



LA FÁBRICA DEL OLIVINO Y LAS CONDICIONES DE LA DEFORMACIÓN DE LAS ROCAS ULTRAMÁFICAS DEL MACIZO DE HERBEIRA (CABO ORTEGAL, NO DEL MACIZO IBÉRICO)

Olivine fabric and deformation conditions of the ultramafic rocks in the Herbeira Massif (Cape Ortegal NW Iberian Massif)

Beatriz García Izquierdo¹, Ramón Capote² y Rosario Lunar López³

¹ Departamento de Infraestructuras Galicia. Applus Norcontrol, S.L.U. Ctra. N-VI, km 582, 15168 Sada, A Coruña, España. beatriz.garcia@applus.com

² Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. c/ José Antonio Novais, 2, 28040 Madrid, España. capote@geo.ucm.es

³ Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. c/ José Antonio Novais, 2, 28040 Madrid, España. lunar@geo.ucm.es

Abstract: The Herbeira ultramafic massif is located in the structural upper portions of the Cabo Ortegal Variscan Complex, NW Galicia, which form part of a thrust sheet that shows a complex deformational evolution. An important strike-slip fault, the Trans Herbeira Fault, divides the massif into two different zones. The eastern one is composed of amphibole bearing harzburgites, whilst the western one has a more complete lithological succession: basal harzburgite, lower dunitite, medium pyroxenite and upper dunitite. Equigranular and porphyroclastic microfabrics are observed in these rocks under optical microscope and SEM, providing evidence of a succession of several tectonic stages. The analysis of olivine CPO was carried out through electron backscattering diffraction techniques (EBSD). As a result the operating slip systems were (010)[100] and {0kl}[100]. The activation of [001] axis along the slip direction occurred at lower temperatures (D_1 tectonic stage). The estimation of tectonic stress and strain rate was performed by palaeopiezometry of olivine. During D_A deformation the temperature reached more than 1000°C, the tectonic stress level was very low (3-6 MPa) and the strain rate oscillated between 10^{-9} s⁻¹ and 10^{-15} s⁻¹, in accordance to the expected values at the mantle. Finally, the D_1 deformation was developed at lower temperature (less than 1000°C), moderately high tectonic stress level (8-35 MPa), and low strain rates (10^{-12} s⁻¹ to 10^{-19} s⁻¹), more coherent with the lower crust or uppermost mantle.

Key words: Peridotite, petrofabrics, olivine, strain, paleopiezometry, stress, mantle.

Resumen: En el Macizo de Herbeira, situado en el Complejo varisco de Cabo Ortegal (NO del Macizo Ibérico), forma parte de una lámina de cabalgamiento constituida por rocas ultramáficas que han sufrido una compleja historia de deformación. La falla de Trans Herbeira (FTH), divide el macizo en dos sectores diferentes. El sector oriental está formado mayoritariamente por harzburgitas ricas en anfíbol, mientras que el sector occidental es litológicamente más variado, con una sucesión de harzburgita basal, dunita inferior, piroxenita media y dunita superior. Se han observado mediante microscopio óptico y SEM, microfábricas equigranulares y porfiroclásticas que evidencian la sucesión de diferentes fases de deformación. Con el análisis de la orientación cristalográfica preferente (OCP) del olivino mediante técnicas de difracción de electrones retrodispersados (EBSD), se han observado sistemas de deslizamiento (010)[100] y {0kl}[100], los cuales se activan en condiciones de altas temperaturas (>1000 °C), por lo que estas fábricas se desarrollaron durante una fase de deformación de alta temperatura D_A . La activación de sistemas de deslizamiento en la dirección cristalográfica [001], así como la observación patrones axiales (010), indican un descenso de la temperatura durante la deformación, por lo que estos patrones han sido atribuidos a una fase de deformación posterior D_1 . Las temperaturas y las tasas de deformación, de las diferentes fases de deformación observadas, se han estimado mediante paleopiezometría del olivino. Durante la deformación D_A las temperaturas alcanzaron más de 1.000°C, el esfuerzo diferencial fue muy bajo (3-6 MPa) y las tasas de deformación oscilaron entre 10^{-9} y 10^{-15} s⁻¹, condi-



ciones que son propias del manto astenosférico. Las deformaciones posteriores (D_1 y D_2) corresponden a fases de deformación litosféricas, con esfuerzos diferenciales moderadamente altos (8-35 MPa) y tasas de deformación más lentas, como es característico de las deformaciones no localizadas en estado sólido en la corteza inferior y el manto litosférico (10^{-12} - 10^{-19} s $^{-1}$).

Palabras clave: Peridotita, fábrica, olivino, deformación, paleopiezometría, esfuerzo, manto.

García Izquierdo, B., Capote, R. y Lunar López, R. (2012): La fábrica del olivino y las condiciones de la deformación de las rocas ultramáficas del Macizo de Herbeira (Cabo Ortegal, NO del Macizo Ibérico). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 24 (1-2): 135-151.

En el complejo varisco alóctono de Cabo Ortegal (NO del Macizo Ibérico) aparecen varios macizos de rocas ultramáficas donde es posible analizar los mecanismos de deformación que operan en el manto terrestre. El Complejo de Cabo Ortegal está formado por varias unidades superpuestas y desplazadas durante la Orogenia Varisca sobre el conjunto autóctono Ibérico (Ries y Shackleton, 1971; Bard *et al.*, 1980; Iglesias *et al.*, 1983; Peucat *et al.*, 1990; Matte, 1986, 1991; Martínez Catalán *et al.*, 1997). Estas unidades aparecen intensamente deformadas y afectadas por metamorfismos progradados y retrógradados, registrados en condiciones muy variadas de presiones y temperaturas, siendo la unidad estructuralmente superior una lámina alóctona de origen mantélico de la que son restos los macizos de Herbeira, Limo y Uzal (Figura 1) (Vogel 1967; Girardeau y Gil Ibarguchi, 1991; Santos Zalduegui *et al.*, 1996). De estos tres macizos el de Herbeira es el más extenso, el que presenta una mayor variedad litológica y el que muestra las mejores condiciones de afloramiento, por lo que constituye un marco excelente para el estudio de los procesos de deformación que tienen lugar bajo condiciones mantélicas. Para las rocas del manto el análisis de la petrofábrica de minerales como el olivino presenta un gran interés ya que nos permite determinar la cinemática de las deformaciones y acotar las condiciones de temperatura, nivel de esfuerzo tectónico y la velocidad a las que se produjo la deformación (Carter y Avé Lallemand, 1970; Nicolas y Poirier, 1976; Mercier, 1985; Karato *et al.*, 1980).

El objeto de este trabajo es establecer las etapas de desarrollo y las condiciones de la deformación sufrida por las rocas ultramáficas de la lámina superior del Complejo de Cabo Ortegal a partir del análisis de las fábricas del olivino en las peridotitas del Macizo de Herbeira.

Unidades litológicas del Macizo de Herbeira

Las cartografías realizadas del macizo de Herbeira (Vogel, 1967; Fernández Pompa y Montesrín, 1976; Fernández Martínez y Fernández Pompa, 1977; Marcos, 1998; Monterrubio, 1991; Gravestock, 1992; Moreno, 1999; Ábalos *et al.*, 2000) reflejan la evolución del conocimiento existente sobre la petrología, la estructura y las mineralizaciones asociadas a las rocas ultramáficas en este macizo. Utilizando como base algunas de estas cartografías (Monterrubio, 1991; Moreno, 1999; Ábalos *et al.*, 2000) se han incorporado nuevos datos geoquímicos y se ha desarrollado un estudio detallado de la petrofábrica (García Izquierdo, 2005; García Izquierdo *et al.*, 2011), que permite presentar

una cartografía revisada que difiere de las cartografías anteriores.

Una de las características más notables del macizo de Herbeira es la presencia de una zona de cizalla vertical de dirección NNE-SSO, a la que Moreno (1999) denominó Falla de Trans Herbeira, y que divide el macizo en dos sectores petrológicos diferentes, tal y como señalan los trabajos de Monterrubio (1991), Moreno (1999) y García Izquierdo (2005). El sector oriental (Figura 2) constituye las dos terceras partes del macizo de Herbeira, a pesar de su extensión no presenta afloramientos en los que se pueda observar una sucesión litológica y estructural tan clara como la observada en el sector occidental del macizo, sin embargo en este sector han sido descritas y cartografiadas bandas duniticas (Ben Jamaa, 1988; Ábalos *et al.*, 2000). A pesar de la escasez de buenos afloramientos se observa que en términos generales es un bloque relativamente homogéneo en composición, constituido por peridotitas de tipo harzburgítico, caracterizadas por mostrar un elevado contenido en anfíbol, y cantidades menores de piroxenitas (ortopiroxenitas, websteritas y clinopiroxenitas) y dunitas (Ben Jamaa, 1988). El sector occidental del macizo presenta una mayor variedad litológica y se caracteriza por la abundancia de bandas de piroxenita entre las que se intercalan otras litologías predominantes, como dunitas y cantidades menores de wehrlitas, harzburgitas, lherzolitas y cromititas. Las diferentes unidades que forman este sector occidental definen un sinforme asimétrico de dirección NNE-SSO, abierto hacia el SO, donde es cortado por una falla frágil que limita el macizo en ese lado. La alternancia constante de piroxenitas y dunitas, además de cantidades menores de otras litologías ultramáficas, en el sector occidental del macizo de Herbeira dificultan la subdivisión de esta zona en unidades litoestratigráficas cartografiables. Siguiendo los esquemas cartográficos previos (Moreno, 1999) y en función de las proporciones relativas de las litologías que aparecen intercaladas entre las piroxenitas y sus características petrográficas, se pueden diferenciar, de arriba a abajo, cuatro unidades litológicas principales en el macizo de Herbeira (Figura 2):

Unidad de dunita tipo I (UDI)

Corresponde a la unidad superior del sector occidental y se caracteriza por presentar fundamentalmente una alternancia de dunitas y piroxenitas, en la cual las dunitas son la litología dominante. La abundancia relativa de piroxenitas varía de muro a techo, apareciendo un mayor número de

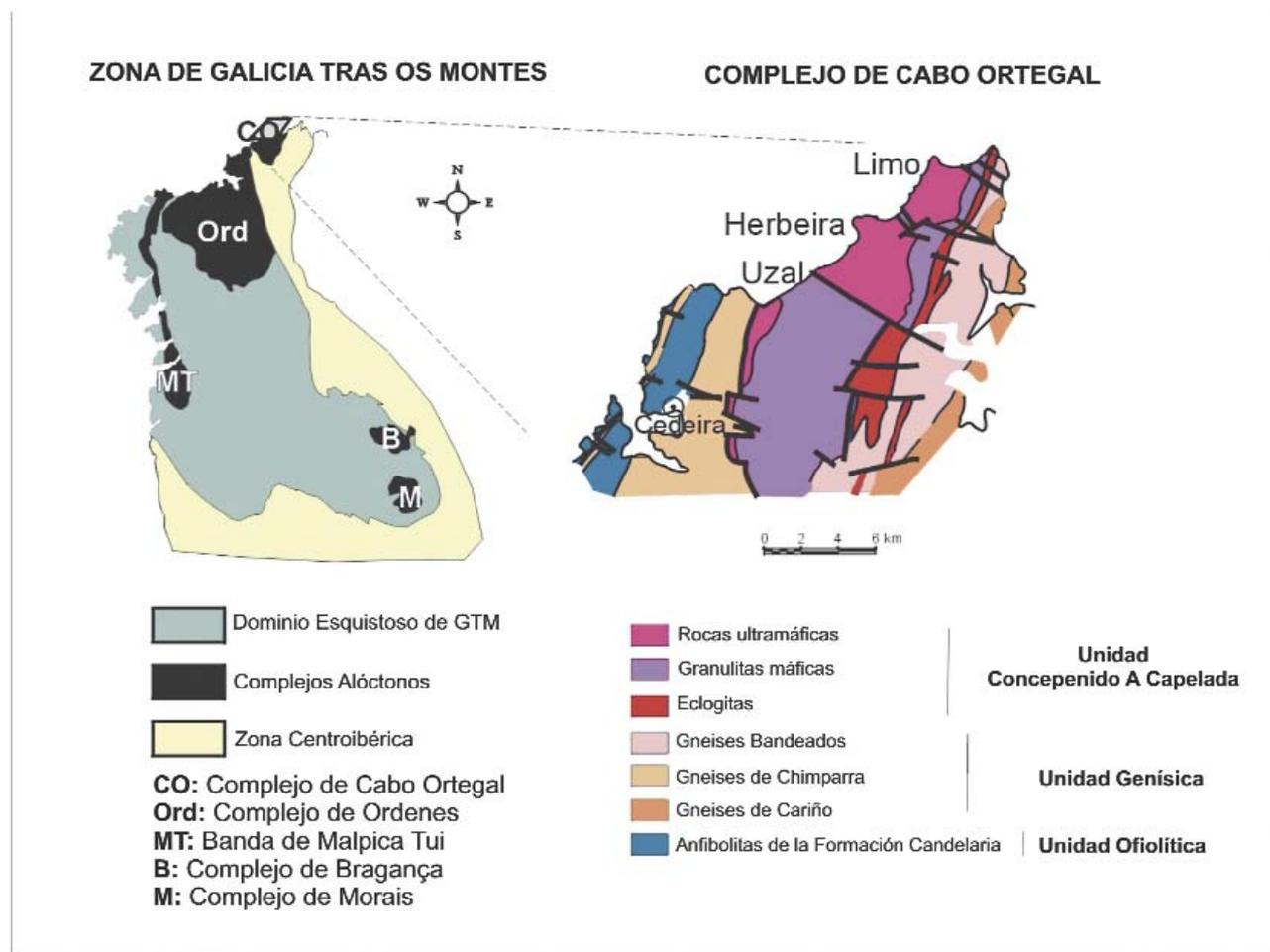


Fig. 1.- Situación del Macizo de Herbeira dentro del Complejo de Cabo Ortegal.

bandas de piroxenita en la zona de muro, para decrecer hacia arriba de manera progresiva. Hacia el techo, aparecen otros tipos de litologías ultramáficas, como wehrlitas.

