



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

**EVIDENCIAS E IMPLICACIÓN DE DEFORMACIÓN
INTRACRISTALINA EN OLIVINOS DE LOS CONOS
MONOGENÉTICOS CABURGA Y LA BARDA Y
ESTRATOVOLCANES COPAHUE Y CALLAQUI DE LA ZONA
VOLCÁNICA SUR (37°-39°S).**

MEMORIA PARA OPTAR A TÍTULO DE GEÓLOGO

PABLO ANTONIO MOLINA DEL CANTO

PROFESOR GUÍA:

FRANCISCO GUTIÉRREZ FERRER

PROFESOR CO-GUÍA:

NICOLAS RENE HILAIRE VINET

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

MIGUEL ÁNGEL PARADA REYES

JOSÉ MARÍA GONZÁLEZ-JIMÉNEZ

SANTIAGO DE CHILE

2016

Resumen

Se seleccionaron los conos monogenéticos de La Barda y Caburga y los estratovolcanes de Callaqui y Copahue para estudiar olivinos deformados en lavas de estos volcanes pertenecientes a la Zona Volcánica Sur.

Se determinó que en ambos tipos de volcanes los olivinos deformados son de origen cortical, hay presencia de antecristales, evidencias de mezcla de magma, poblaciones de cristales, zonaciones normales e inversas, la mayoría de los núcleos de olivinos se localizan fuera del equilibrio con su fundido hospedante, presentan prácticamente la misma distribución de tamaños de grano (en núcleos deformados y no deformados), igual distribución de tipo de evidencia óptica de deformación. Difieren en que los conos monogenéticos presentan una mayor proporción de olivinos deformados y una densidad de dislocaciones cualitativamente mayor. Además, las proporciones de tipo de zonación entre núcleos deformados y no deformados son diferentes entre ambos tipos de volcanes. No hay diferencia en tamaño, forma, textura, química que permita distinguir olivinos deformados de no deformados. Solo diferencias ópticas permiten su clasificación.

Se propone que la deformación de los olivinos se produciría en reservorios profundos e intermedios y en conductos de ascenso en la corteza. En los reservorios someros (estratovolcanes) y temporales (conos monogenéticos) no se produciría deformación debido a las bajas presiones y temperaturas a las que se verían afectados. En estos reservorios se adquirirían las zonaciones químicas.

La mayor proporción de olivinos deformados en conos monogenéticos se explicaría por los procesos de recuperación de dislocaciones, los que disminuirían la densidad de dislocaciones. Estos procesos operarían en ambos tipos de volcanes, pero en los estratovolcanes debido a los mayores tiempos de residencia afectarían a los cristales deformados por más tiempo.

Agradecimientos

Quisiera agradecer en primer lugar a Nicolas Vinet quien fue mi profesor guía hasta la culminación de este trabajo, pero que por motivos de fuerza mayor se transformo en mi profesor co-guia. Agradezco mucho toda tu ayuda y apoyo durante la realización de esta memoria de título.

Tambien quisiera agradecer a Francisco Gutiérrez quien accedió a transformarse en mi profesor guía para efectos de la titulación y a los integrantes de la comisión examinadora de este trabajo: Miguel Angel Parada y José María González-Jiménez quienes hicieron de este informe un mejor trabajo.

A mi padre Jorge y madre María, quienes siempre me han apoyado incondicionalmente desde siempre; a mi hermana Claudia y hermano Felipe por sus ánimos a lo largo de este trabajo y a mi perro Link por su incondicional alegría.

A Daniela, mi compañera de la vida quien ha estado a mi lado todos estos años brindándome su apoyo, cariño y amor. Gracias por todo.

1 de abril, 2016.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1 Formulación del estudio propuesto	1
1.2 Objetivos generales	4
1.3 Objetivos específicos.....	4
1.4 Metodología	5
1.5 Hipótesis.....	7
2. Marco Geológico	8
2.1 Zona Volcánica Sur	8
2.2 Geoquímica de la Zona Volcánica Sur Central y Transicional	10
2.4 Volcanes seleccionados.....	13
2.4.1 Volcán Copahue	15
2.4.2 Volcán Callaqui	16
2.4.3 Complejo Volcánico Caburga-Huelemolle.....	16
3. Resultados	18
3.1 Petrografía	18
3.2 Geoquímica.....	22
3.2.1 Clasificación de las muestras de lavas.....	22
3.2.2 Geoquímica de roca total - elementos mayores.....	26
3.2.3 Geoquímica de roca total - elementos trazas	26
3.2.4 Composición química del olivino	29
3.3 Deformación de los olivinos: características y proporción	35
3.3.1 Proporción, tamaño y forma de olivinos deformados.....	37
3.3.2 Dislocaciones	38
4. Discusión.....	43
4.1 Naturaleza de los olivinos	43
4.2 Proporción, tamaño y forma de olivinos deformados.....	47
4.3 Zonación, poblaciones y mezcla.....	47
4.4 Geotermobarometría	52
4.5 Dislocaciones	56
4.6 Modelo geodinámico	56
4.6.1 Consideraciones generales.....	56
4.6.2 Modelo.....	58
5. Conclusión	64

6. Bibliografía	65
7. Anexos.....	75
7.1 Descripciones petrográficas	75
7.2 Tablas de resultados de microsonda para núcleos y bordes de olivinos.....	76

Figuras y tablas

Figura 2.1	9
Figura 2.2	11
Figura 2.3	12
Figura 2.4	13
Figura 2.5	14
Figura 2.6	14
Figura 2.7	15
Figura 2.8	16
Figura 2.9	17
Figura 3.1	27
Figura 3.2	21
Figura 3.3	22
Figura 3.4	23
Figura 3.5	26
Figura 3.6	27
Figura 3.7	28
Figura 3.8	30
Figura 3.9	32
Figura 3.10	34
Figura 3.11	35
Figura 3.12	37
Figura 3.13	38
Figura 3.14	39
Figura 3.15	40
Figura 3.16	40
Figura 3.17	41
Figura 3.18	41

Figura 3.19	42
Figura 4.1	44
Figura 4.2	44
Figura 4.3	45
Figura 4.4	48
Figura 4.5	49
Figura 4.6	49
Figura 4.7	50
Figura 4.8	51
Figura 4.9	52
Figura 4.10	54
Figura 4.11	55
Figura 4.12	55
Figura 4.13	63
Figura A.1	78
Figura A.2	84
Tabla 3.1.....	18
Tabla 3.2.....	24
Tabla 3.3.....	24
Tabla 3.4.....	36
Tabla 3.5.....	36
Tabla 4.1.....	54
Tabla A.1	85
Tabla A.2	91

1. Introducción

1.1 Formulación del estudio propuesto

El manto superior se compone principalmente por olivino, debido a su importancia como uno de los principales componentes en el manto superior se considera que es el responsable de controlar la reología de esta porción del manto. Además, la deformación a la que se pueda ver sometido queda muy bien registrada en su red cristalina (eg. Bai et al., 1991). Los estudios experimentales han determinado que la deformación en esta porción del manto es controlada por la generación y propagación de dislocaciones en el olivino (Green & Radcliffe, 1972) y esta propagación de dislocaciones está controlada por la concentración y movilidad de defectos de la red cristalina, que están controlados por variables termodinámicas (Bai & Kohlstedt, 1991). Camino hacia la superficie el magma atraviesa distintos dominios reológicos, lo que implica diversas transiciones en los regímenes de deformación según la temperatura y presión presentes. La deformación es dúctil en el manto litosférico y la corteza inferior. Luego el magma alcanza una zona intermedia donde ocurre la transición de deformación dúctil a frágil, conocida como la corteza intermedia. Después de la corteza intermedia el magma alcanza una zona de deformación frágil conocida como corteza superior (Li et al., 2003b; Hunt et al., 2008; Demouchy et al., 2013).

En condiciones de alta temperatura la deformación del olivino involucra procesos de reptación por dislocación, reptación por difusión, deslizamiento de borde de grano y recristalización dinámica. El dominio de uno o más de ellos dependerá de las condiciones de presión y temperatura (Li et al., 2003a). En el manto superior los procesos dominantes son la reptación por dislocación asistida por la recristalización dinámica (Li et al., 2003a), la cual se ve reflejada en la anisotropía sísmica (Katayama & Karato, 2006). Sin embargo, con el incremento de la profundidad y la temperatura en el manto, el sistema de deformación dominante cambia a la reptación por difusión (Warren & Hirth, 2006). En la base de la litosfera la tasa de deformación debido a reptación por difusión es comparable pero más pequeña que la debido a reptación por dislocación (Li et al., 2003a)

Entre la reptación por dislocación y reptación por difusión hay un mecanismo intermedio conocido como acomodación de la dislocación por deslizamiento de borde de grano. Este es un mecanismo de reptación, el cual puede llegar a generar orientaciones cristalográficas preferenciales. En este proceso la deformación es acomodada por el deslizamiento de borde de grano y se ve limitada tanto por este proceso como por el movimiento de dislocaciones entre los granos. Tanto la reptación por difusión como la acomodación de la dislocación por deslizamiento de borde de grano involucran deslizamiento de borde de grano, pero este se genera por efectos de difusión en el primer caso y de dislocación en el segundo (Li et al., 2003a).

La efectividad de estos procesos también dependen del tamaño de grano de la muestra, hay procesos que son independientes al tamaño de grano como la reptación por dislocación y otros que son dependientes del tamaño de grano como la acomodación de la dislocación por deslizamiento de borde de grano y la reptación por difusión, la que aumenta su efectividad con un tamaño de grano menor (Li et al., 2003a). El tamaño de grano puede disminuir debido a la recristalización dinámica, la cual se genera por gradientes de densidad de dislocaciones. Esto promueve la rotación de subgranos y la migración de borde de grano (Warren & Hirth, 2006). Los procesos de reptación dependientes del tamaño de grano promueven la localización de la deformación, la que se correlaciona con la disminución del tamaño de grano debido a recristalización dinámica y el desarrollo de orientaciones cristalográficas preferenciales (Hansen et al., 2012; Precigout et al., 2007; Warren & Hirth, 2006). Durante la recristalización dinámica los procesos de reptación por dislocación, difusión y deslizamiento de borde de grano son los encargados de acomodar la disminución del tamaño de grano. Con absoluto dominio de la reptación por dislocación a temperaturas sobre 800°C y a temperaturas bajo los 800°C controlado tanto por reptación por dislocación como por deslizamiento de borde de grano (Warren & Hirth, 2006). Además, estos procesos dependientes del tamaño de grano generan una aleatorización de las orientaciones cristalográficas preferenciales previas al inicio de la deformación (Warren & Hirth, 2006)

Durante la deformación de cristales dentro de un magma es donde se produce una competencia entre los procesos que provocan dislocaciones en la red cristalina de los minerales y los procesos de recuperación y recristalización. Los procesos de recuperación incluyen un enderezamiento de las dislocaciones y la organización de

estas en paredes de dislocación (Farla et al., 2009). El resultado de la competencia entre los procesos de dislocación y de recuperación dependerá de la importancia relativa de cada uno de ellos y variables como la temperatura, el tiempo, la fugacidad del agua y del oxígeno, la presión, la composición, el esfuerzo, la actividad de sílice y la tasa de deformación (Bai et al., 1991; Demouchy et al., 2013; Hirth & Kohlstedt, 1995; Bollinger et al., 2013).

La gran mayoría de los estudios previos sobre deformación de olivino se han concentrado en el manto superior. Estos cristales se deformarían en el manto ascenderían atravesando distintos dominios reológicos hasta llegar a la corteza superior en donde se incorporarían al sistema magmático como xenocristales mantélicos. (Green & Radcliffe, 1972; Bai et al., 1991; Bai & Kohlstedt, 1991; Miyazaki et al., 2013; Cordier et al., 2014; Bollinger et al., 2013; Hunt et al., 2008; Li et al., 2003a,b; Katayama & Karato, 2006; Mei et al., 2002; Hirth & Kohlstedt, 1995; Demouchy et al., 2013; Hansen et al., 2012; Chu & Korenaga, 2012; Soustelle et al., 2009; Warren & Hirth, 2006; Precigout et al., 2007). La posibilidad de que la deformación intracristalina en olivinos pudiera generarse en condiciones subvolcánicas era normalmente ignorada.

Sin embargo, en el último tiempo, este enfoque ha cambiado. En Vinet & Higgins. (2010) y Sakyi et al. (2012) se determinó que olivinos deformados pueden tener un origen magmático. Estos autores reconocen que estos olivinos corresponderían a antecristales en vez de xenocristales. Los antecristales son cristales del mismo sistema magmático y que son reincorporados en el magma final (Jerram & Martin, 2008). Estos habrían cristalizado en una etapa previa del magmatismo y habrían formado cumulos con un bajo contenido de fundido intersticial del mismo sistema magmático, posteriormente habrían sufrido deformación plástica previo a su desagregación y reincorporación en el magma final (Vinet & Higgins, 2010, 2011; Sakyi et al., 2012).

Otras evidencias de deformación en condiciones magmáticas fueron determinadas en Reddy et al. (2009) donde se encontró que las microestructuras asociadas a la reptación por dislocación en zircones se habrían formado en condiciones magmáticas y estarían probablemente asociadas a esfuerzos tectónicos transmitidos a través de cumulos cristalinos con un bajo contenido de fundido intersticial. Esto implicaría que en las zonas de acumulación cristalina como las bases o paredes de

cámaras magmáticas, localmente un régimen de deformación dúctil puede prevalecer por sobre un régimen frágil. Para que esta deformación plástica ocurra es necesario que en este paquete acumulado de cristales el fundido intersticial sea <5% (Dell'Angelo & Tullis 1988; Dell'Angelo et al. 1987). Dentro de este estrecho rango de fundido intersticial, el contenido de fundido puede tener dramáticos efectos en las condiciones viscoelásticas del acumulado cristalino, pudiendo incrementar en más de un orden de magnitud la tasa de deformación con solo pequeñas variaciones del volumen de fundido intersticial (Hirth & Kohlstedt, 1995; Mei et al., 2001).

Es poco lo que se ha estudiado sobre deformación intracristalina en condiciones volcánicas y ningún estudio se ha realizado en un contexto de volcanismo en margen de subducción. No obstante, se han encontrado dislocaciones en fenocristales de olivino en diversos volcanes de la Zona Volcánica Sur, estas evidencias podrían representar el producto de deformación intracristalina plástica. No se sabe realmente dónde ni como ocurre la deformación en este contexto. Profundizar este tema y encontrar algunas respuestas a estas incógnitas es el motivo del presente trabajo.

1.2 Objetivos generales

El objetivo general del estudio es determinar dónde y como ocurre la deformación intracristalina en el olivino y cuáles son los rasgos principales de está entre los conos monogenéticos de Caburga y La Barda y los estratovolcanes de Callaqui y Copahue pertenecientes a la Zona Volcánica Sur.

1.3 Objetivos específicos

Para cumplir el objetivo general, se llevó a cabo los siguientes pasos:

1. Compilar estudios publicados afines con el tema de investigación.
2. Caracterizar la petrografía y textura de las muestras de lava de los volcanes de Caburga, La Barda, Copahue y Callaqui.
3. Estimar la proporción volumétrica de granos de olivino deformados frente a no deformados.
4. Obtener la geoquímica de roca total de las muestras de lava.
5. Obtener la geoquímica de olivinos de las muestras de lava.

6. Utilizar los resultados geoquímicos y petrográficos para determinar el origen magmático o mantelico de los olivinos estudiados.
7. Determinar las temperaturas y presiones de los olivinos seleccionados.
8. Determinar cualitativamente la densidad de dislocaciones.
9. Sintetizar los datos recolectados para los volcanes de Caburga, La Barda, Callaqui y Copahue. Compararlos en relación a la petrología, geoquímica, geotermobarometría y densidad de dislocaciones.
10. Proponer un modelo geodinámico que explique los resultados obtenidos.

1.4 Metodología

1. Se utilizó un microscopio petrográfico para observar los cortes delgados de las muestras de lavas.
2. La estimación de la proporción volumétrica de olivinos deformados y no deformados se realizó utilizando el programa de Photoshop e imágenes digitales de los cortes. Los olivinos fueron observados en el microscopio y al mismo tiempo dibujados sobre la imagen en Photoshop. Cada olivino fue agregado a una capa dentro del programa, dependiendo de si está deformado o no deformado. En caso de presentar deformación se agregaron a una capa con el tipo de evidencia de deformación, la que podría ser “subgrano” y “extinción ondulosa”. Para determinar la proporción de olivinos deformados se crearon las capas adicionales de “vesículas” y “bordes” las que fueron sustraídas del total de píxeles del corte para obtener el “corte total”. Respecto a “corte total” se calculó la proporción de olivinos deformados respecto al corte y entre los mismos olivinos se calculó la proporción de olivinos deformados frente a olivinos totales.
3. Para obtener los contenidos de elementos mayores y trazas las muestras fueron analizadas en un espectrómetro de masas en Actlabs, Canadá. En los resultados de esos análisis el contenido en Fe fue entregado como Fe_2O_3 total y por medio del método propuesto por Robin-Popieul et al (2012) se logró obtener el FeO y Fe_2O_3 a partir del Fe_2O_3 total medido. Esto se logró utilizando la siguiente ecuación:

$$FeO = Fe_2O_3 * \frac{(0,8 + 0,004 * MgO)}{(-0,004 * MgO + 0,2) * (-0,11) + 1,11}$$

Los resultados se muestran en las tablas 3.2 y 3.3.

Los trabajos de Stern (2004), Dungan et al (2001) y Jacques et al (2013; 2014) se utilizaron para realizar una comparación con la Zona Volcánica Sur Transicional y Central, zonas en donde se encuentran los volcanes de este estudio.

4. Para determinar el contenido químico en el núcleo y borde de diversos olivinos para cada muestra de lava de los volcanes seleccionados se utilizó una microsonda electrónica de barrido. Los análisis se llevaron a cabo en etapas diferentes en 3 lugares distintos. En primer lugar fue en el Laboratorio de Geociencias de Montpellier, Universidad Montpellier, Francia. Se utilizó una microsonda CAMECA SX-100 y las condiciones de análisis fueron: voltaje, 20 kV; corriente, 10 nA; tamaño del haz, 1 μm . En segundo lugar fue en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X (LAMARX), Universidad Nacional de Córdoba, Argentina. Se utilizó una microsonda JEOL JXA-8230 y las condiciones de análisis fueron: voltaje, 15kV; corriente, 20 nA; tamaño del haz, 1 μm . El tercer lugar fue en el Laboratorio Magmas & Volcans, Universidad Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, Francia. Se utilizó una microsonda CAMECA SX-100 y las condiciones de análisis fueron: voltaje, 15 kV; corriente, 15 nA; tamaño del haz, 1 μm . Los resultados se presentan en las tablas A.1 y A.2 en el anexo.

Más de 300 puntos fueron analizados por medio de la microsonda electrónica entre las muestras de La Barda, Callaqui, Copahue y Caburga. Se realizaron análisis puntuales de núcleos y bordes de olivino y se obtuvo el contenido de MgO, Al₂O₃, SiO₂, CaO, TiO₂, NiO, P₂O₅, MnO y FeO en cada uno de ellos. El contenido de Fo se obtuvo a través de la siguiente expresión, utilizando el contenido molar:

$$Fo\% = 100 * Mg / (Mg + Fe^{II})$$

Además, todos los cristales de olivinos analizados fueron observados en busca de evidencias ópticas de deformación, esta información también se encuentra en las tablas A1 y A2 del anexo.

5. Para determinar el origen cortical o mantélico de los olivinos a partir de su química se usará el rango composicional del manto definido por Simkin & Smith (1970); Thompson & Gibson (2000) y Kamenetsky et al (2006).

6. Para determinar las temperaturas y presiones se utilizó el geotermómetro de olivino-augita (Loucks,1996) y el geobarómetro de olivino-clinopiroxeno (Kohler & Brey,1990) en pares olivino-clinopiroxeno de muestras de Callaqui y Copahue. Para el caso de Caburga se utilizaran los datos obtenidos con los mismos geotermobarómetros por Morgado et al. (2015).
7. Para determinar la densidad cualitativa de dislocaciones se utilizó el método de decoración de Kohlstedt, (1976). Este método consiste en oxidar calugas de roca en un horno a 900°C por alrededor de una hora y luego realizar cortes transparentes a partir de ellas. En estos cortes los olivinos se presentan oxidados y las dislocaciones libres son visibles a simple vista. Para determinar la densidad de dislocaciones se comparo con los resultados de Sakyi et al. (2012).

1.5 Hipótesis

Se consideró dos posibles hipótesis:

1. La deformación de los olivinos ocurre en el sistema magmático, producto de una deformación plástica en cumulos con escaso fundido intersticial, localizados en la base o paredes de una cámara magmática o en los conductos de ascenso de magma.
2. La deformación de los olivinos ocurre en el manto superior, pero posterior a ella los olivinos sufrieron un extenso reequilibrio químico durante su estadía en la corteza, perdiendo la firma mantélica, pero conservando evidencias de deformación

2. Marco Geológico

2.1 Zona Volcánica Sur

El área de estudio se ubica en la Zona Volcánica Sur de la franja volcánica andina. La Zona Volcánica Sur es un arco volcánico continuo de 1400 km de longitud ubicado a 300 km al Este de la fosa Chile-Perú, extendiéndose desde los 33,3°S hasta los 46°S (Cembrano & Lara, 2009). Esta Zona comprende más de 70 estratovolcanes de edades Pleistocenas – Holocenas, al menos 9 complejos de caldera y cientos de centros eruptivos menores formados por conos de escoria ± flujos de lava y maars (Fig. 2.1). El volcanismo resulta de la subducción de la placa de Nazca hacia el noreste a una tasa de 7-9 cm/año (Pardo-Casas & Molnar, 1987; Somoza, 1998; Angermann et al., 1999) bajo la placa Sudamericana. Esta convergencia es ligeramente oblicua-destral (20-30°; Jarrard 1986; Dewey & Lamb 1992) con un ángulo de subducción que varía entre los 20° y >25°. Debido a esta variación en el ángulo de subducción la distancia desde la fosa al frente volcánico varía desde >290 km en el norte hasta <270 km en el sur. El límite sur de la Zona Volcánica Sur está definido por la subducción de la Dorsal de Chile con el margen continental en el punto triple, donde las placa de Nazca, Antártica y Sudamericana se encuentran con la fosa. El límite norte se define por el cese del volcanismo el cual coincide con la transición a la zona de subducción plana y la subducción de la Dorsal de Juan Fernández. Estos límites se relacionan con el cambio que sufre el ángulo de subducción con un drástico descenso en el norte en la transición a la zona de subducción plana y un aumento desde ese punto hacia el sur, pero se esperaría observar una disminución en donde la dorsal Chilena experimenta subducción (Cembrano et al., 1996; Cembrano & Lara, 2009).

La edad de la placa de Nazca que experimenta subducción presenta una variación a lo largo de la Zona Volcánica Sur, partiendo desde los 0 Ma en el punto triple a los 46°S hasta los 45 Ma a los 33°S en el norte (Muñoz et al., 2000). Esta variación en edad presenta discontinuidades en las zonas de fractura del Guafo, Chiloé, Valdivia y Mocha (Fig.2.2).

El grosor de la corteza disminuye hacia el sur de la Zona Volcánica Sur desde 55-60 km en el límite norte hasta <35 km al sur de los 37°S. Entre los 37°S y 38°S el arco volcánico ha sufrido una extensión Pleistocena-Holocena perpendicular al arco, con

un pequeño componente de rumbo dextral. Justo al este de esta área está la zona de falla de Antifiñir-Copahue (ZFAC), una falla dextral transpresiva y dextral transtensiva de alto ángulo y vergencia Este. Esta falla se une hacia el suroeste entre los 38-39°S con la zona de falla de Liquiñe-Ofqui (ZFLO), un sistema de falla de intra-arco que domina la región entre los 38°S y 47°S (Fig. 2.1). La Zona de Falla Liquiñe-Ofqui es un sistema de falla paralelo al margen de movimiento transpresional dextral desde el Plioceno. Esta podría ser una falla maestra que corta a través de la litosfera y conecta las cámaras magmáticas o incluso la cuña astenosférica con la superficie (Cembrano et al., 1996; Cembrano & Lara, 2009).

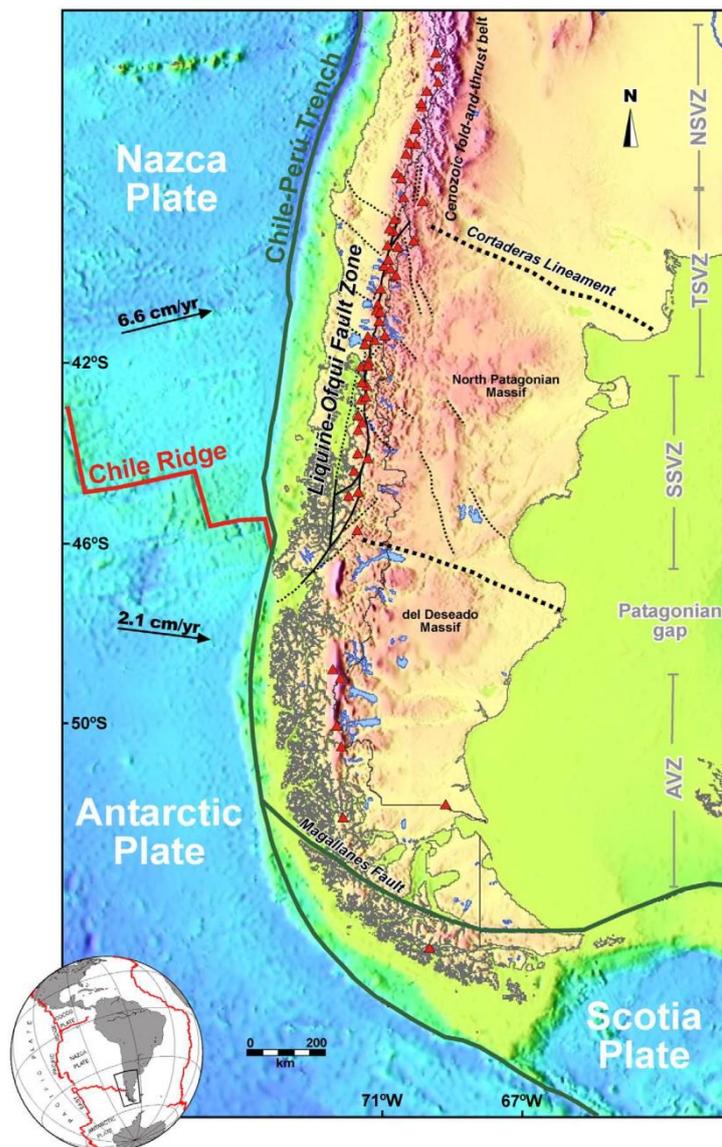


Figura 2.1: Mapa esquemático de la Zona Volcánica Sur (33°S-47°S) con la localización de algunos volcanes y el sistema de falla Liquiñe-Ofqui. Imagen de Cembrano & Lara, (2009).

En la Zona Volcánica Sur los volcanes generalmente se disponen en cadenas con lineamientos NE-SO y NO-SE. Los volcanes con lineamientos NE-SO son generalmente de composiciones basálticas a andesita basáltica. Los volcanes con lineamientos NO-SE muestran lavas más evolucionadas que alcanzan las composiciones de dacitas y riolitas. La Zona de Falla Liquiñe-Ofqui genera subdominios transpresivos y transtensivos a lo largo del arco volcánico, estos subdominios son un rasgo de primer orden en el control de la composición y morfología de los volcanes. Encontrando composiciones menos evolucionadas asociadas en general a conos monogénéticos en dominios transtensivos (alineamiento NE-SO, Caburga y La Barda son un ejemplo) y composiciones más evolucionadas asociadas en general a estratovolcanes en los dominios transpresionales (alineamiento NO-SE). Sin embargo, no todos los volcanes están asociados a estos lineamientos. Hay volcanes que están temporalmente y espacialmente relacionados con estructuras antiguas. Estas podrían funcionar como caminos de ascenso de magmas. Estas estructuras antiguas no se encuentran relacionadas con el campo de esfuerzos de intra arco que actualmente existe (Cembrano et al., 1995; Cembrano & Lara, 2009 y referencias citadas por ellos).

2.2 Geoquímica de la Zona Volcánica Sur Central y Transicional

La Zona Volcánica Sur se divide en función de diferencias geoquímicas en la Zona Volcánica Sur Norte (NZVS; 33-34,5°S, Hildreth & Moorbsth, 1988), la Zona Volcánica Sur Transicional (TZVS; 34,5-37°S, Tormey et al., 1991), la Zona Volcánica Sur Central (CZVS; 37-41,5°S, Hickey et al., 1984, 1986; Hickey-Vargas et al., 1989) y la Zona Volcánica Sur Sur (SZVS; 41,5-46°S, Naranjo & Stern, 2004). Dentro de la Zona Volcánica Sur nuestra zona de estudio abarca los volcanes de Callaqui, Copahue, Caburga y La Barda, estos se encuentran entre los 37°-39°S, correspondiendo con el sur de la Zona Volcánica Sur Transicional y el norte de la Zona Volcánica Sur Central (Fig. 2.2).

Los trabajos realizados en la Zona Volcánica Sur por Jacques et al (2013; 2014) utilizaron las rocas más frescas y jóvenes que pudieron encontrar, en su mayoría fueron rocas volcánicas con olivino, basaltos y andesitas basálticas, el mismo tipo de roca (salvo por una muestra de Copahue) que utilizamos en este trabajo. Ellos determinaron variaciones geoquímicas norte-sur entre la Zona Volcánica Sur

Transicional y la Zona Volcánica Sur Central, las zonas en donde los volcanes seleccionados en este trabajo se encuentran.

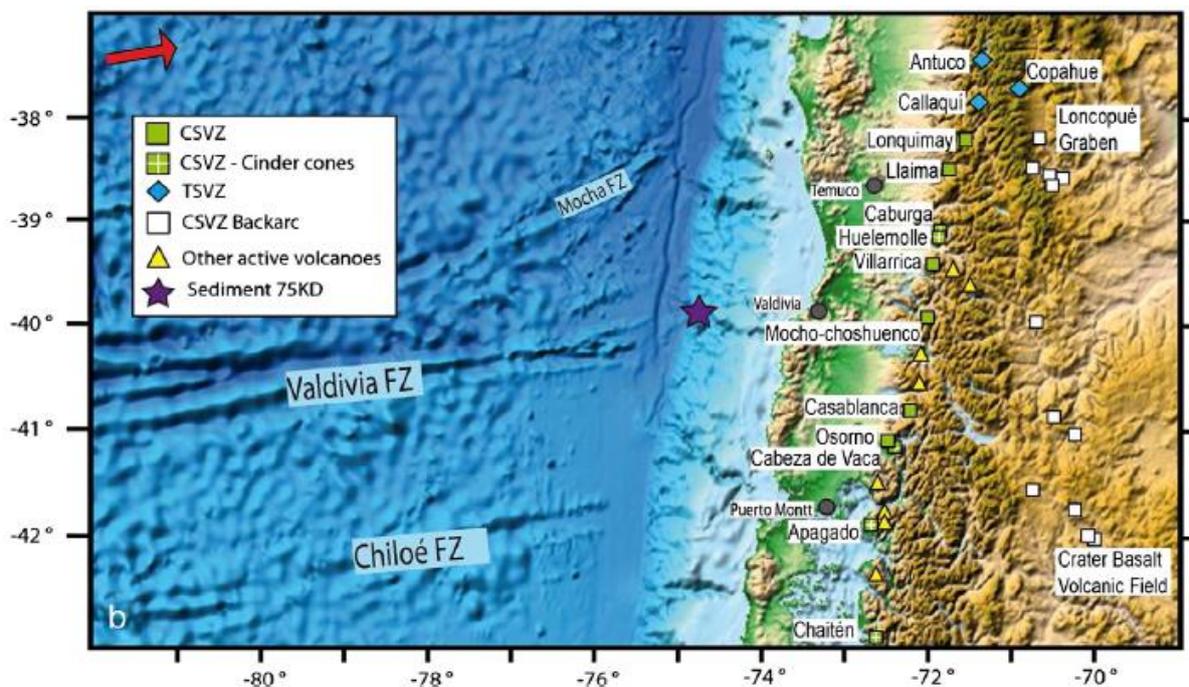


Fig. 2.2: Mapa de la CZVS (Zona Volcánica Sur Central) y sur de la TZVS (Zona Volcánica Sur Transicional), desde los 38-42°S. Los cuadrados verdes representan estratovolcanes. Los cuadrados verdes con una cruz blanca representan conos de ceniza monogénéticos de la CZVS. Los rombos azules volcanes de la TZVS. Los cuadrados blancos representan lavas de tras-arco. Los triángulos amarillos representan otros volcanes cuaternarios. La flecha roja representa el movimiento relativo de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. FZ significa Zona de Fractura. Además, en la figura se observan 3 de los 4 volcanes estudiados: Callaqui, Copahue, Caburga. (Figura 1 de Jacques et al., 2014).

Ellos encontraron que las rocas en la Zona Volcánica Sur Transicional y la Zona Volcánica Sur Central van desde basaltos, andesitas basálticas hasta andesitas/traquiandesitas (Fig. 2.3). El rango de MgO es de 4-7 wt% en la Zona Volcánica Sur Central y de 3-6% en la Volcánica Sur Transicional. En el arco volcánico de la Volcánica Sur Transicional las rocas son en su mayoría calcoalcalinas y con unas pocas de ellas alcanzando el campo de Alto-K. En el arco volcánico de la Zona Volcánica Sur Central las rocas van desde el campo toleítico hasta el calcoalcalino medio-K. Las rocas del arco volcánico de la Zona Volcánica Sur Central alcanzan menores valores de K₂O a un mismo valor de SiO₂ comparadas con las rocas del arco volcánico de la Zona Volcánica Sur Transicional (Jacques et al, 2013; 2014). En sus gráficos de MgO vs elementos mayores determinaron que las rocas de la Zona Volcánica Sur Central tienen un menor contenido de Na₂O y K₂O a un contenido de MgO dado en comparación con las

rocas de la Zona Volcánica Sur Transicional. Existen correlaciones positivas entre MgO vs FeO_{tot} y CaO, y correlaciones negativas entre MgO vs SiO₂, K₂O, Al₂O₃ y Na₂O. Tanto en las correlaciones positivas como negativas hay superposición entre las muestras de Zona Volcánica Sur Transicional y Zona Volcánica Sur Central (Jacques et al, 2014). Las rocas volcánicas de la Zona Volcánica Sur Transicional y Zona Volcánica Sur Central están enriquecidas en LILE (*large-ion lithophile elements*) como Cs, Rb, Ba, U, K y Pb y empobrecidas en HFSE (*high field strength elements*) como Nb y Ta relativo a LREE, evidenciando una típica firma de subducción. Las rocas volcánicas del arco más evolucionadas muestran enriquecimientos de Zr y Hf y empobrecimiento en Ti (Jacques et al, 2013 & 2014).

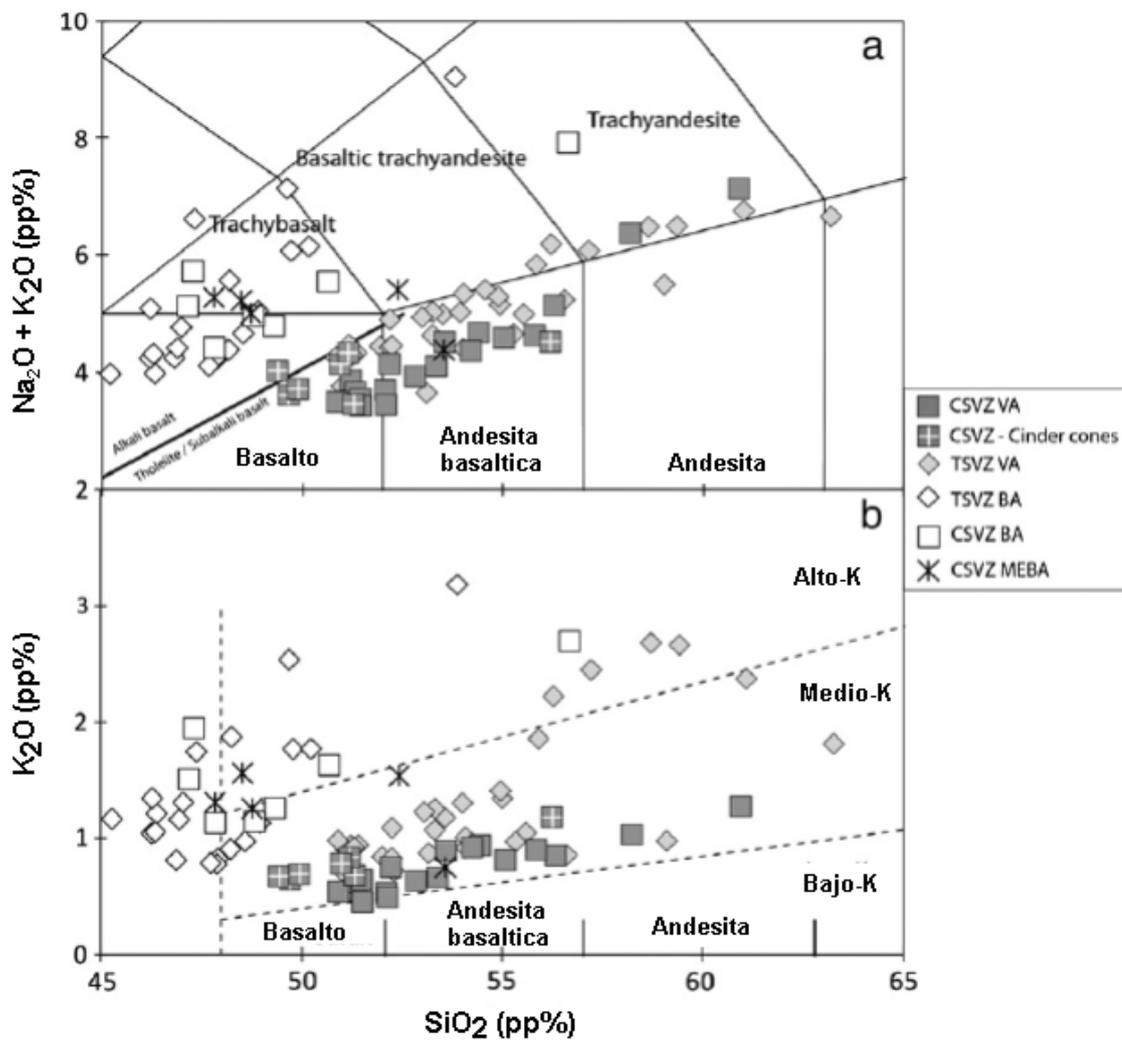


Figura 2.3: (a) Diagrama TAS para las rocas de la TZVS (Zona Volcánica Sur Transicional) y CZVS (Zona Volcánica Sur Central). Las rocas del arco volcánico van desde basaltos, andesita basáltica hasta andesitas/trachiandesitas. (b) SiO_2 vs K_2O . Las rocas del arco volcánico (VA) van desde el campo toleítico hasta el campo de alto-K. (Modificado de Jacques et al., 2014).

