

Evidencias de metasomatismo en el manto sublitosférico de Patagonia

Paola A. ALIANI¹, Ernesto A. BJERG¹ y Theodoros NTAFLIOS²

¹CONICET- Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, B8000ICN Bahía Blanca, Argentina.

E-mail: paliani@uns.edu.ar

²Department of Geological Sciences, University of Vienna, Althanstrasse 14, A-1090 Wien, Austria.

E-mail: theodoros.ntaflios@univie.ac.at

RESUMEN. Los xenolitos ultramáficos recolectados en la Estancia Poklepovic, provincia de Santa Cruz, comprenden lherzolitas, harzburgitas y wehrlitas y se encuentran alojados en lavas alcalinas y conos cineríticos. La mayoría de los xenolitos contienen vidrio en venillas y/o bolsillos de fundido y la gran mayoría comprende además anfíbol, mica o ambas. El metasomatismo críptico se manifiesta por el enriquecimiento en tierras raras livianas en los análisis de roca total en muestras sin fases minerales hidratadas, bolsillos de fundido, ni venillas con vidrio. El metasomatismo modal es evidente en muestras con fases minerales hidratadas, bolsillos de fundido o venillas con vidrio y se refleja en la química de roca total, que muestra concentraciones elevadas de los elementos incompatibles. Las relaciones texturales permiten considerar al menos dos eventos metasomáticos claramente diferenciables. El primero produce la cristalización de anfíbol y mica y el otro es responsable del desarrollo de los bolsillos de fundido. La presencia de venillas con vidrio (\pm carbonato) en muestras en las que no se han identificado bolsillos de fundido sugiere que las mismas podrían ser el resultado de un evento metasomático distinto. Las evidencias texturales indican que al menos parte del carbonato presente en estos xenolitos precipitó a partir de aguas meteóricas ricas en carbonato.

Palabras clave: *Manto, Xenolitos, Metasomatismo, Petrografía, Química*

ABSTRACT. *Evidences of metasomatism in the sublitospheric mantle of Patagonia.* Ultramafic xenoliths from Estancia Poklepovic, Santa Cruz province, comprise lherzolites, harzburgites and wehrlites, hosted by alkaline lavas and cinder cones. Most of the samples carry glass veins and/or melt pockets and most of them also bear amphibol, mica or both. Críptic metasomatism is demonstrated by enrichment of light rare earth elements in bulk rock analyses of samples devoid of hydrous phases, melt pockets and glass veins. Modal metasomatism is evident in samples carrying hydrous phases, melt pockets and glass veins, which led to high contents of incompatible elements in bulk rock analyses. Textural evidences suggest that two metasomatic events affected this part of the mantle. One event allowed the crystallization of amphibol and mica, and the second is responsible for the melt pockets. The presence of glass veins (\pm carbonate) in samples devoid of melt pockets may be the result of a different metasomatic episode. Textural evidences demonstrate that at least part of the carbonate was precipitated by carbonate-rich meteoric water.

Key words: *Mantle, Xenoliths, Metasomatism, Petrography, Chemistry*

Introducción

Los xenolitos ultramáficos son fragmentos de manto incorporados accidentalmente por magmas principalmente basálticos y kimberlíticos, erupcionados rápidamente. Por tanto, ofrecen la invaluable oportunidad de estudiar en forma directa las características petrográficas, texturales, químicas e isotópicas del manto superior a fin de comprender los complejos procesos que en el mismo se producen. Dichos procesos incluyen fusión, enriquecimiento metasomático y reemplazo de litosfera por astenósfera, entre otros (Frey y Green 1974, Frey y Prinz 1978, Erlank *et al.* 1987, Dawson 1984, 2002, Nielson y Noller 1987, McDonough y Frey 1989, O'Reilly y Griffin 1988, 1996, Yaxley y Kamenetsky 1999). La identificación de los procesos que actuaron en la porción de manto representada

por cada xenolito no es simple debido a la amplia cantidad de variables a considerar. Afortunadamente, a medida que los avances tecnológicos han posibilitado la detección de elementos presentes en concentraciones muy bajas -tanto a nivel de roca total como de minerales- la geoquímica ha permitido formular modelos de evolución y así, integrando la información obtenida de los xenolitos con los datos de geofísica de un área, se obtiene un "mapeo 4D" de la litosfera (O'Reilly y Griffin 1996).

Uno de los aspectos más importantes es el estado de hidratación y contenido de volátiles en el manto. Kempton (1987) notó que la fusión de una peridotita anhidra no es suficiente para la generación de basaltos alcalinos debido a su deficiencia en K_2O , Na_2O , Ti_2O , H_2O y elementos traza. Sobre esta base se empezó a considerar que la presencia de fundidos y/o fluidos portadores de

volátiles, agua y elementos traza puede modificar al menos localmente la composición del manto. El hallazgo de xenolitos con minerales hidratados (anfíboles y/o micas) y/o vidrio (representando un fundido) es actualmente conocido en muchas regiones del mundo. La presencia de estas fases se refleja además en la geoquímica mostrando, en los diagramas de elementos incompatibles normalizados a Manto Primitivo (MP) (Sun y McDonough 1989) o Condrita (C1) (Sun y McDonough 1989), enriquecimiento de elementos incompatibles en la mineralogía típica del manto. Este tipo de enriquecimiento relacionado con la presencia de “fases adicionales a las comúnmente observadas en peridotitas” se conoce como “metasomatismo modal” (Erlank *et al.* 1987), quienes denominan “metasomatismo críptico” al proceso que deja evidencias geoquímicas pero no petrográficas. La distinción entre estos tipos de metasomatismo es extremadamente delicada ya que, como mencionan Erlank *et al.* (1987), un evento de metasomatismo modal podría incorporar, por ejemplo, clinopiroxenos portadores de elementos incompatibles y micas a la mineralogía “normal” del manto y luego las micas ser removidas por deshidratación y recristalización, quedando sólo el clinopiroxeno como evidencia del metasomatismo previo.

Las primeras contribuciones sobre xenolitos del manto superior de Patagonia fueron realizadas por Villar (1975), Gelós y Hayase (1979), Gelós y Labudía (1981), Labudía *et al.* (1984, 1989), Skewes y Stern (1979), Stern (1989), Stern *et al.* (1986, 1990), Bjerg *et al.* (1991, 1995) y Varela *et al.* (1995, 1997). En los últimos años, Barbieri (1998), Stern *et al.* (1999), Kilian *et al.* (1998a, 1998b, 2002), Ntaflos *et al.* (1998, 1999, 2000, 2001, 2002), Barbieri *et al.* (1999), Laurora *et al.* (1999, 2001), Dobosi *et al.* (1999) Bjerg *et al.* (1999a, 1999b, 2000, 2002), Gorrington *et al.* (1997), Gorrington y Kay (2000), Vannucci *et al.* (2002), Mazzucchelli *et al.* (2002) y Rivalenti *et al.* (2002) han aportado nuevos datos para la comprensión de la petrología y geoquímica del manto superior, especialmente de los procesos metasomáticos que allí tuvieron y aún tienen lugar, y el origen de los fundidos/fluidos responsables de dichos procesos.

El origen de los fundidos presentes en los xenolitos de manto es un tema de investigación que en la actualidad despierta gran interés, como lo demuestra el gran número de publicaciones al respecto. Existen numerosas propuestas para explicar el origen de los fundidos; la más simple es que se trate de infiltraciones del magma hospedante. Algunos autores sugieren que los vidrios presentes en los xenolitos representan un fundido en equilibrio con los minerales de manto. Otros consideran que los vidrios son el resultado de eventos metasomáticos en los que fluidos o fundidos exóticos hidratados reaccionan con ortopiroxeno (Zinngrebe y Foley 1995) o con clinopiroxeno y espinelo (Ionov *et al.* 1994). Por otra parte, los fundidos pueden generarse *in situ* por fusión parcial de anfíbol o clinopiroxeno (\pm mica) tanto en un sistema cerrado, como sería el caso de la reacción con un fluido metasomático (Chazot *et al.* 1996, Yaxley *et al.* 1997, 1999, Varela *et al.* 1999) o durante el ascenso en el seno del magma hospedante debido a la fusión por descompresión de los minera-

les antes mencionados (Frey y Green 1974). Sin embargo, lo más frecuente es hallar combinaciones entre las alternativas anteriores.

En la Estancia Poklepovic (48° 34' S, 70° 10' W), ubicada aproximadamente 20 km al NNE de la localidad de Gobernador Gregores, provincia de Santa Cruz (Fig. 1), se recolectaron más de 300 xenolitos asignados a rocas de manto en base a las texturas y minerales identificados. Previa clasificación de los mismos, se efectuó un estudio petrográfico detallado a fin de establecer las variedades petrológicas y texturales allí presentes. Esto fue complementado con análisis geoquímicos (elementos mayoritarios y traza) tanto de roca total como de minerales. Los objetivos fueron vincular las distintas variedades de xenolitos con los fenómenos de metasomatismo críptico y modal y avanzar en la determinación del número de eventos responsables de éste último y su posible origen. Al mismo tiempo se efectuó un estudio petrográfico y químico de los bolsillos de fundido (BF) que presentan estos nódulos, fenómeno poco frecuente entre la población de xenolitos que han sido reportados en el área de Patagonia, con el propósito de caracterizar sus fases minerales, en particular las generadas en estrecha relación con la formación de dichos bolsillos de fundido. Finalmente se reconocieron evidencias que indican que parte del carbono asociado a los bolsillos de fundido no sería de origen magmático.

Marco Geológico

La zona de trabajo se encuentra dentro de los límites de la Hoja-4769-I Gobernador Gregores, ubicada en el sector suroccidental de la provincia geológica conocida como Macizo o Nesocratón del Deseado. Los rasgos estructurales de esta provincia están íntimamente ligados al desarrollo del orógeno de la Cordillera Patagónica Austral conjuntamente con la evolución de la dorsal meso-atlántica durante gran parte del Mesozoico y Cenozoico.

Las rocas aflorantes más antiguas, de acuerdo a Panza *et al.* (1998), son basaltos, andesitas y aglomerados volcánicos de la Formación Bajo Pobre, del Dogger inferior. A continuación se dispone el complejo piroclástico-lávico representado por el Grupo Bahía Laura, asignado al lapso Dogger superior-Malm inferior. El desarrollo de una estructura en bloques por fracturación de la secuencia volcánica jurásica dio lugar a cuencas en las que se registran episodios de sedimentación continental en el Jurásico más alto y Cretácico inferior, representados por piroclastitas y sedimentitas de Formación Bajo Grande y Formación Baqueró.

La efusión de lavas basálticas está registrada por el Basalto Cerro del Doce (Eoceno) y el Basalto Alma Gaucha (Oligoceno inferior a medio). Las sedimentitas marinas de la Formación Monte León (Oligoceno superior) se apoyan en discordancia sobre algunas de las unidades geológicas antes mencionadas y son cubiertas concordantemente por las sedimentitas y piroclastitas continentales de la Formación Santa Cruz (Mioceno inferior).

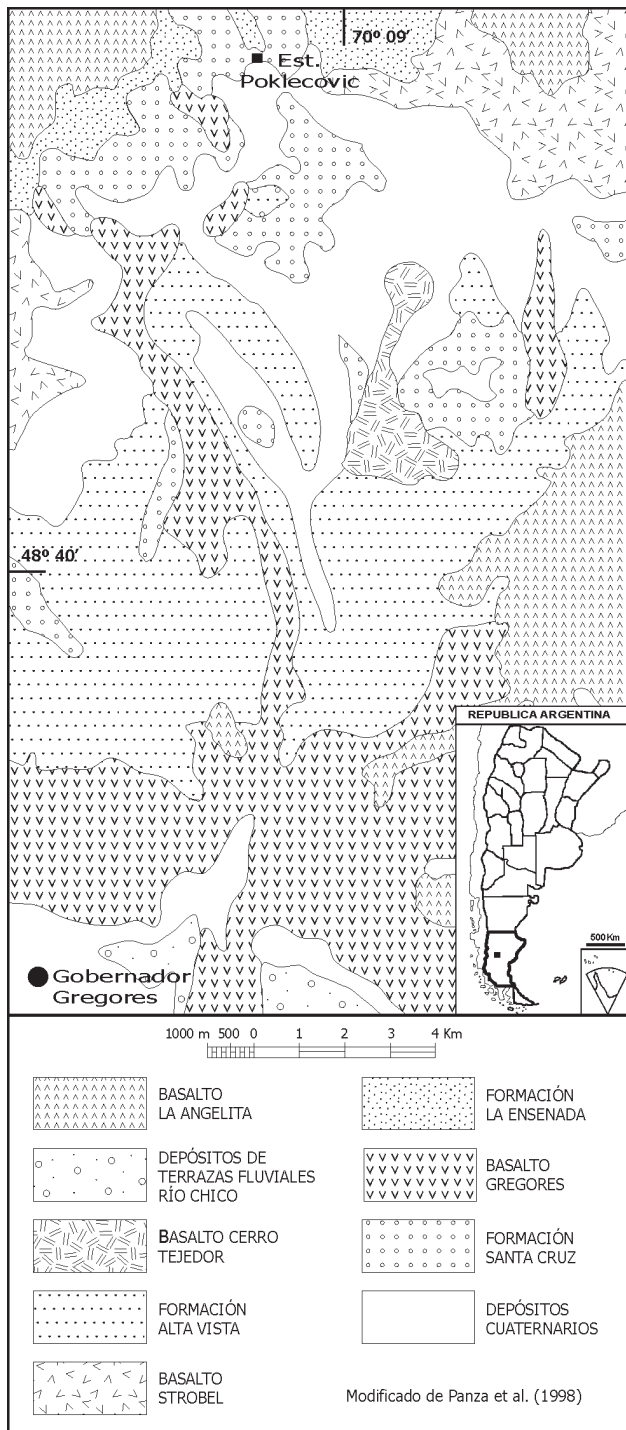


Figura 1: Mapa de ubicación de la Estancia Pokleptic, provincia de Santa Cruz.

