

Diapirismo del manto inducido por delaminación en las peridotitas de Ronda (Cordilleras Béticas)

Mantle diapirism induced by delamination in the Ronda peridotites (Betic Cordillera)

J.M. Tubía, J.J. Esteban y J. Cuevas

Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco, a.p. 644, 48080 Bilbao. goptuxj@lg.ehu.es; gpbesguj@lg.ehu.es; gppcuurj@lg.ehu.es

ABSTRACT

The contribution of asthenosphere diapirs to the exhumation of Orogenic Lherzolites from the mantle to the Earth's surface stands as a major issue in the evolution of orogenic belts. Structural and textural data from the Carratraca massifs of the Ronda peridotites, in the Betic Cordillera of southern Spain, provide evidence for a narrow mantle diapir that was formed in Early Miocene times. Its development spent 1.1 Ma at an ascent rate of less than 4.5 mm/y. When set in its geological and petrological context, this diapir documents the injection of hot asthenosphere into older and cooler lithospheric mantle, in response to the delamination of the thickened lithosphere keel formed during the Mesozoic and Cenozoic convergence of the African and Iberian plates from Cretaceous times onwards.

Key words: Betic Cordillera, Ronda massif, delamination, mantle, diapir.

Geogaceta, 37 (2005), 19-22
ISSN: 0213683X

Introducción

El papel del manto subcontinental durante una orogenia sigue siendo un asunto crucial de Tectónica de Placas. Las variaciones texturales que tienen los xenolitos del manto, arrastrados por basaltos muestran que deben existir gradientes de deformación dentro del manto subcontinental, pero su pequeño tamaño y su orientación al azar hacen difícil su interpretación geodinámica (Mercier y Nicolas, 1975; Nicolas *et al.*, 1987). Por el contrario, los macizos de lherzolitas orogénicas, aunque se encuentren parcialmente serpentinizados y afectados por deformaciones corticales, nos dan la oportunidad de comprobar, con los métodos de trabajo tradicionales de Geología Estructural las estructuras de origen mantélico, ya que representan láminas del manto subcontinental emplazados en la corteza (Nicolas, 1989). Actualmente, está bien establecido que las lherzolitas orogénicas se encuentran relacionadas con rifts o zonas de subducción (Brueckner y Medaris, 2000), si bien permanecen sometidos a controversia los procesos involucrados en su ascenso desde las profundidades del manto hasta la superficie, así como la posible contribución del diapirismo a la exhumación del manto litosférico. En este trabajo presentamos las variaciones estructurales y texturales en los macizos de Carratraca de

las peridotitas de Ronda (Cordilleras Béticas), que demuestran la existencia de un diapiro del manto.

Las peridotitas de Ronda (Fig. 1) forman láminas alóctonas de unos 2,5 km de espesor, emplazadas dentro de la corteza continental (Lundeen, 1978; Tubía y Cuevas, 1986). Están formadas por lherzolitas con menores proporciones de harzburgitas, dunitas y capas máficas (Obata, 1980). Con una superficie de unos 450 km², repartida en tres macizos

principales y muchos pequeños afloramientos, las peridotitas de Ronda son los mayores afloramientos del mundo de lherzolitas orogénicas e incluyen las tres facies metamórficas de la clasificación de O'Hara (1967) para las rocas ultramáficas. Los macizos de Ronda presentan una zonación metamórfica inversa (Obata, 1980), difícilmente explicable, de tal forma que las peridotitas con granate (P>2500 MPa) están en los niveles estructurales superiores, las peridotitas con

