

Características estructurales asociadas al núcleo metamórfico de Lora del Río (Zona de Ossa-Morena)

Structural features related to the Lora del Rio metamorphic core (Ossa-Morena Zone)

A. Apraiz

Departamento de Geodinámica Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea. Apartado 644, 48080 Bilbo.

ABSTRACT

The Lora del Rio metamorphic core is located in the easternmost part of the Monesterio Antiform. A detailed structural and metamorphic study combined with cartographic data enable the characterization of 3 different units. These units reflect a first tectonic event of crustal thickening during the Hercynian orogenic phase and the unroofing of the thickened crust by subsequent extensional deformation.

Key words: *extensional tectonism, migmatic dome, Ossa-Morena Zone, Hercynian Massif.*

*Geogaceta, 20 (4) (1996), 905-908
ISSN: 0213683X*

Introducción.

La exhumación de núcleos metamórficos o domos migmáticos en relación a procesos extensionales desarrollados durante las etapas finales de la evolución de los orógenos ha sido puesta de manifiesto en gran número de trabajos durante los últimos años. En particular, son abundantes los ejemplos citados en la cadena hercínica europea: Van Den Driessche y Brun (1989), Faure *et al.* (1990), Malavieille *et al.* (1990), Reinhardt y Kleeman (1994), Escuder Viruete *et al.* (1994).

Los complejos plutonometamórficos relacionados con procesos extensionales presentan una geometría habitual de domo, una evolución metamórfica de tipo horario donde la última fase de AT-BP oblitera procesos metamórficos previos, procesos anatéticos generalizados y una deformación dúctil concentrada hacia los bordes de la estructura dómica. La deformación dúctil asociada a los accidentes extensionales separa un bloque inferior con metamorfismo de alto grado y un bloque superior donde el metamorfismo decrece rápidamente desde la zona de contacto hacia el exterior.

En este trabajo se presentan datos estructurales que justifican la presencia de una tectónica extensional, deducida previamente a partir del estudio metamórfico de las asociaciones minerales (Apraiz *et al.*, 1993a, 1993b).

Contexto geológico.

En el núcleo metamórfico de Lora del Río, geológicamente ubicado en el flanco sur de la Antiforma de Monesterio, donde se han establecido dos unidades en base a criterios estructurales y metamórficos: la unidad de los Miradores y la unidad de Lora del Río (Fig. 1). La unidad de los Miradores está compuesta por una serie sedimentaria en la que, de muro a techo, se han diferenciado los tramos siguientes: un conjunto de materiales volcanodetríticos equivalentes a la formación Malcocinado, una alternancia de pizarras y grauvacas, un conjunto de rocas básicas y calizas, un conjunto volcánico superior asociado al volcanismo cámbrico y una alternancia de pizarras y arcosas semejantes a las de la formación detritica de Jerez (Coullaut Sánchez de Sicilia *et al.*, 1981), para la que se sugiere una edad Cámbrico superior.

En la unidad metamórfica de Lora del Río se han diferenciado dos unidades en base a criterios de grado y evolución metamórfica. El bloque superior muestra una evolución progradada bien definida del metamorfismo que habitualmente sólo alcanza condiciones propias de la facies de esquistos verdes. El bloque inferior presenta un metamorfismo netamente superior, en facies anfíbolita y granulitas de baja presión, donde fundamentalmente se preservan las etapas finales de la evolu-

ción metamórfica. El contacto entre ambos bloques presenta rasgos de deformacionales característicos de una tectónica extensional y provoca un salto brusco del metamorfismo que decrece rápidamente hacia el bloque superior. El bloque superior está compuesto, en la zona occidental por la Serie del Hueznar, caracterizada por una unidad pizarrosa monótona en la base, sobre la que se disponen vulcanitas ácidas, pizarras alternantes con cuarcitas y aglomerados volcánicos que aparecen en el núcleo de un sinclinal muy cerrado de plano axial vertical. En la zona E del sector cartografiado se han diferenciado una serie de esquistos y cuarzoesquistos (Fm. de José Torán) correlacionable con la serie de pizarras y arcosas definida en la unidad de los Miradores.