Unidad de piroxenita masiva (UPM)

Es una banda relativamente homogénea de piroxenitas masivas que aflora en la zona de los acantilados de Herbeira. Esta unidad se caracteriza por presentar una zona central constituida por bandas de piroxenita masiva de varios metros de potencia, donde las intercalaciones con otras litologías son escasas. Sin embargo es frecuente la alternancia con dunitas y harzburgitas, en la parte inferior y superior.

Unidad de dunita tipo II (UDII)

Esta unidad se encuentra situada bajo la unidad de piroxenita masiva y está caracterizada por una alternancia de dunitas y piroxenitas, en la cual predominan las dunitas.

Unidad de harzburgita basal (UHB)

Las rocas que constituyen esta unidad afloran en la base de los acantilados de Herbeira, en el sector occidental del macizo, bajo la unidad de dunita tipo II., y está constituida por harzburgitas, caracterizadas por presentar estructuras

típicas de tectonitas mantélicas, con abundantes pods de dunita fuertemente deformados, con mineralizaciones de cromita asociadas.

Unidad de peridotitas anfibólicas (UPA)

Aparece representada sólo en el sector oriental del macizo de Herbeira, al este de la zona de cizalla de Trans Herbeira. Esta unidad, además de constituir las dos terceras partes de los afloramientos del macizo de Herbeira, forma la masa principal de los macizos ultramáficos de Limo y Uzal, y está constituida fundamentalmente por peridotitas de tipo harzburgita, ricas en anfíbol y clorita, con un grado elevado de serpentinización.

Estos dos sectores, petrológica y geoquímicamente diferentes (García Izquierdo, 2005; García Izquierdo *et al.*, 2011) se ponen en contacto por medio de una zona de cizalla, la Falla de Trans Herbeira (FTH), la cual fue interpretada por Moreno (1999) como una falla subvertical, de componente normal, con un salto moderado, de tal manera que el sector occidental representa el bloque hundido con respecto al sector oriental. Sin embargo trabajos posteriores (García Izquierdo, 2005) interpretan la FTH como una zona de cizalla dúctil, constituida por numerosas fracturas o cizallas subverticales de dirección NNE-SSO, cuyo deslizamiento presenta una componente importante de desgarre.

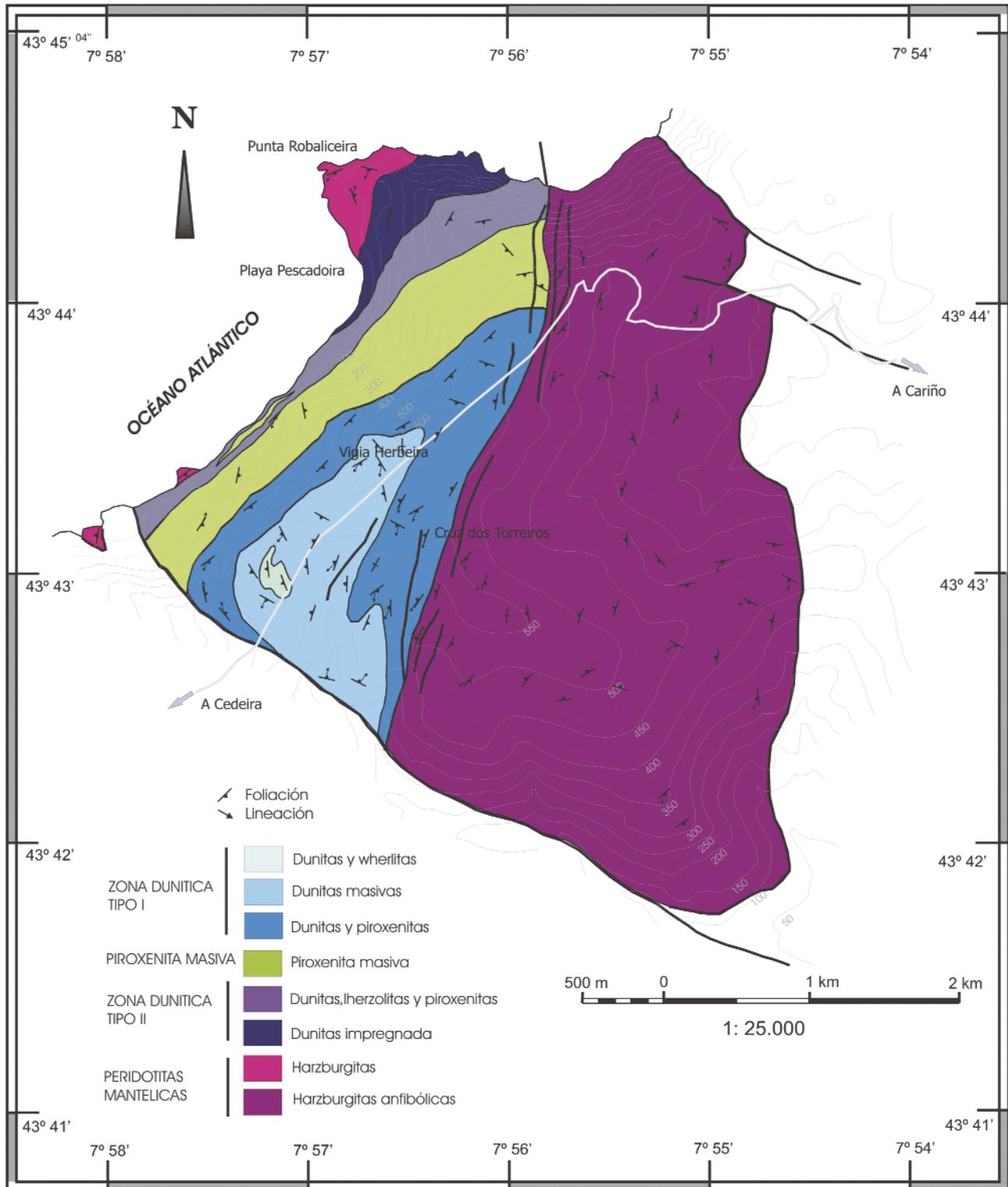


Fig. 2.- Unidades litológicas del Macizo ultramáfico de Herbeira. Esquema modificado de Moreno (1999).

Fábrica de las rocas ultramáficas

Las fábricas de las rocas ultramáficas del Macizo de Herbeira reflejan una evolución compleja en la que se superponen varias fases de deformación que se manifiestan también como estructuras de escala mesoscópica visibles a nivel de afloramiento. Las diferentes fases de deformación que ha sufrido el conjunto de unidades que forman el complejo de Cabo Ortegal, han sido reconocidas e interpretadas

por numerosos autores desde diversos puntos de vista (Vogel, 1967; Engels, 1972; Fernández Pompa y Monteserín, 1976; Bastida *et al.*, 1984; Arenas *et al.*, 1986; Arenas, 1991; Azcárraga, 2000; Ábalos, Puelles and Gil Ibarguchi, 2003; Puelles, 2003; García Izquierdo, 2005).

Las fases de deformación reconocidas y estudiadas en el macizo de Herbeira se limitan a las deformaciones dúctiles que afectaron a las peridotitas registradas bajo condiciones de alta temperatura (> 800 °C). Dentro de estas

deformaciones dúctiles, aparece una fase de deformación desarrollada en condiciones de temperaturas elevadas, características del manto superior, la cual aparece restringida a los macizos ultramáficos (D_A) (Ben Jamaa, 1988; Girardeau y Gil Ibarguchi, 1991; Ábalos, Puelles and Gil Ibarguchi, 2003). El resto de las fases de deformación identificadas aparecen representadas de igual forma en las unidades adyacentes (granulitas, eclogitas y gneises) (Ábalos *et al.*, 2003; Puelles, 2003). En la historia de deformación común que afectó a los macizos ultramáficos y al resto de las unidades que aparecen en el complejo de Cabo Ortegal, la fase de deformación principal (D_1) tuvo lugar en condiciones de alta presión y alta temperatura, seguida de una fase D_2 todavía en condiciones de alta presión, mientras que los episodios de deformación posteriores (D_3 y D_4) están relacionados con los procesos de retrogradación y se desarrollaron en condiciones de las facies anfíbolitas y facies de esquistos verdes (Puelles *et al.*, 2005).

Deformaciones en condiciones mantélicas, D_A

Esta fase de deformación tuvo lugar en condiciones mantélicas y corresponde a la fase más antigua registrada en los macizos ultramáficos. Se trata de una deformación de elevada temperatura (> 1000 °C) que ha sido descrita con detalle por diversos autores (Ben Jamaa, 1988; Girardeau y Gil Ibarguchi, 1991; Ábalos *et al.*, 2003). Durante la fase de deformación D_A , tiene lugar el desarrollo de una foliación, subparalela al bandeo composicional (Figura 3A), con una lineación mineral asociada de dirección NNE-SSO, definida por el estiramiento y la orientación preferente de forma de la espinela y el ortopiroxeno, principalmente. Asociados a esta fase de deformación aparecen un gran número de pliegues isoclinales en muchos casos intrafoliares (Figura 3B), de plano axial paralelo a la foliación, cuyos ejes aparecen en la misma dirección que la lineación de estiramiento. Además de las estructuras citadas anteriormente, durante la fase de deformación D_A , tiene lugar el desarrollo de una orientación cristalográfica del olivino de alta temperatura, la cual aparece conservada en los granos relicto de olivino que forman los núcleos de estructuras de recristalización dinámica de tipo core-mantle, que será descrita en un apartado posterior. Los criterios cinemáticos reconocidos en las estructuras asociadas a esta fase de deformación, a escala de afloramiento y a escala microscópica, indican un desplazamiento tectónico del techo hacia el NNE según las coordenadas geográficas actuales.

Deformaciones D_1 y D_2

Las deformaciones posteriores tuvieron lugar bajo condiciones de alta presión (Puelles *et al.*, 2005) se reconocen tanto en el macizo de Herbeira como en las unidades adyacentes. Esta deformación tuvo un carácter progresivo y polifásico que ha quedado reflejado en la geometría de las principales estructuras que aparecen registradas durante el metamorfismo de alta presión y alta temperatura en las unidades superiores del complejo de Cabo Ortegal (Ábalos *et al.*, 2003; Puelles, 2003).