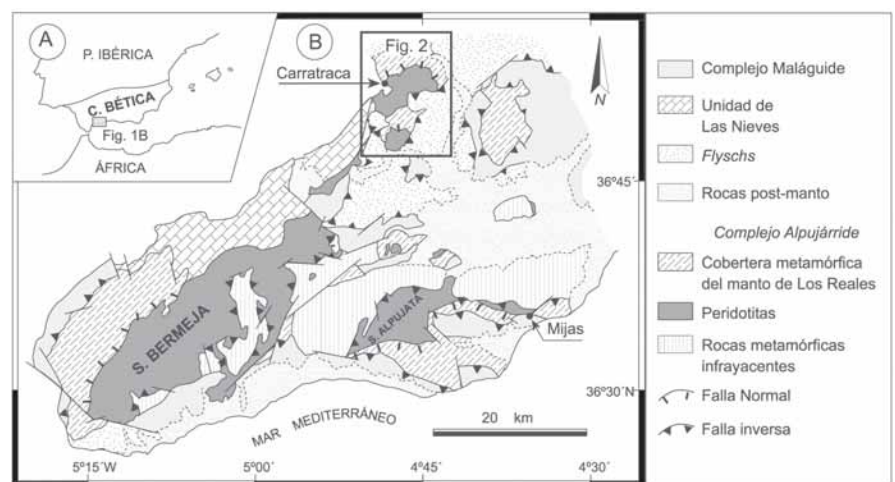


Fig. 1.- A) Localización geográfica de las Cordilleras Béticas. B) Mapa geológico de los principales afloramientos de peridotitas de Ronda.

Fig. 1.- A) Geographic location of the Betic Cordilleras. B) Geological map of the main outcrops of the Ronda peridotites.

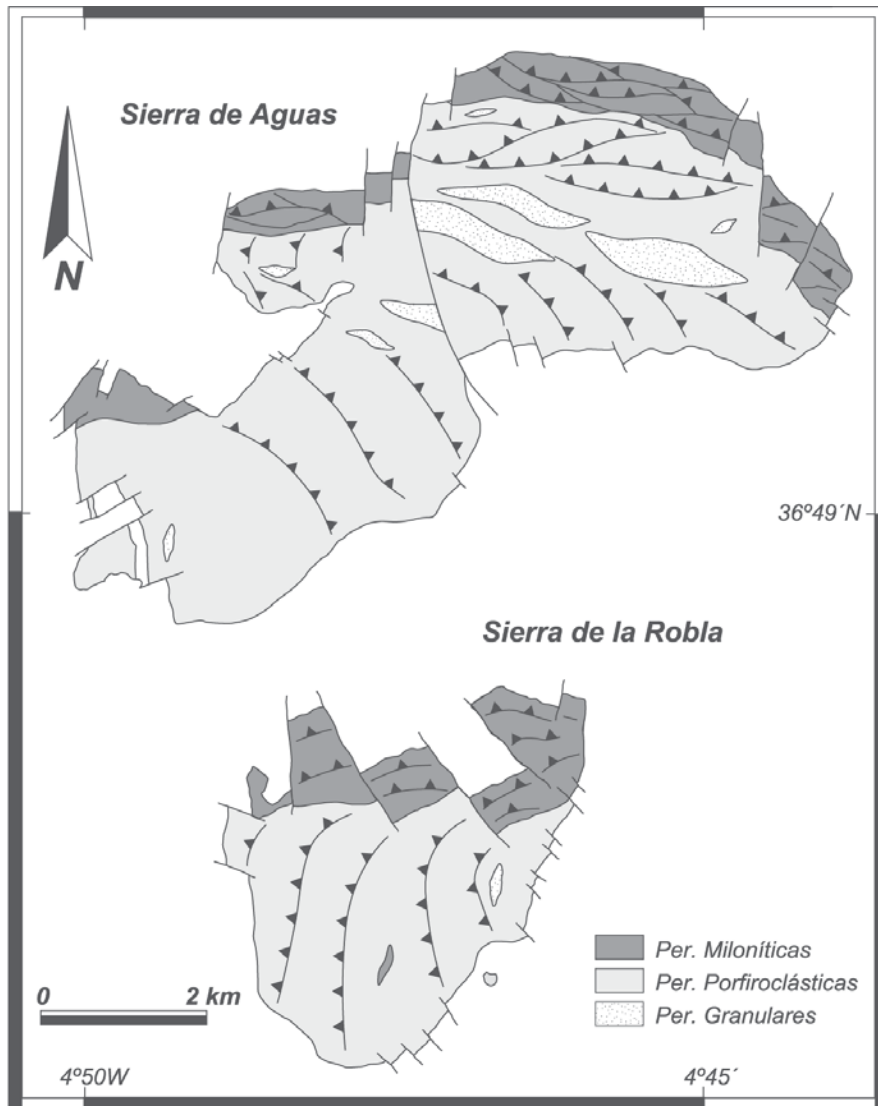


Fig. 2.- Mapa estructural de los macizos ultramáficos de Carratraca. Cabe resaltar que las trayectorias de la foliación muestran una inflexión de sentido contrario en la Sierra de la Robla y en la Sierra de Aguas.