Durante todo el Neógeno se reconocen varios ciclos de lavas basálticas y sucesivos niveles de gravas aterrazadas. Entre los primeros se encuentran Basaltos Gregores (Mioceno medio), Strobel (Mioceno superior) y Cerro Tejedor (Plioceno inferior). El primer nivel de gravas corresponde a la Formación La Ensenada (Mioceno superior) seguido por las Formaciones Pampa de la Compañía, Grava la Flora y Alta Vista (también en el Mioceno supe-

rior), Mata Grande y La Avenida (Plioceno inferior). El último episodio basáltico es correspondiente al Basalto La Angelita (Plioceno superior a Pleistoceno bajo).

Al Pleistoceno y Holoceno se asignan depósitos de terrazas fluviales, de antiguas playas y cordones litorales lacustres, de planicies y conos aluviales, eólicos, de bajos sin salida y productos de remoción en masa (Panza *et al.* 1998).

Al este de los Andes el vulcanismo neógeno del sur de Patagonia, entre los 46,5° y 49,5° S de latitud, comprende grandes volúmenes de lavas toleíticas correspondientes al Mioceno tardío – Plioceno temprano y, en menor proporción, lavas alcalinas miocenas a plio-pleistocenas portadoras de xenolitos. Se han propuesto tres hipótesis para el origen del vulcanismo: (a) las lavas fueron erupcionadas bajo en un régimen extensional en ambiente de back-arc (Stern *et al.* 1990). Ramos y Kay (1992) se manifestaron en contra de esta hipótesis al no hallar evidencias de una extensión neógena significativa. (b) las lavas están relacionadas a la actividad de plumas de manto (Bjerg *et al.* 2004) y (c) las lavas están relacionadas a *slab windows* en las placas subducidas (Cande y Leslie 1986, Ramos y Kay 1992, Gorrington *et al.* 1997). La *slab window* postulada tiene una extensión de aproximadamente 300 km y se encuentra entre la parte sur de la Zona Volcánica Sur (SVZ) y la parte norte de la Zona Volcánica Austral (AVZ) (DeLong *et al.* 1979). Dicha ventana podría ser el resultado de la convergencia de las placas Antártica y Nazca con la Sudamericana (Cande y Leslie 1986). Las lavas plateau más importantes son las correspondientes a la Meseta Buenos Aires, Meseta de la Muerte y Meseta Central.

Basaltos alcalinos y conos cineríticos portadores de xenolitos están presentes en varias áreas de las provincias de Río Negro, Chubut y Santa Cruz.

Metodología

Las proporciones de los minerales se determinaron mediante el conteo de puntos realizado sobre una imagen digitalizada de los cortes delgados, sobre la cual se superpuso una grilla especialmente diseñada con el programa CorelDRAW. El espaciado entre las líneas de la grilla es de 0,6 mm, permitiendo contar un promedio de 2500 puntos por muestra, cantidad suficiente puesto que se realizaron pruebas duplicando el número de puntos sin observarse variaciones significativas en los resultados obtenidos. El área de cada una de las muestras estudiadas varía entre 8 y 10 cm². Para el registro de los puntos contabilizados se utilizó una tabla Microsoft Excel asignando a cada celda un número según la fase observada (olivino = 1, ortopiroxeno = 2, etc.) en la intersección de las líneas de la grilla en el archivo gráfico. El documento Excel posee además una hoja en la que se presentan los resultados: el número total de puntos y cantidad de puntos y proporciones correspondientes a cada fase, ofreciendo la posibilidad de efectuar los cálculos adicionales que sean requeridos.

La identificación de los minerales y la petrografía de detalle se realizaron bajo lupa binocular Nikon (*type* 104), microscopio petrográfico Leitz Wetzlar y estereomicroscopio Leitz.

Los análisis de elementos mayoritarios y trazas fueron llevados a cabo por espectrometría de fluorescencia de rayos X (FRX) con un equipo Philips 2400. Dichas determinaciones se realizaron sobre discos de vidrio fundido preparados usando como fundente $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ en proporciones 1:5 (1,2 g de muestra y 6 g de fundente). Las mezclas se fundieron empleando un equipo automático Philips Perl'X3, bajo condiciones controladas, en crisol de oro-platino y vertidas en un plato de oro-platino. Para la corrección por matriz se utilizó el *software SuperQ* de Phillips. Las determinaciones de elementos traza se efectuaron sobre pelets de polvo prensado, habiéndose efectuado las correcciones por background, absorción de masa e interferencia, con el programa *Traces* escrito por el Dr. K. Petrakakis del *Institute of Geological Sciences de la University of Vienna*. La comparación de estos datos con un conjunto de estándares geoquímicos de referencia (GSR-1 a GSR-6) sugiere incertidumbres de 5 a 10% para los elementos mayoritarios y trazas.

Las determinaciones de Ta, Th, U, Hf, Ir, Au y REE se efectuaron por activación neutrónica (INAA). Las muestras fueron empacadas junto con monitores de flujo y estándares e irradiadas en el reactor ASTRA del Atomic Institute de la *Technical University of Vienna* durante 4 h a $3,3 \times 10^{12} \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$. El conteo se efectuó varias veces en un detector coaxial en el *Institute of Geological Sciences de la University of Vienna*. El procesamiento de los espectros incluyó ajustes múltiples de background empleando diferentes grados polinómicos. La incertidumbre para la mayoría de los elementos fue del orden del 5 al 15%. Los análisis de elementos mayoritarios de minerales y vidrio se realizaron con una microsonda electrónica Cameca SX100 del *Institute of Geological Sciences de la University of Vienna*. Las condiciones de operación fueron 15 kV y 20 nA. En el caso de los vidrios y a fin de minimizar la migración de los álcalis se empleó un haz desenfocado con un diámetro de 5-10 μm a 15 kV y 10 nA. El error para todos los elementos es menor al 5% y sólo para Na está en el rango de 10%. Los datos fueron corregidos con el programa PAP (Pouchou y Pichoir 1991) y se emplearon estándares naturales y sintéticos bien definidos para la calibración. Los elementos traza y algunos mayoritarios en minerales y vidrio se analizaron con una microsonda iónica Cameca IMS 4f en la *University of Edinburgh*.

Las composiciones modales de los bolsillos de fundido fueron determinadas en base a la composición de las fases constituyentes obtenidas con microsonda electrónica y la composición global de los bolsillos determinada por FRX.

Petrografía

Los xenolitos recolectados en la Estancia Poklepovic, provincia de Santa Cruz, Argentina (Fig. 1), son general-

mente elipsoidales a discoidales, con un eje mayor que varía entre 10 y 40 cm, y no presentan alteración significativa. Según Gorrington *et al.* (1997) y Gorrington y Kay (2000), en el área de la Estancia Poklepovic afloran lavas toleíticas de edad miocena (~10-18 Ma) y una secuencia de lavas alcalinas de edad pliocena (~3,5 Ma). Según Labudía *et al.* (2002) en Gobernador Gregores afloran andesitas basálticas de edad miocena y en el área de la Estancia 1° de Abril (al este de la Estancia Poklepovic), traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de edad plio-pleistocena. Los xenolitos estudiados se encuentran alojados en conos cineríticos, aunque xenolitos similares de hasta 1 cm han sido reconocidos en las lavas basálticas alcalinas.

Sobre la base de la descripción macroscópica de aproximadamente 300 xenolitos se efectuó la clasificación de los mismos según tipo de roca, textura y presencia de fases hidratadas y/o fundido. El total de las muestras corresponde a peridotitas que clasifican como lherzolitas (63%), harzburgitas (23%) y wehrlitas (14%). En cuanto a las texturas (basadas en la clasificación de Mercier y Nicolas 1975), se observa un claro predominio de los tipos deformados. En orden de abundancia decreciente se encuentran: porfiroclástica a equigranular (28,4 %), protogranular a porfiroclástica (27,2 %), protogranular (15,6 %), porfiroclástica (14,8 %), equigranular mosaico (12,4 %) y equigranular tabular (1,6 %). Del total de los nódulos estudiados, el 48 % contiene bolsillos de fundido (*melt pockets*) \pm venillas de vidrio, mientras que el 9% incluye fases minerales hidratadas (anfíbol y/o mica).

En los apartados siguientes se describen los rasgos principales que surgen del estudio de cortes delgados de las muestras seleccionadas. Los resultados del análisis modal realizado sobre los mismos se sintetizan en el Cuadro 1. Es importante aclarar que para la denominación de la roca los porcentajes de olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno fueron recalculados al 100 %. Las abreviaturas utilizadas para los minerales en este trabajo son las sugeridas por Kretz (1983). Además, se califica como "secundarios" o "de segunda generación" y se agrega el número 2 a aquellos minerales que desarrollan individuos idiomórficos a subidiomórficos pequeños (de hasta 50 mm), que se encuentran inmersos en vidrio.

Harzburgitas

Representan el 35 % de las muestras seleccionadas. Contienen 64,3 a 86,7 % de olivino, 10,4 a 30,6 % de ortopiroxeno, 0,1 a 4,7 % de clinopiroxeno y hasta 1,7 % de espinelo (*sensu lato*) modales primarios. Olivino y ortopiroxeno desarrollan principalmente cristales grandes (hasta 1,5 cm) de bordes lobulados entre los que se ubican en forma intersticial las fases restantes. La mayoría de estas rocas son además portadoras de anfíbol, BF y venillas conteniendo esencialmente vidrio. Las texturas ampliamente dominantes son protogranular y protogranular en transición a porfiroclástica, aunque también se encuentran representadas las variedades porfiroclástica y porfiroclástica en transición a equigranular mosaico.

Lherzolitas

Representan el 41 % de las muestras seleccionadas. Contienen 53,3 a 79,1 % de olivino, 5 a 37,6 % de ortopiroxeno, 4,8 a 10,4 % de clinopiroxeno y hasta 1,8 % de espinelo (*sensu lato*) modales primarios. Olivino y ortopiroxeno conforman los cristales de mayor tamaño entre los que se ubican las fases restantes, pero en este caso el clinopiroxeno puede desarrollar individuos de hasta 3 mm. La mayoría de las muestras contiene anfíbol y bolsillos de fundido sin que la presencia de uno implique la del otro. El vidrio se encuentra en bolsillos de dimensiones y abundancia variables y/o formando venillas. A este grupo pertenecen también las únicas dos muestras estudiadas que no contienen vidrio (DUB1G y DUB30). No se observa mica excepto en dos muestras (DUB175 y DUB195) en las que forma cristales anhedrales menores a 100µm (2 y 3 cristales, respectivamente). La gran mayoría de las lherzolitas presenta textura porfiroclástica en transición a equigranular mosaico, no obstante se hallan ejemplos de protogranular y protogranular en transición a porfiroclástica.

Wehrlitas

Representan el 24 % de las muestras seleccionadas. Contienen 62,9 a 82,8 % de olivino, 0,1 a 1,1 % de ortopiroxeno, 10,8 a 19,7 % de clinopiroxeno y hasta 0,1 % de espinelo (*sensu lato*) modales primarios. El olivino representa más del 75 % de la moda (excepto en DUB209), encontrándose la forma y el tamaño de sus cristales supeditados a la textura de cada roca. La distribución de los clinopiroxenos es poco homogénea y el tamaño de los individuos variable, alcanzando un máximo de 5,3 mm en DUB209. La totalidad de las wehrlitas contiene bolsillos de fundido, venillas con vidrio y además fases minerales hidratadas. Cabe destacar que la mayoría de las muestras presentan anfíbol y mica, a diferencia de lo que se observa en harzburgitas y lherzolitas en las que la presencia de ambas fases en un mismo corte no ha sido identificada. Además, a este grupo pertenece la muestra con los cristales de anfíbol de mayor desarrollo, llegando a 9,5 mm según la dimensión mayor en DUB209. En cuanto a texturas, se hallan en proporciones semejantes los tipos protogranular, protogranular en transición a porfiroclástica y equigranular. Sólo en este grupo de rocas se hallaron dos muestras con textura equigranular tabular.

