

SECUENCIA MICROESTRUCTURAL DE LAS PERIDOTITAS DEL MACIZO ULTRAMÁFICO DE CARRATRACA (MÁLAGA)

J. J. Esteban, J. Cuevas y J. M. Tubía

Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad del País Vasco, Apdo. 644. 48080 Bilbao (gpbeguj@lg.ehu.es).

Resumen: En este trabajo se presentan los resultados obtenidos a partir del análisis estructural, petrográfico y geotermométrico de las peridotitas del macizo de Carratraca, pertenecientes al conjunto conocido como peridotitas de Ronda. A partir de la elaboración de la cartografía petrográfica y estructural de las diferentes facies observadas en Carratraca y del estudio detallado de los diferentes grupos texturales de peridotitas (granulares, porfiroclásticas, miloníticas y protogranulares) se propone un modelo de evolución coherente para el emplazamiento de estas peridotitas. Con la información extraída del estudio de las microestructuras desarrolladas durante la deformación plástica de las peridotitas y piroxenitas y de las condiciones de presión y temperatura a las que se han producido, se ha elaborado una nueva secuencia textural y temporal de sus distintos dominios microestructurales, que consiste en: peridotitas granulares, porfiroclásticas, miloníticas y por último, el desarrollo de las facies granulares recrystalizadas. Esta secuencia, obtenida para el macizo de Carratraca modifica, de forma notable, las interpretaciones vigentes actualmente para los macizos de peridotitas de Ronda.

Palabras clave: Cordilleras Béticas, Peridotitas de Ronda, microestructuras, geotermometría, deformación plástica, emplazamiento de peridotitas.

Abstract: In this work, we report new structural, petrographyc and geothermometric data from the Carratraca massif peridotites. The Carratraca massif belongs to the commonly known as "Ronda peridotites". From the petrographyc and structural mapping of the observed facies at Carratraca and from the detailed study of the different textural groups of peridotites (granular, porphyroclast, mylonitic and protogranular) we propose a consistent evolution model for their emplacement. The data obtained from the microstructures developed during the plastic deformation of the peridotites and the pyroxenites, and the pressure-temperature conditions in which they were formed, allow us to draw up a new temporal and textural sequence for the different microstructural domains. The proposed sequence is granular peridotites, porphyroclastic, mylonitic and finally, granular recrystalized peridotites. This sequence, elaborated for the Carratraca massif, modifies significantly the current interpretations for the Ronda peridotite massifs.

Key words: Betic Cordilleras, Ronda peridotites, microstructures, geothermometry, plastic deformation, peridotite emplacement.

Esteban, J.J., Cuevas, J. y Tubía, J.M. (2004): Secuencia microestructural de las peridotitas del macizo ultramáfico de Carratraca (Málaga). *Rev. Soc. Geol. España*, 17 (1-2): 103-115.

Las Cordilleras Béticas, junto con el Rif, forman el Orógeno Bético-Rifeño, que constituye la terminación occidental de la cadena alpina que rodea el Mediterráneo (Fig. 1A). En función de sus características litológicas, estructurales y paleogeográficas, esta cordillera ha sido dividida tradicionalmente en *Zonas Externas* y *Zonas Internas*. Las Zonas Externas están constituidas por materiales sedimentarios ligados al paleomargen meridional de Iberia, deformados durante la orogenia Alpina. Las Zonas Internas, o Zona Bética, están formadas principalmente por rocas metamórficas, en las que se han diferenciado, teniendo en consideración sus características litológicas y metamórficas, tres grandes complejos, (Egeler y Simon, 1969) que son el Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide, en orden estructural ascendente y otros conjuntos de posición y origen más controvertido.

En este trabajo se estudian las rocas ultramáficas de las sierras de la Robla y de Aguas, conocidas generalmente como el macizo ultramáfico de Carratraca, situado en las Cordilleras Béticas (Fig. 1A y B) entre los términos municipales de Carratraca, Casarabonela y Álora de la comarca del Valle del Guadalhorce (Málaga). Los afloramientos del macizo de Carratraca se encuentran asociados a rocas metamórficas pertenecientes al Complejo Alpujárride (Fig. 1B). Desde el punto de vista geodinámico forman parte de los macizos ultramáficos de Ronda o "peridotitas de Ronda", que se sitúan en la base del Manto de Los Reales (Navarro-Vilá y Tubía, 1983). El macizo ultramáfico de Carratraca, como el resto de los de Ronda, se encuadra dentro del grupo de peridotitas de tipo alpino de Thayer (1960), o según la terminología más actual, en el de "*peridotitas oro-*

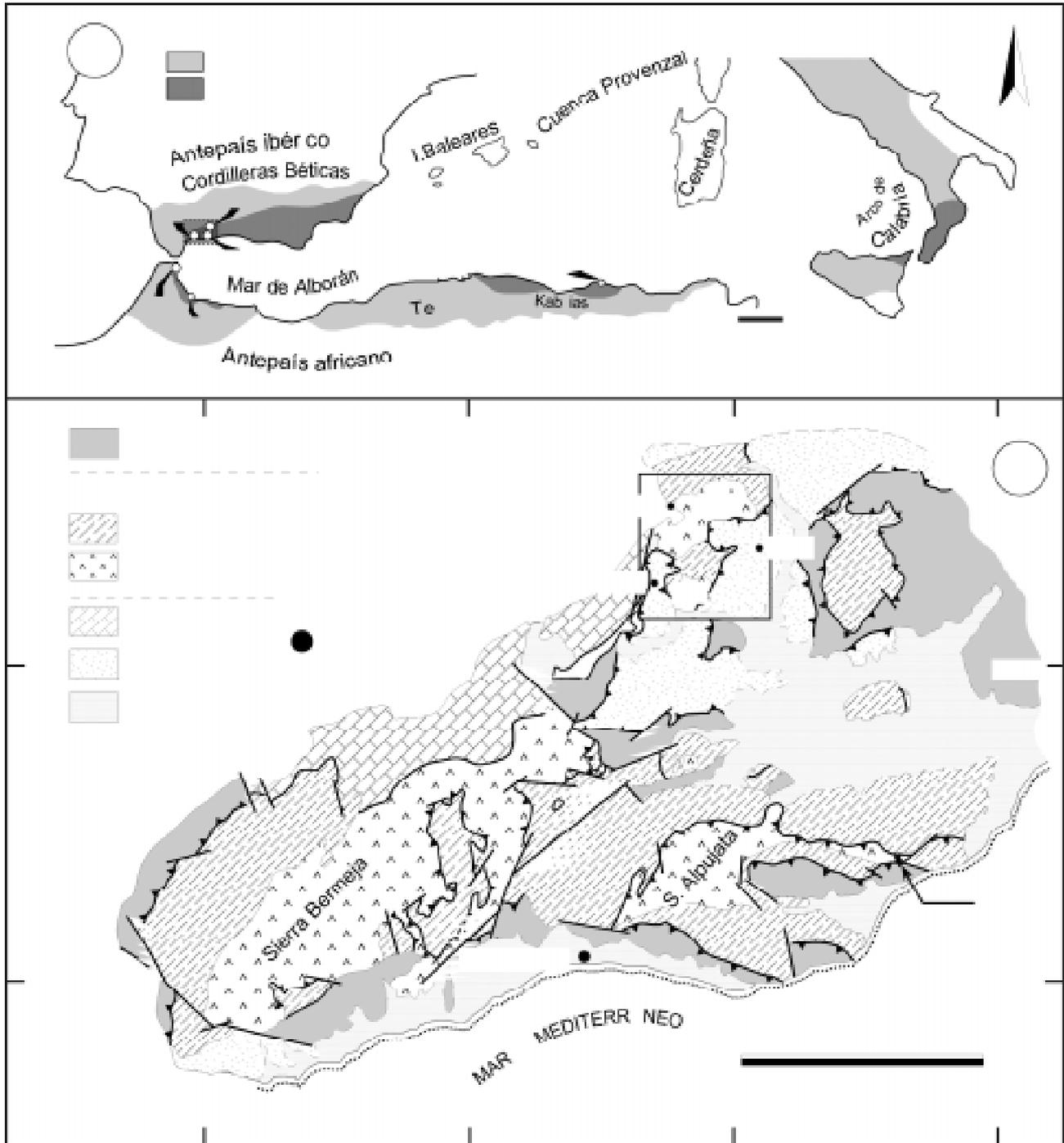


Figura 1.- Situación geológica del área de estudio. **A)** Localización del Orógeno Bético-Rifeño, dentro de la cadena Alpina del Mediterráneo Occidental, con la indicación de los principales afloramientos de peridotitas: Sierra Bermeja, Sierra Alpujata, Sierra de Carratraca, Ceuta, Beni Bousera y Cap Bougaron. **B)** Mapa geológico simplificado de los macizos ultramáficos de Ronda (Macizo de Carratraca: Sierra de la Robla, S.R. y Sierra de Aguas, S.A., modificado de Tubía, 1994). La línea de costa está remarcada con un sobrepunteado.

