre el volumen de la burbuja/volumen inclusión es de 33%. I, I1. Inclusión aislada en fractura. Parece haber sido homogénea, compuesta únicamente por vidrio. J, J1. Inclusión aislada en el fenocristal, constituida

por vidrio+burbuja. La razón entre el volumen de la burbuja/volumen inclusión es de 33%. Presenta un anillo en torno a la inclusión (cristalización del host).

**ANEXO D: QUÍMICA SEMI-CUANTITATIVA DE OLIVINOS PRESENTES EN LA TEFRA, SEM
DETECTOR EDS.**

	MgO	Al₂O₃	SiO₂	FeO	NiO	Total	#Mg	Fo
host number	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%		%
ol_1	48.3		42.4	9.4		100.0	0.8	90.2
ol_2	50.5		41.4	8.1		100.0	0.9	91.8
ol_3	48.9		42.9	8.3		100.0	0.9	91.3
ol_4	48.9		42.6	8.5		100.0	0.9	91.1
ol_6	48.3		41.6	10.1		100.0	0.8	89.5
ol_10	49.0		42.7	8.4		100.0	0.9	91.2
ol_11	48.2		41.6	10.2		100.0	0.8	89.4
ol_12	48.6		44.1	7.2		100.0	0.9	92.3
ol_13	49.3		42.2	8.6		100.0	0.9	91.1
ol_14	48.7		42.4	8.9		100.0	0.9	90.7
ol_15	52.3		43.6	4.2		100.0	0.9	95.7
ol_16	49.1		42.3	8.7		100.0	0.9	91.0
ol_17	48.3		42.8	8.9		100.0	0.8	90.6
ol_18	49.3		42.4	8.2		100.0	0.9	91.4
ol_19	53.7	1.2	42.9	2.2		100.0	1.0	97.7
ol_21	49.7		42.8	7.5		100.0	0.9	92.2
ol_22	48.5		42.4	8.5	0.7	100.0	0.9	91.1
ol_23	52.4		43.4	4.2		100.0	0.9	95.7
ol_24	49.2		42.5	8.4		100.0	0.9	91.3
ol_25	50.5		42.0	7.5		100.0	0.9	92.3

ol_26	50.3	42.3	7.4		100.0	0.9	92.4
ol_27	47.1	41.9	11.0		100.0	0.8	88.4
ol_28	49.9	41.9	8.2		100.0	0.9	91.6
ol_29	47.6	42.2	10.2		100.0	0.8	89.3
ol_30	49.1	42.7	8.2		100.0	0.9	91.5
ol_32	49.5	42.5	8.0		100.0	0.9	91.7
ol_35	49.2	42.4	8.5		100.0	0.9	91.2
ol_43	48.8	41.7	9.6		100.0	0.8	90.1
ol_42	49.7	42.2	8.1		100.0	0.9	91.7
ol_38	50.0	42.4	7.6		100.0	0.9	92.2
ol_39	50.0	43.2	6.8		100.0	0.9	92.9
ol_44	47.7	42.0	10.3		100.0	0.8	89.2
ol_45	49.1	42.8	7.7	0.5	100.0	0.9	91.9
ol_49	50.9	45.5	8.3		104.6	0.9	91.7
ol_55	50.2	45.4	8.0		103.7	0.9	91.8
ol_53	48.6	42.0	8.7	0.6	100.0	0.9	90.9
ol_51	47.5	43.7	10.9		102.1	0.8	88.7
ol_54	47.8	42.3	9.9		100.0	0.8	89.6
ol_58	49.6	42.7	7.7		100.0	0.9	92.0

**ANEXO E: QUÍMICA SEMI-CUANTITATIVA DE ESPINELOS PRESENTES EN LA TEFRA, SEM
DETECTOR EDS.**

Host number	MgO wt%	Al₂O₃ wt%	SiO₂ wt%	Cr₂O₃ wt%	FeO_{total} wt%	TiO₂ wt%	Total wt%	Fe³⁺	Fe²⁺	Fe³⁺/(Fe³⁺+Fe²⁺)
12	16.0	13.8	0.0	53.8	16.4	0.0	100.0	1.4	2.1	0.4
14	14.6	16.7	0.0	45.1	22.9	0.8	100.0	2.0	2.8	0.4
17	14.0	14.4	0.0	52.3	19.3	0.0	100.0	1.3	2.7	0.3
17	11.5	14.2	0.0	48.1	26.1	0.0	100.0	2.0	3.6	0.4
17	13.8	14.1	0.0	52.0	20.0	0.0	100.0	1.4	2.8	0.3
21	15.0	15.1	0.0	51.6	18.4	0.0	100.0	1.4	2.4	0.4
22	15.1	15.3	2.0	45.1	22.5	0.0	100.0	1.7	2.9	0.4
23	13.1	14.3	1.2	52.5	18.9	0.0	100.0	0.6	3.4	0.2
24	12.7	14.5	0.0	49.6	23.2	0.0	100.0	1.7	3.2	0.4
24	18.1	14.1	7.2	44.2	16.5	0.0	100.0	0.1	3.2	0.0
24	17.1	17.6	2.6	44.0	18.7	0.0	100.0	1.3	2.5	0.4
26	15.3	14.8	0.0	52.3	17.6	0.0	100.0	1.4	2.3	0.4
35	14.0	14.7	0.0	51.1	20.2	0.0	100.0	1.5	2.8	0.4
35	15.7	16.8	0.0	49.5	18.0	0.0	100.0	1.5	2.2	0.4
35	17.1	15.0	1.5	47.6	18.8	0.0	100.0	1.7	2.1	0.5
42	15.3	17.2	0.0	49.4	18.1	0.0	100.0	1.4	2.4	0.4
39	15.7	13.8	0.0	54.6	15.9	0.0	100.0	1.2	2.2	0.4
53	14.8	15.1	0.0	49.7	20.5	0.0	100.0	1.8	2.5	0.4

ANEXO F: QUÍMICA SEMI-CUANTITATIVA DE LAS INCLUSIONES VÍTREAS HOSPEDADAS EN OLIVINOS, SEM DETECTOR EDS.

Tabla F1. En wt% de elemento

host number	MI	Na wt%	Mg wt%	Si wt%	Al wt%	K wt%	Ca wt%	Ti wt%	S wt%	Cl wt%	Fe wt%	O wt%	Total wt%
1	1	2.3	3.4	24.1	10.2	0.8	9.3	0.6	0.3		3.9	45.3	100.0
8	1	2.7	4.5	22.8	10.0	0.8	10.1				4.8	44.3	100.0
6	1	2.0	3.6	25.4	9.3	0.9	9.1	0.4			5.0	45.3	101.0
6	2	2.2	3.6	24.7	9.8	0.9	8.2	0.7			4.9	45.2	100.0
6	3	2.3	3.3	24.8	9.9	0.7	8.5	0.5			4.9	45.2	100.0
10	1	2.4	4.3	23.4	9.3	0.7	9.6	0.7	0.4		4.5	44.8	100.0
21	1	2.3	4.1	23.4	10.4	0.7	9.3	0.6	0.3		4.0	45.1	100.1
24	1	2.0	3.5	21.9	8.9	0.5	8.9	0.4	0.4		4.1	49.3	100.0
24	2	2.3	2.9	23.7	10.6	0.6	9.1				4.0	46.9	100.0
24	3	2.1	3.9	21.9	9.4	0.5	9.0	0.4	0.3		3.4	49.0	100.0
24	4	2.3	4.8	21.4	8.6	0.6	8.2	0.4	0.3		3.4	50.0	100.0
24	5	2.4	3.4	23.0	9.6	0.6	9.1	0.5	0.4		3.2	47.9	100.0
24	6	2.1	4.7	21.7	8.1	0.7	7.9	0.6			3.2	51.1	100.0
28	1	2.4	2.7	24.7	9.7	0.6	9.2	0.5	0.5		4.2	45.5	100.0
29	1	2.5	2.3	25.5	9.8	0.7	8.7	0.6			4.5	45.4	100.0
30	1	2.3	3.0	25.3	9.9	0.6	7.8	0.4	0.5		4.4	45.8	100.0
43	1	2.6	3.4	23.9	9.2	0.6	9.8	0.4	0.4		4.8	44.9	100.0
38	1	2.2	5.1	23.6	9.5	0.6	8.5	0.5	0.4		4.5	45.2	100.0
39	1	2.1	4.4	23.3	10.0	0.6	9.9	0.5	0.3		4.0	45.0	100.0
44	1	2.0	3.2	25.8	8.0	0.7	7.8	0.6			7.2	44.9	100.0
44	2	1.9	3.1	25.6	8.4	0.7	8.2	0.6			6.4	45.0	100.0

44	4	2.2	2.4	27.2	7.9	1.0	7.2	0.6		0.3	5.9	45.4	100.0
44	5	2.4	1.9	24.3	10.0	0.8	9.0	0.6	0.3	0.3	5.6	44.9	100.0
45	1	2.1	3.8	24.0	9.5	0.6	9.2	0.4	0.3	0.3	4.9	45.0	100.0
45	2	2.2	3.3	24.6	9.6	0.7	9.3	0.5			4.5	45.1	100.0
49	1	2.1	4.2	24.1	9.2	0.7	9.0	0.4	0.4		4.8	45.0	100.0
50	1	2.4	2.0	24.4	9.8	0.7	9.1	0.5	0.4		4.0	46.8	100.0
51	1	1.9	3.8	25.0	8.4	0.7	7.7	0.5			5.3	46.6	100.0
53	1	1.9	4.2	24.1	8.8	0.5	9.3	0.4	0.3		5.4	44.9	100.0
53	2	2.3	3.6	24.0	10.0	0.6	9.8	0.4			4.5	44.9	100.0
53	4	2.2	6.2	23.6	8.6	0.6	8.4	0.4	0.4		4.7	45.0	100.0
53	5	2.1	3.3	24.3	9.3	0.6	9.5	0.5	0.4		5.1	45.1	100.0
58	1	2.2	3.2	24.3	9.9	0.5	9.1	0.5	0.4		4.6	45.3	100.0

Tabla F2. En wt% de óxido.

