

Sucesión de secuencias volcánicas félsicas en el Complejo Vulcanosedimentario de la Faja Pirítica Ibérica: discriminación entre modelos volcánicos y subvolcánicos

Succession of felsic volcanic sequences in the Volcano-Sedimentary Complex in the Iberian Pyrite Belt: discrimination between volcanic and subvolcanic models.

T. Donaire, E. Pascual, A. Valenzuela, M.J. González Roldán y M. Toscano.

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva. Avda. Fuerzas Armadas s/n. 21071 Huelva. donaire@uhu.es, pascual@uhu.es, avalenzu@uhu.es, manuel.gonzalez@dgeo.uhu.es, mtoscano@uhu.es

ABSTRACT

A field study is presented on two selected areas in the Volcano-Sedimentary Complex (VSC) of the Iberian Pyrite Belt (IPB), the Odiel River section and the Paymogo Volcanic lineament. Field evidence has allowed to distinguish two major groups of felsic rocks, which successively appear in the stratigraphic column. Probably, this conclusion can be extended to other areas in the IPB. In addition, field, petrographic and geochemical evidence shows that at least the felsic rhyolitic succession in the Odiel River (and probably also in Paymogo) formed in a volcanic, environment, favouring a volcanic-pile model in the VSC.

Key words: Iberian Pyrite Belt, dacite, rhyolite, peperite, volcanoclastic deposits

*Geogaceta, 40 (2006), 119-122
ISSN: 0213683X*

Introducción.

El estudio del tipo de emplazamiento magmático en cuencas sedimentarias submarinas es fundamental en el conocimiento geológico de estas áreas para establecer la cronología de los procesos geológicos y la relación entre magmatismo y sedimentación. Además, en el caso de la Faja Pirítica Ibérica (FPI), la abundancia de depósitos de sulfuros masivos asociados a escala regional con el vulcanismo hacen que las relaciones espaciotemporales del vulcanismo y de su entorno hayan suscitado, y mantengan hoy, un interés añadido (Sáez, 2006). En general, los magmas pueden emplazarse en cuencas sedimentarias submarinas como coladas de lava o como intrusiones sin-volcánicas (McPhie *et al.*, 1993). Distinguir entre ambos mecanismos, sin embargo, es difícil en áreas muy deformadas y alteradas, donde las relaciones espaciales entre las rocas ígneas y su entorno no se observan claramente, particularmente en relación con rocas de composición ácida a intermedia (McPhie *et al.*, 1993).

Por otra parte, las relaciones del magmatismo de la FPI con su entorno, y en particular con los yacimientos de sulfuros masivos, siguen siendo materia de debate. Aunque hay un acuerdo general en

que las rocas ígneas y los depósitos de sulfuros masivos están incluidos en una secuencia de edad Devónico Superior a Carbonífero Inferior, con intercalaciones de otras rocas sedimentarias, denominada Complejo Vulcano-Sedimentario (CVS), la discusión continúa abierta sobre la interpretación de muchos de los datos de campo y petrográficos, la geoquímica de las rocas y la edad del magmatismo.

Así, las facies ígneas coherentes (*sensu* McPhie *et al.*, 1993) de composición ácida y básica de la FPI son interpretadas por muchos autores como coladas de lava, esencialmente contemporáneas con las mineralizaciones (Schermerhorn 1971; Routhier *et al.*, 1980; Sáez *et al.*, 1996; Leistel *et al.*, 1998; Rosa *et al.*, 2005). Sin embargo, estas mismas unidades son consideradas intrusivas por otros autores (Boulter, 1993; Boulter *et al.*, 2001, 2004; Soriano y Martí, 1999), que en algunos sectores estiman para estas facies subvolcánicas una abundancia de hasta el 90% del total de la secuencia del CVS.

Por otra parte los depósitos vulcanoclasticos, omnipresentes en la FPI, también son objeto de debate. Mientras que un número de autores los interpretan en un contexto de vulcanismo submarino, como depósitos piroclásticos o facies marginales de domos (Routhier *et*

al., 1980; Donaire *et al.*, 2001; Valenzuela *et al.*, 2001; Rosa *et al.*, 2005), otros los han interpretado como peperitas asociadas a sills, o como depósitos sedimentarios vulcanogénicos con un área fuente exterior a la propia FPI (Boulter, 1993; Boulter *et al.*, 2001, 2004; Soriano y Martí, 1999).