génicas” propuesto por Den Tex (1969). Las peridotitas de Ronda conforman los mayores afloramientos de lherzolitas orogénicas del mundo y son los únicos en los que coexisten, en un mismo macizo, las tres facies metamórficas definidas por O’Hara (1967). Constan de varios cuerpos, siendo el de mayor extensión (300 km²) el macizo ultramáfico de Sierra Bermeja, al que le siguen el macizo de Sierra Alpujata (62 km²) y el de Carratraca con 60 km² (Fig. 1B).

Todos los macizos están formados por lherzolitas, harzburgitas, dunitas y capas máficas (piroxenitas y gabros); las capas máficas pueden representar el 5% (Dickey, 1970; Obata, 1980; Obata *et al.*, 1980). Se desarrollan serpentinitas y rodingitas (Esteban *et al.*, 2001; 2003) durante el retrometamorfismo de las rocas máficas y ultramáficas. Todos los macizos se encuentran intruídos por diques graníticos en proporciones menores, aunque en el macizo de Carratraca hay sectores donde su volumen supera el 20%.

Los datos estructurales y geofísicos de los que se disponen (Darot, 1973; Lundeen, 1978; Tubía, 1988; Torné *et al.*, 1992) indican que estos cuerpos ultramáficos representan láminas alóctonas del manto subcontinental emplazadas tectónicamente en la corteza continental. Los espesores propuestos para la lámina peridotítica varían entre los 1,5-2 km en los macizos de Sierra Bermeja (Lundeen, 1978) y Sierra Alpujata (Tubía, 1988), a los 4,5 km sugeridos por Balanyá (1991), para el macizo de Sierra Bermeja. En el macizo de Carratraca la inexistencia de afloramientos del contacto basal de la lámina peridotítica hace que no se pueda evaluar su espesor.

Características petrográficas y estructurales

En el macizo de Carratraca se encuentran las facies de peridotitas con granate y peridotitas con espinela definidas por Obata (1980) para el macizo de Sierra Bermeja. Ambas están constituidas por rocas con olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno, con espinela y anfíbol en cantidades accesorias. Las peridotitas con granate se localizan al norte de los macizos de la Robla y de Aguas formando una franja continua de unos cuatrocientos metros de espesor (Figs. 2 y 3). Están formadas por harzburgitas miloníticas con espinela en las que se

reconocen capas de piroxenitas con granate de espesores centimétricos (Fig. 4A). Como indica Obata (1980), el término de “peridotitas con granate”, no implica necesariamente que las peridotitas contengan asociaciones primarias con granate, representativas de la facies metamórfica de las lherzolitas con granate definida por O’Hara (1967); sin embargo, la existencia ocasional de texturas en equilibrio entre granate y olivino (Obata, 1980), avala que se puedan englobar dentro de esta facies, y por tanto, que se puedan atribuir a unas condiciones metamórficas iniciales superiores a 25 kb de presión (O’Hara, 1967).

Por debajo, se disponen las peridotitas con espinela, en las que predominan las lherzolitas de textura porfiroclástica. La existencia de espinela como única fase aluminica en equilibrio con olivino, hace que a este grupo se le atribuyan condiciones de presión entre 10 y 25 kb (O’Hara, 1967).

Peridotitas con granate

Las peridotitas con granate componen los últimos metros superiores de la lámina de peridotitas en el macizo de Carratraca (Fig. 2 y 3). Los rasgos estructurales más evidentes en afloramiento son el predominio de una foliación milonítica muy penetrativa concordante

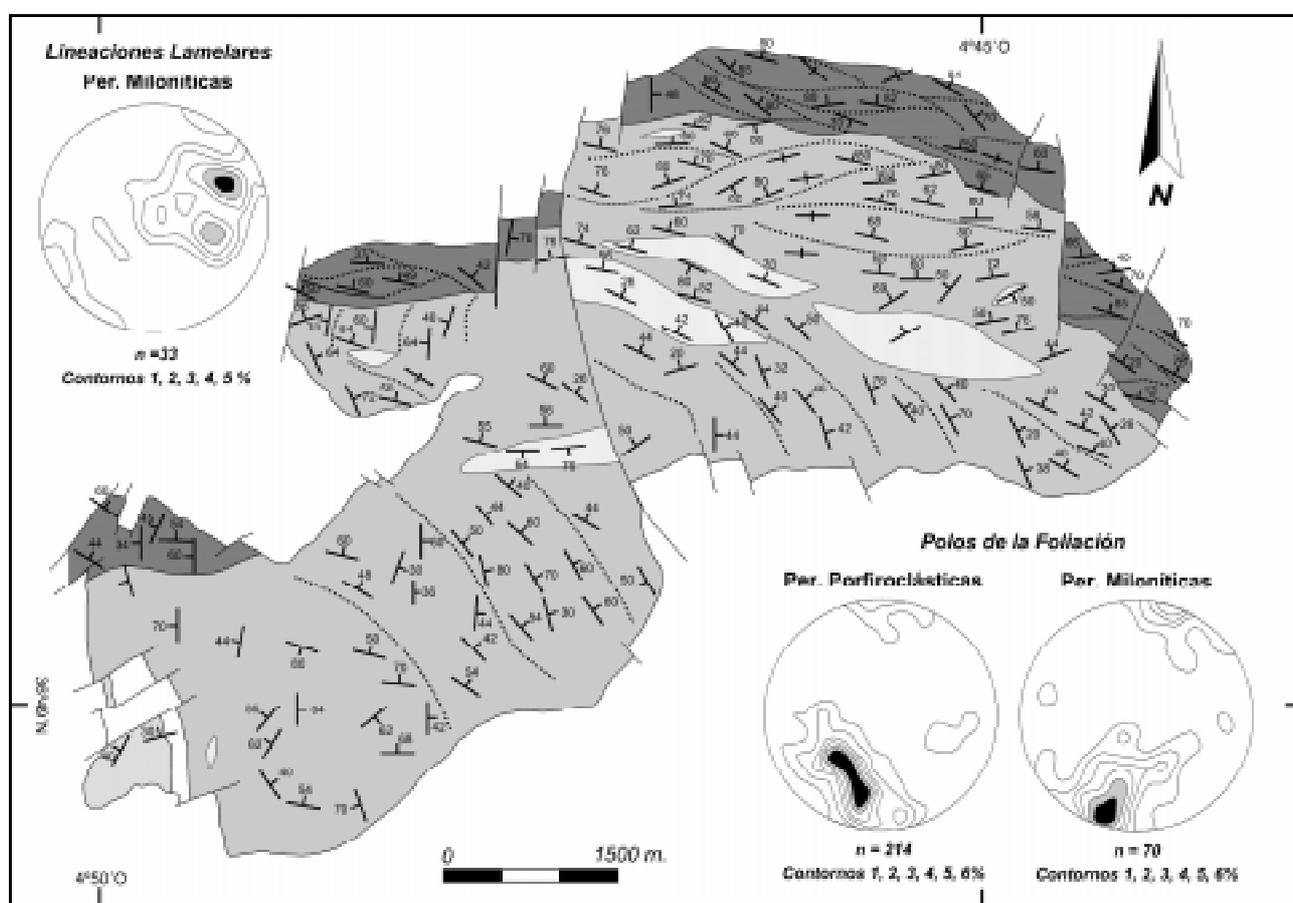


Figura 2.- Mapa litológico y estructural simplificado del macizo de Sierra de Aguas y diagramas de densidad de los polos de la foliación y diagrama de la lineación lamelar (proyección equiareal, hemisferio inferior). Simbología: Gris oscuro, peridotitas con granate de textura milonítica; gris claro, peridotitas con espinela de textura porfiroclástica; punteado, peridotitas con espinela de textura granular. Las líneas discontinuas marcan las trayectorias de la foliación.

con las capas de piroxenitas, con frecuencia boudinadas (Fig. 4A) y una lineación mineral de estiramiento, que fue descrita como “*lineación lamelar*” por Darot y Boudier (1975), y está definida por cristales alargados de enstatita que llegan a superar los diez centímetros de longitud. El grado de serpentización es variable, apreciándose peridotitas completamente serpentizadas y otras en las que aún son reconocibles sus minerales primarios y texturas metamórficas.

