



ESTUDIO ESTADÍSTICO DE ORIENTACIONES CRISTALOGRÁFICAS PREFERENCIALES MEDIANTE LA TÉCNICA DE EBSD (ELECTRON BACKSCATTERED DIFFRACTION): APLICACIÓN A XENOLITOS DE LA PATAGONIA AUSTRAL

Claudia B. Zaffarana^{1*}, Andrea Tommasi², Alain Vauchez²

¹ Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina

² CNRS y Université Montpellier 2, F-34095 Montpellier, Francia

RESUMEN

La técnica de EBSD es una herramienta de análisis textural que permite inferir mecanismos y condiciones de deformación. Se presenta aquí un estudio microestructural y de EBSD de un conjunto de 35 xenolitos mantélicos de Gobernador Gregores y Pali Aike, dos campos volcánicos alcalinos de la Patagonia Austral. Las microestructuras sugieren que hubo un proceso de deformación de alta temperatura seguido de un proceso de recristalización estática que borró casi todas las evidencias de deformación preexistentes. El mapeo mediante EBSD detectó una orientación cristalográfica preferencial (OCP) bien desarrollada de olivina y piroxenos adquirida durante el proceso de deformación de alta temperatura. La fábrica predominante de la olivina es ortorrómbica o fibro-[100] en Gobernador Gregores y de tipo fibro-[010] en Pali Aike. El sistema de deslizamiento que se activó en los cristales de olivina es el $[100]\{0kl\}$, o sea se activó el deslizamiento según el eje cristalográfico “a”. El eje “c” de los piroxenos puede o no ser paralelo al eje “a” de la olivina, indicando que al menos parte de ellos son el resultado de un proceso de refertilización post-cinemático con respecto a la deformación principal que formó la OCP de olivina durante la consolidación de los bloques continentales.

Palabras clave: recristalización estática, sistemas de deslizamiento, olivina.

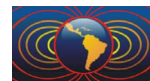
ABSTRACT

The EBSD technique is a powerful texture analysis tool that can be used to infer deformation conditions. Here we present a microstructural and EBSD study of a collection of 35 mantle xenoliths from Gobernador Gregores and Pali Aike, two alkaline volcanic fields from Southern Patagonia. Microstructures suggest a high temperature deformation event followed by static recrystallization that erased nearly all evidences of the preexisting deformation. EBSD mapping detected a well-developed olivine and pyroxene crystallographic preferred orientation (CPO) which was acquired during the high-temperature deformation event. Olivine fabric is predominantly orthorhombic or fiber-[100] in Gobernador Gregores and fiber-[010] in Pali Aike. CPO formation was achieved by deformation by dislocation creep with the dominant activation of the $[100]\{0kl\}$ gliding system in olivine (gliding through the “a” crystallographic axis). Pyroxene “c” crystallographic axes can be parallel to the olivine “a” axis or not, suggesting that at least part of them result from post-kinematic crystallization, thus suggesting that mantle refertilization continued after CPO formation. Olivine CPO was probably acquired during the consolidation of the continental blocks.

Keywords: static recrystallization, gliding system, olivine.

Introducción y metodología

La técnica EBSD (“*electron backscattered diffraction*”) es una herramienta de análisis microestructural-cristalográfica que se basa en la interpretación del patrón de difracción de haces de electrones que inciden sobre la muestra. Esta técnica permite mapear con precisión la orientación cristalográfica de cada fase



mineral presente en la muestra a la escala de 1 μm e independientemente del sistema cristalino. La técnica de EBSD es muy utilizada porque detecta estadísticamente y con precisión si existen orientaciones cristalográficas preferenciales (crystal preferred orientation”, CPO en inglés, OCP en español) de cada mineral en la muestra, y por ende es una metodología complementaria para los estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética (por ej., Lehman *et al.*, en prensa). El análisis de la textura que se obtiene con el método de EBSD permite, además, inferir qué sistemas de deslizamiento se activaron en cada fase mineral, y por ende inferir el/los mecanismos de deformación que actuaron sobre la muestra.

Los materiales que se deforman por deslizamiento intracristalino o reptaje (“*creep*”) desarrollan orientaciones cristalográficas preferenciales a medida que avanza la deformación (por ej. Bystricky *et al.* 2000), porque que la dirección y el plano de deslizamiento de los minerales se alinean con la dirección y el plano de cizalla. La deformación por deslizamiento de dislocaciones (“*dislocation creep*”, ej. Nicolas y Poirier 1979) impera en las condiciones de presión y temperatura del manto terrestre, y la determinación de la OCP de olivina y piroxenos en xenolitos mantélicos mediante la técnica de EBSD permitió explicar el origen de la anisotropía sísmica del manto superior (por ejemplo Mainprice y Silver 1993, Jung y Karato 2001).

En este trabajo se reportan los resultados de un estudio detallado de microestructuras y de EBSD de una colección de 35 xenolitos mantélicos llevados a la superficie por lavas alcalinas neógenas de dos localidades de la Patagonia Austral (Gobernador Gregores y Pali Aike, fig. 1), localizadas lejos del límite actual de placas pero por encima de la región afectada por la subducción de la dorsal activa de Chile entre ~ 15 y 5 Ma (fig. 1).