host number	MI	Na2O wt%	MgO wt%	SiO2 wt%	Al2O3 wt%	K2O wt%	CaO wt%	TiO2 wt%	SO3 wt%	FeO wt%	Total wt%
1	1	3.1	5.6	51.5	19.3	0.9	12.9	1.0	0.7	5.1	100.0
8	1	3.6	7.4	48.8	19.0	0.9	14.1	bdl	bdl	6.2	100.0
6	1	2.8	6.0	54.2	17.5	1.1	11.3	0.7	bdl	6.5	100.0
6	2	3.0	5.9	52.7	18.5	1.0	11.5	1.2	bdl	6.3	100.0
6	3	3.1	5.4	53.1	18.6	0.8	11.9	0.8	bdl	6.3	100.0
10	1	3.2	7.1	50.1	17.5	0.8	13.4	1.1	0.9	5.8	100.0
21	1	3.2	6.8	49.8	19.7	0.8	13.0	1.0	0.8	5.1	100.0
24	1	2.9	6.3	50.8	18.2	0.7	13.5	0.8	1.1	5.8	100.0
24	2	3.2	4.9	52.3	20.5	0.8	13.1	0.0	0.0	5.3	100.0
24	3	3.0	6.9	50.4	19.2	0.7	13.6	0.8	0.9	4.7	100.0

24	4	3.4	8.7	50.3	17.8	0.7	12.6	0.7	0.9	4.8	100.0
24	5	3.3	6.0	51.5	19.0	0.8	13.3	0.9	1.0	4.3	100.0
24	6	3.2	8.6	52.1	17.2	0.9	12.3	1.1	0.0	4.6	100.0
28	1	3.3	4.4	52.8	18.3	0.7	12.9	0.9	1.4	5.4	100.0
29	1	3.3	3.9	54.4	18.6	0.9	12.1	1.0	0.0	5.8	100.0
30	1	3.0	4.9	54.1	18.7	0.8	10.9	0.7	1.1	5.7	100.0
43	1	3.5	5.7	51.2	17.4	0.7	13.8	0.7	1.0	6.2	100.0
38	1	3.0	8.4	50.6	17.9	0.8	11.9	0.8	1.0	5.8	100.0
39	1	2.8	7.2	49.8	18.9	0.7	13.8	0.8	0.8	5.1	100.0
44	1	2.7	5.3	55.2	15.0	0.8	10.9	0.9	bdl	9.2	100.0
44	2	2.6	5.2	54.8	15.9	0.9	11.5	1.0	bdl	8.3	100.0
44	3	3.6	2.7	52.6	19.8	0.9	13.8	0.8	0.7	5.2	100.0
44	4	3.0	3.9	58.1	14.9	1.3	10.0	1.1	bdl	7.5	99.8
44	5	3.3	3.2	51.9	18.8	1.0	12.6	1.0	0.8	7.2	99.0
45	1	2.8	6.4	51.4	17.9	0.7	12.8	0.7	0.8	6.4	99.8
45	2	3.0	5.5	52.7	18.2	0.9	13.0	0.9	bdl	5.8	100.0
49	1	2.8	7.0	51.4	17.4	0.9	12.6	0.7	1.0	6.2	100.0
50	1	3.2	3.4	53.4	19.0	0.9	13.1	0.8	1.0	5.3	100.0
51	1	2.7	6.5	54.8	16.3	0.8	11.1	0.8	0.0	7.0	100.0
53	1	2.6	7.0	51.6	16.7	0.6	13.0	0.7	0.8	6.9	100.0
53	2	3.1	5.9	51.3	18.8	0.7	13.7	0.6	bdl	5.7	100.0
53	4	2.9	10.3	50.5	16.2	0.8	11.7	0.6	0.9	6.0	100.0
53	5	2.8	5.5	51.9	17.5	0.7	13.3	0.9	1.0	6.5	100.0
58	1	3.0	5.3	52.0	18.8	0.6	12.7	0.8	1.0	6.0	100.0

ANEXO G: COMPOSICIÓN CUANTITATIVA DE ESPINELOS, MICROSONDA ELECTRÓNICA.

Tabla G1. Composiciones de los espinelos en wt% de óxido.

Sample	Na2O wt%	MgO wt%	SiO2 wt%	Al2O3 wt%	FeO wt%	MnO wt%	NiO wt%	K2O wt%	Cr2O3 wt%	CaO wt%	TiO2 wt%	Total wt%
MI-S1-SP1	bdl	12.89	0.15	14.80	21.34	0.39	0.13	0.01	47.77	0.08	0.29	97.84
MI-S6-SP1	0.00	12.15	0.33	15.93	26.42	0.36	0.11	bdl	41.24	0.02	0.66	97.23
MI-S7-SP3	0.01	12.66	0.14	13.74	21.90	0.40	0.09	bdl	48.60	0.08	0.30	97.93
MI-S7-SP3	bdl	12.68	0.16	14.34	22.37	0.37	0.08	0.00	47.88	0.10	0.30	98.29
MI-S17-SP1	bdl	12.31	0.10	13.82	24.16	0.37	0.09	bdl	45.99	0.03	0.41	97.29
MI-S21-SP1	bdl	13.48	0.14	13.97	18.16	0.35	0.19	0.00	50.28	0.03	0.26	96.84
MI-S21-SP1	bdl	13.37	0.13	13.85	18.07	0.36	0.20	bdl	50.11	0.01	0.25	96.35
MI-S26-SP1	0.01	14.16	0.11	13.64	16.71	0.33	0.19	bdl	52.82	0.02	0.23	98.22
MI-S26-SP1	0.01	14.21	0.11	13.61	16.79	0.34	0.19	bdl	52.88	0.01	0.24	98.40
MI-S26-SP2	bdl	14.32	0.11	13.56	16.81	0.34	0.20	0.00	52.50	0.02	0.24	98.09
MI-S26-SP2	0.01	14.20	0.12	13.50	16.81	0.32	0.19	bdl	52.24	0.02	0.26	97.67
MI-S30-SP1	0.06	13.54	0.09	13.29	17.48	0.35	0.18	0.00	52.35	0.05	0.25	97.63
MI-S30-SP1	0.10	13.67	0.09	13.28	17.39	0.35	0.17	bdl	52.28	0.05	0.24	97.62
MI-S42-SP1	bdl	9.57	0.11	13.14	25.15	0.45	0.10	0.00	48.32	0.02	0.27	97.13
MI-S42-SP1	0.01	9.59	0.15	13.11	25.17	0.43	0.10	bdl	48.18	0.01	0.29	97.05
MI-S42-SP2	bdl	10.41	0.13	15.15	24.43	0.44	0.09	bdl	47.13	0.02	0.29	98.10
MI-S42-SP2	bdl	10.56	0.11	15.14	24.24	0.42	0.09	0.00	47.15	0.01	0.25	97.96
MI-S45-SP1	bdl	10.64	0.16	12.43	21.83	0.43	0.11	bdl	51.60	0.11	0.26	97.58
MI-S46-SP1	0.00	13.40	0.41	14.60	18.75	0.36	0.20	0.01	48.87	0.16	0.25	97.02
MI-S46-SP1	bdl	13.40	0.11	13.66	18.99	0.40	0.18	bdl	50.92	0.06	0.25	97.98
MI-S46-SP3	bdl	13.42	0.14	14.69	20.82	0.40	0.13	bdl	49.12	0.02	0.26	99.01
MI-S47-SP1	bdl	14.21	0.10	13.56	18.02	0.34	0.19	0.00	50.41	0.01	0.30	97.15

MI-S47-SP2	bdl	11.93	0.13	15.23	20.26	0.39	0.14	bdl	49.58	0.06	0.25	97.98
MI-S47-SP2	0.01	11.93	0.13	15.29	20.39	0.39	0.14	0.00	49.53	0.05	0.28	98.13
MI-S51-SP1	bdl	13.26	0.06	15.79	22.37	0.34	0.13	0.00	45.44	0.03	0.49	97.91
MI-S51-SP1	bdl	13.47	0.07	15.76	22.21	0.34	0.14	0.00	45.54	0.02	0.49	98.04
MI-S54-SP1	0.01	14.81	0.09	14.74	18.43	0.32	0.20	0.00	48.15	0.01	0.37	97.13
MI-S54-SP1	bdl	14.81	0.09	15.59	18.67	0.33	0.21	bdl	47.17	0.02	0.39	97.27
MI-S28-SP1	bdl	13.87	0.17	12.33	16.58	0.34	0.17	0.01	52.54	0.00	0.26	96.26
MI-S28-SP1	0.01	13.81	0.15	12.53	16.83	0.35	0.15	bdl	52.33	0.00	0.28	96.44

Tabla G2. Resultado de la composición química cuantitativa de las inclusiones de espinelos en olvinos y cálculo de la fórmula estructural en base a 32 oxígenos. El cálculo de hierro férrico y hierro ferroso se realizó según el criterio estequiométrico de Droop et al. (1987).

