

Ultramilonitas de apariencia fluidal, pseudotaquilitas o algo intermedio? (Formación Bacariza, Cabo Ortegal)

Ultramytonites of fluidal appearance, pseudotachylytes or something in between? (Bacariza Formation, Cabo Ortegal)

P. Puelles ⁽¹⁾, B. Ábalos ⁽¹⁾ y J.I. Gil Ibarguchi ⁽²⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias y Tecnología, Universidad del País Vasco, 48080 Bilbao, pablo.puelles@ehu.es; benito.abalos@ehu.es

⁽²⁾ Departamento de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencias y Tecnología, Universidad del País Vasco, 48080 Bilbao, josei.gil@ehu.es

ABSTRACT

Occurrence of tectonites with features characteristic of both pseudotachylytes and ultramytonites formed under high-pressure granulite-facies conditions is reported in the Cabo Ortegal Complex of NW Spain. We interpret that these rocks were originated due to a seismic event at great depth (1.4 GPa) under high temperatures (740 °C). Shear heating would have affected the still hot and mechanically rigid granulites and provoked melt formation. Ambient high P and T would have led to subsequent recrystallization of the previously formed melt giving rise to a weak planar fabric.

Key words: *ultramytonites, pseudotachylyte, granulite, Cabo Ortegal*

*Geogaceta, 40 (2006), 111-114
ISSN: 0213683X*

Introducción

La generación de milonitas y ultramilonitas se relaciona con la existencia de zonas de cizalla dúctil que acomodaron en su seno deformaciones asísmicas importantes asociadas con tasas de deformación relativamente altas. Velocidades de deformación más rápidas aún se deducen del estudio de las pseudotaquilitas. Estas rocas se han considerado indicadoras de eventos paleosísmicos (Sibson, 1975, 1980; Di Toro *et al.*, 2005) que pudieron ser operativos no sólo en dominios de deformación frágil, tal y como se asumía inicialmente, sino también en condiciones dúctiles. De hecho, investigaciones recientes han puesto de manifiesto que este término puede considerarse como un término general que da cabida a un gran número de microestructuras (Magloughlin y Spray, 1992; Spray, 1995; Passchier y Trouw, 1996) que ponen de manifiesto la actuación competitiva de procesos de deformación dúctil y frágil. Así, los valores estimados sobre la profundidad de generación de las pseudotaquilitas definen un amplio intervalo desde 1,5 km a 60 km, existiendo consideraciones teóricas que indican que el proceso de fusión por fricción puede darse a lo largo de toda la litosfera. De cualquier modo, las pseudotaquilitas generadas a grandes profundidades son la excepción, ya que en

estas condiciones se deberían haber comportado de un modo dúctil.

En este trabajo describimos y discutimos el significado geológico de la presencia de rocas con características intermedias entre las de las ultramilonitas (deformación en estado sólido) y las de las pseudotaquilitas (productos procedentes de un fundido) en la formación granulítica de alta presión de la Bacariza (Complejo de Cabo Ortegal, NO de España).

Contexto geológico

El Complejo de Cabo Ortegal es uno de los «Complejos Alóctonos» del NO de la Península Ibérica emplazados sobre el margen occidental de Gondwana durante la orogenia hercínica. El Complejo de Cabo Ortegal está constituido por un apilamiento de mantos metamórficos compuestos por fragmentos de litosfera oceánica y continental metamorizados en condiciones variables y reflejando de modo diferente la impronta de un proceso de subducción. Las principales unidades litoestratigráficas están separadas por contactos tectónicos e incluyen macizos ultramáficos de dimensiones cartografiables, eclogitas N-MORB, metagabros, metaserpentinatas, metaperidotitas, orto- y paragneises y las granulitas de la Formación Bacariza (Galán y Marcos, 1997, 2000; Puelles *et al.*, 2005a; cf. Fig.1). Desde el punto de

vista estructural los macizos ultramáficos se disponen sobre las granulitas, y éstas, a su vez, se colocan estructuralmente sobre las eclogitas y los gneises de alta presión (Ábalos *et al.*, 2003).