2.4 Volcanes seleccionados

Dentro de la Zona Volcánica Sur nuestra zona de estudio abarca los volcanes de Callaqui, Copahue, Caburga y La Barda, estos se encuentran entre los 37°S y 39°S, correspondiendo con el sur de la Zona Volcánica Sur Transicional y el norte de la Zona Volcánica Sur Central (Tormey et al., 1991; Hickey et al., 1984).

Como representantes de conos monogénéticos fueron elegidos los volcanes de La Barda y Caburga debido a que ya se contaba con muestras de lavas basálticas de ellos. En el caso de Callaqui y Copahue también se contaba con muestras, pero lo más importante es que estas lavas presentaban olivinos de un tamaño que permitía fácilmente su observación, una condición necesaria para poder clasificar su condición de deformación en el microscopio.

Se trabajó con 3 muestras de Callaqui, 2 muestras de Copahue, 2 muestras de La Barda y 1 muestra de Caburga. Todas las muestras seleccionadas presentaban olivinos visibles fácilmente en microscopio.

La localización exacta de las muestras se observa en las figuras 2.4, 2.5 y 2.6:

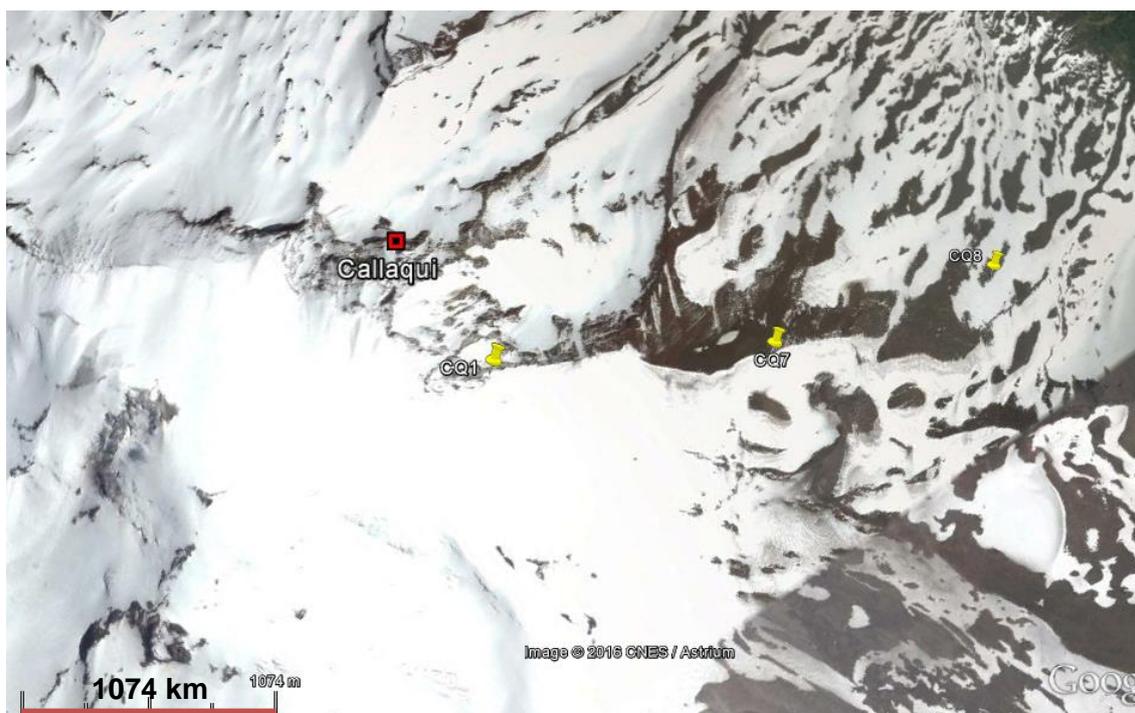


Figura 2.4: Localización de las muestras de Callaqui. CQ1 (Latitud: 37°55'11.36"S y Longitud: 71°26'35.16"O), CQ7 (Latitud: 37°54'41.75"S y Longitud: 71°26'14.81"O) y CQ8 (Latitud: 37°54'9.32"S y Longitud: 71°26'5.02"O).



Figura 2.5: Localización de las muestras de Caburgia y La Barda. CAB1 (Latitud: 39°14'8.36"S y Longitud: 71°50'15.70"O), La BARDA1-2 (Latitud: 39°11'26.58"S y Longitud; 71°46'23.38"O) y La BARDA2-3 (Latitud: 39°11'26.57"S y Longitud: 71°46'22.34"O).

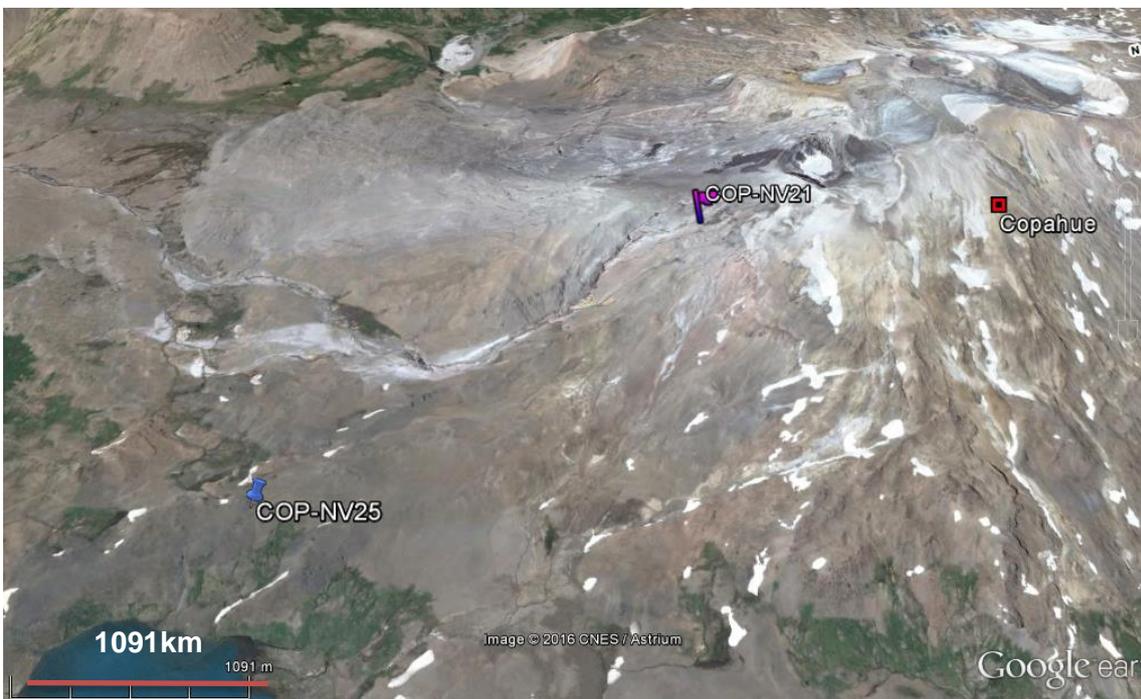


Figura 2.6: Localización de las muestras de Copahue. COP-21 (Latitud: 37°51'16.54"S y Longitud: 71° 9'8.06"O), y COP-25 (Latitud: 37°50'35.75"S y Longitud; 71° 7'17.91"O).

2.4.1 Volcán Copahue

El volcán Copahue es un estratovolcán de 2997 metros de altura perteneciente a la Zona Volcánica Sur localizado en las coordenadas $37^{\circ} 51,8 \text{ S} - 71^{\circ}10,3 \text{ W}$ en el borde Chileno-Argentino entre la región del Bío Bío en Chile y Provincia de Neuquén en Argentina (Fig. 2.7) (Varekamp et al., 2001). Su actividad cuaternaria se caracteriza por productos basálticos hasta andesíticos (Hildreth & Moorbath., 1988). Su actividad en el Cuaternario se localiza a lo largo del lineamiento Callaqui-Copahue-Mandolegue (CCM) de orientación $N60^{\circ}E$ y de 90 km de largo, conformado por el volcán Callaqui al SO, el volcán Copahue y la caldera Caviague al NE (Fig.2.8). Es el lineamiento más largo de la Zona Volcánica Sur y se ha interpretado como una zona de transferencia heredada de escala cortical desde una cuenca de *rift* del Mioceno, relacionado estructuralmente con la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (Bonali, 2012 & Melnick et al., 2006).

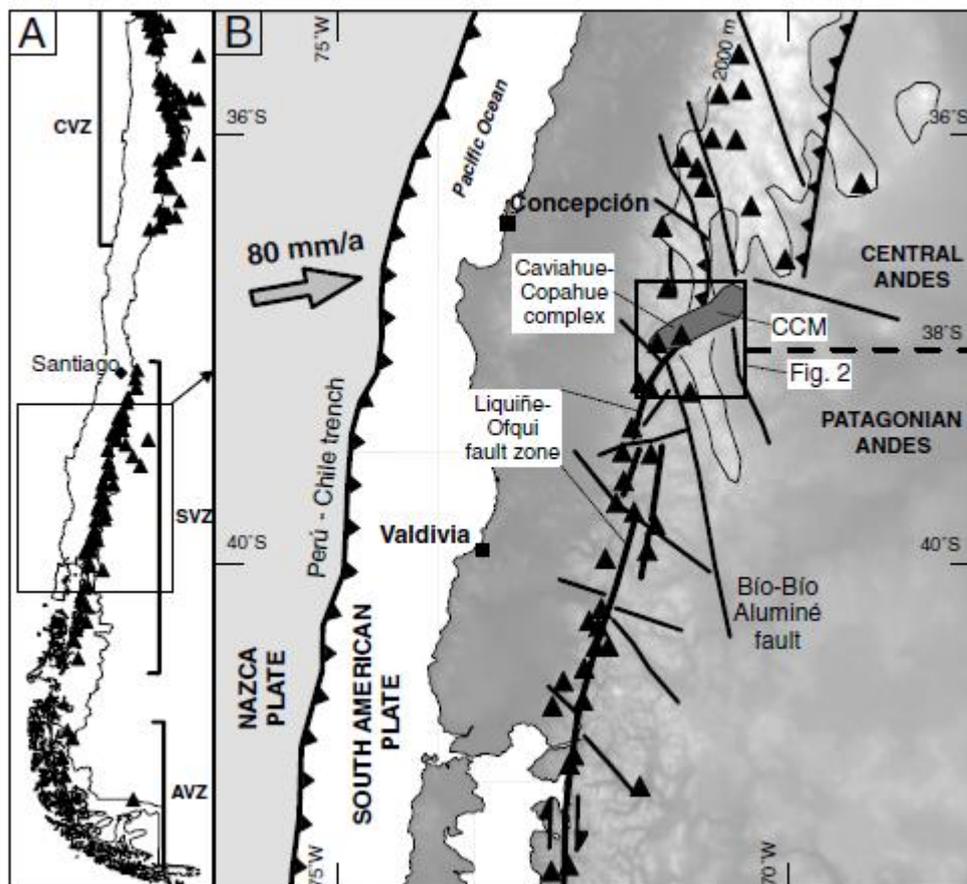


Figura 2.7: a) Localización de los volcanes en la Zona Volcánica Sur Central. B) Mapa con las estructuras regionales de la zona de intra arco de los Andes. Los triángulos negros indican volcanes Holocenos. CCM: zona de transferencia Callaqui-Copahue-Mandolegue. (Melnick et al., 2006). Los volcanes de Copahue y Callaqui se localizan dentro del rectángulo negro en la imagen B).

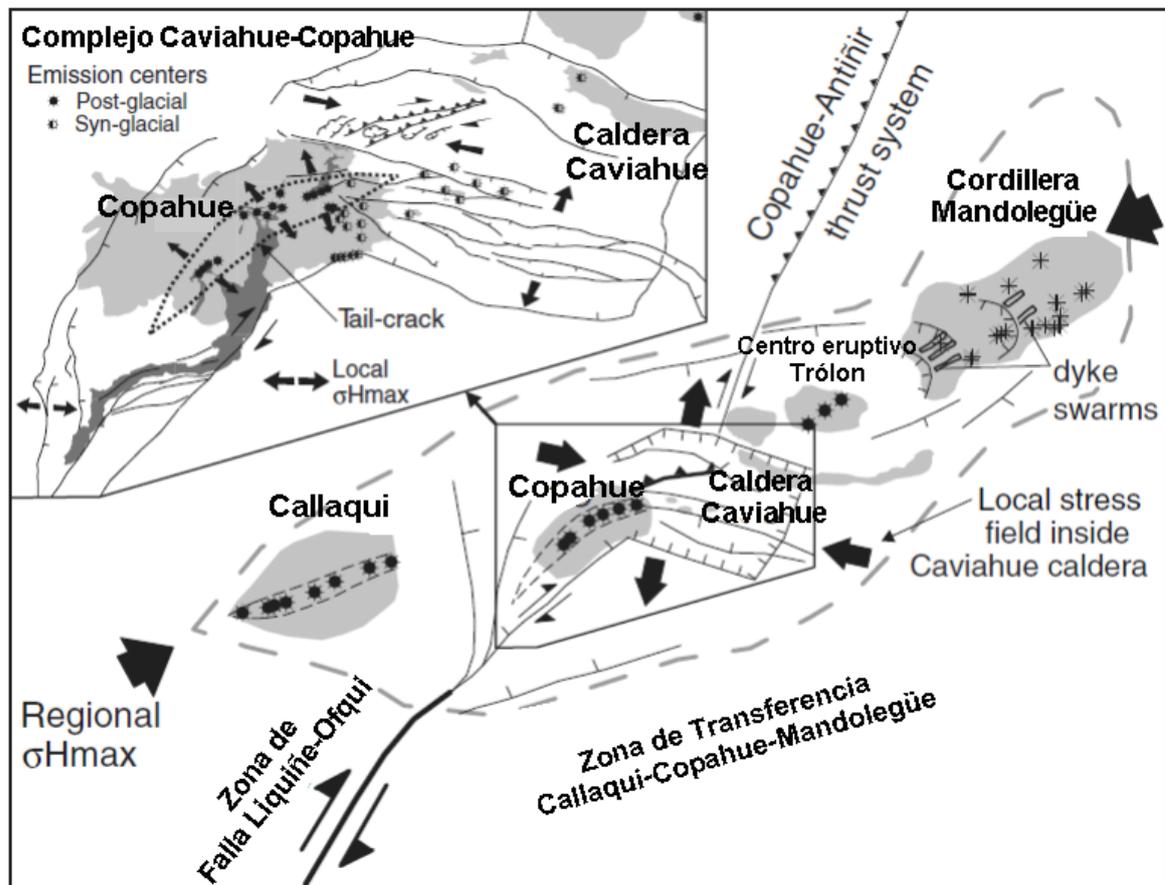


Figura 2.8: Modelo estructural de la zona de transferencia de Callaqui-Copahue-Mandolegüe. Imagen modificada a partir de Melnick et al. (2006).

2.4.2 Volcán Callaqui

El volcán Callaqui es un estratovolcán de 3164 metros de altura localizado en la Zona Volcánica Sur localizado en la coordenadas 37.92°S - 71.45°W en el borde este del sur de Chile en la Región del Biobío (Fig. 2.8) (Hickey et al., 1984). Su actividad Holocena se caracteriza por basálticos hasta andesitas (Muñoz & Stern, 1988). Se localiza al NO de la extensión NE de la Zona de Falla Lliquiñe-Ofqui, formando parte del lineamiento NE Callaqui-Copahue-Mandolegüe (CCM), localizándose en la zona más NO de éste (Fig. 2.8) (Melnick et al., 2006).

2.4.3 Complejo Volcánico Caburga-Huelemolle

Consiste en un grupo de conos de piroclastos monogenéticos que se encuentran al sur y sureste del Lago Caburga, y a 10 km al norte del volcán Villarrica entre los 39°10`S y 39°20`S (Fig. 2.9). Dentro de este grupo se encuentran: Los volcanes de Caburga, Huelemolle, La Barda, San Jorge, Relicura y Cordillera Cañi. El volcán de

Caburga consiste en 5 conos y La Barda de 3 conos, todos de composiciones basálticas y de edades Holocenas post-glaciación. Ambos yacen a lo largo de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. El volcán Caburga presenta una dirección NE que coincide con las grietas de tensión de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui y el volcán La Barda tiene una dirección NNE que coincide con la falla dextral de Liquiñe-Ofqui. (Cembrano et al., 1996; Cembrano and Lara, 2009; Morgado et al., 2015).

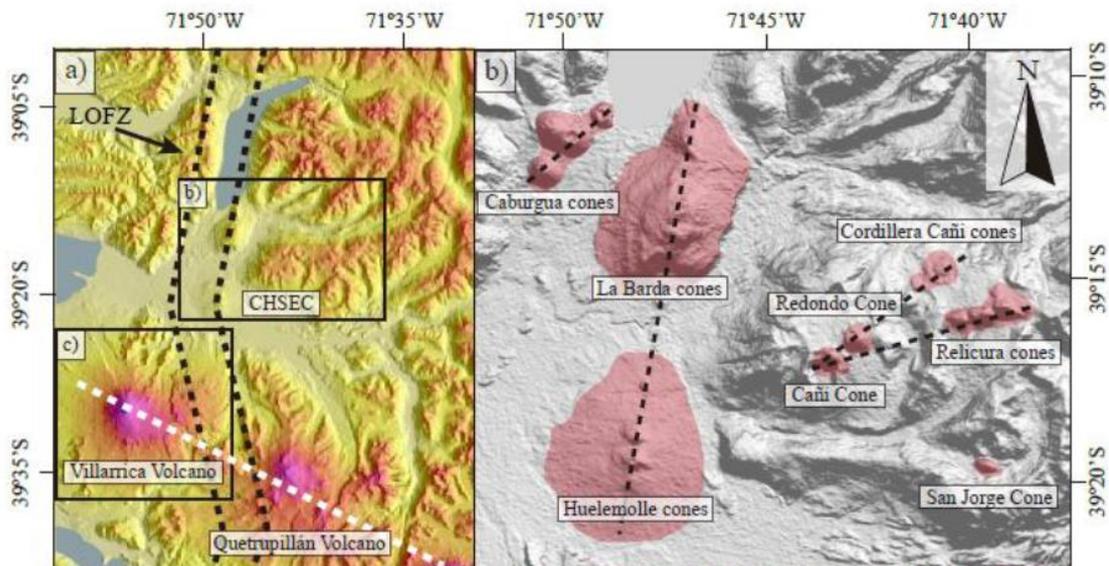


Figura 2.9: Distribución de los volcanes del complejo Caburga – Huelemolle. Las líneas punteadas en la figura b) marcan los lineamientos NE y NNE (Morgado et al., 2015).

3. Resultados

En esta sección se presentan los resultados obtenidos, estos están divididos en: Petrografía, Geoquímica, deformación y microestructuras del olivino.

3.1 Petrografía

En la siguiente tabla se muestra el resumen de las principales características de los cortes de lavas. En el anexo se encuentran las descripciones expandidas.

Tabla 3.1: Resumen de la petrografía de las muestras de lavas.

Muestra	Texturas	Masa fundamental	Abundancias	Fenocristales	Tamaño fenocristales (mm)
Barda12 (Basalto)	Fanerítica (Porfirica y Glomeroporfirica)	Compuesta de microlitos	Masa fundamental (89%)	2%Plagioclasas	0,2-3,5
	Intergranular (masa fundamental microcristalina) Texturas de desequilibrio (Reabsorción y zonación)	de plagioclasas, clinopiroxenos, olivinos, óxidos Fe-Ti y escaso vidrio	Fenocristales (7%) Vesículas (4%)	5%Olivinos <1%Óxidos	0,05-1,5 <0,1
	Textura vesicular				
Barda23 (Basalto)	Fanerítica (Porfirica y Glomeroporfirica)	Compuesta de microlitos	Masa fundamental (92%)	1%Plagioclasas	0,2-0,3
	Intergranular (masa fundamental microcristalina) Texturas de desequilibrio (Reabsorción y zonación)	de plagioclasas, clinopiroxenos, olivinos, óxidos Fe-Ti y escaso vidrio. Varian las proporciones de microlitos de plagioclasas y clinopiroxenos respecto a Barda12	Fenocristales (5%) Vesículas (3%)	4%Olivinos <1%Óxidos	0,1-1,4 <0,1
	Textura vesicular Evidencias de recristalización				
CAB1-1	Fanerítica (Porfirica y Glomeroporfirica)	Compuesta de microlitos	Masa fundamental (87%)	1%Plagioclasas	0,2-0,4
	Intergranular (masa fundamental microcristalina) Texturas de desequilibrio (Reabsorción y	de plagioclasas, clinopiroxenos, olivinos, óxidos Fe-Ti y escaso vidrio	Fenocristales (7%) Vesículas (6%)	6%Olivinos <1%Óxidos	0,1-1,8 <0,1

(Basalto)		zonación)			
Textura vesicular					
CQ-1 (Basalto)	Fanerítica (Porfirica y Glomeroporfirica)	Compuesta de microlitos	Masa fundamental (62%)	25%Plagioclasas	0,1-2,4
	Intergranular (masa fundamental microcristalina)	de plagioclasas, clinopiroxenos,	Fenocristales (31%)	3%Olivinos	0,1-1
	Texturas de desequilibrio (Reabsorción y zonación)	olivinos, óxidos Fe-Ti y escaso vidrio	Vesículas (7%)	2%Clinopiroxenos	0,1-1,5
	Textura vesicular			1%Óxidos	<0,1
Textura sieve					
CQ-7 (Andesita basáltica)	Fanerítica (Porfirica y Glomeroporfirica)	Compuesta de microlitos	Masa fundamental (75%)	18%Plagioclasas	0,1-2,2
	Intergranular (masa fundamental microcristalina)	de plagioclasas, clinopiroxenos,	Fenocristales (23%)	3%Olivinos	0,1-1,8
	Texturas de desequilibrio (Reabsorción y zonación)	olivinos, óxidos Fe-Ti y escaso vidrio	Vesículas (2%)	1,5%Clinopiroxenos	0,1-1,2
	Textura vesicular			0,5%Óxidos	<0,1
Textura sieve					
CQ-8 (Basalto)	Fanerítica (Porfirica y Glomeroporfirica)	Compuesta de microlitos	Masa fundamental (72%)	24%Plagioclasas	0,1-2,2
	Intergranular (masa fundamental microcristalina)	de plagioclasas, clinopiroxenos,	Fenocristales (26%)	2%Olivinos	0,1-1,8
	Texturas de desequilibrio (Reabsorción y zonación)	olivinos, óxidos Fe-Ti y escaso vidrio	Vesículas (2%)	2%Clinopiroxenos	0,1-1
	Textura vesicular			<1%Óxidos	<0,1
Textura sieve					
COP21 (Andesita basáltica)	Fanerítica (Porfirica y Glomeroporfirica)		Masa fundamental (63%)	25%Plagioclasas	0,1-4,5
	Intergranular-intersertal (masa fundamental varia contenido de vidrio)	Varía desde vítrea hasta vítrea con microcristales de plagioclasas, olivinos, óxidos y clinopiroxenos.	Fenocristales (34%)	3%Olivinos	0,1-1,4
	Texturas de desequilibrio (Reabsorción y zonación)		Vesículas (3%)	5%Clinopiroxenos	0,1-1,8
	Textura vesicular			1%Óxidos	<0,1
Textura sieve					
COP25	Fanerítica (Porfirica y Glomeroporfirica)	Compuesta de principalmente de microlitos	Masa fundamental (60%)	30%Plagioclasas	0,1-2,7
	Intergranular (masa fundamental microcristalina)	de plagioclasas y en menor proporción clinopiroxenos, olivinos, óxidos Fe-Ti y escaso vidrio	Fenocristales (39%)	6%Olivinos	0,1-1,4
	Texturas de desequilibrio (Reabsorción y zonación)		Vesículas (1%)	2%Clinopiroxenos	0,1-1,7

(Andesita)

zonación)
Textura sieve

s
1%Óxidos <0,1

Junto con la petrografía también se observó evidencias de deformación intracristalina y zonaciones. En la figura 3.1 se muestran ejemplos de olivinos con subgranos y extinción ondulosa (figura 3.1 Ay C) en La Barda, olivino con subgrano en Caburga (figura 3.1 E), olivino con subgrano y plagioclasas con extinción ondulosa y zonación en Copahue (figura 3.1 B y D) y clinopiroxenos con subgrano y extinción ondulosa (figura 3.1 F). En la figura 3.2 se muestran ejemplos de olivinos con zonación normal e inversa (figura 3.2 Ay B) y olivino sin zonación (figura 3.2 C).

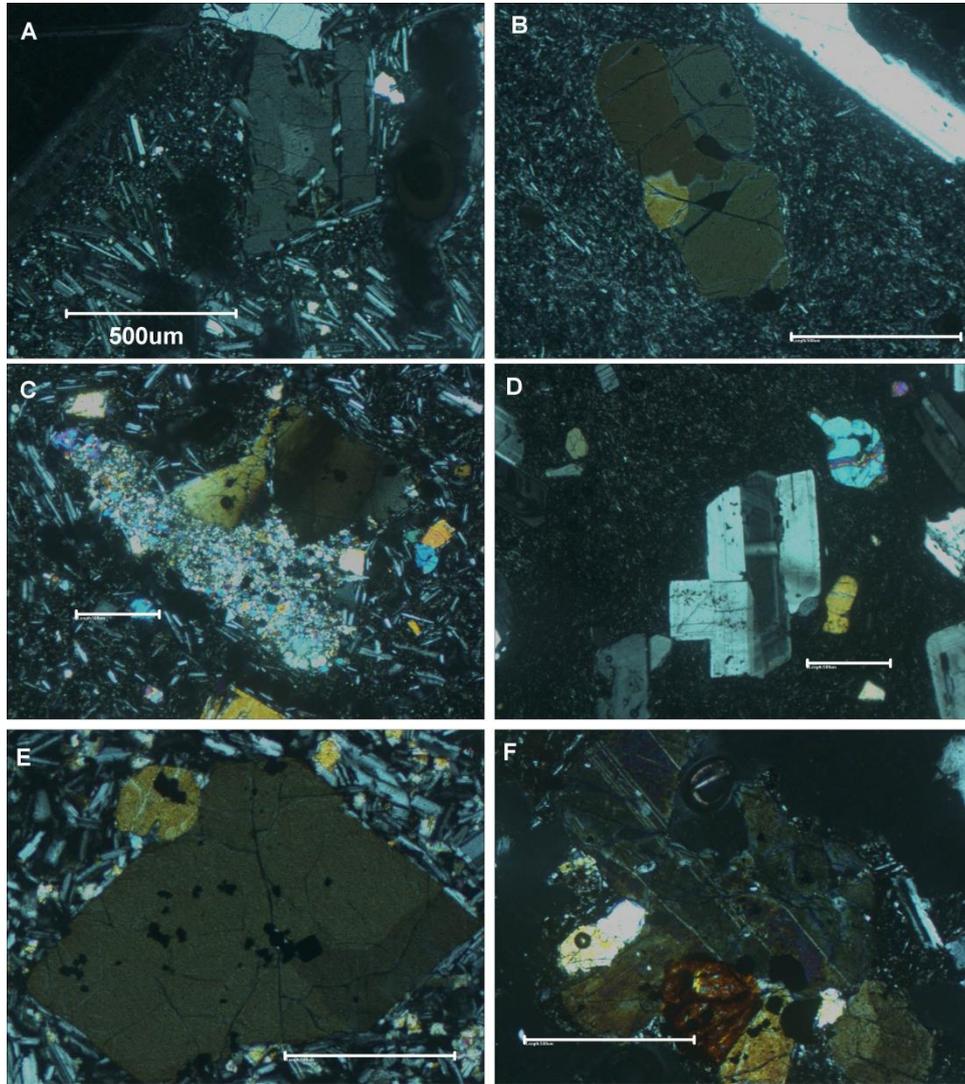


Figura 3.1: Ejemplos de cristales deformados en las muestras de lavas. A) Olivino con subgrano de La Barda. B) Olivino con subgrano de Copahue. C) Olivino con extinción ondulosa y junto a un olivino recrystalizado. D) Plagioclasas con extinción ondulosa de Copahue. E) Olivino con subgrano de Caburga. F) Clinopiroxenos con subgrano y extinción ondulosa de Callaqui. La escala en todas las figuras corresponde a 500µm.

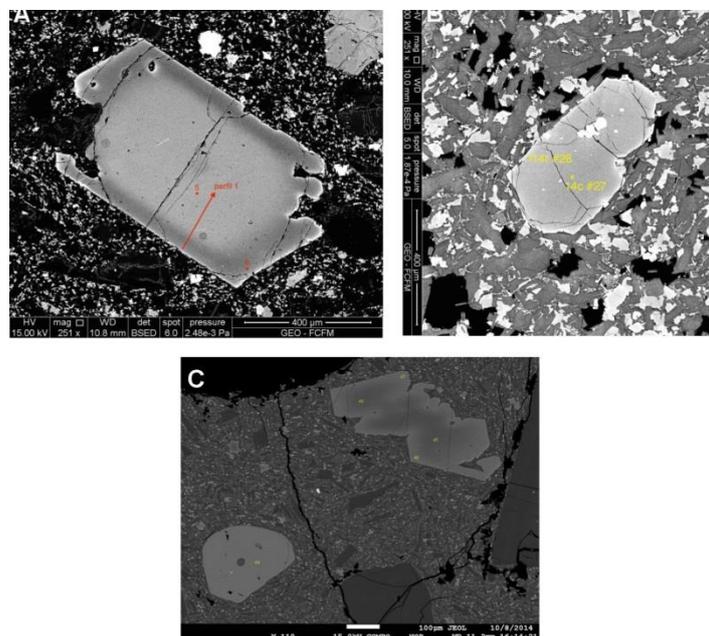


Figura 3.2: Imágenes de microscopía óptica de barrido (SEM) de olivinos con zonación inversa (A), zonación normal (B) y sin zonación (C). En A y B la zonación sigue los contornos de las caras del cristal y en A se observa reabsorción en las esquinas.

3.2 Geoquímica

3.2.1 Clasificación de las muestras de lavas

Las lavas fueron clasificadas usando un diagrama TAS (álcalis totales vs. sílice, LeBas, 1986). Las lavas tienen un rango de valores de SiO_2 que va desde 50,3% hasta 57,2%, y un rango de valores de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ que va desde 1,8% hasta 4,5% (figura 3.3). Las muestras de Copahue, COP-21 y COP-25 son clasificadas como andesita basáltica y andesita respectivamente. COP-21 se localiza en el campo composicional de la Zona Volcánica Sur Transicional y COP-25 se localiza simultáneamente en el campo composicional de la Zona Volcánica Sur Transicional y Zona Volcánica Sur Central. La muestra de Caburga, CAB1-1 es clasificada como un basalto. CAB1-1 se localiza simultáneamente en el campo composicional de la Zona Volcánica Sur Transicional y Zona Volcánica Sur Central. Las muestras de La Barda, BARDA 1-2 y BARDA 2-3 son clasificadas como basaltos. Ambas muestras se localizan simultáneamente en los campos composicionales de la Zona Volcánica Sur Transicional y Zona Volcánica Sur Central. Las muestras de Callaqui, CQ-1 y CQ-7 son clasificadas como basalto y andesita basáltica respectivamente.

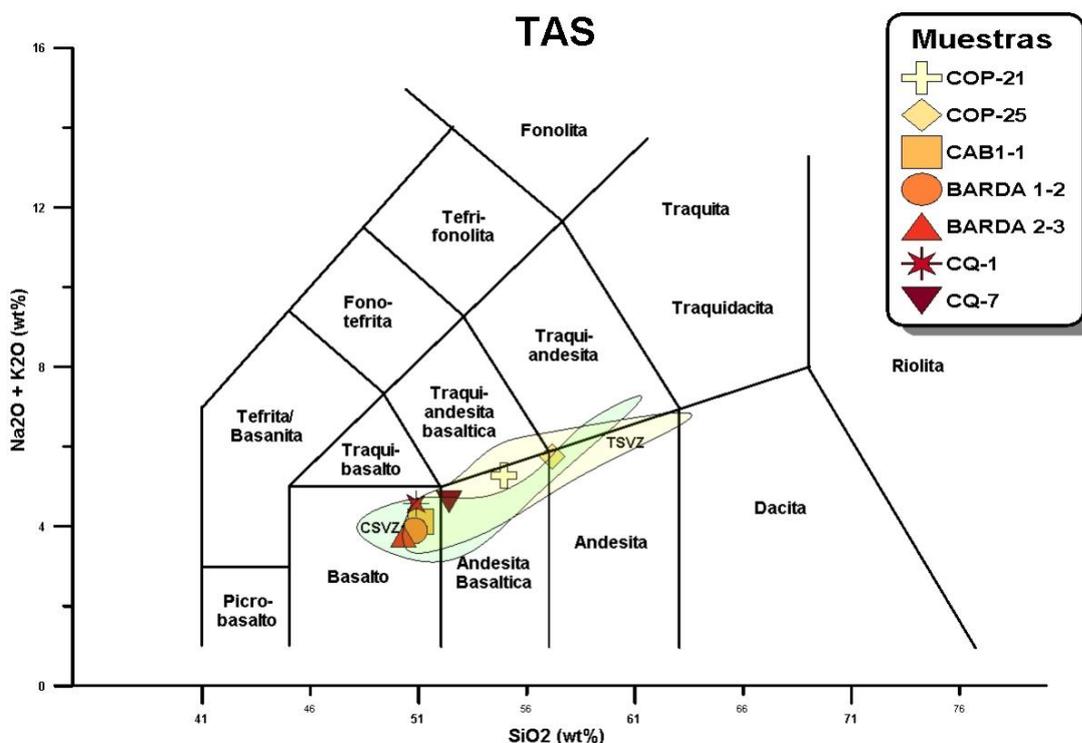


Figura 3.3: Diagrama TAS según LeBas, 1986 para las muestras de Copahue (COP), Caburga (CAB), La Barda (Barda) y Callaqui (CQ). Los campos de colores representan el rango composicional para la Zona Volcánica Sur Transicional (rojo) y Zona Volcánica Sur Central (azulado) a partir de los trabajos de Stern (2004); Dungan et al. (2001) y Jacques et al. (2013; 2014).

Ambas muestras se localizan simultáneamente en los campos composicionales de la Zona Volcánica Sur Transicional y Zona Volcánica Sur Central.

Las muestras también fueron graficas en el diagrama AFM (A: álcalis: $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$; F: $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$; M: MgO) (figura 3.4) y clasificadas usando la línea divisoria toleítica/calco-alcalina sugerida por Irvine & Baragar (1971). Todas las muestras caen en el campo calco-alcalino. Las muestras de Copahue poseen la mayor concentración de álcalis seguidas por las de Callaqui (figura 3.3) y finalmente por las muestras de La Barda y Caburga. Para el MgO se observa un rango desde 3,6 % hasta 7,6%, encontrándose los menores valores en las muestras de Copahue y los mayores en las muestras de la Barda (figura 3.6). Para el FeO se observan dos conjuntos, uno formado por las muestras de Copahue-Callaqui y otro por las muestras de La Barda-Caburga. El primer conjunto muestra un rango de 6,3%-6,7% y el segundo un rango de 7,4 – 7,8% en $\text{FeO}_{\text{total}}$ (figura 3.6).

Usando el diagrama de K_2O vs SiO_2 según Gill (1981) (figura 3.5), se observa que las muestras de Caburga, Callaqui y La Barda se localizan en el campo de medio-K. Las muestras de Caburga y La Barda coinciden con el campo composicional para la Zona Volcánica Sur Central y las muestras de Callaqui coinciden simultáneamente con el campo de la Zona Volcánica Sur Central y la Zona Volcánica Sur Transicional. Las muestras de Copahue se localizan en el campo de alto-K. COP25 se localiza en el límite con el campo composicional del Zona Volcánica Sur Transicional y COP21 no se localiza cerca de ninguno de los dos campos.

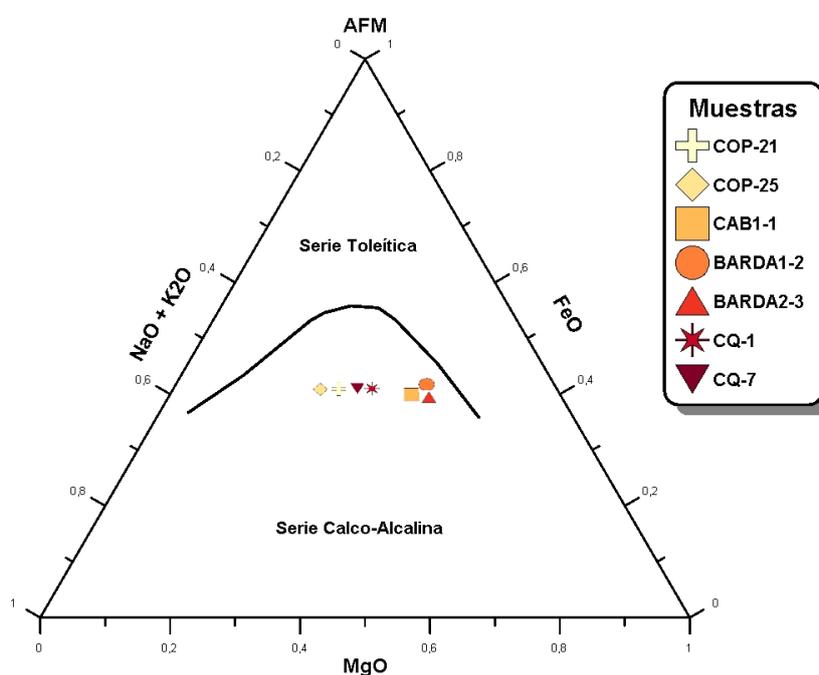


Figura 3.4: Diagrama AFM para las muestras de Copahue (COP), Caburga (CAB), La Barda (Barda) y Callaqui (CQ).