Vidrio

Se lo ha identificado en todas excepto dos muestras y se halla en los bolsillos de fundido, contactos entre cristales y con menor frecuencia en fracturas, en contacto neto con las fases primarias. El vidrio que conforma las venillas y los bolsillos de fundido es de tipo vesicular amarillento al que en muchos casos se suma carbonato. En algunos cortes constituye venillas que interconectan los bolsillos de fundido.

Por último, la presencia y características de venillas de vidrio y bolsillos de fundido son independientes de la textura y tipo de roca, así como de la existencia de fases minerales hidratadas.

Bolsillos de fundido (BF)

Se identifican de esta manera bolsillos (*pockets*) de hasta 7 mm x 3,5 mm y venillas que excepcionalmente alcanzan 400 µm de ancho, compuestos básicamente por pequeños cristales de neoformación de clinopiroxeno, olivino y espinelo, euhedrales a subhedrales, inmersos en vidrio. Además es común observar relictos de cristales, ya sean estos de olivino, piroxeno, anfíbol y/o mica y glóbulos de carbonato (Fig. 2a). El vidrio es amarillento a incoloro y generalmente presenta vesículas; a menudo los cristales de clinopiroxeno (y menos comúnmente los de olivino) se muestran en continuidad óptica y orientados según su dimensión mayor. El espinelo se encuentra con frecuencia incluido también en las otras dos neofases minerales y en algunos casos forma dendritas en el vidrio (esto último da al bolsillo un aspecto general "sucio").

Los BF representan hasta un 10% de la superficie de los cortes estudiados y se alojan principalmente en intersticios entre las fases primarias. En la mayoría de las muestras los BF están asociados a piroxenos y/o anfíbol, aunque pueden también encontrarse completamente rodeados por uno o varios individuos de olivino. El anfíbol, a diferencia de la mica, se encuentra casi siempre rodeado por una asociación constituida por olivino, clinopiroxeno y espinelo de neoformación, vidrio y glóbulos de carbonato. En algunos cortes, esta última asociación aparece incluida en cristales de piroxeno (en especial ortopiroxeno) y/o anfíbol. DUB110 y DUB209 muestran un caso particular de esto último: las fases de neoformación cristalizan según direcciones de debilidad del anfíbol (clivaje) y formando trenes cuyo eje central está constituido por pequeños cristales de espinelo secundario, que se hallan a su vez incluidos en cristales de neoformación de clinopiroxeno u olivino con vidrio intersticial (Fig. 2c).

Los BF pueden presentar apófisis y los contornos son en general suavemente redondeados pese a que en detalle presentan marcadas irregularidades originadas por los bordes corroídos de fases primarias y las caras euhedrales de las neofases que cristalizan en sus márgenes. En contacto con los bolsillos de fundido, el olivino primario exhibe casi siempre una zona de reacción en la que se observa un tren de minúsculos espinelos euhedrales de neoformación subparalelo al borde original del cristal y, en la interfase con el fundido, un conjunto de relictos de olivino redondeados englobados por vidrio. El ortopiroxeno primario en contacto con BF presenta -en unas pocas muestras- un agregado de clinopiroxeno y olivino o de pequeños cristales no determinables al microscopio, mientras el clinopiroxeno muestra a lo sumo una profundización de la textura esponjosa de borde (*spongy rim*) en la zona de contacto. El anfíbol, en cambio, presenta siempre bordes corroídos.

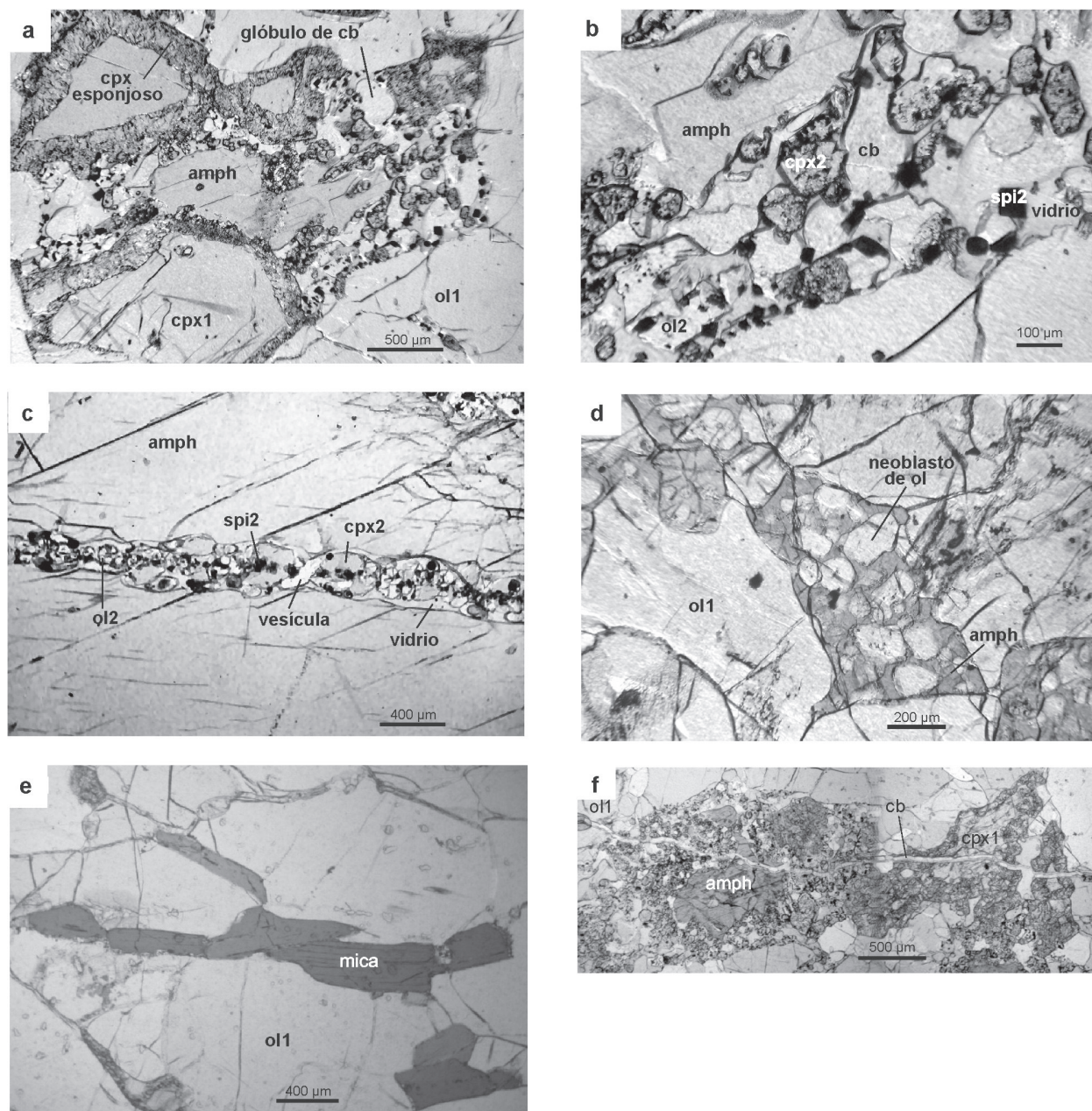


Figura 2: a) Bolsillo de fundido constituido por vidrio vesicular, clinopiroxeno, olivino y espinelo de segunda generación, glóbulos de carbonato y anfíbol relicto. Se señala además el borde esponjoso del clinopiroxeno (*spongy rim*); b) Detalle de a); c) Fases de neoformación alineadas según dirección de clivaje del anfíbol; d) Anfíbol incluyendo neoblastos de olivino; e) Flogopita intersticial; f) Venilla de carbonato atravesando fases primarias, bolsillo de fundido y anfíbol relicto. ol1: olivino primario; ol2: olivino de segunda generación; cpx1: clinopiroxeno primario; cpx2: clinopiroxeno de segunda generación; spi2: espinelo de segunda generación; amph: anfíbol; cb: carbonato.

Mineralogía

Olivino

El olivino conforma dos poblaciones cuyas proporciones dependen de la textura de la roca. Una población abarca a los porfiroclastos, caracterizados por contornos lobulados y gran desarrollo de cristales (hasta 1 cm), presencia de lamelas de deformación y frecuente oxidación incipiente. La otra población está formada por

los neoblastos, individuos de menor tamaño con extinción uniforme y bordes rectos, producto de la recristalización.

Ortopiroxeno

El ortopiroxeno es pardo claro (en corte delgado) y desarrolla cristales anhedrales de hasta 1 cm. En muestras con textura protogranular y protogranular en transición a

Cuadro 1: Composición modal de xenolitos de Estancia Poklepovic.

Muestra	Tipo de roca	ol1	opx	cpx1	spi1	amph	mica	fundido	cb	Textura
DUB1G	Lherzolita	65,8	26,2	7,2	0,8	-	-	-	-	Protogranular
DUB2G	Wehrlita	75,9	0,1	18	-	2,4	-	3,5	0,1	Protogranular
DUB3G	Wehrlita	81,4	0,1	10,8	-	-	0,5	7	0,2	Protogranular
DUB10	Lherzolita	58,9	27,7	5,1	1	-	-	7,2	0,1	Protogranular
DUB24	Harzburgita	74	24,4	0,1	0,3	0,1	-	1	0,1	Protogranular
DUB30	Lherzolita	54,3	37,6	6,2	1,9	-	-	-	-	Porfiroclástica a Equigranular mosaico
DUB40	Harzburgita	65,9	18,6	4,2	0,7	0,7	-	9,8	0,1	Protogranular
DUB48	Harzburgita	75,7	13,7	2,2	-	0,1	0,1	5,6	2,6	Porfiroclástica a Equigranular mosaico
DUB56	Wehrlita	80,3	-	15	0,1	0,9	0,2	3	0,5	Porfiroclástica a Equigranular mosaico
DUB60	Harzburgita	64,3	30,6	3,1	1,5	-	-	0,4	0,1	Protogranular a Porfiroclástica
DUB62	Harzburgita	80,4	15,7	1	1,4	-	-	1,5	-	Porfiroclástica a Equigranular mosaico
DUB64	Harzburgita	65,7	26,5	1,3	0,1	3	-	2,5	0,9	Protogranular a Porfiroclástica
DUB69	Lherzolita	66,7	23,6	7,8	1,6	-	0,1	0,1	0,1	Porfiroclástica a Equigranular mosaico
DUB70	Harzburgita	76,6	19,2	2,5	1,7	-	-	-	-	Porfiroclástica a Equigranular mosaico
DUB78	Lherzolita	64,9	24,8	8,1	1	-	-	0,9	0,3	Protogranular a Porfiroclástica
DUB80	Lherzolita	77,6	9,1	5,3	0,1	2,4	-	5,5	-	Protogranular a Porfiroclástica
DUB81	Lherzolita	79,1	8,1	5,9	0,1	1,2	-	5,6	-	Porfiroclástica a Equigranular mosaico
DUB83	Lherzolita	68,1	18,2	4,8	-	0,4	-	7,8	0,7	Porfiroclástica a Equigranular mosaico
DUB93	Harzburgita	86,7	10,4	0,2	0,3	0,1	0,1	2,1	0,1	Protogranular
DUB110	Lherzolita	65,7	5	15	-	3	-	10	1,3	Porfiroclástica a Equigranular mosaico
DUB118	Lherzolita	75,7	12	6	-	0,3	-	6	-	Porfiroclástica a Equigranular mosaico
DUB121	Lherzolita	73,9	14,7	5	-	0,2	-	6,2	-	Porfiroclástica a Equigranular tabular
DUB126	Wehrlita	78,2	-	17,7	-	0,3	0,2	3,4	0,2	Equigranular tabular
DUB127	Wehrlita	82,8	-	13,7	-	0,1	0,5	2,2	0,7	Equigranular tabular
DUB128	Wehrlita	78,1	1	16,2	0,1	-	0,1	3,2	1,3	Protogranular a Porfiroclástica
DUB131	Harzburgita	71,4	22,1	4,7	1,3	-	-	0,4	0,1	Protogranular a Porfiroclástica
DUB160	Harzburgita	73,6	19,9	3,2	0,6	-	-	2,3	0,4	Porfiroclástica
DUB162	Harzburgita	76,3	21,3	1,1	0,1	0,1	0,1	0,9	0,1	Protogranular
DUB170	Lherzolita	63,8	19,9	14	1,8	-	-	0,5	-	Porfiroclástica a Equigranular mosaico
DUB175	Lherzolita	68,8	18,9	10,4	0,4	-	0,1	1,3	0,2	Protogranular
DUB180	Lherzolita	61,9	25,3	9,5	0,7	0,3	-	2,3	-	Porfiroclástica a Equigranular mosaico
DUB184	Harzburgita	77,6	19,8	1,2	0,6	-	-	0,7	0,1	Protogranular a Porfiroclástica
DUB192	Wehrlita	81,7	-	12,1	-	0,5	0,1	5,4	0,2	Porfiroclástica
DUB195	Lherzolita	67,5	20,4	6,6	0,3	4,9	0,1	0,1	0,1	Porfiroclástica
DUB209	Wehrlita	62,9	0,3	19,7	0,1	13,9	-	3,1	-	Protogranular
DUB256	Wehrlita	79,6	1,1	14,4	-	2,1	-	2,6	0,2	Protogranular a Porfiroclástica
DUB279	Harzburgita	66,1	21,3	3,2	0,5	0,3	-	8	0,6	Protogranular a Porfiroclástica

ol1: olivino primario, opx: ortopiroxeno, cpx1: clinopiroxeno primario, spi1: espinelo primario, amph: anfíbol, fundido: vidrio + clinopiroxeno + olivino + espinelo de segunda generación, cb: carbonato.

porfiroclástica muestra contornos lobulados y en algunos casos contiene exsoluciones de clinopiroxeno y/o espinelo.