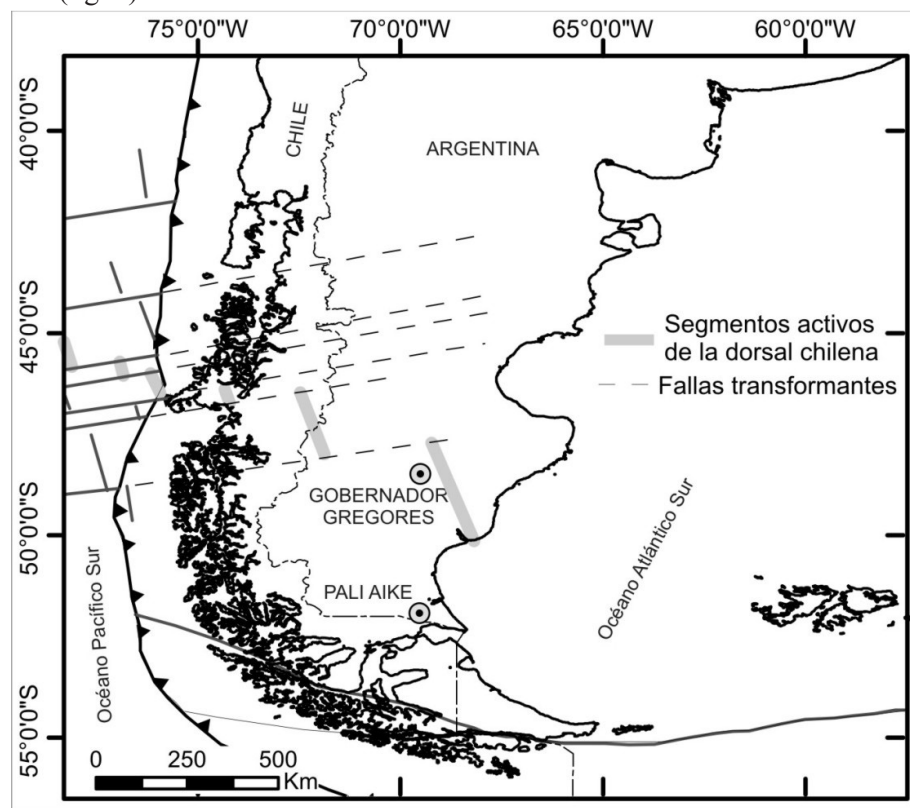


Figura 1. Mapa esquemático con la ubicación de las localidades estudiadas y la ubicación de los segmentos activos de la dorsal chilena (modificado de Lagabrielle *et al.* 2004).

La adquisición y análisis de los datos de EBSD se realizó en Géosciences Montpellier mediante un microscopio electrónico JEOL 5600 equipado con un sistema de EBSD de tecnología Oxford HKL. Las secciones pulidas que se usaron para el estudio combinado de microestructuras y EBSD fueron cortadas al azar, dado que a la escala de las muestras de mano no pudo determinarse la foliación ni la lineación. El mapeo de OCP fue realizado de manera automática en todas las secciones delgadas utilizando un intervalo de medición entre 30 a 100 μm , dependiendo del tamaño de grano promedio de la muestra. Las



tasas de indexación de fases minerales (medida de la precisión de los datos obtenidos) son muy altas, rondando el 60 al 90%. El tratamiento de los datos adquiridos fue realizado mediante el software Tango (HKL-Oxford Instruments), el que permitió aumentar la tasa de indexación de cada muestra. Se calculó el parámetro J (Bunge *et al.* 1982) para precisar la intensidad de la OCP de la olivina de cada muestra mediante el software MTEX (<http://mtex.googlecode.com>). La OCP de la olivina se analizó en detalle mediante el diagrama de Vollmer (1990), que se basa en el tipo de distribución que presentan los ejes cristalográficos [100], [010] y [001] de la olivina, los que pueden ser puntuales (P), en guirlanda (G) o aleatoria (“*random*”, R). Estos índices se calculan a partir de los tres autovalores (λ_1 , λ_2 , λ_3) de la matriz normalizada de orientaciones de cada eje cristalográfico principal de esta manera: $P = \lambda_1 - \lambda_3$, $G = 2(\lambda_2 - \lambda_3)$ y $R = 3\lambda_3$ (Vollmer, 1990).

Microestructuras

Los xenolitos de Gobernador Gregores son 15 peridotitas de facies espinela que incluyen ocho lertzolitas anhidras, tres lertzolitas con anfíbol, dos wehrlitas con anfíbol, una dunita y una lertzolita con flogopita. Los xenolitos de Pali Aike pueden estar en facies espinela o en facies granate y espinela, por lo que se infiere que muestrean una sección mantélica de mayor profundidad que la de Gobernador Gregores. Son 20 peridotitas que incluyen 11 lertzolitas con granate y espinela, una harzburguita con granate y espinela, dos lertzolitas con granate, espinela y anfíbol, una harzburguita con granate, espinela y flogopita, tres lertzolitas con espinela anhidras, una harzburguita con espinela anhidra y una lertzolita con espinela y anfíbol.

