

Secuencia de facies volcánicas en el área del río Odiel (Faja Pirítica Ibérica, España).

Sequence of volcanic facies in the Rio Odiel area (Iberian Pyrite Belt, Spain).

A. Valenzuela, T. Donaire y E. Pascual

Departamento de Geología. Universidad de Huelva. E-mail: avalenzu@uhu.es; donaire@uhu.es; pascual@uhu.es

ABSTRACT

We present a detailed study of a 10 km² area located in the Odiel River, to the northwest of Zalamea la Real (northern flank of Riotinto antiform, Huelva), where we describe the main facies characteristics of a section of the Volcano-Sedimentary Complex (VSC) which is relevant to the stratigraphy of the central part of the Iberian Pyrite Belt (IPB). The following rock types have been distinguished: felsic and mafic sills, felsic volcanoclastics and siliciclastic rocks. Sills intrude at different parts of the stratigraphic column and show peperitic borders. Perlitic textures are very often found at the borders of large felsic sills. Volcanoclastic deposits consist of poorly organized individual packages, up to 20 m thick. All of the volcanoclastics exhibit a narrow range of exclusively juvenile volcanic clasts. We suggest that the studied volcanoclastic packages must have formed by mass-flow processes, directly related to volcanism, most probably related to the collapse of a zoned dome or, in some instances, to a pyroclastic mass flow entering seawater.

Key words: Iberian Pyrite Belt, volcanoclastic rocks, sills, peperites.

Geogaceta, 32 (2002), 131-134
ISSN:0213683X

Introducción

La Faja Pirítica Ibérica (FPI), es una de las áreas peninsulares de mayor interés geológico por la enorme acumulación de sulfuros que contiene en una extensión relativamente reducida, con un número llamativo de depósitos minerales clasificados como supergigantes (Sáez *et al.*, 1996). Además, la diversidad geológica y mineralógica de esos depósitos, así como sus rasgos geoquímicos, hacen a la FPI diferente de otras provincias metalogénicas, (Sáez *et al.*, 1999). Por otra parte, y aunque los depósitos masivos pueden ser clasificados a grandes rasgos como vulcanogénicos (*volcanic-hosted massive sulphides*, VHMS), la relación exacta del vulcanismo y las mineralizaciones es aún materia de discusión. En este contexto, el estudio petrológico y geodinámico del vulcanismo de la FPI es importante para la interpretación de los depósitos minerales, aparte de su interés para comprender la evolución del segmento hercínico meridional.

A pesar de las numerosas descripciones petrográficas, geoquímicas y mineralógicas de las rocas ígneas de la FPI (Routhier *et al.*, 1980; Munhà, 1983; Leistel *et al.*, 1998), muchos de los aspectos

volcanológicos y geoquímicos del magmatismo son todavía objeto de debate (Boulter, 1993; Mitjavila *et al.*, 1997; Thiéblemont *et al.*, 1998; Soriano y Martí, 1999). Actualmente, la discusión se centra en varios aspectos, entre ellos el propio carácter volcánico o subvolcánico del magmatismo; la cronología de las rocas ígneas; la abundancia relativa de rocas básicas, rocas ácidas y sedimentos y el entorno geodinámico del magmatismo. Estas incertidumbres afectan tanto a la interpretación geológica del segmento hercínico ibérico meridional como a la interpretación genética de los depósitos de sulfuros masivos.

El presente trabajo muestra los primeros resultados de un estudio detallado de facies volcánicas en un área de la FPI española en la que la secuencia vulcanosedimentaria está bien representada y permite una cartografía detallada. Por otra parte, la secuencia muestra escasa deformación, en particular con muy poco aplastamiento de los paquetes de rocas vulcanoclasticas. Estas condiciones, poco habituales en la región, han permitido la caracterización de facies volcánicas de acuerdo con la metodología propuesta por McPhie *et al.* (1993). En nuestra opinión, los nuevos datos obtenidos pueden ser claves para la

interpretación del vulcanismo en el sector central de la FPI.

El área del Río Odiel

El área estudiada del Río Odiel se halla en el flanco norte del antiformal de Riotinto, unos 10 Km. al oeste de Riotinto (Fig. 1). Esta zona, de aproximadamente 10 Km², presenta una secuencia muy potente del CVS en la que se han diferenciado rocas vulcanoclasticas y subvolcánicas félsicas, sills básicos y rocas siliciclasticas. La figura 2 muestra un esquema cartográfico de las diversas unidades estudiadas.