La formación granulítica de alta presión de la Bacariza se caracteriza por su gran heterogeneidad, tanto en su composición como en la distribución de sus afloramientos. Los principales tipos granulíticos diferenciados son los siguientes (Puelles, 1993): plagiopirigarnita o granulita máfica común (G1), granulita intermedia a félsica rica en plagioclasa (G2), granulita máfica rica en Mg (G3), pirigarnita o granulita ultramáfica pobre en plagioclasa (G4) y ortogneis granulítico (G5). Los contactos entre estos litotipos son normalmente transicionales a escala de afloramiento, aunque también pueden definirse y cartografiarse a mayor escala. Ocasionalmente también afloran intercalaciones graníticas, psamopelíticas y carbonatadas (Vogel, 1967; Gil Ibarguchi *et al.*, 1990; Galán y Marcos, 1997).

El metamorfismo de HP registrado en esta formación fue de carácter polifásico, diferenciándose dos fases de deformación D1 y D2. D1 dio lugar al desarrollo de la fábrica planolinear S1-L1 y a la generación de pliegues isoclinales y en vaina en condiciones de presión y de temperatura de 1,6 GPa y 790 °C, respectivamente. La fase de deformación D2 fue más localizada y se re-

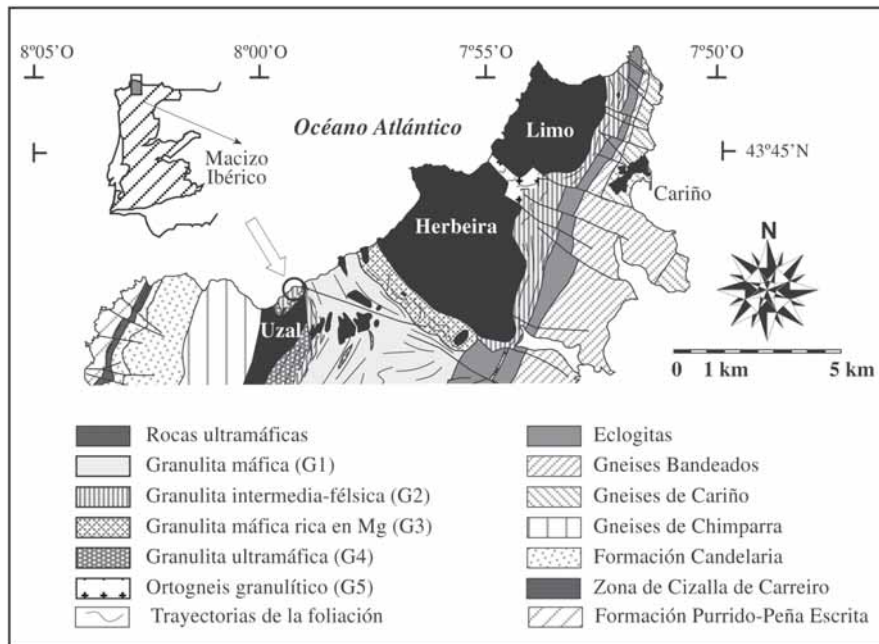


Fig. 1.- Mapa geológico simplificado del Complejo de Cabo Ortegal mostrando las unidades alóctonas de alto grado y alta temperatura y los litotipos granulíticos que constituyen la Formación Bacariza. El círculo indica la localización de los mejores afloramientos de las rocas estudiadas.

Fig. 1.- Simplified geological map of the Cabo Ortegal Complex showing the high-grade/high-temperature metamorphic nappe units and the granulitic lithotypes that constitute the Bacariza Formation. The circle indicates the location of the best exposures of the rocks studied.

laciona con la formación de cabalgamientos dúctiles y de zonas de cizalla en unas condiciones termobarométricas de 740 °C y 1,4 GPa (Puelles *et al.*, 2005a, b).

Pseudotaquilas y ultramilonitas de apariencia fluidal

Las zonas de cizalla D2 contienen excepcionalmente niveles de rocas con una apariencia y una estructura interna que recuerda a la de las pseudotaquilas. Estas tectonitas aparecen como capas planares y se sitúan en el sector más occidental del afloramiento de la Formación Bacariza, cerca del cabalgamiento basal peridotítico que conforma el límite superior de dicha formación (Fig. 1). Es muy probable que estas rocas estén genéticamente asociadas a otras litologías localizadas en niveles estructurales equivalentes (gneises con granate y biotita y brechas ricas en carbonato con granate y clinopiroxeno). Estas últimas contienen titanita primaria (383 ± 3 Ma) y fracciones de zircones con edades subconcordantes de 388 Ma, y fueron recrystalizadas en condiciones de P y T de 1,1 GPa y 705 °C, respectivamente (Santos Zalduegui *et al.*, 1996).