Todos los xenolitos, independientemente de su composición modal, tienen textura granosa mediana a gruesa con un tamaño de grano que oscila de ~1 a ~10 mm (fig. 2a-h).

La mayoría de las muestras tiene textura poligonal, caracterizada por cristales de olivina más o menos equidimensionales que forman uniones triples a 120 grados (fig. 2a-h). Sin embargo, en muchas lertzolitas de ambas localidades se observa una textura tabular definida por cristales alargados de olivina que definen una foliación, y que constituye el tipo de textura predominante en los xenolitos de Pali Aike (fig. 2e-h). Los cristales de olivina siempre presentan unos pocos subgranos bien espaciados, que en las muestras con textura tabular se disponen de manera perpendicular al alargamiento de los cristales (fig. 2h). El ortopiroxeno (enstatita) se presenta en cristales de forma irregular sin orientación preferencial de forma y con tamaño de grano que va de uno a diez milímetros. El ortopiroxeno tiene tendencia a formar megacristales que pueden tener extinción ondulosa y a menudo presentar inclusiones de olivina (fig. 2b, h). El clinopiroxeno (diópsido crómico, Dantas 2007) usualmente se presenta como cristales pequeños e intersticiales (1-3 mm, fig. 2) en las lertzolitas de ambas localidades y en particular se presenta en grandes cristales (megacristales) de forma irregular en las wehrlitas de Gobernador Gregores (de hasta 5 mm de ancho). El clinopiroxeno no muestra características de deformación intracristalina y posee límites predominantemente cóncavos hacia la olivina en todos los tipos de peridotitas (fig. 2a,b). Los cristales de espinela (Cr# 29 en promedio, Dantas, 2007) son intersticiales y tienen formas irregulares y altamente cuspidas (fig. 2d,f y h). El anfíbol (pargasita), cuando está presente, forma cristales de ~2-5 mm de diámetro con bordes convexos hacia los demás minerales y con bordes de reacción (fig. 2g-h). La flogopita sólo se presenta en dos muestras (una de cada localidad) como pequeños cristales aislados de 1 mm de ancho. Tanto el anfíbol como la flogopita aparecen sin deformación observable y no presentan ninguna disposición preferencial. El granate (piropo rico en cromo, Stern *et al.*, 1999) se presenta solo en las muestras de Pali Aike a la manera de cristales equidimensionales a ligeramente alargados que pueden presentarse solos o formando pequeños agregados paralelos a la foliación definida por el alargamiento de cristales de olivina (fig. 2e-h). El granate típicamente tiene inclusiones de espinela (fig. 2e-h), sugiriendo que se formaron por enfriamiento. También presentan finos bordes quelifíticos que pueden adjudicarse a un calentamiento posterior o a un proceso de descompresión (Stern *et al.*, 1999).

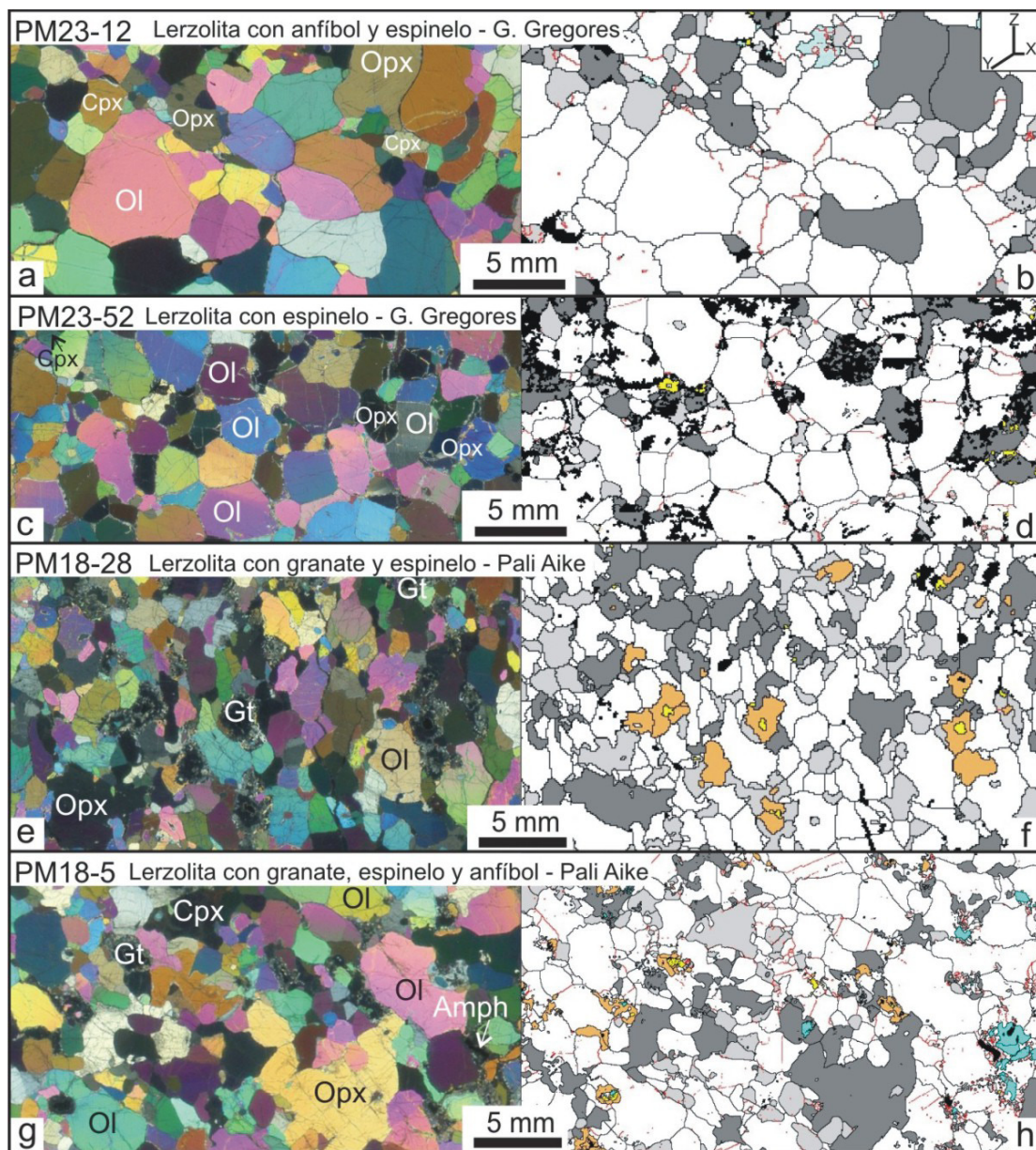
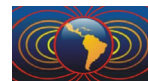