Tabla 3.2: Resultados de análisis de roca total de elementos mayores para las muestras de Copahue (COP), Caburga (CAB), La Barda (Barda) y Callaqui (CQ). Los valores indicados se presentan en porcentaje en peso. Fe₂O₃(calculado) y FeO(calculado) fueron calculados a partir de Fe₂O₃(Total) por medio del método propuesto por Robin-Popieul et al (2012).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (Total)	Fe ₂ O ₃ (calculado)	FeO(calculado)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
COP-21	55,32	17	9,03	2,24	6,72	0,143	4,36	8,06	3,54	1,78	1,154	0,28	-0,42	100,3
COP-25	56,68	16,37	8,45	2,15	6,37	0,139	3,59	6,53	3,68	2,02	1,286	0,37	0,12	99,23
Cab1-1	50,26	17,48	9,57	2,35	7,38	0,149	6,8	8,68	3,3	0,75	1,116	0,29	-0,09	98,3
Barda 1-2	50,45	16,82	9,99	2,40	7,65	0,154	7,59	9,07	3,13	0,74	1,077	0,33	-0,08	99,26
Barda 2-3	49,57	16,98	10,14	2,47	7,82	0,155	7,14	9,42	3,02	0,67	1,108	0,33	0,24	98,76
CQ-1	51,98	17,99	8,61	2,18	6,60	0,133	4,68	9,37	3,55	0,89	0,977	0,15	0,16	98,5
CQ-7	51,29	18,69	8,8	2,10	6,32	0,132	4,79	9,58	3,58	0,87	1,037	0,18	-0,21	98,75

Tabla 3.3: Resultados de análisis de roca total de elementos trazas para las muestras de Copahue (COP), Caburga (CAB), La Barda (Barda) y Callaqui (CQ). Los resultados se presentan en ppm.

	Sc	Be	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs
COP-21	25	2	200	406	519	25	184	60	22	30	60	70	17	1	< 5	54	6	< 2	< 0.5	< 0.2	2	< 0.5	2,5
COP-25	22	2	174	480	490	29	210	60	29	30	40	110	17	1	< 5	55	8	2	0,6	< 0.2	2	< 0.5	2,2
Cab1-1	25	1	229	266	798	17	79	200	31	80	80	70	17	1	< 5	10	5	< 2	1,2	< 0.2	< 1	0,8	0,5
Barda 1-2	27	1	230	260	672	18	91	290	33	90	70	80	17	1	< 5	10	3	< 2	0,7	< 0.2	< 1	0,5	0,5
Barda 2-3	28	1	235	247	683	18	91	190	32	70	70	70	17	1	< 5	9	3	< 2	0,7	< 0.2	< 1	< 0.5	< 0.5
CQ-1	21	< 1	210	244	1064	12	70	40	24	30	80	70	18	< 1	< 5	15	1	< 2	< 0.5	< 0.2	1	< 0.5	1
CQ-7	20	< 1	212	256	1004	13	76	40	23	30	60	80	18	< 1	< 5	17	2	< 2	< 0.5	< 0.2	1	< 0.5	1,2

Tabla 3.3, continuación: Resultados de análisis de roca total de elementos trazas para las muestras de Copahue (COP), Caburga (CAB), La Barda (Barda) y Callaqui (CQ). Los resultados se presentan en ppm.

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
COP-21	21,4	45,2	5,95	25,1	5,4	1,36	4,5	0,7	4	0,8	2,3	0,34	2,1	0,33	4,1	0,4	2	0,2	11	< 0.4	6,8	2
COP-25	26,6	56	7,3	30,3	6,2	1,55	5,6	0,8	4,7	0,9	2,6	0,41	2,6	0,38	5	0,6	77	0,1	12	< 0.4	7,8	2,2
Cab1-1	14,4	31,5	4,14	17,6	3,9	1,2	3,8	0,6	3,2	0,6	1,8	0,26	1,7	0,28	1,7	2,2	2	0,2	7	< 0.4	2,7	0,7
Barda 1-2	15	33	4,33	18,2	4	1,18	3,5	0,6	3,2	0,6	1,9	0,27	1,7	0,28	1,8	0,1	< 1	< 0.1	7	< 0.4	2,2	0,6
Barda 2-3	15,5	32,9	4,21	17,8	4	1,27	3,9	0,6	3,4	0,7	2	0,29	1,8	0,29	1,9	0,1	< 1	< 0.1	7	< 0.4	2,1	0,6
CQ-1	12,2	25	3,24	14,6	3,2	1	2,7	0,4	2	0,4	1,1	0,17	1,1	0,15	1,6	0,1	< 1	< 0.1	8	< 0.4	3	1
CQ-7	12	26	3,56	16,3	3,5	1,11	3,1	0,4	2,4	0,4	1,2	0,17	1	0,15	2	0,1	< 1	< 0.1	11	< 0.4	3,4	1,1

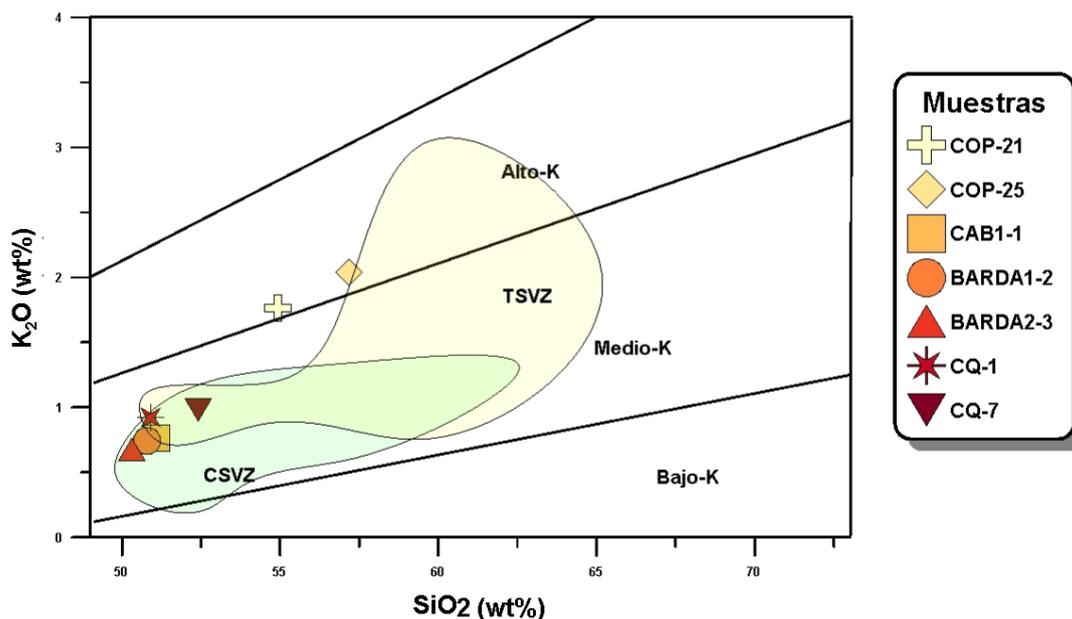


Figura 3.5: Grafico de SiO₂ vs K₂O según Gill, (1981) de las muestras de Copahue (COP), Caburga (CAB), La Barda (Barda) y Callaqui (CQ). Los campos de colores representan el rango composicional de la Zona Volcánica Sur Transicional (rosa) y Zona Volcánica Sur Central (azulado) a partir de los trabajos de Stern (2004), Dungan et al (2001) y Jacques et al (2013; 2014).

3.2.2 Geoquímica de roca total - elementos mayores

Todas las muestras fueron representadas en diagramas de MgO vs óxidos (figura 3.6) para mostrar las tendencias de las concentraciones de elementos mayores con la evolución del magma (disminución de MgO y aumento SiO₂). Presentaron en general una tendencia lineal con aumento de SiO₂, K₂O, Na₂O y TiO₂, y una disminución de Fe₂O₃ y CaO con la disminución de MgO. Los campos composicionales de la Zona Volcánica Sur Transicional y Zona Volcánica Sur Central definidos a partir de los trabajos de Stern (2004), Dungan et al (2001), Jacques et al (2013; 2014) se superponen para la mayoría de las muestras. Sin embargo, hay elementos que marcan bien la diferencia entre los campos como el K₂O y el SiO₂.

3.2.3 Geoquímica de roca total - elementos trazas

Todas las muestras fueron representadas en diagramas de trazas vs óxidos se seleccionaron elementos para mostrar las tendencias de las concentraciones de elementos trazas con la evolución del magma (disminución de MgO y aumento SiO₂). Las muestras presentaron en general una tendencia lineal con disminución de Cr, Ni, Co, Sc y V, y un aumento de Rb, Nb, Sr y Ba con la disminución de MgO. Los campos composicionales de la Zona Volcánica Sur Transicional y Zona Volcánica Sur Central

definidos a partir de los trabajos de Stern (2004), Dungan et al (2001), Jacques et al (2013; 2014) se superponen para la mayoría de las muestras. Sin embargo, hay elementos que marcan bien la diferencia entre los campos como el Cr y el Ni.

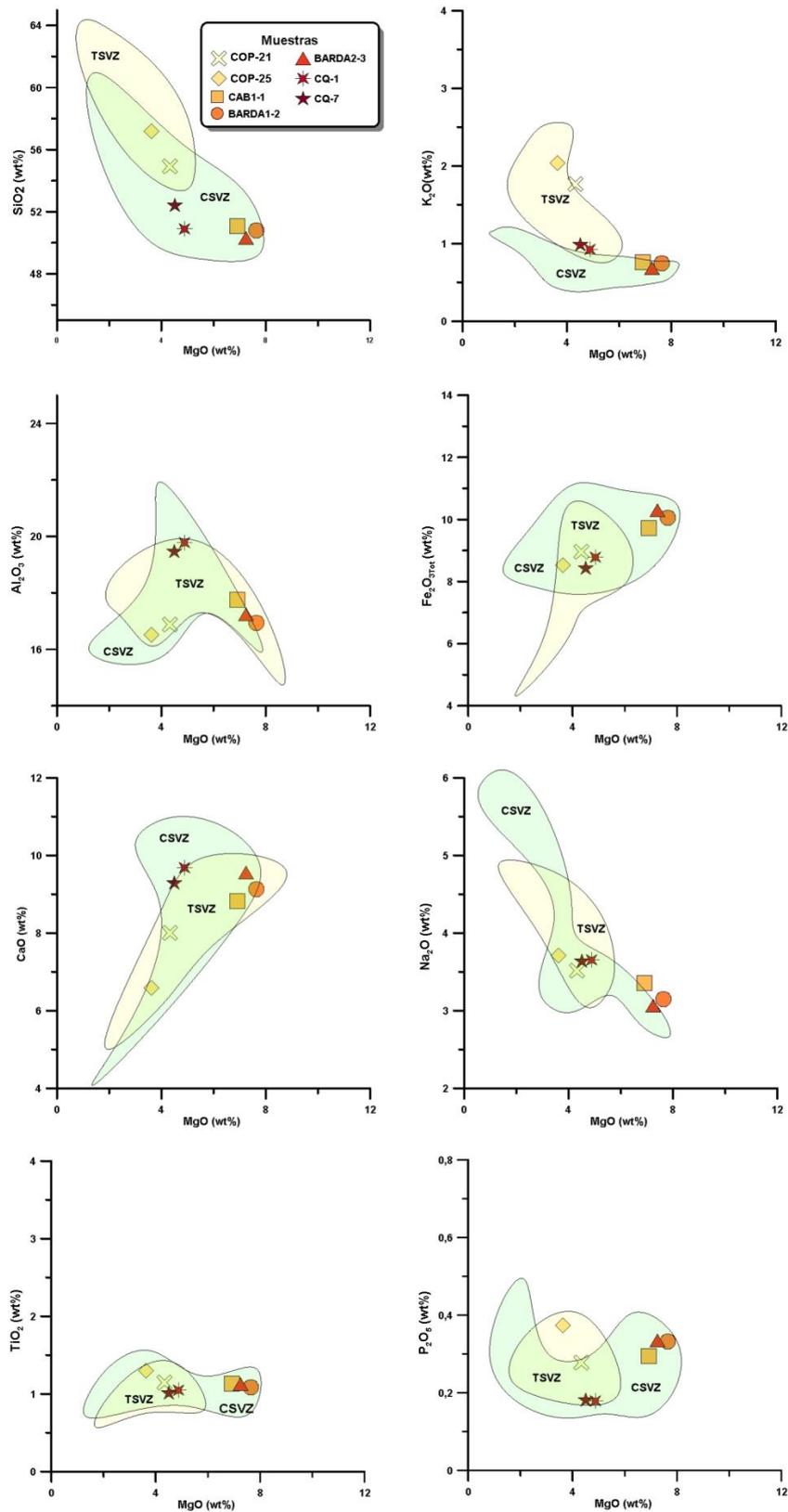


Figura 3.6: Gráficos de MgO vs Óxidos de las muestras de Copahue (COP), Caburga (CAB), La Barda (Barda) y Callaqui (CQ). Los campos de colores representan el rango composicional de la Zona Volcánica Sur Transicional (rosa) y Zona Volcánica Sur Central (azulado) a partir de los trabajos de Stern (2004), Dungan et al (2001) y Jacques et al (2013; 2014). Todos los valores están representados en porcentaje en peso.

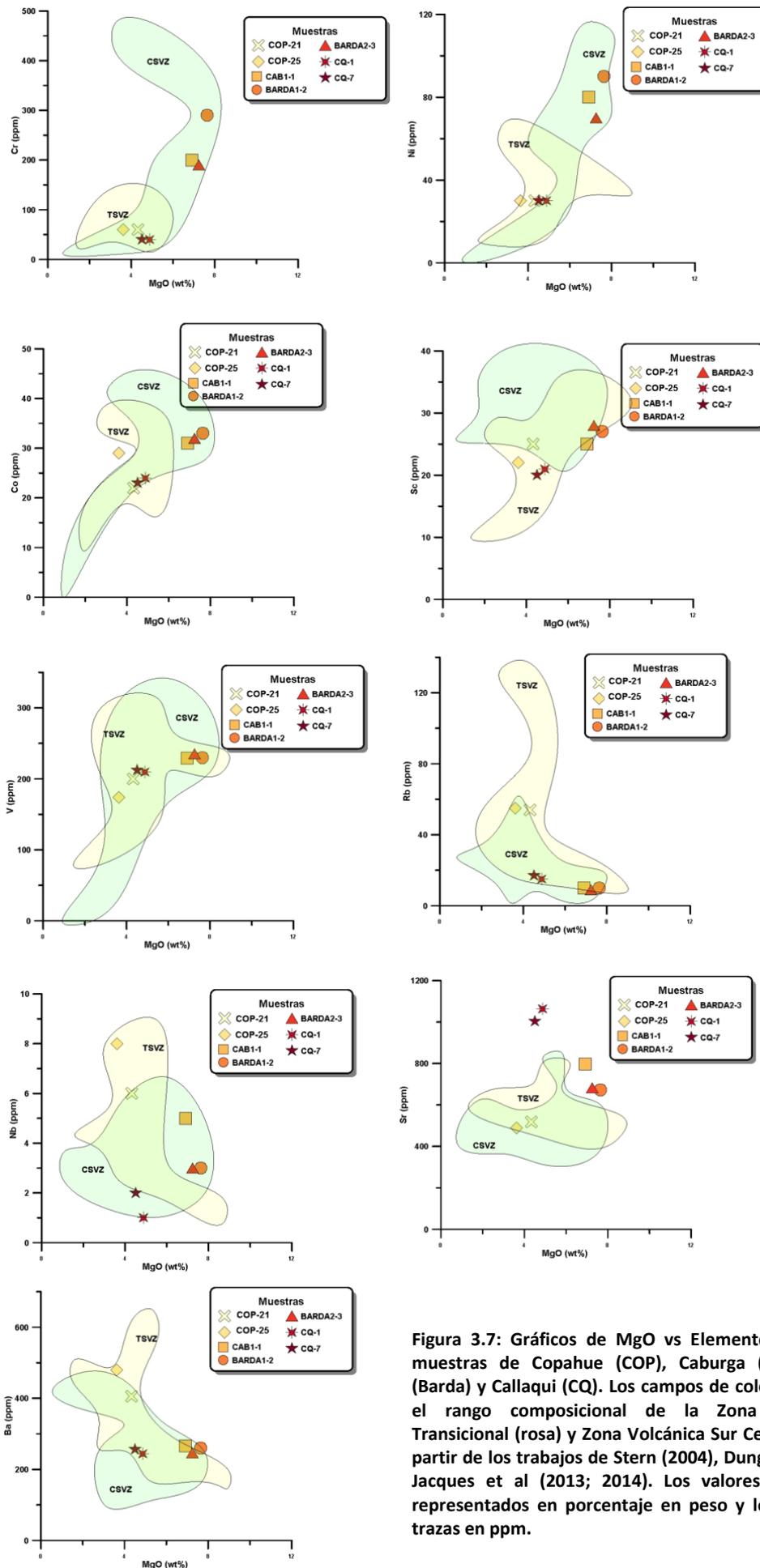


Figura 3.7: Gráficos de MgO vs Elementos Trazas de las muestras de Copahue (COP), Caburga (CAB), La Barda (Barda) y Callaqui (CQ). Los campos de colores representan el rango composicional de la Zona Volcánica Sur Transicional (rosa) y Zona Volcánica Sur Central (azulado) a partir de los trabajos de Stern (2004), Dungan et al (2001) y Jacques et al (2013; 2014). Los valores de MgO están representados en porcentaje en peso y los de elementos trazas en ppm.

3.2.4 Composición química del olivino

Histogramas de Forsterita (Fo)

El contenido en Fo en mis muestras varía entre 64,5% y 83,3% (figura 3.8). Para determinar cómo se distribuye el contenido de Fo entre el núcleo y borde se realizaron histogramas para cada volcán y por tipo de volcán (figura 3.8). En Callaqui los datos muestran un rango de Fo desde 64,5% hasta 81,3% y una distribución normal en la que el intervalo de mayor frecuencia es compartido entre el núcleo y el borde (72-74% de Fo). Ambas distribuciones se superponen en la mayoría de los intervalos salvo en los extremos en donde el borde alcanza valores más bajos y el núcleo valores más altos de Fo.

En La Barda se encuentran los mayores valores de Fo variando desde 75,4% hasta 86,3% y se distribuyen según una distribución normal asimétrica en donde las frecuencias se concentran hacia el lado izquierdo del intervalo de mayor frecuencia (84-86% Fo), el cual es el mismo para el núcleo y borde. Ambas distribuciones se superponen salvo en los extremos en donde el núcleo alcanza los valores más altos y más bajos de Fo.

En Copahue el contenido de Fo varía desde 64,7% hasta 80,2%, los datos muestran una distribución normal multimodal para el núcleo y una normal bimodal para el borde. A diferencia de La Barda y Callaqui los máximos no coinciden en núcleo y borde. Las modas en las distribuciones del núcleo corresponden a 66-68%, 70-72% y 78-80%. Las modas en el borde corresponden a 66-68% y 74-76%. El rango de intervalos entre núcleo y borde se superpone salvo en los valores de Fo superiores a 72%.

En Caburga el contenido de Fo varía desde 73,5% hasta 83,9%, los datos muestran una distribución normal truncada para núcleo y borde. Los máximos entre ellos no coinciden y corresponden al intervalo 82-84% de Fo para el núcleo y 76-78% de Fo para el borde. La distribución para el núcleo esta truncada hacia la derecha del intervalo de mayor frecuencia y para el borde hacia la izquierda del intervalo de mayor frecuencia. El rango de valores se superpone entre núcleo y borde salvo para los extremos en donde el núcleo alcanza los valores mínimos y máximos.

A modo general en los conos monogenéticos la distribución es normal para el núcleo y normal bimodal para los bordes. La moda para el núcleo es 82-84% y para el

borde son 76-78% y 84-86%. El rango de valores se superpone salvo en los extremos en donde el núcleo alcanza los valores máximos y mínimos. En los estratovolcanes la distribución es normal para el núcleo y normal bimodal para el borde. La moda en núcleo es de 76-78% y para el borde son 68-70% y 72-74%.

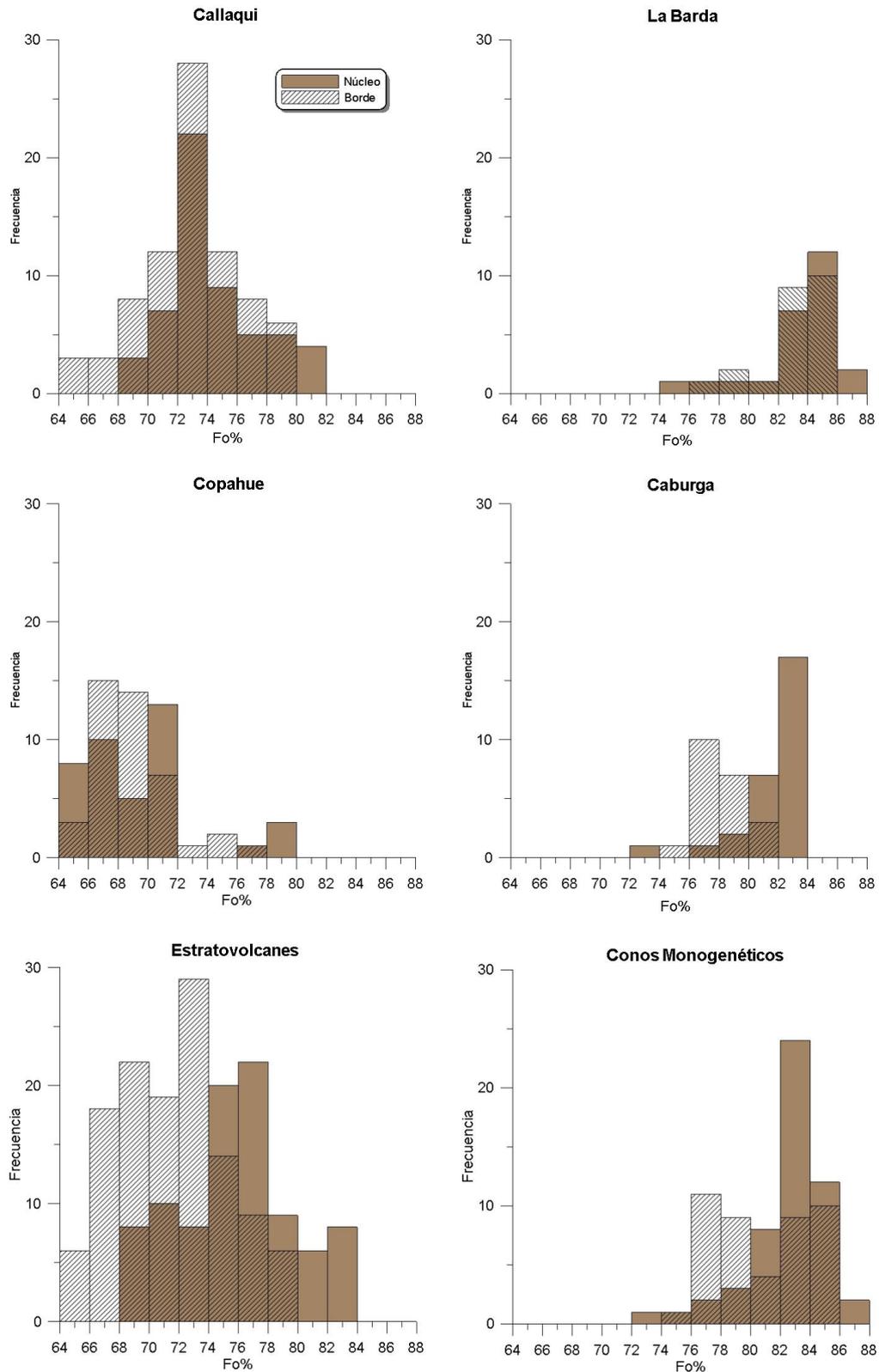


Figura 3.8: Histogramas de Forsterita (Fo) de los núcleos y bordes de olivinos de los volcanes de Callaqui, Copahue, La Barda, Caburga y en forma de grupos como Estratovolcanes (Callaqui y Copahue) y Conos monogenéticos (La Barda y Caburga).

Histogramas de Ca

Para determinar cómo se distribuye el contenido de Ca entre el núcleo y borde se realizaron histogramas para cada volcán y por tipo de volcán (figura 3.9). En Callaqui los datos muestran una distribución normal para núcleo y normal bimodal para el borde. El intervalo moda para el núcleo es de 1200-1300 ppm y para el borde las modas están en el intervalo de 1400-1500 ppm y 1600-1700 ppm. La distribución de valores del núcleo se superpone con todo el rango hacia la izquierda de la moda de 1600-1700 ppm. Hacia la derecha de este solamente se observan valores del borde, los que alcanzan los 2277ppm. El núcleo alcanza los valores más bajos llegando a 858 ppm.

En La Barda los datos muestran una distribución normal para núcleo y borde. El intervalo moda para el núcleo es de 1000-1100 ppm y para el borde de 1300-1400 ppm. Ambas distribuciones se superponen en la mayoría de su rango salvo por los bordes en donde el núcleo alcanza los menores valores y el borde los mayores.

En Copahue los datos muestran una distribución normal para núcleo y normal asimétrica para el borde en donde ambos comparten el intervalo de mayor frecuencia, 1300-1400 ppm de Ca. Este intervalo es muy marcado para los valores del núcleo. Ambas distribuciones se superponen en parte de su rango salvo por los bordes en donde el núcleo alcanza los mayores y menores valores, 2030 ppm y 322 ppm respectivamente.

En Caburga los datos muestran una distribución normal bimodal para el núcleo y normal unimodal para el borde. Las modas para el núcleo son 1100-1200 ppm y 1400-1500 ppm, y para el borde es de 1300-1400 ppm. Los rangos de valores se superponen entre núcleo y borde salvo en los extremos, donde el núcleo presenta los menores valores (un mínimo de 249 ppm) y el borde los mayores (un máximo de 1873 ppm).

A modo general en los conos monogenéticos la distribución es normal bimodal para el núcleo y normal para los bordes. Las modas para el núcleo son 1000-1200 ppm y 1400-1500 ppm, y para el borde es de 1300-1400 ppm. El rango de valores se superpone salvo en los extremos en donde el núcleo alcanza los valores mínimos y el borde los valores máximos. En los estratovolcanes la distribución es normal para

el núcleo y para el borde. La moda en núcleo es de 1300-1400 ppm y para el borde es de 1600-1700 ppm. El rango de valores del núcleo solo se superpone con un pequeño rango de valores del borde en donde el núcleo alcanza los menores valores y el borde los mayores valores.

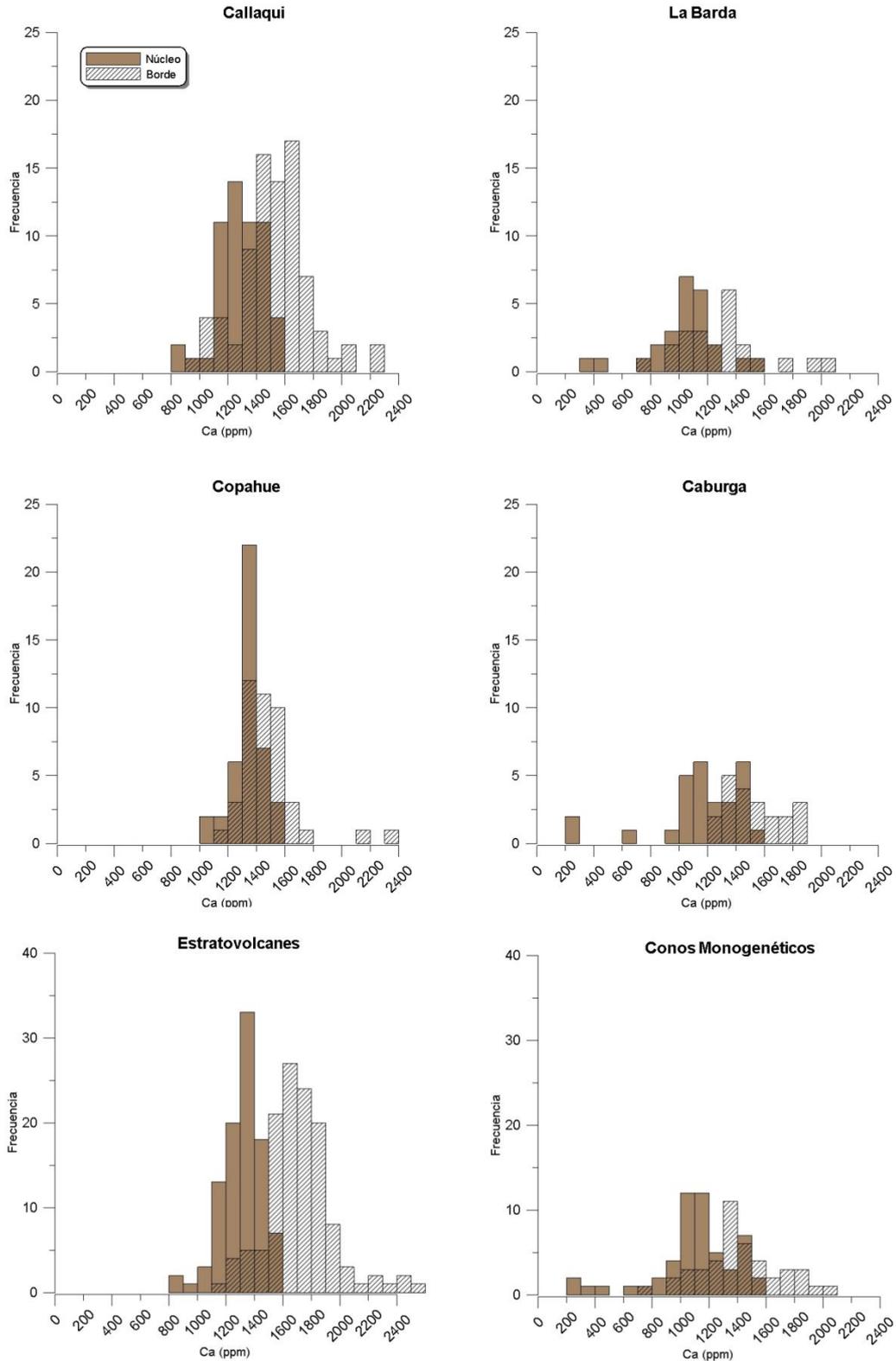


Figura 3.9: Histogramas Ca de los núcleos y bordes de olivinos de los volcanes de Callaqui, Copahue, La Barda, Caburga y en forma de grupos como Estratovolcanes (Callaqui y Copahue) y Conos monogenéticos (La Barda y Caburga).

Histogramas de Ni

Para determinar cómo se distribuye el contenido de Ni entre el núcleo y borde se realizaron histogramas para cada volcán y por tipo de volcán (figura 3.10). En Callaqui los datos muestran una distribución normal para núcleo y borde. El intervalo moda para el núcleo va desde 200 a 400 ppm y para el borde va desde 300-400 ppm. Las modas coinciden parcialmente. La distribución de valores del núcleo coincide casi totalmente con la del borde. El núcleo es quien alcanza los valores mayores llegando a los 913 ppm versus los 785 ppm del borde.

En La Barda los datos muestran una distribución normal bimodal para el núcleo y normal para el borde. Las modas para el núcleo son 700-800 ppm y 1000-1100 ppm, y para el borde es de 700-800 ppm. La moda del borde coincide con la primera moda del núcleo. El núcleo alcanza los mayores valores con un máximo de 2660 ppm y el borde los menores valores con un mínimo de 280 ppm.

En Copahue los datos muestran una distribución normal para el núcleo y normal bimodal para el borde. Las modas para el borde son de 200-300 ppm y 500-600 ppm, y para el núcleo es de 400-500 ppm. El rango de valores del núcleo coincide con el del borde. En el núcleo es donde se observan los máximos y mínimos de Ni correspondiendo a 1750 ppm y 70 ppm.

En Caburga los datos muestran una distribución normal multimodal para el núcleo y normal para el borde. La moda para el borde es de 700-800 ppm y para el núcleo son de 700-800 ppm, 1100-1200 ppm y 1300-1400 ppm. A diferencia de los volcanes anteriores los datos muestran una mayor dispersión entre núcleo y borde, mostrando menor coincidencia en el rango de valores. Los menores valores son alcanzados por el borde (con un mínimo de 98 ppm) y los mayores por el núcleo (con un máximo de 1823 ppm).

A modo general en los conos monogenéticos la distribución es normal multimodal para los bordes y núcleos. Las modas del núcleo son 700-800 ppm, 1100-1200 ppm y 2000-2100 ppm. Las modas del borde son 400-500 ppm, 700-800 ppm y 1300-1400 ppm. Núcleo y borde coinciden en la moda de 700-800 ppm, la que representa el intervalo de mayor frecuencia ambos. El núcleo alcanza los valores mayores y el borde los valores menores. En los estratovolcanes los datos muestran una

distribución normal para núcleo y borde. La moda para el núcleo y borde coincide y es de 300-400 ppm. Tanto núcleo como borde presentan valores en el intervalo de 0-100 ppm, pero es el borde quien presenta el menor valor (7,8 ppm vs 23 ppm del núcleo). El núcleo alcanza los mayores valores llegando hasta los 1375 ppm.

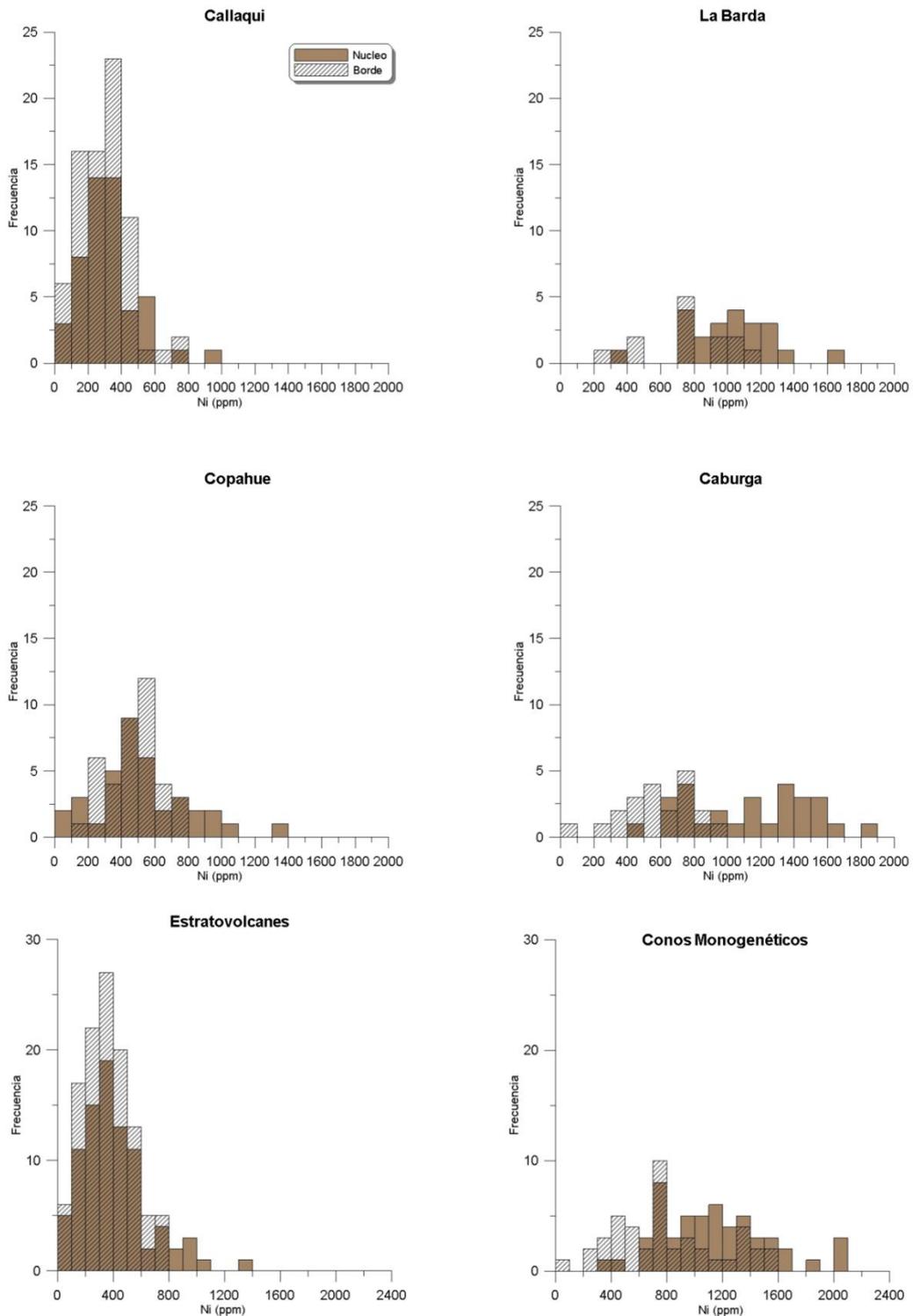


Figura 3.10: Histogramas Ni de los núcleos y bordes de olivinos de los volcanes de Callaqui, Copahue, La Barda, Caburga y en forma de grupos como Estratovolcanes (Callaqui y Copahue) y Conos monogenéticos (La Barda y Caburga).