Las rocas objeto de este estudio están aparentemente formadas por una matriz no estructurada que contiene tanto fragmentos de granulita como agregados cristalinos. Estas rocas ocupan las zonas centrales y

más deformadas de las zonas de cizalla D2 (Fig. 2a) y forman bandas de morfología planar a lenticular. Son paralelas a la foliación macroscópica de la granulita de caja, a los hastiales de las zonas de cizalla que las limitan y a la foliación milonítica desarrollada en su interior. Ocasionalmente cortan a la foliación a lo largo de planos de anisotropía estructural asociados a zonas de cizalla discretas y pliegues similares (Fig. 2b). Los límites con la granulita de caja son netos, tanto a escala de afloramiento como de lámina delgada. Otra característica relevante a escala de afloramiento es la presencia de una matriz oscura (verdosa, rojiza o marróncea) de grano fino (recuerdan a los productos de una recrystalización a partir de un fundido), así como la existencia de numerosas inclusiones de minerales (granates aislados, anfíboles, cuarzo y cristales de feldespato de hasta 20 mm) y de fragmentos de roca de caja de tamaño centimétrico (Fig. 2c). Estos últimos son redondeados o irregulares y muestras contactos netos o reaccionales con la matriz. Pequeñas intrusiones en forma de inyecciones cortan localmente la foliación granulítica en las rocas adyacentes ocupando los huecos existentes entre los fragmentos granulíticos. También se han observado laminaciones plegadas de tamaño centimétrico (Fig. 2d), evidencia del flujo de un fundido. Aparte de las dimensiones de estos cuerpos rocosos (decenas de m³ en volumen), los rasgos

geométricos que han sido descritos y la relación de rocas afánicas derivadas de fundidos y zonas de cizalla dúctil y estructuras semifrágiles son relacionables a las de las pseudotaquilas.

Una inspección más detallada de la matriz (proporción de clastos ca. 10%) revela la presencia de pequeños cristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y minerales opacos. La orientación preferente de la biotita y la fábrica de forma de algunos porfiroclastos de anfíbol, plagioclasa y granate, contribuyen a definir la foliación macroscópica que tiende a adaptarse alrededor de los porfiroclastos y de los fragmentos de granulita. Fuera de los dominios de la matriz en los que estos producen perturbaciones en el flujo, la foliación tiende a ser subparalela a los límites, a pesar de que también se han medido ángulos con una oblicuidad de 20°.

Las microestructuras diagnósticas de deformación intracristalina observadas en los porfiroclastos de la matriz se interpretan como rasgos heredados del proceso de deformación en estado sólido D1 de la granulita precursora, ya que contrastan en gran manera con la microestructura de la matriz, formada por biotita y plagioclasa. El análisis mediante microscopía electrónica muestra que la microestructura está formada por diminutos cristales de biotita idiomórfica orientada preferentemente y por cristales de feldespato y de cuarzo más pequeños y equidimensionales que llenan los espacios entre biotitas (Fig. 2e). Esta relación geométrica sugiere que la biotita cristalizó en primer lugar. El cuarzo y el feldespato muestran límites rectos, puntos triples y superficies de grano lisas y limpias (Fig. 2f). Esta última característica es diagnóstica de la ausencia de fluidos intergranulares en las ultracataclasitas y ultramilonitas (Mancktelow y Pennacchioni, 2004; Schenk *et al.*, 2005). Por otra parte, los análisis efectuados en la biotita y en la plagioclasa que forman la matriz indican condiciones de formación muy similares a las de la granulita adyacente.

Discusión

Nosotros interpretamos estas rocas como anteriores fluidos generados por calentamiento por fricción durante la fase de deformación D2 (probablemente motivado por tasas de deformación muy rápidas) en las zonas de cizalla cercanas a la base del cabalgamiento peridotítico. Las condiciones de P y T de alto grado que prevalecieron tras la generación del fundido podrían haber inducido a la recrystalización de la matriz. Esto podría haber postdatado deformaciones D1 más