Por su parte, en el bloque inferior predominan paragneises pelíticos y semipelíticos entre los que aparecen intercalados niveles de metagrauvacas, gneises cuarzo-feldespáticos, escasos lechos carbonatados, esquistos grafitosos y gran cantidad de anfíbolitas y gneises anfíbólicos. Como consecuencia del metamorfismo de alto grado, en la parte central del domo migmático se desarrolla un granitoide anatético alrededor del cual aparece un conjunto de migmatitas con estructuras muy variadas. Repartidos por todo el núcleo aparecen gran cantidad de granitoides leucocráticos relacionados con procesos de diferenciación tardíos.

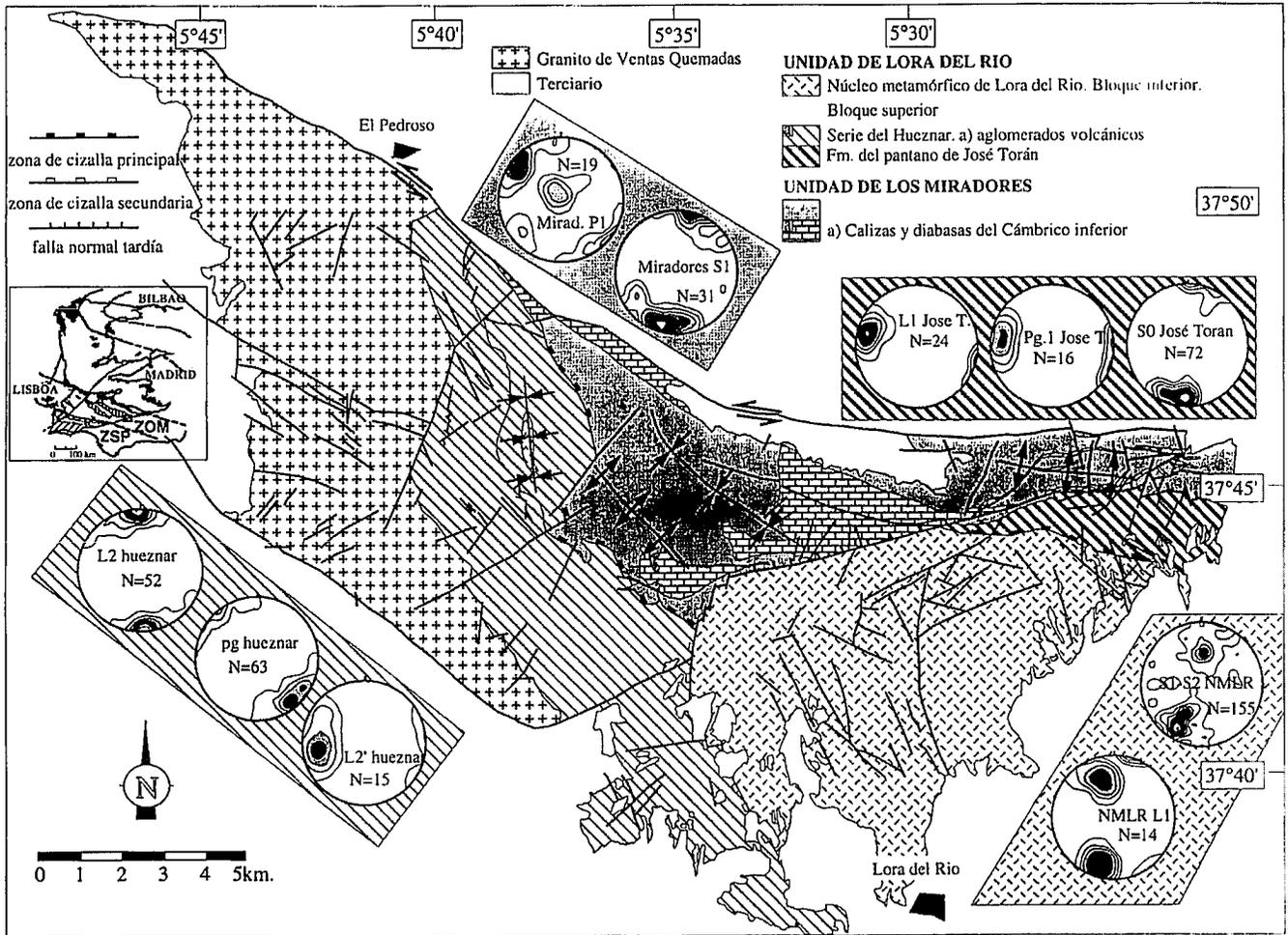


Fig. 1. Mapa geológico simplificado de la zona del núcleo de Lora del Río.