3.3 Deformación de los olivinos: características y proporción

Para determinar la proporción de olivinos deformados en los cortes se utilizaron fotografías de corte completo en nicols cruzados y paralelos. Los olivinos de los cortes fueron observados por medio de un microscopio petrográfico determinando cuales de estos presentaban o no presentaban evidencias de deformación. En caso de presentar se determinó el patrón, el que vario entre olivinos con subgranos y olivinos con extinción ondulosa. Con la ayuda de Photoshop se dibujaron los contornos de los olivinos (deformados y no deformados), vesículas y bordes del corte. Estos contornos fueron rellenos para obtener polígonos y posteriormente calcular el área en pixeles que representaban los cristales, vesículas y bordes. Con esta información se determinó la proporción entre olivinos deformados y no deformados frente al área total (eliminando previamente las vesículas y bordes del corte). En la figura 3.11 se muestra un ejemplo del antes y después de este proceso para el corte transparente de La Barda 1-2. Los resultados obtenidos se muestran en las tablas 3.4 y 3.5. Algunos de los olivinos clasificados en este proceso fueron previamente analizados por microsonda para obtener su composición química. La información de si eran deformados o no deformados se muestra junto con su información química en las tablas A1 y A.2 del anexo.

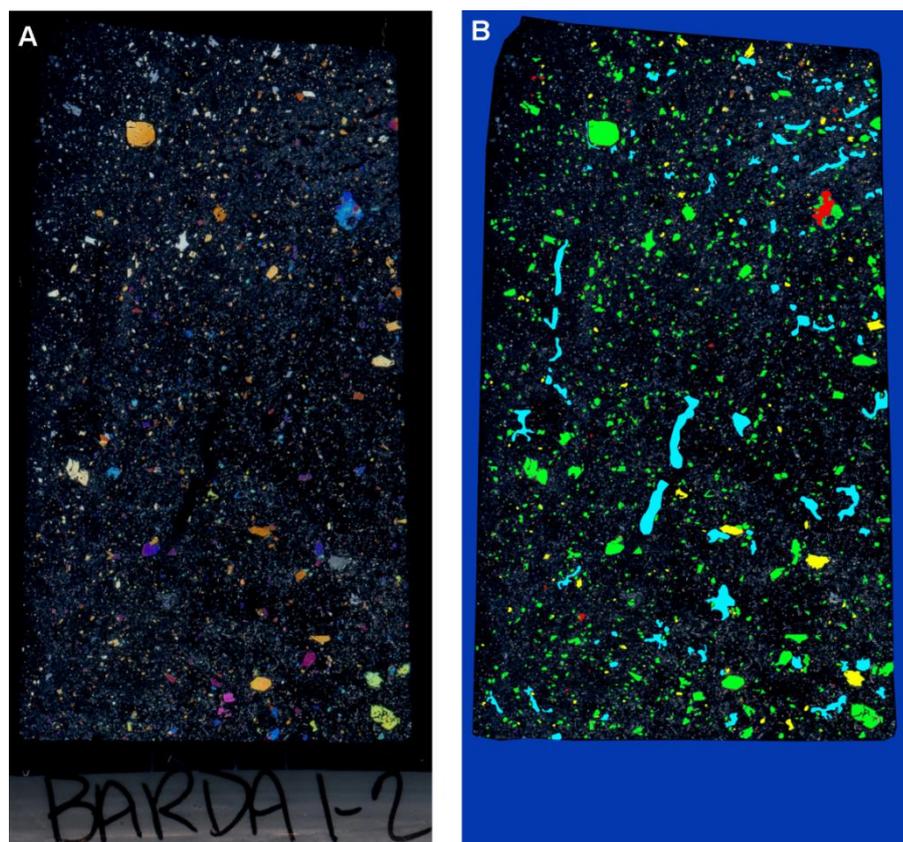


Figura 3.11: Ejemplo de la caracterización de olivinos (deformados y no deformados), vesículas y bordes del corte delgado de Barda 1-2. A) Es una foto del corte y B) son las selecciones en Photoshop de cristales de olivino, vesículas y el borde. Los distintos colores en los cristales indican olivinos no deformados (verde), con subgrano(amarillo) y extinción ondulosa (rojo). Las vesículas están celeste y el borde en azul.

Tabla 3.4: Porcentaje del área total de la muestra (eliminando vesículas y bordes) que representan olivinos deformados y no deformados.

Muestra	Olivinos no deformados (%) frente al total	Olivinos deformados (%) frente al total	Total olivino (%) frente al total de la muestra
CQ7	2,5	0,2	2,7
CQ1	2,7	0,3	3,1
CQ8	1,7	0,1	1,8
CAB1-1	4,4	1,4	5,8
Barda2-3	3,3	0,4	3,8
Barda1-2	4,3	0,7	5,0
COP-21	2,7	0,4	3,1
COP-25	5,2	1,3	6,4

Tabla 3.5: Porcentaje de los olivinos totales que representan los olivinos deformados y no deformados.

Muestra	Olivinos deformados (%) frente al total de olivino	Olivinos no deformados (%) frente al total de olivino de la muestra
CQ7	7	93
CQ1	11	89
CQ8	7	93
CAB1-1	24	76
Barda2-3	12	88
Barda1-2	15	85
COP-21	13	87
COP-25	20	80

3.3.1 Proporción, tamaño y forma de olivinos deformados

Proporción

Los resultados de la tabla 3.5 se agruparon por tipo de volcán y se presentan en la figura 3.12. Lo que se observa es que en los conos monogénéticos un 20% de los olivinos estudiados presenta deformación mientras que en los estratovolcanes los olivinos deformados alcanzan el 13%.



Figura 3.12: Proporción de olivinos deformados y no deformados agrupados para conos monogénéticos (A) y estratovolcanes (B).

Tamaño y Forma

Se realizaron histogramas de tamaño de grano para todos los olivinos estudiados en el microscopio petrográfico (figura 3.13). Se clasificaron en no deformados y deformados incluyendo el tipo de evidencia de deformación observada (extinción ondulosa o subgrano).

En ambos tipos de volcán se observa que los olivinos con presencia de subgrano se encuentran en mayor cantidad que los olivinos con extinción ondulosa. En los conos monogénéticos la moda se encuentra en el mismo rango (100um a 200um) entre olivinos no deformados y deformados (incluso entre olivinos con extinción ondulosa y subgrano). En los estratovolcanes se observa lo mismo para olivinos no deformados y deformados con extinción ondulosa, solo los olivinos con subgrano muestran una moda ligeramente superior (200-300 um). Además, en ambos tipos de volcán los olivinos deformados pueden ser tanto subhedrales como euhedrales.

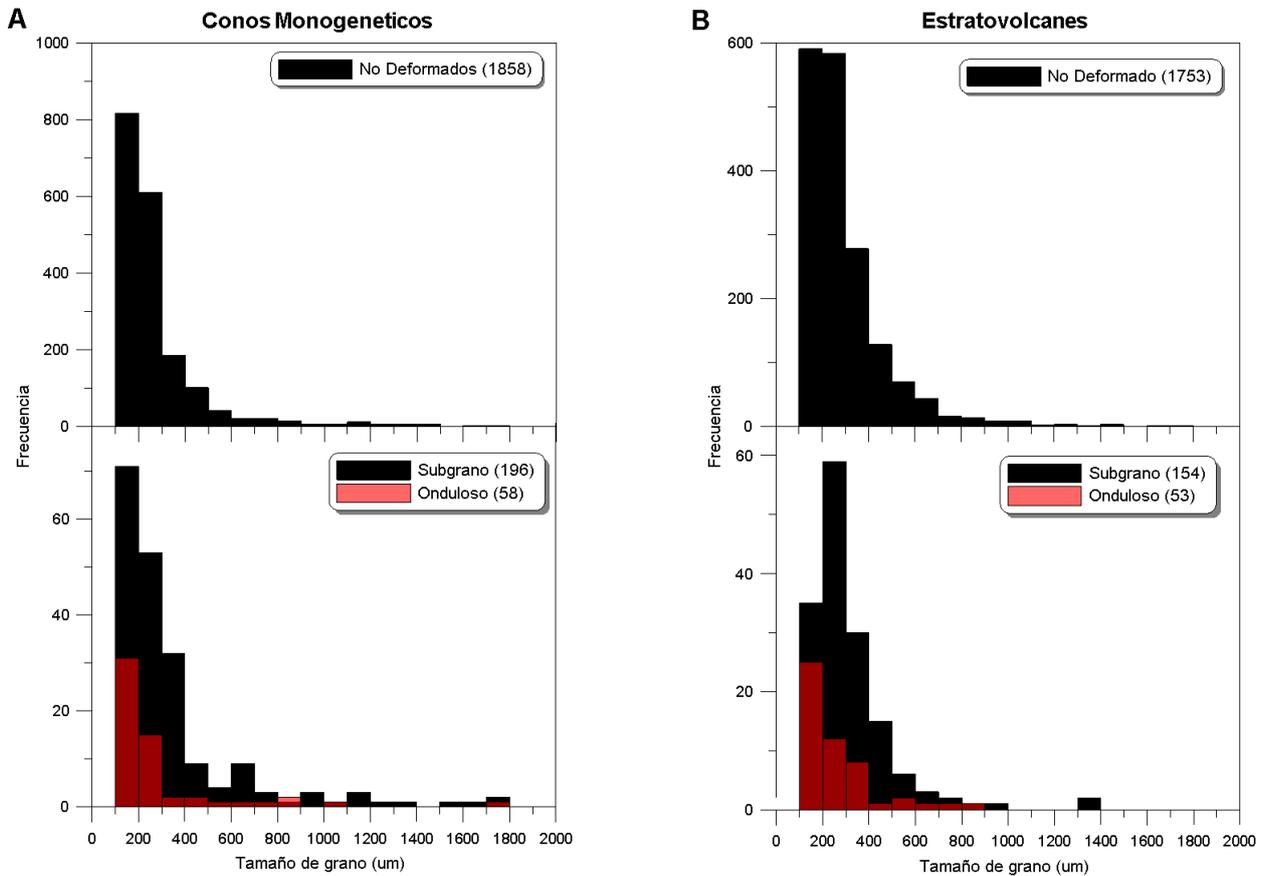


Figura 3.13: Histogramas de distribución de tamaño de cristales deformados y no deformados para conos monogénéticos (A) y estratovolcanes (B). Los números entre paréntesis son la cantidad de cristales medidos. Los términos “subgrano” y “onduloso” hacen referencia al tipo de evidencia de deformación observada.

3.3.2 Dislocaciones

Los olivinos deformados y no deformados pueden ser diferenciados en función de su densidad de dislocaciones. En Sakyi et al (2012) se estudiaron las dislocaciones en olivinos de lavas de Hawái y en función de la textura y densidad de dislocaciones presentes las clasificaron en 8 tipos, en la figura 3.14 se muestra esta clasificación. Las texturas de dislocación que presentan líneas con formas regulares con una densidad de dislocaciones superior a 10^6 cm^{-2} corresponden a olivinos deformados y las texturas que carecen de líneas de dislocación regulares corresponden a olivinos no deformados. A pesar de que el contexto de basaltos de Hawái es diferente al contexto de los Andes, consideramos que la comparación es válida ya que estudiamos olivinos de lavas basálticas – andesita basálticas con texturas y morfologías similares a las de Sakyi et al (2012).

Utilizando la técnica de decoración de Kohlstedt et al. (1976) en mis muestras de lava fue posible observar las dislocaciones por medio de un microscopio

petrográfico. En las figuras 3.15-3.19 se observan olivinos deformados y no deformados representativos de Caburga (figuras 3.15 y 3.17) y de Copahue (figura 3.18 y 3.19). Al realizar una comparación cualitativa con la figura 6 de Sakyi et al. (2012) se obtiene que la densidad de dislocaciones en los olivinos deformados de Caburga es del orden de $1,0 \times 10^6 \text{ cm}^{-2}$ a $1,4 \times 10^6 \text{ cm}^{-2}$ (Figuras c y f de Sakyi) y en los olivinos deformados de Copahue son del orden de $1,0 \times 10^6 \text{ cm}^{-2}$ (figura f de sakyi). La densidad de dislocaciones observada de los olivinos no deformados de Caburga y de Copahue es del orden de $0,6 \times 10^5 \text{ cm}^{-2}$.

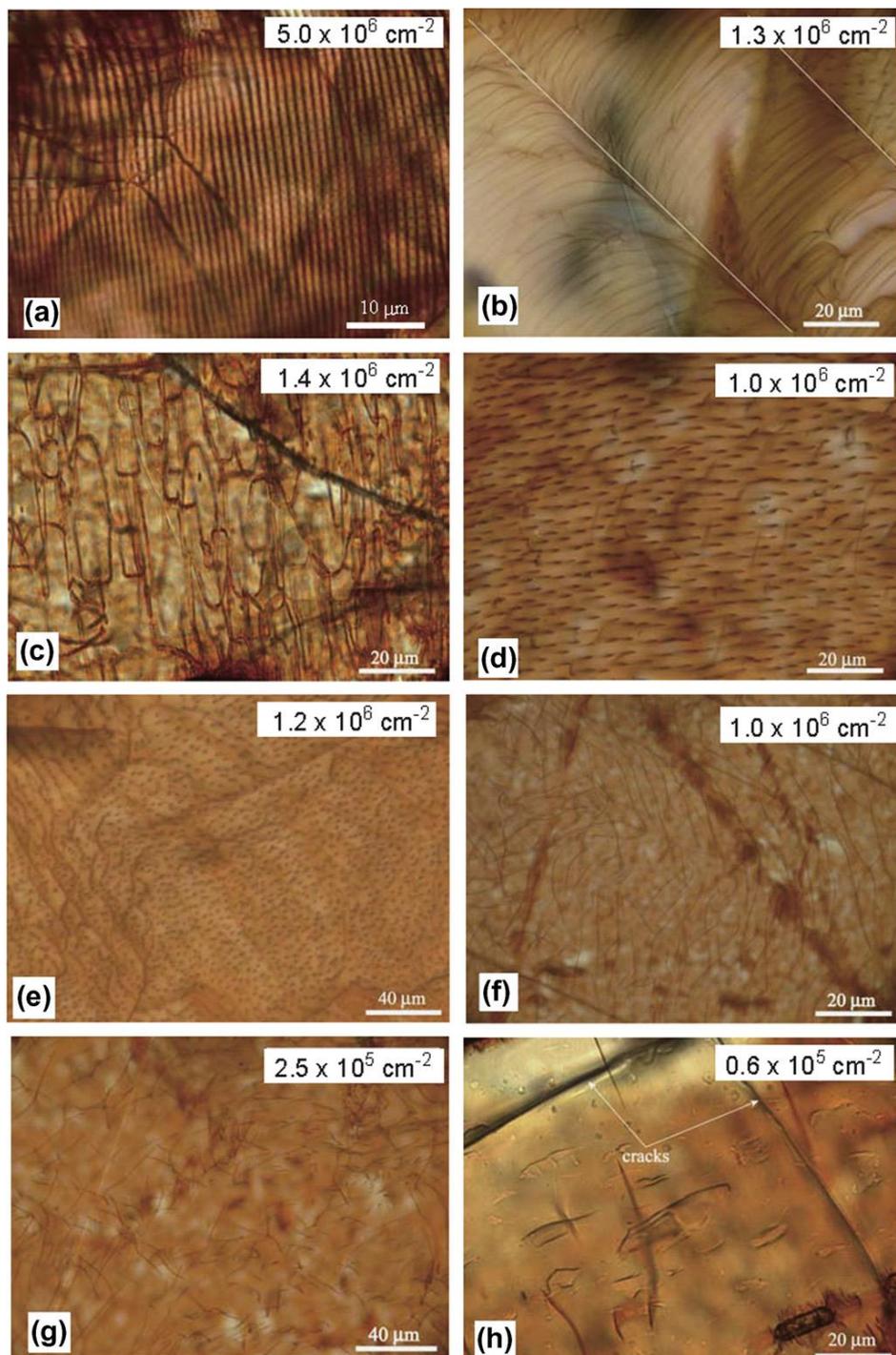


Figura 3.14: Imagen 6 de Sakyi et al. (2012) en donde se muestran microfografías de las estructuras de dislocación de cristales de olivino de lavas Hawaianas después de haber sido aplicada la técnica de decoración de Kohlstedt et al. (1976). Los números en los paneles representan la densidad de dislocaciones. Las imágenes A-F representan olivinos deformados y las imágenes G-H olivinos no deformados.



Figura 3.15: Imagen de olivino deformado de Caburga. El patrón de dislocaciones es similar al observado en la figura 6.c de Sakyi et al. (2012) al que le corresponde una densidad de dislocaciones del orden de $1,4 * 10^6 \text{ cm}^{-2}$.

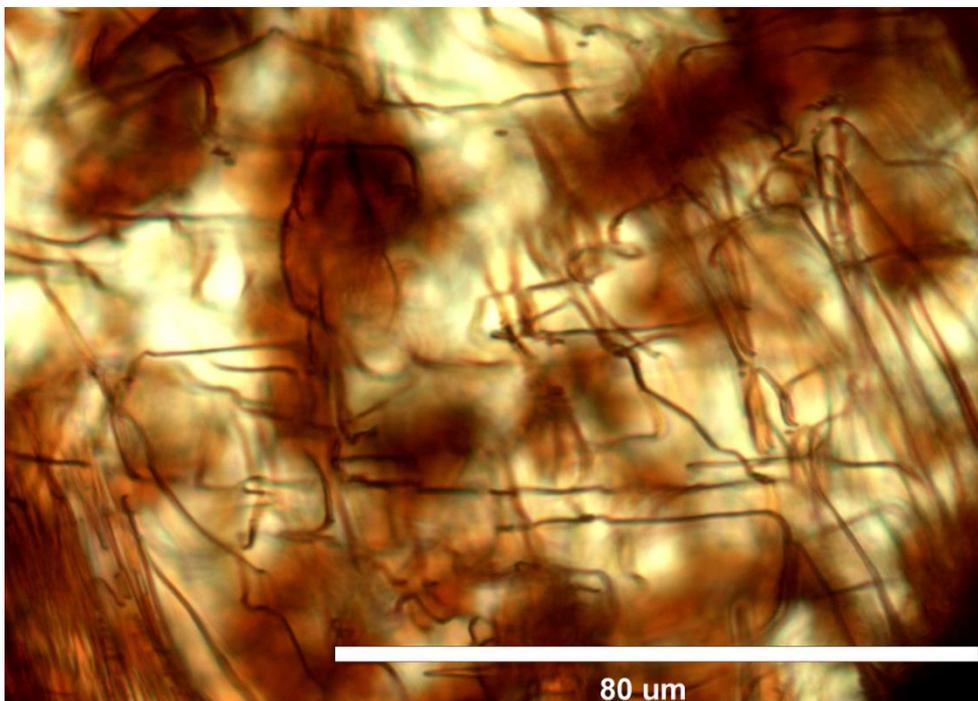


Figura 3.16: Imagen de olivino deformado de Caburga. El patrón de dislocaciones es similar al observado en la figura 6.f de Sakyi et al. (2012) al que le corresponde una densidad de dislocaciones del orden de $1,0 * 10^6 \text{ cm}^{-2}$.

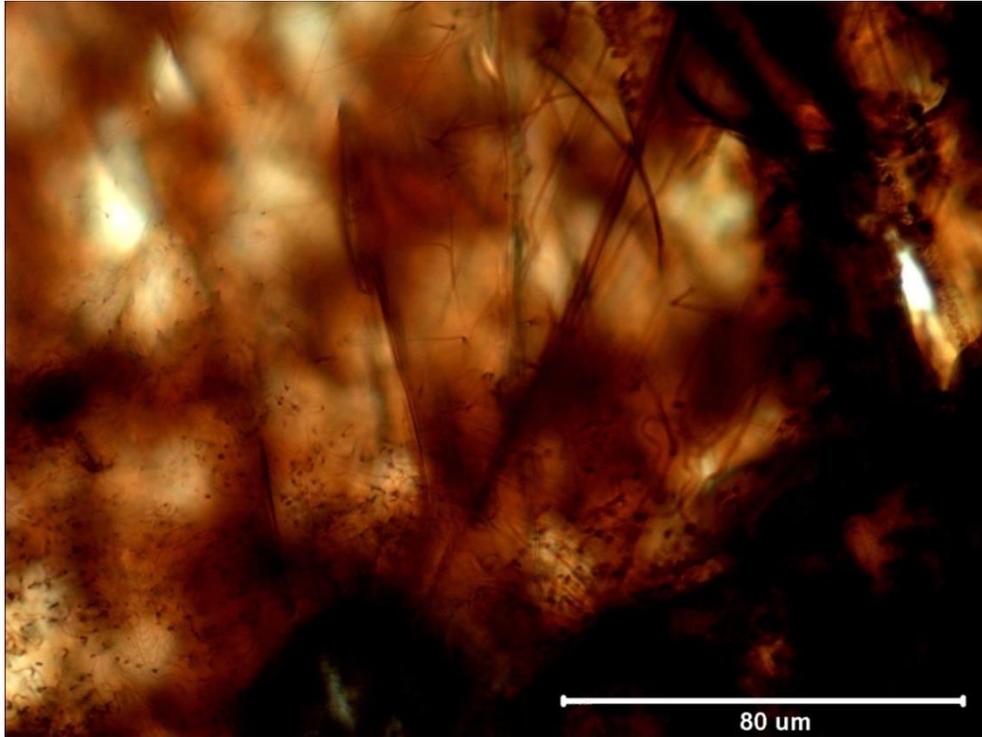


Figura 3.17: Imagen de olivino no deformado de Caburga. El patrón de dislocaciones es similar al observado en la figura 6.h de Sakyi et al. (2012) al que le corresponde una densidad de dislocaciones del orden de $0,6 * 10^5 \text{ cm}^{-2}$.

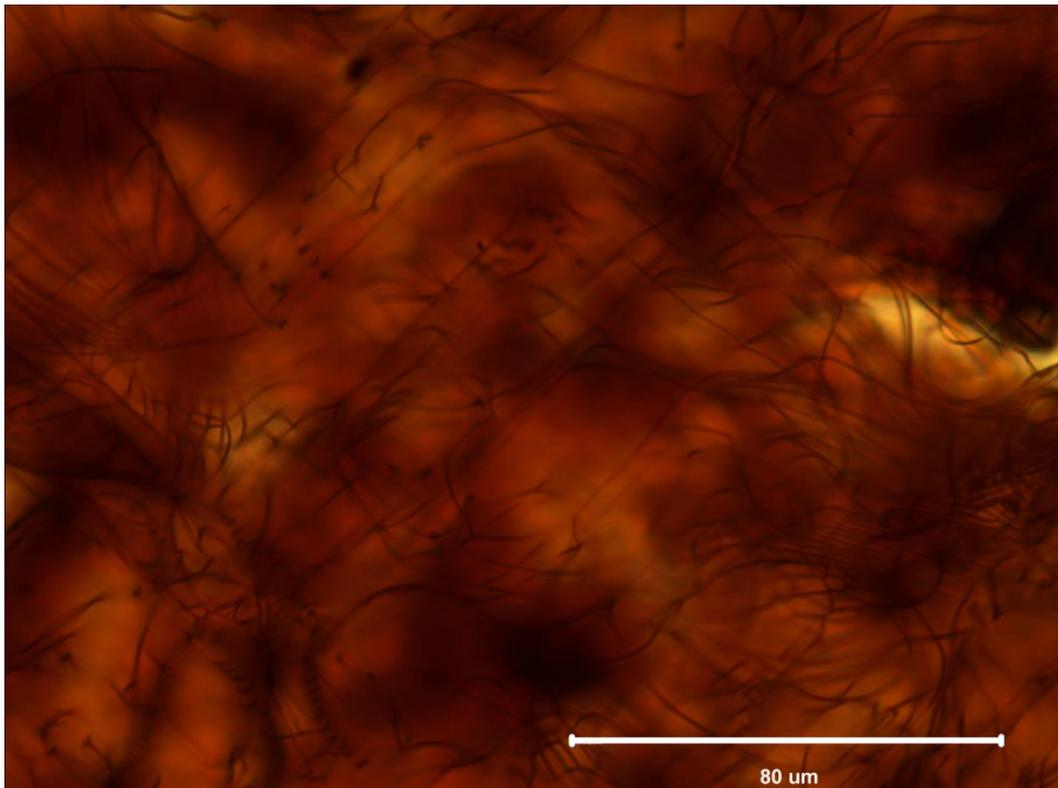


Figura 3.18: Imagen de olivino deformado de Copahue. El patrón de dislocaciones es similar al observado en la figura 6.f de Sakyi et al. (2012) al que le corresponde una densidad de dislocaciones del orden de $1,0 * 10^6 \text{ cm}^{-2}$.

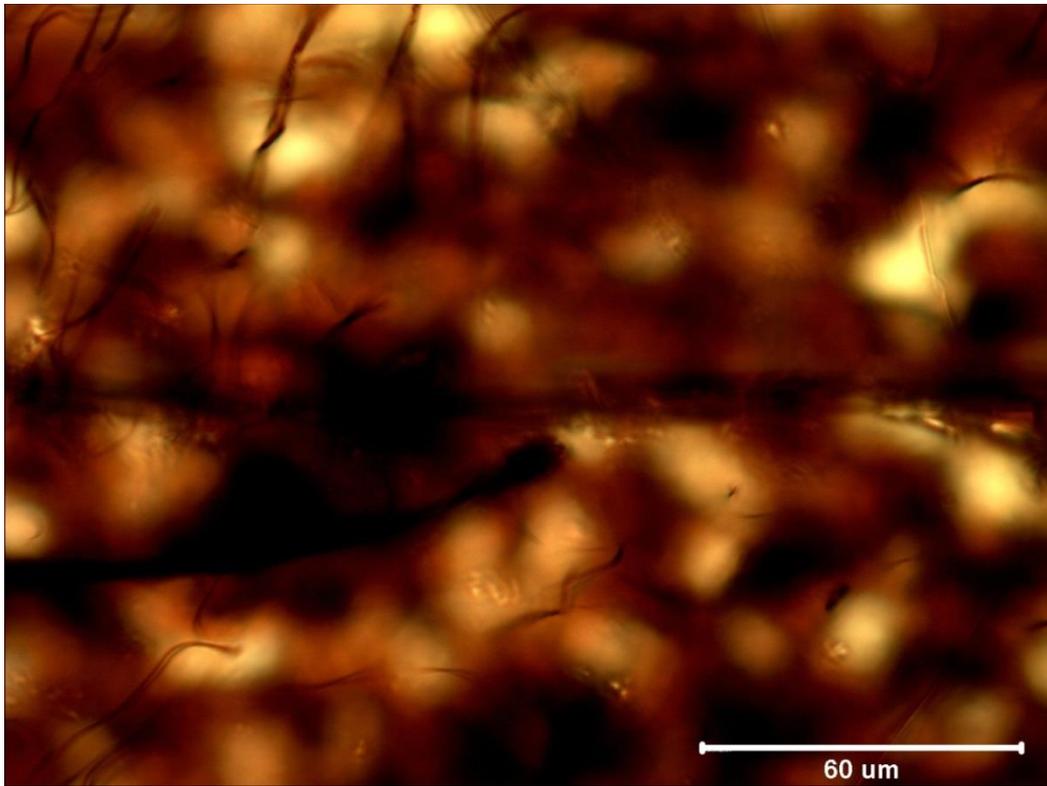


Figura 3.19: Imagen de olivino no deformado de Copahue. El patrón de dislocaciones es similar al observado en la figura 6.h de Sakyi et al. (2012) al que le corresponde una densidad de dislocaciones del orden de $0,6 * 10^5 \text{ cm}^{-2}$.

4. Discusión

4.1 Naturaleza de los olivinos

Determinar si los olivinos son corticales o mantélicos es el primer paso para esbozar una idea de como estos se deformarían. La presencia de zonación química (figura 3.2) e inclusiones de magma (tabla 3.1 y anexos correspondiente) y óxidos de Fe-Ti en núcleos y bordes de olivinos deformados y no deformados son fuertes indicadores de que los cristales estudiados se formaron en condiciones magmáticas.

Las concentraciones de Ni, Ca, Ti y Fo en el olivino dependen de la presión, temperatura y composición del fundido (De Hoog et al, 2010; Colson et al., 1988; Finnerty & Boyd, 1978; Mcdonough et al., 1992; Taura et al., 1998; Wood & Blundy, 2003). Por esta razón han sido utilizados para distinguir olivinos magmáticos de mantélicos (Foley et al., 2013; Vinet & Higgins, 2010; 2011; Sakyi et al., 2011). Contenidos de Ca inferiores a 0,1 pp% y superiores a 84% en Fo (Simkin & Smith, 1970; Thompson & Gibson, 2000 y Kamenetsky et al, 2006) y/o contenidos en Ti y Ca inferiores a 70 ppm y 700 ppm respectivamente (De Hoog et al.,2010; Foley et al., 2013) representan una composición del manto. En las figuras 4.1 y 4.2 se ubican mis muestras respecto a estas concentraciones. Contenidos de Ni típicos de olivinos mantélicos se encuentran en el rango de 2200ppm-3400ppm, en la figura 3.10 muestra que todos mis olivinos están bajo 2200ppm. Todos los olivinos analizados comparten un origen magmático como fue sugerido por la presencia de zonaciones e inclusiones.

En la figura 4.1 se observa que los núcleos de olivinos de estratovolcanes, a diferencia de los conos monogénéticos, presentan siempre valores de CaO >0,1pp% y un estrecho rango de variación en Ca (0,12 pp% a 0,23 pp%) a un contenido de Fo dado. Este rango de variación de CaO es más pequeño si nos centramos en solo los núcleos deformados (0,15 pp% a 0,19 pp% de CaO). En contraste, los núcleos de olivinos de conos monogénéticos muestran una amplia variación en el contenido de CaO (0,03 pp% a 0,22 pp%). Esto se debe a que los conos monogénéticos presentarían una población de olivinos con CaO > 0,1 pp% y otra con CaO <0,1 pp%. En contraste en los bordes no se observan estas poblaciones en los conos monogenéticos y en los estratovolcanes se observa un amplio rango de CaO, esto

se debería a que en este tipo de volcán ocurriría un extenso reequilibrio químico en distintas cámaras magmáticas.

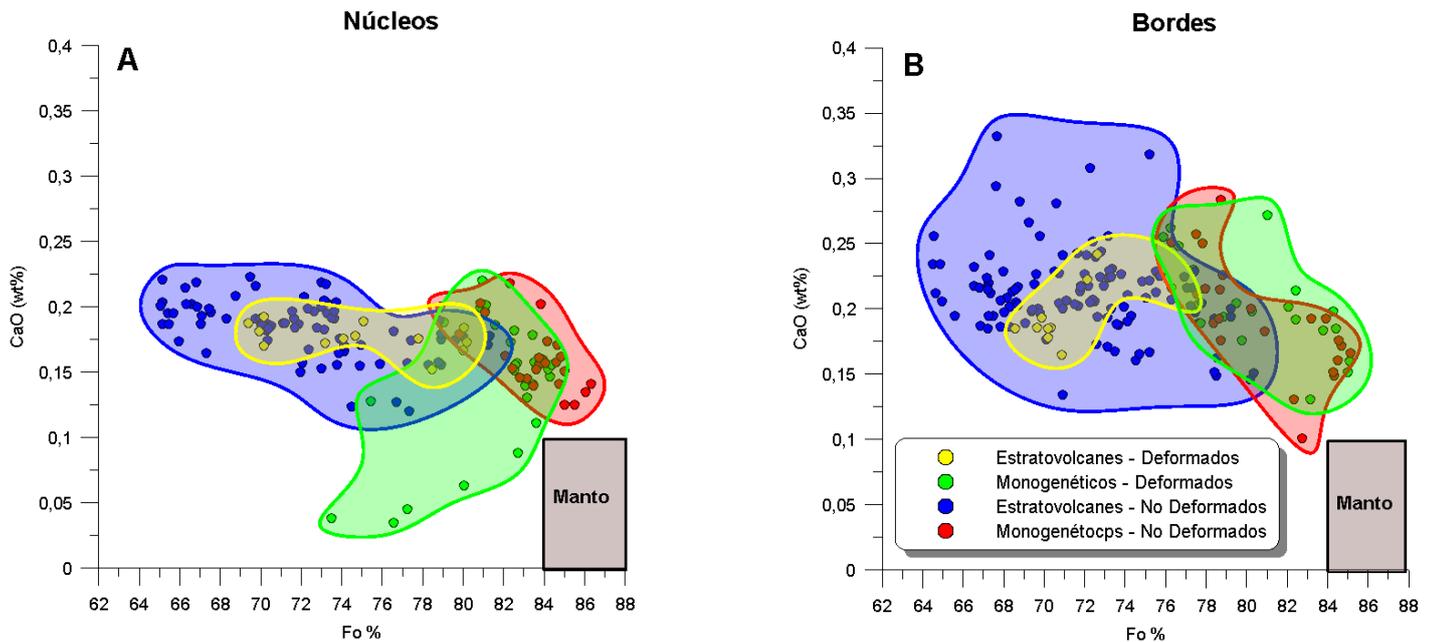


Figura 4.1: Fo% vs CaO pp% para núcleos (A) y bordes (B) de olivinos de las muestras agrupadas en estratovolcanes (Copahue y Callaqui) y conos monogenéticos (La Barda y Caburga). A modo de resumen se muestran los campos creados a partir de los olivinos graficados. El rango composicional del manto según Simkin & Smith (1970); Thompson & Gibson (2000) y Kamenetsky et al (2006) se muestra a modo de comparación.

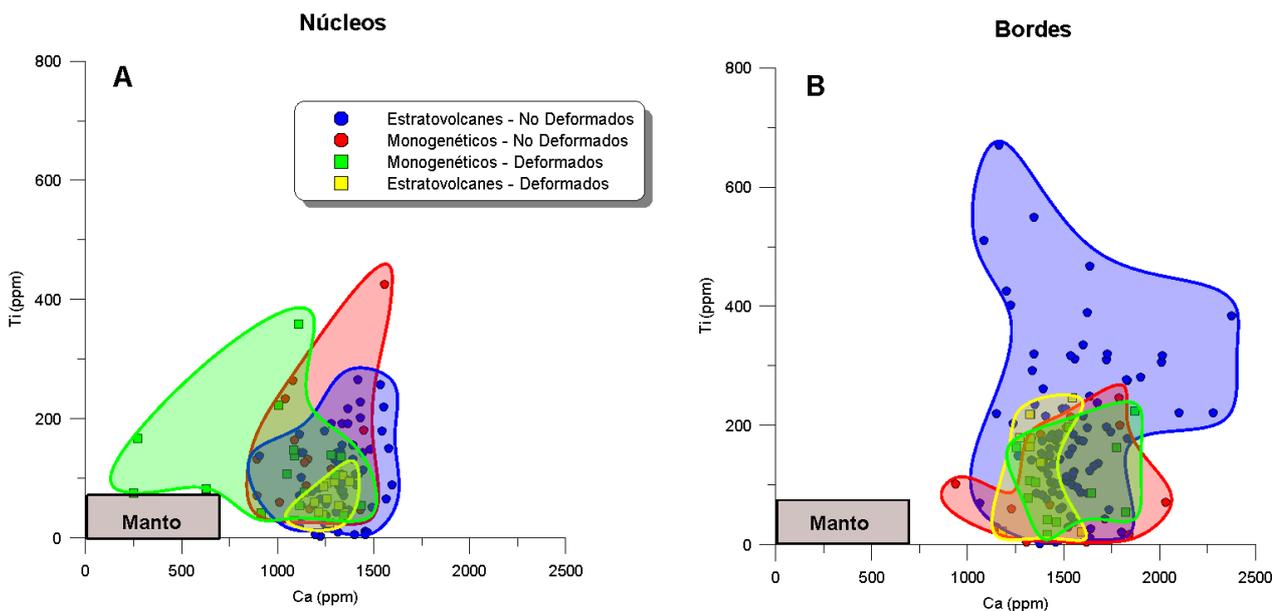


Figura 4.2: Ca vs Ti para núcleo (A) y borde (B) de olivinos de las muestras agrupadas en estratovolcanes (Copahue y Callaqui) y conos monogenéticos (La Barda y Caburga). A modo de resumen se muestran los campos creados a partir de los olivinos graficados. El rango composicional del manto según Simkin & Smith (1970); Thompson & Gibson (2000) y Kamenetsky et al (2006) se muestra a modo de comparación.

Esta población de olivinos con $\text{CaO} < 0,1\text{pp}\%$ correspondiente a los núcleos de olivinos deformados pertenecientes a conos monogénéticos presenta contenidos de CaO esperables de olivinos mantélicos y al mismo tiempo contenidos de Ti muy cercanos a la composición esperada para el manto. Además, son de gran tamaño ($>500 \mu\text{m}$) y presentan microfracturas selladas (*healed microfractures*, Dungan & Davidson, 2004) indicando una historia subsolidus que podría sugerir que son xenocristales o antecristales (figura 4.3). La razón de que en la figura 4.2 no se observa la misma cantidad de núcleos de olivinos bajos en CaO que en la figura 4.1 se debió a que varios de estos puntos tenían contenidos en Ti fuera del límite de detección de la microsonda electrónica (tablas A.1 y A.2 del anexo).

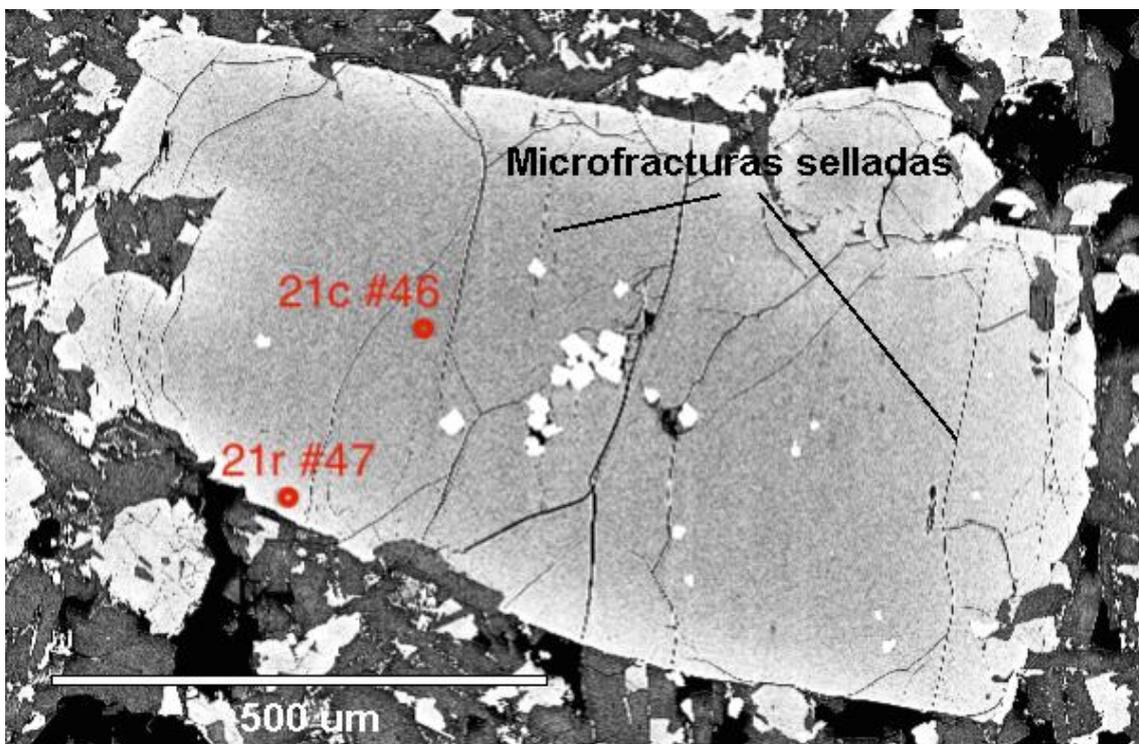


Figura 4.3: Fotografía SEM de un olivino deformado de CAB1-1 anómalamente bajo en Ca y Fo . Además, muestra microfracturas selladas (*healed microfractures*, Dungan & Davidson, 2004) las que se indican en la imagen.