Fig. 2.- Structural map of the Carratraca ultramafic massifs. Note that the foliation trajectories display opposite sense of inflections in Sierra de la Robla and in Sierra de Aguas.

plagioclasa ($P < 1500$ MPa), en la posición inferior de los macizos y las peridotitas con espinela quedan en el interior ($2500 > P > 1500$ MPa).

Estructura de los macizos de Carratraca

Los macizos de Carratraca contienen lherzolitas con espinela recubiertas por peridotitas con granate, aunque la conservación de agregados de clinopiroxeno-ortopiroxeno-espinela con microestructura protogranular en las peridotitas con espinela indicaría que los macizos derivan de peridotitas con granate antiguas. Las capas máficas son paralelas a la foliación a lo largo de los macizos de Carratraca, excepto en el nivel estructural inferior de la

Sierra de Aguas. Debido a que la oblicuidad entre la foliación y las capas máficas es característica de las facies con plagioclasa en los macizos de Sierra Alpujata y de Sierra Bermeja, estas capas máficas marcan probablemente la transición hacia las peridotitas con plagioclasa subyacentes.

Los macizos de Carratraca incluyen tres dominios texturales (Esteban, 2003; Esteban *et al.*, 2004). Predominan las peridotitas con espinela de microestructura porfiroclástica, bien foliadas y de tamaño de grano medio. Dentro de las peridotitas porfiroclásticas se encuentran cuerpos lenticulares de lherzolitas granulares de grano grueso, con enstatita globular > 1 cm. En el exterior de estos cuerpos lenticulares suele existir una débil foliación, concordante con la foliación de las peri-

dotitas porfiroclásticas. Finalmente, el techo de los macizos presenta una reducción progresiva del tamaño de grano y un reforzamiento de la foliación, que genera milonitas de grano fino. Estas relaciones implican que las lherzolitas granulares citadas son el dominio tectónico más antiguo de las peridotitas de Ronda, de acuerdo con las interpretaciones de las microestructuras granulares en los xenolitos del manto (Mercier y Nicolas, 1975).

Los dominios miloníticos de Carratraca, Sierra Bermeja (Darot y Boudier, 1975) y Sierra Alpujata (Tubía y Cuevas, 1986) contienen frecuentemente una lineación mineral definida por grandes granos de enstatita (5-10 cm de largo, $X/Z = 25$), estirados por deslizamiento intracrystalino. Conviene señalar que estos granos recuperarían tamaños y formas similares a las enstatitas globulares de grano grueso si se invierte el deslizamiento intracrystalino. Esta observación tiene dos implicaciones interesantes: 1) las peridotitas miloníticas son más modernas que las granulares de grano grueso y 2) las peridotitas de grano grueso existían en los dominios porfiroclástico y milonítico antes de la milonitización. Por tanto, nuestros resultados completan y modifican las evoluciones tectónicas que interpretan todas las peridotitas granulares de los macizos de Ronda como facies modernas formadas a partir de tectonitas con espinela, y confinadas siempre entre las peridotitas con espinela y las de plagioclasa (Van der Wal y Vissers, 1996).

En los macizos de Sierra Alpujata y Sierra Bermeja, las trayectorias de la foliación son casi paralelas a los límites entre las facies petrológicas (Obata, 1980) o a los dominios microestructurales (Tubía y Cuevas, 1986; Van der Wal y Vissers, 1996) y aproximadamente concordantes con la zona de cizalla extensional que marca el contacto con la secuencia metamórfica suprayacente (Balanyá *et al.*, 1997; Argles *et al.*, 1999). Por el contrario, la estructura de las peridotitas de Carratraca (Fig. 2) se caracteriza por la oblicuidad entre la foliación y los dominios microestructurales. Esto es especialmente evidente en la Sierra de la Robla, donde las direcciones N-S de la foliación en el dominio porfiroclástico, están casi a 90° del límite E-O con las milonitas. En la sección inferior de la mitad oriental de la Sierra de Aguas, las trayectorias de la foliación divergen de los contactos entre los dominios microestructurales, pero en un sentido contrario al de la Sierra de la Robla. Los dominios miloníticos muestran foliaciones buzando fuertemente hacia el Norte, con bandas anostomosadas carac-