El olivino (forsterita) aparece como neoblastos y porfiroclastos. Los primeros, con tamaños del orden de medio milímetro, forman la matriz recrystalizada de la roca dibujando un mosaico equigranular dispuesto paralelamente a la foliación (Fig. 4B). Los neoblastos presentan extinción ondulante y límites de subgranos, reflejo de la recrystalización sintectónica durante el desarrollo de la foliación milonítica. Los porfiroclastos de olivino son escasos en comparación a los neoblastos, poseen dimensiones superiores al milímetro, y también muestran extinción ondulante y límites de subgranos.

El ortopiroxeno (enstatita) aparece principalmente como porfiroclastos alargados que definen la foliación y lineación de la roca. En sección XZ, exhiben límites de subgranos, extinción ondulante, *kink-bands* e inclusiones de olivino y clinopiroxeno. Algunos porfiroclastos de ortopiroxeno son extremadamente alargados mostrando relaciones longitud/anchura incluso superiores a cincuenta. La recrystalización de los ortopiroxenos está concentrada básicamente en los bordes de los porfiroclastos, donde en ocasiones se observan agregados de neoblastos con una textura granoblástica.

Los porfiroclastos de clinopiroxeno (diópsido) contienen lamelas de exolución según el plano (100), extinción ondulante y *kink-bands* suaves, mientras que los neoblastos, con una ligera extinción ondulante y carencia de lamelas de exolución, se concentran en los bordes de los porfiroclastos. Ocasionalmente se aprecian porfiroclastos de clinopiroxeno estirados según el plano (100), que definen una lineación de estiramiento semejante a la lamelar de enstatita.

La espinela, de color rojizo, se encuentra incluida en quelifitas procedentes de antiguos granates, o como porfiroclastos elongados. Las inclusiones de espinela tienen bordes netos, carecen de orientación preferente y son generalmente inferiores al milímetro. Los porfiroclastos de espinela se distribuyen entre la matriz de la roca, están orientados paralelamente a la foliación y tienen bordes cóncavo-convexos. Estas espinelas, con tamaños del orden de un milímetro, se encuentran rodeadas por agregados simplectíticos de tamaño de grano muy fino, cuando contactan con ortopiroxenos; en cambio, cuando están en contacto con la matriz olivínica, desarrollan coronas de reacción formadas por minerales opacos.

El anfíbol, de tipo pargasítico, es secundario y aparece reemplazando a clinopiroxenos u ortopiroxenos.

El granate de las piroxenitas incluidas en las peridotitas miloníticas siempre está transformado, parcial o totalmente, en quelifitas. En general, las quelifitas se

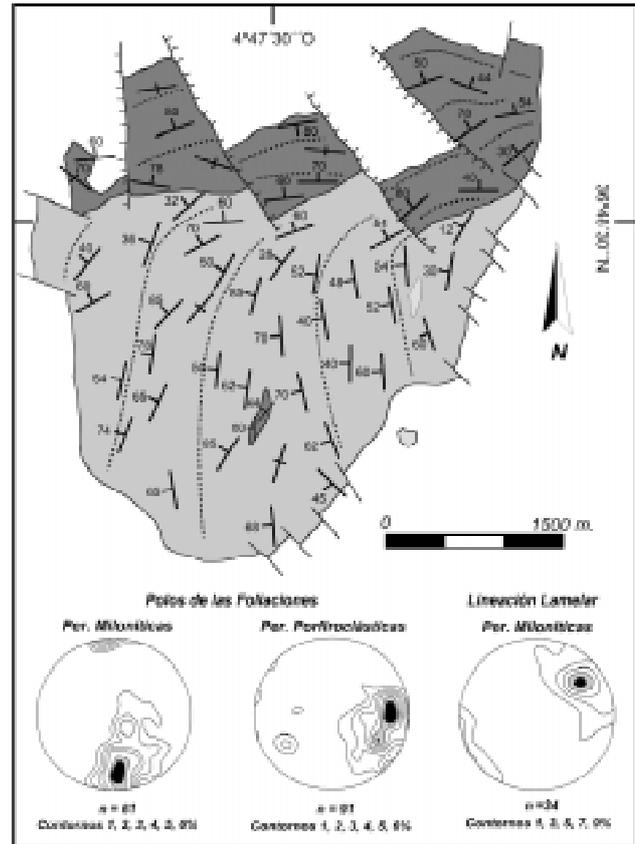


Figura 3.- Mapa litológico y estructural simplificado del macizo ultramáfico de la Sierra de la Robla y diagramas de densidad de los polos de la foliación y diagrama de la lineación lamelar (proyección equiareal, hemisferio inferior). Se utiliza la misma simbología que en la figura 2.

caracterizan por poseer inclusiones de ortopiroxeno, clinopiroxeno, anfíbol y espinela, hecho que ha sido interpretado como la evidencia de la transformación de peridotitas con granate a peridotitas con espinela (Obata, 1980), por medio de la reacción: olivino + granate \rightarrow ortopiroxeno + clinopiroxeno + espinela.

Peridotitas con espinela

El macizo de Carratraca está compuesto aproximadamente por un 80% en volumen de este grupo composicional, en el que la aparición de la espinela como fase aluminica es su característica distintiva (Fig. 4C). Dentro de este grupo, coexisten peridotitas con distintos tipos de texturas: 1) porfiroclásticas, 2) granulares y 3) protogranulares, en el sentido de Mercier y Nicolas (1975).

Las peridotitas porfiroclásticas con espinela constituyen el tipo textural predominante en el macizo. En afloramiento, estas peridotitas porfiroclásticas de grano grueso (tamaños de grano del orden de tres-cuatro milímetros) se caracterizan por la orientación preferente de espinelas y ortopiroxenos con morfologías alargadas que definen la foliación (Fig. 4C).

Los porfiroclastos de olivino son inequigranulares con tamaños comprendidos entre uno y tres milímetros, que ocasionalmente llegan a superar. Se disponen para-