Estas dos alternativas conducen a dos modelos muy distintos para el magmatismo (*volcanic pile model* y *sill-sediment complex model*, Boulter *et al.*, 2004). La discriminación entre ambos modelos es importante porque conduce a interpretaciones muy diferentes sobre aspectos metalogénicos como la edad de las mineralizaciones, la naturaleza del sistema convectivo que genera los yacimientos y la fuente de los metales. De hecho, es evidente que en el segundo modelo no hay relación alguna entre magmatismo y mineralizaciones.

El objetivo de este trabajo es mostrar que en áreas seleccionadas de la FPI española las relaciones de los depósitos vulcanoclasticos y las facies coherentes permiten demostrar que la mayor parte de las rocas ígneas félsicas del CVS se generaron en un entorno volcánico, al menos en episodios estratigráficamente sucesivos, que generaron en primer lugar lavas y depósitos vulcanoclasticos de composición dacítica y

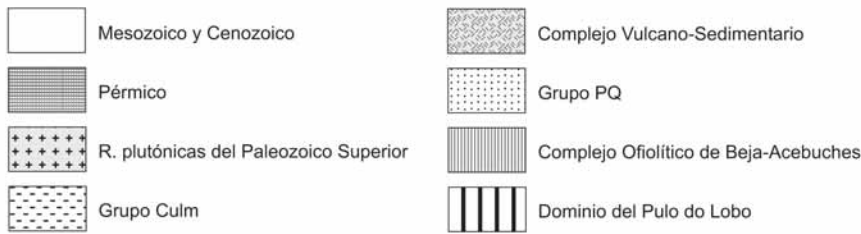
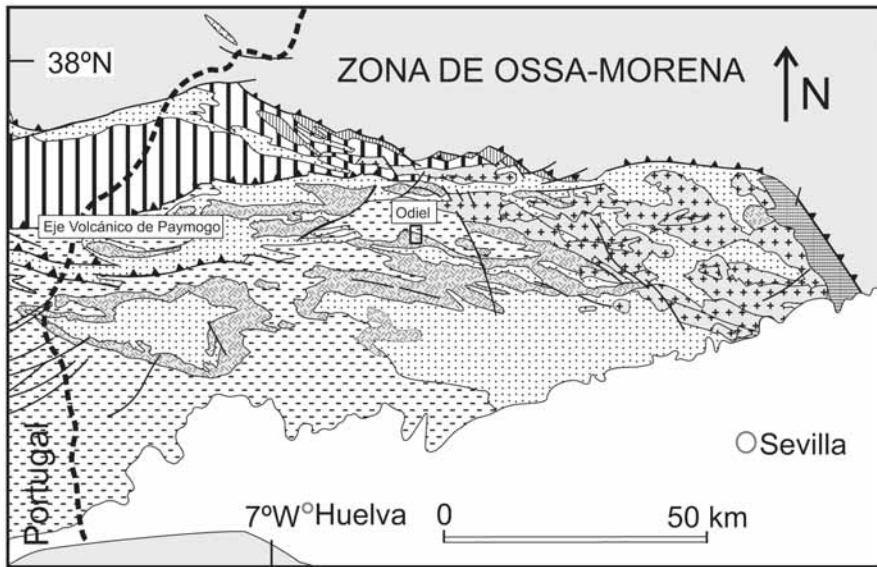


Fig. 1.- Mapa geológico de la Zona Sudportuguesa del Macizo Ibérico con la localización de las áreas estudiadas.

Fig. 1.- Geological map of the South-Portuguese Zone of the Iberian Massif with the location of the studied areas.

posteriormente riolítica. Cada uno de estos episodios produjo tanto rocas coherentes como vulcanoclásticas sin-eruptivas, aunque en las áreas estudiadas éstas son más abundantes en la secuencia riolítica.