Fórmula de espinelo (n=32)													
	Mg	Si	Al	Fetot	Fe3+	Fe2+	Mn	Ni	K	Cr	Ca	Ti	Total
Sample	4.944	0.039	4.487	4.591	1.554	3.037	0.086	0.027	0.003	9.718	0.022	0.083	24.000
MI-S1-SP1	4.672	0.085	4.842	5.696	2.199	3.498	0.079	0.023	0.000	8.406	0.006	0.192	24.000
MI-S6-SP1	4.883	0.035	4.188	4.737	1.629	3.109	0.088	0.020	0.000	9.939	0.023	0.087	24.000
MI-S7-SP3	4.860	0.040	4.345	4.809	1.672	3.137	0.081	0.017	0.001	9.732	0.029	0.087	24.000
MI-S7-SP3	4.777	0.026	4.240	5.259	1.999	3.260	0.082	0.019	0.000	9.467	0.009	0.121	24.000
MI-S17-SP1	5.219	0.035	4.276	3.945	1.178	2.766	0.076	0.039	0.001	10.324	0.009	0.076	24.000
MI-S21-SP1	5.207	0.033	4.263	3.947	1.174	2.772	0.081	0.042	0.000	10.350	0.004	0.074	24.000
MI-S21-SP1	5.403	0.028	4.116	3.578	1.004	2.574	0.071	0.040	0.000	10.691	0.007	0.067	24.000
MI-S26-SP1	5.415	0.027	4.099	3.588	1.023	2.565	0.074	0.040	0.000	10.683	0.004	0.070	24.000
MI-S26-SP1	5.466	0.029	4.092	3.599	1.086	2.513	0.075	0.040	0.000	10.627	0.004	0.069	24.000
MI-S26-SP2	5.446	0.030	4.093	3.616	1.073	2.543	0.070	0.040	0.000	10.625	0.006	0.075	24.000
MI-S26-SP2	5.225	0.024	4.054	3.783	1.041	2.742	0.077	0.037	0.001	10.714	0.014	0.072	24.000
MI-S30-SP1	5.275	0.023	4.051	3.762	1.070	2.692	0.077	0.035	0.000	10.695	0.014	0.069	24.000

MI-S30-SP1	3.899	0.030	4.231	5.744	1.446	4.298	0.104	0.021	0.002	10.435	0.005	0.083	24.555
MI-S42-SP1	3.906	0.041	4.224	5.753	1.437	4.316	0.101	0.021	0.000	10.410	0.004	0.090	24.551
MI-S42-SP1	4.050	0.033	4.659	5.329	1.382	3.946	0.098	0.020	0.000	9.721	0.004	0.086	24.000
MI-S42-SP2	4.107	0.028	4.658	5.291	1.410	3.880	0.092	0.019	0.000	9.729	0.002	0.073	24.000
MI-S42-SP2	4.274	0.044	3.946	4.919	1.069	3.849	0.097	0.025	0.000	10.991	0.033	0.080	24.408
MI-S45-SP1	5.166	0.105	4.448	4.052	1.209	2.843	0.079	0.041	0.003	9.988	0.043	0.074	24.000
MI-S46-SP1	5.146	0.029	4.149	4.092	1.279	2.812	0.087	0.038	0.000	10.371	0.017	0.071	24.000
MI-S46-SP1	5.084	0.035	4.398	4.423	1.515	2.908	0.086	0.027	0.000	9.866	0.005	0.075	24.000
MI-S46-SP3	5.468	0.026	4.126	3.890	1.361	2.529	0.074	0.039	0.000	10.285	0.004	0.088	24.000
MI-S47-SP1	4.601	0.034	4.641	4.381	1.005	3.376	0.086	0.029	0.000	10.138	0.016	0.074	24.000
MI-S47-SP2	4.592	0.033	4.653	4.403	1.010	3.393	0.085	0.030	0.001	10.110	0.013	0.081	24.000
MI-S47-SP2	5.045	0.016	4.748	4.773	1.769	3.004	0.074	0.026	0.000	9.167	0.009	0.142	24.000
MI-S51-SP1	5.111	0.016	4.728	4.728	1.792	2.936	0.074	0.029	0.001	9.165	0.006	0.142	24.000
MI-S51-SP1	5.645	0.023	4.441	3.940	1.571	2.369	0.069	0.041	0.001	9.730	0.003	0.106	24.000
MI-S54-SP1	5.616	0.023	4.674	3.971	1.570	2.401	0.071	0.043	0.000	9.486	0.004	0.112	24.000
MI-S54-SP1	5.424	0.043	3.811	3.637	1.057	2.580	0.075	0.036	0.002	10.895	0.000	0.077	24.000
MI-S28-SP1	5.390	0.040	3.866	3.685	1.062	2.623	0.077	0.032	0.000	10.829	0.000	0.082	24.000

Tabla G3. Fracciones molares utilizadas para la estimación de la fO_2 con el oxibárometro de olivino-espínelo de Ballhaus et al. (1991).

Sample	Fe ²⁺ /Fe ²⁺ +Fe ³⁺	Fe ³⁺ /Fe ²⁺ +Fe ³⁺	X _{Feⁱⁱⁱ} ^{Sp}	X _{Feⁱⁱ} ^{Sp}	X _{Mg} ^{Sp}	X _{Al} ^{Sp}	X _{Cr} ^{Sp}	Cr#
MI-S1-SP1	0.6616	0.3384	0.0986	0.3806	0.6194	0.2847	0.6167	68.4131
MI-S6-SP1	0.6140	0.3860	0.1423	0.4281	0.5719	0.3135	0.5442	63.4507
MI-S7-SP3	0.6562	0.3438	0.1034	0.3890	0.6110	0.2658	0.6308	70.3563
MI-S7-SP3	0.6523	0.3477	0.1062	0.3923	0.6077	0.2759	0.6179	69.1342
MI-S17-SP1	0.6199	0.3801	0.1273	0.4057	0.5943	0.2700	0.6027	69.0661
MI-S21-SP1	0.7013	0.2987	0.0747	0.3464	0.6536	0.2710	0.6543	70.7100
MI-S21-SP1	0.7025	0.2975	0.0744	0.3474	0.6526	0.2700	0.6556	70.8298
MI-S26-SP1	0.7194	0.2806	0.0635	0.3227	0.6773	0.2603	0.6762	72.2044
MI-S26-SP1	0.7148	0.2852	0.0647	0.3214	0.6786	0.2594	0.6759	72.2699
MI-S26-SP2	0.6983	0.3017	0.0687	0.3150	0.6850	0.2589	0.6724	72.2023
MI-S26-SP2	0.7032	0.2968	0.0679	0.3183	0.6817	0.2592	0.6729	72.1903
MI-S30-SP1	0.7249	0.2751	0.0658	0.3442	0.6558	0.2564	0.6777	72.5497
MI-S30-SP1	0.7156	0.2844	0.0677	0.3379	0.6621	0.2561	0.6762	72.5274
MI-S42-SP1	0.7483	0.2517	0.0897	0.5243	0.4757	0.2626	0.6477	71.1512
MI-S42-SP1	0.7502	0.2498	0.0894	0.5249	0.4751	0.2628	0.6477	71.1346
MI-S42-SP2	0.7406	0.2594	0.0877	0.4935	0.5065	0.2956	0.6167	67.6005
MI-S42-SP2	0.7334	0.2666	0.0893	0.4858	0.5142	0.2949	0.6158	67.6215
MI-S45-SP1	0.7826	0.2174	0.0668	0.4739	0.5261	0.2465	0.6867	73.5828
MI-S46-SP1	0.7017	0.2983	0.0772	0.3550	0.6450	0.2843	0.6384	69.1874
MI-S46-SP1	0.6873	0.3127	0.0810	0.3534	0.6466	0.2626	0.6564	71.4283
MI-S46-SP3	0.6574	0.3426	0.0960	0.3638	0.6362	0.2787	0.6252	69.1652
MI-S47-SP1	0.6501	0.3499	0.0863	0.3162	0.6838	0.2616	0.6521	71.3713
MI-S47-SP2	0.7707	0.2293	0.0636	0.4232	0.5768	0.2940	0.6423	68.5990
MI-S47-SP2	0.7707	0.2293	0.0640	0.4249	0.5751	0.2950	0.6410	68.4845

MI-S51-SP1	0.6294	0.3706	0.1128	0.3732	0.6268	0.3027	0.5845	65.8773
MI-S51-SP1	0.6210	0.3790	0.1142	0.3648	0.6352	0.3014	0.5843	65.9704
MI-S54-SP1	0.6013	0.3987	0.0998	0.2956	0.7044	0.2821	0.6181	68.6594
MI-S54-SP1	0.6047	0.3953	0.0998	0.2995	0.7005	0.2971	0.6031	66.9921
MI-S28-SP1	0.7094	0.2906	0.0671	0.3224	0.6776	0.2418	0.6912	74.0836
MI-S28-SP1	0.7118	0.2882	0.0674	0.3273	0.6727	0.2454	0.6873	73.6908

ANEXO H : COMPOSICIÓN CUANTITATIVA DEL OLIVINO, MICROSONDA ELECTRÓNICA.

Tabla H1. Composiciones de los olivinos en wt% de óxido.

Sample	Na₂O	MgO	SiO₂	Al₂O₃	FeO	MnO	NiO	K₂O	Cr₂O₃	CaO	TiO₂	Total
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
MI-S1-OL1	bdl	48.35	41.65	0.03	8.54	0.12	0.40	bdl	0.08	0.14	0.02	99.34
MI-S7-OL1	0.00	50.62	42.24	0.03	8.63	0.13	0.41	0.00	0.08	0.13	0.00	102.27
MI-S31-OL2	0.00	50.19	41.58	0.02	7.81	0.11	0.43	bdl	0.07	0.12	bdl	100.33
MI-S7-OL3	bdl	50.28	42.80	0.02	7.96	0.13	0.43	0.00	0.07	0.12	0.01	101.82
MI-S17-OL1	bdl	47.60	41.13	0.00	11.86	0.16	0.17	bdl	0.04	0.15	0.00	101.11
MI-S21-OL1	0.01	50.81	41.67	0.03	7.76	0.12	0.47	0.00	0.08	0.12	bdl	101.06
MI-S21-OL1	bdl	50.49	41.57	0.01	7.71	0.11	0.47	bdl	0.08	0.13	bdl	100.56
S26-MI1	bdl	49.47	41.42	0.02	9.13	0.14	0.32	bdl	0.04	0.15	bdl	100.69
S26-MI1	bdl	49.54	41.47	0.01	9.12	0.15	0.33	bdl	0.04	0.15	bdl	100.83
S26-MI1	bdl	49.39	41.49	0.02	9.01	0.14	0.34	bdl	0.04	0.15	bdl	100.57
S26-MI1	bdl	49.30	41.47	0.02	8.91	0.13	0.34	bdl	0.04	0.16	bdl	100.37
MI-S30-OL1	0.00	50.32	41.80	0.02	7.93	0.12	0.47	0.00	0.10	0.12	bdl	100.89
MI-S30-OL2	0.01	50.28	41.89	0.03	7.93	0.12	0.47	bdl	0.11	0.13	0.02	100.98
MI-S42-OL1	0.00	49.98	42.39	0.04	7.97	0.12	0.45	bdl	0.08	0.13	bdl	101.16
MI-S42-OL1	0.01	50.43	42.70	0.02	7.97	0.13	0.45	0.01	0.08	0.12	bdl	101.93
MI-S42-OL2	bdl	50.73	42.71	0.03	8.03	0.11	0.45	0.00	0.07	0.12	0.01	102.28
MI-S42-OL2	bdl	50.75	42.84	0.03	7.98	0.12	0.45	bdl	0.06	0.11	0.00	102.34
MI-S45-OL1	bdl	49.67	41.08	0.01	9.29	0.13	0.34	0.00	0.06	0.12	bdl	100.71
MI-S46-OL1	bdl	50.83	41.11	0.01	7.93	0.13	0.46	0.00	0.12	0.13	0.00	100.72
MI-S46-OL1	bdl	50.61	41.26	0.02	7.96	0.12	0.46	bdl	0.13	0.13	bdl	100.70
MI-S46- OLTRANSECT	bdl	50.76	40.36	0.04	7.54	0.10	0.49	0.00	0.07	0.13	bdl	99.48