En numerosos sectores de la FPI (por ejemplo, en el Río Jarama al E de Riotinto) se ha observado un contacto transicional entre el Grupo de Pizarras y Cuarcitas devónicas (PQ) y la secuencia de rocas básicas y sedimentarias que constituyen la base del CVS. Sin embargo, en el área estudiada la base del CVS está constituida por un importante cuerpo subvolcánico dacítico. Este cuerpo intrusivo posee unos rasgos petrográficos diferentes de los que hemos observado en otras unidades félsicas suprayacentes. Muestra una textura porfídica de grano grueso con fenocristales de cuarzo y

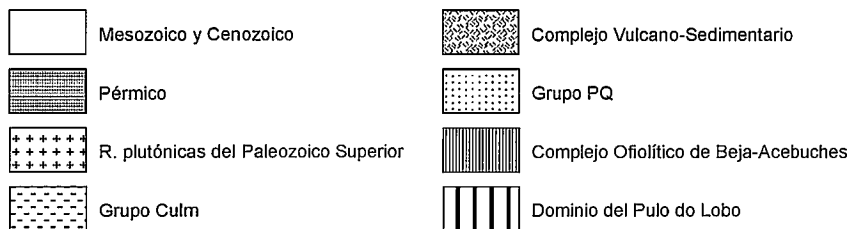
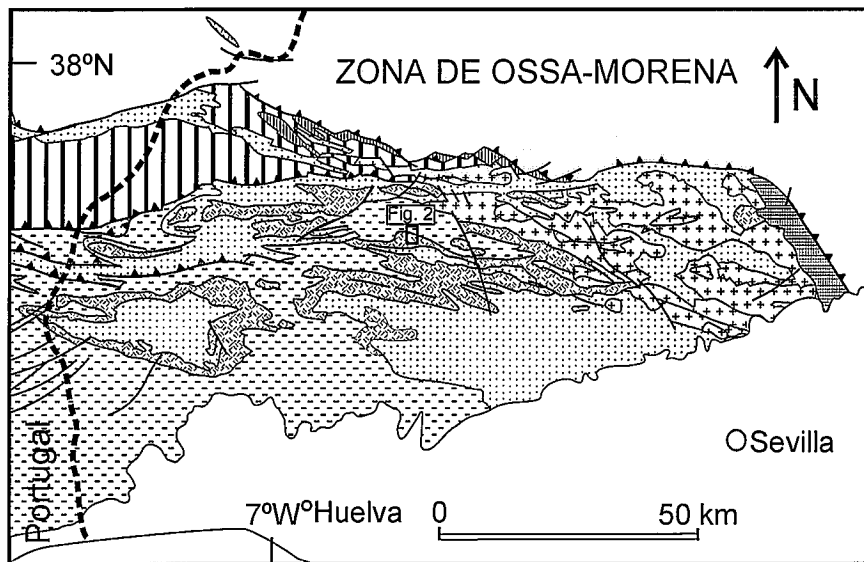


Fig. 1.- Mapa geológico de la Zona Sudportuguesa del Macizo Ibérico meridional con la localización del área estudiada.

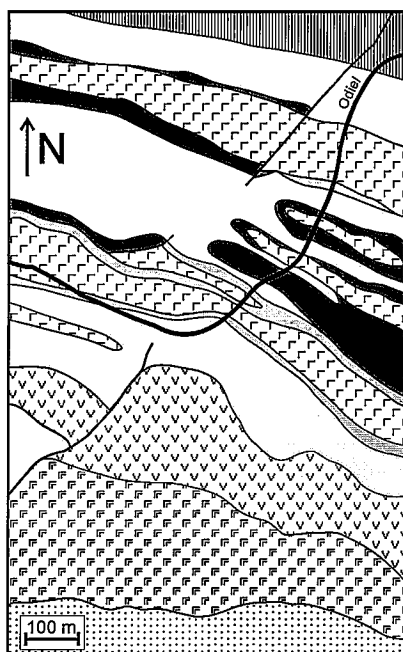
Fig. 1.- Geological map of the South-Portuguese Zone of the Southern Iberian Massif with the location of the studied area.

plagioclasa y se caracteriza por la presencia de abundantes enclaves ígneos de grano fino, ligeramente más básicos que su huésped.

