

Los diques clásticos de Filón Norte (Tharsis). Interpretación en relación con la crisis finidevónica de la cuenca de la Faja Pirítica Ibérica

Clastic dykes of the Filón Norte open pit (Tharsis). Interpretation related with the uppermost Devonian crisis of the Iberian Pyrite Belt basin

R. Sáez, C. Moreno y F. González

Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Huelva. Avda Fuerzas Armadas s/n. 21071 Huelva. saez@uhu.es

ABSTRACT

Basic rocks from the Filón Norte open pit (Tharsis, Iberian Pyrite Belt) are hydrothermally altered and crosscutted by a stockwork which is composed by carbonate filled veins and clastic dykes. Both, dykes and veins, show carbonate selvages. Clastic dykes include black shale, basic rock and siliceous fragments that exhibit angular to lobulate shape and grain size up to 40 cm in diameter. Palynomorphs recovered from black shales of the clastic dykes give an uppermost Devonian age (LN Biozone).

Dykes and veins belong to a fracture system representing the escape pathways of fluids trapped within the footwall muddy sediments when the basic sill was intruded. Black shale sedimentation, emplacement of the basic sills, fracturation and carbonate alteration, and filling of veins and dykes constitute a succession of nearly coeval events, all of them related with the uppermost Devonian crisis of the South Iberian Basin.

Key words: Iberian Pyrite Belt, Tharsis, clastic dykes, Uppermost Devonian, crisis, palynomorphs, Spain

Geogaceta, 37 (2005), 59-62
ISSN: 0213683X

Introducción

Las dataciones realizadas durante los últimos años sobre materiales de la Faja Pirítica Ibérica (FPI) apuntan a la existencia de un tiempo "crítico" durante el cual, tuvieron lugar acontecimientos drásticos que estuvieron regidos por la fracturación y compartimentación de la primitiva y homogénea cuenca devónica suribérica. Todo ello dio lugar a la formación de "subcuencas" con diferentes tasas de subsidencia, algunas de las cuales desarrollaron ambientes adecuados para la formación y depósito de sulfuros masivos (Moreno *et al.*, 1996).

Los datos cronoestratigráficos existentes sobre la FPI indican que durante la etapa final del Famenense (Estruniense medio y superior) tuvieron lugar, además de la compartimentación de la cuenca, el inicio de la actividad volcánica y el depósito de los sulfuros masivos. Este hecho lleva implícito la interrelación entre tectónica, magmatismo, paleogeografía y ambiente sedimentario. De manera que el Estruniense, justo en el límite Devónico/Carbonífero, marca un antes y un después en la historia geológica de la FPI.

El registro estratigráfico de la FPI incluye varios niveles de rocas subvolcánicas máficas que aparecen intercalados

entre el resto de rocas sedimentarias y volcánicas extrusivas de la columna estratigráfica regional. Se trata de cuerpos tabulares que corren paralelos a las superficies de estratificación según una geometría aparentemente concordante que puede resultar engañosa ya que estas rocas no cumplen el principio de superposición de los estratos. Los datos geocronológicos referidos a estas rocas son muy imprecisos (Mitjavila *et al.*, 1997) y su edad sigue siendo desconocida. Sin embargo, muchos de estos sills muestran contactos peperíticos con las rocas encajantes indicando que fueron emplazados a escasa profundidad e inmediatamente después del depósito de las rocas en las que intruyeron, mientras todavía eran sedimentos sin litificar cargados de agua. A pesar de la importancia de las rocas básicas para la comprensión de los procesos geodinámicos y metalogenéticos que configuraron la FPI, el estado del conocimiento sobre estas litologías es escaso. Permanecen sin respuesta cuestiones tan fundamentales como las siguientes: ¿cuáles fueron las vías de ascenso de los magmas? ¿cómo afectan a las rocas que atraviesan? ¿cuál es su edad precisa?, y en definitiva ¿qué papel jugaron en la historia de la cuenca?.

En este trabajo se analizan los diques clásticos que afloran en la corta de Filón

Norte del distrito minero de Tharsis, se consideran como la interacción entre las rocas que intruyen y aquellas en las que se emplazan, se proporcionan datos cronoestratigráficos de las pizarras del relleno de los diques y, por último, se discuten posibles hipótesis sobre el mecanismo y edad de la intrusión de las rocas básicas a las que aparecen asociados.