Cabe la posibilidad de que estos cristales sean xenocristales corticales o antecristales (Jerram & Martin, 2008). Un origen mantelico es descartado por lo discutido previamente.

Si son xenocristales corticales deben de provenir de magmas que cristalizaron olivinos con muy poco Ca y Ti , tan bajo como se esperaría de olivinos mantélicos: magmas maficos/ultramaficos de la corteza profunda podrían cristalizar este tipo de

olivinos. Dungan & Davidson (2004) sugirieron que la interacción entre los nuevos magmas de un volcán y las raíces plutónicas del arco aumentan con el tiempo relativo a la interacción con corteza más antigua. El reciclaje y asimilación de raíces plutónicas maficas/ultramaficas del arco por medio de fusión de borde de grano y disgregación de xenolitos podría ocurrir en algunos volcanes de la Zona Volcánica Sur. Costa & Dungan (2005) determinaron para el mismo complejo volcánico de Dungan & Davidson (2004) que el tiempo entre la asimilación y la erupción va desde meses hasta 25 años. Sin embargo, en mis muestras no se observan xenolitos máficos y no hay estudios que hablen de ellos para rocas de Caburga, La Barda, Copahue y Callaqui. Además, Dungan & Davidson (2004) determinaron que esta asimilación y reciclaje de raíces plutónicas quedan evidenciadas en una limitada variabilidad isotópica en Sr y Nd. La asimilación y reciclaje fue inicialmente descartada por los trabajos de Jacques et al. (2013 & 2014) que mostraron que los estratovolcanes de la Zona Volcánica Sur Transicional y Central muestran una limitada variabilidad isotópica en Sr y Nd (formando grupos), mientras que los conos monogénéticos muestran mayor variabilidad.

Una segunda posibilidad es que estos cristales correspondan a antecristales (cristales que han sido “reincorporados” en el magma final y que están directamente asociados con el sistema magmático activo, (Jerram & Martin, 2008). Estos se habrían formado en los conductos de ascenso o en un reservorio profundo y posteriormente serían incorporados a un segundo reservorio. Un reservorio profundo en el límite corteza-manto y un reservorio temporal somero han sido reportados para el volcán Caburga (Morgado et al, 2015; Morgado Tesis de Magister, 2015, Universidad de Chile). Esta población con $\text{CaO} < 0,1 \text{ pp\%}$ corresponderían a antecristales los que serían incorporados al reservorio temporal desde el reservorio profundo.

Salvo el grupo de olivinos de los conos monogénéticos con contenidos en $\text{CaO} < 0,1 \text{ pp\%}$ todo el resto no muestra diferencias composicionales que indiquen una diferencia entre olivinos deformados y no deformados. Esto sugiere que el origen de los olivinos es similar entre deformados y no deformados, descartando un origen xenocrystalino y sugiriendo que algunos de los núcleos de olivinos corresponderían a antecristales.

4.2 Proporción, tamaño y forma de olivinos deformados.

Proporción

La proporción de olivinos deformados de conos monogénéticos frente a estratovolcanes es de un 20% y 13% respectivamente (figura 3.12) esto podría deberse a que los mayores tiempos de residencia de los magmas de estratovolcanes permitirían a los procesos de recuperación de dislocaciones actuar durante más tiempo en los olivinos deformados y de esta forma disminuirían la proporción de olivinos deformados en este tipo de volcanes.

Tamaño y Forma

De manera general (figura 3.13), tanto para estratovolcanes como conos monogénéticos no se observa ninguna diferencia en tamaño y forma entre olivinos deformados y no deformados. Esto sugiere que los procesos que producen la deformación son similares entre ambos tipos de volcanes.

4.3 Zonación, poblaciones y mezcla

Los olivinos deformados y no deformados de mis muestras pueden presentarse sin zonación, zonación normal o zonación inversa (figura 4.4 y figura 3.2).

La zonación que presentan los olivinos deformados no presenta la misma proporción si se compara conos monogénéticos con estratovolcanes (figuras 4.5 y 4.6). Los olivinos deformados de estratovolcanes se caracterizan por no presentar zonación (64%) o mostrar zonación normal (29%) y en menor proporción zonación inversa (7%). Los olivinos deformados de conos monogénéticos se caracterizan por presentar zonación normal (60%), inversa (30%) y en menor proporción sin zonación (10%).

Esta distribución en el tipo de zonación se mantiene en los olivinos no deformados de conos monogénéticos aumentando la proporción de zonación normal a costa de la disminución de las otras dos. Sin embargo, en los estratovolcanes se invierte la proporción, la mayoría presentan zonación normal (48%), seguidos de olivinos sin zonación (34%) y finalmente los con zonación inversa (18%).

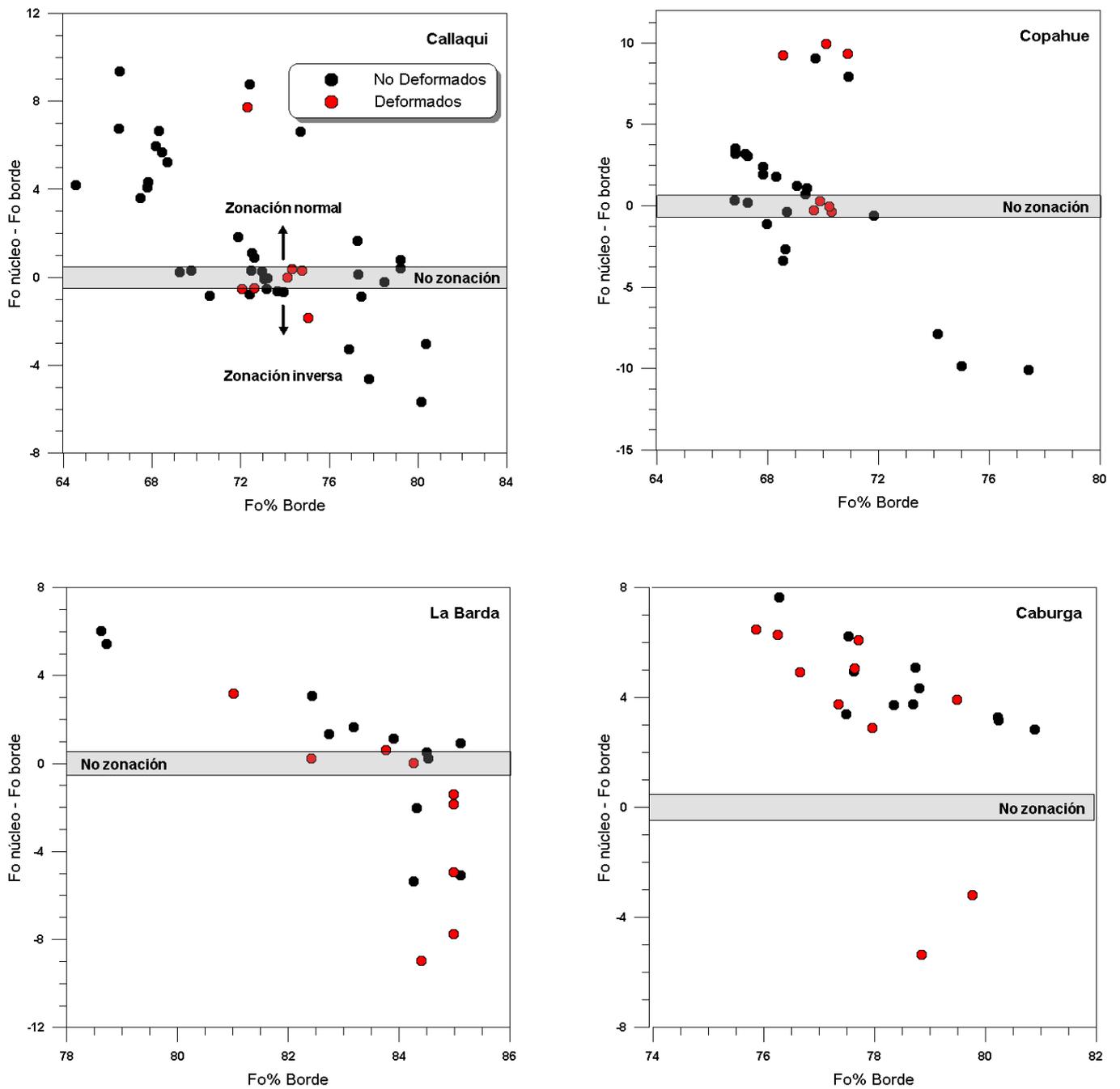


Figura 4.4: Diferencia de Fo entre núcleos y bordes de olivinos de los volcanes de Callaqui, Copahue, La Barda y Caburga. El campo plomo indica el rango en donde los olivinos no tienen zonación ($\pm 0,5\%$), sobre ese campo presentan zonación normal y bajo ese campo presentan olivinos con zonación inversa.

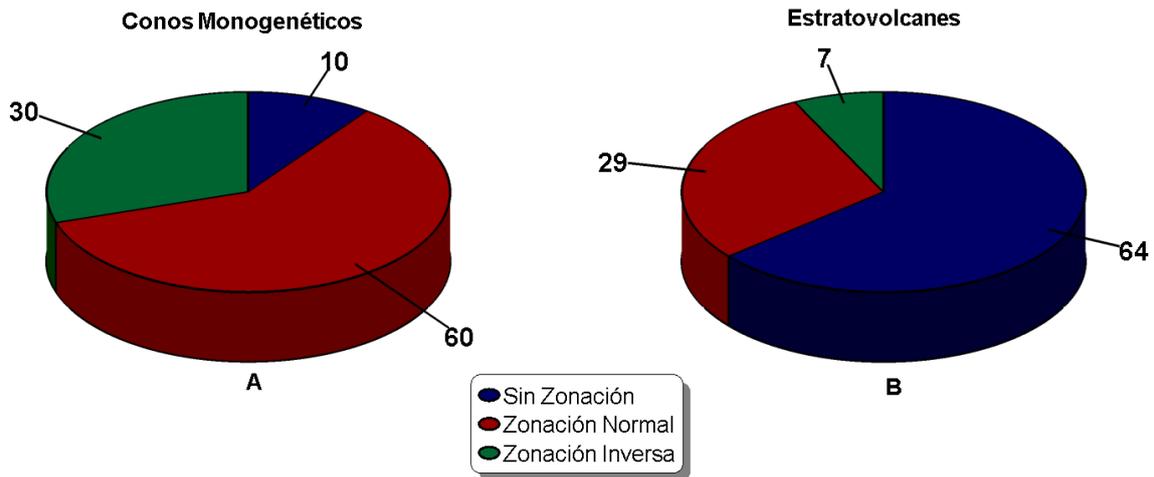


Figura 4.5: Proporción del tipo de zonación en los olivinos deformados. Los datos están agrupados para conos monogenéticos (La Barda y Caburga) y estratovolcanes (Callaqui y Copahue).

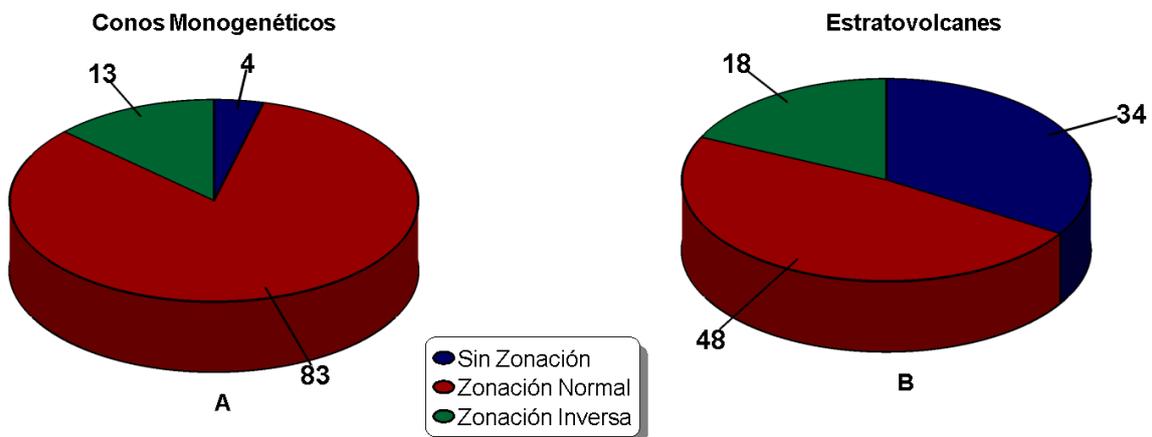


Figura 4.6: Proporción del tipo de zonación de los olivinos no deformados agrupados en conos monogenéticos (La Barda y Caburga) y estratovolcanes (Callaqui y Copahue).

Lo anterior sugiere en primer lugar que la presencia de olivinos deformados es independiente del tipo de zonación de los cristales, por lo tanto podría generarse antes, durante o después de ocurrida la deformación. La presencia de zonación normal e inversa sugiere que hubo mezcla y fraccionamiento de magmas en ambos tipos de volcanes.

Olivinos fuera de equilibrio con su fundido sugeriría múltiples pulsos de magma, los que habrían experimentado mezcla. Esto se manifiesta en la figura 4.7 en donde se observa que los núcleos de olivinos no deformados de estratovolcanes casi en su totalidad están fuera de equilibrio, presentan un déficit en Mg relativo a la roca total. El caso extremo es COP-25 en donde no se midió ningún olivino en equilibrio. En

contraste, los olivinos no deformados de La Barda muestran la mayoría de sus núcleos en equilibrio. Caburga muestra todo lo contrario, con un comportamiento similar a los estratovolcanes. Los olivinos deformados de los conos monogenéticos están en su mayoría bajo el campo de equilibrio. Lo mismo sucede en Callaqui y a diferencia de lo que sucedía con los olivinos no deformados en COP-25 hay olivinos deformados en equilibrio y uno por sobre este campo, presenta un enriquecimiento en Mg relativo a la roca total sugiriendo la posibilidad de que corresponda a un xenocristale o antecristal.

Considerando una misma muestra de roca, los cristales con varias composiciones (línea vertical formada por las muestras de la figura 4.7) resultan de procesos de fraccionamiento. Además, el que estos cristales estén bajo el campo de equilibrio sugiere múltiples posibilidades dentro de las cuales está la acumulación, fraccionamiento y mezclas de magma o de cristales extranjeros a otro *mush*.

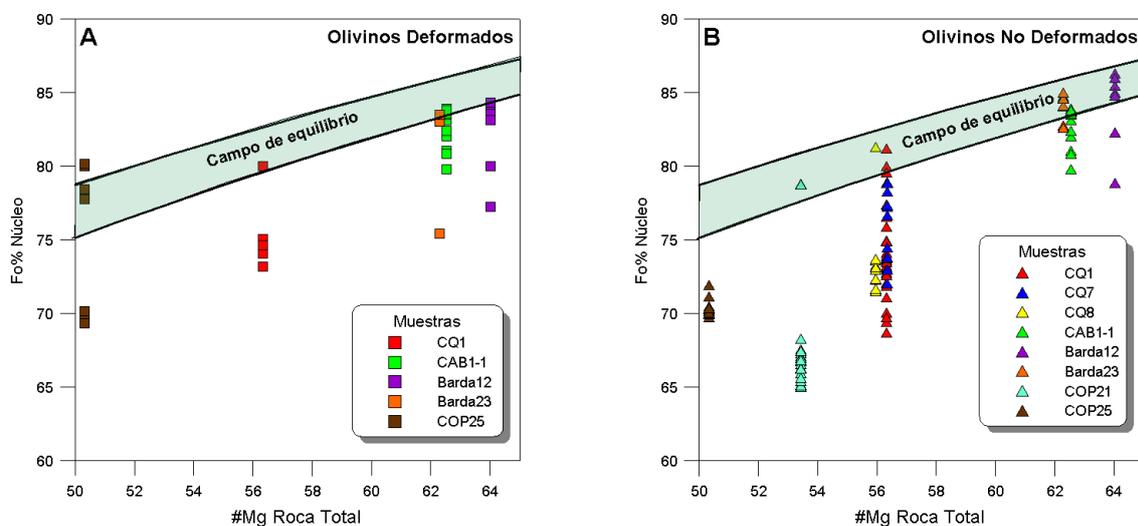


Figura 4.7: #Mg ($\text{\#Mg} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{+2})$) de la roca total vs el contenido de Fo% de los núcleos de olivinos deformados (A) y no deformados (B) de las muestras de La Barda, Callaqui, Copahue y Caburga. El campo de color define el rango composicional en el que los núcleos de olivino estarían en equilibrio con el fundido hospedante (Roeder & Emslie, 1970).

Si hubo mezcla entonces también deben de haber poblaciones de cristales. Evidencias de estas poblaciones fueron sugeridas en la figura 4.1 para los conos monogenéticos (población de núcleos con CaO <0,1 pp%). En la figuras 3.8 y 4.8 se observan 3 poblaciones en los núcleos de Copahue.

Estas 3 poblaciones tienen máximos de 66-68, 70-72 y 78-80 de Fo y les llamaremos poblaciones I, II y III respectivamente. Los olivinos de la población I exhiben principalmente núcleos con zonación inversa o sin zonación. Sin embargo,

todos los olivinos de la población II y III muestran zonación normal, lo que es consistente con un magma más primitivo que contiene cristales de olivino siendo incorporado dentro de un sistema más evolucionado. Los olivinos con zonación inversa encontrados en la población I son consistentes con olivinos de un magma parcialmente cristalizado más evolucionado siendo expuesto a un fundido de composición más mafica y de mayor temperatura. Los olivinos de la población I no presentan deformación y los de las poblaciones II y III si presentan. Esto es consistente con que las poblaciones II y III fueron incorporadas al reservorio en donde se encontraba la población I. Esto otorgaría un carácter de antecristales a los olivinos de las poblaciones II y III. El hecho de que no existan olivinos deformados en la población I podría sugerir que esta población no alcanzo las condiciones de deformación o que el reservorio se encontraba a poca profundidad en la corteza, las bajas presiones no favorecerían una deformación plástica.

Los puntos de la figura 4.1 fueron representados de forma individual por volcán en la figura 4.9. De las 3 poblaciones anteriormente mencionadas de Copahue se observa que solo dos de ellas presentan olivinos deformados, las dos con mayor contenido en Fo. En el caso de Callaqui no es claro la existencia de poblaciones pero si observamos solamente los olivinos deformados se sugiere la existencia de 2 poblaciones de contenido en Fo 73-75% y 80%. De manera similar a Copahue no se observan núcleos deformados en los olivinos de menor contenido en Fo. En La Barda y Caburga se observan las mismas dos poblaciones sugeridas en la figura 4.1 (poblaciones de núcleos deformados con CaO <0,1 pp% y nucleos deformados y no deformados con CaO >0,1 pp%).

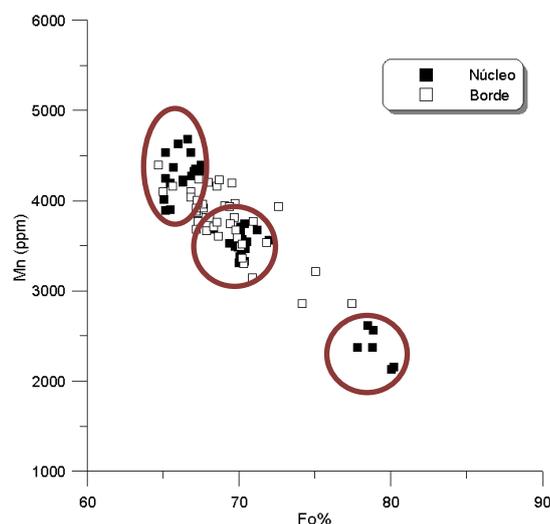


Figura 4.8: Fo% vs Mn (ppm) para núcleos y bordes de olivinos de Copahue. Dentro de los círculos rojos se observan las 3 poblaciones de núcleos.

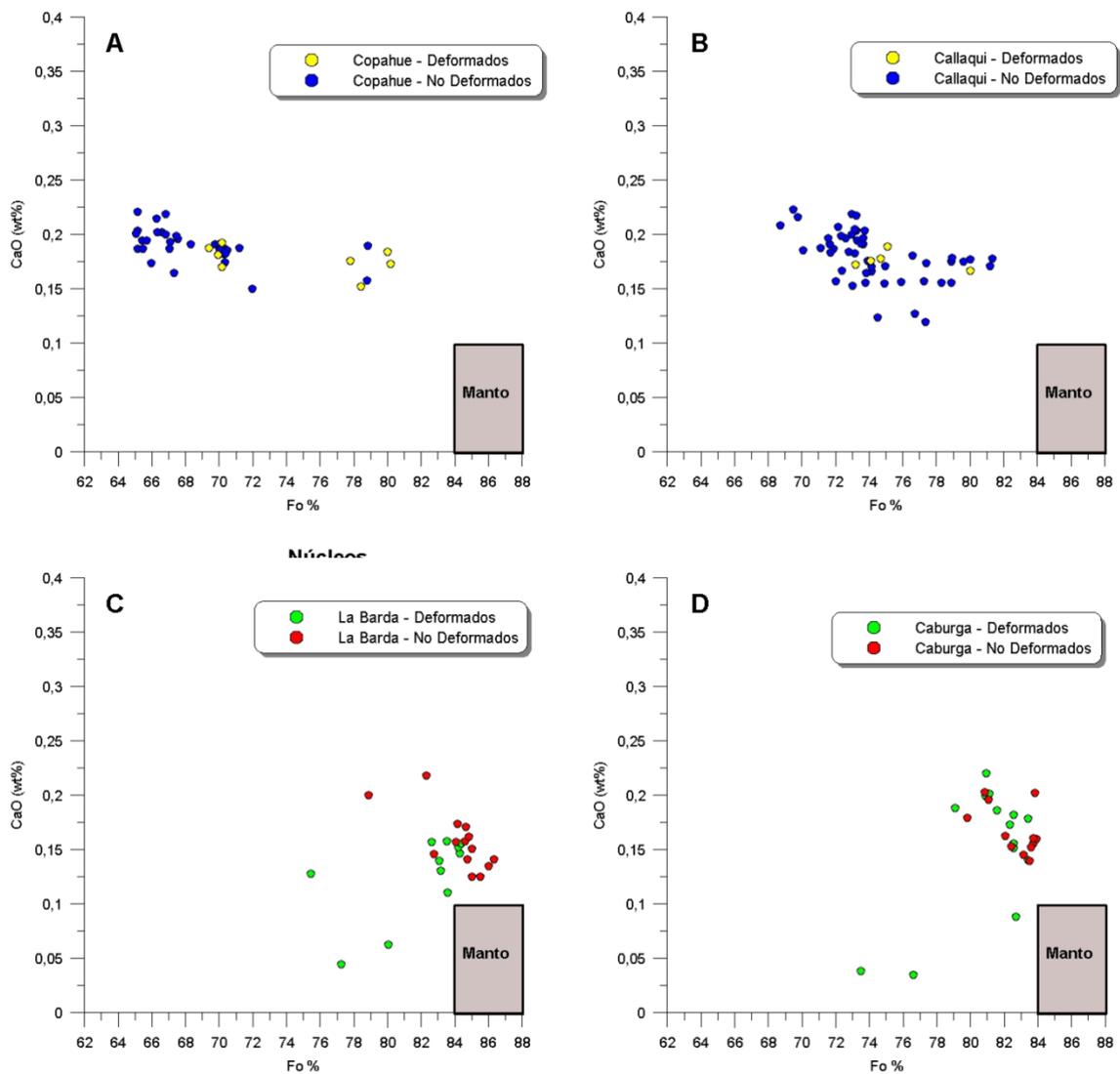


Figura 4.9: Fo% vs CaO pp% para núcleos de olivinos de (A) Copahue, (B) Callaqui, (C) La Barda y (D) Caburga. El rango composicional del manto según Simkin & Smith (1970); Thompson & Gibson (2000) y Kamenetsky et al (2006) se muestra a modo de comparación.

4.4 Geotermobarometría

Ambos tipos de volcanes han compartido similitudes en las características de los olivinos deformados. Para determinar donde se podría producir la deformación hay que determinar donde se encuentran los reservorios, para ello se usó geotermobarometría.

El geotermómetro de olivino-augita (Loucks,1996) y el geobarómetro de olivino-clinopiroxeno (Kohler & Brey,1990) fueron usados en pares olivino-clinopiroxeno de

muestras de Callaqui y Copahue. El geotermómetro de Loucks (1996) tiene la siguiente expresión:

$$\ln K_{Fe/Mg}^{Ol/Aug} - 78,025 = \frac{-5945,96}{T} - 10,1327 * \ln T$$

En donde $K_{Fe/Mg}^{Ol/Aug}$ es el coeficiente de partición de Fe y Mg entre olivino y augita y T es la temperatura en grados kelvin. Este geotermómetro para olivino-augita tiene un error promedio de $\pm 6,1^\circ\text{C}$.

El geobarómetro de Kohler & Brey (1990) tiene la siguiente expresión:

$$P(kb) = \frac{-T * \ln D_{ca} - 11982 + 3,61 * T}{56,2} \quad T \geq (1275,25 + 2,827 * P)(K)$$

$$P(kb) = \frac{-T * \ln D_{ca} - 5792 - 1,25 * T}{42,5} \quad T \leq (1275,25 + 2,827 * P)(K)$$

En donde $D_{ca} = Ca^{ol}/Ca^{cpx}$ (Ca^{ol} y Ca^{cpx} son las proporciones atómicas de Ca en la formula estructural del olivino y clinopiroxeno en base a 4 y 6 oxígenos, respectivamente). El error promedio de este geobarómetro es de $\pm 1,7\text{kbar}$.

La condición de equilibrio entre los olivinos y los clinopiroxenos fue comprobada utilizando las siguientes expresiones:

$$X_{liq}^{ol} = \left(\frac{C_{Fe}^{ol}}{C_{Mg}^{ol}} \right) / Kd_{ol-liq}$$

$$X_{liq}^{cpx} = \left(\frac{C_{Fe II}^{cpx}}{C_{Mg}^{cpx}} \right) / Kd_{cpx-liq}$$

En donde Kd_{ol-liq} representa el coeficiente de partición entre el olivino y el líquido, $Kd_{cpx-liq}$ representa el coeficiente de partición entre el clinopiroxeno y el líquido,

$\left(\frac{C_{Fe II}^{ol}}{C_{Mg}^{ol}} \right)$ es el cociente de las fracciones catiónicas de Fe^{II} y Mg para el olivino

considerando una formula estructural de 4 oxígenos, $\left(\frac{C_{Fe II}^{cpx}}{C_{Mg}^{cpx}} \right)$ es el cociente de las

fracciones catiónicas de Fe^{II} y Mg para el clinopiroxeno considerando una formula estructural de 6 oxígenos. X_{liq}^{ol} y X_{liq}^{cpx} fueron representados frente a la temperatura

en grados Celsius (figuras 4.11 y 4.12). Se consideró un Kd para el equilibrio liquido - olivino de $0,3\pm 0,03$ (Roeder & Emslie, 1970) y un Kd para el equilibrio liquido - clinopiroxeno de $0,27\pm 0,03$ (Putirka et al., 2008). La tabla 4.1 y figura 4.10 muestran los resultados obtenidos para los pares en equilibrio en Callaqui y Copahue.

Tabla 4.1 Resultados de geotermobarometría para pares de olivino-clinopiroxeno de Callaqui (CQ) y Copahue (COP).

Muestra	T (°C)	P (Kbar)
CQ8	1183	5,6
CQ8	1181	4,6
CQ8	1183	6,4
CQ1	1139	-0,3
COP21	1176	1,1
COP21	1180	2,9
COP25	1186	12,6

Las temperaturas obtenidas para los olivinos seleccionados de las muestras de lava de Callaqui van desde 1139 °C hasta 1183 °C ($\pm 6,1$ °C) y la presión varía entre 0 y 6,4 kbar ($\pm 1,7$ kbar), lo que implicaría una profundidad máxima de 21 km. En los olivinos seleccionados de las muestras de lava de Copahue las temperaturas varían entre 1176 y 1186 °C ($\pm 6,1$ °C) y la presión varía entre 1,1 y 12,6 kbar ($\pm 1,7$ kbar). E. Morgado (Tesis de Magister, 2015, Universidad de Chile) utilizó los mismos geotermobarómetros para olivinos de lavas de Caburga y cálculo una temperatura entre 1162-1165 °C ($\pm 6,1$ °C) y una presión entre 7,7 y 14,4 kbar. Estos valores de presión están en un rango similar a los 10kbar (38km de profundidad) calculados por Folguera et al (2007) y que corresponden a la base de la corteza en esta latitud.

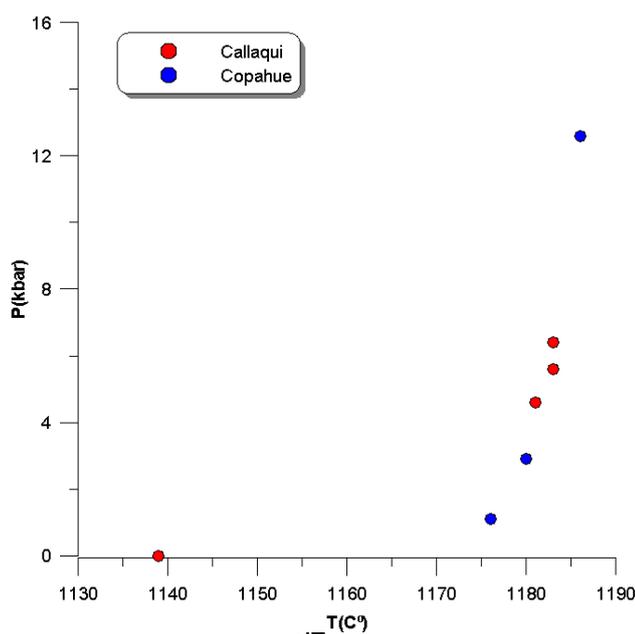


Figura 4.10: Resultados de geotermobarometría para pares de olivino-clinopiroxeno de Callaqui y Copahue

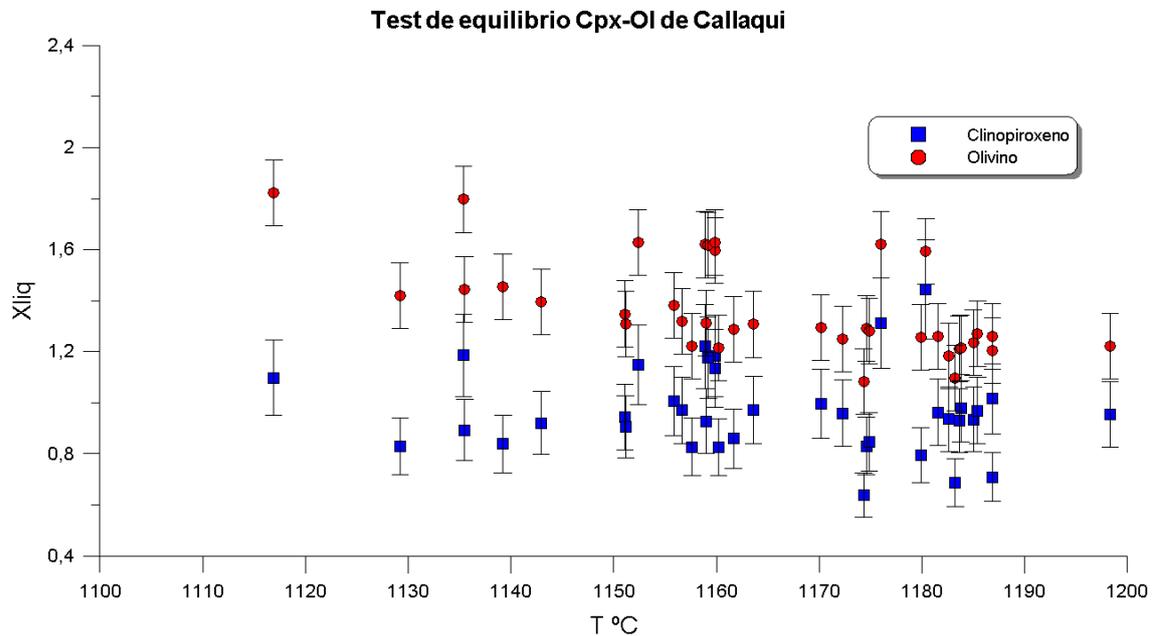


Figura 4.11: Test de equilibrio entre pares de olivino y clinopiroxeno para Callaqui. Se consideró un coeficiente de partición (K_d) para liquido - olivino de $0,3 \pm 0,03$ (Roeder & Emslie, 1970) y un coeficiente de partición (K_d) para liquido - clinopiroxeno de $0,27 \pm 0,03$ (Putirka et al., 2008). Las barras de error representan la desviación positiva o negativa del coeficiente de partición utilizado. Los pares seleccionados para geotermobarometría corresponden a los que presentan una intersección entre las barras de error de olivino con su par clinopiroxeno.

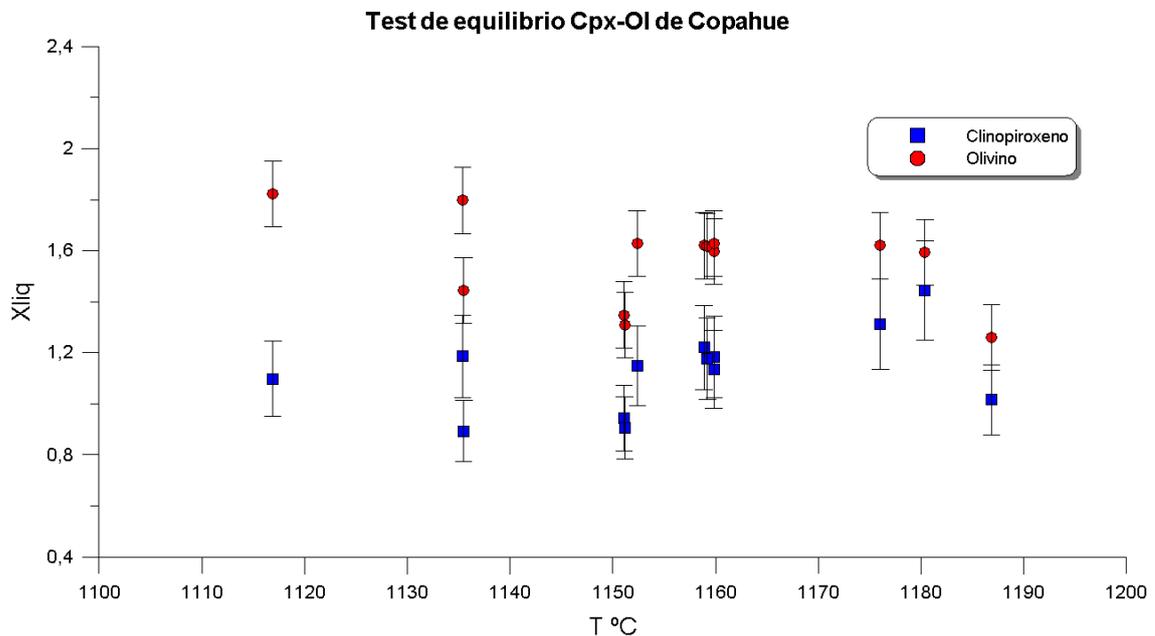


Figura 4.12: Test de equilibrio entre pares de olivino y clinopiroxeno para Copahue. Se consideró un coeficiente de partición (K_d) para liquido - olivino de $0,3 \pm 0,03$ (Roeder & Emslie, 1970) y un coeficiente de partición (K_d) para liquido - clinopiroxeno de $0,27 \pm 0,03$ (Putirka et al., 2008). Las barras de error representan la desviación positiva o negativa del coeficiente de partición utilizado. Los pares seleccionados para geotermobarometría corresponden a los que presentan una intersección entre las barras de error de olivino con su par clinopiroxeno.

4.5 Dislocaciones

La densidad de dislocaciones es cualitativamente mayor en los conos monogenéticos (parte 3.3.2). Esto podría deberse a que en los estratovolcanes los mayores tiempos de residencia del magma permite que los procesos de recuperación de dislocaciones actúen por más tiempo que en los conos monogenéticos. De esta forma olivinos que antes presentaban evidencias ópticas de deformación ahora dejen de presentarlas. Esto podría explicar el por qué se hay menor proporción de olivinos deformados en estratovolcanes en comparación con conos monogenéticos (figura 3.12). No solo hay diferencia en la densidad de dislocaciones entre ambos tipos de volcán. Además, estas diferencias de densidad se manifiestan en formas diferentes de distribución de de dislocaciones dentro de los cristales (figura 3.15-3.19). En Caburga las dislocaciones tienen una apariencia de óvalos chatos con los extremos angulosos y puntiagudos, en algunos casos se pueden ver “completos” en otros solo una parte. También se presentan como líneas con segmentos curvilíneos y rectos intersectándose entre ellas. En Copahue se observan una distribución de dislocaciones similares a estas últimas pero con menor grado de intersección y distribución dentro de los cristales. Esto apoya la idea de que en olivinos deformados de estratovolcanes los procesos de recuperación de dislocaciones han actuado durante mayor tiempo en comparación con los conos monogenéticos. Sin embargo, lo observado corresponde a un conjunto pequeño de solo dos volcanes por lo que podría ser solo un caso puntual y no una tendencia general entre conos monogenéticos y estratovolcanes.