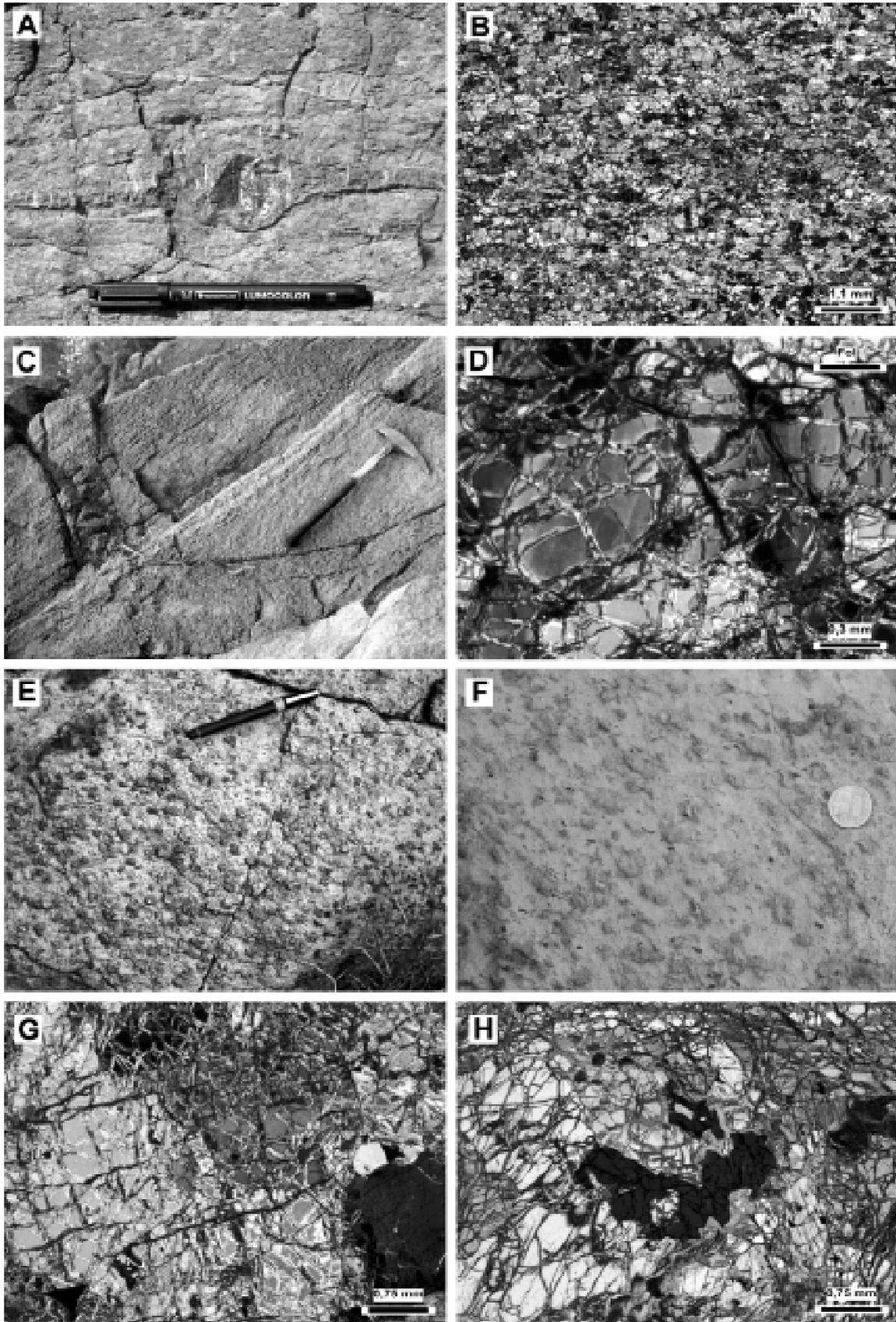


Figura 4.- A) Aspecto de campo de peridotitas miloníticas con capas máficas boudinadas. B) Textura milonítica. La foliación se encuentra dispuesta paralelamente al borde largo de la foto. Nícoles cruzados. C) Aspecto de campo de peridotitas porfiroclásticas con espinela. D) Límites de subgranos en olivino a ángulos elevados con la foliación. Nícoles cruzados. E) Aspecto de campo de una peridotita granular. F) Peridotita granular en la que se puede observar la orientación preferente de las espinelas (minerales negros) definiendo la traza de la foliación. G) Puntos triples a 120° en porfiroclastos de olivino en una peridotita granular. Nícoles cruzados. H) Textura protogranular. Nícoles cruzados.

lamente a la foliación de la roca, y muestran abundantes límites de subgranos, formando un ángulo alto con la misma (Fig. 4D). También es característica la escasez de puntos triples entre ellos. Alrededor de los porfiroclastos, se disponen los neoblastos de olivino, que desarrollan morfologías equidimensionales aunque, en ocasiones, adquieren hábitos alargados y límites de subgranos, que confirman una recrystalización sintectónica. Los porfiroclastos de ortopiroxeno y clinopiroxeno con formas subidiomorfas e inequigranulares, y tamaños que oscilan desde cinco milímetros hasta inferiores al milímetro, se disponen paralelamente a la foliación de la roca. Presentan extinción ondulante y *kink-bands*. Los porfiroclastos poseen lamelas de exolución y bordes lobulados mientras que los neoblastos generados por recrystalización de los bordes de los granos, exhiben puntos triples y forman texturas granoblásticas.

La espinela, con colores muy variables desde verdes a rojos intensos, se caracteriza por poseer siempre bordes cóncavo-convexos y por situarse entre los bordes de grano del olivino. Se encuentra estirada y dispuesta paralelamente a los porfiroclastos de olivino y ortopiroxeno, definiendo la foliación.

El segundo tipo de peridotitas con espinela se reconoce por el tamaño de grano grueso de sus minerales (Fig. 4E), su textura granular y por carecer de foliación generalmente. Estas características texturales las asemejan a las peridotitas granulares con espinela de Boyd y Nixon (1972) o Boullier y Nicolas (1975). Forman lentejones dispersos entre las peridotitas porfiroclásticas y están concentradas en la zona oriental de la Sierra de Aguas, aunque también se conservan afloramientos menores en la mitad occidental del macizo (Fig. 2) y en el sector oriental de la Sierra de la Robla (Fig. 3). Hacia los contactos con las peridotitas porfiroclásticas con espinela se aprecia una foliación incipiente, definida por la orientación preferente de espinelas y de enstatitas ligeramente alargadas (Fig. 4F). En estas rocas, caracterizadas por la inexistencia de neoblastos, el olivino presenta tamaños de grano muy gruesos, con valores medios de tres a cuatro milímetros. Los límites entre los granos de olivino son curvos o rectos, y forman puntos triples a 120° (Fig. 4G). Excepcionalmente se aprecian límites de subgranos, que tienden a disponerse perpendicularmente a la débil foliación de la roca. El olivino exhibe morfologías subidiomorfas y equigranulares con extinción ondulante, coherentes con un grado de deformación menor que el de las facies porfiroclásticas.

El ortopiroxeno llega a alcanzar los dos centímetros de diámetro y también tiene morfología subsférica. Se encuentra rodeado por cristales de olivino o bien formando agregados con otros piroxenos. Los porfiroclastos presentan extinción ondulante, lamelas de exolución, *kink-bands* e inclusiones de olivino y clinopiroxeno. En ocasiones se observa una ligera poligonización o recrystalización en los bordes de los mismos. El clinopiroxeno de las peridotitas granulares tiene dimen-

siones variables, aunque por regla general es inferior a dos milímetros. Posee extinción ondulante y lamelas de exolución y se dispone en agregados policristalinos con ortopiroxenos.

La espinela es de color marrón con tonalidades variables y se concentra principalmente a lo largo de los bordes de grano del olivino. La presencia ocasional de espinelas con morfologías subidiomorfas e incluso idiomorfas entre los bordes de grano del olivino y piroxeno e incluida únicamente en porfiroclastos de ortopiroxeno, las diferencia del resto de grupos composicionales y texturales.

Incluidas también como lentejones dentro de las peridotitas porfiroclásticas con espinela, aparece un tercer grupo textural caracterizado por la presencia de texturas protogranulares primarias en el sentido de Mercier y Nicolas (1975). Desde el punto de vista textural, las peridotitas protogranulares pueden englobarse dentro de las peridotitas granulares, ya que son rocas con tamaño de grano grueso, superior a tres milímetros, donde los granos de olivino desarrollan gran cantidad de puntos triples. La textura a la que hacemos referencia, como protogranular primaria fue inicialmente descrita por Mercier y Nicolas (1975), en xenolitos de peridotitas dragados por basaltos en el Macizo Central francés. Su característica distintiva es la presencia de agregados de ortopiroxeno, clinopiroxeno y crecimientos vermiculares de espinela, procedentes de la desestabilización de un piroxeno rico en aluminio, estable a altas temperaturas. Estas asociaciones minerales también han sido interpretadas como productos de exolución y recrystalización derivados de granate y olivino, siendo el reflejo de una evolución mantélica hacia condiciones de menores presiones (Smith, 1977; Berger, 1977; Henjes-Kunst y Alter, 1992). Las texturas protogranulares que hemos hallado en Carratraca cumplen dichos requisitos, ya que contienen agregados de ortopiroxeno y clinopiroxeno de morfologías xenomorfas y límites de granos curvos, en los que la espinela está presente a modo de crecimientos vermiculares (Fig. 4H). También se han encontrado crecimientos vermiculares de espinela en ortopiroxenos, lo que no ocurre en los demás grupos texturales y composicionales.