En el macizo de Herbeira la fase de deformación D_1 se pone de manifiesto cerca del contacto con las granulitas infrayacentes. En estas zonas se desarrolla una foliación milonítica S_1 subparalela a la foliación de alta temperatura S_A , donde aparece una lineación definida por el estiramiento de los ortopiroxenos (Figura 3C). Las microestructuras observadas en estas zonas se caracterizan por presentar texturas porfiroclásticas, con porfiroclastos de ortopiroxeno estirados en la dirección de la lineación que aparecen en una matriz de grano fino constituida por olivinos recristalizados dinámicamente. La lineación contenida en la S_1 también aparece definida por la orientación preferente de forma de los anfíboles, así como por la alineación de agregados policristalinos de este mineral. En el resto del macizo esta fase de deformación D_1 da lugar al desarrollo de pliegues en vaina observados a diferentes escalas. La fase de deformación D_2 , también desarrollada en condiciones de alta presión, se pone de manifiesto por la existencia de cizallas dúctiles extensionales de bajo ángulo que cortan a la foliación milonítica S_1 en las inmediaciones del contacto con las granulitas situadas debajo del macizo peridotítico.

Las microfábricas de las rocas ultramáficas

Las primeras clasificaciones microestructurales en rocas de origen mantélico fueron realizadas por Mercier y Nicolas (1975) a partir de observaciones realizadas en xenolitos en lavas basálticas. Pero las peridotitas orogénicas se caracterizan por presentar historias de deformación complejas, en las que aparecen reflejadas deformaciones mantélicas de alta temperatura y deformaciones de temperatura moderada (700-800 °C) relacionadas con los procesos de obducción y emplazamiento, entre otros. Clasificaciones posteriores a la de Mercier y Nicolas (1975) introducen los términos de microestructuras astenosféricas y litosféricas (Nicolas *et al.*, 1980; Nicolas, 1986; Suhr, 1993; Dijkstra *et al.*, 2004). Las microestructuras astenosféricas corresponden a texturas recristalizadas de grano grueso (>4 mm), equivalentes a las texturas granoblásticas descritas por Mercier y Nicolas (1975), las cuales se habrían formado en condiciones de alta temperatura > 1200 °C y esfuerzos relativamente bajos. Por el contrario las microestructuras litosféricas generalmente muestran un tamaño de grano menor y son frecuentes las texturas porfiroclásticas desarrolladas en condiciones de temperatura inferiores a las producidas en la astenosfera, relacionadas con un régimen de esfuerzos diferenciales mayor.

Microestructuras equigranulares

Estas microestructuras han sido observadas únicamente en litologías duníticas pertenecientes a la UDI y en las piroxenitas de la UPM. Se corresponden con microestructuras equigranulares de grano medio que aparecen con mayor frecuencia en las litologías duníticas (Figura 4A) y se caracterizan por presentar una distribución unimodal de tamaño de grano oscilan entre 0,5 y 2 mm. Los límites de grano son netos, en ocasiones ligeramente curvos, y apare-

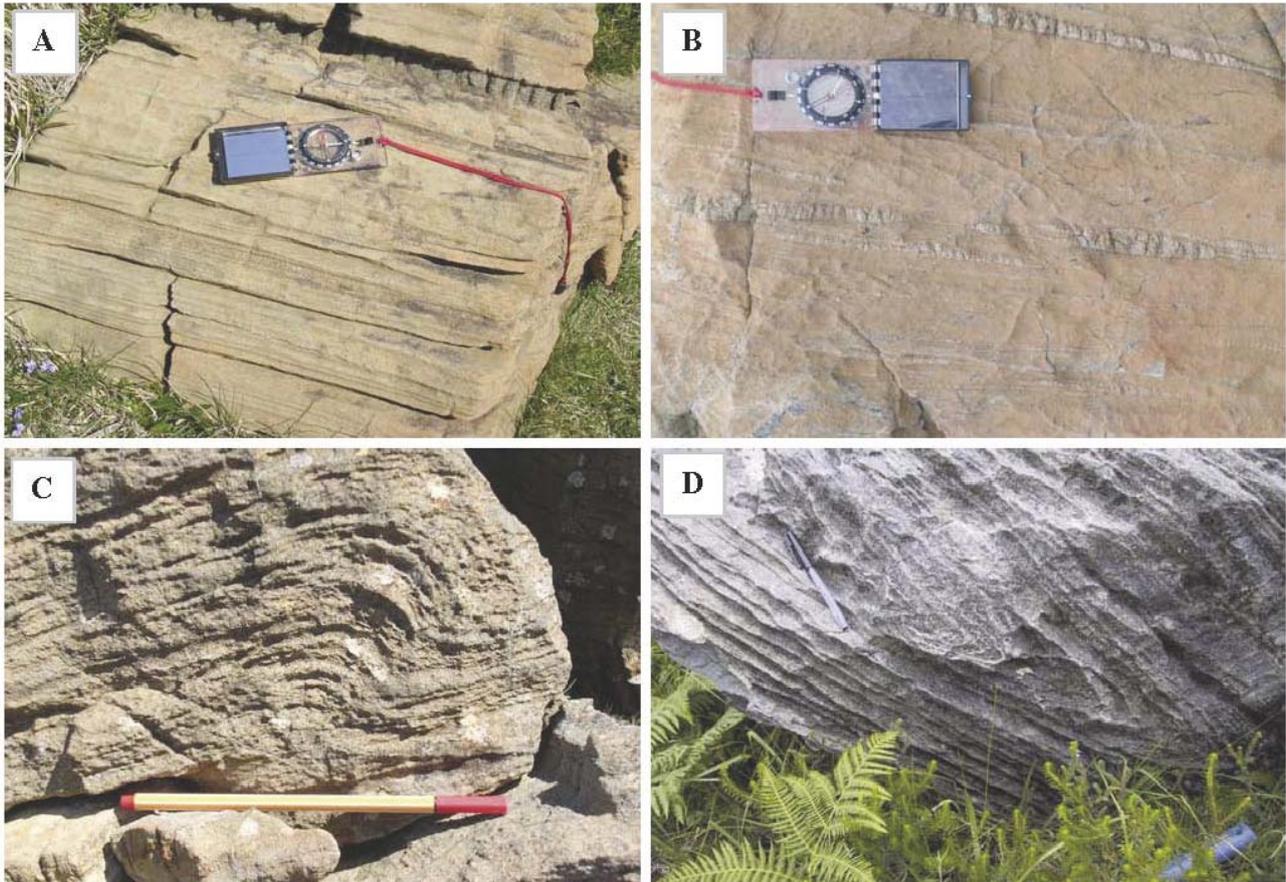


Fig. 3.- A) Bandeado composicional en la UDI paralelo a la foliación de alta temperatura (D_A). B) Pliegues intrafoliares en la UDII. C) Superposición de plegamiento tipo 3, caracterizada por una figura de interferencia de “pliegue en gancho”. Estas estructuras se asocian a la fase de deformación D_1 . D) Foliación milonítica S_1 con pliegues intrafoliares observada en la UPA, en la zona de borde en contacto con las granulitas.

cen con frecuencia uniones triples a 120° , lo cual evidencia mecanismos de crecimiento de grano que pueden haber aparecido en condiciones de tasas de deformación lentas o bien mediante recristalización estática en condiciones de temperatura relativamente alta tras el cese de la deformación. Ocasionalmente es posible observar subestructuras que evidencian procesos de deformación intracrystalina y procesos de recuperación o *recovery* como desarrollo de subgranos (Figura 4B). La mayoría de los límites de subgranos han evolucionado a límites de grano por medio de la rotación progresiva de los subgranos en un régimen de deformación no coaxial. En todas las muestras estudiadas con microestructuras equigranulares, la lineación aparece definida por la alineación y elongación de las espinelas fundamentalmente, aunque también los olivinos aparecen ligeramente elongados con relaciones axiales X/Z que varían entre 1,5 y 3.

Microestructuras porfiroclásticas

Las microestructuras observadas en la mayoría de las litologías del macizo de Herbeira son similares a las descritas en la literatura como microestructuras litosféricas caracterizadas por texturas porfiroclásticas.

Estas microestructuras han sido observadas en todas las unidades del macizo y en todas las litologías presentes (Fi-

guras 4C, D, E y F). Este tipo de microestructuras se caracterizan por presentar una distribución claramente bimodal del tamaño de grano, con grandes porfiroclastos constituidos por clinopiroxenos y olivinos, envueltos en una matriz equigranular de tamaño de grano muy fino formada por olivinos, clinopiroxenos, ortopiroxenos y anfíboles (Figura 4D y E). Por lo general, tanto los porfiroclastos como los granos recristalizados aparecen elongados con relaciones axiales X/Z que oscilan entre 1,5 y 4 definiendo la lineación de estiramiento (eje X del elipsoide de deformación). Los porfiroclastos muestran ocasionalmente un débil desarrollo de subgranos, cuyos límites aparecen normalmente perpendiculares a la dirección de la lineación, siendo más frecuente la aparición de granos y subgranos con extinción ondulante, lo cual evidencia la abundancia de dislocaciones en los granos. Este tipo de texturas sugiere que los procesos de recuperación o *recovery* actuaron de forma moderada, por tanto el desarrollo de las texturas porfiroclásticas habría tenido lugar en condiciones de temperaturas relativamente bajas para el manto ($900-1000^\circ\text{C}$) (Mercier y Nicolas, 1975).

En las piroxenitas de la UPM las texturas porfiroclásticas suelen ser de grano grueso, y son frecuentes las texturas de recristalización dinámica del tipo *core-mantle* (Figura 4F). Por lo general los clinopiroxenos y ortopiroxenos muestran evidencias de haber sufrido deformación

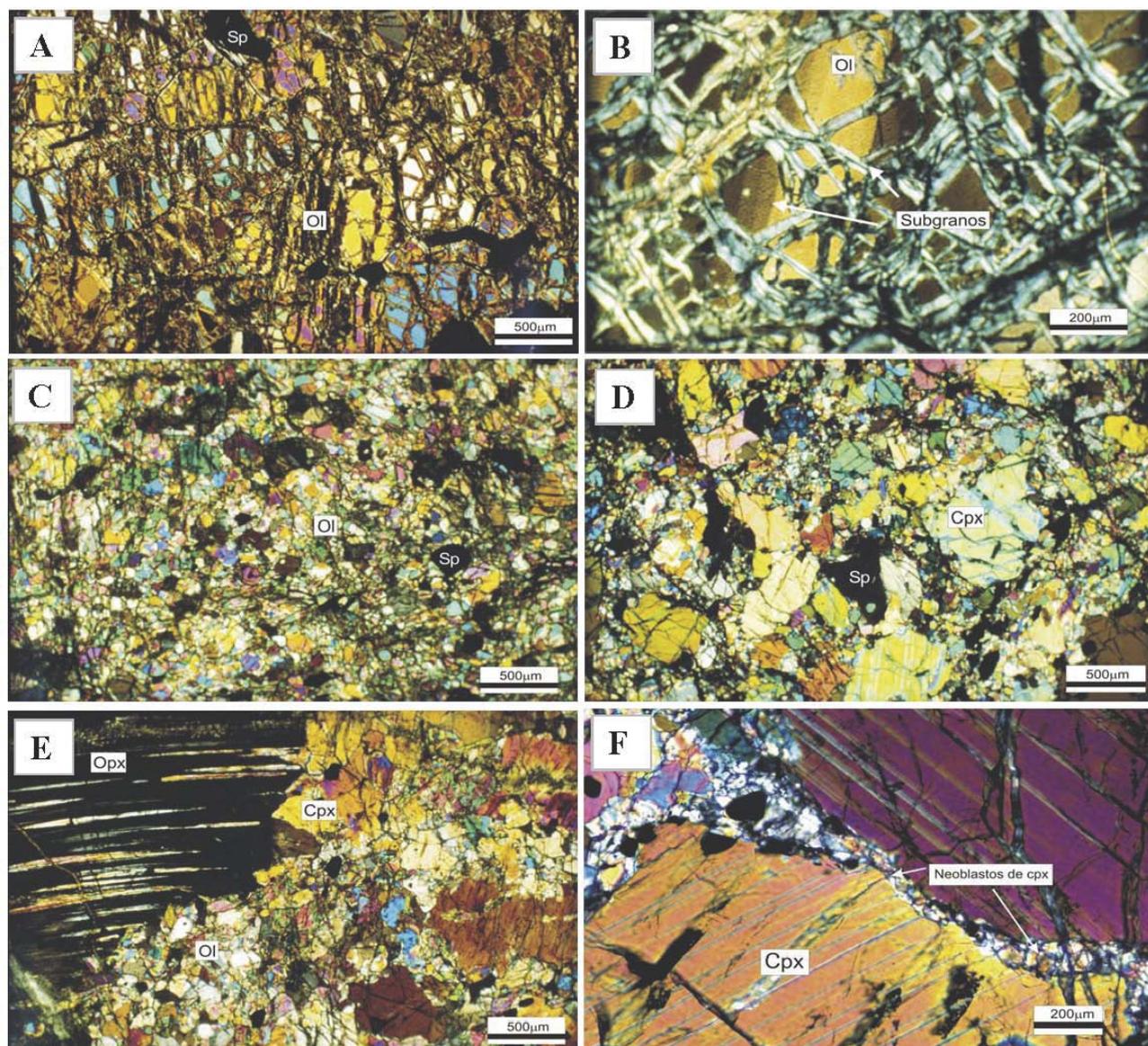


Fig. 4.- A) Textura equigranular con olivinos con extinción ondulante. Dunitas de la UDI. B) Microestructuras de dislocación con desarrollo de subgranos en un olivino de una dunita de la UDI, con estructura granoblástica equigranular. C) Textura porfiroclástica de grano fino en una dunita de la UDI. Se observa un mosaico equigranular formado por neoblastos de olivino. D) Textura porfiroclástica de grano medio en una piroxenita con distribución bimodal en el tamaño de grano. E) Textura porfiroclástica en websterita, con porfiroclastos de gran tamaño que presentan evidencias de deformación intracrystalina. F) Textura tipo *core-mantle* en clinopiroxenita. Abreviaturas: Cpx: clinopiroxeno; Opx: ortopiroxeno; Ol: olivino; Sp: espinela.

intracrystalina, como extinción ondulante o lamelas de exolución (Figura 4E).