MI-S47-OL1	bdl	50.48	41.16	0.01	8.32	0.13	0.41	bdl	0.08	0.13	0.00	100.72
MI-S47-OL1	bdl	50.48	41.16	0.01	8.32	0.13	0.41	bdl	0.08	0.13	0.00	100.72
MI-S47-OL1	bdl	49.32	40.67	0.02	8.36	0.13	0.41	bdl	0.10	0.13	bdl	99.14
S49-MI2	bdl	48.69	42.49	0.02	8.97	0.14	0.35	bdl	0.05	0.14	bdl	100.84
S49-MI2	bdl	48.82	42.57	0.02	8.92	0.13	0.35	bdl	0.05	0.14	bdl	101.01
MI-S54-OL	bdl	50.62	40.44	0.04	8.44	0.14	0.39	bdl	0.06	0.15	bdl	100.28
MI-S54-OL	bdl	51.03	40.93	0.03	8.47	0.11	0.39	bdl	0.07	0.15	0.02	101.20
MI-S28-OL1	0.00	50.16	41.32	0.02	7.75	0.11	0.34	bdl	0.09	0.14	0.00	99.95
MI-S28-OL1	bdl	50.28	41.33	0.02	7.76	0.13	0.32	bdl	0.09	0.13	bdl	100.06

Tabla H2. Cálculo de la fórmula estructural de olivino normalizada a 4 oxígenos.

Fórmula de olivino (n=4)												
Sample	Na	Mg	Si	Al	Fetot	Mn	Ni	K	Cr	Ca	Ti	Total
MI-S1-OL1	0.0000	1.7657	1.0204	0.0009	0.1749	0.0025	0.0079	0.0000	0.0016	0.0036	0.0004	2.9779
MI-S7-OL1	0.0001	1.7979	1.0064	0.0007	0.1720	0.0027	0.0079	0.0001	0.0015	0.0032	0.0000	2.9926
MI-S31-OL2	0.0001	1.8115	1.0068	0.0007	0.1580	0.0022	0.0084	0.0000	0.0013	0.0032	0.0000	2.9923
MI-S7-OL3	0.0000	1.7855	1.0195	0.0006	0.1586	0.0025	0.0082	0.0001	0.0013	0.0031	0.0001	2.9795
MI-S17-OL1	0.0000	1.7346	1.0056	0.0000	0.2425	0.0033	0.0034	0.0000	0.0007	0.0039	0.0001	2.9940
MI-S21-OL1	0.0004	1.8215	1.0021	0.0008	0.1560	0.0025	0.0092	0.0000	0.0015	0.0031	0.0000	2.9970
MI-S21-OL1	0.0000	1.8183	1.0043	0.0003	0.1557	0.0023	0.0091	0.0000	0.0015	0.0033	0.0000	2.9948
S26-MI1	0.0000	1.7897	1.0051	0.0004	0.1853	0.0030	0.0063	0.0000	0.0007	0.0040	0.0000	2.9944
S26-MI1	0.0000	1.7897	1.0050	0.0004	0.1849	0.0031	0.0065	0.0000	0.0008	0.0040	0.0000	2.9944
S26-MI1	0.0000	1.7874	1.0072	0.0006	0.1829	0.0028	0.0066	0.0000	0.0008	0.0039	0.0000	2.9921
S26-MI1	0.0000	1.7870	1.0082	0.0005	0.1812	0.0027	0.0066	0.0000	0.0008	0.0041	0.0000	2.9911
MI-S30-OL1	0.0000	1.8073	1.0071	0.0006	0.1599	0.0025	0.0091	0.0001	0.0019	0.0030	0.0000	2.9917
MI-S30-OL2	0.0005	1.8043	1.0082	0.0007	0.1595	0.0025	0.0091	0.0000	0.0021	0.0033	0.0003	2.9904

MI-S42-OL1	0.0002	1.7876	1.0170	0.0010	0.1599	0.0025	0.0088	0.0000	0.0015	0.0034	0.0000	2.9819
MI-S42-OL1	0.0003	1.7901	1.0167	0.0005	0.1588	0.0025	0.0087	0.0002	0.0015	0.0032	0.0000	2.9825
MI-S42-OL2	0.0000	1.7952	1.0138	0.0010	0.1594	0.0023	0.0086	0.0001	0.0014	0.0029	0.0002	2.9849
MI-S42-OL2	0.0000	1.7937	1.0156	0.0007	0.1582	0.0024	0.0086	0.0000	0.0012	0.0028	0.0001	2.9833
MI-S45-OL1	0.0000	1.7998	0.9983	0.0003	0.1888	0.0027	0.0066	0.0001	0.0012	0.0032	0.0000	3.0010
MI-S46-OL1	0.0000	1.8324	0.9941	0.0003	0.1604	0.0027	0.0090	0.0000	0.0023	0.0034	0.0001	3.0046
MI-S46-OL1	0.0000	1.8242	0.9977	0.0006	0.1610	0.0025	0.0090	0.0000	0.0025	0.0032	0.0000	3.0008
MI-S46- OLTRANSECT	0.0000	1.8517	0.9876	0.0010	0.1544	0.0021	0.0097	0.0000	0.0014	0.0033	0.0000	3.0112
MI-S47-OL1	0.0000	1.8218	0.9965	0.0002	0.1685	0.0026	0.0081	0.0000	0.0014	0.0035	0.0001	3.0026
MI-S47-OL1	0.0000	1.8218	0.9965	0.0002	0.1685	0.0026	0.0081	0.0000	0.0014	0.0035	0.0001	3.0026
MI-S47-OL1	0.0000	1.8089	1.0006	0.0005	0.1720	0.0027	0.0082	0.0000	0.0018	0.0035	0.0000	2.9982
S49-MI2	0.0000	1.7524	1.0256	0.0004	0.1811	0.0028	0.0068	0.0000	0.0010	0.0036	0.0000	2.9737
S49-MI2	0.0000	1.7534	1.0257	0.0005	0.1798	0.0027	0.0068	0.0000	0.0010	0.0036	0.0000	2.9735
MI-S54-OL	0.0000	1.8391	0.9855	0.0012	0.1719	0.0029	0.0077	0.0000	0.0011	0.0039	0.0000	3.0133
MI-S54-OL	0.0000	1.8357	0.9877	0.0008	0.1710	0.0023	0.0076	0.0000	0.0013	0.0040	0.0004	3.0108
MI-S28-OL1	0.0001	1.8175	1.0042	0.0006	0.1576	0.0023	0.0067	0.0000	0.0018	0.0038	0.0000	2.9946
MI-S28-OL1	0.0000	1.8196	1.0034	0.0006	0.1576	0.0026	0.0062	0.0000	0.0018	0.0035	0.0000	2.9954

Continuación tabla H2. Fracciones molares utilizadas para la estimación de la fO_2 con el oxibarómetro de olivino-espino de Ballhaus et al. (1991).

Sample	Mg#	Fo	Fa	XFeOl	XMgOl
MI-S1-OL1	90.9861	90.8702	9.0024	0.0901	0.9099
MI-S7-OL1	91.2681	91.1435	8.7200	0.0873	0.9127
MI-S31-OL2	91.9753	91.8735	8.0158	0.0802	0.9198
MI-S7-OL3	91.8401	91.7209	8.1493	0.0816	0.9184
MI-S17-OL1	87.7366	87.5920	12.2432	0.1226	0.8774
MI-S21-OL1	92.1093	91.9933	7.8807	0.0789	0.9211
MI-S21-OL1	92.1137	92.0077	7.8772	0.0789	0.9211
S26-MI1	90.6176	90.4818	9.3683	0.0938	0.9062
S26-MI1	90.6352	90.4939	9.3502	0.0936	0.9064
S26-MI1	90.7160	90.5878	9.2708	0.0928	0.9072
S26-MI1	90.7959	90.6698	9.1913	0.0920	0.9080
MI-S30-OL1	91.8729	91.7558	8.1167	0.0813	0.9187
MI-S30-OL2	91.8758	91.7605	8.1140	0.0812	0.9188
MI-S42-OL1	91.7898	91.6718	8.1997	0.0821	0.9179
MI-S42-OL1	91.8532	91.7337	8.1362	0.0815	0.9185
MI-S42-OL2	91.8452	91.7368	8.1452	0.0815	0.9185
MI-S42-OL2	91.8961	91.7831	8.0939	0.0810	0.9190
MI-S45-OL1	90.5047	90.3816	9.4824	0.0950	0.9050
MI-S46-OL1	91.9514	91.8283	8.0378	0.0805	0.9195
MI-S46-OL1	91.8899	91.7732	8.0999	0.0811	0.9189
MI-S46-OLTRANSECT	92.3043	92.2085	7.6877	0.0770	0.9230
MI-S47-OL1	91.5334	91.4157	8.4557	0.0847	0.9153
MI-S47-OL1	91.5334	91.4157	8.4557	0.0847	0.9153
MI-S47-OL1	91.3158	91.1937	8.6726	0.0868	0.9132

S49-MI2	90.6337	90.5029	9.3527	0.0937	0.9063
S49-MI2	90.6980	90.5695	9.2888	0.0930	0.9070
MI-S54-OL	91.4503	91.3190	8.5374	0.0855	0.9145
MI-S54-OL	91.4792	91.3727	8.5109	0.0852	0.9148
MI-S28-OL1	92.0211	91.9155	7.9697	0.0798	0.9202
MI-S28-OL1	92.0274	91.9064	7.9621	0.0797	0.9203

ANEXO I: DATOS COMPOSICIONALES DE LAS INCLUSIONES VÍTREAS MEDIDOS CON MICROSONDA ELECTRÓNICA.