Contexto Geológico y áreas de estudio.

El CVS es una de las tres unidades litológicas en las que se subdivide la FPI

(Schermerhorn, 1971). A muro de esta unidad se hallan los materiales del Grupo Pizarroso Cuarcítico (PQ) de edad Devónico Superior, constituido por una secuencia de rocas detríticas de potencia desconocida con características de una plataforma continental estable (Moreno *et al.*, 1996). A techo del CVS se halla el Grupo Culm de edad Viseense a Pensilvaniense, formado por lutitas,

litarenitas y algunos conglomerados que forman secuencias de depósitos turbidíticos. Aunque el CVS se ha dividido tradicionalmente en tres episodios volcánicos ácidos entre los que aparecen intercalados diversas facies volcánicas de composición básica (Leistel *et al.*, 1998), dicha secuencia no es extrapolable a todos los sectores de la FPI y existen variaciones significativas, incluso en distancias muy pequeñas. Para explicar estas variaciones se han sugerido factores paleogeográficos y tectónicos, y en ocasiones el carácter intrusivo de las rocas ígneas aludido previamente.

Con objeto de realizar un estudio detallado de las rocas ígneas del CVS se han seleccionado diversos sectores donde los procesos de alteración y la deformación de los materiales son menos significativos. Entre las áreas seleccionadas se hallan el Eje Volcánico de Paymogo, que representa el afloramiento más noroccidental de la FPI en España, y la sección del río Odiel situada al norte del anticlinal de Riotinto (Fig. 1).

En las dos áreas afloran las tres unidades mayores de la FPI, y las secciones del CVS se pueden considerar por lo tanto representativas en la columna estratigráfica local. En ambos casos, el CVS consta de facies coherentes de composición ácida intercaladas con depósitos vulcanoclásticos y rocas siliciclásticas. Las rocas básicas, muy escasas en el área de Paymogo, son abundantes en el área del río Odiel, en donde han sido interpretadas como sills intercalados en toda la columna (Valenzuela *et al.*, 2001; Boulter *et al.*, 2004). No obstante, en otros sectores del río Odiel afloran también como *pillow lavas*.

Los datos petrográficos y geoquímicos obtenidos muestran en las dos áreas una clara distinción entre dos

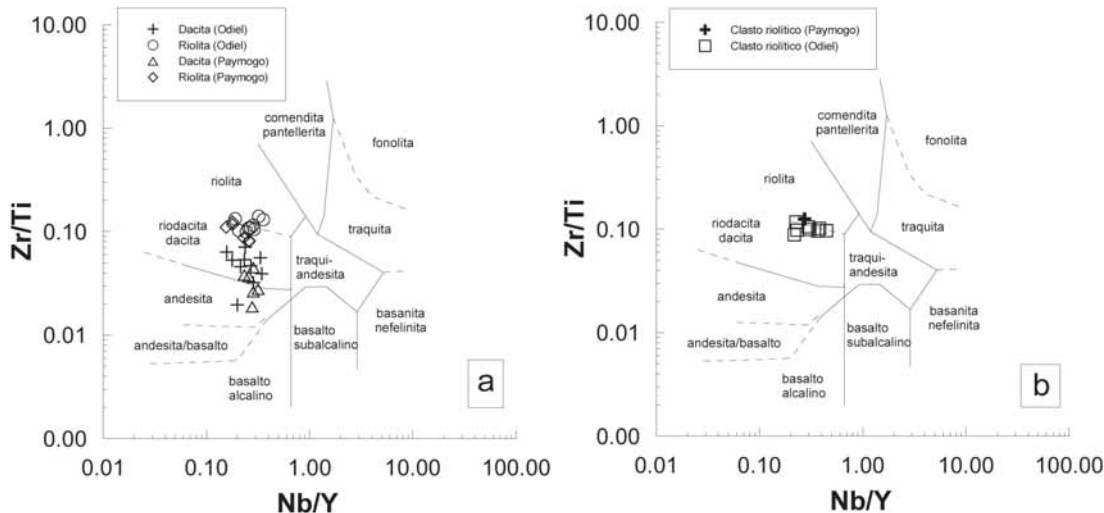


Fig. 2.- Diagramas de Winchester y Floyd (1977). a) Facies volcánicas félsicas coherentes en las áreas estudiadas; b) clastos riolíticos en depósitos vulcanoclásticos coetáneos con las rocas riolíticas coherentes.