En las litologías de tipo dunítico pertenecientes a la UDII la mayoría de las microestructuras porfiroclásticas son de grano fino en la zona superior de la unidad, mientras que las litologías de la zona lherzolitica en contacto con la UHB muestran texturas porfiroclásticas de tamaño de grano generalmente mayor. En todas las rocas estudiadas pertenecientes a la UDII aparece un bandeo composicional de escala microscópica a mesoscópica paralelo a la foliación regional, definido por bandas piroxeníticas alternantes con zonas en las que predominan los olivinos. En ocasiones es posible observar bandas miloníticas caracterizadas por una intensa reducción del tamaño de grano, con texturas equigranulares formadas por mosaicos de neoblastos de olivino fundamentalmente. Tanto los porfiro-

clastos como los granos recrystalizados aparecen elongados contribuyendo a definir la lineación macroscópica de la roca, con relaciones axiales que varían entre 1,5 y 3.

Las litologías de tipo harzburgítico tanto de la UHB como de la UPA presentan mayoritariamente microestructuras porfiroclásticas, con porfiroclastos de gran tamaño constituidos por ortopiroxenos, que en ocasiones llegan a alcanzar dimensiones centimétricas, los cuales aparecen deformados y elongados contribuyendo a definir la lineación macroscópica. Estos porfiroclastos muestran subestructuras de dislocación como: desarrollo de *kink-bands*, extinción ondulante, desarrollo de subgranos y lamelas de exolución (Figura 4E). Los porfiroclastos aparecen en una matriz de grano medio a fino (< 1mm), constituida principalmente por cristales de olivino, anfíbol, ortopiroxeno y de forma ocasional clinopiroxeno.

Los anfíboles, muy abundantes en las litologías del sector oriental, se disponen formando agregados policristalinos paralelos a la foliación, con hábitos tabulares elongados en la dirección del eje X del elipsoide de deformación. En la zona de oriental del borde del macizo, cerca del contacto con las unidades granulíticas de alta presión y temperatura, se produce una intensa reducción del tamaño de grano, dando lugar a zonas miloníticas discretas. Las rocas de la UPA en esta zona muestran microestructuras porfiroclásticas de grano fino a muy fino, en la que no aparecen porfiroclastos de ortopiroxenos de gran tamaño como se observan en el resto de la unidad. La lineación aparece muy desarrollada y se encuentra definida principalmente por la elongación de los anfíboles, cloritas y la alineación de los granos de espinela. Los olivinos muestran formas alargadas paralelas a la lineación mineral, con relaciones axiales X/Z que varían entre 2 y 5.

Orientación Cristalográfica Preferente (OCP) del olivino

Las OCP del olivino de las rocas ultramáficas han sido analizadas mediante *Electron Back-Scatter Diffraction* (EBSD) o Difracción de Electrones Retrodispersados. Los análisis han sido efectuados en el *Department of Earth and Planetary Science* de la Universidad de Tokio, utilizando un dispositivo de la compañía HKL adaptado a un microscopio electrónico de barrido modelo JEOL JSM-6460. Las condiciones de trabajo fueron: tensión de aceleración de 20kV, corriente de sonda sobre la muestra de 0,51 nA, distancia de trabajo de 27 mm, inclinación de la muestra 70°. Los análisis fueron realizados de forma automática por medio de una cuadrícula de 1 cm² de área aproximada por muestra, con obtención de datos cada 20mm. Las distribuciones encontradas se representan en proyección estereográfica equiareal (hemisferio inferior) para secciones estructurales XZ, siendo la dirección estructural X, equivalente a la dirección de la lineación.

Se ha estudiado la OCP del olivino en rocas representativas de todas las unidades litológicas del macizo de Herbeira.

Se ha observado una fábrica cristalográfica muy pronunciada en una wehrlita (PT-14) perteneciente a la UDI, donde los ejes cristalográficos [010] aparecen formando un máximo puntual próximo a la dirección perpendicular al plano de foliación (Figura 5). Por su parte, los ejes cristalográficos [100] aparecen distribuidos en una guirnalda perpendicular al máximo definido por los ejes [010], dentro del plano de foliación formando un pequeño ángulo con la lineación. Este tipo de patrón en la OCP del olivino sugiere la activación del sistema de deslizamiento (010)[100], característico de condiciones de temperatura elevadas (>1200° C, Nicolas *et al.*, 1973), generadas en condiciones de elevados esfuerzos diferenciales y bajos contenidos en agua (Carter y Avé Lallemant, 1970; Bystricky *et al.*, 2000; Zhang *et al.*, 2000).

En muestras recopiladas en la UDI (PT-3 y PT-9) y UPA (PT-12 y PT-23), la distribución de los ejes [010] evidencia la activación del sistema de deslizamiento {0kl}[100], con

(010)[100] como sistema de deslizamiento dominante, sin embargo la orientación de los ejes [001] paralelos a la lineación indica que el deslizamiento también se ha producido en la dirección [001] mediante sistemas de deslizamiento {hk0}[001] (Figuras 5 y 7). Estos sistemas de deslizamiento indican que la deformación tuvo lugar en condiciones de temperatura moderada 1000–1100 °C (Carter y Avé Lallement 1970; Nicolas y Porier, 1976).

Patrones de OCP de olivino con orientación de los ejes cristalográficos [010] con máximos puntuales próximos a la dirección perpendicular al plano de foliación, han sido observados en la UDI (PT-20) y UDII (PT-16). En estas muestras los ejes cristalográficos [100] presentan una orientación dentro del plano de foliación subperpendicular a la dirección de la lineación, mientras que los ejes cristalográficos [001], muestran una orientación menos definida con máximos orientados subparalelos a la lineación (Figuras 5 y 6). Este patrón de OCP para el olivino es similar a los patrones de tipo B descritos por Jung y Karato (2001). Según estos autores, las fábricas de tipo B se desarrollan cuando la deformación tiene lugar en condiciones hidratadas y/o condiciones de esfuerzos elevados.

La fábrica de olivino observada en la muestra PT-15, perteneciente a la UHB (Figura 6) se caracteriza por presentar un patrón de OCP para el olivino poco habitual. Los ejes cristalográficos [100] muestran una distribución bimodal con máximos puntuales próximos al polo de la foliación, mientras que los ejes cristalográficos [001] se orientan en el plano de foliación en la dirección del eje estructural Y normal a la lineación. Los ejes cristalográficos [010] se distribuyen formando una guirnalda de bajo ángulo perpendicular a la orientación definida por los ejes [100] con máximos próximos a la dirección de la lineación. El patrón de OCP para el olivino observado en esta muestra no es muy común en peridotitas deformadas naturalmente, este tipo de fábrica con ejes cristalográficos [100] orientados en la dirección perpendicular al plano de foliación, han sido denominadas fábricas de tipo C por Jung y Karato (2001). En este tipo de fábricas el sistema de deslizamiento dominante se produce a favor de la dirección [001], sin embargo en la muestra PT-15 los ejes cristalográficos [001] se disponen perpendiculares a la dirección de la lineación y los ejes [010] se distribuyen en el plano de foliación paralelos a la lineación. Esta distribución de la OCP sugiere que el sistema de deslizamiento dominante tuvo que ser (001)[010], un sistema de deslizamiento muy poco habitual en peridotitas, ya que este tipo de fábricas sugieren un cambio en los sistemas de deslizamiento activados en altas temperaturas por medio de la incorporación de fluidos durante la deformación (Jung y Karato, 2001).

Únicamente se ha observado un típico patrón de fábrica axial-(010) (Tommasi *et al.*, 1999; Abuchees y Garrido, 2001; Michibayashi y Mainprice, 2004; Vauchez *et al.*, 2005), en una muestra recopilada en la UPA, en la zona del borde oriental en contacto con las granulitas. El patrón de OCP presenta ejes cristalográficos [010] con una clara distribución bimodal con máximos de orientación en la dirección normal al plano de foliación. Por su parte, los ejes cristalográficos [100] y [001] se distribuyen formando guir-

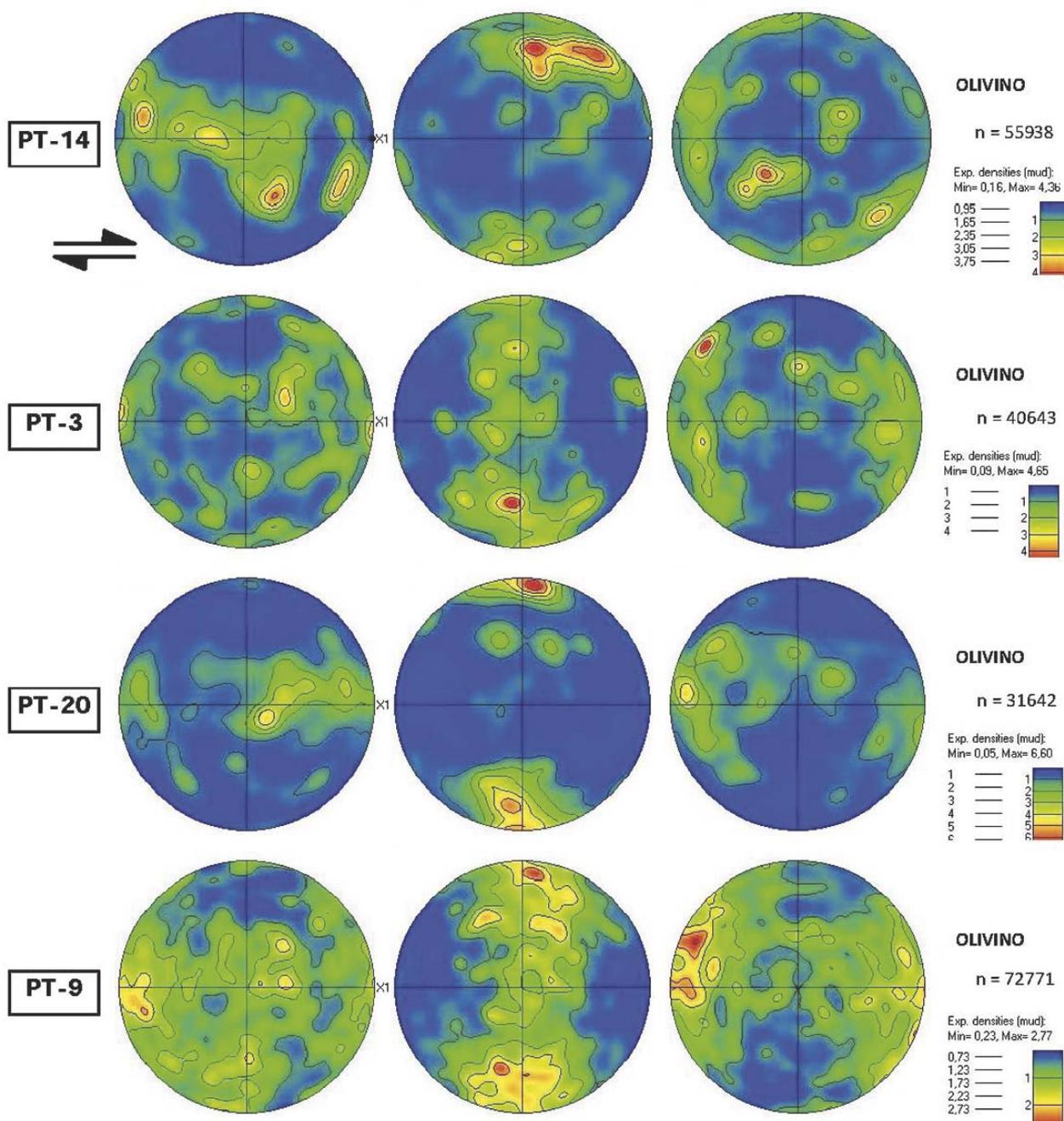


Fig. 5.- Orientación cristalográfica preferente (CPO) de los ejes $a = [100]$, $b = [010]$, $c = [001]$ del olivino en las muestras de la UDI estudiadas, en el sector occidental. Representaciones en el hemisferio inferior de la red equiareal. El plano de foliación (XY) está representado por un plano vertical de dirección E-O, conteniendo a la lineación (X). Se da en cada muestra el número de datos obtenidos n . Los contornos corresponden múltiplos de la distribución uniforme.