Fig. 1. Geological sketch map of the Lora del Río metamorphic core zone.

Rasgos estructurales y metamórficos de las distintas unidades.

Unidad de los Miradores

Es la unidad que mejor preserva la estructura compresional originada durante la primera fase de deformación D1, debido a que la acción de los procesos extensionales se concentra en la proximidad de los accidentes principales y en los niveles estructurales inferiores. La macroestructura se caracteriza por presentar pliegues D1 asimétricos de plano axial subvertical pero siempre vergente al S y ejes subhorizontales de dirección, que de W a E, rota desde N130°E a N90°E. Asociado a estos pliegues aparece un clivaje pizarroso en las capas pelíticas de la parte superior de la serie que progresivamente se transforma en una verdadera esquistosidad en los niveles inferiores compuestos de esquistos y vulcanitas ácidas.

En relación a la estructura extensional D2 se observa una evolución de los mecanismos de la deformación. Los

procesos extensionales comienzan a ser evidentes en los niveles carbonatados próximos al contacto con la unidad de Lora del Río. En estos materiales se pueden observar boudines, tanto simétricos como asimétricos (Hanmer, 1986) y clastos rotados en brechas carbonatadas que indican un movimiento del bloque superior hacia el N. En niveles más profundos se desarrolla una esquistosidad de crenulación subhorizontal con ejes paralelos a la lineación de estiramiento desarrollada fundamentalmente en los niveles de vulcanitas ácidas, y reflejada por el boudinaje de venas de cuarzo y la orientación de porfiroclastos y micas de la matriz.

El metamorfismo dentro de la unidad de los Miradores aumenta hacia el E al descender en la serie y hacia el S al acercarse a los accidentes extensionales. El grado metamórfico es muy bajo-bajo en toda la unidad, siendo importantes las diferencias con respecto al metamorfismo dominante en la unidad infrayacente de Lora del Río.

Unidad de Lora del Río

Dentro de esta unidad se han diferenciado 2 bloques (Fig. 1) con características estructurales y metamórficas diferentes. Dentro del bloque superior, la Serie del Hueznar, enclavada en el sector occidental (Fig. 1), presenta una serie de pliegues de dirección NW-SE muy horizontalizados y vergentes al SW con grandes flancos normales y flancos inversos cortos. Las diferencias geométricas de estos pliegues con respecto a los descritos en la unidad de los Miradores son consecuencia de su desarrollo en un nivel estructural inferior. En relación a estos pliegues se desarrolla una esquistosidad de plano axial, S1 subparalela a la estratificación. La proyección estereográfica de los ejes de los pliegues refleja una dirección constante de éstos N130-140°E, con pequeños ángulos de inmersión tanto al NW como al SE.

Las estructuras D2 adquieren gran desarrollo en este sector, presentando características estructurales diferentes de-

pendiendo del nivel estructural y tipo de material al que afectan. A1 descender en la serie se pueden observar todos los estadios de trasposición de S1 por una nueva foliación subhorizontal, S2. Los pliegues D2 son escasos, de pequeño tamaño y tienen planos axiales subhorizontales y ejes de dirección aproximada N-S. Las series alternantes de pizarras y cuarcitas, situadas en niveles estructurales intermedios, reflejan muy bien la acción de diferentes mecanismos de deformación en cada tipo de material. Mientras las metapelitas muestran una esquistosidad de crenulación extensional (Plat y Vissers, 1980) bien desarrollada, los niveles cuarcíticos presentan una deformación en condiciones frágiles. En estos niveles competentes se genera un sistema de fracturas muy apretado, de dirección E-W y con buzamientos de 70-80° al N. que reiteradamente hundan el bloque N. El mismo sentido de movimiento se deduce a partir de la asimetría de la esquistosidad de crenulación.