	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	SO2	H2O	Total
Sample	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
Ol_1C_MI_1	49.91	0.73	17.30	6.96	0.12	6.55	11.61	2.95	0.78	0.16	0.25	2.57	97.43
Ol_1C_MI_2	50.80	0.76	17.82	6.57	0.18	5.77	11.60	3.03	0.86	0.12	0.32	2.05	97.95
Ol_1B_MI_2	49.81	0.75	16.51	7.36	0.11	6.37	11.22	2.73	0.78	0.10	0.34	3.81	96.19
Ol_1B_MI_1	49.61	0.72	16.49	7.44	0.18	6.77	11.05	2.68	0.76	0.12	0.34	3.74	96.26
Ol_1B_MI_3	49.25	0.73	16.42	7.49	0.18	7.07	11.11	2.68	0.72	0.12	0.33	3.83	96.17
Ol_1A_MI_1_	47.43	0.72	17.37	6.81	0.10	7.36	12.61	2.53	0.67	0.11	0.55	3.62	96.38
Ol_1A_MI_2	47.38	0.57	17.38	7.06	0.15	6.55	12.61	2.78	0.68	0.11	0.55	4.03	95.97
Ol_1D_MI_1	47.55	0.75	18.99	6.63	0.15	7.00	12.68	3.20	0.82	0.11	0.44	1.54	98.46
Ol_1D_MI_2	47.42	0.80	19.00	6.54	0.16	7.02	12.79	3.07	0.85	0.14	0.46	1.60	98.40
Ol_1D_MI_3	47.66	0.77	18.97	6.56	0.16	7.09	12.82	3.10	0.85	0.11	0.41	1.36	98.64
Ol_2C_MI_1	46.27	0.79	20.05	6.39	0.14	6.84	13.30	3.10	0.79	0.16	0.49	1.54	98.46
Ol_2C_MI_2	47.17	0.65	19.46	6.03	0.09	6.87	13.39	2.98	0.79	0.16	0.30	1.96	98.04
Ol_2C_MI_3	48.02	0.74	18.26	6.49	0.13	7.40	12.68	2.96	0.77	0.11	0.45	1.86	98.14
Ol_2C_MI_4	48.13	0.69	18.01	6.23	0.07	7.34	12.63	2.93	0.76	0.13	0.48	2.49	97.51
Ol_2C_MI_1_A	48.27	0.84	19.62	5.28	0.08	6.93	13.78	3.26	0.90	0.15	0.53	0.22	99.78
Ol_1A_MI_1_A	49.18	0.73	17.42	7.22	0.12	7.57	11.01	3.01	0.88	0.18	0.29	2.28	97.72
Ol_1A_MI_2_A	49.16	0.72	17.46	7.20	0.11	7.62	11.12	3.11	0.85	0.17	0.26	2.11	97.89
Ol_2D_MI_1	49.80	0.82	18.56	5.63	0.13	3.65	13.95	2.81	0.73	0.15	0.60	3.01	96.99
Ol_2D_MI_2	48.27	0.69	18.45	5.27	0.10	6.70	12.60	2.95	0.79	0.12	0.56	3.36	96.64
Ol_3A_MI_1	49.30	0.81	19.48	5.77	0.06	5.28	13.10	3.09	0.77	0.17	0.44	1.62	98.38
Ol_3B_MI_1	48.48	0.68	16.02	8.61	0.10	7.23	10.56	2.59	0.89	0.12	0.43	4.15	95.85
Ol_3B_MI_2	48.24	0.69	16.16	8.70	0.14	7.23	10.71	2.63	0.88	0.11	0.41	3.97	96.03
Ol_3C_MI_1	46.70	0.80	19.00	5.93	0.09	7.34	12.72	2.97	0.82	0.15	0.52	2.84	97.16
Ol_4A_MI_1	46.78	0.88	19.23	7.16	0.12	6.75	12.78	3.23	0.84	0.17	0.43	1.50	98.50

OI_4B_MI_1	48.35	0.72	17.98	5.77	0.09	6.43	13.06	2.66	0.68	0.14	0.52	3.49	96.51
OI_4B_MI_2	48.33	0.73	17.92	5.66	0.11	6.79	13.23	2.63	0.67	0.13	0.64	3.04	96.96
OI_4B_MI_3	48.46	0.72	17.62	6.29	0.08	6.25	13.29	2.61	0.62	0.11	0.52	3.28	96.72
OI_4D_MI_1	47.70	0.75	18.85	6.47	0.07	6.77	12.83	2.80	0.75	0.13	0.47	2.30	97.70
OI_4D_MI_2	45.74	0.75	19.24	6.13	0.10	6.55	12.65	2.80	0.77	0.15	0.46	4.52	95.48
OI_5A_MI_1	45.38	0.77	18.78	5.65	0.13	6.73	13.31	2.88	0.74	0.11	0.44	4.93	95.07
OI_5A_MI_2	46.31	0.79	19.13	5.92	0.14	6.76	13.35	2.95	0.75	0.13	0.50	3.15	96.85
OI_5B_MI_2	47.73	0.83	19.51	6.04	0.09	6.54	13.19	3.10	0.83	0.17	0.45	1.38	98.62
OI_5C_MI_1	48.63	0.76	17.49	6.58	0.13	6.88	12.80	2.45	0.84	0.11	0.36	2.85	97.15
OI_5C_MI_2	48.50	0.77	18.39	5.88	0.13	6.25	12.58	3.07	0.86	0.05	0.47	2.90	97.10
OI_5D_MI_1	48.14	0.67	16.69	5.91	0.05	5.20	13.28	2.40	0.62	0.12	0.53	6.25	93.75
OI_5D_MI_2	48.55	0.67	16.52	6.26	0.10	5.03	13.29	2.40	0.63	0.12	0.67	5.64	94.36
OI_5D_MI_3	49.47	0.75	18.08	5.31	0.10	3.23	13.41	2.85	0.76	0.11	0.65	5.12	94.88
OI_5D_MI_4	48.01	0.72	17.55	5.63	0.14	7.08	12.65	2.97	0.78	0.10	0.45	3.79	96.21
OI_5F_MI_2	47.59	0.67	17.94	6.35	0.14	7.33	12.87	2.71	0.69	0.14	0.60	2.85	97.15
OI_5F_MI_3	48.06	0.71	18.65	5.77	0.08	7.29	13.38	2.85	0.75	0.11	0.59	1.62	98.38
OI_5F_MI_4	47.38	0.67	19.20	5.73	0.11	6.74	13.99	2.56	0.64	0.14	0.43	2.30	97.70
OI_5F_MI_5	47.53	0.73	17.89	6.05	0.10	6.69	13.09	2.71	0.68	0.18	0.57	3.64	96.36
OI_6A_MI_1	48.37	0.71	17.51	6.57	0.16	6.11	12.77	2.59	0.64	0.09	0.46	3.90	96.10
OI_6A_MI_2	53.30	0.82	16.54	8.17	0.19	5.59	10.05	3.12	1.03	0.13	0.03	0.93	99.07
OI_6D_MI_1	47.40	0.68	17.22	7.10	0.09	7.41	11.74	2.53	0.68	0.12	0.42	4.49	95.51
S1-MI2	47.87	0.68	21.26	5.61	0.06	4.59	13.19	2.65	0.75	0.14	0.58	2.47	99.85
S1-MI3	47.84	0.75	17.39	5.83	0.03	5.22	12.72	2.60	0.80	0.12	0.64	5.91	99.85
S6-MI1	47.90	0.85	18.61	7.98	0.15	4.08	12.69	3.04	0.80	0.28	0.38	3.12	99.88
S7-MI4	54.33	0.91	14.50	7.83	0.18	5.67	9.38	3.47	0.98	0.16	0.02	2.46	99.90
S7-MI4-2	54.57	0.89	15.43	8.01	0.17	5.55	9.22	3.31	1.25	0.19	bdl	1.21	99.81
S7-MI1-1	53.24	0.76	14.81	7.24	0.12	5.97	10.94	2.92	1.06	0.13	0.01	2.67	99.86
S7-MI1-2	53.01	0.71	15.06	7.33	0.09	6.07	10.87	3.02	1.01	0.09	0.01	2.63	99.91
S7-MI5	47.49	0.69	17.27	6.08	0.12	6.51	11.67	2.56	0.70	0.19	0.71	5.87	99.85