naldas completas perpendiculares a la orientación definida por los ejes $[010]$ (Figura 7). Este tipo de fábrica indica la activación simultánea de los sistemas de deslizamiento $(010)[001]$ y $(010)[100]$ durante la deformación. La fábrica cristalográfica de olivino en esta muestra es claramente asimétrica, lo que permite interpretar que la deformación responsable de la OCP tuvo componentes rotacionales importantes. El sentido de movimiento de la cizalla, deducido de la asimetría de la OCP respecto a los referentes estructurales, indica un movimiento tectónico de los bloques de techo hacia el NNE, según las coordenadas geográficas actuales.

Se han observado fábricas aleatorias en una muestra de la UDII (PT-17). Los olivinos en esta muestra, no presentan subestructuras de dislocación como extinción ondulatoria o desarrollo de subgranos, sino que aparecen como neoblastos de grano muy fino formados mediante recristalización dinámica. La OCP que presentan estos olivinos es muy débil y los ejes cristalográficos se orientan de forma aleatoria (Figura 6). Este tipo de fábrica aleatoria observada en la PT-17 sugiere la contribución de mecanismos de creep por difusión durante la deformación (Fliervoet *et al.*, 1999).

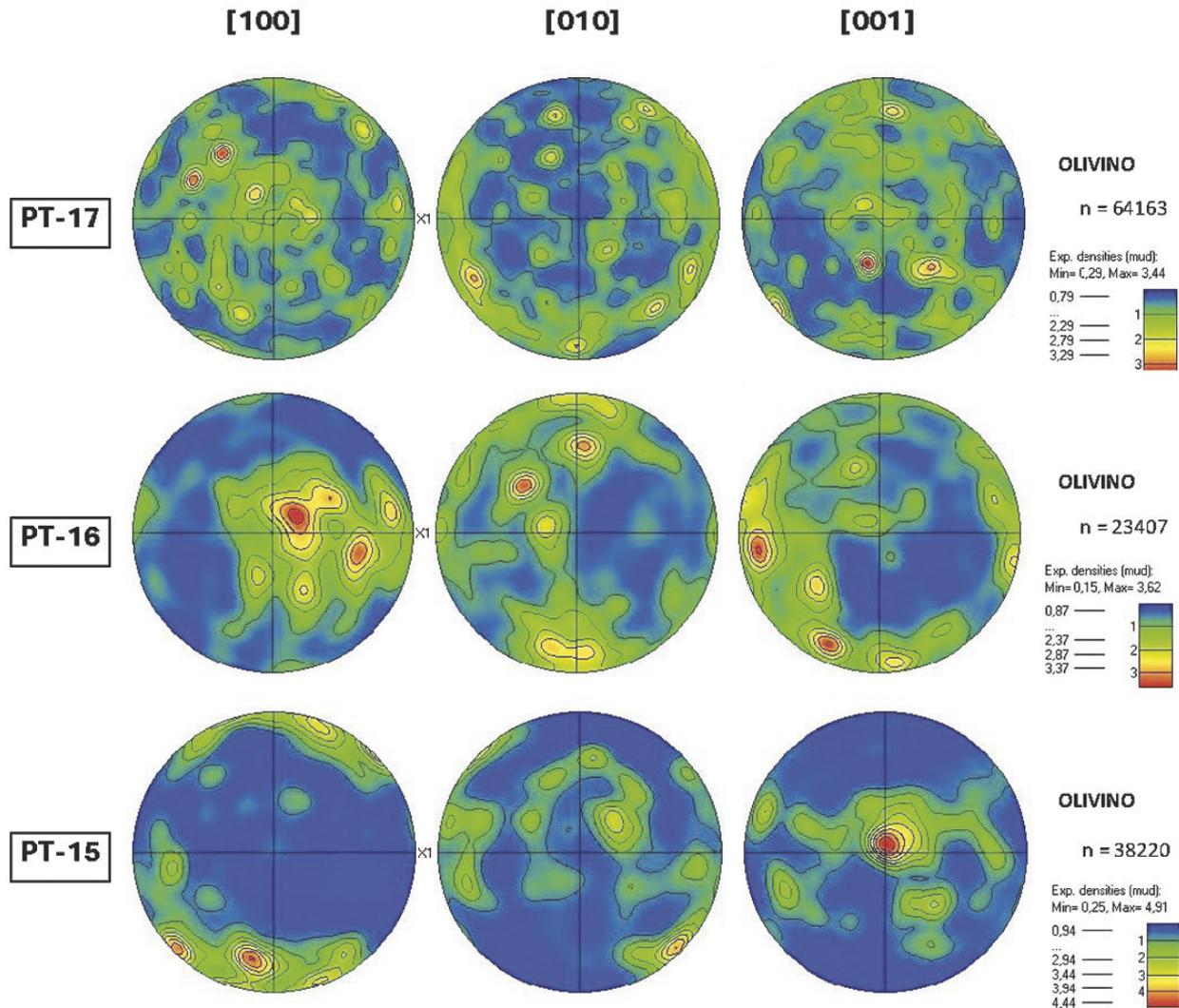


Fig. 6.- Orientación cristalográfica preferente de los ejes $a = [100]$, $b = [010]$, $c = [001]$ del olivino en muestras de la UDII y UHB. Véase pie de figura 5 para más detalles.

Magnitud de los esfuerzos diferenciales (Paleopiezometría)

Complementariamente al análisis de la fábrica se ha abordado también el cálculo de los esfuerzos diferenciales registrados en las rocas ultramáficas de Herbeira. A la hora de realizar este estudio es importante escoger el parámetro microestructural apropiado, ya que algunas microestructuras se reequilibran con facilidad durante eventos de deformación de más baja temperatura. Para el caso del olivino, existe un acuerdo general en que el tamaño de grano recristalizado dinámicamente es el parámetro microestructural que reúne las mejores garantías a la hora de realizar los cálculos piezométricos. En la recristalización dinámica del olivino, estudiada en numerosos ensayos experimentales así como en peridotitas deformadas naturalmente, se observa que el tamaño de grano recristalizado y el esfuerzo diferencial no aparecen modificados de forma significativa por la presencia o ausencia de agua, ni tampoco por las variaciones de temperatura (Post, 1973; Karato *et al.*, 1980; Van der Wal *et al.*, 1993). Por todas estas razones, se ha utilizado el tamaño de grano recristalizado dinámicamente como pa-

rámetro microestructural para determinar los esfuerzos diferenciales que han afectado a las peridotitas de Herbeira.

El tamaño de grano recristalizado se ha obtenido mediante el método de línea de intercepción, desarrollado por Exner 1972 y Pickering 1976.

En el cálculo de los esfuerzos de las peridotitas del macizo de Herbeira se ha empleado las calibraciones geopiezométricas para olivino de los siguientes autores: Post (1977), Mercier *et al.* (1977), Ross *et al.* (1980), Karato *et al.* (1980) y Van der Wal *et al.* (1993). Los resultados obtenidos se presentan en la tabla 1 y se discuten a continuación.

Teniendo en cuenta la microestructura observada en las muestras seleccionadas, se han calculado los esfuerzos diferenciales para los porfiroclastos de mayor tamaño conservados en las peridotitas con textura porfiroclástica y equigranular, así como los esfuerzos diferenciales para los neoblastos recristalizados dinámicamente. Los valores obtenidos a partir de los clastos relictos de mayor tamaño representan el régimen de esfuerzos diferenciales dominante durante la deformación en condiciones de alta temperatura. Los resultados obtenidos muestran una amplia variación en

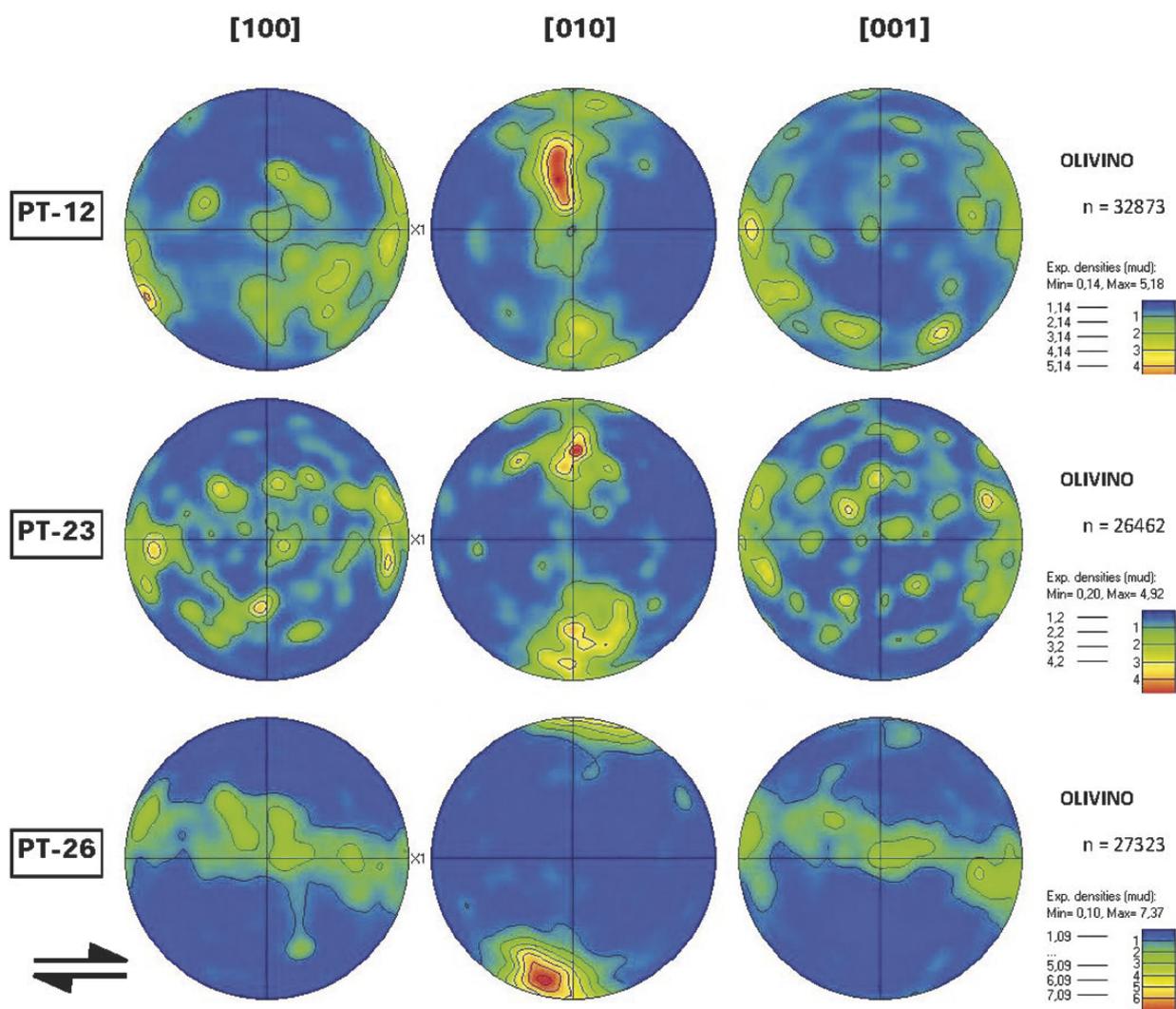


Figura 7.- Orientación cristalográfica preferente de los ejes $a = [100]$, $b = [010]$, $c = [001]$ del olivino en muestras de la UPA, sector oriental. Véase pie de figura 4 para más detalles.