Capas de piroxenitas

Por lo que concierne al macizo de Carratraca, en el dominio de las peridotitas con granate se aprecia una gran homogeneidad textural y composicional de las capas de piroxenitas, ya que están formadas por websteritas con texturas miloníticas (Fig. 5A). Estas capas son centimétricas, están boudinadas, se disponen paralelamente a la foliación de las peridotitas miloníticas (Fig. 4A) y entre ellas abundan las piroxenitas con granates altamente quelifitizados.

El clinopiroxeno y el ortopiroxeno son los principales componentes de estos niveles incluidos en el dominio de las peridotitas con granate. Ambos constituyen la matriz equigranular de la roca, en la que de forma

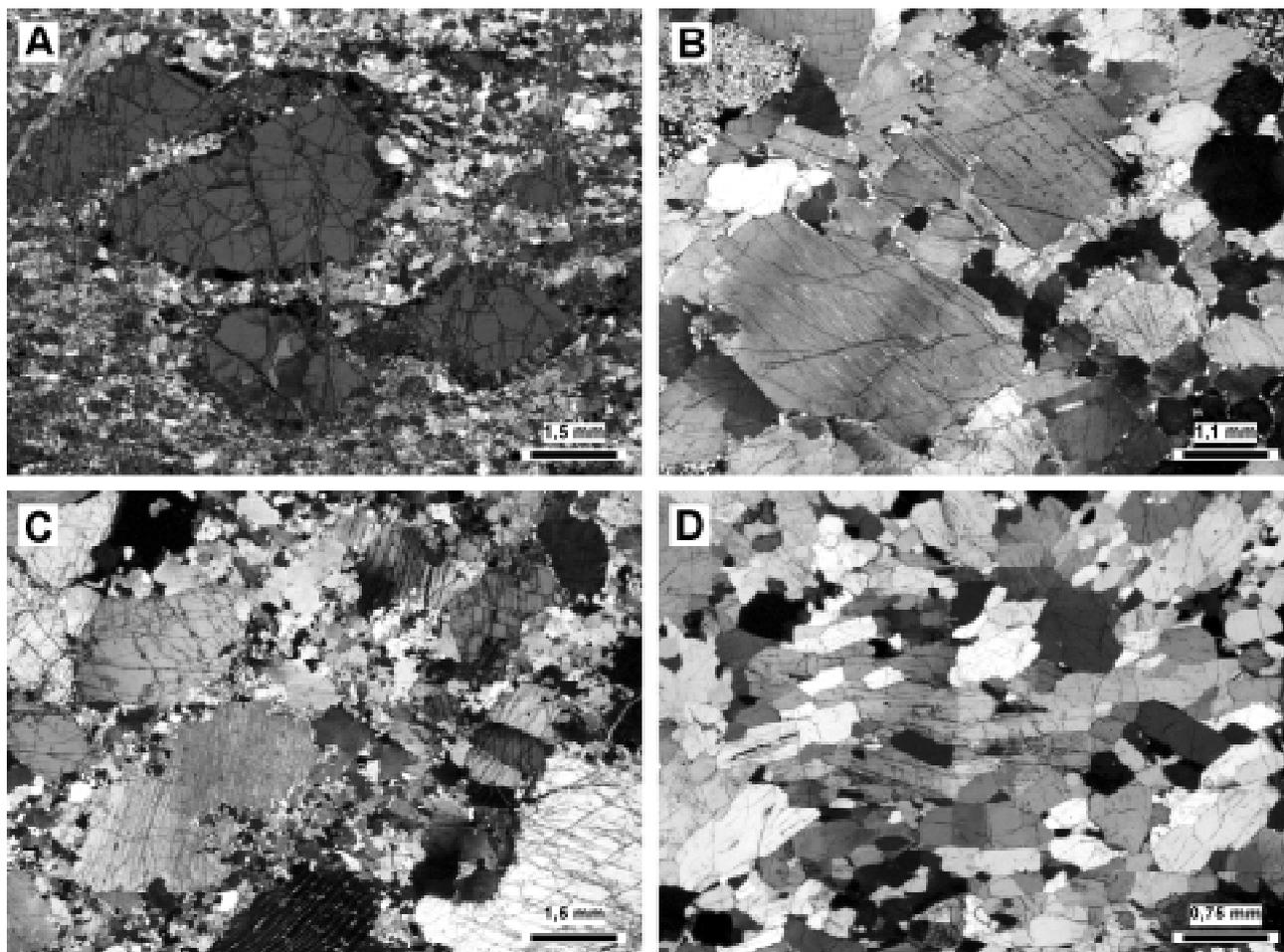


Figura 5.- Microfotografías, realizadas con nicoles cruzados. **A)** Capa de websterita milonítica con granate. Los granates desarrollan crecimientos quelifíticos en sus bordes. **B)** Websterita granoblástica de grano grueso con desarrollo de plagioclasa intergranular. **C)** Websterita porfiroclástica con desarrollo de *kink-bands* en los porfiroclastos de ortopiroxeno. **D)** Ortopiroxenita granoblástica orientada. Los porfiroclastos de ortopiroxeno presentan *kink-bands* y límites de subgranos. La foliación se disponen paralelamente al borde inferior de la fotografía.

relicta se conservan porfiroclastos de mayor tamaño. Los ortopiroxenos de la matriz presentan extinción ondulante, límites de subgranos, *kink-bands*, están muy estirados y carecen de lamelas de exolución, lo que les diferencia de los porfiroclastos relictos de mayor tamaño. Los clinopiroxenos únicamente muestran extinción ondulante y una orientación o estiramiento paralelo a la foliación. El anfíbol aparece reemplazando al piroxeno en sus bordes y muestra extinción ondulante.

El granate es la fase aluminica representativa de estas piroxenitas. Los porfiroclastos de granate, parcialmente quelifitizados en sus bordes (Fig. 5A), muestran formas globulares o alargadas conforme a la foliación de las rocas, y aparecen disgregados por fracturas perpendiculares a la foliación. Las inclusiones más abundantes son de ortopiroxeno y clinopiroxeno, aunque localmente se encuentran inclusiones de biotita, posiblemente provenientes de la desestabilización de piroxenos previos, y rutilo.

En el dominio de las peridotitas con espinela la textura y composición de las piroxenitas es más heterogénea. Texturalmente comprenden variedades granoblásticas de grano fino y grueso (Fig. 5B), porfiroclásticas (Fig. 5C), y granoblásticas orientadas (Fig. 5D). Com-

posicionalmente corresponden a websteritas, ortopiroxenitas o clinopiroxenitas. Las piroxenitas de este dominio no están boudinadas, por lo que forman un bandeo centimétrico a decimétrico de carácter continuo dispuesto paralelamente a la foliación principal de la roca; localmente, se han hallado piroxenitas oblicuas a la foliación. Estas capas se caracterizan por la presencia de la espinela como única fase aluminica primaria.

Evolución estructural

Las peridotitas de Ronda han sufrido varias etapas de deformación plástica en condiciones de alta (>1.000°C) o baja temperatura (<1.000°C) durante su emplazamiento. El tipo de textura resultante: milonítica, porfiroclástica o granular, condiciona el grado de desarrollo de las estructuras planares y lineares de las peridotitas, tanto a escala de afloramiento como microscópica.

Los principales resultados de este estudio sobre la Sierra de Aguas y de la Robla están sintetizados en los mapas estructurales de los dos macizos (Figs. 2 y 3). En la Sierra de Aguas (Fig. 2), las facies granulares forman lentejones embalados en las facies porfiroclásticas. Las

peridotitas granulares se distinguen por carecer de foliación y por contener porfiroclastos de ortopiroxeno y clinopiroxeno de gran tamaño y formas equidimensionales. Sólo localmente, hacia los bordes con las peridotitas porfiroclásticas, se detecta la aparición de una foliación incipiente definida por la orientación preferente de espinelas y porfiroclastos de ortopiroxeno ligeramente alargados (Fig. 4F). Esta foliación es concordante con la de las peridotitas porfiroclásticas adyacentes. La orientación de la foliación del dominio porfiroclástico es muy variable, como se puede comprobar a partir del mapa de la Figura 2. Por debajo del dominio milonítico, estas facies tienen una dirección media E-O con buzamientos hacia el norte, aunque en detalle divergen de esa orientación media, dibujando formas anastomosadas. La foliación en el dominio milonítico presenta orientaciones medias N110°-120°E con buzamientos elevados al norte; localmente se observan foliaciones con buzamientos al sur. Las trayectorias son oblicuas entre sí y delimitan cuerpos sigmoidales, cuya asimetría indica un sentido cinemático dextro, lo que combinado con la presencia de un máximo en la dirección 32°/65° para la lineación lamelar de enstatita (Fig. 2), desarrollada a temperaturas entre 800-900°C y tasas de deformación elevadas, proporciona un sentido de movimiento de bloque de techo hacia el NE.