S10-MI1	46.63	0.74	17.43	7.09	0.13	6.52	12.28	2.64	0.77	0.18	0.47	4.99	99.88
S15-MI1	46.08	0.68	16.90	5.96	0.14	7.27	12.55	2.72	0.73	0.12	0.48	6.21	99.84
S7-MI4-2.2	51.84	0.87	13.75	7.85	0.13	5.69	9.53	3.21	1.19	0.21	bdl	5.55	99.82
S7-MI4-2.3	51.89	0.91	14.27	7.80	0.11	5.53	9.13	2.45	1.08	0.11	bdl	6.64	99.92
S18-MI1	48.11	0.60	16.43	6.11	0.08	7.82	11.08	2.55	0.51	0.13	0.46	5.85	99.72
S1-MI2	48.76	0.76	18.51	5.84	0.08	4.76	13.17	2.38	0.64	0.16	0.62	4.15	99.83
S6-MI1	48.25	0.80	18.95	8.18	0.18	4.03	12.32	2.95	0.86	0.24	0.41	2.67	99.85
S18-MI4	48.40	0.64	16.22	6.43	0.17	7.91	11.59	2.34	0.63	0.12	0.54	4.82	99.82
S18-MI5	47.36	0.61	16.20	6.72	0.13	6.87	12.35	2.20	0.48	0.08	0.50	6.36	99.87
S18-MI2	49.78	0.70	17.08	6.36	0.12	5.38	11.87	2.19	0.62	0.10	0.58	5.00	99.76
S18-MI2B	50.35	0.71	17.39	6.80	0.14	5.67	12.52	0.99	0.64	0.13	0.57	3.84	99.77
S18-MI3	48.03	0.68	17.42	6.58	0.21	6.80	12.68	2.39	0.47	0.06	0.53	3.89	99.74
S18-MI5	48.14	0.67	19.47	6.28	0.10	6.08	12.41	2.16	0.40	0.18	0.51	3.37	99.78
S19-MI2	47.12	0.73	18.79	5.30	0.06	5.19	14.22	2.53	0.67	0.16	0.66	4.41	99.82
S19-MI1	48.65	0.73	18.82	5.72	0.08	5.35	13.11	2.99	0.69	0.15	0.38	3.20	99.86
S19-MI1.2	47.93	0.83	18.89	5.58	0.10	4.24	13.25	2.92	0.73	0.20	0.40	4.74	99.82
S21-MI1.1	46.82	0.70	17.36	6.51	0.07	6.38	12.33	2.67	0.76	0.10	0.48	5.60	99.78
S21-MI1.2	47.12	0.71	17.68	6.28	0.10	6.34	11.94	3.00	0.89	0.10	0.41	5.07	99.63
S21-MI1.3	47.22	0.74	17.62	6.46	0.13	7.15	12.33	3.00	0.79	0.10	0.46	3.89	99.88
S26-MI1	47.21	0.77	20.16	5.47	0.16	6.12	13.97	3.34	0.73	0.18	0.53	1.20	99.84
S28-MI1	47.56	0.78	19.21	5.73	0.07	5.99	13.31	2.82	0.74	0.10	0.56	2.95	99.81
S30-MI1	45.52	0.82	18.39	5.54	0.08	6.63	13.70	3.29	0.78	0.18	0.42	4.47	99.82
S30-MI2	48.05	0.78	18.73	5.65	0.11	5.45	13.83	2.60	0.71	0.22	0.56	3.05	99.74
S10-MI1	46.92	0.79	19.10	7.15	0.12	6.57	12.55	2.70	0.66	0.14	0.57	2.65	99.91
S14-MI1	43.62	0.72	18.54	5.73	0.01	6.90	13.31	3.14	0.71	0.18	0.57	6.37	99.82
S14-MI2	45.89	0.69	19.29	5.13	0.05	4.82	13.76	3.05	0.81	0.08	0.57	5.59	99.75
S14-MI3	45.70	0.68	19.06	5.05	0.06	6.44	13.41	3.15	0.63	0.16	0.49	4.99	99.81
S17-MI2	47.93	0.81	18.64	8.16	0.14	4.96	11.71	3.23	0.73	0.11	0.37	2.98	99.78
S17-MI3	48.01	0.70	18.90	8.40	0.16	5.42	11.28	3.02	0.69	0.21	0.43	2.69	99.91

S31-MI1	46.18	0.66	18.40	5.97	0.04	6.13	13.31	2.99	0.75	0.22	0.64	4.54	99.83
S31-MI2	45.92	0.72	19.42	5.72	0.06	5.60	13.54	3.13	0.78	0.03	0.50	4.17	99.59
S31-MI3	45.44	0.68	18.23	5.64	0.08	6.31	13.44	2.62	0.82	0.25	0.55	5.81	99.86
S31-MI4	47.09	0.69	17.94	6.25	0.14	6.48	12.40	2.66	0.65	0.19	0.51	4.78	99.77
S34-MI1	44.56	0.65	18.79	7.71	0.08	6.07	12.94	2.80	0.63	0.12	0.41	5.06	99.82
S34-MI1.2	45.29	0.69	19.20	7.77	0.07	6.61	13.15	3.08	0.74	0.11	0.42	2.63	99.76
S34-MI2	47.31	0.74	19.97	6.65	0.08	6.67	12.89	2.92	0.66	0.24	0.44	1.29	99.86
S38-MI1	47.14	0.78	18.29	7.28	0.10	7.11	11.87	2.93	0.95	0.17	0.40	2.85	99.89
S38-MI1.2	47.15	0.70	18.13	7.32	0.08	6.84	11.93	2.79	1.05	0.14	0.42	3.31	99.85
S38-MI3	46.24	0.68	16.34	7.81	0.09	6.49	11.76	2.66	0.70	0.11	0.47	6.36	99.72
S38-MI4	45.13	0.72	17.12	8.23	0.16	7.05	11.76	2.48	0.67	0.16	0.46	5.87	99.81
S38-MI5	47.00	0.80	17.46	7.88	0.15	6.79	12.15	2.84	0.90	0.16	0.47	3.27	99.86
S39-MI1	48.61	0.73	19.71	5.57	0.08	6.80	12.70	2.63	0.76	0.08	0.45	1.63	99.76
S39-MI1.2	47.06	0.75	18.42	6.00	0.17	7.34	13.03	3.00	0.68	0.17	0.43	2.73	99.78
S39-MI2	51.84	0.70	16.51	7.56	0.17	6.10	10.60	3.17	0.95	0.17	0.04	2.07	99.89
S40-MI1	47.93	0.69	17.24	6.78	0.06	8.19	11.98	2.44	0.60	0.16	0.46	3.23	99.76
S40-MI1.2	48.60	0.67	17.58	6.70	0.15	7.64	11.79	2.31	0.58	0.09	0.57	3.17	99.86
S40-MI2.2	51.81	0.72	17.39	7.23	0.11	6.14	11.76	2.60	0.75	0.12	0.11	1.18	99.92
S41-M1	45.46	0.73	17.62	6.74	0.11	6.07	12.99	2.58	0.70	0.11	0.55	6.16	99.81
S41-M1.2	45.76	0.74	17.17	6.70	0.16	7.10	12.69	2.71	0.66	0.13	0.60	5.38	99.80
S42-MI4	45.48	0.81	19.76	5.66	0.01	7.00	14.59	3.13	0.74	0.19	0.58	1.86	99.82
S42-MI4.2	45.71	0.81	20.55	5.63	0.08	6.47	14.24	3.25	0.84	0.15	0.56	1.40	99.69
S42-MI5- SEVERARA	46.58	0.74	18.97	5.26	0.06	6.58	14.59	3.09	0.79	0.11	0.66	2.27	99.69
S45-MI2.2	53.56	0.87	15.59	8.05	0.16	5.55	9.65	3.40	1.21	0.22	bdl	1.47	99.73
S45-MI1	46.10	0.71	18.25	7.26	0.11	7.70	12.58	3.03	0.64	0.12	0.51	2.88	99.87
S45-MI1.2	46.69	0.72	18.07	7.22	0.14	7.64	12.67	2.96	0.71	0.05	0.47	2.52	99.86
S46-MI1	48.33	0.59	15.75	6.70	0.11	8.51	11.35	2.20	0.61	0.10	0.50	5.03	99.80
S46-MI1.2	48.67	0.58	15.65	6.32	0.13	9.34	11.05	2.43	0.55	0.16	0.52	4.49	99.89

S48-MI2	45.99	0.73	19.94	6.97	0.16	6.72	13.35	3.26	0.76	0.21	0.55	1.16	99.80
S49-MI1	48.93	0.88	18.87	4.93	0.10	5.58	10.72	3.40	0.79	0.24	0.47	4.97	99.88
S49-MI2	48.60	0.70	19.19	7.19	0.07	6.40	11.75	2.99	0.77	0.25	0.34	1.61	99.87
S49-MI2.2	45.91	0.71	18.63	7.08	0.09	5.82	11.77	3.07	0.89	0.32	0.36	5.21	99.86
S50-MI1	53.51	0.88	15.84	6.61	0.13	5.52	10.40	3.27	1.20	0.08	0.01	2.41	99.89
S50-MI1.2	53.53	0.83	16.94	6.75	0.15	5.61	10.00	3.00	1.16	0.13	bdl	1.71	99.80
S50-MI2.2	52.87	0.79	15.96	6.20	0.13	6.19	10.01	3.48	1.10	0.18	bdl	2.81	99.72
S51-MI2	47.16	0.90	17.30	7.87	0.13	4.96	11.88	2.75	0.61	0.23	0.51	5.42	99.73
S51-MI3	45.94	0.77	17.57	8.01	0.17	4.91	12.10	3.05	0.71	0.16	0.56	5.87	99.82
S52-MI1	45.58	0.72	19.03	7.22	0.18	6.42	12.23	2.81	0.70	0.11	0.35	4.51	99.86
S52-MI1.2	47.27	0.70	17.86	7.46	0.11	6.99	12.53	2.78	0.64	0.18	0.40	2.96	99.88
S52-MI2	53.67	0.89	15.06	8.57	0.18	5.57	9.22	3.21	1.26	0.26	0.02	1.97	99.87
S52-MI2.2	53.97	0.94	14.89	8.04	0.16	5.39	9.24	3.29	1.18	0.19	bdl	2.62	99.91
S52-MI4	53.56	0.86	14.98	8.08	0.23	5.59	9.30	3.21	1.02	0.26	0.01	2.76	99.85
S52-MI4.2	53.93	0.98	15.72	8.04	0.20	5.62	9.31	3.15	1.19	0.09	bdl	1.56	99.79
S52-MI5	54.09	0.89	15.41	8.38	0.06	5.67	9.45	3.16	1.19	0.21	0.02	1.28	99.81
S52-MI5.2	53.56	0.88	15.85	7.95	0.14	5.49	9.92	3.15	1.13	0.16	bdl	1.60	99.83
S53-MI1	48.61	0.70	18.38	5.67	0.08	3.56	12.73	2.66	0.61	0.13	0.67	6.01	99.79
S53-MI1.2	49.26	0.73	19.28	5.59	0.12	3.25	13.61	2.12	0.63	0.17	0.68	4.40	99.84
S54-MI1	44.43	0.85	19.60	5.58	0.07	4.18	13.61	3.29	0.74	0.15	0.52	6.77	99.79
S55-MI1	44.79	0.79	17.27	8.38	0.13	7.06	11.90	2.63	0.76	0.24	0.43	5.48	99.87
S55-MI1.2	45.54	0.74	16.84	8.33	0.12	7.41	11.50	3.03	0.68	0.25	0.45	4.98	99.87
S55-MI2	46.09	0.77	16.67	9.15	0.09	7.36	11.01	2.65	0.73	0.14	0.44	4.72	99.81
S55-MI2.2	46.27	0.77	16.88	8.98	0.16	7.06	11.10	2.78	0.63	0.19	0.42	4.66	99.90
S55-MI4	52.85	0.96	15.62	7.79	0.14	5.69	9.56	3.01	1.04	0.28	bdl	2.93	99.89
S55-MI4.2	53.31	0.93	15.49	7.55	0.08	5.88	9.91	3.66	1.20	0.17	bdl	1.63	99.82

ANEXO J: DATOS COMPOSICIONALES DE LAS INCLUSIONES VÍTREAS MEDIDOS CON MICROSONDA ELECTRÓNICA, CON CORRECCIÓN POR P.E.C.