Clinopiroxeno

El clinopiroxeno es verde claro (en corte delgado) y forma individuos anhedrales que generalmente no superan los 3 mm. Los cristales presentan zonas con textura es-

ponjosa (*spongy*) conformadas por pequeños cristales anhedrales (50 a 60 μm) de clinopiroxeno con inclusiones de vidrio o bien rodeados por delgadas películas de esta última fase. Los cristales que constituyen esta particular textura, se encuentran en continuidad óptica con el resto del cristal mayor y se ubican principalmente en los contornos. Según Carpenter *et al.* (2002) la textura esponjosa se produce por fusión parcial del clinopiroxeno, proceso desencadenado por la infiltración de un fluido de baja densidad. Este fenómeno se observa

Cuadro 2: Concentraciones de elementos mayoritarios en xenolitos de Estancia Poklepovic y en un bolsillo de fundido (DUB3GBF, separado manualmente).

Muestra	DUB1G	DUB2G	DUB3G	DUB3GBF	DUB10	DUB24	DUB30
FRX (% en peso)				**			
SiO ₂	44,88	41,46	41,43	na	43,44	44,1	46,55
TiO ₂	0,11	0,22	0,16	na	0,08	0,08	0,07
Al ₂ O ₃	1,62	1,37	1,33	na	1,75	0,94	2,65
Fe ₂ O ₃ *	8,34	10,26	12,32	6,97	9,02	8,63	8,01
MnO	0,12	0,15	0,17	na	0,13	0,12	0,12
MgO	42,16	40,97	40,67	na	41,9	44,4	40,62
CaO	1,25	4,3	3,15	11,27	2,91	0,93	1,75
Na ₂ O	0,16	0,51	0,43	1,76	0,25	0,1	0,14
K ₂ O	0,16	0,23	0,21	1,01	0,15	0,12	0,11
P ₂ O ₅	0,04	0,07	0,04	na	0,05	0,1	0,02
Total	98,84	99,54	99,91		99,68	99,52	100,04
#mg	90,92	88,78	86,74		90,19	91,07	90,95
FRX + INAA (ppm)							
Nb	0,4	16,8	10,7	na	2,5	1,6	0,9
Zr	0,2	29,7	70,9	na	3,9	5,2	0,9
Y	1	3,6	3,5	na	<1,0	<1,0	<1,0
Sr	20,7	85,3	62,1	na	43,2	19,3	3,3
Rb	<1,0	<1,0	1,98	na	<1,0	<1,0	<1,0
Ga	6,6	7,1	7,8	na	3	2,7	2,8
Zn	56,8	89,2	108,8	na	61,2	56,6	45,4
Cu	10,4	5,3	4,3	na	8,4	9,2	10,7
Ni	2090	2090	2060	na	2100	2350	1990
Co	119	107	110	46,3	105	113	101
Cr	2890	2940	3210	15960	2590	3600	3410
Sc	7,7	8,8	11,8	37,2	10,3	6,1	13,1
V	50,6	56,9	56,7	na	48,2	34,5	70,4
Ba	11	27,5	47,7	210	3,8	2,1	5,3
La	1,86	2,9	2,56	9,36	1,07	0,78	0,45
Ce	4,85	9116	7,91	23,8	2,79	2,42	1,2
Nd	na	na	3,6	14,9	2,16	na	na
Sm	0,299	1,47	1,26	5,05	0,633	0,281	0,079
Eu	0,103	0,44	0,39	1,64	0,192	0,097	0,033
Tb	0,014	na	0,22	0,725	0,09	0,039	na
Yb	0,578	0,67	0,59	1,07	0,187	0,014	0,161
Lu	0,182	0,16	0,1	0,136	0,026	<0,010	0,035
Hf	na	1771	1,32	4,57	na	0,531	na
Ta	0,92	1,12	0,97	12,1	<0,2	<0,2	<0,2
Ir(ppb)	3,1	3	2	<2	<2	<2	2,5
Th	0,689	0,213	0,18	na	0,142	<0,1	0,451
U	na	0,397	0,21	na	0,293	<0,15	0,608

% en peso y trazas (ppm) Wehrlitas: DUB2G, DUB3G; Lherzolitas: DUB1G, DUB10, DUB30; Harzburgita: DUB24. *: Fe total como Fe₂O₃, **: todos los elementos obtenidos por INAA, na: no analizado.

en todas las muestras, a excepción de algunas harzburgitas.

Por otra parte, sobre todo en muestras con texturas protogranular y protogranular en transición a porfiroclástica, el clinopiroxeno puede encontrarse asociado a ortopiroxeno y contener exsoluciones de ortopiroxeno y/o espinelo.

Espinel (sensu lato)

El espinelo es pardo oscuro o negro (en corte delgado) y conforma cristales subhedrales o vermiculares intersticiales. En algunos casos puede observarse, con luz transmitida, una corona exterior negra rodeando un núcleo pardo. Este rasgo no se asocia a un tipo de roca o textura en particular pero vale notar que las muestras en que se observa no contienen ninguna fase mineral hidratada.

Anfibol

El anfíbol presenta pleocroísmo de pardo amarillento a verdoso y puede aparecer de diferentes maneras, la más común es como pequeños cristales relicícos generalmente menores a 1 mm, de contornos irregulares incluidos en BF (Fig. 2a-b).

En otros casos desarrolla cristales grandes (hasta 9,8 mm) de contornos redondeados rodeados y penetrados por la asociación de fases de los bolsillos de fundido (vidrio + cpx2 + ol2 + spi2 ± carbonato?). Este conjunto incluye los ejemplos en que las neofases se alinean siguiendo planos de debilidad del anfíbol (DUB110 y DUB209, Fig. 2c).

La tercera variedad consiste en pequeños cristales anhedrales incluidos en individuos grandes de clinopiroxeno y ortopiroxeno (en contacto directo) y en la cuarta, observada sólo en DUB195, el anfíbol aparece asociado de manera inequívoca a zonas de recristalización, incluyendo poiquiliticamente neoblastos de olivino y/o clinopiroxeno (Fig. 2d).

Finalmente, cabe destacar que en ningún corte delgado se observa anfíbol en contacto directo con olivino y que sólo en DUB64 se observa un ejemplo de contacto directo anfíbol-ortopiroxeno y otro de anfíbol-clinopiroxeno entre cristales de dimensiones similares.

Mica

La mica exhibe fuerte pleocroísmo de pardo a amarillo pálido y se encuentra principalmente formando pequeños cristales -generalmente menores a 500 µm- subhedrales o anhedrales, intersticiales, en contacto directo con espinelo, piroxeno u olivino (Fig. 2e), o rodeados por la asociación de fases de los BF (vidrio + cpx2 + ol2 + spi2 ± carbonato?). Existen algunos ejemplos de cristales de mica completamente englobados por individuos de ortopiroxeno o clinopiroxeno. En una sola muestra (DUB56) se halla un cristal relativamente grande (1,5 mm) de contorno muy irregular rodeado y penetrado por la asociación de fases de los BF.

Carbonatos

El carbonato presenta fuerte cambio de relieve y, en corte delgado, es incoloro con luz paralela y gris de alto

Cuadro 3: Análisis representativos de olivino en xenolitos de Estancia Poklepovic.

ol	DUB1G		DUB2G		DUB3G		DUB10		DUB24		DUB30
	prim	prim	sec	prim	sec	prim	sec	prim	sec	prim	
SiO ₂	41,5	40,5	41,4	40,3	41,3	41,3	41,7	40,9	41,6	41	
TiO ₂	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	
Al ₂ O ₃	0,03	<0,02	<0,02	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	
Cr ₂ O ₄	0,03	<0,02	<0,02	0,03	0,03	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	
FeO*	8,8	10,4	7,1	12,6	7,77	9,2	7	10	7,3	8,3	
MnO	0,13	0,17	0,12	0,19	0,09	0,15	0,11	0,16	0,13	0,13	
NiO	0,43	0,33	0,33	0,32	0,38	0,4	0,35	0,37	0,32	0,41	
MgO	49,9	48,6	51,1	47,1	50,2	49,7	50,9	49,3	51,2	50,5	
CaO	0,06	0,07	0,42	0,06	0,14	0,06	0,12	0,04	0,36	0,05	
Total	100,89	100,11	100,49	100,56	99,95	100,85	100,15	100,79	100,94	100,43	
#mg	90,96	89,26	92,72	86,98	92,01	90,63	92,85	89,76	92,58	91,53	

(% en peso). Wehrlitas: DUB2G, DUB3G; Lherzolitas: DUB1G, DUB10, DUB30; Harzburgita: DUB24. *: Fe total como FeO, prim: olivino primario, sec: olivino en bolsillos de fundido.

orden con nicols cruzados. Se asocia fundamentalmente a bolsillos de fundido y venillas con vidrio donde se encuentra en agregados finos o bien como cristales subidiomórficos de hasta 200 μm formando glóbulos rodeados por vidrio. Sin embargo, en varias muestras se han identificado venillas constituidas únicamente por carbonato, localizadas principalmente en fracturas en olivino, siendo posible en algunos casos reconstruir la forma original del cristal hospedante fracturado. En DUB56 se observa un ejemplo muy particular: una venilla continua de carbonato aparece atravesando olivino, clinopiroxeno con borde esponjoso y un BF, incluyendo un cristal de anfíbol relíctico (Fig. 2f). El carbonato puede aparecer además en los intersticios y en el interior de las fases silicáticas primarias.

Química de roca total

Las composiciones químicas de los xenolitos con y sin vidrio se presentan en el Cuadro 2. La muestra DUB30 tiene la mayor concentración de SiO₂ (46,55 %) de todas las muestras analizadas. El #mg en las lherzolitas espinélicas varía de 90,2 a 91,1 y en las wehrlitas de 86,7 a 88,8. En las peridotitas espinélicas (lherzolitas y harzburgitas) las concentraciones de CaO y Al₂O₃ son bajas (0,93 a 2,91 y 0,94 a 2,65 % en peso, respectivamente). La baja concentración de clinopiroxenos en las wehrlitas analizadas se ve reflejada en las concentraciones relativamente bajas de CaO y Al₂O₃ en esas rocas (CaO de 3,15 a 4,3 y Al₂O₃ de 1,33 a 1,37 % en peso). DUB24 muestra la mayor concentración de P₂O₅ de todas las muestras estudiadas. El bolsillo de fundido de DUB3G, separado a mano y analizado con INAA, presenta altos contenidos de Na₂O, K₂O, CaO y Cr (DUB3GBF, Cuadro 2). Las concentraciones de K, Sr y Ba (LILE) y de Nb, Ta y Zr (HFSE) son elevadas en todas las muestras con bolsillos de fundido (Cuadro 2); los análisis de tierras raras (REE) se presentan en el Cuadro 2. Los patrones normalizados a C1, Fig. 3a, evidencian fuerte enriquecimiento de tierras raras livianas (LREE), siendo

Cuadro 4: Análisis representativos de ortopiroxeno en xenolitos de Estancia Poklepovic.

opx	DUB1G		DUB2G		DUB3G		DUB10		DUB24		DUB30	
	núcleo		borde		núcleo		borde		núcleo		borde	
SiO ₂	56,30	56,20	55,70	55,20	55,10	54,50	55,20	55,40	54,50	55,20	55,40	
TiO ₂	0,14	0,12	0,12	0,02	0,03	0,34	0,05	0,02	0,34	0,05	0,02	
Al ₂ O ₃	3,10	2,24	2,80	3,60	3,50	4,70	4,10	3,50	4,70	4,10	3,50	
Cr ₂ O ₄	0,61	0,53	0,56	0,59	0,58	0,78	0,53	0,36	0,78	0,53	0,36	
FeO*	5,70	6,60	8,00	6,30	6,30	6,40	5,40	5,40	6,40	5,40	5,40	
MnO	0,10	0,15	0,20	0,18	0,14	0,17	0,18	0,13	0,17	0,18	0,13	
NiO	0,11	0,07	0,09	0,11	0,09	0,10	0,06	0,07	0,10	0,06	0,07	
MgO	33,50	33,70	32,30	33,40	33,60	31,20	34,00	34,30	31,20	34,00	34,30	
CaO	0,73	0,79	0,87	0,68	0,76	0,98	0,47	0,54	0,98	0,47	0,54	
Na ₂ O	0,13	0,16	0,03	0,16	0,18	0,23	0,05	0,05	0,23	0,05	0,05	
Total	100,46	100,56	100,60	100,21	100,33	99,38	100,01	99,81	99,38	100,01	99,81	
En	89,99	88,79	86,30	89,26	89,15	87,94	91,03	91,00	87,94	91,03	91,00	
Fs	8,61	9,71	12,04	9,43	9,39	10,08	8,07	7,97	10,08	8,07	7,97	
Wo	1,40	1,50	1,67	1,31	1,46	1,98	0,90	1,03	1,98	0,90	1,03	

(% en peso). Wehrlitas: DUB2G, DUB3G; Lherzolitas: DUB1G, DUB10, DUB30; Harzburgita: DUB24. *: Fe total como FeO.

el bolsillo de fundido el que presenta mayor contenido de REE y marcado enriquecimiento de las LREE, como lo indica la relación $(\text{La}/\text{Yb})_N = 6,7$.