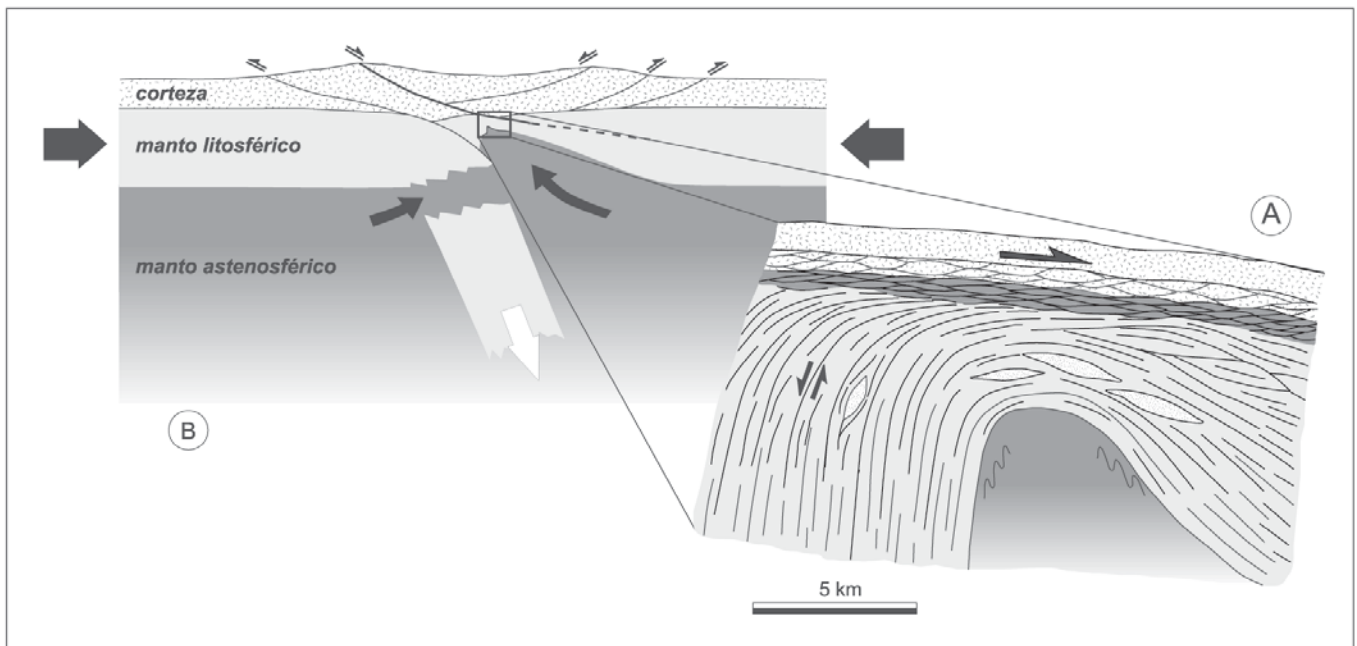


Fig. 3.- A) Esquema del diapiro obtenido tras la reconstrucción estructural de los macizos de Carratraca. B) Esquema tectónico donde se muestra el ascenso de la astenosfera, responsable del desarrollo del diapiro de Carratraca, por la delaminación del manto litosférico.

Fig. 3.- A) Sketch of the diapir obtained after the structural restoration of the Carratraca massifs. B) Tectonic sketch showing the asthenosphere upwelling, responsible of the development of the Carratraca massif diapir, associated to the delamination of the lithospheric mantle.

terísticas de una deformación coaxial en ambos macizos. Debido a que se encuentran modelos estructurales y cinemáticos similares en la zona de cizalla extensional de la secuencia metamórfica suprayacente a las peridotitas (Argles *et al.*, 1999), se puede asumir que la milonitización de las peridotitas se produjo también en un contexto extensional.