Las rocas básicas en el área del Odiel están intercaladas en una secuencia de pizarras negras, masivas a débilmente estratificadas y de potencia variable, desde centimétrica a métrica. Algunos de estos cuerpos muestran contactos peperíticos a techo, con clastos de basaltos incluidos en una matriz sedimentaria de color negro, lo que ha sido considerado por numerosos autores en otras áreas de la FPI como evidencia de emplazamiento subvolcánico coetáneo con la sedimentación (Boulter, 1993; Soriano y Martí, 1999). La textura de estos basaltos es masiva, intergranular, localmente vesiculada, con un entramado de cristales de plagioclasa cuyos huecos están ocupados fundamentalmente por cristales de clinopiroxeno.

Sobre la secuencia básica y las pizarras negras aflora un potente conjunto de rocas vulcanoclásticas y unidades coherentes de naturaleza ácida. El depósito de rocas vulcanoclásticas comienza con una brecha volcánica masiva, de unos 20 me-

tros de potencia, por encima de la cual se disponen otros paquetes de menor grosor (hasta 10 metros cada uno como máxi-



Leyenda

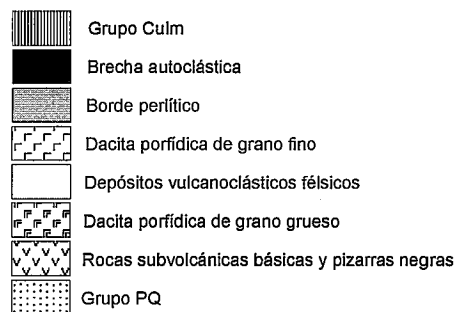


Fig. 2.- Esquema cartográfico del área estudiada.

Fig. 2.- Sketch map of the studied area.

mo). Todos ellos se pueden seguir de manera continua hasta más de cien metros con espesor aproximadamente constante y muestran granoclasificación positiva (Figura 3). El límite inferior de estos paquetes es plano y neto, en tanto que el techo muestra en muchos puntos una laminación fina.

Todos los depósitos vulcanoclásticos muestran una variedad limitada de tipos de clastos. Mientras que en el primer paquete masivo predominan ampliamente los fragmentos de pómez, con algunos fragmentos porfídicos dispersos, el resto de depósitos muestra mayor variedad de clastos y distinta abundancia relativa. Destacan aquí los clastos porfídicos de tamaño variable (milimétricos a centimétricos), con microfenocristales de cuarzo y plagioclasa, los fragmentos de roca coherente con textura perlítica y los de pómez, mucho menos abundantes que en el primer paquete. En conjunto, los clastos son casi exclusivamente volcánicos y juveniles en todos los depósitos vulcanoclásticos considerados. Cada uno de los tipos de fragmentos corresponde a un estrecho rango mineralógico y composicional.

Los rocas coherentes ácidas son rocas porfídicas con fenocristales de cuarzo y plagioclasa, emplazadas exclusivamente en la serie vulcanoclástica félsica antes descrita. Muestran bandeado por flujo y disyunción columnar de escala decimétrica. Los contactos con la serie vulcanoclástica se caracterizan por la existencia de peperitas con todos sus ras-

gos distintivos: paso progresivo de facies coherentes a brechificadas, estructura en *jig-saw*, alteración y destrucción de la laminación de las rocas vulcanoclásticas encajantes, infiltración del sedimento a través de fracturas del cuerpo ígneo y enfriamiento brusco de éste último. Además, en este área es posible seguir continuamente (y cartografiar) los bordes con textura perlítica que afectan a muchos de los cuerpos estudiados. Esta continuidad de los bordes perlíticos les confiere un aspecto estratoide, semejante al de algunas unidades de rocas fragmentadas de origen vulcanoclástico. Las estructuras perlíticas se observan tanto a techo de las facies coherentes. Dada su geometría planar y la existencia de peperitas a techo, estos cuerpos deben ser descritos como sills.