Fig. 2.- Diagrams by Winchester and Floyd (1977). a) coherent felsic volcanic facies in the studied areas; b) rhyolitic clasts in volcaniclastic deposits coeval with coherent rhyolitic rocks.

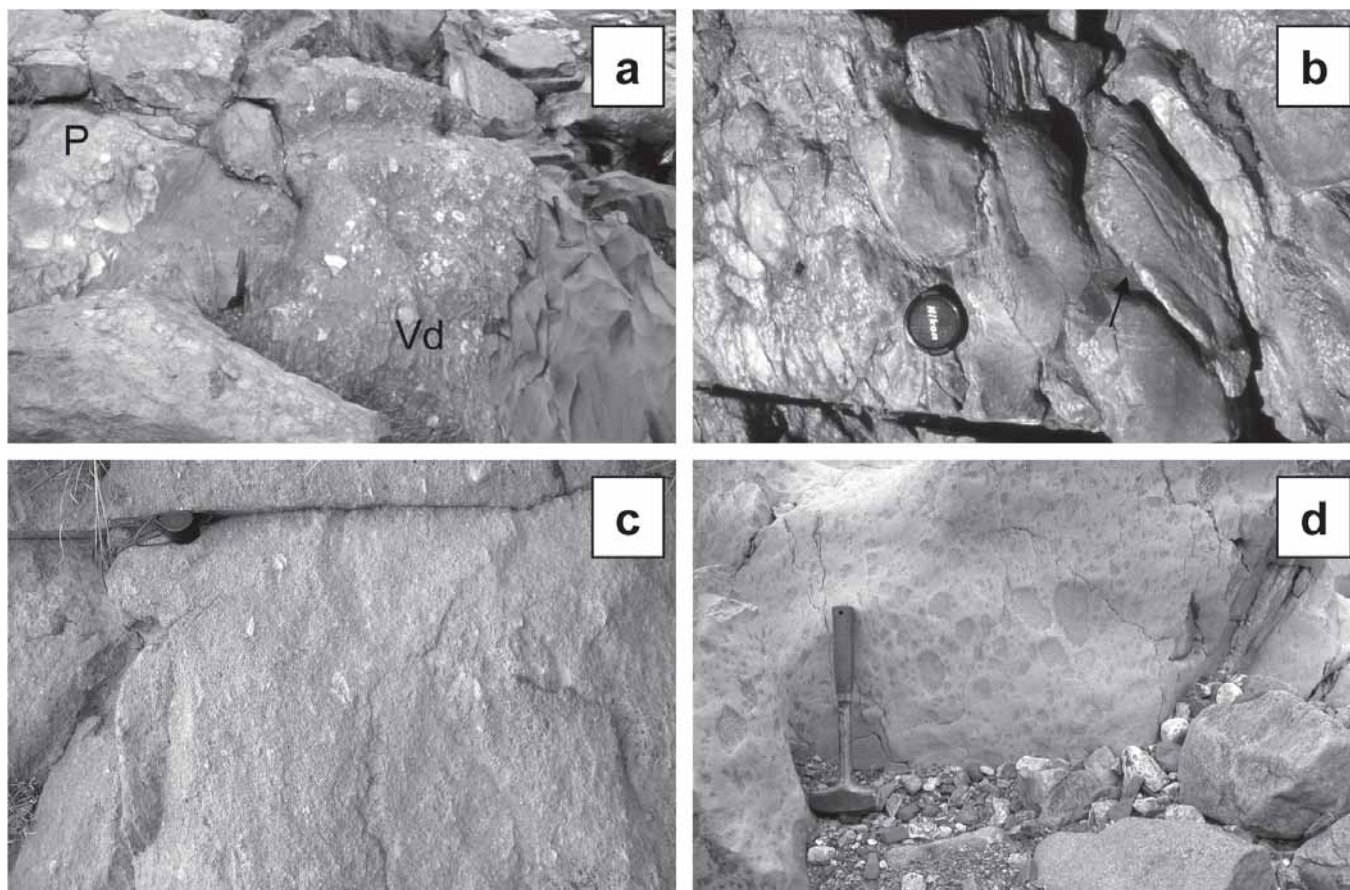


Fig. 3.- (a) Peperitas (P) en el contacto basal de una facies coherente de composición riolítica con depósitos vulcanoclásticos coetáneos (Vd), sector del río Odiel. (b) Contacto superior de una facies coherente de composición riolítica con un nivel de jaspe. La flecha indica el relleno de jaspe entre las brechas de composición riolítica. (c) Depósitos autoclásticos resedimentados a techo de una facies coherente de composición dacítica en el sector del río Odiel. (d) Depósitos autoclásticos resedimentados a techo de una facies coherente de composición dacítica en el sector de Paymogo.

Fig 3.- (a) Peperites (P) in the basal contact between coherent facies of rhyolitic composition and coeval volcaniclastic deposits (Vd), Odiel river area. (b) Upper contact between coherent facies of rhyolitic composition and a jasper level. The arrow indicates the jasper filling between the clasts of rhyolitic composition. (c) Re-sedimented authoclastic deposits overlying coherent facies of dacitic composition in the Odiel river. (d) Resedimented authoclastic deposits overlying coherent facies of dacitic composition in Paymogo area.

grupos de rocas, que pueden ser respectivamente denominadas dacitas y riolitas. Denominamos *riolitas* a rocas en su mayoría porfídicas con muy pocos fenocristales de cuarzo y feldspatos de pequeño tamaño, con bajo contenido en TiO_2 y P_2O_5 . En contraste, las *dacitas* contienen abundantes fenocristales de plagioclasa, cuarzo y en algunos puntos piroxeno y anfíbol, y altos contenidos en TiO_2 y P_2O_5 . Estas diferencias se correlacionan con diferentes contenidos en elementos inmóviles, como se aprecia, por ejemplo, en el diagrama de Winchester y Floyd (1977) (Fig. 2a), donde las riolitas aparecen entre los campos de riolitas y dacitas, mientras que las denominadas dacitas aparecen principalmente en este último campo, aunque con algunos términos en el campo de las andesitas. Las dacitas y las riolitas aparecen como paquetes sucesivos en la secuencia del CVS en ambas áreas.