Las reconstrucciones tectónicas, usando la zona de cizalla extensional basculada como un marcador paleohorizontal, muestran a los dos macizos de Carratraca en los flancos opuestos de un domo con unas paredes inclinadas (Fig. 3). La zona de foliaciones anastomosadas de las peridotitas de Sierra de Aguas está de acuerdo con la localización en la zona de montera del diapiro. El diapiro tendría una anchura aproximada de unos 5 km en su zona central. Su altura es más difícil de precisar, pero puede estimarse en ≈ 5 km, que es la diferencia entre el espesor máximo (10 km) de los dominios de espinela y granate en Sierra Bermeja (Obata, 1980) y el espesor de esos dominios que aflora en el macizo de Carratraca.

Discusión y conclusiones

Los datos de anisotropía sísmica y la distribución de xenolitos del manto en el Macizo Central Francés (Nicolas *et al.*, 1987), predicen el desarrollo de diapiros estrechos y verticales bajo rifts continen-

tales. La forma del diapiro de Carratraca está de acuerdo con estas predicciones aunque su ascenso (≈ 5 km) fue unas diez veces menor que en un diapiro relacionado con un rift (> 50 km). Esto indica que el diapiro de Carratraca se detuvo rápidamente después de la intrusión de la astenosfera, debido probablemente a un aislamiento térmico deficiente. Esta evolución también concuerda con la escasez de rocas ígneas máficas en las Cordilleras Béticas debido a que un manto ascendente que no está térmicamente aislado se enfría rápidamente y, por lo tanto, apenas se funde. Las tasas de enfriamiento calculadas en las rocas metamórficas circundantes varían entre 100 y 500 °C/Ma (Zeck *et al.*, 1992; Monié *et al.*, 1994; Sánchez-Rodríguez y Gebauer, 2000). Asumiendo que una tasa media de 400 °C/Ma puede ser aplicada a las peridotitas, el diapiro de Carratraca se podría desarrollar en, aproximadamente, 1,1 Ma, que es el tiempo en el que la astenosfera se enfriaría desde 1240 a 800 °C, que constituye el límite plástico para la deformación de las peridotitas (Nicolas, 1989). Por tanto, la construcción de un diapiro de 5 km de alto requiere una tasa de ascenso inferior a 4,5 mm/año. Esta estimación es razonable, si tenemos en cuenta la existencia de una corteza continental atenuada sobre las peridotitas de Ronda y que los diapiros astenosféricos que ascienden a tasas ≈ 1

cm/año producen acreción de corteza oceánica (Huismans *et al.*, 2001).

La presencia de diamantes grafitizados en las peridotitas con granate de estos macizos indica una extracción desde profundidades superiores a los 180 km (Davies *et al.*, 1993). Nuestro modelo requiere un origen doble para las peridotitas de Ronda: una litosfera subcontinental más fría y más antigua (dominios con granate y espinela) y una astenosfera caliente y más joven (las peridotitas con plagioclasa). Este origen ayuda a explicar la coexistencia de peridotitas granulares primarias y secundarias y la zonación metamórfica inversa de las peridotitas de Ronda. Nosotros suponemos que las facies granulares primarias son remanentes de un manto que probablemente estuvo en el campo de estabilidad del granate desde el Jurásico, lo que explicaría la completa grafitización del diamante. Las dataciones U/Pb SHRIMP sobre circones de las piroxenitas con granate indican un proceso de fusión parcial durante el Mesozoico (Sánchez-Rodríguez y Gebauer, 2000), que apoya nuestra interpretación. Las peridotitas granulares secundarias, descritas por Van del Wal y Vissers (1996) se habrían desarrollado por recrecimiento mineral de las peridotitas con espinela y serían el reflejo del calentamiento inducido por la astenosfera infrayacente. Las peridotitas con plagioclasa se habrían añadido a la

litosfera durante el Mioceno, ya que se encuentran equilibradas en condiciones similares a las eclogitas infrayacentes, que han sido datadas por el método U/Pb SHRIMP sobre circones en $19,9 \pm 1,7$ Ma (Sánchez-Rodríguez y Gebauer, 2000).