Marco geológico

La FPI constituye una banda de 200 Km de largo por 40 Km de anchura que se extiende desde el Atlántico, al sur de Lisboa, hasta las inmediaciones de Sevilla. Está formada por materiales devónicos y carboníferos cuyo registro estratigráfico comprende tres unidades litológicas (Schermerhorn, 1971), que de muro a techo son: a) Grupo Pizarroso Cuarcítico (PQ), constituido por una serie detrítica de potencia desconocida, que hacia techo presenta niveles conglomeráticos y lenticiones carbonatados; b) Complejo Vulcano Sedimentario (CVS), formado por rocas volcánicas, subvolcánicas y sedimentarias. Hacia el muro de esta unidad se localiza la secuencia anóxica que incluye los sulfuros masivos que caracterizan la región; y c) Grupo Culm, compuesto fundamentalmente por alternancias de piza-

rras, litarenitas y algunos conglomerados formando secuencias de depósitos turbidíticos. Los contactos de estas unidades son de carácter deposicional, aunque es frecuente que aparezcan enmascarados por la deformación tectónica. Todos estos materiales están afectados por la fase Astúrica de la Orogenia Hercínica que dio lugar a una deformación tipo *thin skinned* (Silva *et al.*, 1990) y un metamorfismo de grado bajo a muy bajo (Munhá, 1990).

En la corta de Filón Norte (Fig. 1), la superposición tectónica impide reconstruir la serie estratigráfica original. Sólo en la parte inferior de la pila litológica, se observa una sucesión continua constituida por los materiales del techo del Grupo PQ y la secuencia anóxica del muro del CVS. Estos materiales constituyen el autóctono relativo de una serie de láminas tectónicas con una estructura interna que responde a la complejidad general de la ZSP (Quesada, 1998). Sobre esta secuencia, se han identificado dos escamas tectónicas principales (Unidades Intermedia y Superior, Tornos *et al.*, 1998) que completan la pila litológica de Filón Norte.

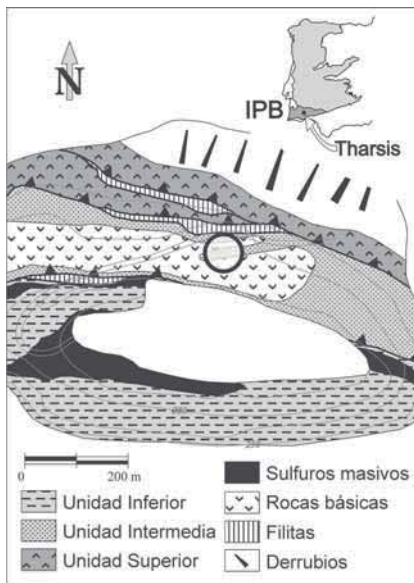


Fig. 1.- Esquema geológico de la corta de Filón Norte (modificado de González *et al.*; 2002 y Mantero y Alonso-Chaves, 2004). El círculo indica la localización de los afloramientos de diques clásticos.

*Fig. 1.- Geological sketch of the Filón Norte open pit (modified from González *et al.*; 2002 y Mantero y Alonso-Chaves, 2004) showing location of clastic dykes outcrops.*

La Unidad Intermedia está constituida por pizarras negras que incluyen cuerpos estratiformes de rocas básicas espilitizadas. El contacto entre las pizarras y las rocas básicas es neto y está marcado

localmente por un nivel discontinuo de endurecimiento y silicificación de las pizarras de unos diez centímetros de espesor. Tanto las pizarras como las rocas básicas están afectadas por una intensa carbonatización (ankerita-siderita). En las pizarras, la carbonatización se manifiesta por el reemplazamiento de algunos de los minerales originales y por la formación de cuerpos estratiformes de carbonatos que, en algunos casos, llegan a tener más de un metro de potencia. En las rocas básicas, la carbonatización se manifiesta por el relleno de vacuolas y el reemplazamiento generalizado de la mayoría de los componentes originales. Las rocas básicas y, en menor medida, las pizarras están atravesadas por un stockwork de venas rellenas mayoritariamente de carbonatos, con espesores que varían desde pocos milímetros hasta casi un metro, que presentan una salbanda bien definida y marcada por una carbonatización intensa del encajante. El interior, unas veces se presenta relleno únicamente por carbonatos y pequeñas cantidades de sulfuros; mientras que en otros casos, el relleno incluye fragmentos angulosos de la propia roca básica fuertemente alterada. Cuando el espesor de las venas lo permite, el relleno está formado por una brecha poligénica constituyendo los diques clásticos objeto de este estudio.