En la zona de transición entre el bloque inferior y el superior se observa la presencia de una lineación de estiramiento definida por la orientación preferente de biotita, porfiroblastos en metapelitas, anfíbol en metabasitas y sillimanita fibrolítica en las zonas más próximas al bloque inferior. La orientación de esta lineación es N-S (Fig. 1) y está asociada con la fase de deformación extensional. Esta misma orientación queda reflejada por microlitones cuarzosos que aparecen envueltos por una fina pátina donde se concentran los minerales máficos. Esta zona de transición presenta una fábrica planar de dirección N-S e inclinada 40-50° al W. Sobre esta foliación se observa el desarrollo de una nueva lineación de estiramiento, de dirección E-W, al acercarnos al bloque inferior. Esta lineación está marcada fundamentalmente por minerales formados durante la desestabilización de las asociaciones D2. En relación con estas estructuras se han observado criterios cinemáticos (rotación de porfiroblastos, sombras de presión asimétricas...) que indican un movimiento del bloque superior hacia el W. Estas estructuras deben estar relacionadas con los últimos episodios de la deformación D2, siendo consecuencia de inestabilidades laterales asociadas al proceso de doming. El levantamiento relativo del bloque inferior con respecto al superior origina el desarrollo de rampas laterales con deformación dúctil que se superponen a las deformaciones extensionales previas asociadas a la zona de cizalla principal.

En la zona oriental el bloque superior

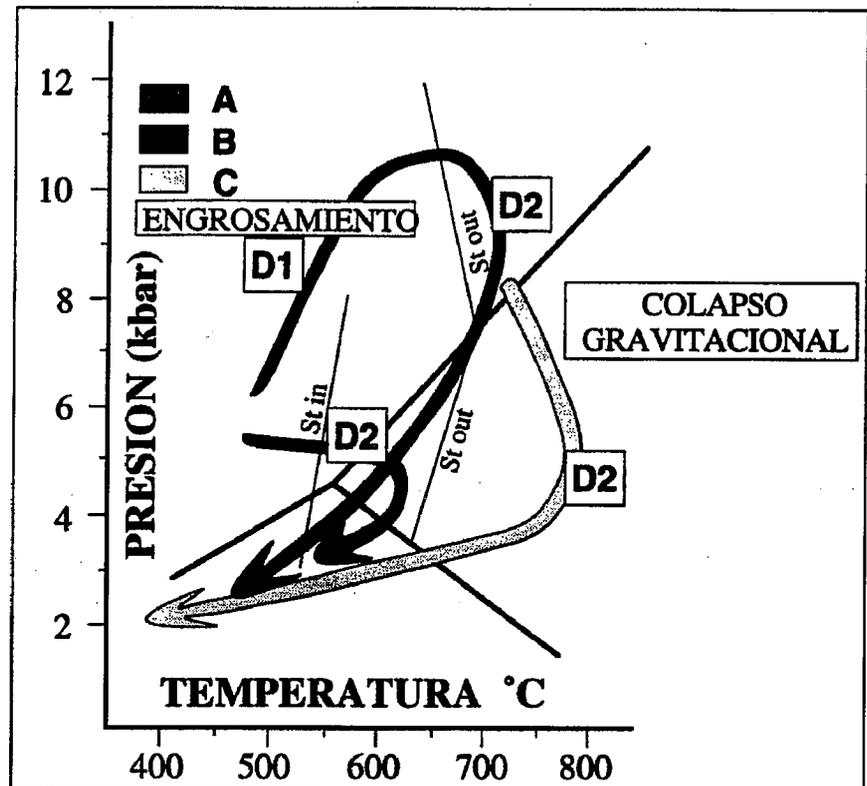


Fig. 2. Trayectorias P-T estimadas para: A) zona de la estaurolita en el bloque superior; B) rocas con asociaciones relictas Grt-Bt-Ky-Rt en el bloque inferior; C) rocas con asociaciones Grt-Crd-Bt-Fdk en el bloque inferior.

Fig. 2. P-T paths deduced from: A) staurolite zone in the upper unit; B) rocks with Grt-Bt-Ky-Rt relict assemblages in the lower unit; C) rocks with Grt-Crd-Bt-Fdk assemblages in the lower unit

está compuesto por una alternancia de esquistos y cuarzoquistos muy monótona, la Fm. del pantano de José Torán (Fig. 1). Estos materiales presentan dos superficies penetrativas oblicuas a la estratificación. La estructura planar más antigua, S1, es la que menor ángulo forma con la estratificación y tiene una dirección media N110°E buzando 60-70° al N en las zonas próximas al bloque inferior. A1 alejarnos de la zona de transición esta superficie se va horizontalizando pudiéndose observar su relación con pliegues tumbados de grandes dimensiones y ejes de dirección N110°E, paralelos a una lineación de estiramiento. La segunda superficie penetrativa, tanto más patente cuanto más cerca del bloque inferior nos encontramos, forma un mayor ángulo con respecto a la estratificación, tiene una dirección media N80°E y buza siempre más que la esquistosidad previa. En las zonas próximas al contacto basal se observa sobre S2 una lineación de estiramiento subhorizontal de dirección media N-S. En estos materiales el criterio cinemático más evidente, que siempre indica un movimiento de bloque superior hacia el N-NE, es la presencia de un boudinage asimétrico en

niveles calcosilicatados.