4.6 Modelo geodinámico

4.6.1 Consideraciones generales

La deformación plástica de minerales en condiciones magmáticas ha sido previamente reportado en los trabajos siguientes: Reddy et al (2008) en donde se estudiaron circones deformados en lavas del estratovolcán Lawu en Indonesia y en Sakyi et al (2012); Vinet & Higgins (2010) en donde se estudiaron olivinos deformados del volcán Kilauea en Hawái. En estos trabajos se llega a la conclusión de que la deformación ocurre en cumulos cristalinos con escaso fundido

intersticial localizados en bases o paredes de reservorios magmáticos y a través de estos acumulados los esfuerzos pueden transmitirse y producir deformación plástica. La habilidad de minerales para deformarse plásticamente por reptación por dislocación en rocas parcialmente fundidas se ha demostrado experimentalmente en condiciones de fundido intersticial <5% en rocas graníticas con tamaño de grano >10 μ m (Dell`Angelo et al. 1987; Dell`Angelo & Tullis 1988). Estos trabajos muestran que son dos puntos los claves para la deformación en condiciones magmáticas: (1) formación de un cumulado de cristales con escaso fundido intersticial y (2) un esfuerzo que pueda deformar la red cristalina de los cristales que forman parte del cumulado.

Los estratovolcanes en la Zona Volcánica Sur Transicional y Central poseen un reservorio profundo (por ejemplo: Volcán Villarrica, Morgado et al, 2015; Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle, Bucchi et al, 2015; Copahue, sección 4.4). Los conos monogenéticos también poseen un reservorio profundo (por ejemplo: Complejo volcánico Caburga-Huelemolle, Morgado et al., 2015; Campo volcánico Carrán-Los Venados, Bucchi et al. (2015). Estos reservorios podrían localizarse en el límite corteza-manto o en zonas profundas de la corteza. Además del reservorio profundo, los estratovolcanes poseen uno o más reservorios estables en la corteza superior (por ejemplo el Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle, Lara et al., 2006b; Jay et al., 2014; Volcan Villarica, Morgado et al., 2015; Volcán Copahue, sección 4.4). En los conos monogenéticos no existirían reservorios estables en la corteza superior, en su lugar existirían reservorios temporales (por ejemplo el Campo volcánico Carrán-Los Venados, Bucchi et al., 2015; Volcán Caburga, E. Morgado Tesis de Magister, 2015, Universidad de Chile y otros volcanes monogenéticos, Johnson et al., 2008).

En Bucchi et al. (2015) basados en Annen (2009) y Michaut & Jaupart (2006) estudiando el estratovolcán Puyehue Cordon Caulle y el grupo de conos de escoria y maars de Carrán-Los Venados localizados en la Zona Volcánica Sur Central distinguen dos tipos de reservorios en la corteza superior: (1) los reservorios estables que a través del tiempo permanecen, permiten la diferenciación de magma y contienen magma capaz de hacer erupción. Este tipo de reservorios se podría asociar a estratovolcanes (Callaqui y Copahue). (2) reservorios tipo *mush*, estos también permanecen en el tiempo y permiten la diferenciación pero carecen de magma capaz de hacer erupción debido a que están formados de un *mush*

altamente cristalino. Los magmas basálticos se acumularían en la corteza superior en este tipo de reservorios y solo generarán magma capaz de hacer erupción si el flujo de ingreso de magma aumenta lo suficiente para calentar el sistema de otra forma se enfriarían hasta convertirse en plutones (Gelman et al., 2013). Este tipo de reservorios se asocia a conos monogenéticos (La Barda y Caburga). Según Cashman & Blundy, (2013) los sistemas de almacenamiento de magma bajo la mayoría de los volcanes de arco actuarían de manera similar, donde *mushes* de cristales son alimentados por magmas ligeramente más maficos y calientes, junto a episodios de ascenso de magma desde una zona de almacenamiento a otra.

Resumiendo los datos obtenidos durante este trabajo tenemos que en ambos tipos de volcanes los olivinos deformados son de origen cortical, hay presencia de antecristales, evidencias de mezcla de magma, poblaciones de cristales, zonaciones normales e inversas, la mayoría de los núcleos de olivinos se localizan fuera del equilibrio con su fundido hospedante, presentan prácticamente la misma distribución de tamaños de grano (en núcleos deformados y no deformados), igual distribución de tipo de evidencia óptica de deformación. Difieren en que los conos monogenéticos presentan una mayor proporción de olivinos deformados y una densidad de dislocaciones cualitativamente mayor. Además, las proporciones de tipo de zonación entre núcleos deformados y no deformados son diferentes entre ambos tipos de volcanes.

4.6.2 Modelo

El esquema del modelo se observa en la figura 4.13.

CONOS MONOGENETICOS

A) Poseen un reservorio profundo en la corteza. En este reservorio cristalizarían olivinos y ocurrirían procesos de cristalización fraccionada y una posible asimilación cortical menor. La deformación plástica de cristales ocurrirá si es que el fraccionamiento produce una acumulación de cristales formando un cumulado con escaso fundido intersticial y la red cristalina se ve deformada por efecto de esfuerzos diferenciales que se transmiten a través del cumulado. Esto podría ocurrir en las bases o paredes del reservorio profundo.

B) Entre el reservorio profundo y el temporal tenemos los conductos de ascenso asociados a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. Se propone que en zonas puntuales de estos conductos en la corteza profunda y/o corteza superior inferior podría ocurrir deformación plástica por el componente de cizalle de la misma falla. En la zona inferior de la corteza superior los propios esfuerzos de cizalle podrían puntualmente facilitar la formación de microreservorios tipo *mush*, en donde a diferencia del reservorio temporal estarían sometidos a una mayor presión, temperatura y esfuerzos que podrían producir deformación plástica. Esto implicaría que en estas zonas de acumulación cristalina en los conductos de ascenso, localmente un régimen de deformación dúctil se formaría. Este microreservorio desaparecería cuando los pulsos de magma profundos y en ascenso lo disgregarán o se enfriaría hasta convertirse en un plutón. Lo anterior sugeriría que los cristales se deformarían rápidamente. En los cálculos de presión de E. Morgado (Tesis de Magister, 2015, Universidad de Chile) el rango obtenido para pares de antecristales de olivino-augita de Caburga va desde 7,7 hasta 14,4 kbar ($\pm 1,7$ kbar). Si consideramos el mínimo de este rango implicaría que podría haber formación de antecristales a profundidades de 20 km. A estas profundidades la formación de cristales sería en los conductos de ascenso, lugar donde podrían ser deformados.

D) Los magmas basálticos se acumularían en la corteza superior en reservorios tipo *mush* altamente cristalinos en donde experimentarían fraccionamiento. Sin embargo, en estos reservorios no ocurriría deformación. Un reservorio *mush* altamente cristalino en el que ocurre fraccionamiento sugiere que se alcanzaría la condición de cumulado cristalino con escaso fundido intersticial, si además consideramos que son reservorios pequeños, la deformación a través de esta red de cristales y fundido debería de producir una enorme proporción de olivinos deformados. Sin embargo, los olivinos deformados en conos monogenéticos alcanzan solo el 20%, una cantidad muy por debajo de lo que se esperaría para un reservorio de esas características. Además, estos reservorios estarían localizados en zonas poco profundas de la corteza (< 8km en el caso del reservorio temporal de Caburga). Por consiguiente están sometidos a una baja presión y temperatura respecto a zonas más profundas en la corteza. Altas presiones y temperaturas son un factor importante para producir deformación plástica por reptación por dislocación. Por esta razón se considera poco probable que la deformación ocurra en este lugar.

Lo que si sucedería en estos reservorios es la formación de zonaciones químicas en los cristales. En los reservorios someros ocurrirán las mezclas de magmas (con cristales) y agregación de cristales. En la figura 4.9 se observa que en los conos monogenéticos las poblaciones de núcleos con $\text{CaO} < 0,1$ pp% no están relacionadas por una tendencia lineal de mezcla con las poblaciones con $\text{CaO} > 0,1$ pp%. Esto sería consistente con la historia subsolidus de esta población de cristales. La agregación de estos cristales bajos en CaO llevados hasta el reservorio temporal por un magma pobre en CaO produciría una mezcla de magmas de composiciones contrastantes en CaO, evidenciadas por estas dos poblaciones de olivinos. Magmas de estas características en ambientes de subducción han sido reportados por Kamenetsky et al, 2006. La población de cristales bajos en CaO correspondería a antecristales, los que habrían ascendido ya estando deformados. Los cristales deformados con $\text{CaO} > 0,1$ pp% sugieren la existencia de otro pulso de magma con contenido en calcio similar al del reservorio temporal, los cristales que vendrían dentro de este pulso también corresponderían a antecristales, los que habrían llegado al reservorio temporal ya estando deformados.

En resumen la deformación de los cristales de olivino se produciría en los conductos de ascenso y posiblemente en el reservorio profundo, en el reservorio temporal de la corteza superior se producirían las zonaciones químicas, agregación de antecristales y mezclas de magma. Esta mezcla no sería homogénea, se producirían regiones coherentes (porciones del magma original en donde los cristales de olivino se encuentran en equilibrio con el fundido) y zonas activas (áreas en donde la mezcla no ha sido homogénea (*mingling*) con una consecuente zonación química, en estas áreas los cristales de olivino desarrollarían zonación normal o inversa).

La presencia de zonas coherentes y activas ha sido descrita en previos estudios (Perugini et al., 2003b; Perugini & Poli, 2012; Albert et al., 2015) y simuladas numéricamente (Perugini et al., 2003a, 2004; Petrelli et al., 2006). Debido a que los magmas involucrados son basaltos con composiciones similares, regiones coherentes y activas no se distinguirían con claridad.

Las proporciones de tipos de zonación de la figura 4.5 y 4.6 se explicarían de la siguiente manera: en el reservorio somero debido al fraccionamiento se formaría un grupo de olivinos con zonación normal. El nuevo flujo de magma proveniente desde el reservorio profundo sería más máfico y al llegar al reservorio somero se mezclaría

con el *mush* disminuyendo su cristalinidad. Se formarían zonas coherentes donde olivinos se homogenizarían en su contenido en Fo y no presentarían zonación y zonas activas en donde la mezcla de magmas produciría las zonaciones inversas y normales.

El aumento de zonación normal en los olivinos no deformados respecto a los deformados (83% y 60%, respectivamente) se explicaría por el aporte de olivinos no deformados con zonación normal formados en el reservorio temporal y de antecristales de olivino no deformados provenientes del reservorio profundo, los que adquirirían una zonación normal en las zonas activas en el reservorio temporal. La disminución de los olivinos con zonación inversa y no zonados entre deformados y no deformados se asociaría a este aumento de olivinos con zonación normal discutido previamente. Además, el pequeño tamaño de los reservorios temporales de los conos monogenéticos provocaría que durante las mezclas las zonas activas fueran las predominantes respecto a las zonas coherentes explicando la baja proporción de olivinos sin zonación.

ESTRATOVOLCANES

A) Al igual que los conos monogenéticos tendrían un reservorio profundo en donde sería posible la deformación plástica.

B) De igual manera que en los conos monogenéticos es posible que ocurra deformación en conductos de ascenso asociados a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui.

C) Entre este reservorio profundo y la superficie existirían otros reservorios. En reservorios y conductos de ascenso de la corteza inferior y corteza superior inferior se podría producir deformación de igual forma que en los conos monogenéticos. Esto sería confirmado por los valores de presión obtenidos para Callaqui (presión entre 4,6 y 6,4 kbar). En Copahue (figura 4.9) se observa que los olivinos deformados pertenecen a las poblaciones más máficas de las 3 poblaciones mencionadas anteriormente para este volcán. Estas dos poblaciones de olivinos habrían sido deformadas a profundidades diferentes y/o momentos distintos dentro del sistema magmático. Sin embargo, en la misma figura se observa que dentro de las mismas poblaciones hay olivinos no deformados, lo que sugiere que estos cristales no formaron parte del cumulado con escaso fundido intersticial o que estaban en los bordes de este y fueron deformados.

D) La tercera población de Copahue no presenta olivinos deformados y es la que posee menor contenido de Fo. La ausencia de deformación en esta población es consistente con que sean parte de un reservorio somero y que al igual que en Caburga, las bajas presiones a las que se ve expuesto impidan que se produzca deformación plástica. Los olivinos de las dos poblaciones anteriores (deformados y no deformados) serían agregados a este reservorio como antecristales.

Entre estos reservorios se produciría un extenso reequilibrio, procesos de fraccionamiento, asimilación y mezcla. La gran variabilidad química en CaO y TiO observada en los bordes en las figuras 4.1 y 4.2 responde a estos procesos. Las mezclas de magma producirían las distintas zonaciones químicas observadas.

Las diferencias entre las proporciones de tipo de zonación entre ambos tipos de volcanes se asociarían a las propias diferencias de ambos tipos de sistemas magmáticos. A diferencia de los conos monogenéticos las cámaras magmáticas de los estratovolcanes son de mayor tamaño. Cuando ocurren procesos de mezcla de magma las zonas activas y coherentes dentro de la cámara presentarían una distribución diferente respecto a los conos monogenéticos. Las zonas coherentes tendrían una mayor importancia, esto se evidenciaría en la enorme proporción de olivinos sin zonación. Las zonaciones normales e inversas se formarían debido a procesos de fraccionamiento y de zonación química en las zonas activas.

La menor densidad de dislocaciones en los estratovolcanes podría deberse a los mecanismos de recuperación de dislocaciones los que operarían por más tiempo en los estratovolcanes debido a los mayores tiempos de residencia magmática. Esto podría también explicar la menor proporción de olivinos deformados en los estratovolcanes.

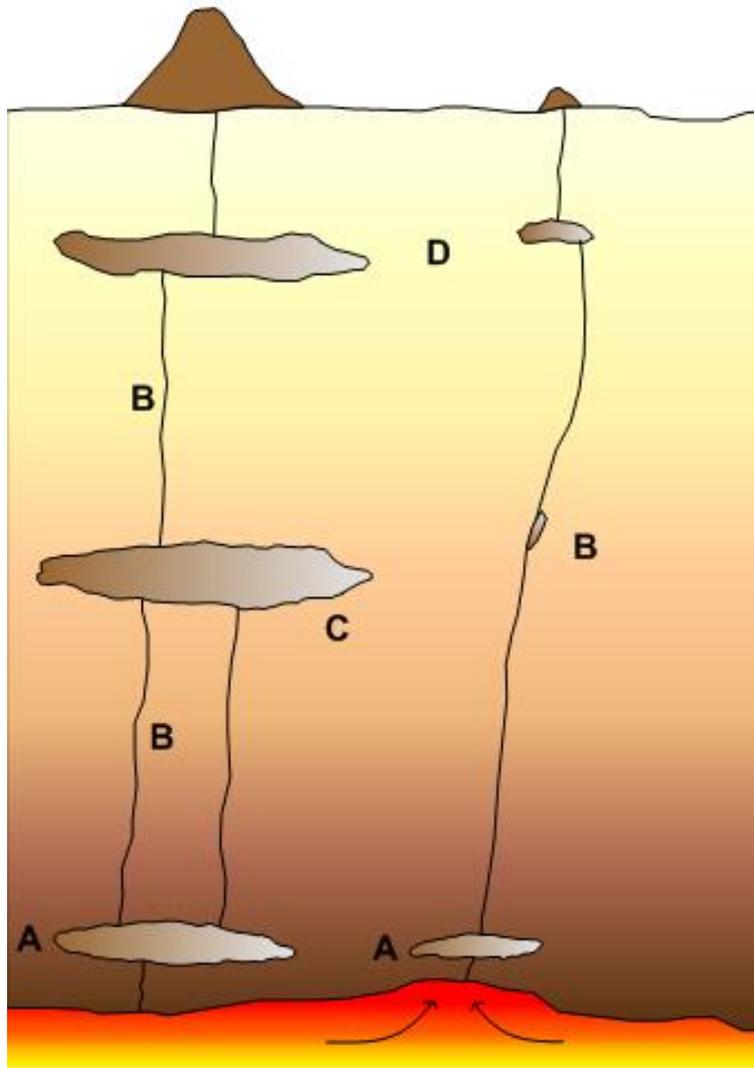


Figura 4.13: Esquema de las zonas donde se produciría la deformación de los olivinos. A la izquierda se encuentra un estratovolcán y a la derecha un cono monogénicos. A) La deformación podría producirse en las bases o paredes de los reservorios profundos. B) La deformación se produciría en los conductos de ascenso. En los conos monogénicos se producirían localmente pequeñas acumulaciones temporales en los conductos de ascenso. En estas zonas se produciría deformación plástica en los cristales debido a esfuerzos asociados a la Falla Liquiñe-Ofqui. Estos cristales serían arrastrados por pulsos de magmas posteriores e incorporados en el reservorio temporal somero. En los estratovolcanes los cristales también podrían sufrir deformación en los conductos debido a esfuerzos asociados a la Falla Liquiñe-Ofqui. C) Se produciría deformación y zonaciones químicas en reservorios de profundidad intermedia de los estratovolcanes. D) En los reservorios someros no ocurrirá deformación debido a las bajas presiones y temperaturas. En estos reservorios se adquirirían zonaciones químicas previas a la erupción.

5. Conclusión

- Todos los olivinos deformados son de origen cortical. Estos son incorporados en los reservorios someros (estratovolcanes) y temporales (conos monogenéticos) como antecristales.
- La deformación de los olivinos se produciría en los reservorios profundos e intermedios y en conductos de ascenso.
- En los reservorios someros y temporales no se produciría deformación debido a las bajas presiones y temperaturas a las que se verían afectados. En estos reservorios se adquirirían las zonaciones químicas.
- La mayor proporción de olivinos deformados en conos monogenéticos se explicaría por los procesos de recuperación de dislocaciones, los que disminuirían la densidad de dislocaciones. Estos procesos operarían en ambos tipos de volcanes, pero en los estratovolcanes debido a los mayores tiempos de residencia afectarían a los cristales deformados por más tiempo.
- No hay diferencia en tamaño, forma, textura, química que permita distinguir olivinos deformados de no deformados. Solo diferencias ópticas permiten su clasificación.

6. Bibliografía

- Albert, H., Costa, F., Marti, J., 2015. Timing of Magmatic Processes and Unrest Associated with Mafic Historical Monogenetic Eruptions in Tenerife Island. *Journal of Petrology*, Vol. 56, 1945-1966.
- Angermann, D., Klotz, J., Reigber, Ch., 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters* 171 (3), 329–334.
- Annen, C., 2009. From plutons to magma chambers: thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 284 (3–4), 409–416.
- Bai, Q., Kohlstedt, D.L., 1991. High-temperature creep of olivine single crystals, 2. Dislocation structures. *Tectonophysics* 206, 1-29.
- Bai, Q., Mackwell, S.J. & Kohlstedt, D.L., 1991. High-temperature creep of olivine single crystals 1. Mechanical results for buffered samples. *J. Geophys.* 96, 2441-2463.
- Bedini, R.M., Bodinier, J.-L., 1999. Distribution of incompatible trace elements between the constituents of spinel peridotite xenoliths: ICP-MS data from the East African Rift. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 3883–3900.
- Beattie, P., 1994. Systematics and energetics of trace element partitioning between olivine and silicate melts; implications for the nature of mineral–melt partitioning. *Chemical Geology* 117, 57–71.
- Bodinier, J.-L., Dupuy, C., Dostal, J., Merlet, C., 1987. Distribution of trace transition elements in olivine and pyroxenes from ultramafic xenoliths: application of microprobe analysis. *American Mineralogist* 72, 902–913.
- Bollinger, C., Raterron, P., Cordier, P., Merkel, S., 2013. Polycrystalline olivine rheology in dislocation creep: revisiting experimental data to 8.1 GPa. *Physics of the earth and planetary interiors* 228, 211-219.
- Bonali, F.L., 2013. Earthquake-induced static stress change on magma pathway in promoting the 2012 Copahue eruption. *Tectonophysics*, Vol 608, 127-137.
- Bucchi, F., Lara, L.E., Gutiérrez, F., 2015. The Carrán-Los Venados volcanic field and its relationship with coeval and nearby polygenetic volcanism in an

- intra-arc-setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol.308, 70-81.
- Cashman, K., Blundy, J., 2013. Petrological cannibalism: the chemical and textural consequences of incremental magma body growth. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 166, 703-729.
 - Cembrano, J. & Lara, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics* 471, 96-113.
 - Cembrano, J., Hervé, F., Lavenu, A. 1996. The Liquiñe-Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics* No. 259, p. 55-66.
 - Chakraborty Sumit, 2010. Diffusion coefficients in olivine, wadsleyite and ringwoodite. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, Vol. 72, 603-639.
 - Chu, X. & Korenaga, J., 2012. Olivine rheology, shear stress, and grain growth in the lithospheric mantle: Geological constraints from the Kaapvaal cratón. *Earth and planetary science letters* 333-334, 52-62.
 - Colson, R.O., McKay, G.A., Taylor, L.A., 1988. Temperature and composition dependencies of trace element partitioning: olivine/melt and low-Ca pyroxene/melt. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 539–553.
 - Cordier, P., Demouchy, S., Beausir, B., Taupin, V., Barou, F., Fressengeas, C., 2014. Disclinations provide the missing mechanism for deforming olivine-rich rocks in the mantle. *Nature*, Vol. 507, 51-56.
 - Costa, F., Dungan, M. 2005, Short time scales of magmatic assimilation from diffusion modeling of multiple elements in olivine. *Geology*, v.33; no.10, 837-840.
 - Dehoog, J., Gall, L., Cornell, D.H. 2006, Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry. *Chemical Geology*. 270, 196-215.
 - Dell'Angelo LN, Tullis J (1988) Experimental deformation of partially melted granitic aggregates. *J Metamorph Geol* vol 6, 495–515.
 - Dell'Angelo LN, Tullis J, Yund RA (1987) Transition from dislocation creep to melt-enhanced diffusion creep in fine-grained granitic aggregates. *Tectonophysics* vol 139, 325–332.

- Demouchy, S., Tommasi, A., Ballaran, T., Cordier, P., 2013. Low strength of Earth's uppermost mantle inferred from tri-axial deformation experiments on dry olivine crystals. *Physics of the earth and planetary interiors* 220, 37-49.
- Dewey, J.F., Lamb, S.H., 1992. Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics*, Vol. 205, 79-95.
- Dobrzhinetskaya, L.F., Bozhilov, K.N., Green, H.W., 1999. The solubility of TiO₂ in olivine: implications for the mantle wedge environment. *Chemical Geology* 160, 357–370
- Dungan, M.A, Davidson, J. 2004, Partial assimilative recycling of the mafic plutonic roots of arc volcanoes: An example from the Chilean Andes. *Geology*, v. 32; no. 9, 773-776.
- Dungan M. A., Wulff A. and Thompson R. (2001) Eruptive stratigraphy of the Tatara-San Pedro complex, 36S, Southern Volcanic Zone, Chilean Andes: reconstruction method and implications for magma evolution at long-lived arc volcanic centers. *J. Petrol.* 42, 555–626.
- Eggins, S.M., Rudnick, R.L., McDonough, W.F., 1998. The composition of peridotites and their minerals: a laser ablation ICP-MS study. *Earth and Planetary Science Letters* 154, 53–71.
- Farla, R.J.M., Kokkonen, H., Fitz Gerald, J.D., Barnhoorn, A., Faul, U.H., Jackson, I., 2010. Dislocation recovery in fine-grained polycrystalline olivine. *Phys chem minerals* 38, 363-377.
- Finnerty, A.A., Boyd, F.R., 1978. Pressure-dependent solubility of Ca in forsterite coexisting with diopside and enstatite. *Carnegie Institution of Washington Yearbook* 77, 713–717.
- Foley, S.F., Prelevic, D., Rehfeltdt, T., Jacob, D.E. Minor and trace elements in olivines as probes in to early igneous and mantle melting processes. 2013, *Earth and Planetary Science Letters*. 363, 181-191.
- Folguera, A., Introcaso, A., Giménez, M., Ruiz, F., Martínez, P., Tunstall, C., García Morabito, E., Ramos, V., 2007. Crustal attenuation in the Southern Andean retroarc (38°–39°30' S) determined from tectonic and gravimetric studies: The Lonco-Luán asthenospheric anomaly. *Tectonophysics* 439, p. 129-147.
- Garrido, C.J., Bodinier, J.-L., Alard, O., 2000. Incompatible trace element partitioning and residence in anhydrous spinel peridotites and websterites

- from the Ronda orogenic peridotite. *Earth and Planetary Science Letters* 181, 341–358.
- Gelman, S.E., Gutiérrez, F.J., Bachmann, O., 2013. The longevity of large upper crustal silicic magma reservoirs. *Geology* 41, 759–762.
 - Gill, J.B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (390 pp.).
 - Green, H.W. & Radcliffe, S.V., 1972. Dislocation mechanisms in olivine and flow in the upper mantle. *Earth and planetary science letters* 15, 239-247.
 - Hansen, L.N., Zimmerman, M.E., Dillman, A.M., Kohlstedt, D.L., 2012. Strain localization in olivine aggregates at high temperature: A laboratory comparison of constant-strain-rate and constant-stress boundary conditions. *Earth and planetary science letters* 333-334, 134-145.
 - Hickey-Vargas, R., Gerlach, D. & Frey, F. 1984. Geochemical variations in volcanic rocks from central-south Chile (33°–42°S): implications for their petrogenesis. In: HARMON, R. & BARREIRO, B. (eds) *Andean Magmatism: Chemical and Isotopic Constraints*. Shiva, Nantwich, 72–95.
 - Hickey, R. L., Frey, F. A., Gerlach, D. C. & López Escobar, L. 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*, 91(6), 5963–5983.
 - Hickey-Vargas, R., Moreno, H., López-Escobar, L. & Frey, F. 1989. Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanín volcanic chain (39.5°S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103, 361–386.
 - Hildreth, W., Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 98, 455-489.
 - Hirth, G. & Kohlstedt, D. L., 1995. Experimental constraints on the dynamics of the partially molten upper mantle: Deformation in the diffusion creep regime. *J. Geophys.* 100, 1981-2001.
 - Hunt, S.A., Dobson, D.P., Wood, I.G., Brodholt, J.P., Mecklenburgh, J., Oliver, E.C., 2008. Deformation of olivine at 5GPa and 350–900 °C. *Physics of the earth and planetary interiors* 172, 84-90.

- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1971, 8(5): 523-548
- Jacques, G., Hoernle, K., Gill, J., Hauff, F., Wehrmann, H., Garbe-Schonberg, D., Van den Bogaard, P., Binderman, I., Lara, L.E., 2013. Across-arc geochemical variations in the Southern Volcanic Zone, Chile (34.5–38.0°S): Constraints on mantle wedge and slab input compositions. *Geochemica at Cosmochimica Acta*. 123, 218-243.
- Jacques, G., Hoernle, K., Gill, J., Wehrmann, H., Binderman, I., Lara, L.E., 2014. Geochemical variations in the Central Southern Volcanic Zone, Chile (38–43°S): The role of fluids in generating arc magmas. *Chemical Geology*. 371, 27-45.
- Jarrard, R.D., 1986. Relations among subduction parameters. *Reviews of Geophysics*, Vol 24, 217-284.
- Jay, J.A., Costa, F., Pritchard, M.E., Lara, L.E., Singer, B., Herrin, J., 2014. Locating magma reservoirs using InSAR and petrology before and during the 2011–2012 Cordón Caulle silicic eruption. *Earth Planet. Sci. Lett.* 295, 254–266.
- Jerram, D. A. & Martin, V. M. (2008). Understanding crystal populations and their significance through the magma plumbing system. In: Annen, C. & Zellmer, G. F. (eds) *Dynamics of Crustal Magma Transfer, Storage and Differentiation*. Geological Society, London, Special Publications 304, 133-148.
- Johnson, E.R., Wallace, P.J., Cashman, K.V., Granados, H.D., Kent, A.J.R., 2008. Magmatic volatile contents and degassing-induced crystallization at Volcán Jorullo, Mexico: implications for melt evolution and the plumbing systems of monogenetic volcanoes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 269, 478–487.
- Kamenetsky, V.S., Elburg, M., Arculus, R., Thomas, R. 2006, Magmatic origin of low-Ca olivine in subduction-related magmas: Co-existence of contrasting magmas. *Chemical Geology*. 233, 246-357.
- Katayama, I. & Karato, S. 2006, Effect of temperature on the B- to C-type olivine fabric transition and implication for flow pattern in subduction zones. *Physics of the earth and planetary interiors* 157, 33-45.

- Kohler, T.P., Brey, G.P. 1990, Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 kb with applications. *Geochimica et Cosmochimica*. Vol.54. 2375-2388.
- Kohlstedt, D.L., Goetze, C., Durham, W.B., Sande, J.V. 1976, New Technique for Decorating Dislocations in Olivine. *Science*, Vol. 191, No. 4231, 1045-1046.
- Lara, L.E., Moreno, H., Naranjo, J.A., Matthews, S., Perez de Arce, C., 2006. Magmatic evolution of the Puyehue–Cordón Caulle Volcanic Complex (40° S), Southern Andean Volcanic Zone: From shield to unusual rhyolitic fissure volcanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol.157, 343-366.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic-rocks based on the Total Alkali Silica diagram. *Journal of Petrology* 3, 745-750.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woodley, A.R., Zanettin, B., 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, Oxford.
- Li Li, Raterron, P., Weidner, D., Chen, J., 2013. Olivine flow mechanisms at 8 GPa. *Physics of the earth and planetary interiors* 138, 113-129.
- Li Li, Weidner, D., Raterron, P., Chen, J., Vaughan, M., 2003. Stress measurements of deforming olivine at high pressure. *Physics of the earth and planetary interiors* 143-144, 357-367.
- Loucks, R.R. 1996, A precise olivine-augite Mg-Fe-exchange geothermometer. *Contrib Mineral Petrol.* 125, 140-150.
- Masana Morioka, 1981. Cation diffusion in olivine – II. Ni-Mg, Mn-Mg, Mg and Ca. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 45, 1573-1580.
- McDonough, W.F., Stosch, H.-G., Ware, N.G., 1992. Distribution of titanium and the rare earth elements between peridotitic minerals. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, 321–328.
- Mei, S., Bai, W., Hiraga, T., Kohlstedt, D.L., 2002. Influence of melt on the creep behavior of olivine-basalt aggregates under hydrous conditions. *Earth and planetary science letters* 201, 491-507.

- Melnick, D., Folguera, A., Ramos, V., 2006. Structural control on arc volcanism: The Caviahue–Copahue complex, Central to Patagonian Andes transition (38°S). *Journal of South American Earth Sciences*. 22, 66-88.
- Miyazaki, T., Sueyoshi, K., Hiraga, T., 2013. Olivine crystals align during diffusion creep of earth's upper mantle. *Nature*, vol. 502, 321-326.
- Michaut, C., Jaupart, C., 2006. Ultra-rapid formation of large volumes of evolved magma. *Earth Planet. Sci. Lett.* 250 (1–2), 38–52.
- Morgado, E., Parada, M.A., Contreras, C., Castruccio, A., Gutiérrez, F., McGee, L.E., 2015. Contrasting records from mantle to surface of Holocene lavas of two nearby arc volcanic complexes: Caburgua-Huelemolle Small Eruptive Centers and Villarrica Volcano, Southern Chile. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 306, 1-16.
- Morgado, Tesis de Magister, 2015, Universidad de Chile. Contrasting records from mantle to surface of holocene lavas of two nearby arc volcanic complexes: Caburgua-Huelemolle small eruptive centers and Villarrica volcano, southern Chile.
- Muñoz, J., Stern, C.R., 1988. The quaternary volcanic belt of the southern continental margin of south america: Transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38°S and 39°S. *J. South American Earth Sciences*. Vol. 1, 147-161.
- Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L., Stern, C.R., 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile*, 27, 177–203.
- Naranjo, J. A. & Stern, C. R. 2004. Holocene tephrochronology of the southernmost part (42°30p–45°S) of the Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile*, 31(2), 225–240.
- Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1997. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since late Cretaceous times. *Tectonics* 6, 233–248.
- Perugini, D., Poli, G. & Mazzuoli, R. (2003b). Chaotic advection, fractals and diffusion during mixing of magmas: Evidence from lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 124, 255–279.
- Perugini, D. & Poli, G. (2012). The mixing of magmas in plutonic and volcanic environments: Analogies and differences. *Lithos* 153, 261–277.

- Perugini, D., Busa, T., Poli, G. & Nazzareni, S. (2003a). The role of chaotic dynamics and flow fields in the development of disequilibrium textures in volcanic rocks. *Journal of Petrology* 44, 733–756.
- Perugini, D., Ventura, G., Petrelli, M. & Poli, G. (2004). Kinematic significance of morphological structures generated by mixing of magmas: A case study from Salina Island (southern Italy). *Earth and Planetary Science Letters* 222, 1051–1066.
- Petrelli, M., Perugini, D. & Poli, G. (2006). Time-scales of hybridisation of magmatic enclaves in regular and chaotic flow fields: Petrologic and volcanologic implications. *Bulletin of Volcanology* 68, 285–293.
- Precigout, J., Gueydan, F., Gapais, D., Garrido, C.J., Essaifi, A., 2007. Strain localisation in the subcontinental mantle — a ductile alternative to the brittle mantle. *Tectonophysics* 445, 318-336.
- Putirka, K., Johnson, M., Kinzler, R., Longhi, J., Walker, D. 1996, Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar- *Contrib Mineral Petrol.* 123, 92-108.
- Reddy, S.M., Timms, N.E, Hamilton, P.H., Smyth, H.R., 2009. Deformation-related microstructures in magmatic zircon and implications for diffusion. *Contrib mineral petrol* 157, 231-244.
- Robin-Popieul, C., Arndt, N.T., Chauvel, C., Byerly, G., Sobolev, A., Wilson, A., 2012. Extraction of magma from deep in the upper mantle: a model for the formation of Barberton komatiites. *J. of Petrol.*
- Roeder, P.L., Emslie, R.F. 1970, Olivine-Liquid Equilibrium. *Contrib Mineral Petrol.* 29, 275-289.
- Sakyi, P.A., Tanaka, R., Kobayashi, K., Nakamura, E., 2012. Inherited Pb isotopic records in olivine antecryst-hosted melt inclusions from Hawaiian lavas. *Geochimica et cosmochimica acta* 95, 169-195.
- Simkin, T. & Smith, J.V. (1970). Minor-element distribution in olivine. *Journal of Geology* 78, 304-325.
- Stern, C.R., Frey, F.A., Futa, K., Zartman, R.E., Peng, Z., Kyser, T.K., 1990. Trace element and Sr, Nd, Pb and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian plateau lavas of southernmost South America. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 294–308.
- Stern, C.R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Rev. Geol. Chile* 31, 161–206.

- Soustelle, V., Tommasi, A., Demouchy, S., Ionov, D., 2010. Deformation and fluid-roc interaction in the supra-subduction mantle: microstructures and wáter contents in peridotite xenoliths from the avacha volcano, Kamchatka. *J. of petro.*, Vol 51, 363-394.
- 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* 11, 211–215
- Thompson, R. N. & Gibson, S. A. (2000). Transient high temperaturas in mantle plume heads inferred from magnesian olivines in Phanerozoic picrites. *Nature* 407, 502-506.
- Tormey, D. R., Hickey-Vargas, R. L., Frey, f. a. & López-Escobar, L. 1991a. Recent lavas from the Andean volcanic front (33° to 42°S); Interpretations of along-arc compositional variations. In: HARMON, R. S. & RAPELA, C. W. (eds) *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*, Geological Society of America, Special Paper, 265, 57–77.
- O'Reilly, S.Y., Chen, D., Griffin, W.L., Ryan, C.G., 1997. Minor elements in olivine from spinel lherzolite xenoliths: implications for thermobarometry. *Mineralogical Magazine* 61, 257–269.
- Richmond, N.C., Brodholdt, J.P., 2000. Incorporation of Fe³⁺ into forsterite and wadsleyite. *American Mineralogist* 85, 1155–1158.
- Stosch, H.-G., 1981. Sc, Cr, Co and Ni partitioning between minerals from spinel peridotite xenoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 78, 166–174.
- Taura, H., Yurimoto, H., Kurita, K., Sueno, S., 1998. Pressure dependence on partition coefficients for trace elements between olivine and coexisting melts. *Physics and Chemistry of Minerals* 25, 469–484.
- Tinker, D., Leshner, C.E., 2001. Solubility of TiO₂ in olivine from 1 to 8 GPa. *Eos Transactions AGU* 82, Fall Meeting Supplement, Abstract V51B-1001.
- Varekamp, J., Ouimette, A., Herman, S., Bermúdez, A., Delpino, D., 2001. Hydrothermal element fluxes from Copahue, Argentina: a “beehive” volcano in turmoil. *Geology* 29, 1059–1062.
- Vinet, N. & Higgins, M.D., 2010. Magma Solidification Processes beneath Kilauea Volcano, Hawaii: a Quantitative Textural and Geochemical Study of the 1969-1974 Mauna Ulu Lavas. *J. Petro.* 51, 1297-1332.