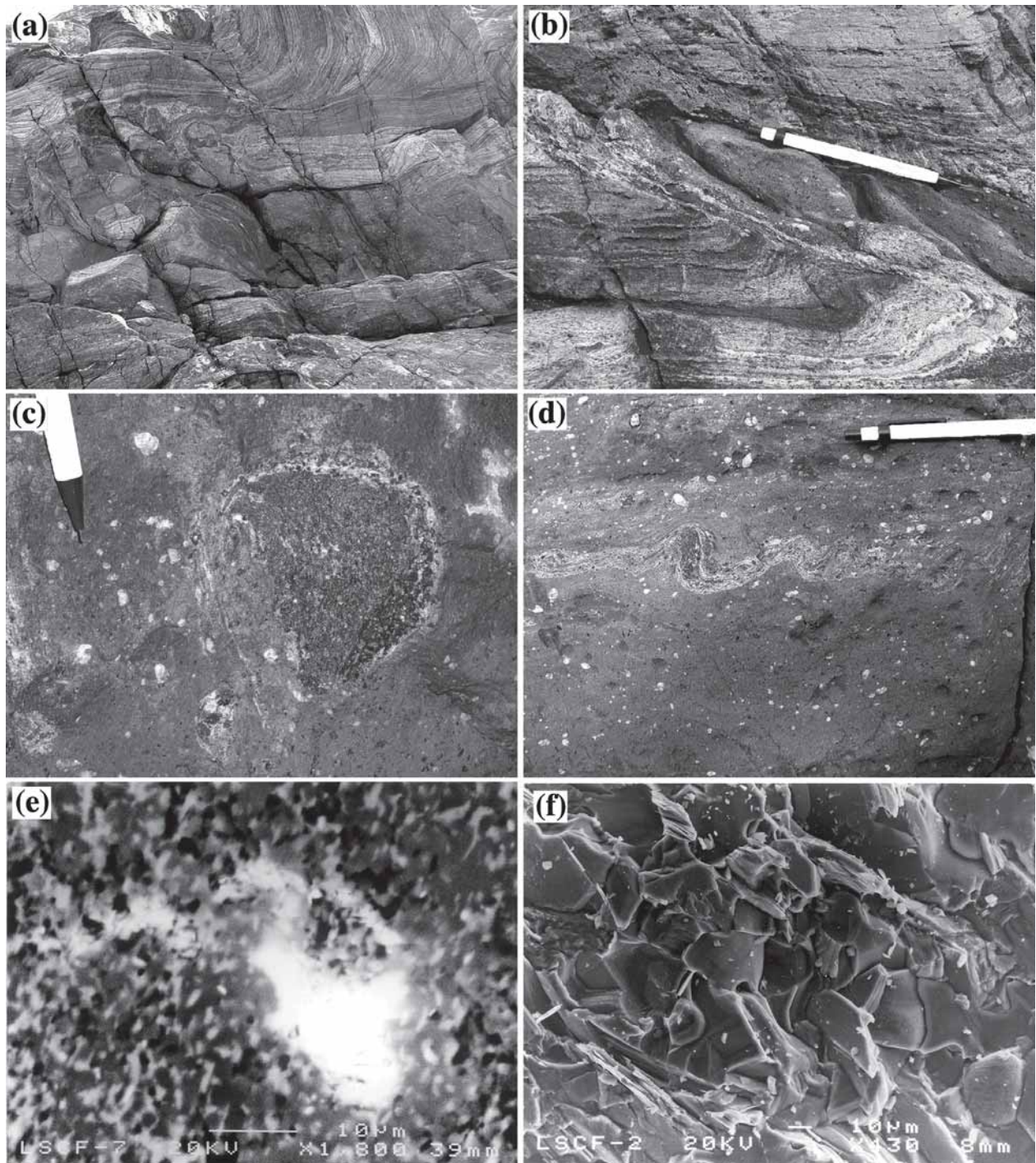


Fig. 2.- (a) Afloramiento de ultramilonitas de apariencia fluidal (banda más oscura en el centro de la fotografía) dispuestas de forma paralela a la foliación desarrollada en la zona de cizalla que la limita. Obsérvese el carácter neto y rectilíneo de la traza del contacto. (b) Banda de ultramilonita intruyendo a lo largo de la zona interna de un pliegue isoclinal asociado con una zona de cizalla dúctil mesoscópica. (c) Fragmento redondeado de granulita englobado en la matriz ultramilonítica. Obsérvese la foliación interna y el contacto transicional con la matriz (color más claro). (d) Laminaciones plegadas de granulita en la matriz ultramilonítica. Obsérvese la asimetría de los pliegues, muy probablemente relacionada con la circulación del fundido. (e) Fotografía de microscopio electrónico mostrando las superficies lisas y limpias de los granos de plagioclasa, hecho que puede descartar la circulación de fluidos en la matriz recrystalizada. Obsérvese la orientación preferente de la biotita. (f) Fotografía de electrones retrodispersados mostrando el agregado ultramilonítico formado por plagioclasa y biotita (minerales más claros).