Las diferencias metamórficas con respecto a la Unidad de los Miradores son evidentes. En el bloque superior es apreciable un metamorfismo constante en facies de esquistos verdes, que en las proximidades del bloque inferior experimenta un rápido incremento en muy poco espacio, desarrollándose asociaciones de facies anfibolíticas e incluso migmatitas. Estas asociaciones presentan una evolución metamórfica progradada asociada a D2 (Fig. 2).

En el bloque inferior la segunda fase de deformación está asociada a un metamorfismo de alto grado asociado a importantes procesos de fusión parcial, que destruyen las estructuras y asociaciones minerales previas. A escala macroscópica la única referencia de estructuras relacionadas con D1 es la proporcionada por el registro cartográfico de los afloramientos de metabasitas que reflejan la existencia de dos cierres periclinales de escala kilométrica y dirección N120-140°E con vergencia al SW (Apraiz *et al.*, 1993b). Las únicas estructuras asociadas a estos pliegues que han podido ser observadas son la presencia de foliaciones D1 crenuladas

en las charnelas de los escasos pliegues D2 y los vestigios de una esquistosidad previa en microlitones cuarzo-feldespáticos rodeados por la esquistosidad S2.

Durante la etapa de deformación extensional, D2, se genera una foliación subhorizontal con buzamiento al N en la zona N y probablemente con buzamiento al S en la zona S. Esta superficie se va verticalizando como consecuencia del proceso de levantamiento relativo del bloque inferior hasta alcanzar los 50-70° de buzamiento que confieren la forma de domo al núcleo metamórfico de Lora del Rio. En relación a este proceso se desarrolla una crenulación extensional en materiales pelíticos y boudines en los niveles de anfibolitas, gneises anfibólicos y esquistos grafitosos, más competentes.

El metamorfismo asociado a D2 en el bloque inferior, generalmente en facies anfibolíticas de alto grado e incluso alcanzando facies granulíticas de BP, oblitera los rasgos metamórficos de fases previas. Aun así, se preservan asociaciones relictas formadas por Grt-Ky-Bt-Rt, zonaciones de crecimiento en algunos granates, e inclusiones de asociaciones previas en granates, que reflejan la existencia de un primer episodio metamórfico de tipo Barroviense (Apraiz *et al.*, 1993a). La evolución metamórfica deducida para este sector (Fig. 2) refleja por tanto un primer episodio, asociado a la etapa compresiva, que alcanzó los 8-10 kb y 650°C. Con posterioridad, se produjo un descenso de la presión, en condiciones isotérmicas o incluso con aumento de temperatura, en relación al proceso de desmantelamiento de la corteza engrosada, generándose condiciones que oscilan entre los 4-5 kb y los 750-800°C. A continuación se observa un descenso continuado de la presión y la temperatura que sugiere la continuación de los procesos de desmantelamiento pero sin la presencia evidente de una tectónica extensional activa.

Con posterioridad a la fase extensional principal se generan una serie de accidentes que son los causantes de la estructura sigmoidal que a grandes rasgos se aprecia en la cartografía. Dentro de estos accidentes tardíos se han diferenciado fallas normales y fallas en dirección de carácter sinestroso. El límite N del bloque inferior corresponde a un accidente normal tardío. En el campo está reflejado por una zona deformada, de entre 20 y 50 m de espesor. El salto metamórfico entre las dos unidades separadas por este contacto disminuye de W a E, lo que concuerda con la presencia de rocas miloníticas en

su mitad occidental y de cataclasitas hacia los sectores orientales. En la zona milonítica es patente la existencia de una foliación de dirección N70-80°E y que buza 50-75° al N, sobre la que se desarrolla una lineación de estiramiento paralela a la dirección de máxima pendiente. Estos rasgos sugieren un proceso de basculamiento de la Unidad de los Miradores, con un mayor hundimiento de la zona W. apareciendo hacia el E series estratigráficas más antiguas y un aumento del metamorfismo. El carácter tardío de este accidente con respecto a la segunda fase de deformación es evidente pues corta a las isogradas del metamorfismo de BP-AT (Apraiz *et al.*, 1993a).