- Vinet, N. & Higgins, M.D., 2011. What can crystal size distributions and olivine compositions tell us about magma solidification processes inside Kilauea Iki lava lake, Hawaii?. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 208, 136-162.
- Völker, D., Kutterolf, S., Wehrmann, H., 2011. Comparative mass balance of volcanic edifices at the southern volcanic zone of the Andes between 33°S and 46°S. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 205, 114-129.
- Warren, J.M. & Hirth, G., 2006. Grain size sensitive deformation mechanisms in naturally deformed peridotites. *Earth and planetary science letters* 248, 438-450.
- Witt-Eickschen, G., O'Neill, H.C.St., 2005. The effect of temperature on the equilibrium distribution of trace elements between clinopyroxene, orthopyroxene, olivine and spinel in upper mantle peridotite. *Chemical Geology* 221, 65–101.
- Wood, B.J., Blundy, J.D., 2003. Trace element partitioning under crustal and uppermost mantle conditions: the influence of ionic radius, cation charge, pressure, and temperature. In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), *The Mantle and Core: Treatise on Geochemistry*, vol. 2, pp. 425–449

7. Anexos

7.1 Descripciones petrográficas

La Barda (BARDA12, Basalto)

Textura: Fanerítica de tipo porfírica con fenocristales inequigranulares de plagioclasas y olivino orientados aleatoriamente en una masa fundamental microcristalina (textura intergranular) compuesta de microlitos de plagioclasas, clinopiroxenos, óxidos, olivinos y escaso vidrio. Se observa una variedad de textura porfírica (glomeroporfírica) formada por plagioclasas y olivinos reunidos en aglomerados. Algunos fenocristales de olivino evidencias de reabsorción. Textura vesicular, con vesículas subredondeadas y alargadas con tamaños de 0,05 mm a 3,5 mm , en general son aisladas pero algunas se interconectan y forman grandes vesículas de formas alargadas, estas son las que alcanzan los mayores tamaños.

Masa fundamental: Está constituida por microlitos de plagioclasas, clinopiroxenos, olivinos y escaso vidrio

Abundancias: Masa fundamental (89%), Fenocristales (7%) y vesículas (4%).

Fenocristales (7%)

2% Plagioclasas: Se presentan de forma euhedral y subhedral con tamaños entre 0,2 mm y 3,5 mm. Se presentan aisladas o formando parte de aglomerados junto a olivinos. Algunas presentan zonaciones e inclusiones de óxidos

5% Olivinos: Se presentan de forma euhedral y subhedral con tamaños entre 0,05 mm y 1,5mm. Pueden presentar zonación, extinción ondulosa, subgranos, reabsorción, inclusiones de óxidos y fundido. Se pueden presentar formando aglomerados junto a olivinos y plagioclasas.

<1% Óxidos: Se presentan como pequeñas inclusiones en otras fases minerales.

La Barda (BARDA23, Basalto)

Textura: Fanerítica de tipo porfírica con fenocristales inequigranulares de plagioclasas y olivino orientados aleatoriamente en una masa fundamental microcristalina (textura intergranular) compuesta de microlitos de plagioclasas, clinopiroxenos, óxidos, olivinos y escaso vidrio. Se observa una variedad de textura porfírica (glomeroporfírica) formada por plagioclasas y olivinos reunidos en aglomerados. Algunos fenocristales de olivino evidencias de reabsorción. Textura vesicular, con vesículas subredondeadas y alargadas con tamaños de 50 um a 1100 um , en general son aisladas pero algunas se interconectan y forman grandes vesículas de formas alargadas, estas son las que alcanzan los mayores tamaños. Se presenta un olivino con evidencias de recristalización.

Masa fundamental: Está constituida por microlitos de plagioclasas, clinopiroxenos, olivinos y escaso vidrio. A diferencia de BARDA12 esta presenta menor cantidad de microlitos de plagioclasas y mayor cantidad de microlitos de clinopiroxeno.

Abundancias: Masa fundamental (92%), Fenocristales (5%) y vesículas (3%).

Fenocristales (5%)

1% Plagioclasas: Se presentan de forma euhedral y subhedral con tamaños entre 0,2mm y 0,3mm. Se presentan aisladas o formando parte de aglomerados junto a olivinos. Algunas presentan zonaciones e inclusiones de óxidos.

4% Olivinos: Se presentan de forma euhedral y subhedral con tamaños entre 0,1mm y 1,4mm Pueden presentar zonación, extinción ondulosa, subgranos, reabsorción, inclusiones de óxidos y fundido. Se pueden presentar formando aglomerados junto a olivinos y plagioclasas. Un olivino presenta evidencias de recristalización.

<1% Óxidos: Se presentan como pequeñas inclusiones en otras fases minerales.

Caburga (CAB1-1, Basalto)

Textura: Fanerítica de tipo porfírica con fenocristales inequigranulares de plagioclasas y olivino orientados aleatoriamente en una masa fundamental intergranular compuesta de microlitos de plagioclasas, clinopiroxenos, óxidos, olivinos y escaso vidrio. Se observa una variedad de textura porfírica, glomeroporfírica formada por plagioclasas y olivinos reunidos en aglomerados. Algunos fenocristales de olivino evidencias de reabsorción. Textura vesicular, con vesículas subredondeadas y/o alargadas con tamaños de 0,05mm a 1,3mm.

Masa fundamental: Está constituida por microlitos de plagioclasas, clinopiroxenos, olivinos y escaso vidrio. A diferencia de las muestras de La BARDA23 está presenta alta cantidad de microlitos de plagioclasas (como BARDA12) y mayor cantidad de microlitos de clinopiroxeno y olivino (similar a BARDA 23).

Abundancias: Masa fundamental (87%), Fenocristales (7%) y vesículas (6%).

Fenocristales (7%)

1% Plagioclasas: Se presentan de forma euhedral y subhedral con tamaños entre 0,2mm y 0,4mm. Se presentan aisladas, macladas o formando parte de aglomerados junto a olivinos. Algunas presentan zonaciones e inclusiones de óxidos.

6% Olivinos: Se presentan de forma euhedral y subhedral con tamaños entre 0,1mm y 1,8mm. Pueden presentar zonación, extinción ondulosa, subgranos, reabsorción, inclusiones de óxidos y fundido. Se pueden presentar formando aglomerados junto a olivinos y plagioclasas.

<1% Óxidos: Se presentan como pequeñas inclusiones en otras fases minerales.

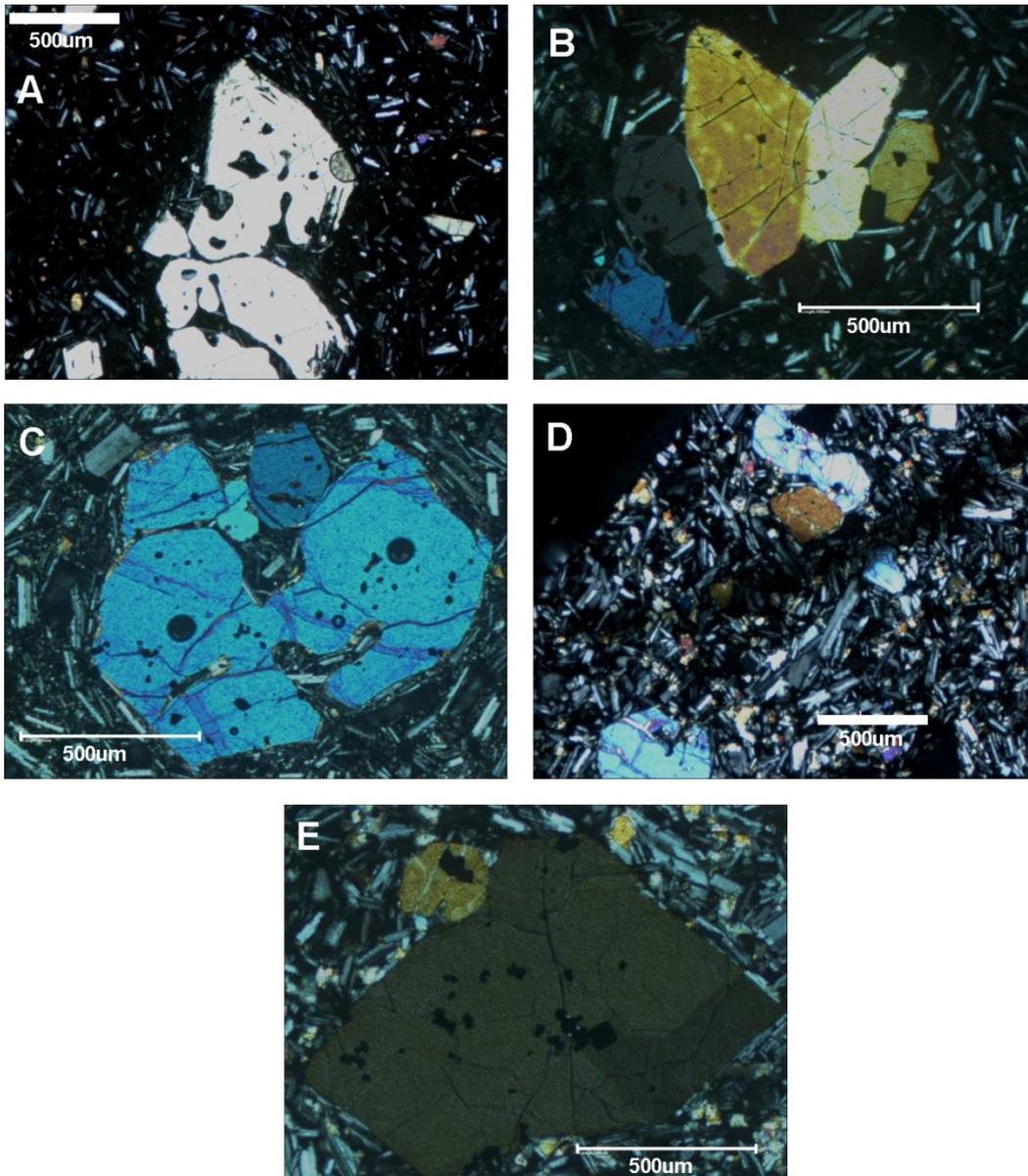


Figura A1: Fotos de olivinos BARDA12 (A y B), BARDA23 (C) y CAB1-1 (D y E). En A) se observa un olivino con textura de reabsorción. B) Un aglomerado de cristales de olivino. C) Un aglomerado de cristales de olivino con reabsorción. D) Olivinos y masa fundamental de CAB1-1 E) Olivino con subgrano de CAB1-1.

Callaqui (CQ-1, Basalto)

Textura: Fanerítica de tipo porfírica con fenocristales inequigranulares de plagioclasas, clinopiroxenos y olivinos orientados aleatoriamente en una masa fundamental microcristalina compuesta de clinopiroxeno, olivino, óxidos de Fe-Ti, plagioclasas y escaso vidrio. Hay presente una variedad de textura porfírica, la glomeroporfírica formada por plagioclasas, clinopiroxenos y olivinos reunidos en aglomerados. En las plagioclasas se observan zonaciones y textura sieve en sus núcleos. Los olivinos pueden presentar evidencias de reabsorción. Textura vesicular, con vesículas subredondeadas y/o alargadas con tamaños de 0,1mm a 4,5mm.

Masa fundamental: Masa microcristalina compuesta de plagioclasas, clinopiroxenos, olivinos, óxidos de Fe-Ti y escaso vidrio.

Abundancias: Masa fundamental (62%), Fenocristales (31%) y vesículas (7%).

Fenocristales (%)

25% Plagioclasas: Se presentan de forma euhedral y subhedral con tamaños entre 0,1mm y 2,4mm. Se presentan aisladas formando parte de aglomerados junto a olivinos y clinopiroxenos. Pueden presentar textura sieve en sus núcleos, zonaciones e inclusiones de óxidos.

3% Olivinos: Se presentan de forma euhedral y subhedral con tamaños entre 0,1mm y 1mm. Pueden presentar zonación, extinción ondulosa, subgranos, reabsorción, inclusiones de óxidos y fundido. Se pueden presentar formando aglomerados junto a clinopiroxenos y plagioclasas.

2% Clinopiroxenos: Se presentan de forma euhedral y subhedral con tamaños entre 0,1 y 1,5. Pueden presentar maclas, zonación, extinción ondulosa, subgranos, inclusiones de óxidos y fundido. Se pueden presentar formando aglomerados junto a olivinos y plagioclasas.

1% Óxidos: Se presentan como pequeñas inclusiones en otras fases minerales.

Callaqui (CQ-7, andesita basáltica)

Textura: Fanerítica de tipo porfírica con fenocristales inequigranulares de plagioclasas, clinopiroxenos y olivinos orientados aleatoriamente en una masa fundamental microcristalina compuesta de cristales de clinopiroxeno, olivino, óxidos de Fe-Ti, plagioclasas y vidrio. Hay presente una variedad de textura porfírica (glomeroporfírica) formada por plagioclasas con olivinos o clinopiroxenos reunidos en aglomerados. En las plagioclasas se observan zonaciones y textura *sieve* en sus núcleos. Los olivinos y clinopiroxenos pueden presentar evidencias de reabsorción. Textura vesicular, con vesículas subredondeadas y/o alargadas con tamaños de 0,1mm a 0,6mm.

Masa fundamental: Masa microcristalina compuesta de plagioclasas, clinopiroxenos, olivinos, óxidos de Fe-Ti y vidrio.

Abundancias: Masa fundamental (75%), Fenocristales (23%) y vesículas (2%).

Fenocristales (23%)

18% Plagioclasas: Se presentan de forma euhedral y subhedral con tamaños entre 0,1mm y 2,2mm. Se presentan aisladas o formando parte de aglomerados con olivinos o clinopiroxenos. Pueden presentar textura *sieve* en sus núcleos, zonaciones e inclusiones de óxidos y de olivinos dentro de la textura *sieve*.

3% Olivinos: Se presentan de forma euhedral y subhedral con tamaños entre 0,1mm y 1,8mm. Pueden presentar zonación, extinción ondulosa, subgranos, reabsorción, inclusiones de óxidos y fundido. Se pueden presentar formando aglomerados junto a clinopiroxenos y plagioclasas.

1,5% Clinopiroxenos: Se presentan de forma euhedral y subhedral con tamaños entre 0,1mm y 1,2mm. Pueden presentar maclas, zonación, extinción ondulosa, subgranos, reabsorción, inclusiones de óxidos y fundido. Se pueden presentar formando aglomerados junto a plagioclasas.

0,5% Óxidos: Se presentan como pequeñas inclusiones en otras fases minerales.

Callaqui (CQ-8, Basalto)

Textura: Fanerítica de tipo porfírica con fenocristales inequigranulares de plagioclasas, clinopiroxenos y olivinos orientados aleatoriamente en una masa fundamental microcristalina compuesta de cristales de clinopiroxeno, olivino, óxidos de Fe-Ti, plagioclasas y vidrio. Hay presente una variedad de textura porfírica (glomeroporfírica) formada por plagioclasas con olivinos y/o clinopiroxenos reunidos en aglomerados. En las plagioclasas se observan zonaciones y textura *sieve* en sus núcleos. Los olivinos y clinopiroxenos pueden presentar evidencias de reabsorción. Textura vesicular, con vesículas subredondeadas y/o alargadas con tamaños de 0,1mm a 0,8mm.

Masa fundamental: Masa microcristalina compuesta de plagioclasas, clinopiroxenos, olivinos, óxidos de Fe-Ti y vidrio.

Abundancias: Masa fundamental (72%), Fenocristales (26%) y vesículas (2%).

Fenocristales (28%)

24% Plagioclasas: Se presentan de forma euhedral y subhedral con tamaños entre 0,1mm y 2,2mm. Se presentan aisladas o formando parte de aglomerados con olivinos y/o clinopiroxenos. Pueden presentar textura *sieve* en sus núcleos, zonaciones e inclusiones de óxidos.

2% Olivinos: Se presentan de forma euhedral y subhedral con tamaños entre 0,1mm y 1,8mm. Pueden presentar zonación, extinción ondulosa, subgranos, reabsorción, inclusiones de óxidos y fundido. Se pueden presentar formando aglomerados junto a clinopiroxenos y plagioclasas.

2% Clinopiroxenos: Se presentan de forma euhedral y subhedral con tamaños entre 0,1mm y 1 mm. Pueden presentar maclas, zonación, extinción ondulosa, subgranos, reabsorción, inclusiones de óxidos y fundido. Se pueden presentar formando aglomerados junto a olivinos y/o plagioclasas

<1%% Óxidos: Se presentan como pequeñas inclusiones en otras fases minerales.

Copahue (COP21, Andesita basáltica)

Textura: Fanerítica de tipo porfírica con fenocristales inequigranulares de plagioclasas, clinopiroxenos y olivinos orientados aleatoriamente en una masa fundamental que varía desde vítrea hasta vítrea con microcristales de plagioclasas, olivinos y clinopiroxenos. Hay presente una variedad de textura porfírica (glomeroporfírica) formada por plagioclasas con clinopiroxeno con o sin olivino y de clinopiroxenos con olivinos reunidos en aglomerados. En las plagioclasas se observan zonaciones y textura *sieve* en sus núcleos y bordes. Los olivinos pueden presentar evidencias de reabsorción. Hay escasas vesículas subredondeadas con tamaños de hasta 1,2mm.

Masa fundamental: Varía desde vítrea hasta vítrea con microcristales de plagioclasas, olivinos, óxidos y clinopiroxenos.

Abundancias: Masa fundamental (63%), Fenocristales (34%) y vesículas (3%).

Fenocristales (%)

25% Plagioclasas: Se presentan de forma euhedral y subhedral con tamaños entre 0,1mm y 4,5mm. Se presentan aisladas o formando parte de aglomerados con clinopiroxenos ± olivinos. Pueden presentar textura *sieve* en sus núcleos y bordes, zonaciones e inclusiones de óxidos.

3% Olivinos: Se presentan de forma euhedral y subhedral con tamaños entre 0,1mm y 1,4mm. Pueden presentar zonación, extinción ondulosa, subgranos, reabsorción, inclusiones de óxidos y fundido. Se pueden presentar formando aglomerados junto a plagioclasas +clinopiroxenos o solamente con clinopiroxenos.

5% Clinopiroxenos: Se presentan de forma euhedral y subhedral con tamaños entre 0,1mm y 1,8mm. Pueden presentar maclas, zonación, extinción ondulosa, subgranos, inclusiones de óxidos y fundido. Se pueden presentar formando aglomerados junto a olivinos y/o plagioclasas

1% Óxidos: Se presentan como pequeñas inclusiones en otras fases minerales.

Copahue (COP25, Andesita)

Textura: Fanerítica de tipo porfírica con fenocristales inequigranulares de plagioclasas, clinopiroxenos y olivinos orientados aleatoriamente en una masa fundamental microcristalina compuesta de cristales de clinopiroxeno, óxidos de Fe-Ti, plagioclasas y vidrio. Hay presente una variedad de textura porfírica, la glomeroporfírica formada por plagioclasas con plagioclasas, clinopiroxenos u olivinos reunidos en aglomerados. En las plagioclasas se observan zonaciones y textura *sieve* en sus núcleos y bordes. Los olivinos pueden presentar evidencias de reabsorción. Hay escasas vesículas subredondeadas con tamaños de hasta 5,5mm.

Masa fundamental: Masa microcristalina compuesta principalmente plagioclasas y en menor proporción de clinopiroxenos, óxidos de Fe-Ti y vidrio.

Abundancias: Masa fundamental (60%), Fenocristales (39%) y vesículas (1%).

Fenocristales (39%)

30% Plagioclasas: Se presentan de forma euhedral y subhedral con tamaños entre 0,1mm y 2,7mm. Se presentan aisladas o formando parte de aglomerados con otras plagioclasas, clinopiroxenos u olivinos. Pueden presentar textura *sieve* en sus núcleos y bordes, zonaciones e inclusiones de óxidos.

6% Olivinos: Se presentan de forma euhedral y subhedral con tamaños entre 0,1mm y 1,4mm. Pueden presentar zonación, extinción ondulosa, subgranos, reabsorción, inclusiones de óxidos y fundido. Se pueden presentar formando aglomerados junto a plagioclasas.

2% Clinopiroxenos: Se presentan de forma euhedral y subhedral con tamaños entre 0,1mm y 1,7mm. Pueden presentar maclas, zonación, extinción ondulosa, subgranos, inclusiones de óxidos y fundido. Se pueden presentar formando aglomerados junto a olivinos y/o plagioclasas

1% Óxidos: Se presentan como pequeñas inclusiones en otras fases minerales.

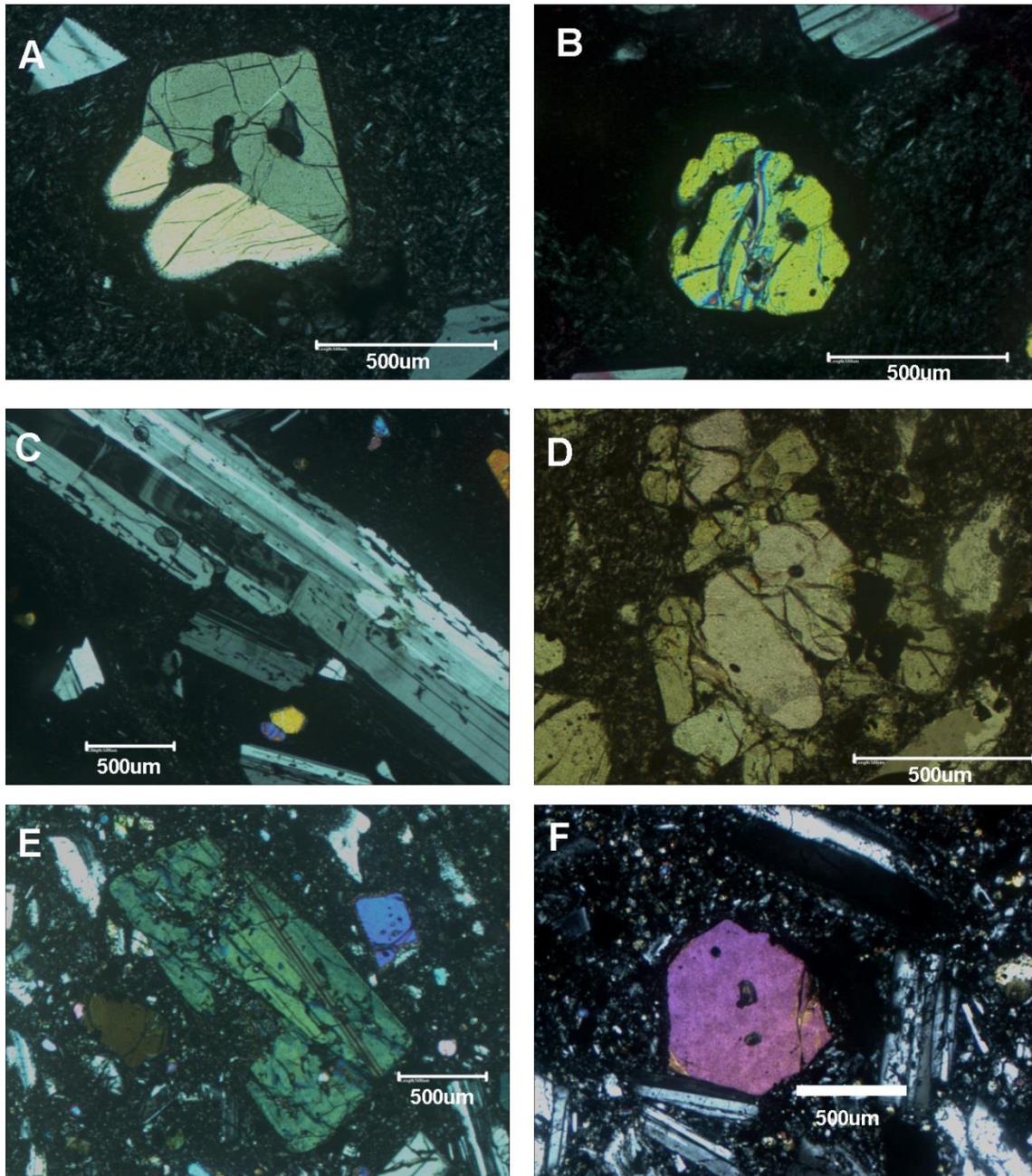


Figura A2: Fotos de cristales de COP25(A,B,C), CQ7 (D y E) y CQ8 (F). A) Clinopiroxeno con textura de reabsorción. B) Olivino con textura de reabsorción. C) Plagioclasas con zonación y *sieve*. D) Aglomerado de clinopiroxenos y olivinos. E) Clinopiroxeno con textura de reabsorción. F) Olivino con inclusión de vidrio.

7.2 Tablas de resultados de microsonda para núcleos y bordes de olivinos.

Muestra	Comentario	MgO	Al2O3	SiO2	CaO	TiO2	NiO	P2O5	MnO	FeO	Total	Fo%
CQ1-ol13-core1 #17	No deformado	36,76	0,015	38,70	0,183	0,007	0,043	0,006	0,466	24,06	100,24	73,1
CQ1-ol13-core2 #21	No deformado	39,32	0,011	38,96	0,181	0,022	0,049	0,016	0,352	21,45	100,36	76,6
CQ1-ol12a-core #22	No def + subgrano	38,43	0,036	38,88	0,189	0,007	0,041	0,024	0,396	22,75	100,74	75,1
CQ1-ol12b-core #26	No def + subgrano	37,69	0,029	38,68	0,176	0,015	0,036	0,048	0,391	23,49	100,55	74,1
CQ1-ol12c-core #27	No def + subgrano	37,13	0,020	38,35	0,173	0,007	0,034	0,000	0,435	24,26	100,40	73,2
CQ1-ol12d-core #30	No def + subgrano	38,13	0,019	39,00	0,178	0,004	0,031	0,000	0,366	23,06	100,79	74,7
CQ1-ol3-core1 #31	No deformado	38,29	0,020	38,68	0,171	0,001	0,052	0,051	0,354	22,81	100,43	75,0
CQ1-ol3-core2 #35	No deformado	37,68	0,012	38,96	0,166	0,009	0,054	0,004	0,370	23,45	100,71	74,1
CQ1-ol5-core #37	No deformado	37,87	0,026	38,83	0,170	0,014	0,049	0,006	0,386	23,56	100,91	74,1
CQ1-ol4-core #39	No deformado	38,88	0,025	38,71	0,156	0,005	0,037	0,000	0,324	22,00	100,14	75,9
CQ1-ol6-core #41	No deformado	36,02	0,016	38,37	0,187	0,013	0,049	0,002	0,473	25,11	100,23	71,9
CQ1-ol7-core #45	No deformado	36,44	0,019	38,53	0,208	0,025	0,024	0,000	0,419	25,09	100,76	72,1
CQ1-ol8-core #47	No deformado	34,36	0,010	38,23	0,209	0,009	0,013	0,007	0,504	27,85	101,19	68,7
CQ1-ol2a-core #59	No deformado	41,38	0,000	39,50	0,177	-0,007	0,065	0,009	0,289	18,44	99,85	80,0
CQ1-ol2b-core #61	No deformado	41,13	0,014	39,71	0,176	0,006	0,069	0,020	0,279	18,76	100,15	79,6
CQ1-ol17-core #63	No deformado	37,18	0,027	38,60	0,204	0,002	0,039	0,007	0,423	24,21	100,69	73,2
CQ1-ol18-core #65	No deformado	37,50	0,015	38,65	0,191	0,016	0,040	0,000	0,462	23,95	100,82	73,6
CQ1-ol14-core1 #67	No deformado	39,78	0,008	39,35	0,174	0,030	0,058	0,043	0,320	20,69	100,45	77,4
CQ1-ol14-core2 #70	No deformado	40,76	0,026	39,45	0,176	0,010	0,065	0,000	0,294	19,43	100,21	78,9
CQ1_OI6_41	No deformado	36,35	0,009	37,89	0,195	0,022	0,039	0,004	0,470	23,65	98,63	73,3
CQ1_OI11_01	No deformado	36,75	0,003	38,28	0,176	0,003	0,037	0,000	0,510	23,13	98,89	73,9
CQ1_OI11_02	No deformado	36,59	0,007	38,11	0,192	0,008	0,003	0,002	0,469	23,51	98,89	73,5
CQ1_OI11_03	No deformado	36,11	0,013	37,66	0,184	0,015	0,044	0,007	0,534	24,08	98,65	72,8
CQ1_OI15_07	No deformado	42,04	0,007	39,07	0,171	0,011	0,029	0,003	0,197	17,35	98,88	81,2
CQ1_OI16_10	Onduloso	41,26	0,018	38,88	0,167	0,010	0,030	0,022	0,359	18,38	99,12	80,0
CQ1_OI19_12	No deformado	34,23	0,036	37,68	0,223	0,015	0,016	0,006	0,546	26,82	99,56	69,5

Tabla A.1: Datos Microsonda para los núcleos de las muestras. Además, se muestran los contenidos de Fo y se identifican los olivinos deformados y no deformados. Valores en pp%.

Muestra	Comentario	MgO	Al2O3	SiO2	CaO	TiO2	NiO	P2O5	MnO	FeO	Total	Fo%
CQ1_OI9_14	No catalogado	34,63	0,026	37,22	0,186	0,009	0,025	0,014	0,547	26,37	99,03	70,1
CQ1_OI9_16	No catalogado	34,14	0,002	37,05	0,216	0,030	0,049	0,009	0,543	26,40	98,44	69,7
CQ1_OI10_18	No catalogado	36,27	0,009	37,37	0,197	0,015	0,032	0,029	0,456	24,37	98,75	72,6
CQ1_OI10_20	No catalogado	36,25	0,007	37,41	0,219	0,011	0,025	0,029	0,533	23,92	98,41	73,0
CQ-1 OI 13 punto 1	No deformado	38,67	0,016	38,42	0,155	-0,020	0,009	0,004	0,483	23,08	100,81	74,9
CQ-1 OI 11 punto 2	No deformado	37,85	0,018	37,77	0,156	0,003	-0,025	-0,006	0,486	23,99	100,23	73,8
CQ-1 OI 1 punto 3	No deformado	36,14	0,029	37,81	0,188	-0,019	0,000	0,010	0,545	26,19	100,89	71,1
CQ7_ol2_31	No catalogado	37,69	-0,016	36,92	0,153	-0,026	-0,003	-0,012	0,548	24,83	100,09	73,0
CQ7_ol2_33	no catalogado	37,02	-0,006	36,82	0,157	0,017	0,033	-0,030	0,522	25,61	100,14	72,0
CQ7_ol3_34	No deformado	41,47	0,024	37,92	0,156	0,012	0,067	0,043	0,332	20,51	100,54	78,3
CQ7_ol1_37	No deformado	38,90	0,034	37,11	0,124	-0,006	0,028	0,048	0,496	23,73	100,47	74,5
CQ7_ol1_38	No deformado	42,06	0,002	37,79	0,179	0,032	0,018	-0,001	0,365	20,01	100,45	78,9
CQ7_ol4_42	No deformado	38,21	0,034	36,97	0,165	0,013	-0,011	0,058	0,494	24,12	100,05	73,8
CQ7_ol4_43	No deformado	41,01	0,014	37,72	0,157	0,009	0,032	0,029	0,390	21,52	100,88	77,3
CQ7_ol6_52	No deformado	40,37	0,003	37,83	0,127	0,023	0,101	0,020	0,470	21,86	100,80	76,7
CQ7_ol7_5	No deformado	40,67	0,008	37,35	0,120	-0,005	0,075	0,020	0,324	21,24	99,80	77,3
CQ7_ol4_40	No deformado	42,17	-0,003	37,76	0,156	0,029	0,033	0,019	0,350	20,10	100,61	78,9
cq8_ol-cpx1_ol-core	No deformado	36,76	0,0208	37,69	0,2001	0,034	0,016		0,481	24,26	99,46	73,0
cq8_ol-cpx2_ol-core	No deformado	37,19	0,0152	37,86	0,2175	0,037	0,011		0,494	24,23	100,05	73,2
cq8_ol-cpx3_ol-core	No deformado	37,71	0,0249	38,02	0,1965	0,018	0,026		0,500	24,08	100,58	73,6
CQ8_ol-cpx6_ol-core	No deformado	37,27	0,0232	37,78	0,2051	0,002	0,056		0,462	24,39	100,18	73,1
CQ8_ol-cpx7_ol-core	No deformado	38,07	0,0241	38,17	0,2036	0,001	0,039		0,468	24,19	101,16	73,7
CQ8_ol-cpx8_ol-core	No deformado	36,24	0,0184	37,65	0,1909	0,000	0,041		0,508	25,58	100,24	71,6
CQ8_ol-cpx4_ol-core	No deformado	36,12	0,0166	37,70	0,1968	0,000	0,028		0,515	25,61	100,19	71,5
CQ8_ol-1c	No deformado	42,50	0,0099	38,96	0,1781	0,000	0,116		0,281	17,43	99,48	81,3
CQ8_ol-cpx10_ol-2core1	No deformado	36,36	0,0142	38,03	0,1986	0,044	0,041		0,396	24,79	99,87	72,3

Tabla A.1: Datos Microsonda para los núcleos de las muestras. Además, se muestran los contenidos de Fo y se identifican los olivinos deformados y no deformados. Valores en pp%.

Muestra	Comentario	MgO	Al2O3	SiO2	CaO	TiO2	NiO	P2O5	MnO	FeO	Total	Fo%
CQ8_ol-cpx10_ol-2core2	No deformado	36,47	0,0142	37,93	0,1672	0,001	0,044		0,491	24,81	99,93	72,4
CQ8_ol-cpx10_ol-2core3	No deformado	36,31	0,0216	37,51	0,1839	0,002	0,015		0,524	25,54	100,10	71,7
cab1-1_3c	Subgrano	43,76	0,019	39,77	0,182	0,018	0,177		0,218	16,49	100,63	82,5
cab1-1_2c	Subgrano	43,22	0,027	39,45	0,173	0,000	0,123		0,243	16,52	99,75	82,3
cab1-1_4c2	No deformado	43,92	0,021	39,98	0,146	0,039	0,150		0,260	15,87	100,38	83,1
cab1-1_5c	Onduloso	43,74	0,008	39,49	0,088	0,014	0,170		0,205	16,31	100,02	82,7
cab1-1_6c	Onduloso	42,29	0,052	39,13	0,221	0,000	0,154		0,266	17,75	99,87	80,9
cab1-1_7c1	Subgrano	42,72	0,029	39,20	0,201	0,009	0,102		0,280	17,81	100,35	81,0
cab1-1_7c2	Subgrano	40,84	0,028	39,24	0,188	0,006	0,119		0,311	19,27	100,00	79,1
cab1-1_7c3	No deformado	42,57	0,012	38,89	0,196	0,000	0,091		0,273	17,70	99,73	81,1
cab1-1_8c	No deformado	43,25	0,029	39,36	0,163	0,008	0,146		0,229	16,85	100,04	82,1
cab1-1_9c	Subgrano	43,85	0,038	39,55	0,156	0,060	0,139		0,217	16,50	100,51	82,6
cab1-1_10c	No deformado	43,10	0,023	39,53	0,153	0,000	0,149		0,236	16,37	99,56	82,4
cab1-1_11c	Subgrano	44,25	0,030	39,70	0,141	0,037	0,175		0,270	15,68	100,29	83,4
cab1-1_12c	No deformado	44,08	0,045	39,53	0,140	0,000	0,176		0,191	15,53	99,69	83,5
cab1-1_13c	No deformado	41,58	0,031	39,04	0,179	0,019	0,099		0,298	18,75	99,99	79,8
cab1-1_14c	Subgrano	44,09	0,030	39,26	0,179	0,023	0,196		0,176	15,64	99,59	83,4
cab1-1_15c	ondul	42,48	0,031	39,29	0,199	0,000	0,079		0,278	17,91	100,26	80,9
cab1-1_16c	No deformado	42,30	0,038	38,94	0,203	0,000	0,083		0,261	17,86	99,69	80,9
cab1-1_17c	Subgrano	44,58	0,032	39,41	0,160	0,013	0,232		0,247	15,36	100,04	83,8
cab1-1_18c	No deformado	44,59	0,031	39,79	0,156	0,024	0,195		0,210	15,42	100,43	83,7
cab1-1_19c1	Subgrano	37,60	0,022	38,11	0,038	0,028	0,097		0,368	24,17	100,43	73,5
cab1-1_19c2	Subgrano	39,33	0,004	38,64	0,035	0,013	0,111		0,339	21,43	99,90	76,6
cab1-1_19c3	Subgrano	43,72	0,020	39,51	0,152	0,025	0,189		0,257	16,48	100,35	82,5
cab1-1_20c1	Subgrano	42,39	0,021	38,96	0,202	0,000	0,081		0,273	17,60	99,53	81,1
cab1-1_20c2	Subgrano	42,98	0,031	39,20	0,186	0,023	0,061		0,305	17,29	100,08	81,6

Tabla A.1: Datos Microsonda para los núcleos de las muestras. Además, se muestran los contenidos de Fo y se identifican los olivinos deformados y no deformados. Valores en pp%.