Génesis volcánica de las rocas félsicas del Río Odiel y de Paymogo.

El principal argumento usado para asignar un emplazamiento subvolcánico para las rocas félsicas del CVS es la existencia de peperitas (*sensu* White *et al.*, 2000) en los contactos entre los paquetes de rocas félsicas coherentes y las rocas sedimentarias. Se han descrito contactos peperíticos en varios sectores de la FPI (Boulter, 1993; Soriano y Martí, 1999; Donaire *et al.*, 2001; Valenzuela *et al.*, 2001), lo cual sugiere una coetaneidad de vulcanismo y sedimentación, puesto que implican contacto del magma con un sedimento húmedo poco o nada consolidado. En un contexto subvolcánico en relación con rocas no consolidadas, tanto el contacto inferior como el superior de un paquete de rocas ígneas debería ser de esta naturaleza.

En la sucesión riolítica del área del Odiel afloran alternancias de paquetes

vulcanoclásticos y coherentes. En estos últimos, que representan volúmenes notables en la secuencia, se han observado claros contactos peperíticos basales (Fig. 3a) (Valenzuela *et al.*, 2001). Sin embargo, los contactos superiores de estas unidades muestran en numerosas ocasiones una brecha volcánica, con clastos de similar composición a la facies coherente infrayacente, incluidos en una matriz del mismo componente sedimentario que se halla a techo de dichas facies (Fig. 3b). Aunque poseen un aspecto similar a una peperita, también se podrían interpretar como debidos a relleno por sedimentación de una hialoclastita originada en el contacto superior de una colada o domo riolítico, tal y como se ha sugerido en otros sectores de la FPI (Rosa *et al.*, 2004a). De hecho, estos autores han observado que el componente sedimentario de esta brecha muestra una laminación inalterada en contacto con la roca ígnea, y que es paralela a la estratificación regional. Sin embargo, el sedimento en este caso no muestra ningún tipo