Conclusiones

Los datos estructurales y metamórficos presentados previamente sugieren la omisión de parte de la columna estratigráfica de las distintas unidades descritas como consecuencia de accidentes extensionales. Por su parte, la estructura dómica final sugiere la activación de mecanismos de levantamiento flexural como respuesta isostática a la exhumación, semejantes a los descritos por Reinhardt y Kleemann (1994). Este levantamiento relativo del bloque inferior respecto al bloque superior origina el descenso progresivo del metamorfismo al alejarnos del límite entre ambos bloques, originado por la transferencia de calor a través de la zona de cizalla extensional.

El desarrollo del núcleo metamórfico de Lora del Rio es consecuencia del engrosamiento de la corteza originado por cabalgamientos y grandes pliegues de vergencia S durante la primera fase de deformación hercínica. Con posterioridad, se desarrollan procesos de adelgazamiento de esta corteza en respuesta a ajustes isostáticos y erosión. La acción exclusiva de estos procesos no permite explicar el desarrollo de núcleos de alto grado metamórfico, por lo que numerosos autores (Thompson y England, 1984; Wickham y Oxburgh, 1987; De Yoreo *et al.*, 1991; Sandiford y Powell, 1991) los relacionan con la existencia de procesos extensionales y probablemente con una fuente de calor de naturaleza magmática. En el núcleo metamórfico de Lora del Rio la extensión aparece, por un lado asociada a la zona de cizalla principal desarrollada durante la segunda fase de metamorfismo y por otro a accidentes tardíos de carácter normal (Fig. 1). El granito de Ventas Quemadas por su parte es considerado

como la consecuencia de las fuentes de calor de origen magmático, que en esta región tendrían su origen en los procesos de subducción oblicua bajo la Zona de Ossa-Morena (Crespo Blanc y Miguel Orozco, 1991; Quesada *et al.*, 1994), que origina un aumento del gradiente geotérmico.

Agradecimientos

La financiación de este trabajo se ha hecho con cargo a los proyectos: UPV 001.310-EA101/95 y DGCYT PB 93-0410-C03-03.

Referencias

- Apraiz, A., Eguíluz, L. y Abalos, B. (1993a): *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 85-103.
- Apraiz, A., Eguíluz, L. y Abalos, B. (1993b): *Bol. Geol. Min.*, 104: 664-680.
- Coullaut Saez de Sicilia, J. L., Fernández Carrasco, J. y Aguilar Tomás, M. J. (1981): *Mapa y memoria explicativa de la Hoda 1:50.000, N°875 (Jerez de los Caballeros) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA)*. IGME. Madrid.
- Crespo-Blanc, A. y Orozco, M. (1991): *Geol. Rundschau*, 80: 691-702.
- De Yoreo, J.J., Lux, D.R. y Guidotti, C.V. (1991): *Tectonophysics*, 188: 209-238.
- Escuder Viruete, J., Arenas, R. y Martínez Catalán, J.R. (1994): *Tectonophysics*, 238: 117-138.
- Faure, M., Prost, A.E. y Lasne E. (1990): *Bull. Soc. géol. France*. 8: 189-197.
- Hanmer, S. (1986). *J. Struct. Geol.*, 8: 111-122.
- Malavieille, J., Guihor, P., Costa, S., Lardeaux, J.M. y Gardien, V. (1990): *Tectonophysics*, 177: 139-149.
- Plat, J.P. y Vissers, R.L.M. (1980): *J. Struct. Geol.*, 2: 397-410.
- Quesada, C., Fonseca, P.E., Munhá, J., Oliveira, J.T. y Ribeiro, A. (1994). *Bol. Geol. Min.*, 105: 3-49.
- Reinhardt, J. y Kleemann, U. (1994): *Tectonophysics*, 238: 71-94.
- Sandiford, M. y Powell, R. (1991): *Jour. Met. Geol.*, 9: 333-340.
- Thompson, A.B. y England, P.C. (1984): *Jour. Petrol.*, 25: 929-955.
- Van Den Driessche, J. y Brun, J.P. (1989): *C.R. Acad. Sci Paris*, 309:1609-1613.
- Wickham, S.M. y Oxburgh, E.R. (1987): *Philos. Trans. R. Soc. London*, 321:219-242.