	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	H2O	Total
Sample	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
OI_1C_MI_1	48.887	0.644	15.266	7.505	0.106	11.516	10.245	2.603	0.688	0.141	2.268	99.869
OI_1C_MI_2	49.483	0.658	15.436	7.507	0.156	11.328	10.048	2.625	0.745	0.104	1.776	99.866
OI_1B_MI_2	48.985	0.669	14.725	7.505	0.098	11.271	10.007	2.435	0.696	0.089	3.398	99.878
OI_1B_MI_1	48.828	0.643	14.73	7.501	0.161	11.623	9.871	2.394	0.679	0.107	3.341	99.878
OI_1B_MI_3	48.545	0.656	14.76	7.505	0.162	11.655	9.987	2.409	0.647	0.108	3.443	99.877
OI_1A_MI_1	46.936	0.652	15.72	7.501	0.09	11.294	11.412	2.29	0.606	0.1	3.276	99.877
OI_1A_MI_2	46.844	0.507	15.449	7.501	0.133	11.478	11.209	2.471	0.604	0.098	3.582	99.876
OI_1D_MI_1	46.966	0.678	17.169	7.501	0.136	10.819	11.464	2.893	0.741	0.099	1.392	99.858
OI_1D_MI_2	46.818	0.72	17.097	7.503	0.144	10.975	11.509	2.762	0.765	0.126	1.44	99.859
OI_1D_MI_3	47.101	0.703	17.328	7.507	0.146	10.41	11.711	2.832	0.776	0.1	1.242	99.856
OI_2C_MI_1	45.741	0.707	17.945	7.507	0.125	10.928	11.903	2.774	0.707	0.143	1.378	99.858
OI_2C_MI_2	46.324	0.571	17.096	7.503	0.079	11.352	11.763	2.618	0.694	0.141	1.722	99.863
OI_2C_MI_3	47.312	0.663	16.357	7.504	0.116	11.444	11.359	2.652	0.69	0.099	1.666	99.862
OI_2C_MI_4	47.334	0.614	16.034	7.508	0.062	11.453	11.244	2.608	0.677	0.116	2.217	99.867
OI_2C_MI_1_A	47.25	0.739	17.27	7.504	0.07	10.886	12.129	2.87	0.792	0.132	0.194	99.836
OI_1A_MI_1_A	48.958	0.704	16.8	7.501	0.116	9.049	10.618	2.903	0.849	0.174	2.199	99.871
OI_1A_MI_2_A	48.897	0.692	16.786	7.504	0.106	9.192	10.691	2.99	0.817	0.163	2.029	99.867
OI_2D_MI_1	48.088	0.662	14.99	7.501	0.105	11.846	11.266	2.269	0.59	0.121	2.431	99.869
OI_2D_MI_2	47.092	0.589	15.748	7.501	0.085	11.938	10.755	2.518	0.674	0.102	2.868	99.87
OI_3A_MI_1	48.04	0.696	16.742	7.505	0.052	10.714	11.259	2.656	0.662	0.146	1.392	99.864
OI_3B_MI_1	48.392	0.637	14.996	7.503	0.094	11.118	9.885	2.425	0.833	0.112	3.885	99.88
OI_3B_MI_2	48.183	0.647	15.155	7.504	0.131	11.095	10.044	2.466	0.825	0.103	3.723	99.876
OI_3C_MI_1	46.22	0.74	17.581	7.505	0.083	9.695	11.77	2.748	0.759	0.139	2.628	99.868
OI_4A_MI_1	46.366	0.798	17.438	7.503	0.109	10.848	11.589	2.929	0.762	0.154	1.36	99.856

OI_4B_MI_1	47.279	0.621	15.509	7.502	0.078	11.609	11.265	2.294	0.587	0.121	3.01	99.875
OI_4B_MI_2	47.319	0.633	15.53	7.505	0.095	11.717	11.465	2.279	0.581	0.113	2.635	99.872
OI_4B_MI_3	47.477	0.622	15.211	7.507	0.069	11.799	11.473	2.253	0.535	0.095	2.832	99.873
OI_4D_MI_1	46.837	0.65	16.339	7.503	0.061	12.171	11.121	2.427	0.65	0.113	1.994	99.866
OI_4D_MI_2	45.102	0.651	16.711	7.506	0.087	11.676	10.987	2.432	0.669	0.13	3.926	99.877
OI_5A_MI_1	44.651	0.658	16.047	7.503	0.111	12.132	11.373	2.461	0.632	0.094	4.212	99.874
OI_5A_MI_2	45.565	0.686	16.611	7.507	0.122	11.725	11.592	2.561	0.651	0.113	2.735	99.868
OI_5B_MI_2	46.914	0.735	17.279	7.506	0.08	10.81	11.682	2.745	0.735	0.151	1.222	99.859
OI_5C_MI_1	47.808	0.678	15.592	7.503	0.116	11.193	11.411	2.184	0.749	0.098	2.541	99.873
OI_5C_MI_2	47.483	0.671	16.023	7.5	0.113	11.122	10.961	2.675	0.749	0.044	2.527	99.868
OI_5D_MI_1	46.873	0.552	13.746	7.503	0.041	12.497	10.937	1.977	0.511	0.099	5.148	99.884
OI_5D_MI_2	47.311	0.552	13.618	7.506	0.082	12.609	10.956	1.978	0.519	0.099	4.649	99.879
OI_5D_MI_3	47.641	0.592	14.262	7.503	0.079	12.249	10.578	2.248	0.6	0.087	4.039	99.878
OI_5D_MI_4	46.908	0.617	15.048	7.505	0.12	12.272	10.847	2.547	0.669	0.086	3.25	99.869
OI_5F_MI_2	47.01	0.605	16.209	7.503	0.126	11.015	11.628	2.448	0.623	0.126	2.575	99.868
OI_5F_MI_3	47.288	0.636	16.714	7.502	0.072	10.882	11.991	2.554	0.672	0.099	1.452	99.862
OI_5F_MI_4	46.495	0.588	16.863	7.503	0.097	11.082	12.287	2.248	0.562	0.123	2.02	99.868
OI_5F_MI_5	46.774	0.645	15.797	7.506	0.088	11.138	11.559	2.393	0.6	0.159	3.214	99.873
OI_6A_MI_1	47.473	0.619	15.261	7.503	0.139	11.459	11.13	2.257	0.558	0.078	3.399	99.876
OI_6A_MI_2	51.986	0.724	14.596	7.508	0.168	11.409	8.869	2.753	0.909	0.115	0.821	99.858
OI_6D_MI_1	46.932	0.618	15.645	7.507	0.082	11.327	10.666	2.299	0.618	0.109	4.079	99.882
S1-MI2	46.762	0.574	17.959	7.502	0.051	10.811	11.142	2.239	0.634	0.118	2.087	99.879
S1-MI3	46.884	0.644	14.926	7.501	0.026	10.892	10.918	2.232	0.687	0.103	5.073	99.886
S6-MI1	47.233	0.737	16.145	7.501	0.13	10.832	11.009	2.637	0.694	0.243	2.707	99.868
S7-MI4	52.633	0.789	12.565	7.503	0.156	11.96	8.128	3.007	0.849	0.139	2.132	99.861
S7-MI4-2	52.946	0.775	13.431	7.504	0.148	11.836	8.026	2.881	1.088	0.165	1.053	99.853
S7-MI1-1	51.541	0.655	12.764	7.506	0.103	12.024	9.428	2.517	0.914	0.112	2.301	99.865
S7-MI1-2	51.384	0.614	13.027	7.502	0.078	12.019	9.402	2.612	0.874	0.078	2.275	99.865
S7-MI5	46.66	0.594	14.863	7.507	0.103	12.092	10.044	2.203	0.602	0.164	5.052	99.884