Figura 2. Microestructuras de algunas muestras representativas de las peridotitas de Gobernador Gregores y Pali Aike. Columna de la izquierda: microfotografías tomadas con nicols cruzados, columna de la derecha: mapa de la sección delgada obtenido con el EBSD mostrando la composición modal y los bordes de grano, olivina se muestra en color blanco, piroxenos en gris (ortopiroxeno: gris oscuro, clinopiroxeno: gris claro), espinelo en amarillo, fases hidratadas en celeste (ya sea anfíbol o flogopita), puntos no indexados en negro. Los bordes de granos (orientaciones entre granos aledaños que difieren en más de 15°) se muestran en negro, los bordes de subgranos (orientaciones entre granos vecinos que difieren entre sí entre 2 y 15°) se muestran en rojo. (a-b) Lerzolitita con espinelo y anfíbol con contactos poligonales a 120° entre granos de olivina y algunos megacrístales de olivina y ortopiroxeno. El clinopiroxeno presenta bordes cóncavos hacia la olivina y el anfíbol posee inclusiones de olivina. (c-d) Lerzolitita con espinelo de textura granosa mediana a gruesa equigranular con textura polygonada. (e-f) Peridotita con granos de olivina alargados (tabulares) definiendo una foliación, y e la que algunos granos de olivina se interrumpen para formar bordes poligonales a irregulares (g-h) lerzolitita con granate, espinelo y anfíbol con bordes poligonales y la preservación de algunos granos tabulares de olivina que definen una foliación de alta temperatura. Ol: olivina, Opx: ortopiroxeno, Cpx: clinopiroxeno, Gt: granate.