Fig. 2.- (a) Field photograph of ultramylonites of fluidal appearance (darker layer in the centre of the picture) disposed parallel to the foliation developed in the bounding shear zone. Note the sharp and straight trace of the contact. (b) Ultramylonite layer intruded along the inner zone of an isoclinal fold associated with a mesoscopic discrete ductile shear zone. (c) Rounded fragment of granulite enclosed within the ultramylonitic matrix. Note the preserved internal foliation and the transitional contact with the matrix (lighter colour). (d) Folded lamination of granulite in the ultramylonitic matrix. Note the asymmetry of the folds, very likely related to melt circulation. (e) SEM photograph showing the smooth and flat surfaces of the plagioclase grains (Pl) which may be taken as an indicator of absence of fluid circulation in the recrystallized matrix. Note the preferred orientation of biotite (Bt). (f) Backscattered electron image showing the ultramylonitic aggregate formed by plagioclase and biotite (lighter minerals).

tempranas en un canal orogénico de subducción/colisión. Las condiciones de P y T calculadas para el pico metamórfico durante D1 (1,6 GPa y 790 °C) indicarían que estas rocas alcanzaron una profundidad de unos 60 km hace ca. 390-400 Ma, proceso seguido de una descompresión y un enfriamiento menor (740 °C y 1,4 GPa) asociado con el apilamiento de mantos D2 que tuvo lugar en el conducto orogénico hace unos 380 Ma.

La variabilidad microestructural descrita denota que la amalgama durante D2 podría haber tenido lugar no sólo a favor de cabalgamientos dúctiles más o menos localizados (con una gran variabilidad de tasas de deformación; Ábalos *et al.*, 1996), sino también episódicamente y relacionada con eventos sísmicos mucho más rápidos a una gran profundidad. Las pseudotaquilitas de los niveles estructurales superiores se caracterizan por el desarrollo de una matriz vítrea formada como consecuencia del rápido enfriamiento del fundido generado por la fricción asociada con el rápido desplazamiento sísmico. Sin embargo, cuando la generación del fundido se produce a una determinada profundidad, las condiciones cambian. Bjørnerud *et al.*, (2002) han modelizado la interrelación y dependencia entre deformación, infiltración de fluidos y reacciones químicas que operan simultáneamente en rocas de alto grado en condiciones de alta presión. Según estos modelos, la relación entre la generación de fundidos por fricción y las reacciones texturales y mineralógicas inducidas por la deformación, permiten explicar rápidos cambios en la reología de estas rocas (debilitamiento de las mismas). De este modo, estas rocas pudieron ser lo suficientemente resistentes como para soportar esfuerzos desviatorios relativamente altos y liberarlos de modo discontinuo.

El comportamiento frágil y la metaestabilidad petrográfica de las rocas de caja puesta de manifiesto en la presencia de las brechas granulíticas de la Bacariza, en las zonas de cizalla discretas y en los porfiroclastos poliminerálicos parcialmente reactantes, pueden ser explicados aludiendo a diferentes factores: (1) un enfriamiento significativo de las granulitas de caja anterior a D2 (hecho que no está de acuerdo con la información termobárica de la que se dispone), (2) la ausencia de fluidos durante las deformaciones D2 (hecho apoyado por los datos mineralógicos sobre la composición y microestructura de los minerales ultramiloníticos) y (3) el establecimiento de tasas de deformación muy rápidas en un ambiente metamórfico de alto grado incapaz de acomodar de un modo dúctil dichas deformaciones (tal y como respaldan los cálculos termobarométricos y las observaciones es-

tructurales mesoscópicas). En este último caso, la mayor diferencia con las pseudotaquilitas típicas sería la de las condiciones que prevalecieron tras la generación del fundido. Así, si la T y la P fueron lo suficientemente elevadas como para impedir el enfriamiento inmediato del fundido, tras el flujo inicial del fundido (hecho que denota la existencia de laminaciones plegadas), un flujo en estado sólido sintectónico podría haber conducido a la recrystalización del mismo y al desarrollo de la fábrica tectónica que se observa actualmente. De este modo se podría explicar el hecho de que a escala de afloramiento estas rocas presenten características intermedias entre las de las ultramilonitas profundas y las pseudotaquilitas desarrolladas en niveles estructurales superiores.