Muestras	Microestructura	Tamaño de grano (micras)	Post (1977)	Mercier <i>et al.</i> (1977)	Ross <i>et al.</i> (1980)	Karato <i>et al.</i> (1980)	Van der Wall <i>et al.</i> (1993)
DS-7 (UDI)	equigranular	1541	13,90	10,29	14,87	4,17	5,53
DS-8 (UDI)	equigranular	2185	11,00	7,75	11,30	3,10	4,26
PT-3 (UDI)	porfirclástica (neoblastos)	400	34,31	30,81	43,01	13,07	15,26
PT-9 (UDI)	porfirclástica (neoblastos)	134	71,38	74,96	101,76	33,01	34,72
PT-14 (UDI)	porfirclástica (neoblastos)	843	20,82	16,81	23,91	6,95	8,71
PT-14	porfiroclastos	1288	15,67	11,91	17,13	4,85	6,33
PT-20 (UDI)	porfirclástica (neoblastos)	304	41,23	38,51	53,39	16,49	18,75
PT-20	porfiroclastos	1500	14,15	10,52	15,19	4,26	5,65
PT-17 (UDII)	porfirclástica (neoblastos)	305	41,14	38,41	53,25	16,44	18,71
PT-17	porfiroclastos	466	30,97	27,21	38,14	11,48	13,60
PT-15 (UHB)	equigranular	2425	10,26	7,12	10,41	2,84	3,94
PT-26 (UPA)	porfiroclástica (neoblastos)	629	25,33	21,32	30,12	8,90	10,86

Tabla 1.- Resultado de las mediciones de tamaño de grano y de los cálculos geopiezométricos (en Mpa) realizados sobre las muestras que se indican.

función del paleopiezómetro empleado. Los paleopiezómetros basados en el tamaño de grano recrystalizado dinámicamente, considerados tradicionales (Post, 1977; Mercier

et al., 1977; Ross *et al.*, 1980), arrojan valores significativamente más elevados que los que cabría esperar para el manto superior (Nicolas, 1978; Suhr, 1993; Dijkstra *et al.*,

2002). La magnitud de los esfuerzos diferenciales calculada a partir de estos paleopiezómetros varía entre 8 y 17 MPa para las muestras de la UDI, 27 y 38 MPa en la UDII y 7 y 11 MPa en la UHB. Los geopiezómetros, basados en el tamaño de grano recristalizado dinámicamente, propuestos por Karato *et al.* (1980) y Van der Wall *et al.* (1993), usados en las mismas muestras arrojan valores notablemente más bajos para los esfuerzos diferenciales: 3 – 6 MPa en las muestras pertenecientes a la UDI, 11 – 14 MPa en la UDII y 3 – 4 MPa en la UHB. Estos valores son más apropiados, ya que se encuentran dentro del orden de magnitud de los esfuerzos diferenciales obtenidos en otras rocas de contexto tectónico similar (Shur, 1993; Jin *et al.*, 1998; Gil Iburguchi *et al.* 1999; Azcárraga, 2000; Dijkstra *et al.*, 2002).

La magnitud de los esfuerzos diferenciales obtenida a partir de los neoblastos recristalizados dinámicamente varía también en función del paleopiezómetro empleado. Los valores resultantes del cálculo mediante los paleopiezómetros tradicionales varían entre 16 y 100 MPa en las muestras de la UDI, 38 y 53 MPa en la UDII y 21 y 30 en la UPA. En este caso, las variaciones con respecto a los resultados obtenidos utilizando los paleopiezómetros de Karato *et al.* (1980) y Van der Wall *et al.* (1993) es más notoria. En base a estos geopiezómetros los valores calculados para los esfuerzos diferenciales son: 7 – 35 MPa en la UDI, 16 – 19 MPa en la UDII y 9 – 11 en la UPA. La magnitud de los esfuerzos obtenida mediante los paleopiezómetros tradicionales es similar a los valores determinados por Ben Jmaa (1998) y Girardeau y Gil Iburguchi (1991) para la deformación milonítica de la zona basal de los macizos peridotíticos de Limo y Herbeira.

Tasa de la deformación (strain rate)

La tasa de deformación o strain rate, se puede definir como el cambio de longitud que experimenta un elemento lineal en un intervalo de tiempo infinitesimal (Pfiffner y Ramsay, 1982). Existe una ley de flujo estacionario o ecuación constitutiva para la deformación plástica del olivino, que relaciona la magnitud de los esfuerzos diferenciales y la temperatura, proporcionando la tasa de deformación según la expresión matemática:

$$\dot{\epsilon} = A \sigma^n \exp(-H/RT)$$

donde $\dot{\epsilon}$ es la tasa de deformación, A (MPa n⁻¹ s⁻¹) es una constante pre-exponencial, particular para cada material y mecanismo de deformación, σ (MPa) el esfuerzo diferencial, H (kJ mol⁻¹) la entalpía de activación de los procesos de difusión que controlan la deformación, T (K) es la temperatura absoluta, R (8,314 J K⁻¹ mol⁻¹) es la constante de los gases y n el exponente, el cual también es una constante.

Para la obtención de las tasas de deformación en este estudio se han empleado las constantes calibradas experimentalmente por los siguientes autores: Carter y Avé Lallemant (1970), Ross *et al.* (1980), Chopra y Patterson (1984), Ji y Zhao (1994) y Drury y Fitzgerald (1998). Los cálculos de la tasa de deformación se han realizado intro-

duciendo dos valores de temperatura diferente, correspondientes a los dos eventos de deformación ya descritos, el de alta temperatura (D_A) en condiciones mantélicas (1200°C) y el de temperaturas moderadas (D₁), relacionado con el evento metamórfico de alta presión y alta temperatura (850°C). Por tanto, la magnitud de los esfuerzos diferenciales calculada a partir de los granos relictos de mayor tamaño representarían el evento de deformación de alta temperatura en condiciones mantélicas, mientras que los esfuerzos calculados a partir de los neoblastos de recristalización dinámica proporcionarían la tasa de deformación del evento relacionado con el metamorfismo de alta presión y alta temperatura. Los resultados obtenidos, sin embargo, deben tratarse con cautela debido a la progresiva acumulación y propagación de errores de diversos orígenes como por ejemplo la determinación de la temperatura, las calibraciones experimentales o el cálculo del esfuerzo diferencial.

Las tasas de deformación (Tablas 2 y 3) obtenidas a partir de los esfuerzos diferenciales calculados con los geopiezómetros de Karato *et al.* (1986) y Van der Wall (1993), arrojan valores de tasas de deformación de uno e incluso dos órdenes de magnitud más lentas, que las calculadas con los valores de esfuerzo diferencial obtenidos por medio de los paleopiezómetros clásicos (Post, 1977; Mercier *et al.*, 1977; Ross *et al.*, 1980). Por tanto, las tasas de deformación determinadas a partir de los valores de esfuerzos diferenciales calculados con los paleopiezómetros de Karato *et al.* (1986) y Van der Wall *et al.* (1993), son las que reflejan unas velocidades de deformación más próximas a las características del manto y corteza inferior terrestre. De esta forma, la deformación de alta temperatura (~1200°C) tuvo lugar bajo tasas de deformación rápidas del orden de 10⁻⁹ y 10⁻¹⁵ s⁻¹, mientras que en la deformación milonítica, desarrollada durante el metamorfismo de alta presión y alta temperatura (850 °C), las tasas de deformación fueron sensiblemente más lentas, con valores entre 10⁻¹² y 10⁻¹⁹ s⁻¹. Debido a que la viscosidad efectiva de las rocas disminuye al aumentar la temperatura (siendo la viscosidad efectiva el cociente entre el esfuerzo diferencial y la tasa de deformación) es lógico que la velocidad aumente durante la deformación en condiciones de altas temperaturas. Las tasas de deformación calculadas, son del mismo orden de magnitud que las determinadas por Gil Iburguchi *et al.* 1999 y Azcárraga (2000) en los bordes de metaperidotitas que aparecen en la banda este de la Zona de Movimiento Tectónico de Carreiro.

Discusión

Las estructuras reconocidas a diferente escala en este estudio, han permitido diferenciar tres fases de deformación importantes que afectaron a las litologías del macizo de Herbeira. De las tres fases reconocidas, una tuvo lugar en condiciones de muy alta temperatura D_A, relacionada con la deformación de estas peridotitas en el manto astenosférico poco profundo, mientras que las otras dos fases de deformación corresponden a deformaciones litosféricas D₁ y D₂ desarrolladas en condiciones de alta presión y alta temperatura.

Tamaño de grano > 1000 mm Temperatura de la deformación 1200 °C	Post (1977)	Mercier <i>et al.</i> (1977)	Ross <i>et al.</i> (1980)	Karato <i>et al.</i> (1980)	Van der Wall <i>et al.</i> (1993)
Muestra DS-7 (UDI)					
Carter y Avé Lallemant (1970)	11,82	12,45	11,68	14,33	13,74
Ross <i>et al.</i> , (1980)	10,27	10,76	10,16	12,26	11,79
Chopra y Patterson (1984)	10,40	10,87	10,29	12,28	11,84
Karato <i>et al.</i> (1986)	8,19	8,58	8,10	9,75	9,38
Zi y Zhao (1994)	7,27	7,58	7,20	8,52	8,23
Drury y Fitz Gerald (1998)	9,26	9,71	9,15	11,09	10,66
Muestra DS-8 (UDI)					
Carter y Avé Lallemant (1970)	12,31	13,04	12,25	14,95	14,29
Ross <i>et al.</i> , (1980)	10,66	11,23	10,61	12,75	12,22
Chopra y Patterson (1984)	10,76	11,31	10,72	12,74	12,25
Karato <i>et al.</i> (1986)	8,49	8,95	8,45	10,14	9,73
Zi y Zhao (1994)	7,51	7,87	7,48	8,83	8,50
Drury y Fitz Gerald (1998)	9,61	10,14	9,57	11,54	11,06
Muestra PT-14 (UDI)					
Carter y Avé Lallemant (1970)	11,57	12,14	11,38	14,01	13,46
Ross <i>et al.</i> , (1980)	10,07	10,52	9,92	12,01	11,57
Chopra y Patterson (1984)	10,21	10,64	10,07	12,04	11,62
Karato <i>et al.</i> (1986)	8,03	8,39	7,91	9,56	9,21
Zi y Zhao (1994)	7,14	7,43	7,05	8,36	8,08
Drury y Fitz Gerald (1998)	9,07	9,49	8,94	10,86	10,45
Muestra PT-20 (UDI)					
Carter y Avé Lallemant (1970)	11,78	12,40	11,63	14,28	13,70
Ross <i>et al.</i> , (1980)	10,24	10,73	10,12	12,22	11,75
Chopra y Patterson (1984)	10,37	10,83	10,26	12,24	11,80
Karato <i>et al.</i> (1986)	8,16	8,55	8,07	9,72	9,36
Zi y Zhao (1994)	7,25	7,56	7,17	8,50	8,20
Drury y Fitz Gerald (1998)	9,23	9,68	9,12	11,05	10,63
Muestra PT-15 (UHB)					
Carter y Avé Lallemant (1970)	12,45	13,21	12,42	15,13	14,45
Ross <i>et al.</i> , (1980)	10,77	11,37	10,75	12,89	12,35
Chopra y Patterson (1984)	10,87	11,44	10,85	12,88	12,37
Karato <i>et al.</i> (1986)	8,58	9,06	8,56	10,26	9,83
Zi y Zhao (1994)	7,58	7,96	7,57	8,92	8,58
Drury y Fitz Gerald (1998)	9,72	10,27	9,70	11,67	11,17

Tabla 2.- Valores de los logaritmos negativos de las tasas de deformación [-log (velocidad de deformación) (s^{-1})], calculados en los porfiroclastos de olivino de mayor tamaño.