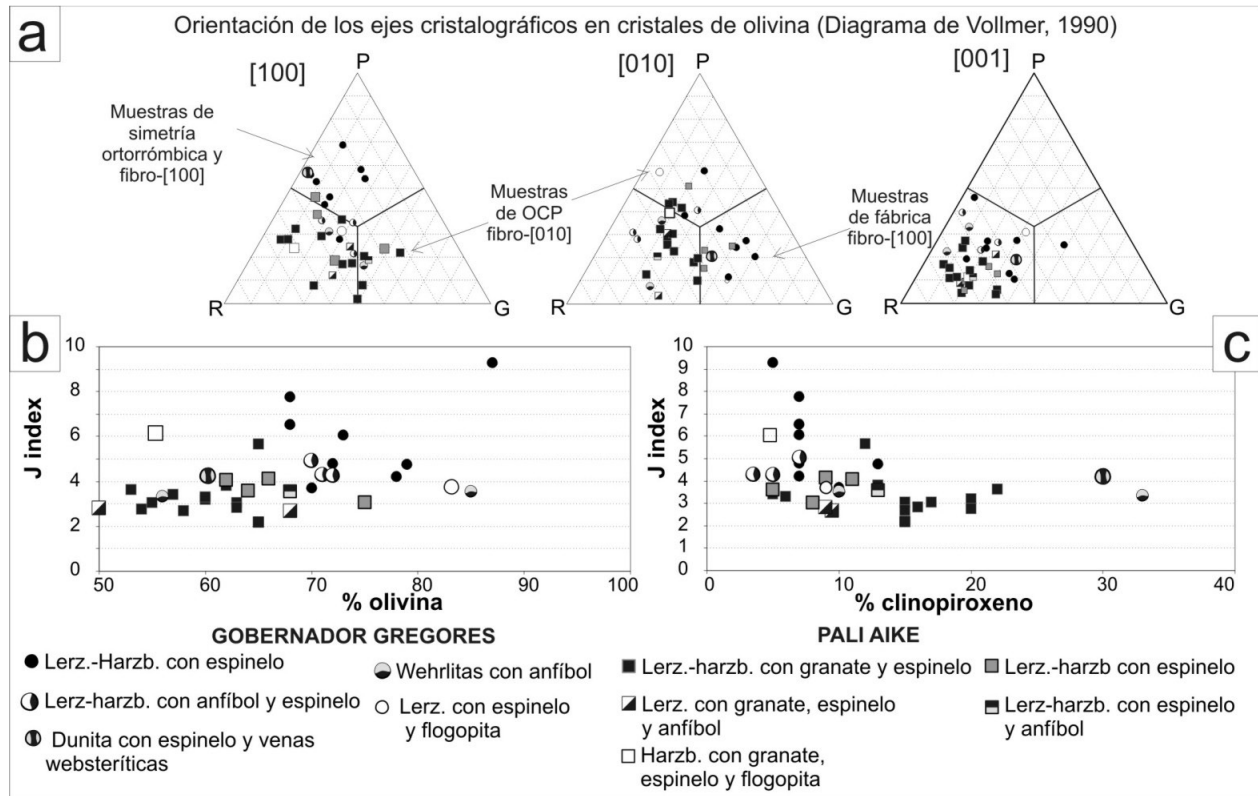


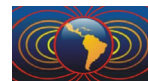
Figura 3. Análisis estadístico de la simetría e intensidad de fábrica de la olivina a) Diagrama de Vollmer (1990), b y c) Índice J de la olivina (calculado utilizando un solo dato de orientación por grano) *versus* el porcentaje en volumen de olivina (b) y de clinopiroxeno (c).

Orientaciones cristalográficas preferenciales (OCP)

Todos los xenolitos estudiados poseen orientaciones cristalográficas preferenciales (OCP) de olivina y piroxenos. La OCP de la olivina tiene intensidad variable y simetría que va desde fibro-[100] a fibro-[010] con una gran proporción de muestras de simetría ortorrómbica. La fábrica ortorrómbica se caracteriza por tres concentraciones puntuales ortogonales de los ejes cristalográficos “a”, “b” y “c” ([100], [010] y [001], respectivamente). Las olivinas con OCP de tipo fibro-[100] se caracterizan por tener una fuerte concentración de ejes [100], mientras que los otros dos ejes están distribuidos a lo largo de guirlandas incompletas dispuestas perpendicularmente. Las olivinas con OCP de tipo fibro-[010] tienen una fuerte concentración puntual de ejes [010] mientras que los otros dos ejes forman una guirlanda dispuesta perpendicularmente. En el diagrama RPG de Vollmer (1990) (fig. 3a) las muestras con fábrica fibro-[100] poseen una fuerte concentración puntual de ejes [100], mientras que las muestras de fábrica fibro-[010] tienen una concentración puntual de ejes [010] y caen en el campo G (guirlanda) en el eje [100]. El eje [001] es siempre el de la concentración más débil y cae en el campo aleatorio (R = random).

Independientemente del tipo de fábrica, en las peridotitas que tienen un plano de foliación se observa que las concentraciones de [100] se alinean paralelas a la lineación (eje estructural X) y que la concentración del eje [010] se ubica en la posición perpendicular al plano de foliación (eje estructural Z), mientras que la concentración de ejes cristalográficos [001] se disponen en el plano de foliación y perpendiculares a la lineación (dirección estructural Y).

No existe una relación simple entre la intensidad de la OCP de la olivina y el tipo de simetría o la composición modal. Sin embargo, se observa que el aumento de olivina y la disminución de clinopiroxeno tienden a reforzar la OCP (fig. 3b-c).



La mayoría de las peridotitas de Gobernador Gregores tienen OCP de olivina de intensidad mediana a fuerte (índices J que van de 3.3 a 9.3), mientras que las peridotitas de Pali Aike tienen OCP de olivina débil a moderados (índices J que van de 2.2 a 6). La OCP de Gobernador Gregores es ortorrómbica o fibro-[100] (7 muestras en cada grupo, fig. 4), mientras que las peridotitas de Pali Aike tienen OCP de olivina de tipo fibro-[010] (8 muestras, fig. 4), pero muestras de tipo fibro-[100] y ortorrómbicas son igualmente comunes (7 y 5 muestras respectivamente). En ambas localidades las muestras con microtextura tabular tienen preferentemente OCP de tipo fibro-[100], y más raramente OCP de tipo ortorrómbica. En todos los casos la concentración de ejes [010] es siempre perpendicular al plano de foliación definido por los cristales elongados de olivina (dirección estructural Z).