La Unidad Superior está formada por pizarras negras con intercalaciones de sillares de dacitas y diabasas. Las rocas ácidas de la Unidad Superior también presentan alteración hidrotermal, que se manifiesta por un stockwork de venas rellenas esencialmente por clorita. Las diabasas presentan textura ofítica y contactos intrusivos con el encajante pizarroso, aunque generalmente modificados por el efecto de la tectónica compresiva.

Diques clásticos

Los diques que atraviesan la unidad intermedia en Filón Norte (Tharsis) están enraizados en las pizarras infrayacentes y atraviesan los cuerpos de rocas básicas (Fig. 1). Su estructura es irregular con frecuentes cambios de espesor y como característica significativa presentan salbandas carbonatadas similares a las descritas para las venas del stockwork carbonatado, de las que evoluciona mostrando una maraña de fracturas con espesores que oscilan entre pocos milímetros y casi dos metros (Figs. 2 y 3).

La transición entre venas y diques parece estar condicionada por su espesor de manera que, localmente, se observa como

a lo largo de una fractura se pasa desde un relleno de carbonatos y sulfuros, a brechas monogénicas de fragmentos de rocas básicas cementadas por carbonatos que pasan a ser brechas poligénicas de matriz pizarrosa y cantos de pizarra negra, roca básica y fragmentos silíceos. Los cantos también varían de tamaño en función del espesor del dique (Figs. 2 y 3).

La morfología original de los fragmentos de la brecha está modificada por el efecto de la deformación tectónica. A pesar de ello, se observa que los fragmentos de pizarra están deshilachados aunque en general el aspecto es anguloso, mientras que los de roca básica y los silíceos unas veces son angulosos y otras presentan bordes lobulados que recuerdan contactos "líquido-líquido". La granoselección es muy baja, oscilando el tamaño de los cantos desde varios milímetros hasta 40 cm., en los cantos medidos

Estudio palinológico

El análisis palinológico se realizó sobre pizarras del relleno de los diques clásicos de Filón Norte. La recuperación de la materia orgánica se realizó de acuerdo con las técnicas descritas por Wood *et al.* (1996). El tratamiento consistió básicamente en la adición de HCl y HF para eliminar los minerales carbonatados y silicatos, seguido de un ataque con solución Schulze fumante destinado a aclarar los palinomorfos, eliminando las superficies carbonizadas.

La asociación de palinomorfos recuperada es poco abundante y presenta un deficiente estado de conservación. A pesar de ello, han sido identificadas un total de 20 especies de esporas, 4 especies de acritarcos y 5 de algas prasinofíceas. La asociación de palinomorfos de procedencia continental (esporas) contiene taxones habitualmente recuperados en el Devónico Superior del Oeste europeo tales como *Aneurospora greggsii* (McGregor) Strel en Becker *et al.*, *Apiculiretusispora fructicosa* Higgs, *Auroraspora macra* Sullivan, *Densosporites cf. spitsbergensis* Playford, *Emphanisporites rotatus* McGregor emend. McGregor, *Endosporites micromanifestus* Hacquebard, *Geminospira spongiata* Higgs, Clayton y Keegan, *Grandispora cf. echinata* Hacquebard emend. Utting, *Knoxisporites cf. literatus* (Waltz) Playford, *Punctatisporites planus* Hacquebard, *Raistrickia cf. spathulata* (Winslow) Higgs, *Retispora lepidophyta* (Kedo) Playford, *Vallatisporites vallatus* Hacquebard, *Vallatisporites verrucosus* Hacquebard, y *Verrucosisporites scurrus*