La formación de las peridotitas de Ronda se ha producido parcialmente en un entorno de subducción, que generó un fuerte proceso extensional, como se evidencia por la preservación de eclogitas en las unidades metamórficas infrayacentes (Tubía y Gil Ibarguchi, 1991; Tubía *et al.*, 1997) y un importante adelgazamiento cortical y metamorfismo térmico de la región (Balanyá *et al.*, 1997; Argles *et al.*, 1999), respectivamente. La edad del proceso extensional está bien establecida en el Mioceno inferior (Zeck *et al.*, 1992; Monié *et al.*, 1994; Sánchez-Rodríguez y Gebauer, 2000). La delaminación de la litosfera subducida bajo el orógeno Bético Rifeño se produjo en esa época (Platt y Vissers, 1989; Seber *et al.*, 1996), lo que hace posible la yuxtaposición de una astenosfera joven y caliente contra otra más antigua y más fría. A partir de las consideraciones anteriores, se infiere que la delaminación fue un proceso muy corto; esta situación es razonable en la región Bético-Rifeña, en la que la convergencia N-S entre Iberia y África se mantiene desde el Cretácico (Dewey *et al.*, 1989). Esas condiciones tectónicas favorecen la renovación de la convergencia y de la subducción (Tubía *et al.*, 1997), mientras que el debilitamiento térmico y la litosfera atenuada producen una inestabilidad reológica para la focalización de los procesos de subducción.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación BTE 2001-0634 (Ministerio de Ciencia y Tecnología) y "Grupos consolidados de investigación" de la UPV/EHU.

Referencias

- Argles, T.W., Platt, J.P. y Waters, D.J. (1999). *Journal of the Geological Society (London)*, 156, 149-162.
- Balanyá, J.C., García-Dueñas, V. y Azanón, J.M. (1997). *Tectonics*, 16, 226-238.
- Brueckner, H.K. y Medaris, Jr. L.G. (2000). *Journal of the Metamorphic Geology*, 18, 119-130.
- Darot, M. y Boudier, F. (1975). *Pétrologie*, 1, 225-236.
- Davies, G.R., Nixon, P.H., Pearson, D.G. y Obata, M. (1993). *Geology*, 21, 471-474.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.W.H. y Knott, S.D. (1989). En: *Alpine Tectonics* (Coward, M.P., Dietrich, D. y Park, R.G., Eds.). Geological Society of London Special Publication, 45, 265-283.
- Esteban, J.J. (2003). *Evolución estructural de los macizos ultramáficos de Carratraca (Málaga): influencia de la serpentización*. Tesis Doctoral, Univ. del País Vasco, 322 p.
- Esteban, J.J., Cuevas, J. y J.M. Tubía. (2004). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 17, 103-115.
- Huisman, R.S., Podladchikov, Y.Y. y Cloethingh, S.J. (2001). *Journal of Geophysical Research*, 106, 11271-11291.
- Lundeen, M.T. (1978). *Geological Society of America Bulletin*, 89, 172-180.
- Mercier, J.C. y Nicolas, A. (1975). *Journal of Petrology*, 2, 454-487.
- Monié, P., Torres-Roldán, R.L. y García-Casco, A. (1994). *Tectonophysics*, 238, 353-379.
- Nicolas, A. (1989). *Structures of ophiolites and Dynamics of oceanic lithosphere*. Kluwer Academic Publishers, 367 p.
- Nicolas, A., Lucazeau, F. y Bayer, R. (1987). En: *Mantle xenoliths* (Nixon P.H., Ed.). John Wiley and Sons, 563-574.
- Obata, M. (1980). *Journal of Petrology*, 21, 533-572.
- O'Hara, M.J. (1967). En: *Ultramafic and Related Rocks* (Wyllie, P.J., Ed.). John Wiley and Sons, 393-401.
- Platt, J.P. y Vissers, R.L.M. (1989). *Geology*, 17, 504-543.
- Sánchez-Rodríguez, L. y Gebauer D. (2000). *Tectonophysics*, 316, 19-44.
- Seber, D., Barazangi, M., Ibenbrahim, A. y Demmati, A. (1996). *Nature*, 785-790.
- Tubía, J.M. y Cuevas, J. (1986). *Journal of Structural Geology*, 8, 473-482.
- Tubía, J.M., Cuevas, J. y Gil Ibarguchi, J.I. (1997). *Tectonophysics*, 279, 227-252.
- Tubía, J.M. y Gil Ibarguchi, J.I. (1991). *Journal of the Geological Society (London)*, 148, 801-804.
- Van der Wal, D. y Vissers, R.L.M.J. (1996). *Journal of Petrology*, 37, 23-43.
- Zeck, H.P., Monié, P., Villa, I. y Hansen, B.T. (1992). *Geology*, 20, 79-82.