La OCP de los orto- y clinopiroxenos son sistemáticamente más débiles que la OCP de la olivina (fig. 4). Usualmente se observa que la fábrica de ambos es coaxial, si bien el clinopiroxeno tiende a estar más disperso (fig. 4). El eje [001] es el que presenta la concentración más fuerte. En las muestras que se observa una foliación, la máxima concentración de ejes [001] de piroxeno está a bajo ángulo con respecto al plano de foliación, y el eje [001] es la dirección de deslizamiento principal de los piroxenos (a lo largo del eje “c”, por ej., Amiguet *et al.*, 2010 y referencias allí comprendidas). La CPO de anfíbol y flogopita es muy débil y número de granos medidos no es suficiente como para ser estadísticamente significativo. No obstante, los ejes [001] tanto del anfíbol como de la flogopita tienden a ser paralelos al eje [001] de los piroxenos, lo que sugiere una relación topotáctica para estos productos de reacción.

Discusión y conclusiones: deformación de alta temperatura seguida de recristalización estática

En general los xenolitos de Gobernador Gregores y Pali Aike presentan texturas granulares gruesas o tabulares, escasas microestructuras de deformación intracristalina en olivina y piroxeno (salvo algunos subgranos bien desarrollados y espaciados y débil extinción ondulosa en olivina), y muy frecuentes límites intergranulares a 120 grados. Todas estas características sugieren que los xenolitos de ambas localidades fueron afectados por un proceso de recristalización estática y crecimiento de los granos (“annealing”). Para que esta recuperación estática se desarrolle bien es necesario el sometimiento a altas temperaturas o que la corteza continental se haya mantenido estable durante un período de tiempo largo. El buen desarrollo de OCP de olivina (y de piroxeno también, en la mayoría de las muestras) evidencia, sin embargo, que la recuperación estática fue precedida por una deformación por deslizamiento de dislocaciones con activación dominante del sistema [100]{0kl}. La concentración más fuerte de los ejes [010] con respecto a los ejes [001] sugiere que entre estos sistemas, el [100](010) es el que predomina. En Gobernador Gregores predominan las fábricas ortorrómbicas y fibro-[100], que son las simetrías más comunes en peridotitas deformadas por procesos naturales (Ben Ismail y Mainprice 1998, Tommasi *et al.*, 2000). Estos patrones de OCP resultan de la activación dominante de los sistemas de deslizamiento [100]{0kl} bajo regímenes de deformación caracterizados por una dirección de extensión bien definida (ej. cizalla simple, extrusión o transtensión; véase Tommasi *et al.* 1999).

Las fábricas fibro-[010] son comunes entre las peridotitas de Pali Aike, y su origen se debe a deformación en presencia de magma, que impregna preferencialmente los bordes de grano paralelos al plano (010) favoreciendo transpresión localizada en esas capas ricas en fundido (Higgie y Tommasi 2012 y referencias allí citadas). La deformación en presencia de magma también permite explicar el buen desarrollo de texturas tabulares en muchos xenolitos con fábricas fibro-[010] (Baptiste *et al.*, 2012 y referencias allí citadas).

La percolación de magma refertiliza al manto litosférico preexistente, reaccionando con él. La percolación reactiva de magma en las peridotitas de las localidades estudiadas es evidente no sólo por la cristalización de fases hidratadas como anfíbol y flogopita, sino también por la cristalización secundaria de ortopiroxeno, clinopiroxeno y olivina. La comparación entre la OCP de olivina y piroxenos puede ayudar a establecer el momento en el cual se produjo la percolación del magma con respecto a la deformación. Por un lado, hay muestras en las que la máxima concentración de ejes [100] de la olivina es paralela a la máxima concentración de ejes [001] de los piroxenos, es decir, las direcciones de deslizamiento preferencial de ambos minerales ([100] en olivina y [001] en piroxenos) es paralela. Por otro lado, hay muestras en las