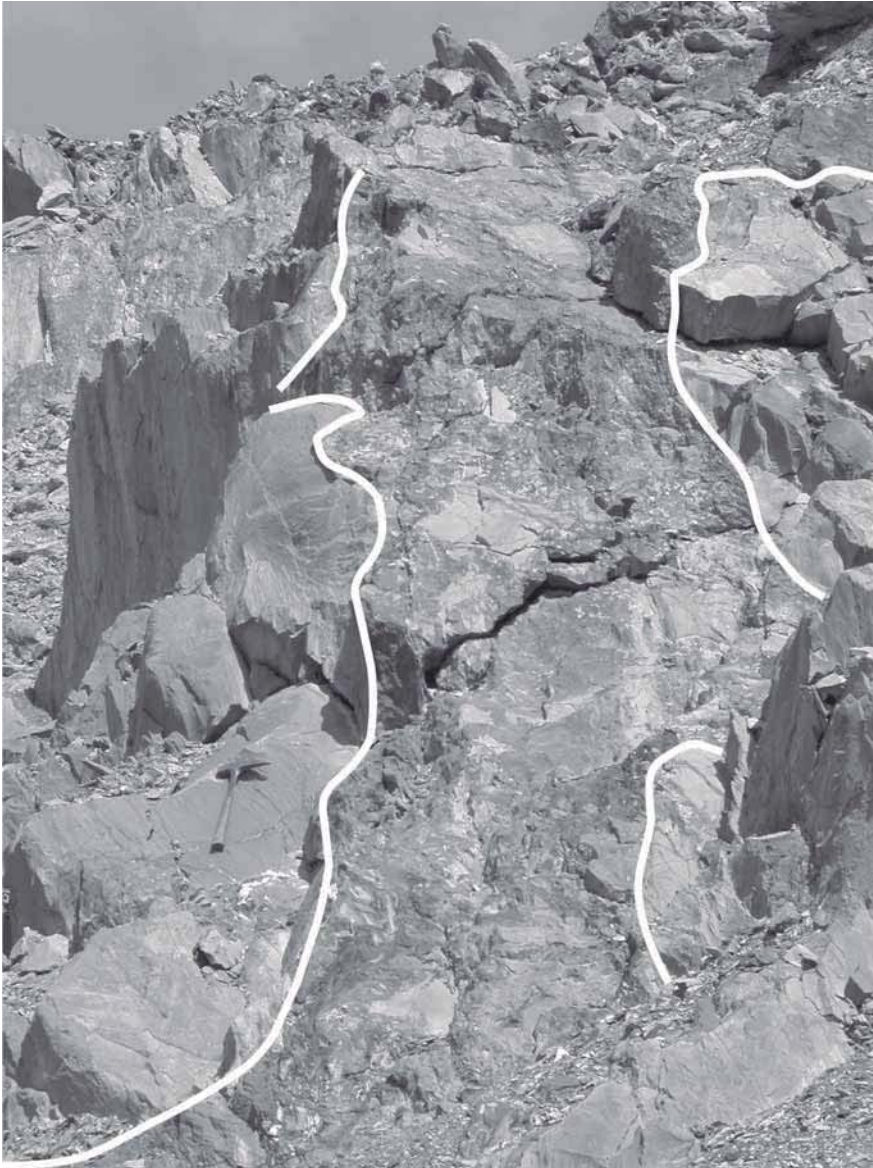


Fig. 2.- Dique clástico atravesando un cuerpo de roca básica.

Fig. 2.- Clastic dyke crosscutting a basic sill.

(Naumova) McGregor y Camfield, junto a especies descritas en el Devónico tardío de la FPI, como *Epigruspora regularis* González, Playford y Moreno y *Spelaotriletes plicatus* González, Playford y Moreno. Esta asociación de esporas es asignada a la Biozona del Fameniense superior *Retispora lepidophyta* - *Verrucosporites nitidus* (LN), cuyo límite superior marca el tránsito Devónico/Carbonífero (Higgs *et al.*, 1988; Maziane *et al.*, 1999). Asociaciones de esporas muy similares a la obtenida en este trabajo y asignadas a la misma biozona han sido descritas en el nivel de pizarras negras que engloba las masas de Filón Norte y San Guillermo en el Distrito Minero de Tharsis (González *et al.*, 2002). Otras regiones de la FPI, incluyendo los yaci-

mientos de Aznalcóllar (Pereira *et al.*, 1996) y Neves Corvo (Oliveira *et al.*, 1997), y el nivel anóxico de la base del CVS en el sector de Calañas (Moreno *et al.*, 2003) han aportado palinomorfos de la misma edad.

El contenido en palinomorfos de origen marino es ligeramente minoritario y está representado en su mayor parte por especies del género *Maranhites* Brito tales como *M. brasiliensis* Brito, *M. mosesii* (Sommer) Brito, *M. multioculus* González, Moreno y Playford y *M. perplexus* Wicander y Playford, junto escasos especímenes de acritarcos pertenecientes a los taxones *Dupliciradiatum tenuis* González, Moreno y Playford, *Michrystidium stellatum* Deflandre y *Veryhachium trispinosum* (Eisenack) Stockmans y Willière.