Química mineral: elementos mayoritarios

Olivino

Los olivinos primarios (Cuadro 3) presentan un rango composicional de Fo_{91,5} a Fo₈₇, siendo más forsteríticos en las lherzolitas espinélicas que en las wehrlitas. En ambos tipos de roca, los olivinos secundarios son más ricos en Mg que los primarios y presentan zonación composicional con Fo variando de Fo_{92,9} en el núcleo a Fo_{90,0} en el borde. El contenido de MgO de los núcleos de los olivinos de segunda generación varía en un pequeño rango, entre Fo₉₂ y Fo_{92,9}. Estos últimos se caracterizan por tener con-

Cuadro 5: Análisis representativos de clinopiroxeno primario y secundario en xenolitos de Estancia Poklepovic

cpx	DUB1G		DUB2G		DUB3G				DUB10			DUB24		DUB30		
	prim	prim	sec	sec	prim	sec	sec	z. reacc.	prim	sec	sec	prim	sec	prim	prim	
		núcleo	borde						borde	núcleo				borde	núcleo	
SiO ₂	52,80	53,50	53,10	47,50	53,00	49,40	45,60	52,50	51,60	50,60	48,40	50,50	51,50	50,20	52,60	52,50
TiO ₂	0,42	0,37	0,54	2,38	0,28	1,70	3,70	0,32	0,55	0,60	0,88	0,55	1,31	1,83	0,16	0,18
Al ₂ O ₃	5,00	4,10	3,50	6,40	5,10	5,80	8,90	3,10	4,90	6,10	7,20	4,60	6,70	4,22	5,20	5,70
Cr ₂ O ₄	1,44	1,80	1,59	3,20	1,69	1,87	0,14	2,18	1,26	1,74	1,63	1,68	1,52	2,05	0,95	1,17
FeO*	2,80	3,30	3,10	2,70	4,30	3,10	4,60	4,00	2,49	2,43	3,00	2,60	3,40	2,60	2,00	1,86
MnO	0,05	0,08	0,10	0,02	0,13	0,08	0,05	0,11	0,02	0,05	0,05	0,04	0,09	0,08	0,05	0,05
NiO	0,03	0,03	0,06	0,05	0,08	0,02	0,05	0,02	0,03	0,05	0,05	0,07	0,04	<0,02	0,05	0,10
MgO	15,50	15,70	19,10	14,50	15,20	15,40	13,30	16,20	17,00	15,90	15,30	16,70	14,40	16,87	16,00	15,60
CaO	19,40	18,30	18,10	22,70	17,60	22,30	23,10	20,40	21,70	21,90	23,20	22,30	18,70	21,86	22,00	21,90
Na ₂ O	1,87	2,25	1,30	0,74	2,53	0,14	0,74	1,07	0,52	0,64	0,55	0,46	2,31	0,62	1,45	1,52
Total	99,36	99,43	100,50	100,15	99,93	99,81	100,24	99,90	100,06	99,95	100,30	99,53	100,01	100,29	100,35	100,56
En	50,00	51,06	56,46	44,78	50,21	46,39	40,92	48,91	50,09	48,23	45,34	48,75	48,43	49,58	48,54	48,13
Fs	4,99	6,10	5,10	4,64	7,93	5,31	7,96	6,83	4,11	4,13	5,05	4,32	6,47	4,24	3,41	3,23
Wo	45,01	42,84	38,43	50,58	41,86	48,30	51,12	44,27	45,81	47,64	49,61	46,93	45,10	46,18	48,05	48,64

(% en peso). Wehrlitas: DUB2G, DUB3G; Lherzolitas: DUB1G, DUB10, DUB30; Harzburgita: DUB24. *: Fe total como FeO, prim: clinopiroxeno primario, sec: clinopiroxeno en bolsillos de fundido, z. reacc.: clinopiroxeno esponjoso.

Cuadro 6: Análisis representativos de espinelo primario y secundario en xenolitos de Estancia Poklepovic

spi	DUB1G		DUB2G				DUB3G			DUB10			DUB24		DUB30
	prim		sec	sec	sec	sec	sec	sec	prim	sec	sec	prim	borde	prim	
		núcleo	borde	núcleo	borde	borde2	núcleo	borde		núcleo	borde	núcleo	borde		
SiO ₂	0,05	0,12	0,12	0,16	0,19	0,16	0,21	0,28	0,06	0,09	0,19	0,09	0,09	0,02	
TiO ₂	0,40	1,01	1,77	0,88	1,01	1,21	1,17	1,19	0,06	0,38	0,45	0,72	1,06	0,02	
Al ₂ O ₃	37,80	32,00	23,30	32,50	38,60	29,10	36,20	31,50	39,80	39,80	36,80	39,30	32,90	53,90	
Cr ₂ O ₄	28,50	32,50	39,70	30,70	23,60	32,90	25,50	29,80	26,50	26,50	28,30	24,30	31,90	15,20	
Fe ₂ O ₃	3,90	5,60	6,50	6,20	6,60	7,50	7,50	6,50	4,80	4,40	5,60	6,20	5,50	0,90	
FeO	10,80	12,30	13,10	12,00	11,00	12,60	11,90	14,80	10,70	8,30	9,10	10,80	11,70	8,60	
MnO	0,08	0,02	0,02	0,15	0,08	0,15	0,13	0,04	0,06	0,13	0,14	0,13	0,10	0,05	
NiO	0,25	0,22	0,22	0,32	0,28	0,24	0,28	0,28	0,26	0,18	0,16	0,17	0,24	0,35	
MgO	17,70	16,80	15,80	16,60	18,00	16,10	17,50	15,10	17,90	19,50	18,80	18,10	17,20	20,60	
CaO	0,02	0,04	0,11	0,06	0,08	0,09	0,15	0,02	0,04	0,06	0,08	0,13	0,09	0,04	
Total	99,50	100,63	100,62	99,57	99,42	100,04	100,58	99,56	100,12	99,29	99,63	99,98	100,80	99,61	
#cr	0,32	0,38	0,49	0,36	0,27	0,40	0,30	0,36	0,29	0,30	0,32	0,27	0,37	0,16	

(% en peso). Wehrlitas: DUB2G, DUB3G; Lherzolitas: DUB1G, DUB10, DUB30; Harzburgita: DUB24. #cr: Cr/Cr+Al+Fe⁺³. prim: espinelo primario, sec: espinelo en bolsillos de fundido, borde2: borde más externo.

centraciones de CaO más altas (hasta 0,42 % en peso) que los primarios (hasta 0,07 % en peso).

Ortopiroxeno

La composición del ortopiroxeno varía de En_{86,3}Fs_{12,0}Wo_{1,7} a En_{91,0}Fs_{8,1}Wo_{0,9}. Los granos individuales son composicionalmente homogéneos (Cuadro 4). Sólo los ortopiroxenos de DUB30 muestran una débil zonación en Al₂O₃ con una concentración que varía de 4,1

% en peso en el núcleo a 3,6 % en peso en el borde. En general, los ortopiroxenos en las wehrlitas presentan contenidos menores de Al₂O₃ y mayores de FeO que en las lherzolitas espinélicas.

Clinopiroxeno

El clinopiroxeno primario es diópsido portador de cromo cuya composición varía entre En_{50,0}Fs_{5,0}Wo_{45,0} y En_{48,1}Fs_{3,2}Wo_{48,7} (Cuadro 5). Los clinopiroxenos primarios

Cuadro 7: Análisis representativos de anfíbol y mica en xenolitos de Estancia Poklepovic

Muestra	Anfíbol		Mica
	DUB2G	DUB24	DUB3G
SiO ₂	44,70	42,70	38,60
TiO ₂	2,20	3,50	2,80
Al ₂ O ₃	11,60	13,60	15,70
Cr ₂ O ₄	1,96	1,59	1,75
FeO*	4,50	4,50	5,60
MnO	0,05	0,08	0,03
NiO	0,09	0,03	0,16
MgO	18,00	17,10	20,90
CaO	9,90	10,20	0,03
Na ₂ O	4,30	3,00	0,95
K ₂ O	1,31	1,69	9,00
BaO	na	na	0,27
Total	98,61	97,99	95,79

(% en peso). Wehrlitas: DUB2G, DUB3G; Harzburgita: DUB24. *: Fe total como FeO, na: no analizado.

de las peridotitas hidratadas tienen en promedio mayor contenido de Na₂O (aproximadamente 2,5 % en peso) que los correspondientes a las anhidras (<1,5 % en peso). Los clinopiroxenos de segunda generación de los bolsillos de fundido y de los bordes esponjosos (*spongy rims*) presentan tenores mayores de Al₂O₃, Cr₂O₃ y TiO₂ y menores de Na₂O que los clinopiroxenos primarios (Cuadro 5).

En la wehrlita DUB3G, los clinopiroxenos secundarios contienen hasta 8,9 % en peso de Al₂O₃. Los clinopiroxenos de segunda generación tienen composiciones altamente variables. Los núcleos son homogéneos y presentan contenidos de Na₂O, Cr₂O₃ y TiO₂ similares a los de los primarios, mientras los bordes irregulares e inhomogéneos exhiben tenores muy variables de estos elementos (por ejemplo, las concentraciones de Cr₂O₃ y Na₂O varían desde 3,35 hasta 1,31 % y desde 1,56 hasta 0,60 % en peso respectivamente).

Espinelos

El espinelo primario no está presente en las wehrlitas analizadas. El #cr de los espinelos primarios de las peridotitas analizadas varía entre 0,322 en DUB1G y 0,158 en DUB30; los espinelos de segunda generación muestran un rango composicional más amplio (Cuadro 6) y presentan zonación oscilatoria con #cr de 0,3 en el núcleo que decrece a 0,270 y vuelve a crecer hasta 0,395 en dirección al borde. En general, los espinelos secundarios contienen mayores concentraciones de TiO₂ que los primarios.

Anfíbol, mica y carbonatos

Los anfíboles son pargasitas y hornblendas pargasíticas. Las primeras fueron identificadas en la harzburgita

Cuadro 8: Análisis representativos de sulfuro en la lherzolita DUB24.

Muestra DUB24												
Pentlandita												
Fe	31,9	31,9	26,2	32,1	36,2	37,7	35,1	35	27,6	30,3	28,8	
Co	0,26	0,3	0,35	0,35	0,28	0,21	0,29	0,23	0,19	0,42	0,22	
Ni	31,7	33,8	39	32,7	28,5	24,5	31,4	29,5	38,4	35,7	37,2	
Cu	2,5	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	4,1	<0,02	0,18	<0,02	<0,02	<0,02	
S	33,3	33	33,9	33,5	33,6	32,9	32,8	33,6	33	33,4	33,2	
Total	99,59	99,01	99,38	98,72	98,6	99,3	99,6	98,49	99,2	99,7	99,42	
Ni/Co	122	113	111	93	102	117	108	128	202	85	169	
Sulfuro de Cu												
Pirrotina												
SSM												
Fe	4,9		58,1		48,2	54,4						
Co	<0,02		<0,02		0,1	<0,02						
Ni	2,14		4,2		11,9	8,6						
Cu	71,3		<0,02		<0,02	<0,02						
S	21,2		37,5		39,1	37,2						
Total	99,6		99,8		99,3	100,3						
Ni/Co	-		-		119	-						

En comparación con las otras, esta muestra presenta mayor cantidad de granos de composición variable. SSM: solución sólida monosulfuro.

espinélica DUB24 y las últimas en la wehrlita DUB2G. Las pargasitas son ricas en TiO₂ (3,5 % en peso) y K₂O (1,69 % en peso), mientras las hornblendas pargasíticas son ricas en Cr₂O₃ (1,96 % en peso) y Na₂O (4,3 % en peso) (Cuadro 7).

La mica analizada es flogopita y pertenece a la wehrlita DUB3G. Los análisis de microsonda no muestran variaciones composicionales significativas (Cuadro 7). El #mg promedio es 86,9, el contenido en TiO₂ es 2,8 % en peso, Cr₂O₃ es 1,78 % en peso, BaO 0,27 % en peso y F 0,35 % en peso. Además, la flogopita contiene cantidades significativas de NiO (0,16 % en peso).