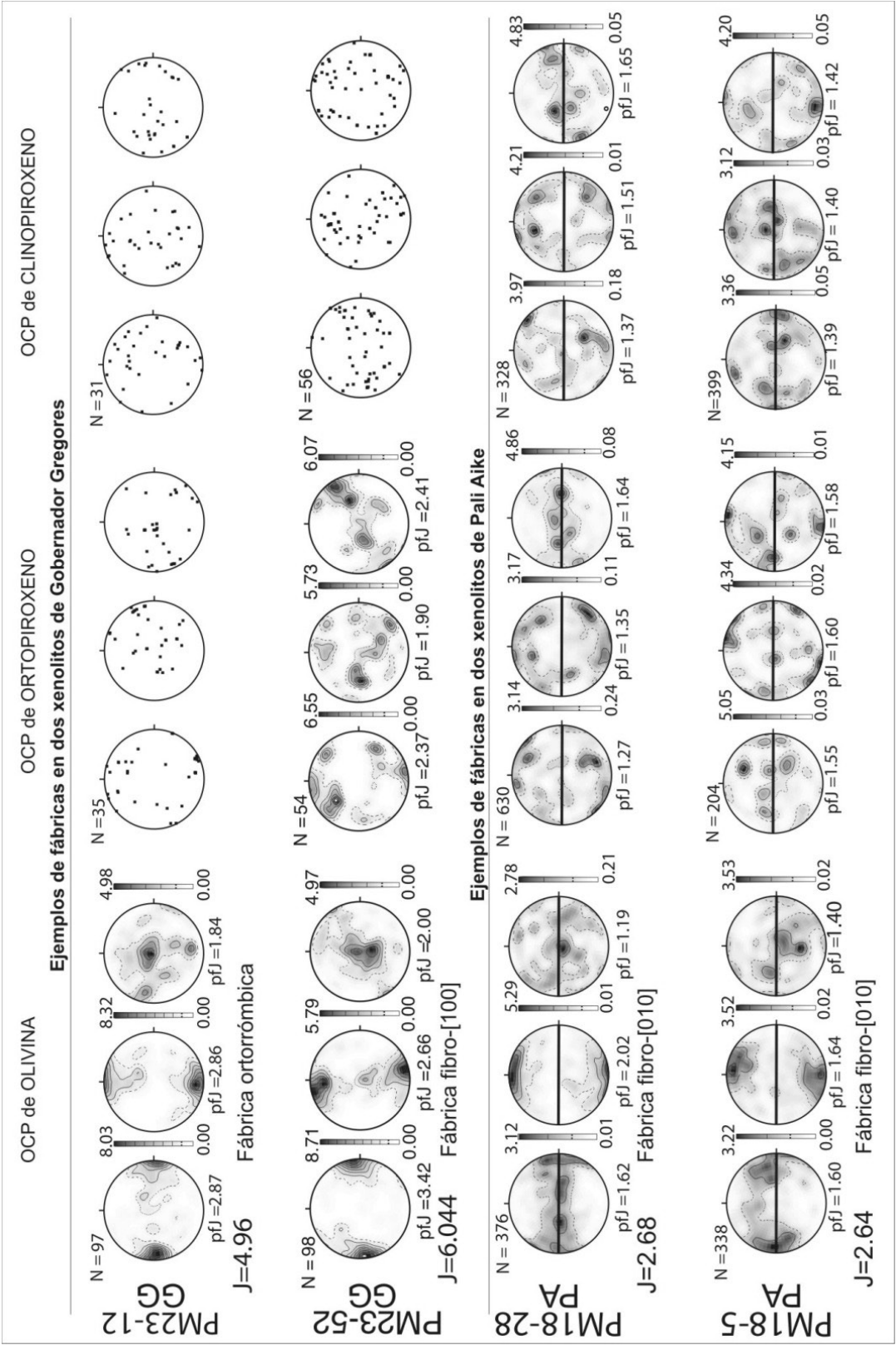
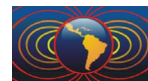


Figura 4. Orientación cristalográfica preferencial (OCP) de olivina, ortopiroxeno y clinopiroxeno en algunos ejemplos de peridotitas de Gobernador Gregores y Pali Aike. Las figuras de polos están representadas en el hemisferio inferior de la proyección estereográfica. No se trazaron contornos si hay menos de 100 mediciones. Para comparar figuras de manera más fácil los datos de OCP se rotaron a una posición estándar con las concentraciones máximas de ejes [100] de olivina alineadas con la horizontal (eje este-oeste) y las concentraciones máximas de ejes [010] paralelas a la dirección nort-sur. La traza del plano de foliación definido por cristales alargados de olivina se marca con una línea recta.

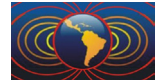


que la máxima concentración de ejes [100] de la olivina no es paralela a la máxima concentración de ejes [001] de los piroxenos (como en el caso de las muestras de la fig. 4), debido en algunos casos a que el eje [001] de los piroxenos está mucho más disperso. Como regla general, el paralelismo entre las direcciones de deslizamiento dominantes de los dos minerales sugiere que ellos se deformaron simultáneamente, y entonces la percolación reactiva de fundidos que reaccionan con la roca de caja debe ser previa o sincrónica con la deformación. La falta de correlación entre olivina y piroxenos y una OCP de piroxenos altamente dispersa sugeriría que los piroxenos cristalizaron después de la deformación que produjo la OCP de la olivina.

El análisis global de las microestructuras y de la orientación cristalográfica preferencial de los xenolitos de las dos localidades del sur de Patagonia sugiere que el manto subcontinental de esta región es anisótropo y que desde su formación en el Neoproterozoico (Schilling *et al.* 2008) ha continuado evolucionando a través de la percolación activa de fundidos. Estos fundidos pueden correlacionarse con varios procesos geodinámicos que han modificado el manto litosférico de la Patagonia Austral, como la subducción en el Paleozoico (por ej. Pankhurst *et al.*, 2003, 2006; Ramos 2008), la apertura del océano Atlántico Sur en el Mesozoico, y la subducción que data desde el Jurásico Temprano (Mpodozis y Ramos, 2008; Rapela *et al.*, 2005), y que involucró la subducción de dorsales oceánicas en el Cenozoico (Cande y Leslie, 1986; Somoza y Ghidella 2012). La técnica de EBSD develó que una OCP persiste aún cuando la forma de los cristales haya cambiado debido a un proceso posterior de recuperación estática de la textura. El tipo de OCP y los sistemas de deslizamiento que se activaron en los diferentes minerales permitió inferir las condiciones de deformación de las muestras analizadas.