En resumen, toda la secuencia del CVS depositada sobre las rocas básicas puede ser descrita como una alternancia de depósitos vulcanoclásticos félsicos y sills intrusivos sobre esta misma secuencia. El contacto superior de este conjunto sobre el grupo Culm es tectónico en la mayor parte de los puntos en que se observa.

Discusión y conclusiones

La secuencia estudiada es un buen ejemplo de que la evolución volcánica del CVS es, en general, compleja. En este caso, se pueden distinguir dos episodios claramente diferenciados, uno en la parte inferior del CVS, con magmatismo exclusivamente básico que se emplaza en pizarras y otras rocas siliciclásticas de grano fino, y otro posterior, con magmatismo ácido y abundantes rocas vulcanoclásticas. Respecto del primer episodio, consiste sobre todo en el emplazamiento de sills básicos, aunque localmente existen también *pillow-lavas*.

Por el contrario, la parte superior del CVS tiene una interpretación más compleja. En cuanto a los paquetes vulcanoclásticos, debieron formarse a partir de procesos de flujo en masa, pero no pueden ser meramente depósitos sedimentarios vulcanogénicos (*sensu McPhie et al.*, 1993). La mayor parte de sus caracteres corresponden a depósitos vulcanoclásticos sineruptivos: presencia mayoritaria (casi exclusiva) de clastos juveniles, esencialmente no modificados, y siempre dentro de un estrecho rango de composiciones. Además, estas unidades sedimentarias son relativamente gruesas y composicionalmente uniformes, lo que nos conduce a imaginar que se generaron a partir de flujos en masa directamente relacionados con actividad volcánica.