Discusión

Las características de los diques clásticos, del stockwork carbonatado y de la alteración hidrotermal que se observan en la Unidad Intermedia de Filón Norte sugieren que todos estos fenómenos están relacionados con un proceso único tal y como ya propusieron Tornos *et al.* (1998). Estos mismos autores proponen que las rocas básicas intruyeron en un contexto subvolcánico con los sedimentos lutíticos ya litificados, y que la alteración carbonatada y la formación de las venas del stockwork están relacionadas con procesos hidrotermales que se desarrollaron cuando las rocas básicas ya estaban consolidadas. Los argumentos a favor de su interpretación son, entre otros, la ausencia de contactos peperíticos entre rocas básicas y pizarras y el carácter anguloso de los fragmentos de roca básica incluidos en los distintos tipos de brechas. Nosotros discrepamos con algunos puntos de esta interpretación que es preciso discutir.

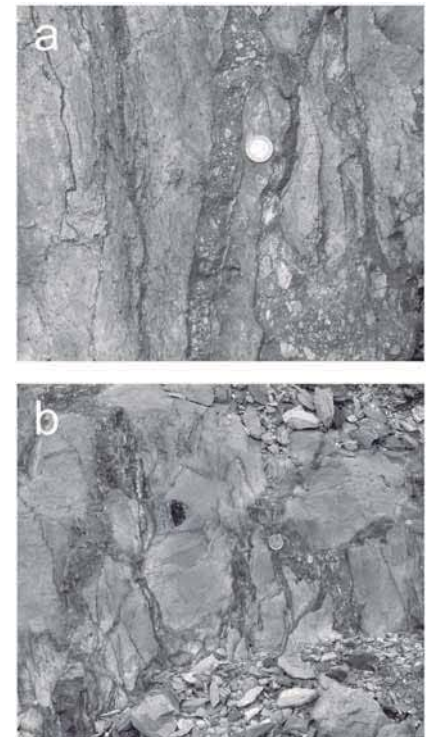


Fig. 3.- Venas y diques clásticos de pequeño tamaño del stockwork carbonatado. a) Diques monogénicos de fragmentos de roca básica y carbonatos; b) Diques poligénicos de fragmentos silíceos, pizarras negras y roca básica.

Fig. 3.- Veins and small clastic dykes of the carbonate stockwork. a) Monogenic dykes with basic rock fragments and carbonates; b) Polygenic dykes with black shales, basic rock and siliceous fragments.

La estructura de los diques y el carácter poligénico y heterométrico de los fragmentos indican un proceso energético e instantáneo capaz de fracturar un cuerpo potente de rocas básicas consolidadas, o semiconsolidadas como algunos fragmentos sugieren, al tiempo que fue capaz de arrastrar y proyectar fragmentos de varios decímetros de tamaño. En vulcanismo subaéreo de tipo freatomagmático se producen grandes explosiones cuando las coladas de lava a alta temperatura interactúan con rocas saturadas en agua. En nuestro caso, las condiciones subvolcánicas del emplazamiento del magma y los datos que apuntan a un comportamiento cohesivo de la roca básica cuando fue cortada por los diques y venas hidrotermales excluyen una interpretación freatomagmática en sentido estricto.

Como modelo alternativo proponemos que los diques y el sistema de venas del stockwork ankerítico se produjeron en relación con grandes explosiones freáticas en las pizarras infrayacentes a los sills, pero que el mecanismo detonante no fue directamente el emplazamiento del magma sino la actividad sísmica asociada a la crisis paleogeográfica de la cuenca suribérica del final del Devónico. A favor de esta interpretación existen múltiples evidencias en la región, y concretamente en Tharsis, sobre sismitas simultáneas al depósito de los sulfuros masivos. La sobrepresión causante de las explosiones pudo estar relacionada con el sobrecalentamiento de los fluidos intersticiales de los sedimentos infrayacentes en relación con el emplazamiento del sill y con el calor remanente preservado en el cuerpo magmático durante un tiempo posterior a su emplazamiento. Según esta interpretación, el emplazamiento del sill y las explosiones debieron ocurrir muy próximas en el tiempo pues, aunque este se comportara como una roca cohesiva, al menos en parte, su temperatura era suficientemente alta como para mantener caliente el sedimento infrayacente.

Otro aspecto importante a discutir es la fuente de los fluidos causantes de las explosiones. Tornos *et al.* (1998), en función de datos geoquímicos e isotópicos, sugieren que la fuente de carbono está relacionada esencialmente con la descomposición de materia orgánica. El reservorio más importante de carbono orgánico en el contexto de este trabajo son

las pizarras negras de la secuencia anóxica del muro del CVS (nivel portador de las mineralizaciones de sulfuros). Este dato apunta a favor de que los fluidos causantes de las explosiones estuviesen impregnando estos sedimentos y que, por lo tanto, no estuviesen totalmente litificados en el momento de la intrusión de las rocas básicas. La ausencia de contactos peperíticos en sentido estricto no es un argumento suficiente para asegurar que las pizarras de muro estuviesen litificadas y fuesen incapaces de albergar agua, dado que para que se produzca la interacción líquido/líquido que genera las estructuras peperíticas es necesario un sedimento con una proporción de agua muy elevada.