Muestra	Comentario	MgO	Al2O3	SiO2	CaO	TiO2	NiO	P2O5	MnO	FeO	Total	Fo%
cab1-1_21c	No deformado	44,24	0,031	39,87	0,160	0,021	0,182		0,227	15,11	99,84	83,9
cab1-1_22c	No deformado	44,55	0,015	39,71	0,161	0,015	0,195		0,177	15,43	100,25	83,7
cab1-1_23c	No deformado	44,27	0,029	39,63	0,152	0,028	0,190		0,255	15,49	100,04	83,6
cab1-1_24c	No deformado	44,47	0,029	39,68	0,203	0,030	0,205		0,280	15,31	100,21	83,8
BARDA 1-2 Ol 3 punto 139	Onduloso	40,87	0,012	39,07	0,045	-0,019	0,097	0,025	0,313	21,47	101,88	77,2
BARDA 1-2 Ol 3 punto 140	Onduloso	44,85	-0,009	39,71	0,111	-0,006	0,144	0,004	0,275	15,70	100,77	83,6
BARDA 1-2 Ol 3 punto 141	Onduloso	42,48	0,01	39,44	0,063	-0,042	0,111	0,021	0,280	18,89	101,26	80,0
BARDA 1-2 Ol 3 punto 143	Onduloso	44,75	0,019	39,37	0,131	-0,015	0,135	0,016	0,264	16,17	100,84	83,1
BARDA1-2_ol8_3	Subgrano	45,65	-0,006	38,81	0,147	0,018	0,133	0,022	0,216	15,17	100,16	84,3
BARDA1-2_ol8_4	Subgrano	45,85	0,037	38,26	0,152	0,023	0,137	0,002	0,286	15,35	100,10	84,2
BARDA1-2_ol5_9	No deformado	46,53	0,015	39,02	0,125	0,022	0,266	0,012	0,240	14,07	100,30	85,5
BARDA1-2_ol9_11	No deformado	45,96	0,017	39,08	0,151	0,044	0,155	0,004	0,244	14,42	100,08	85,0
BARDA1-2_ol6_15	Subgrano	45,80	0,039	39,07	0,156	0,009	0,155	0,027	0,220	15,12	100,60	84,4
BARDA1-2_ol7_19	No deformado	44,85	0,036	38,35	0,218	0,071	0,100	0,021	0,291	17,20	101,14	82,3
BARDA1-2_ol7_20	No deformado	42,39	0,014	38,24	0,200	0,008	0,090	-0,008	0,307	20,22	101,46	78,9
BARDA1-2_ol2_23	No deformado	45,92	0,035	38,87	0,162	0,022	0,118	0,001	0,296	14,63	100,06	84,8
BARDA1-2_ol1_25	No deformado	47,05	0,038	39,32	0,141	0,010	0,259	-0,007	0,220	13,30	100,33	86,3
BARDA1-2_ol1_26	No deformado	46,08	0,070	39,09	0,135	-0,013	0,204	-0,006	0,208	13,34	99,12	86,0
BARDA 2-3A Ol 5 punto 100	No deformado	45,13	0,021	40,06	0,157	-0,025	0,171	0,005	0,246	15,24	101,00	84,1
BARDA 2-3A Ol 5 punto 103	No deformado	45,62	0,039	39,91	0,141	-0,001	0,135	0,010	0,235	14,64	100,73	84,7
BARDA 2-3A Ol 6 punto 107	No deformado	45,04	0,015	39,80	0,174	-0,030	0,119	0,017	0,204	15,13	100,47	84,1
BARDA 2-3A Ol 7 punto 113	No deformado	45,81	-0,006	39,92	0,171	-0,008	0,162	0,007	0,265	14,81	101,12	84,7
BARDA 2-3A Ol 4 punto 115	Onduloso	39,07	0,01	37,86	0,128	0,007	0,039	0,009	0,416	22,69	100,23	75,4
BARDA 2-3A Ol 3 punto 118	No deformado	45,63	0,043	40,07	0,158	-0,025	0,144	0,016	0,217	14,81	101,07	84,6
BARDA 2-3A Ol 3 punto 119	No deformado	44,35	0,032	39,64	0,146	-0,039	0,140	0,037	0,248	16,45	101,00	82,8
BARDA 2-3A Ol 2 punto 121	Onduloso	44,06	0,049	39,67	0,157	-0,022	0,121	0,021	0,285	16,50	100,84	82,6

Tabla A.1: Datos Microsonda para los núcleos de las muestras. Además, se muestran los contenidos de Fo y se identifican los olivinos deformados y no deformados. Valores en pp%.

Muestra	Comentario	MgO	Al2O3	SiO2	CaO	TiO2	NiO	P2O5	MnO	FeO	Total	Fo%
BARDA 2-3A OI 2 punto 123	Onduloso	44,72	0,041	39,77	0,140	-0,014	0,110	0,009	0,297	16,26	101,34	83,1
BARDA 2-3A OI 1 punto 125	No deformado	46,10	0,017	40,07	0,125	0,012	0,259	0,018	0,231	14,48	101,31	85,0
BARDA 2-3A OI 2 punto 124	Onduloso	44,70	0,03	39,59	0,158	-0,011	0,101	0,010	0,257	15,74	100,57	83,5
COP NV-21 OI 13 punto 39	No deformado	33,70	0,004	37,26	0,219	0	0	0,07	0,585	29,85	101,68	66,8
COP NV-21 OI 6 punto 40	No deformado	32,59	0,002	37,01	0,221	0,025	0,064	0,127	0,503	31,08	101,62	65,1
COP NV-21 OI 14 punto 42	No deformado	32,98	0,016	36,84	0,174	0,004	0,059	0,032	0,598	30,33	101,03	66,0
COP NV-21 OI 3 punto 44	No deformado	32,71	0,011	36,80	0,195	0,026	0,1	0,006	0,504	30,80	101,15	65,4
COP NV-21 OI 2 punto 45	No deformado	41,58	0,013	38,95	0,19	0	0,102	0,008	0,331	19,89	101,07	78,8
COP NV-21 OI 2 punto 48	No deformado	41,43	0,042	38,66	0,158	0,024	0,084	0,028	0,306	19,91	100,64	78,8
COP NV-21 OI 8 punto 49	No deformado	32,62	0,006	36,81	0,204	0	0,053	0,025	0,586	31,09	101,40	65,2
COP NV-21 OI 8 punto 51	No deformado	32,39	0,014	36,73	0,201	0	0	0,05	0,518	31,02	100,92	65,0
COP NV-21 OI 8 punto 52	No deformado	32,70	0,023	36,86	0,187	0,026	0,018	0,043	0,549	31,19	101,60	65,1
COP NV-21 OI 10 punto 57	No deformado	34,19	0,02	37,01	0,196	0,001	0,009	0,07	0,559	29,27	101,33	67,6
COP NV-21 OI 5a punto 67	No deformado	33,71	-0,015	36,90	0,202	0,024	0	0,019	0,604	30,12	101,57	66,6
COP NV-21 OI 5b punto 68	No deformado	33,30	0,029	36,76	0,202	0,019	0,041	0,068	0,543	30,17	101,13	66,3
COP NV-21 OI 5c punto 69	No deformado	33,40	0,009	37,10	0,215	0,043	0,064	0,012	0,546	30,30	101,68	66,3
COP NV-21 OI 5c punto 70	No deformado	34,08	0,019	37,12	0,165	0	0,055	0,051	0,486	29,51	101,49	67,3
COP NV-21 OI 15 en Cpx 5 punto 73	No deformado	33,83	0,014	37,05	0,193	0,016	0,127	0,016	0,562	29,56	101,37	67,1
COP NV-21 OI 16 en Cpx 5 punto 74	No deformado	33,81	0,003	37,27	0,187	0,018	0,025	0,043	0,559	29,64	101,55	67,0
COP NV-21 OI 11 punto 82	No deformado	32,83	0,005	37,12	0,187	0,032	0	0,06	0,542	30,87	101,65	65,5
COP NV-21 OI 11 punto 83	No deformado	33,09	0,015	36,87	0,195	0	0,059	0,061	0,564	30,83	101,68	65,7
COP NV-21 OI 9 punto 84	No deformado	34,16	0,027	37,28	0,199	0,018	0,014	0,056	0,568	29,37	101,69	67,5
COP NV-21 OI 7 punto 86	No deformado	34,59	0,004	37,17	0,191	0	0,059	0,068	0,476	28,62	101,17	68,3
COP NV-21 OI 1 punto 88	No deformado	33,55	0,015	36,89	0,2	0,038	0	0,048	0,552	29,67	100,96	66,8
COP-NV25-ol2-core1 #1	Subgrano	35,16	0,008	37,75	0,182	0,016	0,063	0,000	0,450	26,93	100,55	69,9
COP-NV25-ol2-core2 #2	Subgrano	35,37	0,037	38,03	0,170	0,007	0,091	0,000	0,434	26,82	100,97	70,2

Tabla A.1: Datos Microsonda para los núcleos de las muestras. Además, se muestran los contenidos de Fo y se identifican los olivinos deformados y no deformados. Valores en pp%.

Muestra	Comentario	MgO	Al2O3	SiO2	CaO	TiO2	NiO	P2O5	MnO	FeO	Total	Fo%
COP-NV25-ol2-core3 #3	Subgrano	34,77	0,009	37,89	0,188	0,018	0,072	0,000	0,456	27,36	100,76	69,4
COP-NV25-ol2-core4 #7	Subgrano	35,32	0,028	38,01	0,193	0,016	0,066	0,010	0,446	26,78	100,86	70,2
COP-NV25-ol9-core #9	No deformado	34,82	0,028	37,66	0,191	0,032	0,047	0,065	0,451	26,92	100,20	69,7
COP-NV25-ol10-core1 #11	No deformado	35,17	0,003	37,91	0,175	0,006	0,051	0,054	0,484	26,44	100,30	70,3
COP-NV25-ol10-core2 #13	No deformado	35,26	0,005	37,82	0,184	0,015	0,045	0,060	0,479	26,85	100,72	70,1
COP-NV25-ol4-core #15	No deformado	35,20	0,011	38,20	0,184	0,021	0,101	0,069	0,461	26,64	100,89	70,2
COP-NV25-ol5-core #1	No deformado	35,20	0,031	37,70	0,187	0,013	0,074	0,081	0,429	26,45	100,17	70,3
COP-NV25-ol6-core #4	No deformado	35,02	0,027	37,69	0,191	0,036	0,045	0,095	0,427	26,76	100,30	70,0
COP-NV25-ol1-core1 #7	Subgrano	41,40	0,014	39,41	0,185	0,009	0,110	0,029	0,275	18,42	99,85	80,0
COP-NV25-ol1-core2 #9	Subgrano	41,75	0,009	39,64	0,173	0,014	0,130	0,029	0,279	18,39	100,42	80,2
COP-NV25-ol1-core3 #11	Subgrano	39,98	0,003	38,99	0,176	0,011	0,115	0,013	0,306	20,36	99,95	77,8
COP-NV25-ol3-core1 #41	No deformado	35,14	0,044	38,09	0,186	0,013	0,079	0,000	0,437	26,79	100,79	70,0
COP-NV25-ol3-core2 #42	No deformado	35,28	0,028	38,08	0,182	0,000	0,064	0,000	0,448	26,60	100,68	70,3
COP-NV25-ol7-core1 #44	No deformado	35,12	0,000	37,96	0,186	0,015	0,062	0,033	0,466	26,74	100,59	70,1
COP-NV25-ol7-core2 #46	No deformado	35,33	0,004	38,03	0,186	0,024	0,058	0,037	0,458	26,36	100,48	70,5
COP-NV25-ol8-core #48	No deformado	35,31	0,002	37,85	0,183	0,024	0,067	0,213	0,447	26,47	100,57	70,4
COP-NV25 Ol 1 punto 6	Subgrano	41,35	0,025	38,51	0,152	0,005	0,175	0,017	0,338	20,25	100,83	78,4
COP-NV25 Ol 4 punto 7	No deformado	36,90	0,013	37,53	0,150	0	0,031	0,078	0,460	25,63	100,79	72,0
COP-NV25-ol-cpx1-ol1	No deformado	36,51	-0,007	36,34	0,188	0,012	0,007	0,096	0,475	26,33	99,94	71,2

Tabla A.1: Datos Microsonda para los núcleos de las muestras. Además, se muestran los contenidos de Fo y se identifican los olivinos deformados y no deformados. Valores en pp%.

Muestra	Comentario	MgO	Al2O3	SiO2	CaO	TiO2	NiO	P2O5	MnO	FeO	Total	Fo%
CQ1-ol13-rim1 #18	No deformado	39,85	0,022	39,30	0,204	0,029	0,029	0,000	0,315	20,30	100,05	77,8
CQ1-ol13-rim2 #19	No deformado	39,50	0,015	39,22	0,197	0,013	0,063	0,014	0,347	20,51	99,88	77,4
CQ1-ol13-rim3 #20	No deformado	40,33	0,006	39,60	0,193	0,000	0,054	0,004	0,288	19,82	100,30	78,4
CQ1-ol12a-rim1 #23	No deformado	38,38	0,025	38,88	0,319	0,037	0,036	0,000	0,416	22,55	100,65	75,2
CQ1-ol12a-rim2 #24	No deformado	37,84	0,007	38,82	0,195	0,023	0,028	0,008	0,406	23,34	100,67	74,3
CQ1-ol12b-rim1 #25	No deformado	37,89	0,046	38,86	0,190	0,015	0,043	0,000	0,415	23,59	101,05	74,1
CQ1-ol12c-rim1 #28	No deformado	37,81	0,029	39,10	0,221	0,029	0,044	0,000	0,403	22,64	100,28	74,9
CQ1-ol12c-rim2 #29	No deformado	38,45	0,030	39,20	0,222	0,015	0,039	0,000	0,390	22,60	100,95	75,2
CQ1-ol12d-rim1 #31	No deformado	38,75	0,028	38,76	0,229	0,042	0,044	0,034	0,386	22,41	100,68	75,5
CQ1-ol12d-rim2 #32	No deformado	36,97	0,027	38,55	0,194	0,026	0,044	0,013	0,448	24,23	100,50	73,1
CQ1-ol3-rim1 #34	No deformado	33,92	0,009	37,90	0,202	0,015	0,018	0,008	0,517	28,06	100,64	68,3
CQ1-ol3-rim2 #36	No deformado	34,20	0,028	37,78	0,213	0,018	0,035	0,000	0,524	28,12	100,92	68,4
CQ1-ol5-rim #38	No deformado	33,76	0,014	37,76	0,209	0,011	0,043	0,009	0,528	28,12	100,45	68,2
CQ1-ol4-rim #40	No deformado	32,90	0,011	37,42	0,218	0,021	0,019	0,000	0,573	29,47	100,63	66,6
CQ1-ol6-rim1 #42	No deformado	31,36	0,009	36,93	0,234	0,040	0,013	0,013	0,630	30,77	99,99	64,5
CQ1-ol6-rim2 #43	No deformado	35,64	0,020	38,16	0,207	0,014	0,040	0,000	0,479	25,84	100,39	71,1
CQ1-ol7-rim1 #44	No deformado	35,79	0,034	38,27	0,204	0,030	0,009	0,008	0,504	26,38	101,23	70,7
CQ1-ol7-rim2 #46	No deformado	31,86	0,023	37,44	0,235	0,023	0,015	0,022	0,622	30,75	100,99	64,9
CQ1-ol8-rim #48	No deformado	31,65	0,040	36,89	0,256	0,030	0,038	0,029	0,634	30,99	100,55	64,5
CQ1-ol2a-rim #60	No deformado	40,99	0,018	39,56	0,194	0,014	0,065	0,000	0,276	19,18	100,31	79,2
CQ1-ol2b-rim #62	No deformado	40,97	0,022	39,63	0,201	0,018	0,063	0,000	0,294	19,16	100,35	79,2
CQ1-ol17-rim #64	No deformado	37,25	0,031	38,73	0,202	0,031	0,005	0,029	0,409	23,41	100,10	73,9
CQ1-ol18-rim #66	No deformado	39,40	0,007	39,14	0,224	0,036	0,044	0,020	0,333	21,10	100,30	76,9
CQ1-ol14-rim1 #68	No deformado	39,65	0,018	39,07	0,216	0,027	0,044	0,000	0,341	20,75	100,12	77,3
CQ1-ol14-rim2 #69	No deformado	39,71	0,033	39,17	0,202	0,017	0,031	0,003	0,357	20,84	100,36	77,3

Tabla A.2: Datos Microsonda para los bordes de las muestras. Además, se muestran los contenidos de Fo y se identifican los olivinos deformados y no deformados. Valores en pp%.

Muestra	Comentario	MgO	Al2O3	SiO2	CaO	TiO2	NiO	P2O5	MnO	FeO	Total	Fo%
CQ1-ol14-rim3 #71	No deformado	39,48	0,012	39,11	0,216	0,017	0,003	0,005	0,339	20,96	100,15	77,1
CQ1_ol6_42	No deformado	31,90	0,053	36,95	0,232	0,022	0,041	0,015	0,619	28,63	98,47	66,5
CQ1_ol11_04	No deformado	33,30	0,036	37,39	0,217	0,031	0,003	0,055	0,617	27,06	98,70	68,7
CQ1_ol11_05	No deformado	35,96	0,018	37,79	0,194	0,029	0,024	0,042	0,622	24,18	98,86	72,6
CQ1_ol11_06	No deformado	35,53	0,039	37,79	0,206	0,030	0,013	0,025	0,567	24,04	98,25	72,5
CQ1_ol15_08	No deformado	35,58	0,038	37,66	0,218	0,052	0,039	0,025	0,641	24,44	98,70	72,2
CQ1_ol15_09	No deformado	35,89	0,02	37,87	0,207	0,024	0,056	0,010	0,603	24,37	99,05	72,4
CQ1_ol16_11	Onduloso	35,70	0,023	37,83	0,205	0,017	0,044	0,033	0,532	24,40	98,77	72,3
CQ1_ol19_13	No deformado	33,68	0,041	37,36	0,266	0,047	0,000	0,076	0,598	26,69	98,75	69,2
CQ1_ol9_15	No catalogado	34,32	0,019	36,99	0,256	0,046	0,042	0,026	0,590	26,50	98,79	69,8
CQ1_ol9_17	No catalogado	34,84	0,052	37,04	0,281	0,051	0,031	0,035	0,568	25,87	98,77	70,6
CQ1_ol10_19	No catalogado	36,38	0,015	37,61	0,224	0,029	0,029	0,042	0,530	23,80	98,67	73,1
CQ-1 Ol 1 punto 5	No deformado	33,85	0,025	37,22	0,195	-0,024	-0,022	0,010	0,671	29,07	100,99	67,5
CQ-1 Ol 1 punto 6	No deformado	34,22	0,008	37,35	0,282	0,053	0,045	0,060	0,698	27,66	100,38	68,8
CQ1-ol-cpx2-ol1	No deformado	38,31	0,006	37,15	0,200	0,030	0,034	0,051	0,536	24,87	101,19	73,3
CQ1-ol-cpx2-ol2	No deformado	37,32	0,022	35,77	0,171	0,067	-0,039	-0,003	0,517	24,45	98,26	73,1
CQ1-ol-cpx2-ol2bis	No deformado	38,51	0,014	37,21	0,168	0,071	0,059	0,036	0,541	24,78	101,39	73,5
CQ1-ol-cpx1-ol2	No deformado	35,93	0,011	36,82	0,227	0,065	0,055	0,010	0,612	27,94	101,67	69,6
CQ1-ol-cpx3-ol1	No deformado	39,92	0,009	37,75	0,167	-0,023	-0,016	-0,001	0,456	23,44	101,69	75,2
CQ1-ol-cpx3-ol2	No deformado	39,95	0,004	37,71	0,213	0,005	-0,006	0,016	0,435	23,11	101,44	75,5
CQ7_ol2_32	No catalogado	38,34	0,007	36,63	0,188	0,055	0,024	0,004	0,450	24,43	100,13	73,7
CQ7_ol3_35	No deformado	41,38	0,015	37,67	0,149	0,007	0,020	-0,008	0,331	20,21	99,76	78,5
CQ7_ol1_39	No deformado	42,53	-0,019	37,80	0,146	-0,036	0,086	0,007	0,256	18,77	99,54	80,2
CQ7_ol4_41	No deformado	39,83	0,035	37,46	0,207	0,006	0,056	-0,006	0,405	22,09	100,09	76,3

Tabla A.2: Datos Microsonda para los bordes de las muestras. Además, se muestran los contenidos de Fo y se identifican los olivinos deformados y no deformados. Valores en pp%.

Muestra	Comentario	MgO	Al2O3	SiO2	CaO	TiO2	NiO	P2O5	MnO	FeO	Total	Fo%
CQ7_ol_cpx5_ol1_44	No deformado	41,71	-0,010	37,63	0,152	0,051	0,050	-0,009	0,338	20,50	100,42	78,4
CQ7_ol_cpx1_ol1_50	No deformado	36,73	0,006	36,39	0,134	-0,013	0,022	-0,022	0,607	26,87	100,72	70,9
CQ7_ol_cpx1_ol2_51	No deformado	39,20	0,003	37,06	0,161	0,022	0,021	0,031	0,469	23,87	100,83	74,5
CQ7_ol6_53	No deformado	41,77	0,009	37,79	0,163	0,067	0,049	0,024	0,343	20,36	100,57	78,5
CQ7_ol-cpx2-ol2_56	No catalogado	39,84	0,008	37,28	0,225	0,000	0,100	0,009	0,427	22,79	100,68	75,7
CQ7_ol-cpx2-ol1_57	No catalogado	39,61	0,021	37,08	0,225	-0,012	0,020	0,011	0,395	22,62	99,97	75,7
CQ7_ol-cpx3-ol1_2	No deformado	36,70	0,027	36,26	0,241	0,031	0,001	-0,012	0,538	26,82	100,61	70,9
CQ7_ol-cpx4-ol1_3	Onduloso	40,10	0,019	36,85	0,216	0,041	0,023	0,039	0,446	22,25	99,98	76,3
CQ7_ol7_6	No deformado	42,77	-0,005	37,72	0,151	-0,001	0,096	0,021	0,304	18,64	99,69	80,4
cq8_ol-cpx1_ol1	No deformado	36,86	0,0309	37,67	0,2245	0,000	0,016		0,498	24,61	99,91	72,7
cq8_ol-cpx1_ol2	No deformado	37,13	0,011	37,70	0,2312	0,000	0,023		0,463	24,06	99,62	73,3
cq8_ol-cpx2_ol1	No deformado	37,29	0,0177	37,81	0,2178	0,000	0,000		0,448	24,63	100,41	73,0
cq8_ol-cpx3_ol1	No deformado	37,33	0,016	37,70	0,2296	0,005	0,021		0,469	24,37	100,14	73,2
cq8_ol-cpx3_ol2	No deformado	36,27	0,0082	37,56	0,2175	0,006	0,029		0,428	25,35	99,87	71,8
cq8_ol-cpx3_ol3	No deformado	35,51	0,017	37,51	0,2277	0,000	0,062		0,432	26,20	99,95	70,7
cq8_ol-cpx3_ol4	No deformado	36,60	0,0117	37,41	0,24	0,007	0,054		0,438	24,67	99,43	72,6
CQ8_ol-cpx5_ol-rim	No deformado	36,18	0,0083	37,67	0,2024	0,023	0,045		0,495	25,50	100,12	71,7
CQ8_ol-cpx5_ol1	No deformado	36,97	0,0135	38,02	0,2556	0,046	0,046		0,510	24,14	99,99	73,2
CQ8_ol-cpx6_ol1	No deformado	37,34	0,038	38,13	0,2269	0,033	0,042		0,458	23,63	99,90	73,8
CQ8_ol-cpx6_ol-rim	No deformado	36,22	0,0321	37,81	0,2041	0,001	0,049		0,481	25,74	100,54	71,5
CQ8_ol-cpx7_ol1	No deformado	35,86	0,019	37,58	0,2291	0,021	0,043		0,513	26,76	101,03	70,5
CQ8_ol-cpx7_ol2	No deformado	37,28	0,0076	38,22	0,2244	0,000	0,020		0,472	24,21	100,44	73,3
CQ8_ol-cpx8_ol1	No deformado	36,68	0,0199	37,55	0,2517	0,004	0,030		0,449	24,92	99,90	72,4
CQ8_ol-cpx9_ol1	No deformado	36,46	0,0185	37,74	0,3082	0,000	0,032		0,451	24,94	99,95	72,3

Tabla A.2: Datos Microsonda para los bordes de las muestras. Además, se muestran los contenidos de Fo y se identifican los olivinos deformados y no deformados. Valores en pp%.

Muestra	Comentario	MgO	Al2O3	SiO2	CaO	TiO2	NiO	P2O5	MnO	FeO	Total	Fo%
CQ8_ol-cpx10_ol1	Subgrano	36,35	0,0101	37,79	0,2228	0,004	0,035		0,462	25,04	99,91	72,1
CQ8_ol-cpx10_ol2	Subgrano	36,78	0,0127	38,06	0,2418	0,000	0,036		0,418	24,72	100,28	72,6
CQ8_ol-cpx4_ol1	No deformado	37,00	0,0251	37,82	0,2439	0,032	0,050		0,521	24,64	100,34	72,8
CQ8_ol-cpx4_ol2	No deformado	36,20	0,0273	37,62	0,2268	0,015	0,027		0,512	25,07	99,70	72,0
CQ8_ol-cpx4_ol3	No deformado	36,12	0,012	37,52	0,2428	0,010	0,031		0,479	25,50	99,91	71,6
CQ8_ol-cpx4_ol4	No deformado	36,28	0,0111	37,56	0,2414	0,053	0,051		0,468	25,02	99,69	72,1
CQ8_ol-cpx4_ol5	No deformado	36,11	0,029	37,85	0,2138	0,025	0,035		0,492	25,31	100,06	71,8
CQ8_ol-cpx4_ol-rim	No deformado	37,73	0,0081	37,96	0,1883	0,054	0,052		0,434	24,13	100,55	73,6
CQ8_ol-1r	No deformado	38,56	0,0272	38,10	0,1654	0,000	0,014		0,448	23,28	100,60	74,7
cab1-1_3r	Subgrano	39,16	0,023	38,50	0,262	0,038	0,070		0,350	21,74	100,15	76,3
cab1-1_5r	Onduloso	39,90	0,013	38,63	0,204	0,000	0,101		0,313	20,49	99,65	77,6
cab1-1_2r	Subgrano	39,01	0,027	38,37	0,255	0,009	0,054		0,442	22,12	100,29	75,9
cab1-1_4r2	No deformado	40,60	0,026	38,89	0,226	0,001	0,086		0,350	19,46	99,64	78,8
cab1-1_9r	Subgrano	40,09	0,022	38,46	0,189	0,000	0,070		0,321	20,59	99,74	77,6
cab1-1_8r	No deformado	40,75	0,017	39,18	0,189	0,000	0,106		0,335	20,08	100,65	78,3
cab1-1_10r	No deformado	40,66	0,020	39,03	0,215	0,036	0,100		0,270	19,62	99,95	78,7
cab1-1_11r	Subgrano	41,75	0,028	39,33	0,198	0,003	0,096		0,324	18,32	100,06	80,2
cab1-1_12r	No deformado	42,15	0,037	39,08	0,200	0,011	0,122		0,289	18,52	100,42	80,2
cab1-1_14r	Subgrano	41,15	0,032	38,84	0,205	0,006	0,067		0,345	18,93	99,57	79,5
cab1-1_15r	Onduloso	39,84	0,026	38,63	0,257	0,003	0,035		0,425	20,64	99,85	77,5
cab1-1_16r	No deformado	40,28	0,019	38,56	0,215	0,000	0,052		0,337	20,29	99,75	78,0
cab1-1_17r	Subgrano	40,17	0,038	38,61	0,189	0,017	0,107		0,338	20,54	100,01	77,7
cab1-1_18r	No deformado	39,74	0,036	38,80	0,212	0,033	0,056		0,370	20,53	99,78	77,5
cab1-1_19r1	Subgrano	40,94	0,038	38,81	0,194	0,000	0,080		0,334	19,57	99,97	78,9

Tabla A.2: Datos Microsonda para los bordes de las muestras. Además, se muestran los contenidos de Fo y se identifican los olivinos deformados y no deformados. Valores en pp%.

Muestra	Comentario	MgO	Al2O3	SiO2	CaO	TiO2	NiO	P2O5	MnO	FeO	Total	Fo%
cab1-1_19r2	Subgrano	41,84	0,023	39,13	0,176	0,027	0,097		0,348	18,91	100,55	79,8
cab1-1_20r1	Subgrano	39,71	0,025	38,42	0,230	0,015	0,042		0,350	20,72	99,51	77,4
cab1-1_20r2	Subgrano	39,57	0,019	38,62	0,248	0,027	0,048		0,348	21,48	100,36	76,7
cab1-1_21r	No deformado	39,03	0,022	38,49	0,251	0,033	0,013		0,434	21,62	99,90	76,3
cab1-1_22r	No deformado	42,31	0,020	39,42	0,183	0,001	0,098		0,306	17,82	100,17	80,9
cab1-1_24r	No deformado	40,46	0,034	38,81	0,176	0,000	0,069		0,384	19,47	99,39	78,7
BARDA 1-2 OI 3 punto 142	Onduloso	45,96	0,021	39,96	0,160	-0,022	0,133	0,029	0,254	14,34	100,83	85,1
BARDA 1-2 OI 3 punto 143	Onduloso	44,75	0,019	39,37	0,131	0	0,135	0,016	0,264	16,17	100,85	83,1
BARDA 1-2 OI 3 punto 144	Onduloso	46,14	0,038	40,31	0,152	-0,017	0,169	0,016	0,200	14,53	101,54	85,0
BARDA1-2_ol8_1	Subgrano	45,77	0,032	38,69	0,198	0,007	0,124	0,010	0,236	15,24	100,31	84,3
BARDA1-2_ol8_2	Subgrano	43,27	-0,014	37,85	0,272	-0,029	0,028	0,042	0,308	18,08	99,81	81,0
BARDA1-2_ol8_5	Subgrano	44,24	0,023	38,57	0,214	0,033	0,098	0,007	0,257	16,82	100,25	82,4
BARDA1-2_ol5_10	No deformado	46,34	0,049	38,77	0,172	0,010	0,175	0,037	0,204	14,94	100,69	84,7
BARDA1-2_ol9_12	No deformado	45,78	0,040	38,84	0,193	0,031	0,155	-0,008	0,261	15,67	100,95	83,9
BARDA1-2_ol6_16	Subgrano	45,77	0,003	38,86	0,184	0,013	0,174	0,047	0,280	15,82	101,15	83,8
BARDA1-2_ol7_21	No deformado	45,62	0,032	39,05	0,149	-0,012	0,185	0,039	0,256	15,12	100,44	84,3
BARDA1-2_ol7_22	No deformado	46,18	0,023	38,88	0,152	-0,013	0,196	0,020	0,252	15,38	101,06	84,3
BARDA1-2_ol2_24	No deformado	45,13	0,014	38,51	0,193	0,022	0,120	0,052	0,296	16,28	100,61	83,2
BARDA1-2_ol1_27	No deformado	46,58	-0,004	38,49	0,166	-0,023	0,175	-0,007	0,202	14,52	100,10	85,1
BARDA 2-3A OI 5 punto 101	No deformado	43,97	0,031	39,85	0,101	-0,005	0,196	0,009	0,237	16,37	100,76	82,7
BARDA 2-3A OI 5 punto 102	No deformado	45,73	0,021	40,16	0,176	-0,014	0,097	0,009	0,207	14,92	101,31	84,5
BARDA 2-3A OI 5 punto 104	No deformado	44,18	0,027	39,47	0,131	0,017	0,187	0,015	0,315	16,91	101,25	82,3
BARDA 2-3A OI 6 punto 108	No deformado	41,37	0,015	39,12	0,284	0,012	0,059	0,082	0,370	19,94	101,26	78,7
BARDA 2-3A OI 6 punto 109	No deformado	40,40	0,026	38,42	0,250	0,041	0,059	0,049	0,405	20,55	100,21	77,8
BARDA 2-3A OI 7 punto 114	No deformado	41,11	-0,003	38,96	0,193	-0,012	0,041	0,014	0,362	19,94	100,60	78,6

Muestra	Comentario	MgO	Al2O3	SiO2	CaO	TiO2	NiO	P2O5	MnO	FeO	Total	Fo%
BARDA 2-3A OI 4 punto 116	Onduloso	45,49	0,048	39,94	0,185	0,018	0,094	0,044	0,264	14,99	101,07	84,4
BARDA 2-3A OI 4 punto 117	Onduloso	43,75	0,012	39,46	0,202	-0,005	0,092	0,004	0,270	17,07	100,86	82,0
BARDA 2-3A OI 2 punto 122	Onduloso	44,30	0,036	39,84	0,192	-0,003	0,101	0,020	0,259	16,85	101,59	82,4
BARDA 2-3A OI 1 punto 126	No deformado	45,95	0,006	39,79	0,161	0,005	0,150	0,011	0,200	15,03	101,31	84,5
COP NV-21 OI 4 punto 1	No deformado	34,67	0,023	37,06	0,219	0	0	0,037	0,542	27,09	99,65	69,5
COP NV-21 OI 6 punto 41	No deformado	38,70	0,037	38,13	0,209	0,038	0,068	0,032	0,415	22,99	100,62	75,0
COP NV-21 OI 14 punto 43	No deformado	34,57	0,025	37,27	0,205	0	0,075	0,02	0,466	28,17	100,80	68,6
COP NV-21 OI 2 punto 46	No deformado	36,24	0,029	37,54	0,2	0,027	0,062	0,008	0,487	26,48	101,07	70,9
COP NV-21 OI 2 punto 47	No deformado	35,24	0,021	37,49	0,2	0,025	0,034	0,033	0,513	27,30	100,86	69,7
COP NV-21 OI 8 punto 50	No deformado	34,64	0,013	37,41	0,215	0,008	0,028	0,049	0,537	28,33	101,23	68,5
COP NV-21 OI 5c punto 71	No deformado	38,42	0,005	38,16	0,211	0,038	0,064	0,036	0,369	23,89	101,20	74,1
COP NV-21 OI 5c punto 72	No deformado	40,28	0,048	38,41	0,229	0,002	0,052	0,084	0,369	20,96	100,43	77,4
COP NV-21 OI 15 en Cpx 5 punto 75	No deformado	33,81	0,019	36,97	0,216	0	0	0,041	0,53	29,96	101,54	66,8
COP NV-21 OI 9 punto 85	No deformado	33,81	0,029	37,05	0,22	0,016	0,014	0,038	0,499	29,32	101,00	67,3
COP NV-21 OI 7 punto 87	No deformado	35,12	0,008	37,43	0,203	0	0,036	0,045	0,546	28,52	101,90	68,7
COP NV-21 OI 1 punto 89	No deformado	33,96	0,042	36,86	0,229	0,078	0,064	0,026	0,543	28,53	100,33	68,0
COP-NV21-ol-cpx2-ol2bis	No deformado	34,01	-0,003	36,04	0,241	0,033	0,041	0,033	0,487	29,46	100,34	67,3
COP-NV21-ol-cpx3-ol1	No deformado	33,93	0,050	36,23	0,332	0,064	0,070	0,032	0,506	28,90	100,12	67,7
COP-NV21-ol-cpx3-ol2	No deformado	33,85	0,001	36,09	0,212	0,018	0,055	0,048	0,547	29,27	100,09	67,3
COP-NV21-ol-cpx3-ol3	No deformado	33,87	0,034	36,27	0,216	0,019	0,036	0,052	0,476	29,49	100,46	67,2
COP-NV21-ol-cpx3-ol4bis	No deformado	34,01	-0,020	35,70	0,224	0,056	0,049	0,039	0,501	29,63	100,18	67,2
COP-NV21-ol-cpx1-ol1	No deformado	33,65	0,080	35,91	0,294	0,037	-0,010	-0,006	0,511	28,75	99,22	67,6
COP-NV21-ol-cpx1-ol2bis	No deformado	32,60	-0,010	36,10	0,212	0,019	0,037	0,038	0,568	31,77	101,34	64,7
COP-NV21-ol-cpx1-ol3	No deformado	32,76	-0,017	35,77	0,206	0,027	-0,035	0,064	0,529	31,48	100,78	65,0

Tabla A.2: Datos Microsonda para los bordes de las muestras. Además, se muestran los contenidos de Fo y se identifican los olivinos deformados y no deformados. Valores en pp%.

Muestra	Comentario	MgO	Al2O3	SiO2	CaO	TiO2	NiO	P2O5	MnO	FeO	Total	Fo%
COP-NV25-ol2-rim1 #4	Subgrano	35,34	0,011	37,86	0,186	0,037	0,066	0,000	0,426	26,60	100,52	70,3
COP-NV25-ol2-rim2 #5	Subgrano	35,02	0,026	38,05	0,193	0,023	0,096	0,063	0,463	26,91	100,85	69,9
COP-NV25-ol2-rim3 #6	Subgrano	34,76	0,018	38,00	0,186	0,030	0,078	0,008	0,492	26,98	100,55	69,7
COP-NV25-ol2-rim4 #8	Subgrano	35,46	0,023	37,96	0,185	0,037	0,065	0,024	0,434	26,82	101,00	70,21
COP-NV25-ol9-rim #10	No deformado	33,71	0,031	37,55	0,187	0,024	0,073	0,035	0,473	28,51	100,59	67,82
COP-NV25-ol10-rim1 #12	No deformado	33,26	0,033	37,76	0,195	0,022	0,056	0,034	0,513	28,85	100,73	67,27
COP-NV25-ol10-rim2 #14	No deformado	34,17	0,004	37,51	0,187	0,030	0,088	0,078	0,479	28,28	100,82	68,29
COP-NV25-ol4-rim #16	No deformado	33,60	0,025	37,73	0,207	0,031	0,066	0,033	0,493	28,41	100,59	67,82
COP-NV25-ol5-rim1 #2	No deformado	32,95	0,011	37,51	0,187	0,049	0,052	0,035	0,521	29,15	100,47	66,83
COP-NV25-ol5-rim2 #3	No deformado	33,33	0,024	37,16	0,185	0,029	0,056	0,039	0,517	28,98	100,33	67,21
COP-NV25-ol6-rim1 #5	No deformado	33,75	0,023	37,30	0,197	0,022	0,065	0,080	0,492	28,25	100,19	68,04
COP-NV25-ol6-rim2 #6	No deformado	32,17	0,028	37,08	0,195	0,044	0,052	0,044	0,537	30,07	100,22	65,6
COP-NV25-ol1-rim1 #8	No deformado	35,28	0,015	37,76	0,177	0,025	0,060	0,000	0,451	26,83	100,60	70,1
COP-NV25-ol1-rim2 #10	Subgrano	35,53	0,038	38,04	0,165	0,004	0,079	0,000	0,406	26,02	100,28	70,88
COP-NV25-ol1-rim3 #12	Subgrano	34,04	0,039	37,60	0,185	0,028	0,088	0,003	0,486	27,84	100,31	68,55
COP-NV25-ol1-rim4 #13	Subgrano	35,03	0,013	37,55	0,178	0,030	0,076	0,039	0,454	26,54	99,90	70,17
COP-NV25-ol3-rim #43	No deformado	34,46	0,005	37,58	0,189	0,039	0,044	0,048	0,509	27,52	100,40	69,06
COP-NV25-ol7-rim1 #45	No deformado	34,71	0,009	37,82	0,198	0,020	0,091	0,038	0,508	27,32	100,72	69,37
COP-NV25-ol7-rim2 #47	No deformado	34,81	0,015	37,82	0,200	0,025	0,057	0,055	0,483	27,33	100,79	69,42
COP-NV25-ol8-rim #49	No deformado	33,18	0,022	37,40	0,215	0,053	0,039	0,065	0,506	28,87	100,35	67,19
COP-NV25-ol-cpx2-ol1	No deformado	36,88	-0,015	36,13	0,217	0,020	0,067	0,025	0,457	25,79	99,56	71,83
COP-NV25-ol-cpx2-ol2	No deformado	37,22	0,002	36,10	0,173	0,034	0,090	0,056	0,508	25,05	99,23	72,59
COP-NV25-ol-cpx1-ol2	No deformado	35,60	-0,006	36,15	0,197	0,036	0,035	0,039	0,474	27,49	100,01	69,77