de estructura sedimentaria y, por lo tanto, la interpretación del contacto como peperítico es más dudosa que en el contacto inferior, en el que estas relaciones son claras. En conjunto, pues, la interpretación como sills de estos paquetes coherentes puede ser plausible, pero es más dudosa. Por consiguiente, es preciso buscar alguna evidencia adicional para discriminar entre secuencias subvolcánicas y volcánicas submarinas.

De cualquier forma, y cualquiera que sea el modo de emplazamiento de las rocas coherentes, la secuencia contiene depósitos vulcanoclásticos resedimentados sin-eruptivos, esencialmente monomícticos (Valenzuela *et al.*, 2001). Si estos depósitos resultan ser petrográfica y químicamente equivalentes a las rocas coherentes, es evidente que la secuencia riolítica completa debe ser considerada volcánica, con o sin sills intercalados. De hecho, este mismo argumento ha sido recientemente usado, aunque para concluir lo contrario (Boulter *et al.*, 2004), ya que estos autores se limitan a comparar las rocas vulcanoclásticas con sills básicos, con los que las riolitas no tienen, evidentemente, ninguna relación geoquímica.

La figura 2b muestra datos químicos de clastos de la secuencia vulcanoclástica del río Odiel y de las rocas riolíticas coherentes intercaladas en ella. Se aprecia claramente la estrecha similitud geoquímica entre ambos tipos de roca, lo cual apunta a un origen volcánico de la secuencia, como se argumentó. Probablemente, la misma explicación es válida en el área de Paymogo, en donde también existe una secuencia riolítica con niveles vulcanoclásticos cuyos clastos muestran composiciones muy similares a las de las facies coherentes locales (Fig. 2b).

En cuanto a las secuencias dacíticas, tanto en el río Odiel como en Paymogo afloran próximas al muro del CVS. En el río Odiel, las facies coherentes pasan gradualmente a techo, a brechas formadas por fragmentos de dacitas con textura *jigsaw-fit*, rellenas en ocasiones por material sedimentario, que hemos interpretado como facies autoclásticas, a otros depósitos de espesor métrico y granoclasificados, formados por clastos de dacita más retrabajados y fragmentos de cristales, interpretados como depósitos autoclásticos resedimentados (Fig. 3c). La existencia de este último tipo de depósitos sugiere que las facies coherentes dacíticas y sus equivalentes autoclásticos sufrieron un proceso de redeposición previo a las unidades riolíticas que aparecen a techo de la secuencia. Por consiguiente, y con independencia de su posible carácter volcánico o subvolcánico, hay un criterio estratigráfico para considerarlas anteriores a la secuencia riolítica.

Similar conclusión puede obtenerse en el área de Paymogo. En este área, las dacitas muestran a techo brechas rellenas de jaspe, que pasan a brechas monomícticas masivas constituidas por clastos de dacita porfídica incluidos en una matriz de grano más fino, en las que predominan los fragmentos de cristales de cuarzo y feldespatos y fragmentos líticos, también de composición dacítica (Fig. 3d). Esta brecha se interpreta también como un depósito autoclástico resedimentado, y por lo tanto también aquí la secuencia dacítica precede a la riolítica en el tiempo.

Aunque tanto en el río Odiel como en Paymogo las rocas dacíticas fragmentarias se limitan a los niveles descritos, a techo de los paquetes coherentes, y por lo tanto es difícil decidir sobre el carácter volcánico o subvolcánico de esta secuencia tal como se ha hecho con la secuencia riolítica, es conveniente señalar que en otras áreas de la Faja Pirítica las rocas dacíticas forman también secuencias volcánicas (Rosa *et al.*, 2004b).

Conclusiones.