La asociación de palinomorfos de las pizarras incluidas en los diques clásicos de Filón Norte indican una edad Famenense superior (Biozona LN) que coincide con el tiempo asignado a la formación de los sulfuros masivos de Tharsis y de otros yacimientos de la Faja Pirítica (Moreno y González, 2004). Esta edad debe considerarse ligeramente más antigua que el momento del emplazamiento de las rocas básicas, aunque con las herramientas de datación disponibles y el corto lapso de tiempo que suponemos separa ambas procesos, podrían ser considerados sincrónicos.

El escenario que proponemos es de un sedimento parcialmente litificado pero aun rico en agua en el cual intruyeron los sills de rocas básicas de Tharsis. La interacción entre el sedimento y el magma dio lugar a la silicificación de las pizarras próximas al contacto. El emplazamiento del magma dejó ocluidos los fluidos atrapados en el sedimento. La carga litostática y el aumento de la temperatura condujeron a un estado de sobrepresión que pudo mantenerse debido a la cohesión de las rocas básicas, que endurecidas por los bordes permanecieron en estado semiplástico en el interior del sill. El estado metaestable pudo mantenerse hasta que la actividad sísmica que acompañó a la crisis finidevónica de la FPI actuó como detonante dando lugar a la expansión de los fluidos sobrepresurizados y, como consecuencia, la formación de las brechas y la alteración carbonatada.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto CICYT "D-C Anoxia"

BTE2003-04780 y del Grupo de Investigación THARSIS (RNM 198). Es una contribución al proyecto IGCP-UNESCO 502.

Referencias

- González, F., Moreno, C., Sáez, R. y Clayton, G. (2002). *Journal of Geological Society of London. Geol. Soc.*, 159, 229-232.
- Higgs, K., Clayton, G. and Keegan, J.B. (1988). *Geological Survey Ir., Special Paper*, 7, 93 p.
- Mantero, E.M. y Alonso-Chaves, F.M. (2004). *Geo-Temas*, 6(3), 81-84.
- Maziane, N., Higgs, K. y Streeel, M. (1999). *Journal of Micropalaeontology*, 18, 17-25.
- Mitjavila, J., Martí, J. y Soriano, C. (1997). *Journal of Petrology*, 38, 727-755.
- Moreno, C., González, F., Sáez, R. y Sierra, S. (2003). *Geogaceta*, 33, 67-70.
- Moreno, C. y González, F. (2004). En: *Geología de España* (Vera, J.A., ed), SGE-IGME, Madrid, 201-205.
- Moreno, C., Sierra, S. y Sáez, R. (1996). En: *Recent advances in Lower Carboniferous Geology* (P. Strogon, I.D. Somerville y G. Jones, Eds), *Geological Society Special Publication*, 107, 153-162.
- Munhá, J. (1990). En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (Dallmeyer y García-Martínez, Eds), *Springer-Verlag*, 363-368.
- Oliveira, J.T., Carvalho, P., Pereira, Z., Pacheco, N., Fernandes, J.P. y Korn, D. (1997). En: *Abstrac Neves Corvo Field Conference, Lisbon, Society Economic Geology*, 86-87.
- Pereira, Z., Sáez, R., Pons, J.M., Oliveira, J.T. y Moreno, C. (1996). *Geogaceta*, 20(7), 1609-1612.
- Quesada, C. (1998). *Mineralium Deposita*, 33, 31-44.
- Schermerhorn, L.J.G. (1971). *Boletín Geológico Minero*, 82, 239-268.
- Silva, J.B., Oliveira, J.T. y Ribeiro, A. (1990). In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. García-Martínez, Eds), *Springer-Verlag*, 348-362.
- Tornos, F., González Clavijo, E. y Spiro, B. (1998). *Mineralium Deposita*, 33, 150-169.
- Wood, G.D., Gabriel, A.M. y Lawson, J.C. (1996). En: *Palynology: principles and applications* (Jansonius y McGregor, Eds.), *Amer. Assoc. Stratigr. Palynologists Foundation*, 1, 29-50.