Referencias

- Amiguet, E., Raterron, P., Cordier, P., Couvy, H., Chen, J., 2009, Deformation of diopside single crystal at mantle pressure, 1: mechanical data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 177, 122-129.
- Baptiste, V., Tommasi, A., Demouchy, S., 2012, Deformation and hydration of the lithospheric mantle beneath the Kaapvaal craton. *South Africa, Lithos*, 149, 31-50.
- Bascou, J., Delpech, G., Vauchez, A., Moine, B.N., Cottin, J.Y., Barruol, G., 2008. An integrated study of microstructural, geochemical and seismic properties of lithospheric mantle above the Kerguelen plume (Indian Ocean). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9doi:10.1029/2007GC001879
- Ben Ismaïl, W., Mainprice, D., 1998, An olivine fabric database: an overview of upper mantle fabrics and seismic anisotropy. *Tectonophysics*, 296, 145-157.
- Bystricky, M., Kunze, K., Burlini, L., Burg, J., 2000, High shear strain of olivine aggregates: rheological and seismic consequences. *Science*, 290, 1564-1567.
- Bunge, H.J., 1982, Texture Analysis in Materials Sciences, Butterworth, London.
- Cande, S., Leslie, R., 1986, Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research*, 91, 471-496.
- Dantas, C., 2007, Caractérisation du manteau supérieur patagonien: les enclaves ultramafiques et mafiques dans les laves alcalines, Ph.D. thesis, Université Toulouse III-Paul Sabatier, Toulouse, p. 384.
- Higgie, K., Tommasi, A., 2012, Feedbacks between deformation and melt distribution in the crust-mantle transition zone of the Oman ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters*, 359-360, 61-72.
- Jung, H., Karato, S. I., 2001, Water-induced fabric transitions in olivine. *Science*, 293, 1460-1463.
- Lagabrielle, Y., Suárez, M., Rossello, E.A., Hérial, G., Martinod, J., Régnier, M., De la Cruz, R., 2004, Neogene to Quaternary tectonic evolution of the Patagonian Andes at the latitude of the Chile Triple Junction. *Tectonophysics*, 385, 211-241.
- Lehmann, J., Schulmann, K., Edel, J. B., Ježek, J., Hrouda, F., Lexa, O., Chopin, F. Structural and anisotropy of magnetic susceptibility records of granitoid sheets emplacement during growth of a continental gneiss dome (Central Sudetes, European Variscan Belt), *Tectonics* (en prensa).



- Mainprice, D., Silver, P.G., 1993, Constraints on the Interpretation of Teleseismic SKS observations from Kimberlite Nodules from the Subcontinental Mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 78, 257-280.
- Mpodozis, C., Ramos, V.A., 2008. Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63, 481 - 497.
- Nicolas, A., Poirier, J.P., 1976. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. Wiley-Interscience, New York, N.Y., 444 p.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Loske, W.P., Márquez, M., Fanning, C.M., 2003. Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 27-44.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., Márquez, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia, *Earth Science Reviews*, 76, 235-257.
- Ramos, V.A., 2008. Patagonia: a paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences*, 26, 235-251.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Hervé, F., 2005. Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: the Early Jurassic Subcordilleran belt of northwestern Patagonia, *Geological Society of London, Special Publications* 246, 217-239.
- Schilling, M.E., Carlson, R.W., Conceição, R.V., Dantas, C., Bertotto, G.W., Koester, E., 2008. Re-Os isotope constraints on subcontinental lithospheric mantle evolution of southern South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 268, 89-101.
- Somoza, R., Ghidella, M.E., 2012. Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. *Earth and Planetary Science Letters*, 331-332, 152-163.
- Stern, C.R., Kilian, R., Olker, B., Hauri, E.H., Kyser, T.K., 1999. Evidence from mantle xenoliths for relatively thin (<100km) continental lithosphere below Phanerozoic crust of southernmost South America. *Lithos*, 48, 217-235.
- Tommasi, A., Tikoff, B., Vauchez, A., 1999. Upper mantle tectonics: three-dimensional deformation, olivine crystallographic fabrics and seismic properties. *Earth and Planetary Science Letters*, 168, 173-186.
- Tommasi, A., Mainprice, D., Canova, G., Chastel, Y., 2000. Viscoplastic self-consistent and equilibrium-based modeling of olivine lattice preferred orientations: Implications for the upper mantle seismic anisotropy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105, 7893-7908.
- Vauchez, A., Dineur, F., Rudnick, R.L., 2005. Microstructure, texture and seismic anisotropy of the lithospheric mantle above a mantle plume. Insights from the Labait volcano xenoliths (Tanzania). *Earth and Planetary Science Letters* 232, 295-314.
- Vollmer, F.W., 1990. An application of eigenvalue methods to structural domain analysis, *Bulletin of the Geological Society of America* 102, 786-791.