Los carbonatos analizados en todas las muestras son calcitas con bajos contenidos en Mg (1,55 a 2,20 % en peso de MgO). La concentración de FeO varía entre 0,08 y 0,13 % en peso; todos los elementos restantes se encuentran por debajo del límite de detección.

Sulfuros

Todas las muestras analizadas contienen cantidades menores de sulfuros en granos de muy pequeño tamaño. Sin embargo, en DUB24 los sulfuros son abundantes y lo suficientemente grandes para ser analizados. Comprenden solución sólida monosulfuro (SSM), pentlandita, pirrotina y una fase rica en Cu. La composición química de la SSM es similar a la de la pirrotina tipo Fe₉S₁₀ (Cuadro 8). La concentración de Cu en pentlandita varía desde el límite de detección (0,02 % en peso) hasta 4,1 % en peso, mientras el contenido en Co varía entre 0,20 y 0,44 % en peso y el de Ni entre 24,5 y 38,4 % en peso.

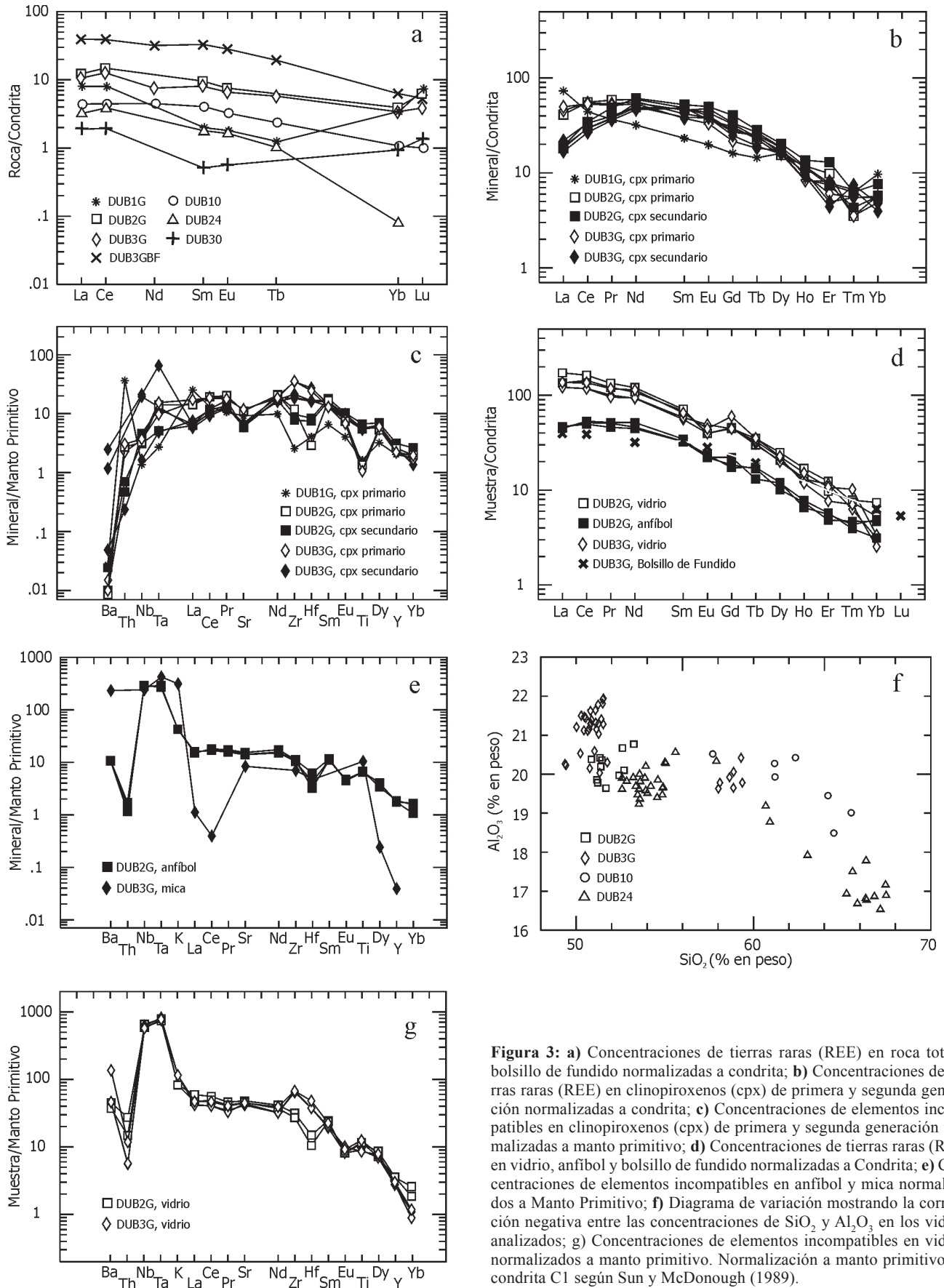


Figura 3: a) Concentraciones de tierras raras (REE) en roca total y bolsillo de fundido normalizadas a condrita; b) Concentraciones de tierras raras (REE) en clinopiroxenos (cpx) de primera y segunda generación normalizadas a condrita; c) Concentraciones de elementos incompatibles en clinopiroxenos (cpx) de primera y segunda generación normalizadas a manto primitivo; d) Concentraciones de tierras raras (REE) en vidrio, anfíbol y bolsillo de fundido normalizadas a Condrita; e) Concentraciones de elementos incompatibles en anfíbol y mica normalizados a Manto Primitivo; f) Diagrama de variación mostrando la correlación negativa entre las concentraciones de SiO₂ y Al₂O₃ en los vidrios analizados; g) Concentraciones de elementos incompatibles en vidrios normalizados a manto primitivo y a condrita C1 según Sun y McDonough (1989).

Cuadro 9: Concentraciones de elementos trazas (ppm) en clinopiroxenos de xenolitos de Estancia Poklepovic, obtenidas con microsonda iónica.

Muestra	Clinopiroxeno primario						Clinopiroxeno en bolsillos de fundido				
	DUB1G-1	DUB1G-2	DUB1G-3	DUB2G	DUB3G-1	DUB3G-2	DUB2G-1	DUB2G-2	DUB3G-1	DUB3G-2	DUB3G-3
Ti	2030,00	2120,00	2040,00	1760,00	1370,00	1370,00	7160,00	8690,00	1420,00	6960,00	7320,00
Sr	214,00	194,00	210,00	234,00	244,00	249,00	127,00	123,00	131,00	142,00	146,00
Y	9,43	9,23	9,84	11,77	10,03	10,10	11,99	14,22	10,00	10,21	11,86
Zr	30,63	28,60	37,30	134,00	391,00	398,00	86,54	109,00	240,00	210,00	204,00
Nb	0,92	0,97	1,01	2,34	2,59	2,64	2,20	3,29	1,17	13,84	14,98
Ba	0,21	0,19	0,20	0,06	0,11	0,07	0,17	0,07	0,34	8,20	17,27
La	17,35	17,30	17,40	9,75	10,79	11,80	4,32	4,55	5,19	3,98	4,48
Ce	27,10	23,30	28,30	34,01	33,54	32,70	18,21	21,16	20,45	16,32	17,99
Pr	3,48	2,91	3,57	5,58	5,07	4,89	3,61	4,64	3,77	3,42	3,56
Nd	14,91	13,30	16,80	27,83	26,32	25,00	22,92	28,61	23,31	21,67	25,53
Sm	3,55	2,90	3,61	7,43	6,42	5,75	7,25	8,01	5,90	7,40	7,02
Eu	1,15	1,14	1,15	2,10	2,22	1,92	2,50	2,90	2,21	2,32	2,76
Gd	3,31	3,47	3,46	6,27	5,54	4,45	6,72	8,32	5,10	5,74	6,91
Tb	0,54	0,49	0,65	0,85	0,93	0,68	0,89	1,06	0,72	0,94	1,00
Dy	4,09	2,36	3,00	3,90	4,03	4,41	4,33	5,15	4,02	4,69	4,74
Ho	0,48	0,40	0,51	0,67	0,47	0,54	0,64	0,77	0,57	0,52	0,66
Er	1,24	1,12	1,05	1,63	1,35	1,00	1,22	2,15	0,82	0,73	1,29
Tm	0,16	0,18	0,13	0,09	0,09	0,14	0,11	0,16	0,14	0,19	0,17
Yb	1,65	0,88	0,97	0,98	0,83	0,96	0,96	1,30	0,94	0,81	0,67
Hf	0,40	1,15	1,44	0,82	7,70	6,90	2,12	2,37	4,68	4,71	4,56
Ta	0,04	0,10	0,17	0,52	0,36	0,57	0,19	0,44	0,18	-	2,41
Th	2,08	3,09	1,97	0,23	0,19	0,26	0,06	0,04	0,02	-	-

Wehrlitas: DUB2G, DUB3G; Lherzolita: DUB1G.

Elementos traza en minerales

Clinopiroxeno

Los resultados de los análisis de los elementos traza en clinopiroxenos se presentan en el Cuadro 9. Los clinopiroxenos de las wehrlitas con bolsillos de fundido tienen patrones de REE, normalizados a C1, convexos hacia arriba (Fig. 3b). En comparación con los clinopiroxenos primarios, los secundarios están empobrecidos en LREE: en los primeros, $(La/Yb)_N$ es 7,19 - 9,4, mientras en los últimos es 2,53 - 4,83.

Los patrones de los clinopiroxenos de la lherzolita sin fundido DUB1G muestran fuerte enriquecimiento en LREE ($(La/Yb)_N = 14,1$). Los elementos incompatibles en clinopiroxenos normalizados a MP muestran patrones complejos (Fig. 3c). Todos -y especialmente los clinopiroxenos de segunda generación en DUB3G- presentan concentración de Nb elevada, 1 a 20 veces la del MP. En DUB3G -portadora de flogopita- los clinopiroxenos muestran anomalía positiva de Zr y Hf, mientras en DUB2G

-portadora de anfíbol- muestran anomalía negativa de esos mismos elementos.

Anfíbol y mica

Las concentraciones de elementos traza en anfíbol y mica se presentan en el Cuadro 10. El anfíbol muestra patrones de REE normalizados a C1 cóncavos hacia abajo con pronunciada disminución en las concentraciones desde Nd hacia Yb (Fig. 3d). La relación $(La/Nd)_N$ en anfíbol varía entre 0,86 y 1,05, siendo cercana a 0,69 y 0,35 en clinopiroxenos primarios y secundarios, respectivamente. Los diagramas de concentraciones de elementos incompatibles normalizados a MP están caracterizados por anomalías positivas de Nb y Ta muy marcadas y empobrecimiento de Hf respecto a los elementos vecinos en el diagrama (Fig. 3e).

La flogopita de DUB3G muestra fuerte enriquecimiento en Ba, Nb y Ta (200 a 350 veces la concentración en el MP) y enriquecimiento moderado en Sr (alrededor de 10

Cuadro 10: Concentraciones de elementos trazas (ppm) en anfíbol y mica de xenolitos de Estancia Poklepovic obtenidas con microsonda iónica.

Muestra	Anfíbol			Mica
	DUB2G-1	DUB2G-2	DUB2G-3	DUB3G
Ti	8730,00	8990,00	8590,00	12940,00
Sr	307,00	333,00	300,00	169,00
Y	8,26	8,67	8,12	0,17
Zr	124,00	128,00	118,00	75,00
Nb	205,00	205,00	210,00	165,00
Ba	76,00	78,00	76,00	1558,00
La	10,94	10,59	11,11	0,73
Ce	31,58	32,73	30,35	0,67
Pr	4,81	4,91	4,37	-
Nd	21,59	24,14	20,82	-
Sm	5,01	5,29	4,95	-
Eu	1,37	1,28	1,29	-
Gd	3,55	3,80	4,55	-
Tb	0,65	0,63	0,49	-
Dy	3,06	2,57	3,02	0,17
Ho	0,37	0,42	0,44	-
Er	0,92	0,80	0,95	-
Tm	0,11	0,12	0,10	-
Yb	0,83	0,79	0,53	-
Hf	0,93	1,82	1,22	1,27
Ta	10,89	11,03	10,13	15,00
Th	0,13	0,15	0,10	-

Wehrlitas: DUB2G, DUB3G.

veces la concentración en el MP), además de empobrecimiento de Hf respecto a los elementos vecinos en el diagrama (Fig. 3e).

Química del vidrio: elementos mayoritarios y trazas

Los análisis representativos se presentan en el Cuadro 11. En general, el contenido de SiO₂ en los vidrios varía entre 50 y 54 % en peso. Sin embargo, aquellos asociados con ortopiroxeno y olivino de segunda generación presentan hasta 67 % en peso de SiO₂. La concentración de Al₂O₃ aumenta con la disminución de la concentración de SiO₂ (Fig. 3f). El contenido de TiO₂ varía entre 0,6 y 3,9 % en peso. Cuando los vidrios se encuentran asociados con clinopiroxeno secundario, su contenido de TiO₂ es bajo. Los álcalis totales en los vidrios de la lherzolita espinélica anhidra DUB10 (Na₂O + K₂O = 6,4 % en peso) son menores que los de la harzburgita espinélica hidratada DUB24 y de las wehrlitas (Na₂O + K₂O > 7,2 % en peso).