En el macizo de Sierra de la Robla se han recopilado más de ciento cincuenta datos direccionales de la foliación y más de treinta lineaciones de estiramiento (Fig. 3). El dominio porfiroclástico presenta una importante variación de la dirección de sus foliaciones, que da lugar a una inflexión de la foliación de noventa grados, al aproximarse al dominio milonítico. En la mitad septentrional del dominio porfiroclástico, la foliación tiene una orientación media N-S con buzamientos hacia el oeste, mientras que al aproximarse al dominio milonítico modifica progresivamente su rumbo hacia la dirección ENE-OSO, hasta concordar con las milonitas suprayacentes. La foliación de las facies miloníticas muestra orientaciones muy homogéneas, E-O con buzamientos hacia el norte, similares a las detectadas en el macizo de Sierra de Aguas. Dentro del dominio porfiroclástico se han localizado zonas miloníticas aisladas de dirección N-S, perpendiculares a las del techo de la lámina de peridotitas, por lo que ambas zonas miloníticas no deben de estar ligadas, ni genética ni temporalmente entre ellas, y por lo tanto, han de reflejar procesos de milonitización diferentes. La orientación media de la lineación lamelar presenta un máximo en la dirección 28°/56°, similar al identificado en la Sierra de Aguas. Los criterios cinemáticos observados en superficie de afloramiento se limitan a la asimetría del plano de exfoliación (100) de la enstatita respecto a la traza de la foliación, debido a que el plano (100) de la enstatita actúa como plano de deslizamiento intracristalino (Darot y Boudier, 1975). Dicha asimetría proporciona sentidos cinemáticos opuestos, es decir, movimiento del bloque de techo tanto hacia el NE como al SO. Este sentido tan variable, marcaría la existencia de una de-

formación rotacional con una componente coaxial importante durante el desarrollo de las facies miloníticas. Esta característica también ha sido reconocida en las peridotitas miloníticas de Sierra Bermeja (Darot, 1973), Sierra Alpujata (Tubía, 1988), el macizo de Beni-Boussera en Marruecos (Reuber *et al.*, 1982) y en las kinzigitas que se encuentran sobre las peridotitas de Carratraca (Argles *et al.*, 1999).

Geoquímica mineral y geotermometría

Se han analizado un total de diez muestras de peridotitas representativas de los diferentes grupos microestructurales mediante microsonda electrónica, (CAMECA SX50, Universidad de Oviedo) operando con un haz de 5 µm de diámetro, una intensidad de 15nA y tensión de aceleración de 30Kv. El tratamiento de los datos ha sido llevado a cabo mediante la corrección ZAF (Tabla I).

El olivino presenta composiciones homogéneas en cada muestra, e incluso las diferencias entre muestras de los diferentes grupos microestructurales son mínimas (Tabla I). El componente forsterítico (Fo=Mg/(Mg+Fe²⁺)) varía entre 0,89 y 0,92, y son las facies granulares las que tienen los mayores contenidos en Fo, con valores medios entre 0,91-0,92. Estos valores posiblemente reflejen las composiciones primarias de los olivinos, previas a los procesos de deformación y recristalización que dieron lugar a las facies miloníticas y porfiroclásticas.

El rango composicional de los piroxenos, principalmente los ortopiroxenos (Tabla I), es bastante amplio, debido probablemente a la existencia de disequilibrios químicos intragranulares asociados a su recristalización en condiciones de temperatura y presión decrecientes. Los ortopiroxenos y clinopiroxenos de todas las facies quedan representados en los campos de la enstatita y del diópsido, respectivamente, en el diagrama de Morimoto *et al.* (1989). Los porfiroclastos de ortopiroxeno y clinopiroxeno tienen una importante variación composicional de centro a borde, tal y como han señalado autores precedentes (Obata, 1980; Van der Wal, 1993; Lenoir *et al.*, 2001). Los porfiroclastos de ortopiroxeno presentan mayores contenidos de Al₂O₃ y CaO en sus centros (Tabla I), mientras que los núcleos del clinopiroxeno son más ricos en Al₂O₃ y Na₂O. En cambio, los neoblastos de ortopiroxeno y clinopiroxeno analizados son homogéneos, no observándose diferencias composicionales de centro a borde. Las composiciones de los neoblastos y de los bordes de los porfiroclastos son similares, lo que combinado con la existencia de porfiroclastos con concentraciones uniformes, *plateau*, de Al₂O₃ (Obata, 1980), apunta hacia la existencia de disequilibrio químico entre los centros de los porfiroclastos con respecto a sus bordes y a los neoblastos, denotando condiciones de recristalización metamórfica diferentes.

La presencia de huecos (*gaps*) de miscibilidad variables en anchura con el incremento de la temperatura

entre los ortopiroxenos y los clinopiroxenos, permite utilizar sus composiciones de equilibrio en el cálculo de sus temperaturas de recristalización. Las principales variaciones composicionales atribuibles al aumento de la temperatura son el incremento del componente cálcico del ortopiroxeno y su disminución en el clinopiroxeno. Los geotermómetros utilizados en este estudio (Wood y Banno, 1973; Wells, 1977; Bertrand y Mercier, 1985; Brey y Köhler, 1990; Witt-Eikschen y Seck, 1991; Taylor, 1998) están basados en: 1) la aplicación de las composiciones de los núcleos de porfiroclastos de ortopiroxeno, comparables a los que reflejan las "condiciones primarias" definidas por Obata (1980) con concentraciones uniformes en Al_2O_3 entre 6,5 y 7%; 2) bordes de porfiroclastos y neoblastos de ortopiroxeno y clinopiroxeno, reequilibrados durante la recristalización sintectónica de la asociación primaria durante el desarrollo de las facies porfiroclásticas y 3) neoblastos de ortopiroxeno y clinopiroxeno de las facies miloníticas desarrollados por recristalización sintectónica de las anteriores.

Las temperaturas obtenidas se muestran en la Tabla II, donde se sintetiza las variaciones de temperatura con sus consiguientes desviaciones estándares para cada tipo de peridotita. A partir de los núcleos de los porfiroclastos de ortopiroxeno de las peridotitas granulares, porfiroclásticas y protogranulares para presiones de 20 kb, se han obtenido temperaturas comprendidas (Tabla II) entre 1.061°C y 1.155°C con el geotermómetro de Witt-Eikschen y Seck (1991) y entre 982° y 1.001°C, aplicando el geotermómetro de Brey y Kohler (1990). Debido a que los mecanismos de difusión iónica y reacciones de transferencia asociados a los procesos retro-metamórficos tardíos pueden alterar las composiciones químicas de los piroxenos usados en las calibraciones experimentales de la temperatura, se han considerado válidos los valores más elevados, que son similares a los calculados previamente por Obata (1980) para las "condiciones primarias" (1.100°-1.200°C y 20-25 kb).

En los neoblastos y bordes de porfiroclastos, la aplicación de los geotermómetros proporcionan valores de temperatura muy variables (Tabla II). Los geotermóme-

tros basados en el equilibrio químico ortopiroxeno-clinopiroxeno presentan un rango de temperatura comprendido entre 1.010° y 783°C (Tabla II). Sin embargo, los valores extremos que se obtienen al aplicar los geotermómetros de Wood y Banno (1973), 1.010°C y el de Taylor (1998), 783°C, pueden desecharse, pues el primero ha sido posteriormente revisado por Wells (1977) y los valores obtenidos mediante el geotermómetro de Taylor (1988) están fuera del rango de temperatura en el que están comprobados experimentalmente (1.050°-1.200°C); en consecuencia, el rango de temperatura para la recristalización queda restringido a un intervalo comprendido entre 800° y 977°C.

