

Evidencias petrográficas de interacción entre un magma félsico y un nivel sedimentario rico en radiolarios en la Faja Pirítica Ibérica

Petrographic evidences of interaction between a felsic magma and a radiolarian-rich, sedimentary level into the Iberian Pyrite Belt

T. Donaire, R. Sáez, y E. Pascual

Departamento de Geología, Universidad de Huelva, 21819 Palos de la Frontera (Huelva), España.

Abstract

In the South Portuguese Zone (Hercynian Iberian Massif), carboniferous volcanoclastic and sedimentary sequences accumulated in a submarine environment were penetrated by subvolcanic intrusions during or shortly after deposition. To the west of El Villar (Huelva), dispersed peperites were produced when a felsic sill underwent quenching, disruption and mingling with wet, unconsolidated sediments. Likely, these phenomena took place during the first stages of the sill emplacement. Subsequently, isolated clasts experienced cooling-contraction fragmentation, releasing shards of quenched rhyolite into the adjacent sediment. Interaction between magma and wet sediment was non-explosive and involved fluidization of the host sediments, creating space for the intruding magma and causing pervasive injection of highly mobile sediment along thermal contraction and perlitic cracks, both in the felsic sill and clasts.

Key Words: peperites, petrography, radiolarian, Iberian Pyrite Belt.

Geogaceta, 24 (1998), 111-114

ISSN: 0213683X

Introducción

Las peperitas son rocas originadas por la mezcla de lava o magma y sedimento húmedo no consolidado (Fisher, 1960). Estas rocas se caracterizan por una textura clástica en la que ambos componentes pueden formar parte de la matriz (McPhie *et al.*, 1993). Este tipo de interacción es considerada como una clara evidencia de coetaneidad entre sedimentación y magmatismo y un paso previo a erupciones freatomagmáticas (Busby-Spera y White, 1987). No obstante, son frecuentemente confundidas con brechas epiclásticas o con productos volcánicos no intrusivos, por lo que su identificación requiere de un estudio petrográfico detallado.

Aunque las peperitas se conocen desde hace tiempo en un gran número de provincias volcánicas (Fisher, 1960; Williams y McBirney, 1979; Brooks *et al.*, 1982; Hanson y Schweickert, 1982; Kokelaar, 1982; Kokelaar *et al.*, 1985; Busby-Spera y White, 1987; Kano, 1989; Hanson y Wilson, 1993), su identificación en la Faja Pirítica Ibérica ha sido relativamente reciente y ha llevado a rein-

terpretar numerosas rocas volcanoclásticas de esta zona como producto de interacción entre sills y sedimentos (Boulter, 1993a y 1993b). No obstante, la naturaleza mayoritariamente volcanoclástica de la secuencia huésped de estos sills es un inconveniente a la hora de diferenciar las

peperitas de otro tipo de rocas volcanoclásticas. En este trabajo describimos evidencias petrográficas que indican la existencia de interacción entre un nivel claramente sedimentario, rico en radiolarios, y un magma félsico intruido poco después del depósito de dicho nivel.

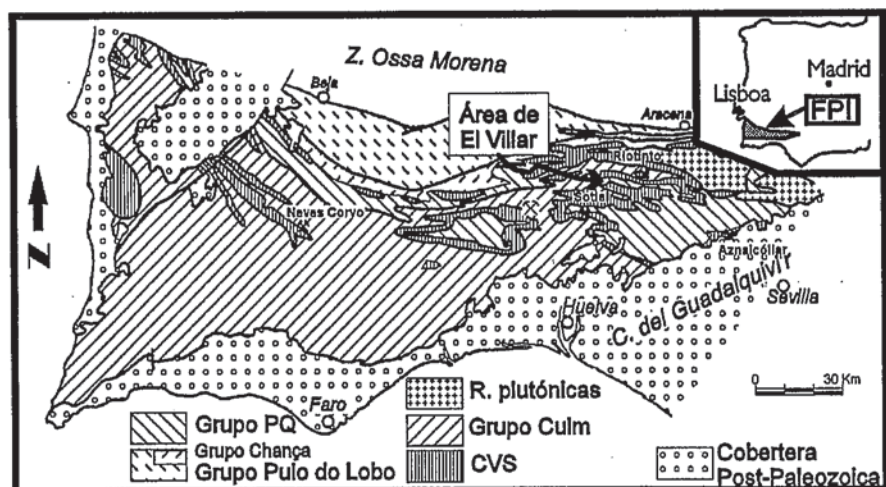


Fig. 1- Localización geológica del área de estudio en la Faja Pirítica Ibérica (FPI) (Modificado de Carvalho *et al.*, 1976).

Fig. 1- Geological setting of the study area in the Iberian Pyrite Belt (FPI) (Modified after Carvalho *et al.*, 1976).