Los análisis correspondientes a las muestras DUB2G y DUB3G (Cuadro 12, Fig. 3d) muestran que los vidrios po-

Cuadro 11: Análisis representativos de vidrio en xenolitos de Estancia Poklepovic.

Vidrio	DUB2G		DUB3G		DUB10		DUB 24	
	vidrio1	vidrio1	vidrio2	vidrio1	vidrio3	vidrio1	vidrio3	
SiO ₂	51,30	50,90	59,40	50,70	63,80	53,90	66,40	
TiO ₂	3,00	2,70	0,95	1,08	0,61	3,90	1,43	
Al ₂ O ₃	20,40	21,30	19,80	21,80	19,30	19,60	16,80	
Cr ₂ O ₄	<0,02	0,05	0,02	0,03	0,11	0,04	0,04	
FeO*	3,50	4,40	4,60	3,10	2,17	3,20	1,98	
MnO	0,10	0,07	0,08	0,05	0,03	0,09	0,08	
MgO	3,70	3,30	2,50	3,50	2,20	3,50	1,42	
CaO	7,90	6,80	4,00	12,20	3,80	7,40	1,74	
Na ₂ O	6,10	6,10	5,10	4,90	3,90	4,20	4,60	
K ₂ O	2,50	3,50	2,27	1,49	2,18	3,00	3,70	
Total	98,66	99,00	98,63	98,92	98,09	98,89	98,16	
Na ₂ O/K ₂ O	2,40	1,70	2,20	3,30	1,00	1,40	1,20	
CaO/Al ₂ O ₃	0,39	0,32	0,20	0,56	0,20	0,38	0,10	
#mg	64,88	57,10	49,26	66,73	64,80	65,75	56,10	

(% en peso). Wehrlitas: DUB2G, DUB3G; Lherzolita: DUB10; Harzburgita: DUB24. *: Fe total como FeO, vidrio1: vidrio en bolsillos de fundido, vidrio2: vidrio en clinopiroxeno esponjoso, vidrio3: vidrio asociado con ortopiroxeno.

seen las concentraciones más elevadas de REE de todas las fases analizadas. Los patrones normalizados a C1 exhiben gradientes relativamente pronunciados ((La/Yb)_N entre 18,2 y 59) con anomalías negativas de Eu moderadas (Fig. 3d). Los contenidos de Nb y Ta son altos en ambas muestras (411 - 474 y 27,81 - 43,3, respectivamente) en comparación con los contenidos de elementos de compatibilidad semejante (por ejemplo Th, K y La) dando lugar a anomalías positivas muy marcadas en el diagrama normalizado a MP (800 - 1000 x MP, Fig. 3g). Por el contrario, las abundancias de Zr y Hf son muy diferentes en las dos muestras: en DUB2G, Hf y en menor medida Zr, están empobrecidos en comparación con Nd y Eu, mientras que en DUB3G, Zr y en menor medida Hf están empobrecidos en comparación con el mismo par de elementos (Fig. 3g).

Discusión y conclusiones

Los xenolitos de Estancia Poklepovic comprenden lherzolitas, harzburgitas y wehrlitas, generalmente portadoras de espinelo. Las texturas abarcan protogranular, porfiroclástica, equigranular y todos los tipos transicionales. De los 300 nódulos recolectados, el 48 % contiene bolsillos de fundido y el 9% incluye fases minerales hidratadas (FMH: anfíbol y/o mica). Salvo las excepciones indicadas en el párrafo siguiente, no existe correlación entre tipo de roca, textura, presencia de fases hidratadas y/o bolsillos de fundido (BF), lo cual muestra la heterogeneidad de la porción del manto superior de Patagonia muestreada por las lavas correspondientes al vulcanismo alcalino Plio-Pleistoceno.

Cuadro 12: Concentraciones de elementos trazas (ppm) en vidrios de xenolitos de Estancia Poklepovic obtenidas con microsonda iónica.

Vidrio	DUB2G		DUB3G		DUB10		DUB 24	
	vidrio1	vidrio1	vidrio2	vidrio1	vidrio3	vidrio1	vidrio3	
SiO ₂	51,30	50,90	59,40	50,70	63,80	53,90	66,40	
TiO ₂	3,00	2,70	0,95	1,08	0,61	3,90	1,43	
Al ₂ O ₃	20,40	21,30	19,80	21,80	19,30	19,60	16,80	
Cr ₂ O ₄	<0,02	0,05	0,02	0,03	0,11	0,04	0,04	
FeO*	3,50	4,40	4,60	3,10	2,17	3,20	1,98	
MnO	0,10	0,07	0,08	0,05	0,03	0,09	0,08	
MgO	3,70	3,30	2,50	3,50	2,20	3,50	1,42	
CaO	7,90	6,80	4,00	12,20	3,80	7,40	1,74	
Na ₂ O	6,10	6,10	5,10	4,90	3,90	4,20	4,60	
K ₂ O	2,50	3,50	2,27	1,49	2,18	3,00	3,70	
Total	98,66	99,00	98,63	98,92	98,09	98,89	98,16	
Na ₂ O/K ₂ O	2,40	1,70	2,20	3,30	1,00	1,40	1,20	
CaO/Al ₂ O ₃	0,39	0,32	0,20	0,56	0,20	0,38	0,10	
#mg	64,88	57,10	49,26	66,73	64,80	65,75	56,10	

Wehrlitas: DUB2G, DUB3G.

El estudio detallado de los cortes delgados revela algunas particularidades. Por ejemplo, todas las muestras portadoras de anfíbol contienen además bolsillos de fundido, mientras que sólo una de las muestras que no presentan bolsillos de fundido pero sí venillas con vidrio, es portadora de FMH (mica). En las muestras que no contienen BF ni venillas de vidrio no se han identificado FMH. Por otra parte, existe una relación entre tipo de roca y fase mineral hidratada presente: (a) la única FMH identificada en harzburgitas es anfíbol; (b) las lherzolitas pueden ser portadoras de anfíbol o mica; (c) las wehrlitas contienen al menos una de las FMH. Asimismo, las wehrlitas son las únicas que siempre presentan bolsillos de fundido y además FMH. Esto último sugiere que las wehrlitas fueron extraídas de una región del manto en la cual los procesos metasomáticos eran significativamente más importantes.

Los xenolitos estudiados fueron afectados por metasomatismo críptico y/o modal. El primero se manifiesta por el enriquecimiento en LREE en los análisis de roca total en muestras sin FMH, bolsillos de fundido, ni venillas con vidrio (muestras DUB1G y DUB30).

El metasomatismo modal es evidente en muestras con FMH, BF, o venillas con vidrio. Además, la presencia de dichos constituyentes se refleja en la química de roca total, que muestra concentraciones elevadas de los elementos incompatibles probablemente aportados por el anfíbol, la mica y el vidrio. Las relaciones texturales permiten individualizar al menos dos eventos metasomáticos. El primero produce la cristalización de anfíbol y mica y el otro es responsable del desarrollo de los bolsillos de fundido, como lo sugiere la observación de la asociación de fases de los BF (vidrio + cpx2 + ol2 + spi2 ± carbonato?) rodeando, y en algunos casos también penetrando, a los cristales de anfíbol. Además, en el contacto con el vidrio, los

bordes de los cristales de anfíbol aparecen corroídos.

El rápido enfriamiento del fundido que generó los bolsillos se interpreta a partir de la presencia de espinelos dendríticos (que no llegaron a nuclearse) incluidos en vidrio y la inhomogeneidad composicional de los clinopiroxenos de segunda generación (Cuadro 5). Otra evidencia podría ser la gran variabilidad del contenido de SiO₂ de los vidrios; sin embargo, la asociación entre el vidrio con la mayor concentración de SiO₂ (67 %) y ortopiroxeno, hace pensar que el aporte adicional de SiO₂ se produjo por fusión incongruente del ortopiroxeno al reaccionar con el fundido.

El origen del fundido que generó los bolsillos es aún un tema en discusión que se irá dilucidando a medida que se cuente con mayor cantidad de datos de química, tanto de roca total como de minerales. Sin embargo, se descarta por el momento la infiltración de magma hospedante, ya que en ninguno de los xenolitos estudiados se han identificado las asociaciones de fases que revelarían tal origen (titanomagnetita, plagioclasa y apatito). Por otra parte, el hecho de que todas las rocas portadoras de anfíbol contengan también BF y las relaciones texturales antes mencionadas, indican un aporte del anfíbol al fundido, hoy preservado en los bolsillos como vidrio + cpx2 + ol2 + spi2 ± carbonato(?).

La presencia de venillas con vidrio (± carbonato) en muestras en las que no se han identificado bolsillos de fundido lleva a considerar la posibilidad de que las mismas sean el resultado de un evento metasomático distinto. Además, la ocurrencia de venillas con vidrio es frecuente en xenolitos mantélicos de otras localidades de Patagonia (Bjerg *et al.*, 1999a), lo cual sugiere que éste es un proceso con gran distribución regional, al contrario del proceso de formación de los BF que hasta el presente ha sido identificado únicamente en muestras provenientes de la Estancia Poklepovic y área circundante.

Uno de los interrogantes que queda planteado es el referido a la edad de los eventos metasomáticos, cuya respuesta excede los objetivos del presente trabajo. Sin embargo, las evidencias presentadas sugieren que un primer evento metasomático es el que está representado por las FMH. Por otra parte, los eventos a los que se asocia la formación de vidrio constituyen procesos metasomáticos más jóvenes, que tuvieron lugar inmediatamente antes del transporte de los xenolitos hacia la superficie, ya que dicha fase no podría sobrevivir las condiciones imperantes en el manto por períodos extendidos de tiempo.

Gorring *et al.* (2000) y Laurora *et al.* (2001) han sugerido un origen mantélico para el carbonato identificado en xenolitos de localidades próximas a Gobernador Gregores. En las muestras estudiadas se han reconocido, además de los típicos glóbulos encerrados en vidrio, ejemplos de venillas constituidas únicamente por calcita y de carbonato rellenando intersticios y cavidades en el interior de fases primarias. En la Fig. 2f (DUB56) se observa una fractura rellena con carbonato que afecta olivino primario, clinopiroxeno con borde esponjoso y un bolsillo de fundido, incluyendo un cristal de anfíbol relictico. Todo lo anterior conduce a considerar que al menos parte del car-

bonato presente en estos xenolitos precipitó a partir de aguas meteóricas ricas en carbonato. Probablemente, estas aguas adquieren el carbonato al circular por las formaciones sedimentarias marinas del Oligoceno superior aflorantes en la región (Formación Monte León, Panza *et al.* 1998).