Las temperaturas calculadas a partir de los neoblastos de las facies miloníticas (Tabla II), delimitan un rango de temperatura comprendido entre 799° y 917°C, para la milonitización de las facies con granate a 10 kb que es la presión máxima para su desarrollo en condiciones de la facies de lherzolitas con plagioclasa. Esto se apoya en la presencia en capas de piroxenitas milonitizadas de plagioclasa en coronas y en las colas de presión alrededor de porfiroclastos de granate y en el bandeo composicional paralelo a la foliación milonítica (Esteban, 2003). También hay plagioclasas que presentan extinción ondulante, maclas de deformación, límites de subgrano y *kink-bands* indicando que son blastos pre a sincinemáticos con respecto a la milonitización. La existencia de un rango de error tan amplio en los cálculos posiblemente sea debido a la escasez de análisis químicos, de ahí que estas temperaturas deban de ser tomadas con cautela.

Discusión: Relación entre los dominios microestructurales

En los trabajos efectuados durante los años 70 y 80 (Darot, 1973; Lundeen, 1976; Reuber *et al.*, 1982; Tubía, 1988) en los macizos ultramáficos bético-rifeños, las peridotitas de grano grueso, denominadas granulares en este trabajo, eran interpretadas como las facies más antiguas y se consideraba que su deformación habría originado las peridotitas porfiroclásticas y las mi-

	WB 2px	W 2px	BK 2px	BM 2px	T 2px	WS 1px	BK 1px
ASOCIACIÓN PRIMARIA							
Per. Granulares						1.155 ± 59	982 ± 23
Per. Protogranulares						1.145 ± 43	1.001 ± 20
Per. Porfiroclásticas						1.061 ± 41	983 ± 45
RECRISTALIZACIÓN							
Per. Granulares	991 ± 31	860 ± 34	800 ± 56	888 ± 50	783 ± 54	1.041 ± 87	968 ± 19
Per. Protogranulares	985 ± 12	885 ± 12	801 ± 18	877 ± 17	813 ± 36	1.045 ± 47	989 ± 32
Per. Porfiroclásticas	1.010 ± 35	864 ± 40	875 ± 66	844 ± 61	830 ± 63	969 ± 81	950 ± 79
Per. Miloníticas	978 ± 20	871 ± 23	837 ± 45	817 ± 42	753 ± 37	889 ± 42	912 ± 46

Tabla II.- Rangos de temperatura obtenidos para las condiciones de recristalización de los diferentes grupos microestructurales de peridotitas, aplicando los geotermómetros WB 2px (Wood y Banno, 1973), W 2px (Wells, 1977), BK 2px (Brey y Köhler, 1990), BM 2px (Bertrand y Mercier, 1985), T 2px (Taylor, 1998), WS 1px (Witt-Eikschen y Seck, 1991), BK 1px (Brey y Köhler, 1990). Los valores considerados más apropiados para cada facies y episodio, primario o de recristalización, se señalan en negrita. Los cálculos se han realizado a 20 kb para los geotermómetros dependientes de la presión, a excepción de los de las peridotitas miloníticas, en los que se han calculado a 10 kb.

loníticas, en diferentes episodios de deformación. Sin embargo, esta cronología difiere de la sugerida para el tercio occidental del macizo de Sierra Bermeja por Van der Wal (1993) y que es la más aceptada actualmente (Garrido y Bodinier, 1999; Lenoir *et al.*, 2001). Van der Wal (1993) considera que las peridotitas miloníticas son el resultado de la deformación de las porfiroclásticas, mientras que las facies granulares se originarían por recristalización estática de las porfiroclásticas debido a la percolación de fluidos mantélicos a alta temperatura. Esta recristalización ocurriría con posterioridad a la milonitización, y por lo tanto, las peridotitas granulares serían la facies más moderna de las tres.

Los resultados obtenidos en Carratraca modifican considerablemente la evolución microestructural propuesta por Van der Wal (1993). En particular, las facies de peridotitas granulares, con su inclusión en las facies porfiroclásticas, denotan su carácter primario; es decir, representan núcleos protegidos de la deformación que ha originado las facies porfiroclásticas. La secuencia textural que resulta de los datos obtenidos en los macizos de Carratraca, es en orden decreciente de antigüedad la siguiente: 1) peridotitas granulares, 2) porfiroclásticas y 3) miloníticas.

Nuestra propuesta está basada en cuatro argumentos: las peridotitas granulares forman masas lenticulares aisladas, inmersas en las peridotitas porfiroclásticas; hacia la periferia de los afloramientos, las facies granulares comienzan a mostrar una foliación incipiente y un tamaño de grano intermedio entre el de las granulares y las porfiroclásticas; las peridotitas granulares conservan restos de texturas protogranulares, que demuestran su procedencia a partir de verdaderas peridotitas con granate; finalmente, en las peridotitas miloníticas que tienen una "lineación lamelar de enstatita", si se detrae la deformación de las enstatitas por deslizamiento intracrystalino sobre su plano de exfoliación (100), se obtendrían porfiroclastos equidimensionales de gran tamaño, superiores a los 10 mm. Esto prueba que este tipo de peridotitas miloníticas proceden de protolitos de grano muy grueso, similares a los que se observan en las peridotitas granulares.

Por lo tanto, con los datos que hemos obtenido en el macizo de Carratraca la evolución estructural es más compleja que la recogida en las propuestas anteriores y constaría de los siguientes episodios estructurales: (1) generación de las peridotitas granulares, asociadas al flujo del manto astenosférico en condiciones de esfuerzos desviatorios bajos; (2) formación de las peridotitas porfiroclásticas con espinela, producidas por la deformación de las anteriores a temperaturas comprendidas entre 800-977°C; (3) milonitización del techo de la lámina de peridotitas, por deformación de peridotitas granulares y porfiroclásticas con espinela (entre 799° y 917°C), asociada a flujo litosférico bajo altos esfuerzos desviatorios y (4) desarrollo de las facies granulares recristalizadas, en el sentido de Van der Wal (1993), en condiciones estáticas, a partir de las peridotitas porfiroclásticas con espinela. La cronología podría comple-

tarse añadiendo las facies de peridotitas con plagioclasa que aparecen tanto en el macizo de Sierra Alpujata como en el de Sierra Bermeja, de forma que su desarrollo podría haberse dado con posterioridad a las facies granulares, en relación a su emplazamiento en niveles corticales (Van der Wal, 1993) o coetáneamente al ascenso de manto astenosférico más caliente (Tubía, 1994) que provocaría el incremento de la temperatura y los fluidos necesarios para la recristalización que dio lugar a las facies granulares.

El cabalgamiento basal de las peridotitas en condiciones dúctiles, únicamente descrito en el macizo de Sierra Alpujata (Tubía y Cuevas, 1986; 1987), correspondería a un episodio aún más tardío producido en condiciones de baja temperatura ($\approx 800-850^{\circ}\text{C}$).

Conclusiones

El estudio del macizo de Carratraca ha permitido identificar tres grupos microestructurales y texturales, formados por peridotitas miloníticas a techo, porfiroclásticas por debajo y granulares, a modo de masas lenticulares, incluidas en los dos grupos anteriores. También se han localizado texturas protogranulares en las peridotitas granulares que confirman su reequilibración inicial en la facies de las lherzolitas con granate. Los cálculos geotermométricos muestran que los tres grupos han estado reequilibrados a diferentes condiciones de presión y temperatura: condiciones iniciales de recristalización entre 1.061°-1.155°C para las facies granulares, entre 800°-977°C para el desarrollo de las facies porfiroclásticas y por último entre 799°-917°C para la milonitización. Además, los datos estructurales permiten comprobar la existencia de un aumento progresivo de la deformación desde las facies granulares hasta las facies miloníticas, manifestado por la reducción de tamaño y la aparición progresiva de la foliación desde las facies granulares hacia las miloníticas. La combinación de todos estos datos permite establecer una nueva secuencia textural y temporal para los macizos ultramáficos de Carratraca, aplicable a los macizos de peridotitas de Ronda.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto BTE2001-0634 del M.C.Y T. y la subvención 00001.310-14478/2002 de la U.P.V/E.H.U. a Grupos Consolidados de Investigación. J.J. Esteban ha disfrutado una Beca Predoctoral de Formación de Investigadores del Gobierno Vasco durante la realización de su Tesis Doctoral en el macizo de Carratraca. Agradecemos la revisión del manuscrito efectuada por el Dr. Gutiérrez y un revisor anónimo, así como la del editor, Dr. González Casado.