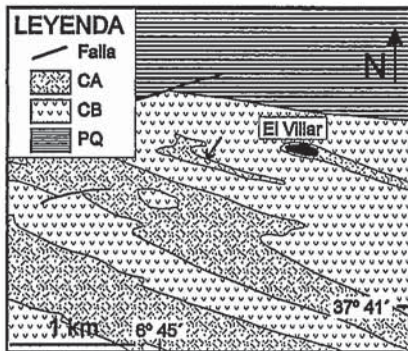


Fig. 2- Mapa Geológico del área de El Villar (Modificado de Navarro y Copeiro del Villar, 1982). PQ: Grupo de Pizarras y Cuarcitas devónicas; CB: Complejo Básico y CA: Complejo Ácido y Serie de Transición (no diferenciadas). La flecha indica la localización del contacto entre el sill félsico y la capa silíceo rica en radiolarios.

Fig. 2- Geological sketch map of the El Villar area (Modifed after Navarro and Copeiro del Villar, 1982). PQ: Devonian Phyllite-Quartzite Group; CB: Basic Complex and CA: Undifferentiated Acid Complex and Transition Series. The arrow indicates the localization of the contact between the felsic sill and the radiolarian-rich, sedimentary level.

Localización geológica

El area estudiada se halla en el flanco sur del anticlinal de Zalamea, al oeste de la localidad de El Villar (Huelva) (Fig. 1). Este anticlinal comprende las tres principales subdivisiones litoestratigráficas diferenciadas en la Faja Pirítica Ibérica (Zona Sur-Portuguesa del Macizo Ibérico, Julivert *et al.*, 1974), descritas de forma detallada en su flanco norte por García Palomero (1990).

El núcleo del anticlinal está formado por una secuencia detrítica de pizarras y areniscas de edad Famenienense Superior (Grupo PQ). Sobre esta unidad se dispone el Complejo Vulcano-Sedimentario (CVS) (Famenienense superior a Viseense), cuyo rasgo más significativo es la existencia de importantes masas de sulfuros masivos estratiformes. El CVS se subdivide localmente en un Complejo Básico Inferior, un Complejo Ácido y una Serie de Transición (García Palomero, 1980). El Complejo Básico, cuya potencia oscila entre 400 y 500 metros, se caracteriza por la presencia de sills y pillow-lavas de composición básica incluidos en una secuencia sedimentaria. El Complejo Ácido, de potencia comprendida entre 30 y 500 metros, está compuesto por rocas volcánicas de composición dacítica a riolítica y abundantes rocas volcanoclásticas asociadas. La existencia de facies autoclásticas riolíticas dentro de este complejo, considerada en el área de



Fig. 3- Contacto entre un sill ácido (arriba) y un nivel sedimentario silíceo, de color negro, rico en radiolarios con clastos félsicos (peperita en bloques).

Fig. 3- Contact between a felsic sill (upper) and a radiolarian-rich, sedimentary level with felsic clasts (blocky peperite).

Riotinto como evidencia de autobrechificación durante un flujo efusivo (García Palomero, 1990), ha sido reinterpretada recientemente como de origen hidroclástico intrusivo (Boulter, 1993a).

La denominada Serie de Transición está formada principalmente por depósitos de flujo de masas con intercalaciones de cherts y sedimentos silíceos negros de grano fino. En algunos puntos se observan materiales de esta serie intruidos por sills de composición similar a los descritos en el Complejo Ácido. Por lo tanto, la cronología relativa de la serie puede ser localmente dudosa.

Con posterioridad al CVS se deposita una sucesión monótona de edad Carbonífero Superior compuesta principalmente por pizarras y litarenitas (Grupo Culm), cuya potencia estimada excede varios miles de metros. Todas estas rocas fueron plegadas durante la orogenia hercínica y sufrieron un metamorfismo regional de bajo a muy bajo grado durante este tiempo. Además, las rocas del PQ y del CVS fueron afectadas por alteraciones hidrotermales regionales pre-Variscas (Barriaga, 1990; Munhà, 1990; Sáez *et al.*, 1996).

Evidencias texturales de contactos peperíticos

En el área de estudio se observan diversos sills y diques ácidos de potencia variable, desde centimétrica a métrica, incluidos en una secuencia esencialmente volcanoclástica, con intercalaciones de

rocas sedimentarias silíceas (Fig. 2). Los sills están formados por rocas félsicas, de textura afídica y con numerosos relictos de fracturas perlíticas, de tamaño variable, realizadas por alteración. Esta roca, inicialmente vítrea, ha recrystalizado en un mosaico microcristalino compuesto esencialmente por cuarzo y feldespato.

Uno de los sills aparece en contacto neto con una capa formada por numerosos clastos félsicos angulares, pobremente clasificados, y distribuidos de forma desigual en una matriz sedimentaria silíceo, de color negro, rica en radiolarios (Fig.3). Los fragmentos muestran un tamaño variable (desde pocos milímetros hasta algo más de un metro) y son texturalmente afídicos. Poseen fracturas perlíticas y muestran también una alteración más evidente a lo largo de dichas fracturas. No obstante, esta alteración no aparece distribuida de manera uniforme, sino que se concentra en áreas de mayor densidad de fracturas perlíticas, dando lugar a una apariencia nodular en el interior de los clastos (Fig.4). Los rasgos petrográficos de estos fragmentos sugieren un origen por fracturación de una roca vítrea.