Agradecimientos

El presente trabajo fue financiado con el proyecto otorgado a EAB por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica BID 1201/OC-AR-PICT N° 07-11791. PAA agradece al ÖAD (Servicio de Intercambio Académico de Austria) por el otorgamiento de una beca de especialización en el Department of Geological Sciences, University of Vienna, Austria. Los autores agradecen las oportunas sugerencias formuladas por los árbitros, Dres. Carlos W. Rapela y Stella Poma.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Barbieri, M. A., 1998. Geochemical and petrologic characteristics of the mantle lithosphere in South America. *Plinius*, 19: 125-129.
- Barbieri, M. A., Zanetti, A., Mazzuchelli, M., Cingolani, C. A., Kempton, P. D. y Vannucci, R., 1999. Garnet to spinel facies transition and related metasomatism in the mantle wedge of southern Patagonia (Pali Aike). *Ofioliti*, 24 (1): 55-56.
- Bjerg, E. A., Labudía, C. H. y Cesaretti, N., 1991. Mineralogy, Texture and Stress Measurements of Mantle Xenoliths from Southern Argentina. *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft. Beihefte zum: European Journal of Mineralogy*, 3 (1): 31.
- Bjerg, E. A., Labudía, C. H., Varela, M. E. y Cesaretti, N. N., 1995. Fluid inclusions in olivine crystals from spinel lherzolite nodules, Somoncra Massif, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 257-261.
- Bjerg, E. A., Kurat, G., Ntaflos, Th. y Labudía, C. H., 1999a. Patagonia mantle xenoliths: petrographic, geochemical and thermobarometric data. 14 Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 88-89, Salta.
- Bjerg, E. A., Kurat, G., Ntaflos, Th. y Labudía, C. H., 1999b. A complex history of the Patagonian subcontinental upper mantle. *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft. Beihefte zum: European Journal of Mineralogy*, (11): 34.
- Bjerg, E. A., Ntaflos, Th., Kurat, G., Frisicale, M. C., Ferracutti, G. R. y Labudía, C. H., 2000. Caracterización petrográfica de xenolitos ultramáficos del norte de Patagonia. En: *Mineralogía y Metalogía 2000*, (Eds.: I. Schalamuk, M. Brodtkorb y R. Etcheverry), Publicación 6, 60-66, Publicado por INREMI, La Plata, Argentina.
- Bjerg, E. A., Ntaflos, Th., Kurat, G., Labudía, C. H. y Ferracutti, G. R., 2002. Mantle xenoliths from Patagonia: petrography, geochemistry and geothermobarometry. 15 Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 79-82, Calafate.
- Bjerg, E. A., Ntaflos, Th., Kurat, G., Dobosi, G. y Labudía, C. H., 2004. The upper mantle beneath Patagonia, Argentina, documented by xenoliths from alkali basalts. *Journal of South American Earth Sciences* (en prensa).
- Cande, S. C. y Leslie, R. B., 1986. Late Cenozoic tectonics of the Southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research*, 91: 471-496.
- Carpenter, R. L., Edgar, A. D. y Thibault, Y., 2002. Origin of spongy textures in clinopyroxene and spinel from mantle xenoliths, Hessian Depression, Germany. *Mineralogy and Petrology*, 74: 149-162.
- Chazot, G., Menzies, M. y Harte, B., 1996. Silicate glasses in spinel lherzolites from Yemen: origin and chemical composition. *Chemical Geology*, 134: 159-179.
- Dawson, J. B., 1984. Contrasting styles of upper mantle metasomatism. En: *Kornprobst, J. (Ed.): Kimberlites II: The Mantle and Crust-Mantle Relationships*, pp. 289-294, Elsevier, Amsterdam.
- Dawson, J. B., 2002. Metasomatism and Partial Melting in Upper-Mantle Peridotite Xenoliths from the Lashaine Volcano, Northern Tanzania. *Journal of Petrology*, 43(9): 1749-1777.
- DeLong, S. E., Schwarz, W. M. y Anderson, R. N., 1979. Thermal effects of ridge subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, 44: 239-246.
- Dobosi, G., Bjerg, E. A., Kurat, G. y Ntaflos, Th., 1999. The Upper Mantle beneath Patagonia: a LAM-ICP-MS study. *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft. Beihefte zum: European Journal of Mineralogy*, (11) 59.
- Erlank, A. J., Waters, F. G., Hawkesworth, C. J., Haggerty, S. E., Allsopp, H. L., Rickard, R. S. y Menzies, M. A., 1987. Evidence for Mantle Metasomatism in peridotite nodules from the Kimberley Pipes, South Africa. En: *Menzies, M. A. y Hawkesworth, C. J. (Eds.): Mantle Metasomatism*, 221-231. Academic Press Geology Series, London.
- Frey, F. A. y Green, D. H., 1974. The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 1023-1059.
- Frey, F. A. y Prinz, M., 1978. Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 38: 129-176.
- Gelós, E. M. y Hayase, K., 1979. Estudio de las inclusiones peridotíticas en un basalto de la región de Comallo y de otras localidades de las Provincias de Río Negro y Chubut. 6 Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 69-81, Buenos Aires.
- Gelós, E. M. y Labudía, C. H., 1981. Estudio de los basaltos con anfíboles y rocas asociadas de la Sierra de Queupu Niyeu, Provincia de Río Negro, República Argentina. 8 Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 921-933, Buenos Aires.
- Gorring, M. L., Kay, S. M., Zeitler, P. K., Ramos, V. A., Rubiolo, D., Fernandez, M. I. y Panza, J. L., 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: Continental magmas associated with ridge collision at the Chile triple junction. *Tectonics*, 16(1): 1-17.
- Gorring, M. L. y Kay, S. M., 2000. Carbonatite metasomitized peridotite xenoliths from southern Patagonia: implications for lithospheric processes and Neogene plateau magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140: 55-72.
- Ionov, D. A., Hofmann, A. W. y Shimizu, N., 1994. Metasomatism-induced Melting in Mantle Xenoliths from Mongolia. *Journal of Petrology*, 35(3): 753-785.
- Kempton, P. D., 1987. Mineralogical and geochemical evidence for differing styles of metasomatism in spinel lherzolite xenoliths: enriched mantle source regions of basalts?. En: *Menzies, M. A. y Hawkesworth, C. J. (Eds.): Mantle Metasomatism*, pp. 45-87. Academic Press Geology Series, London.
- Kilian, R., Franzen, C. y Koch, M., 1998a. The metasomatism of the mantle wedge below the southern Andes: constraints from laser ablation microprobe ICP-MS trace element analysis of clinopyroxenes, orthopyroxenes and fluid inclusions of mantle xenoliths. *Terra Nostra*, 98(5): 81.
- Kilian, R., Stern, C. R., Olker, B. y Altherr, R., 1998b. The P-T evolution within the lithosphere of southernmost South America since Jurassic recorded in mantle xenoliths of the Pali-Aike volcanic field. *Terra Nostra*, 98(5): 85.
- Kilian, R., Stern, C. R., Koch, M. y Franzen, Ch., 2002. Arc to back arc variations in the metasomatic history of the lithospheric mantle below southernmost South America. 15 Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 75-78, Calafate.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- Labudía, C. H., Bjerg, E. A. y Gregori, D. A., 1984. Nódulos de composición ultrabásica de las lavas alcalinas de la localidad de Praguaniyeu,

- prov. de Río Negro. 9 Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 547-553, Buenos Aires.
- Labudía, C. H.; Bjerg, E. A. y Cesaretti, N., 1989. Nódulos lherzolíticos en basaltos alcalinos del Bajo de Lenzaniyeu, prov. de Río Negro, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4): 217-223.
- Labudía, C.H., Ntaflos, Th. y Bjerg, E.A., 2002. Geochemistry of the cenozoic basalts from Gregores area, Santa Cruz. Argentina. 15 Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 56-59.
- Laurora, A., Rivalenti, G., Bottazzi, P., Barbieri, M. A., Cingolani, C. A. y Vannucci, R., 1999. Carbonated peridotite xenoliths from the mantle wedge: the Patagonia case. *Ofoliti*, 24(1): 123-124.
- Laurora, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Vannucci, R., Zanetti, A., Barbieri, M. A. y Cingolani, C. A., 2001. Metasomatism and melting in Carbonated peridotite xenoliths from the mantle wedge: The Gobernador Gregores case (Southern Patagonia). *Journal of Petrology*, 42(1): 69-87.
- Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Vannucci, R., Zanetti, A., Ciuffi, S. I. A. y Cingolani, C. A., 2002. The mantle lithosphere in northern Patagonia. 15 Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 85-88, Calafate.
- McDonough, W. F. y Frey, F. A., 1989. Rare earth elements upper mantle rocks. En: Lipin, B. R., McKay, G. A. (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, 21: 147-167, Washington, D.C.
- Mercier, J. C. y Nicolas, V. A., 1975. Textures and fabrics of Upper-Mantle Peridotites as Illustrated by Xenoliths from Basalts. *Journal of Petrology*, 16: 454-487.
- Nielson, J. E., y Noller, J. S., 1987. Processes of mantle metasomatism: Constraints from observations of composite peridotite xenoliths. En: Mullen, E.D. y Pasteris, J. D. (Eds.). *Mantle metasomatism and alkaline magmatism*. Geological Society of America, Special Paper 215, pp. 61-76.
- Ntaflos, Th., Bjerg, E. A., Kurat, G. y Labudía, C. H., 1998. Metasomatische Prozesse im Subkontinentalen Erdmantel unterhalb Süd-Patagoniens, Argentinien. *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, Band 143: 357-358.
- Ntaflos, Th., Bjerg, E. A., Kurat, G., Hinton, R., Labudía, C. H. y Upton, B. G. J., 1999. Silicate and carbonatite melts in upper mantle xenoliths from southern Patagonia: evidence for multiple metasomatic events. *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft*, Beihefte zum: *European Journal of Mineralogy*, 11: 168.
- Ntaflos, Th., Günther, M., Labudía, C. H., Bjerg, E. A., Kurat, G. y Dingeldey, C., 2000. Isotopic and geochemical evolution of the Cenozoic basalts from Río Negro, Patagonia, Argentina. 31st International Geological Congress, Abstracts Volume (CD-ROM), Río de Janeiro, Brasil.
- Ntaflos, Th. Bjerg, E. A., Labudía, C. H., Thöni, M., Frisciale, C. y Günther, M., 2001. Garnet-bearing xenoliths: evidence of plume activity in northern Patagonia. 11 Annual V. M. Goldsmichdt Conference, Abstracts Volume (CD-ROM), Hot Springs, Virginia, USA.
- Ntaflos Th., Bjerg E. A. y Labudía C. H., 2002. High temperature, low pressure garnet-peridotites from Praguaniyeu: evidence for plume activity in Northern Patagonia. 15 Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 53-55, Calafate.
- O'Reilly, S. Y. y Griffin, W. L., 1996. 4-D Lithosphere Mapping: methodology and examples. *Tectonophysics*, 262: 3-18.
- O'Reilly, S. Y. y Griffin, W. L., 1988. Mantle metasomatism beneath western Victoria, Australia: I. Metasomatic processes in Cr-diopside lherzolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 433-447.
- Panza, J. L., Marín, G. y Zubia, M., 1998. Hoja geológica 4969-I, Gobernador Gregores, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Mine-ro Argentino, Boletín N° 239: 1-87, Buenos Aires.
- Pouchou, J. L. y Pichoir, F., 1991. Quantitative analysis of homogeneous or stratified microvolumes applying the model «PAP». En: K.F.J. Heinrich y D.E. Newbury (Eds.): *Electron Probe Quantitation*, pp. 31-75, Plenum Press, New York.
- Ramos, V. A. y Kay, S. M., 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics*, 205: 261-282.
- Rivalenti, G., Vannucci, R., Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Laurora, A., Ciuffi, A. I. A. y Cingolani, C. A., 2002. Composition and processes of the South America mantle lithosphere in Patagonia. 15 Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 89-94, Calafate.
- Skewes, M. A. y Stern, C. S., 1979. Petrology and geochemistry of Alkali Basalts and ultramafic inclusions from the Pali Aike volcanic field in southern Chile and the origin of Patagonian Plateau Lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6: 3-25.
- Stern, C. R., 1989. Sr87/Sr86 of mantle xenoliths bearing Plio-Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of Southernmost South America. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4): 402-407.
- Stern, C. R., Futa, K., Saul, S. y Skewes, M. A., 1986. Nature and evolution of the subcontinental mantle lithosphere below southern South America and implications for Andean magma series. *Revista Geológica de Chile*, 27: 41-53.
- Stern, C. R., Frey, F. A., Futa, K., Zartman, R. E., Peng, Z. y 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., Kilian, R., Olker, B., Hauri, E. H. y Kyser, T. K., 1999. Evidence from mantle xenoliths for relatively thin -100 km continental lithosphere below the Phanerozoic crust of southernmost South America. *Lithos*, 48: 217-235.
- Sun, S. y McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A. D., Norry, M. J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication 42: 313-345, Londres.
- Vannucci, R., Zanetti, A., Kempton, P. D., Ciuffi, S., Mazzucchelli, M. y Cingolani, C. A., 2002. The chemical history of young lithospheric mantle in a back-arc region: the spinel±garnet peridotite xenoliths from Pali Aike (South Patagonia). 15 Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 71-74, Calafate.
- Varela, M. E.; Bjerg, E. A. y Labudía, C. H., 1995. Fluid Inclusion Evolution in Upper Mantle Xenoliths from Patagonia, Argentina. XIII ECROFI Symposium, Sitges (Spain). *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 18 (1): 256-257.
- Varela, M. E., Bjerg, E. A., Clocchiatti, R.; Labudía, C.H. y Kurat, G., 1997. Fluid inclusions in upper mantle xenoliths from northern Patagonia, Argentina: evidence for an upper mantle diapir. *Mineralogy and Petrology*, 60: 145-164.
- Varela, M. E., Clocchiatti, R., Kurat, G. y Schiano, P., 1999. Silicic glasses in hydrous and anhydrous mantle xenoliths from Western Victoria, Australia: at least two different sources. *Chemical Geology*, 153: 151-169.
- Villar, L. M., 1975. Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas de la República Argentina y su significado metalogénico. 2 Congreso Geológico Iberoamericano de Geología Económica, Actas 3: 135-156, Buenos Aires.
- Yaxley, G. M. y Kamenetsky, V., 1999. In situ origin for glass in mantle xenoliths from southeastern Australia: insights from trace element compositions of glasses and metasomatic phases. *Earth and Planetary Science Letters*, 172: 97-109.
- Yaxley, G. M., Kamenetsky, V., Green, D. H. y Falloon, T. J., 1997. Glasses in mantle xenoliths from western Victoria, Australia, and their relevance to mantle processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 148: 433-446.
- Zinngrebe, E. y Foley, S. F., 1995. Metasomatism in mantle xenoliths from Gees, West Eifel, Germany: evidence for the genesis of calc-alkaline glasses and metasomatic Ca-enrichment. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 112: 79-96.

Recibido: 6 de junio, 2004

Aceptado: 10 de octubre, 2004