S10-MI1	46.354	0.686	16.155	7.509	0.12	9.721	11.382	2.447	0.714	0.167	4.625	99.88
S15-MI1	45.584	0.619	15.374	7.5	0.127	10.363	11.417	2.474	0.664	0.109	5.649	99.88
S7-MI4-2.2	50.477	0.752	11.883	7.503	0.112	12.128	8.236	2.774	1.028	0.181	4.796	99.87
S7-MI4-2.3	50.374	0.777	12.189	7.507	0.094	12.367	7.799	2.093	0.923	0.094	5.672	99.889
S18-MI1	47.486	0.545	14.927	7.502	0.073	11.077	10.067	2.317	0.463	0.118	5.315	99.89
S1-MI2	47.61	0.646	15.728	7.509	0.068	10.905	11.19	2.022	0.544	0.136	3.526	99.884
S6-MI1	47.614	0.696	16.488	7.504	0.157	10.846	10.719	2.567	0.748	0.209	2.323	99.871
S18-MI4	47.862	0.587	14.872	7.504	0.156	11.025	10.627	2.146	0.578	0.11	4.419	99.886
S18-MI5	46.808	0.548	14.544	7.502	0.117	11.096	11.088	1.975	0.431	0.072	5.71	99.891
S18-MI2	48.7	0.606	14.776	7.501	0.104	11.093	10.269	1.895	0.536	0.087	4.325	99.892
S18-MI2B	49.366	0.621	15.218	7.505	0.123	11.208	10.956	0.866	0.56	0.114	3.36	99.897
S18-MI3	47.444	0.611	15.651	7.501	0.189	10.976	11.392	2.147	0.422	0.054	3.495	99.882
S18-MI5	47.327	0.588	17.075	7.503	0.088	11.066	10.884	1.894	0.351	0.158	2.955	99.889
S19-MI2	46.131	0.619	15.935	7.501	0.051	10.993	12.059	2.146	0.568	0.136	3.74	99.879
S19-MI1	47.435	0.625	16.103	7.501	0.068	10.907	11.218	2.558	0.59	0.128	2.738	99.871
S19-MI1.2	46.68	0.691	15.738	7.506	0.083	10.984	11.039	2.433	0.608	0.167	3.949	99.878
S21-MI1.1	46.064	0.598	14.842	7.505	0.06	12.462	10.542	2.283	0.65	0.085	4.788	99.879
S21-MI1.2	46.296	0.606	15.082	7.506	0.085	12.385	10.186	2.559	0.759	0.085	4.325	99.874
S21-MI1.3	46.442	0.645	15.348	7.504	0.113	12.3	10.74	2.613	0.688	0.087	3.388	99.868
S26-MI1	46.402	0.683	17.878	7.502	0.142	10.026	12.389	2.962	0.647	0.16	1.064	99.855
S28-MI1	46.51	0.658	16.2	7.5	0.059	12.143	11.225	2.378	0.624	0.084	2.488	99.869
S30-MI1	44.765	0.703	15.766	7.502	0.069	11.841	11.745	2.821	0.669	0.154	3.832	99.867
S30-MI2	46.901	0.653	15.688	7.501	0.092	11.939	11.584	2.178	0.595	0.184	2.555	99.87
S10-MI1	46.674	0.736	17.783	7.509	0.112	9.65	11.685	2.514	0.614	0.13	2.467	99.874
S14-MI1	43.301	0.639	16.452	7.508	0.009	10.926	11.811	2.786	0.63	0.16	5.653	99.875
S14-MI2	45.03	0.579	16.2	7.503	0.042	10.963	11.556	2.561	0.68	0.067	4.695	99.876
S14-MI3	44.911	0.59	16.524	7.5	0.052	10.931	11.626	2.731	0.546	0.139	4.326	99.876
S17-MI2	47.956	0.776	17.852	7.507	0.134	7.677	11.215	3.093	0.699	0.105	2.854	99.868
S17-MI3	48.132	0.679	18.329	7.502	0.155	7.728	10.939	2.929	0.669	0.204	2.609	99.875

S31-MI1	45.446	0.561	15.651	7.505	0.034	12.123	11.322	2.543	0.638	0.187	3.862	99.872
S31-MI2	45.165	0.604	16.289	7.505	0.05	12.097	11.357	2.625	0.654	0.025	3.498	99.869
S31-MI3	44.711	0.577	15.468	7.501	0.068	12.089	11.404	2.223	0.696	0.212	4.93	99.879
S31-MI4	46.299	0.594	15.445	7.504	0.121	12.113	10.675	2.29	0.56	0.164	4.115	99.88
S34-MI1	44.547	0.604	17.454	7.502	0.074	9.68	12.02	2.601	0.585	0.111	4.7	99.878
S34-MI1.2	45.332	0.653	18.163	7.501	0.066	9.505	12.44	2.914	0.7	0.104	2.488	99.866
S34-MI2	46.876	0.684	18.451	7.503	0.074	9.646	11.91	2.698	0.61	0.222	1.192	99.866
S38-MI1	46.823	0.722	16.94	7.508	0.093	10.398	10.994	2.714	0.88	0.157	2.64	99.869
S38-MI1.2	46.819	0.644	16.691	7.506	0.074	10.442	10.983	2.569	0.967	0.129	3.047	99.871
S38-MI3	46.149	0.626	15.042	7.508	0.083	10.601	10.826	2.449	0.644	0.101	5.855	99.884
S38-MI4	45.235	0.676	16.07	7.501	0.15	10.596	11.039	2.328	0.629	0.15	5.51	99.884
S38-MI5	46.853	0.745	16.25	7.503	0.14	10.398	11.308	2.643	0.838	0.149	3.043	99.87
S39-MI1	47.535	0.634	17.112	7.503	0.069	11.561	11.026	2.283	0.66	0.069	1.415	99.867
S39-MI1.2	46.341	0.664	16.317	7.504	0.151	11.518	11.542	2.657	0.602	0.151	2.418	99.865
S39-MI2	50.601	0.617	14.551	7.501	0.15	11.497	9.342	2.794	0.837	0.15	1.824	99.864
S40-MI1	47.56	0.641	16.019	7.505	0.056	10.992	11.131	2.267	0.558	0.149	3.001	99.879
S40-MI1.2	48.073	0.613	16.088	7.507	0.137	11.046	10.79	2.114	0.531	0.082	2.901	99.882
S40-MI2.2	50.643	0.642	15.511	7.507	0.098	10.829	10.489	2.319	0.669	0.107	1.052	99.866
S41-M1	45.079	0.646	15.587	7.502	0.097	11.032	11.491	2.282	0.619	0.097	5.449	99.881
S41-M1.2	45.464	0.671	15.564	7.505	0.145	10.978	11.503	2.456	0.598	0.118	4.877	99.879
S42-MI4	44.876	0.708	17.267	7.507	0.009	11.567	12.749	2.735	0.647	0.166	1.625	99.856
S42-MI4.2	45.07	0.701	17.781	7.507	0.069	11.524	12.321	2.812	0.727	0.13	1.211	99.853
S42-MI5- SEVERARA	45.763	0.635	16.289	7.507	0.052	11.709	12.528	2.653	0.678	0.094	1.949	99.857
S45-MI2.2	52.637	0.795	14.24	7.501	0.146	9.972	8.814	3.106	1.105	0.201	1.343	99.86
S45-MI1	45.997	0.672	17.283	7.501	0.104	10.081	11.913	2.869	0.606	0.114	2.727	99.867
S45-MI1.2	46.532	0.68	17.074	7.504	0.132	10.075	11.972	2.797	0.671	0.047	2.381	99.865
S46-MI1	47.758	0.534	14.259	7.502	0.1	12.269	10.276	1.992	0.552	0.091	4.554	99.887
S46-MI1.2	48.063	0.533	14.376	7.504	0.119	12.127	10.151	2.232	0.505	0.147	4.125	99.882

S48-MI2	45.705	0.664	18.146	7.507	0.146	10.632	12.149	2.967	0.692	0.191	1.056	99.855
S49-MI1	47.205	0.709	15.194	7.502	0.081	12.985	8.631	2.738	0.636	0.193	4.002	99.876
S49-MI2	48.032	0.638	17.493	7.501	0.064	10.307	10.711	2.726	0.702	0.228	1.468	99.87
S49-MI2.2	45.495	0.636	16.682	7.507	0.081	10.44	10.539	2.749	0.797	0.287	4.665	99.878
S50-MI1	51.782	0.766	13.79	7.504	0.113	10.796	9.054	2.847	1.045	0.07	2.098	99.865
S50-MI1.2	51.882	0.726	14.808	7.503	0.131	10.831	8.742	2.622	1.014	0.114	1.495	99.868
S50-MI2.2	51.29	0.694	14.011	7.505	0.114	10.82	8.788	3.055	0.966	0.158	2.467	99.868
S51-MI2	47.071	0.836	16.07	7.501	0.121	8.88	11.035	2.554	0.567	0.214	5.034	99.883
S51-MI3	45.942	0.716	16.329	7.502	0.158	8.887	11.245	2.835	0.66	0.149	5.455	99.878
S52-MI1	45.229	0.646	17.077	7.505	0.162	10.99	10.975	2.522	0.628	0.099	4.047	99.88
S52-MI1.2	46.907	0.641	16.351	7.503	0.101	10.892	11.472	2.545	0.586	0.165	2.71	99.873
S52-MI2	52.646	0.804	13.6	7.506	0.163	10.767	8.326	2.899	1.138	0.235	1.779	99.863
S52-MI2.2	52.636	0.836	13.243	7.501	0.142	10.817	8.218	2.926	1.049	0.169	2.33	99.867
S52-MI4	52.353	0.768	13.385	7.504	0.206	10.865	8.31	2.868	0.911	0.232	2.466	99.868
S52-MI4.2	52.735	0.879	14.093	7.502	0.179	10.757	8.347	2.824	1.067	0.081	1.399	99.863
S52-MI5	53.029	0.804	13.928	7.504	0.054	10.72	8.541	2.856	1.076	0.19	1.157	99.859
S52-MI5.2	52.318	0.785	14.139	7.501	0.125	10.757	8.849	2.81	1.008	0.143	1.427	99.862
S53-MI1	47.282	0.576	15.116	7.508	0.066	11.131	10.469	2.188	0.502	0.107	4.943	99.888
S53-MI1.2	47.746	0.596	15.731	7.506	0.098	11.134	11.105	1.73	0.514	0.139	3.59	99.889
S54-MI1	43.79	0.702	16.176	7.506	0.058	11.375	11.233	2.715	0.611	0.124	5.587	99.877
S55-MI1	45.087	0.778	17.016	7.509	0.128	8.658	11.725	2.591	0.749	0.236	5.399	99.876
S55-MI1.2	45.858	0.735	16.734	7.508	0.119	8.607	11.428	3.011	0.676	0.248	4.949	99.873
S55-MI2	46.648	0.775	16.787	7.51	0.091	8.682	11.087	2.669	0.735	0.141	4.753	99.878
S55-MI2.2	46.691	0.766	16.803	7.51	0.159	8.677	11.049	2.767	0.627	0.189	4.639	99.877
S55-MI4	52.205	0.902	14.682	7.506	0.132	8.637	8.986	2.829	0.978	0.263	2.754	99.874
S55-MI4.2	52.675	0.879	14.641	7.503	0.076	8.419	9.367	3.459	1.134	0.161	1.541	99.855