En las áreas estudiadas, y probablemente en otras del CVS, se pueden distinguir dos secuencias mayores de rocas ígneas, una dacítica y otra riolítica, que se emplazan respectivamente próximas al muro y cerca del techo de esta unidad. La evidencia de campo permite constatar estratigráficamente que existe una diferencia de edad de emplazamiento entre las dos sucesiones, puesto que la secuencia volcánica riolítica se desarrolla en una secuencia sedimentaria que a su vez se sitúa a techo de niveles producidos por erosión de la secuencia dacítica.

El carácter volcánico de la secuencia riolítica del CVS se pone de manifiesto por la existencia de depósitos vulcanoclásticos monomícticos retrabajados de la misma composición que las facies coherentes de naturaleza riolítica intercaladas con esos depósitos. Este hecho se ha comprobado en el río Odiel y la evidencia disponible sugiere la misma conclusión en el área de Paymogo. En conjunto, los datos presentados apuntan a un modelo de apilamiento volcánico en el CVS, que debe ser tenido en cuenta a escala regional y en relación con la génesis de los depósitos de sulfuros masivos de la FPI.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de investigación BTE2003-04354, así como por la Junta de Andalucía (Grupo de Investigación RNM-198 del P.A.I.). Este trabajo es una contribución al proyecto IGCP-UNESCO 502.

Referencias

- Boulter, C.A. (1993). *Geology*, 21, 801-804.
- Boulter, C.A., Soriano, C. y Zimman, P. (2001). *Terra Nova*, 13, 99-103.
- Boulter, C.A., Hopkinson, L.J., Ineson, M.G. y Brockwell, J.S. (2004). *Journal of the Geological Society of London*, 161, 103-115.
- Donaire, T., Pascual, E. y Valenzuela, A. (2001). En: *GEODE Workshop Massive Sulphide Deposits in the Iberian Pyrite Belt: New Advances and Comparison with Equivalent Systems* (F. Tornos, E. Pascual, R. Sáez y R. Hidalgo, Eds.), 16-17.
- Leistel, J.M., Marcoux, E., Thieblemont, D., Quesada, C., Sánchez, A., Almodóvar, G.R., Pascual, E. y Sáez, R. (1998). *Mineralium Deposita*, 33, 2-30.
- McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R. (1993). *Volcanic Textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, Univ. of Tasmania, 198 p.
- Moreno, C., Sierra, S., Sáez, R. (1996). En: *Recent Advances in Lower Carboniferous Geology* (P. Strogon, I.D. Somerville, y G.L. Jones, Eds.). Special Publication-Geological Society of London, 107, 153-162.
- Rosa, C.P.J., McPhie, J. y Relvas, J.M.R.S. (2004a). En: *17th Australian Geological Convection, Hobart, Tasmania (Australia)*, Abstracts, 73, 288.
- Rosa, D.R.N., Inverno, C.M.C., Oliveira, V.M.J. y Rosa, C.J.P. (2004b). *International Geology Review*, 46, 366-383.
- Rosa C.P.J., McPhie J., Relvas J.M.R.S., Pereira Z. y Pacheco N. (2005). En: *8th Biennial Meeting of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits (SGA), Beijing, China*, Abstracts, 691-694.
- Routhier, P., Aye, F., Boyer, C., Lecolle, M., Moliere, P., Picot, P. y Roger, G. (1980). *Memoire du BRGM*, 94, 265 p.
- Sáez, R., Almodóvar, G.R. y Pascual, E. (1996). *Ore Geology Reviews*, 11, 429-451.
- Sáez, R. (2006). En: *Programa Internacional de Geociencias. Comité Nacional Español (IUGS-UNESCO). Subcomisión Científica PICG de la Comisión Nacional de Geología*, 30.
- Schermerhorn, L.J.G. (1971). *Boletín Geológico y Minero*, 82, 239-268.
- Soriano, C. y Martí J. (1999). *Economic Geology*, 94, 867-882.
- Valenzuela, A., Donaire, T. y Pascual, E. (2001). *Geogaceta*, 32, 131-134.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. (1977). *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- White, J.D.L., McPhie, J. y Skilling, I.P. (2000). *Bulletin of Volcanology*, 62, 65-66.