La fase de deformación de alta temperatura D_{A_1} representa las deformaciones producidas en el manto bajo condiciones de temperatura superiores a 1000 °C, y constituye la fase de deformación más antigua registrada en el macizo de Herbeira. Durante esta fase de deformación se desarrolla una foliación subparalela al bandedado composicional que muestran las peridotitas. En esta fase aparece también el plegamiento isoclinal generalizado, con orientaciones de los ejes de los pliegues paralelos a la dirección de la lineación definida por la orientación de forma preferente y/o el estiramiento de la espinela y el piroxeno. En la microfábrica esta fase de deformación ha sido reconocida en porfiroclastos relictos de olivino y piroxenos, los cuales se

caracterizan por presentar evidencias de deformación intracrystalina como lamelas de exolución, extinción ondulante o desarrollo de subgranos.

Posteriormente a la fase de deformación de alta temperatura tiene lugar una deformación de carácter litosférico que coincide con el metamorfismo de alta presión y alta temperatura registrado en estas rocas (Ábalos *et al.*, 2003; Puelles, 2003; Puelles *et al.*, 2005). Durante esta etapa, la deformación fue progresiva y polifásica, habiendo sido dos las fases de deformación D_1 y D_2 descritas en el apartado anterior.

Durante la fase de deformación D_1 se produce un desarrollo de pliegues en vaina que pliegan a la foliación S_1 , en

un régimen de deformación dúctil no coaxial, que indica un desplazamiento tectónico de los bloques de techo hacia el NNE según las coordenadas geográficas actuales. A escala cartográfica la foliación de alta temperatura S_A , aparece plegada formando pliegues asimétricos con flancos

caracterizados por presentar un buzamiento muy bajo. Al microscopio, esta fase de deformación es reconocida por una intensa recristalización dinámica del olivino, que da lugar a texturas porfiroclásticas de grano medio a fino.

La fase de deformación D_2 aparece en condiciones de

Tamaño de grano < 1000 mm Temperatura de la deformación 850 °C	Post (1977)	Mercier <i>et al.</i> (1977)	Ross <i>et al.</i> (1980)	Karato <i>et al.</i> (1980)	Van der Wall <i>et al.</i> (1993)
Muestra PT-3 (UDI)					
Carter y Avé Lallemand (1970)	15,48	15,70	15,01	17,49	17,17
Ross <i>et al.</i> , (1980)	13,36	13,54	12,99	14,96	14,70
Chopra y Patterson (1984)	14,90	15,06	14,54	16,41	16,16
Karato <i>et al.</i> (1986)	11,65	11,79	11,35	12,91	12,70
Zi y Zhao (1994)	10,38	10,49	10,14	11,39	11,22
Drury y Fitz Gerald (1998)	12,14	12,30	11,79	13,61	13,37
Muestra PT-9 (UDI)					
Carter y Avé Lallemand (1970)	13,95	13,85	13,21	15,56	15,45
Ross <i>et al.</i> , (1980)	12,15	12,07	11,57	13,43	13,34
Chopra y Patterson (1984)	13,75	13,67	13,20	14,96	14,88
Karato <i>et al.</i> (1986)	10,69	10,63	10,23	11,70	11,63
Zi y Zhao (1994)	9,62	9,57	9,25	10,42	10,37
Drury y Fitz Gerald (1998)	11,02	10,95	10,49	12,20	12,12
Muestra PT-14 (UDI)					
Carter y Avé Lallemand (1970)	16,52	16,97	16,23	18,81	18,34
Ross <i>et al.</i> , (1980)	14,19	14,54	13,96	16,00	15,63
Chopra y Patterson (1984)	15,68	16,01	15,46	17,39	17,04
Karato <i>et al.</i> (1986)	12,30	12,58	12,12	13,73	13,44
Zi y Zhao (1994)	10,90	11,12	10,76	12,04	11,81
Drury y Fitz Gerald (1998)	12,90	13,22	12,69	14,57	14,22
Muestra PT-20 (UDI)					
Carter y Avé Lallemand (1970)	15,10	15,24	14,56	17,01	16,74
Ross <i>et al.</i> , (1980)	13,06	13,17	12,63	14,57	14,36
Chopra y Patterson (1984)	14,61	14,72	14,20	16,04	15,84
Karato <i>et al.</i> (1986)	11,41	11,50	11,07	12,60	12,44
Zi y Zhao (1994)	10,19	10,26	9,92	11,14	11,01
Drury y Fitz Gerald (1998)	11,86	11,96	11,47	13,25	13,06
Muestra PT-17 (UDII)					
Carter y Avé Lallemand (1970)	15,10	15,24	14,56	17,01	16,74
Ross <i>et al.</i> , (1980)	13,06	13,18	12,64	14,58	14,36
Chopra y Patterson (1984)	14,61	14,72	14,21	16,05	15,84
Karato <i>et al.</i> (1986)	11,41	11,50	11,08	12,61	12,44
Zi y Zhao (1994)	10,19	10,26	9,92	11,15	11,01
Drury y Fitz Gerald (1998)	11,86	11,97	11,47	13,26	13,06
Muestra PT-26 (UPA)					
Carter y Avé Lallemand (1970)	16,11	16,47	15,75	18,29	17,88
Ross <i>et al.</i> , (1980)	13,86	14,15	13,58	15,59	15,26
Chopra y Patterson (1984)	15,37	15,64	15,10	17,00	16,69
Karato <i>et al.</i> (1986)	12,04	12,27	11,82	13,41	13,15
Zi y Zhao (1994)	10,70	10,88	10,52	11,79	11,58
Drury y Fitz Gerald (1998)	12,60	12,86	12,34	14,19	13,89

Tabla 3.- Valores de los logaritmos negativos de las tasas de deformación [-log (velocidad de deformación) (s^{-1})], calculados en neoblastos de olivino recristalizados dinámicamente.

alta presión y alta temperatura, aunque más moderadas que en la D_1 (Puelles, 2003). Las estructuras asociadas a esta fase de deformación reconocidas en el macizo de Herbeira aparecen mayoritariamente restringidas a las zonas de cizalla dúctil observadas en la zona de borde del macizo cerca del contacto con la unidad granulítica

El estudio de la petrofábrica del olivino nos indica que la deformación plástica de estos minerales opero mediante mecanismos de creep por dislocación, fundamentalmente, que dieron lugar al desarrollo de una orientación cristalográfica preferente. La fábrica de los olivinos varía de una muestra a otra, que indican la activación de un sistema de deslizamiento u otro en función de las condiciones de temperatura a las que se produzca la deformación. Los sistemas de deslizamiento más comunes deducidos del análisis de la fábrica del olivino son:

- (010)[100] {0kl}[100] – Estos sistemas de deslizamiento se activaron en condiciones de temperaturas elevadas (> 1200 °C), durante la deformación de los olivinos en la fase tectónica de alta temperatura D_A . Estas fábricas han sido observadas en peridotitas de la UDI y de la UPA.
- {0kl}[100] {hk0}[001] – Este tipo de fábricas se caracterizan por preservar los sistemas de deslizamiento activados durante la deformación de alta temperatura D_A , sin embargo comienza a aparecer un sistema de deslizamiento en la dirección cristalográfica [001], que podría indicar un descenso en las condiciones de temperatura bajo las cuales se produce la deformación. Este tipo de sistema de deslizamiento ha sido observado en milonitas que acomodan la deformación en condiciones de temperatura más bajas y esfuerzos diferenciales relativamente altos, relacionadas con el emplazamiento de las láminas peridotíticas en la corteza (Boudier y Coleman, 1981; Tommasi *et al.*, 2000). Este tipo de fábrica ha sido observado en las peridotitas de la UDI y UPA, y puede ser atribuida a la fase de deformación D_1 .
- (010)[100] (010)[001] – Cuando estos sistemas de deslizamiento aparecen de forma simultánea, el patrón de orientación cristalográfica preferente resultante ha sido comúnmente denominado patrón axial (010) (Tommasi *et al.*, 1999; Tommasi *et al.*, 2000). La activación simultánea de los sistemas de deslizamiento (010)[100] y (010)[001] ha sido atribuida a condiciones de temperaturas moderadas (Nicolas y Porier, 1976) o a regímenes de deformación de transpresión (Tommasi *et al.*, 1999). Este tipo de fábrica aparece muy desarrollado en las peridotitas de la UPA, en la zona de borde del macizo, cerca del contacto con las granulitas y por lo tanto este tipo de fábricas se pueden relacionar con la fase de deformación D_1 .
- Fábricas de tipo B y tipo C. Estas fábricas han sido observadas en dos muestras pertenecientes a la UDII y a la UHB, respectivamente. Indican que la deformación ha tenido lugar en condiciones hidratadas (Jung y Karato, 2001; Mizukami *et al.*, 2004) Hay que resaltar que las fábricas de tipo B, aparecen en peridotitas deformadas en condiciones naturales asociadas a contextos geodinámicos de subducción (Mizukami *et al.*, 2004).

Entre todos los patrones de orientación cristalográfica preferente del olivino encontrados en las peridotitas, las fábricas de tipo B y C, que aparecen en la UDII y UHB, respectivamente, son muy poco habituales en peridotitas deformadas naturalmente. Este tipo de fábricas indican un cambio en los sistemas de deslizamientos activados en altas temperaturas por medio de la incorporación de fluidos en la roca durante la deformación (Jung y Karato, 2001).

Conclusiones

De forma general, el estudio de la fábrica del olivino en las peridotitas nos permite apoyar la idea de dos etapas de deformación intracristalina en las peridotitas. Una primera etapa está relacionada con la fase de deformación plástica de alta temperatura D_A , a temperaturas superiores a 1000 °C, según indican los sistemas de deslizamiento intracristalino activos durante esta deformación. Durante la deformación plástica de alta temperatura D_A los esfuerzos diferenciales fueron generalmente bajos (3-6 MPa) y las tasas de deformación ($10^{-9} - 10^{-15} \text{ s}^{-1}$) convencionales para la deformación en el manto superior. La aparición de OCP de olivino de tipo B y C, que indican la incorporación de fluidos y/o fundidos, sugieren que la deformación D_A tuvo lugar en la cuña mantélica bajo un arco magmático.

La fase de deformación D_1 , tiene lugar en condiciones de temperaturas más moderadas, según se desprende de los sistemas de deslizamiento que se activan en el olivino. Esta fase de deformación, coetánea con el metamorfismo de alta presión y alta temperatura, tiene lugar en condiciones de esfuerzos diferenciales moderadamente altos (8-35 MPa) y tasas de deformación habituales para las registradas en las condiciones de la corteza inferior y manto superior ($10^{-12} - 10^{-19} \text{ s}^{-1}$).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por la Dirección General de Investigación Científica y Tecnológica del Ministerio de Educación y Cultura dentro del proyecto PB98-0815. Agradecemos al Profesor Kazuhito Ozawa de la Universidad de Tokio, su apoyo en los trabajos de laboratorio sobre la OCP y a J.I. Gil Iburguchi (Universidad del País Vasco) la ayuda en los trabajos de campo.

Bibliografía

- Ábalos, B., Azcárraga, J., Gil Iburguchi, J.I., Mendía, M.S. y Puelles, P. (2000). Mapa Geológico del Complejo de Cabo Ortegal (NO España). *Instituto Universitario de Xeoloxía Isidro Parga Pondal*, scale 1/25.000: 60 p.
- Ábalos, B., Puelles, P. y Gil Iburguchi, J.I. (2003). Structural assemblage of high-pressure mantle and crustal rocks in a subduction channel (Cabo Ortegal, NW Spain). *Tectonics*, 22: 1-21.
- Arenas, R. (1991). Opposite P, T, t paths of hercynian metamorphism between the upper units of the Cabo Ortegal Complex and their substratum (NW of the Iberian Massif). *Tectonophysics*, 191: 347-364.