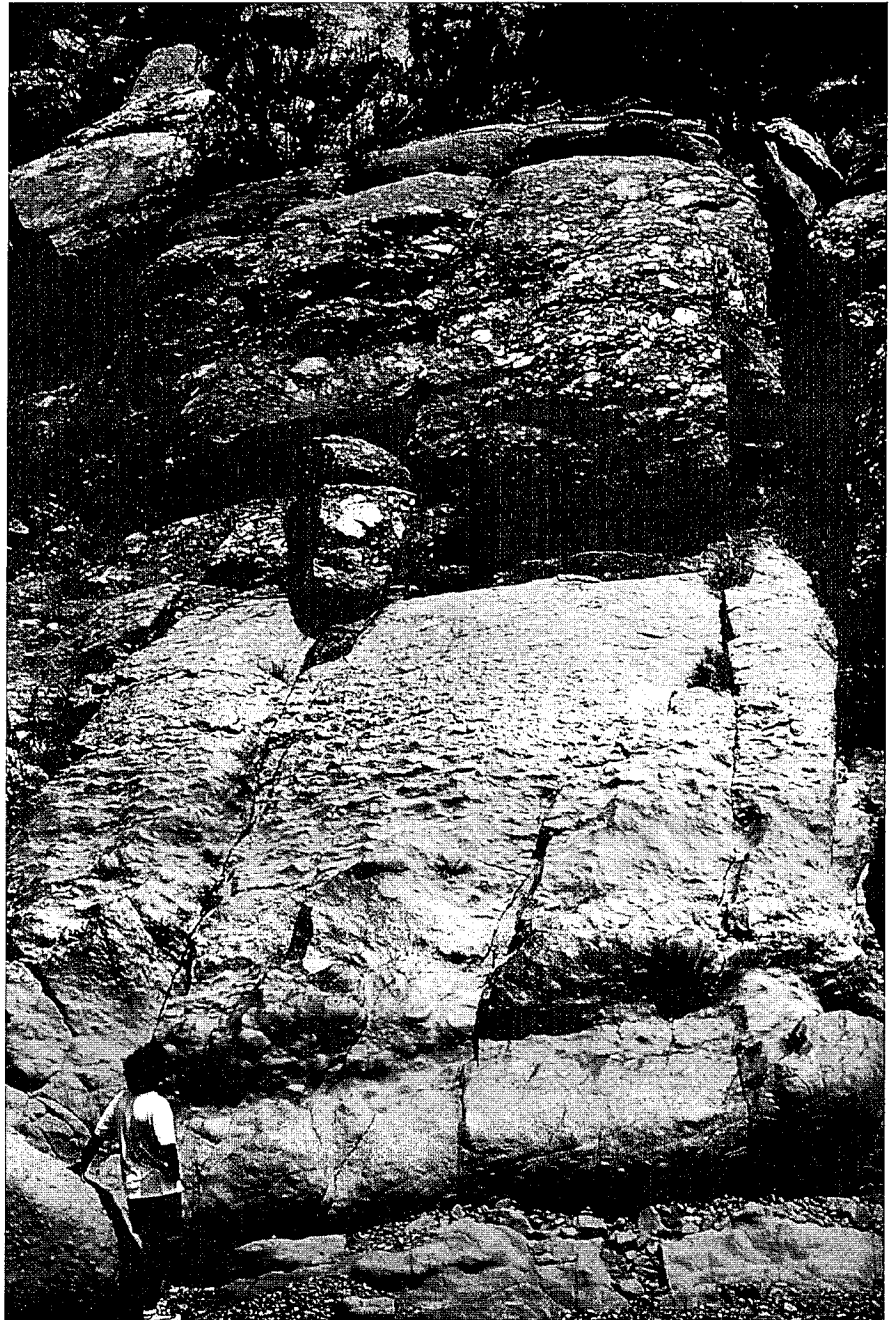


Fig. 3.- Unidades vulcanoclásticas en el área del Río Odiel.

Fig. 3.-Volcaniclastic units in the Río Odiel area.

Más concretamente, consideramos dos posibles procesos para explicar la generación de estas secuencias: una génesis relacionada con el colapso de un domo submarino zonado, o un origen piroclástico, concretamente un flujo en masa piroclástico penetrando en un fondo marino. Es posible que diferentes partes de la secuencia descrita correspondan a modelos genéticos distintos. Así, las secuencias superiores, con predominio de los fragmentos porfídicos, abundantes fragmentos perlíticos y fragmentos de

pómez relativamente escasos se formarían muy probablemente por desplome de domos. En cambio el primero de los paquetes, con fragmentos de pómez predominantes y sin organización interna alguna, podría explicarse también como relacionado con un depósito piroclástico. No obstante, es necesario un estudio más detallado para decidir sobre esta cuestión.

El hecho de que los sills félsicos penetren en secuencias vulcanoclásticas ácidas escasamente consolidadas también demuestra que el magmatismo en el área

del río Odiel debería ser más exactamente interpretado como un episodio complejo, que incluyó tanto eventos volcánicos como subvolcánicos. En definitiva, el área del Odiel es un buen ejemplo de que, aunque en el CVS abundan las rocas subvolcánicas, su interpretación completa requiere también tener en cuenta la existencia de actividad volcánica, que produce depósitos vulcanoclásticos importantes. Aún se necesitan más estudios de detalle en áreas adecuadas para decidir sobre la importancia relativa del vulcanismo en el contexto regional.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto PB-98- 0960, así como por la Junta de Andalucía (Grupo P.A.I. 4067)

Referencias

- Boulter, C.A. (1993): *Geology*, 21: 801-804.
- Leistel, J.M., Marcoux, E., Thiéblemont, 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*. CODES Key Centre, Hobart, Tasmania, 198 pp.
- Mitjavila, J., Martí, J. y Soriano, C. (1997). *Journal of Petrology*, 38: 727-753.
- Munhà, J.M.U. (1983): *Hercynian magmatism in the Iberian Pyrite Belt*. En: Lemos de Sousa, M. y Oliveira, J.T. (Eds.). *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, 29. 39-81.
- Routhier, P., Aye, F., Boyer, C., Lécalle, M., Molière, P., Picot, P., y Roger G. (1980): *La ceinture sud-ibérique à amas sulfurés dans sa partie espagnole médiane. Tableau géologique et métallogénique. Synthèse sur le type amas sulfurés volcano-sédimentaires*. 26th Int. Geol. Congr. Paris. Mém BRGM 94. 265 pp.
- Sáez, R., Almodóvar, G.R., y Pascual, E. (1996): *Ore Geology Reviews*, 11: 429-451.
- Sáez, R., Pascual, E., Toscano, M. y Almodóvar, G.R. (1999): *Mineralium Deposita*, 34: 549-570.
- Soriano, C. y Martí, J. (1999): *Economic Geology*, 94: 867-882.
- Thiéblemont, D., Pascual, E. y Stein, G. (1998): *Mineralium Deposita*, 33: 98-110.