Referencias

Argles, T.W., Platt, J.P. y Waters D.J. (1999): Attenuation and excision of a crustal section during extensional: the Carratraca Massif, Betic Cordillera, southern Spain. *Journal of the Geological Society of London*, 156: 149-162.

- Balanyá, J.C. (1991): *Estructura del dominio de Alborán en la parte norte del Arco de Gibraltar*. Tesis doctoral, Univ. Granada, 232 p.
- Berger, E. (1977): Sur la présence d'une lherzolite à grenats en enclave dans le basalte alcalin de la Vestide du Pal (Ardèche): conditions d'équilibre-implications pétrogénétiques et géotectoniques. *Comptes Rendues de la Académie des Sciences, Paris*, 284: 709-712.
- Bertrand, P.H. y Mercier, J.-C.C. (1985): The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: towards an absolute geothermometer for the natural system. *Earth and Planetary Science Letters*, 72: 109-122.
- Boullier, A.M. y Nicolas, A. (1975): Classification of textures and fabrics of peridotite xenoliths from South African kimberlites. *Physics and Chemistry of the Earth*, 9: 467-475.
- Boyd, F.R. y Nixon P.H. (1972): Ultramafic nodules from the Thaba Putsoa kimberlite pipe. *Carnegie Institute Year Book*, 81:362-373.
- Brey, G.P. y Köhler, T. (1990): Geothermobarometry in four phase lherzolites II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, 31: 1353-1378.
- Darot, M. (1973): *Méthodes d'analyse structurale et cinématique. Application à l'étude du massif ultrabasique de la Sierra Bermeja (Andalousie, Espagne)*. Tesis Doctoral, Univ. Nantes, 120 p.
- Darot, M. y Boudier, F. (1975): Mineral lineations in deformed peridotites, kinematic meaning. *Pétrologie*, 1: 225-236.
- Den Tex, E. (1969): Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history: a contribution to the discussion of the paper «The origin of ultramafic and ultrabasic rocks» by P.J. Wyllie. *Tectonophysics*, 7: 457-488.
- Dickey, J.S. (1970): Partial fusion products in alpine-type peridotites: Serrania de Ronda and other examples. *Mineralogy Special Publication of the Geological Society*, 3: 33-49.
- Egeler, C.G. y Simon, O.J. (1969): Sur la tectonique de la zone bétique. *Verhandelingen der Koninklijke Nederlandse Akademie Van Wetenschappen, AFD. Natuurkunde*, 25: 90 p.
- Esteban, J.J. (2003): *Evolución estructural de los macizos ultramáficos de Carratraca (Málaga): Influencia de la serpentinización*. Tesis Doctoral, Univ. del País Vasco, 322 p.
- Esteban, J.J., Cuevas, J., Tubía, J.M. y Yusta I. (2001): Rodingitización y formación de pectolita en diques graníticos de las Peridotitas de Ronda (Cordilleras Béticas, España). *Geogaceta*, 30: 51-54.
- Esteban, J.J., Cuevas, J., Tubía, J.M. y Yusta I. (2003): Xenotilite in rodingite assemblages from the Ronda peridotites, Betic Cordilleras, southern Spain. *The Canadian Mineralogist*, 41: 161-170.
- Garrido, C.J. y Bodinier, J.L. (1999): Diversity of mafic rocks in the Ronda peridotite: evidence for pervasive melt-rock reaction during heating of subcontinental lithosphere by upwelling asthenosphere. *Journal of Petrology*, 40: 729-754.
- Henjers-Kunst, F. y Alter R. (1992): Metamorphic petrology of xenoliths from Kenya and northern Tanzania and implications for geotherms and lithospheric structures. *Journal of Petrology*, 33: 1125-1156.
- Lenoir, X., Garrido, J.C., Bodinier, J.L., Dautria, J.-M. y Gervilla, F. (2001): The recrystallization front of the Ronda peridotite: Evidence for melting and thermal erosion of subcontinental lithospheric mantle beneath the Alboran basin. *Journal of Petrology*, 42: 141-158.
- Lundeen, M.T. (1976): *Structural evolution of the Ronda Peridotite and its Tectonic Position in the Betic Cordilleras, Spain*. Tesis Doctoral, Univ. Harvard, 177 p.
- Lundeen, M.T. (1978): Emplacement of the Ronda peridotite, Sierra Bermeja, Spain. *Geological Society of America Bulletin*, 89: 172-180.
- Mercier, J.-C. y Nicolas, A. (1975): Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of Petrology*, 2: 454-487.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. y Gottardi, G. (1989): Nomenclature of pyroxenes. *The Canadian Mineralogist*, 27: 143-156.
- Navarro-Vilá, F. y Tubía, J.M. (1983): Essai d'une nouvelle différentiation des Nappes Alpujarrides dans le secteur occidental des Cordillères Bétiques (Andalousie, Espagne). *Comptes Rendues de la Académie des Sciences, Paris*, 296: 111-114.
- O'Hara, M.J. (1967): Mineral paragenesis in ultrabasic rocks. En: *Ultramafic and Related Rocks*. Ed. P.J. Wyllie. New York, 393-403.
- Obata, M. (1980): The Ronda peridotite: Garnet-, Spinel-, and Plagioclase-lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion. *Journal of Petrology*, 21: 533-572.
- Obata, M., Suen, C.J. y Dickey, Jr. (1980): The origin of mafic layers in the Ronda high-temperature peridotite intrusion, S. Spain: an evidence of partial fusion and fractional crystallization in the upper mantle. *Colloques Internationaux du C.N.R.S., n° 272 - LES OROGENES*: 257-267.
- Reuber, I., Michard, A., Chalouan, A., Juteau T. y Jermoumi, B. (1982): Structure and emplacement of alpine-type peridotites from Beni Bousera, Rif, Morocco: A polyphase tectonic interpretation. *Tectonophysics*, 82: 231-251.
- Smith, D. (1977): The origin and interpretation of spinel-pyroxene clusters in peridotite. *The Journal of Geology*, 85: 476-482.
- Taylor, W.R. (1998): An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile lherzolite and garnet websterite. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Abhandlungen*, 172: 381-408.
- Thayer, T.P. (1960): Some critical differences between alpine type and stratiform peridotite gabbro complexes. En: *21th International Geological Congress*, Section 13: 247-259.
- Torné, M., Banda, E., García-Dueñas, V. y Balanyá, J.C. (1992): Mantle-lithosphere bodies in the Alboran crust domain (Ronda peridotites, Betic-Rif orogenic belt). *Earth and Planetary Science Letters*, 110: 163-171.
- Tubía, J.M. (1988): Estructura de los Alpujarrides occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las peridotitas de Ronda. *Publicaciones Especiales del Boletín Geológico y Minero de España*, 124 p.
- Tubía, J.M. (1994): The Ronda peridotites (Los Reales nappe): an example of the relationship between lithospheric thickening by oblique tectonics and extensional

- deformation within the Betic Cordillera (Spain). *Tectonophysics*, 283: 381-398.
- Tubía, J.M y Cuevas, J. (1986): High-temperature emplacement of the Los Reales peridotite nappe (Betic Cordillera, Spain). *Journal of Structural Geology*, 8: 473-482.
- Tubía, J.M. y Cuevas, J. (1987): Structures et cinématique liées à la mise en place des peridotites de Ronda (Cordillères Bétiques, Espagne). *Geodinamica Acta*, 1: 59-69.
- Van der Wal, D. (1993): *Deformation processes in mantle peridotites with emphasis on the Ronda peridotite of SW Spain*. Tesis Doctoral, Univ. Utrecht, Geologica Ultraiectina, 102: 180 p.
- Wells, P.R.A. (1977): Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 62: 129-139.
- Witt-Eikschén, G. y Seck, H.A. (1991): Solubility of Ca and Al in orthopyroxene from spinel peridotite: an improved version of an empirical geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106: 431-439.
- Wood, B.J. y Banno, S. (1973): Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationship in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42: 109-124.

Manuscrito recibido el 8 de enero de 2004

Aceptado el manuscrito revisado el 7 de abril de 2004