A excepción de las pseudotaquilitas asociadas a estructuras de impacto el volumen de las rocas aquí estudiadas es significativamente superior al de los fundidos generados endogénicamente. Por lo tanto, este volumen de fundido sólo puede ser explicado aludiendo a eventos sísmicos recurrentes de gran magnitud. En este aspecto, Camacho *et al.* (2005) propusieron un modelo según el cual en ciertos dominios metaestables los procesos de subducción y exhumación hacen que la corteza que subduce pierda su capacidad para reequilibrarse térmicamente, induciendo a esta corteza a un comportamiento frágil a alta presión y al flujo del fundido a lo largo de las fracturas. Los pulsos orogénicos asociados son muy cortos a escala geológica (varios Ma).

Conclusiones

Las rocas descritas en este trabajo presentan características intermedias entre las ultramilonitas y las pseudotaquilitas. La existencia de una matriz de grano fino que engloba fragmentos de minerales y de roca de caja, la presencia de laminaciones plegadas de origen fluidal y la ausencia de rasgos diagnósticos de circulación de fluidos indican que el origen de estas rocas puede relacionarse con la fusión de las granulitas por fricción. Ésta podría haber sido la consecuencia de un evento sísmico a gran profundidad (ca. 60 km) hace unos 390 Ma, cerca del límite entre la cuña mantélica y el canal orogénico en la zona de subducción. Las condiciones de alta presión y temperatura impidieron que el fundido generado se enfriara rápidamente y, así, se dio la recrystalización y orientación preferente del mismo acomodando deformaciones sintectónicas en estado sólido relativamente rápidas. Las rocas estudiadas, por lo tanto, podrían representar un caso particular de pseudotaquilitas formadas en

condiciones de las granulitas de alta presión que fueron posteriormente deformadas y recrystalizadas.

Agradecimientos

Este estudio ha sido realizado gracias a la financiación del Ministerio de Educación y Ciencia (proyecto CGL2005-03157).

Referencias

- Ábalos, B., Azcárraga, J., Gil Ibarguchi, J.I., Mendia, M.S. y Santos Zalduegui, J.F. (1996). *Journal of Metamorphic Geology*, 14, 227-248.
- Ábalos, B., Puelles, P. y Gil Ibarguchi, J.I. (2003). *Tectonics*, 22(2), 1006, doi: 10.1029/2002TC001405.
- Bjørnerud, M.G., Austrheim, H. y Lund, M.G. (2002). *Journal of Geophysical Research*, 107 (B10), 2252, doi: 10.1029/2001JB000527.
- Camacho, A., Lee, J.K.W., Hensen, B.J. y Braun, J. (2005). *Nature*, 435, 1191-1196.
- Di Toro, G., Nielsen, S. y Pennacchioni, G. (2005). *Nature*, 436, 1009-1012.
- Galán, G. y Marcos, A. (1997). *International Journal of Earth Sciences*, 86, 539-555.
- Galán, G. y Marcos, A. (2000). *Lithos*, 54, 139-171.
- Gil Ibarguchi, J.I., Mendia, M., Girardeau, J. y Peucat, J.J. (1990). *Lithos*, 25, 133-162.
- Magloughlin, J.F. y Spray, J.G. (1992). *Tectonophysics*, 204, 197-206.
- Mancktelow, N.S. y Pennacchioni, G. (2004). *Journal of Structural Geology*, 26, 47-69.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J. (1996). *Microtectonics*. Springer, 289 pp.
- Puelles, P. (2003). Deformación, metamorfismo y exhumación de las granulitas de alta presión de la Bacariza (Complejo de Cabo Ortegal, NO de España): *Serie Nova Terra* 23, A Coruña, 411 p.
- Puelles, P., Mulchrone, K., Ábalos, B. y Gil Ibarguchi, J.I. (2005a). *Journal of Structural Geology*, 27, 1046-1060.
- Puelles, P., Ábalos, B. y Gil Ibarguchi, J.I. (2005b). *Lithos*, 84, 125-149.
- Santos Zalduegui, J.F., Schärer, U. y Gil Ibarguchi, J.I., (1996). *Chemical Geology*, 121, 91-103.
- Schenk, O., Urai, J.L. y Evans, B. (2005). *Journal of Structural Geology*, 27, 1856-1872.
- Sibson, R.H. (1975). *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 43, 775-794.
- Sibson, R.H. (1980). *Journal of Structural Geology*, 2, 165-171.
- Spray, J.G. (1995). *Geology*, 23, 1119-1122.
- Vogel, D.E. (1967). *Leidsche Geologische Mededelingen*, 40, 121-213.