- Arenas, R., Gil Ibaguchi, J.I., González Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J.R., Ortega Gironés, E., Pablo Maciá, J.G. y Peinado, M. (1986). Tectonostratigraphic Units in the Complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica II*, 2: 87-110.
- Azcárraga, J. (2000). Evolución tectónica y metamórfica de los mantos inferiores de grado alto y alta presión del complejo de Cabo Ortegal. *Nova Terra*, 17: 1-346.
- Bard, J.P., Burg, J.P., Matte, P.H. y Ribeiro, A. (1980). La Chaîne Hercynienne D'Europe Occidentale En Termes De Tectonique Des Plaques. En: *Géologie De L'Europe, Du Précambrien Aux Basins Sédimentaires Post-Hercyniennes*. Mém. B.R.G.M. 108, 233-246.
- Bastida, F., Marcos, A., Marquínez, J., Martínez Catalán, J.R., Pérez Estaún, A. y Pulgar, J.A. (1984). Hoja nº.1 del Mapa Geológico Nacional 1:200.000 (A Coruña) y Memoria. *I.G.M.E., Madrid*: 155 p.
- Ben Jamaa, N. (1988). Les peridotites de Bay of Islands (Terre Neuve) et de Cap Ortegal (Espagne): Approche petrostructurale. *These, l'Université de Paris VII*: 245 p.
- Boudier, F. y Coleman, R.G. (1981). Cross section through the peridotite in the Samail Ophiolite, SE Oman Mountains. In: *Oman Ophiolite*, (eds. RG Coleman y CA Hopson), *Journal of Geophysical Research*, 86: 2573-2592.
- Bystricky, M., Kunze, M., Burlini, L. y Burg, J.P. (2000). High shear strain of olivine aggregates, rheological and seismic consequences, *Science* 290, 5496, 1564-1567.
- Carter, N.L. y Avé Lallement, H.G. (1970). High temperature flow of dunite and peridotite, 81: 2181-2202.
- Chopra, P.N. y Paterson, M.S. (1984). The role of water in the deformation dunite. *Journal of Geophysical Research*, 89: 7861-7876.
- Dijkstra, A.H., Drury, M.R. y Frijhoff, R.M. (2002). Microstructures and lattice fabrics in the Hilti Mantle Section (Oman Ophiolite): Evidence for shear localization and melt weakening in the crust-mantle transition zone. *Journal of Geophysical Research* 107, B11, 2-1: 2-18.
- Dijkstra, A., Drury, M.R., Vissers, R.L.M., Newman, J. y Van Roermund, H.L.M. (2004). Shear zones in the upper mantle: Evidence from alpine ophiolite-type peridotite massifs. In: *Flow processes in faults and shear zones*, (eds. GI Alsop, RE Holdworth, K.J.W. McCaffrey, y M. Hand), *Special Publications, Geological Society of London*, 224: 11-24.
- Drury, M.R. y Fitzgerald, J.D. (1998). Mantle rheology: insights from laboratory studies of deformation and phase transition. In: *The Earth's Mantle-Composition, Structure and Evolution*. (ed. INS Jackson), *Cambridge University Press*, p. 503-559.
- Engels, J.P. (1972). The catazonal poly-metamorphic rocks of Cabo Ortegal (NW Spain), a structural and petrographic study. *Leidse Geologische Mededelingen*, 48: 83-133.
- Exner, H.E. (1972). Analysis of grain-and particle-size distributions in metallic materials. *International Metallurgical Reviews*, 17: 25-42.
- Fernández Martínez, F. y Fernández Pompa, F. (1977). Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000, nº 7 (Cedeira) del Mapa Geológico Nacional (M.A.G.N.A.). *I.G.M.E., Madrid*, 34 p.
- Fernández Pompa, F. y Monteserín, V. (1976) Mapa y memoria del Mapa 1:50.000, nº 1 (Cariño) Del Mapa Geológico Nacional (M.A.G.N.A.). *I.G.M.E., Madrid*, 34 p.
- Fliervoet, T.F., Drury, M.R., y Chopra, P.N. (1999). Crystallographic preferred orientations and misorientations in some olivine rocks deformed by diffusion or dislocation creep. *Tectonophysics*, 30: 1-27.
- García Izquierdo, B. (2005). Evolución geodinámica y procesos mantélicos en el Macizo de Herbeira complejo de Cabo Ortegal (NO de la Península Ibérica). *Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid*, 250 p.
- García Izquierdo, B., Capote del Villar, R. y Lunar López, R. (2011). Evolución geodinámica y procesos mantélicos en el Macizo de Herbeira complejo de Cabo Ortegal (NO de la Península Ibérica). *Laboratorio Xeolóxico de Laxe, Serie Nova Terra*, 39: 245 p.
- Gil Ibaguchi, J.I., Ábalos, B., Azcárraga, J. y Puelles, P. (1999). Deformation, High-Pressure Metamorphism and Exhumation of Ultramafic Rocks in a Deep Subduction/Collision Setting (Cabo Ortegal, N.W. Spain). *Journal of Metamorphic Geology* 17: 747-764.
- Girardeau, J. y Gil Ibaguchi, J.I. (1991). Pyroxenite-rich peridotites of the Cabo Ortegal complex (Northwestern Spain): evidence for large-scale upper-mantle heterogeneity. *Journal of Petrology, Spec. Lherzolites Issue*, 135-154.
- Gravestock, P.J. (1992). The chemical causes of uppermost mantle heterogeneities. *Tesis Doctoral, The Open University, London*, 299 p.
- Iglesia, M., Ribeiro, M.L. y Ribeiro, A. (1983). La Interpretación Aloctonista De La Estructura Del Noroeste Peninsular. In: *Libro Jubilar "Geología de España, Volumen I"*. (ed. JM Ríos), pp. 459-467. *I.G.M.E., Madrid*.
- Ji, S. y Zhao, P. (1994) Strength of wo-phase rocks: a model based on fiber-loading theory. *Journal of Structural Geology*, 16: 253-262.
- Jin, D, Karato, S.I. y Obata, M. (1998). Mechanism of shear localization in the continental lithosphere; inference from the deformation microstructures of peridotites from the Ivrea Zone, Northwestern Italy. In: *Structures and properties of high strain zones in rocks*, (eds. EH Rutter, A Boriani, KH Brodie, L Burlini, y SH Treagus), *Journal of Structural Geology*, 20: 195-209.
- Jung, H. y Karato, S.I. (2001). Water-induced fabric transitions in olivine. *Science*, 293: 1460-1463.
- Karato, S.I., Patterson, M.S. y Fitzgerald, J.D. (1986). Rheology of synthetic olivine aggregates, influence of grain size and water. *Journal of Geophysical Research*, 91: 8151-8176.
- Karato, S.I., Toriumi, M. y Fujii, T. (1980). Dynamic recrystallization of olivine single crystal during high-temperature creep. *Geophysical Research Letters*, 7: 649-652.
- Mainprice, D., Tommasi, A., Couvy, H., Cordier, P. y Frost, D.J. (2005). Pressure sensitivity of olivine slip systems and seismic anisotropy of Earth's upper mantle. *Nature* 433, 731-733.
- Marcos, A. (1998). La estructura del complejo de Cabo Ortegal (NW España). *Geólogos*, 2: 15-22.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., y Abati, J. (1997). Variscan Accretionary Complex of NW Iberia: Terrane Correlation and Succession of Tectonothermal Events. *Geology* 25, 12, 1103-1106.
- Matte, P. (1991). Accretionary History and Crustal Evolution of the Variscan Belt in Western Europe. *Tectonophysics* 196, 309-337.
- Matte, P. (1986). Tectonics and Plate Tectonics Model for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics* 126, 329-374.
- Mercier, J.C. (1985). Olivine and Pyroxenes. In: *Preferred orientation in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis*. (ed. Wenk H. R.), pp. 407-430. Academic Press, Orlando.

- Mercier, J.C., Anderson, D.A. y Carter, N.L. (1977). Stress in the lithosphere: inferences from steady-state flow of rocks. *Pure Applied Geophysics*, 115: 119-226.
- Mercier, J.C. y Nicolas, A. (1975). Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of Petrology*, 16: 454-487.
- Michibayashi, K. y Mainprice, D. (2004). The role of pre-existing mechanical anisotropy on shear zone development within oceanic mantle lithosphere: An example from the Oman Ophiolite. *Journal of Petrology*, 45: 405-414.
- Mizukami, T., Walls, R.S. y Yamamoto, J. (2004). Natural examples of olivine lattice preferred orientation patterns with a flow-normal a-axis. *Nature*, 427: 432-436.
- Monterrubio, S. (1991). Mineralizaciones asociadas a rocas ultrabásicas en el hercínico español. *Tesis Doctoral Universidad Complutense de Madrid*, 337 p.
- Moreno, T. (1999). Platinum groups elements and chromite mineralization in ultramafic rocks a case study from Cabo Ortegal Complex, NW Spain. *PhD Thesis Cardiff University*, 224 p.
- Nicolas, A. (1978). Stress estimates from structural studies in some mantle peridotites. In: *Creep of engineering materials and of the Earth*. (eds. A Kelly, AH Cook, y GW Greenwood) *Philosophical Transaction of the Royal Society of London, Series A: Mathematical and Physical Sciences*, 288: 49-57.
- Nicolas, A. (1986). Structure and petrology of peridotites: clues to their geodynamic environment. *Reviews of Geophysics*, 24: 875-895.
- Nicolas, A. y Poirier, J.P. (1976). Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. *Wiley Interscience, New York*, 444 p.
- Nicolas, A., Boudier, F. y Bouchez, J.L. (1980). Interpretation of peridotite structures from ophiolitic and oceanic environments. *American Journal of Science*, 280: 192-210.
- Peucat, J.J. et al. (1990). Geochemical and Geochronological Cross Section of the Deep Variscan Crust: the Cabo Ortegal High-Pressure Nappe (NW Spain). In: *Terranes in the Variscan belt of Europe and Circum-Atlantic Paleozoic Orogen*, Vol. 177. (ed. Ph Matte), pp. 263-292. *Tectonophysics*.
- Pfiffner, O.A. y Ramsay, J.G. (1982). Constraints on geological strain rates - argument from finite strain states of naturally deformed rocks. *Journal of Geophysical Research*, 87, B1: 311-321.
- Pickering, R.J. (1976). Measurement of "Turbidity" and Related Characteristics of Natural Waters. *Open File Report- U.S. Geological Survey*, report OF 76-0153, 17 p.
- Post, R.L. (1977). High-temperature creep of Mt Burnet dunite. *Tectonophysics*, 42: 75-110.
- Puelles, P., Ábalos, B., y Gil Iburguchi, J.I. (2005). Metamorphic Evolution and Thermobaric Structure of the Subduction-Related Bacariza High-Pressure Granulite Formation (Cabo Ortegal Complex, NW Spain). *Lithos*, 84, 1-2: 125-149.
- Puelles, P. (2003). Deformación, metamorfismo y exhumación de las granulitas de alta presión de La Bacariza (Complejo De Cabo Ortegal, NO España). *Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco*, 372 p.
- Raleigh, C.B. (1965). Glide mechanism in experimentally deformed mineral. *Science*, 150: 739-741.
- Raleigh, C.B. (1968). Mechanisms of plastic deformation of olivine: *Jour. Geophys. Res.*, 73: 5391-5406.
- Ries, A. y Shackleton, R.M. (1971). Catazonal Complexes of North-Western Spain and North Portugal; Remnants of a Hercynian Thrust Plate. *Natural Physics Sciences* 234, 65-69.
- Ross, J.V., Avé Lallement, H.G. y Carter, N.L. (1980). Stress dependence of recrystallized-grain and subgrain size in olivine. *Tectonophysics*, 70: 39-61.
- Santos Zalduegui, J.F., Schärer, U., Gil Iburguchi, J.I. y Girardeau, J. (1996). Origin and Evolution of the Paleozoic Cabo Ortegal Ultramafic-Mafic Complex (NW Spain): U-Pb, Rb-Sr and Pb-Pb Isotope Data. *Chemical Geology* 129: 281-304.
- Suhr, G. (1993). Evaluation of upper mantle microstructures in the Table Mountain massif (Bay of Islands Ophiolite). *Journal of Structural Geology*, 15: 1273-1292.
- Tommasi, A., Tikoff, B. y 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. y 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*, 105: 7893-7908.
- Van der Wall, D. (1993). Deformation processes in mantle peridotites. *Thesis University Utrecht*.
- Vauchez, A. y Garrido, C.J. (2001). Seismic properties of an asthenospherized lithospheric mantle: Constraint from lattice preferred orientations in peridotite from the Ronda Massif. *Earth and Planetary Science Letters*, 192: 235-249.
- Vauchez, A., Dineur, F. y Rudnick, R. (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.
- Vogel, D.E. (1967). Excursion in the catazonal rock complexes of the polyorogenic terrain of Cabo Ortegal (NW Spain). *Leidsche Geologische Mededeling*, 40: 75-78.
- Zhang, S., Karato, S.I., Gerald, J.F., Faul, U.H. y Zhou, Y. (2000). Simple shear deformation of olivine aggregates. *Tectonophysics*, 316: 133-152.

MANUSCRITO RECIBIDO EL 2 DE FEBRERO DE 2012.

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL 30 DE ABRIL DE 2012.