Estos clastos riolíticos muestran, en algunas ocasiones, un bandeo de flujo de anchura submilimétrica a centimétrica, similar al que presenta el sill hacia el contacto. Este bandeo no siempre es paralelo al contacto del magma félsico con el nivel sedimentario.

Los clastos, que son textural y

composicionalmente muy similares a la roca que forma el sill, se caracterizan por mostrar claras evidencias de fracturación in situ a todas las escalas (Fig. 5). Las texturas de este tipo, en la que los clastos individuales separados por sedimento pueden ser perfectamente encajados como piezas de un rompecabezas, son comúnmente producidas por fragmentación debida a enfriamiento del magma (Hanson, 1991). La existencia de este tipo de estructura permite descartar un origen epiclástico de tales rocas, ya que implican que los fragmentos de riolita fueron incorporados a la roca huésped a alta temperatura.

Tanto en el sill como en los clastos riolíticos, las fracturas perlíticas aparecen en numerosas ocasiones llenas de material sedimentario huésped, lo que sugiere una naturaleza fluida de este último y una coetaneidad de ambos grupos de rocas.

Los rasgos texturales y estructurales que presentan los fragmentos riolíticos incluidos en el sedimento silíceo rico en radiolarios permiten clasificar esta roca como una peperita desarrollada por la interacción de un magma ácido y un sedimento húmedo. El grado de separación de tales clastos permite clasificarla como una peperita dispersa (*sensu* Hanson y Wilson, 1993).

Aparte de este tipo de clastos, se observan otros de menor tamaño (milimétricos) que poseen una textura afanítica porfídica, con fenocristales de plagioclasa (\pm cuarzo) de tamaño de grano muy fino incluidos en una matriz microlítica fluidal compuesta esencialmente por plagioclasa. Los fenocristales que componen este segundo tipo de clastos aparecen en numerosas ocasiones cortados por el contacto. Además, también se observan clastos de cuarzo y feldespatos de tamaño de grano fino incluidos en la matriz sedimentaria. Dada la naturaleza afídica de los clastos de mayor tamaño y del sill, estos últimos fragmentos podrían representar probablemente un componente de ceniza volcánico.

Mecanismo de formación de las peperitas en bloques

Sugerimos que las texturas y estructuras observadas en la peperita se han formado por fragmentación y ruptura de un magma ácido durante su intrusión en un sedimento húmedo. En las primeras etapas de intrusión, la ruptura del borde frío de este magma probablemente ocurrió en respuesta a esfuerzos debidos a contracción por enfriamiento y al movimiento continuado e intermitente del interior del

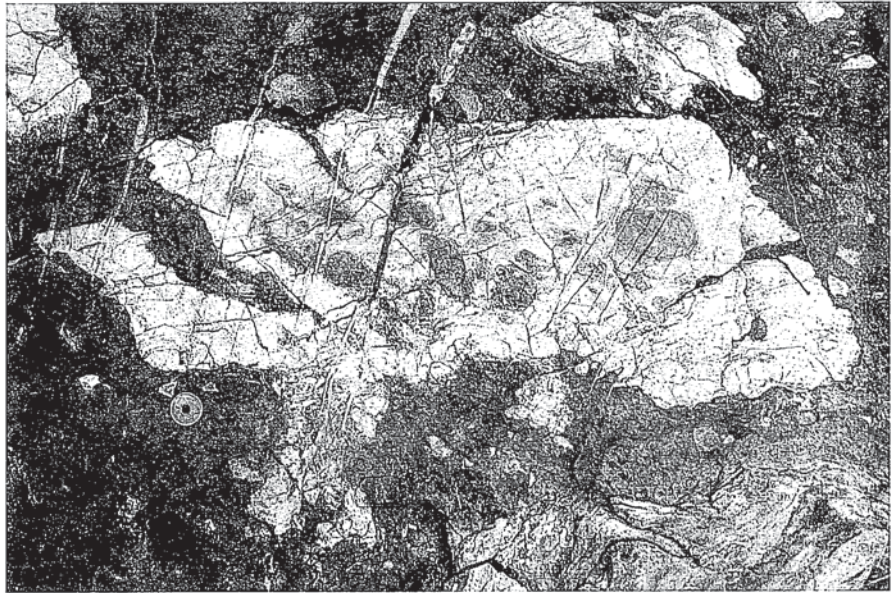


Fig. 4- Clasto félsico incluido en el nivel sedimentario de color oscuro, rico en radiolarios. Este clasto muestra texturas de fracturación in situ e inyección subsecuente del material sedimentario huésped. El aspecto nodular que posee es debido a procesos de alteración más marcados en áreas de mayor dominio de fracturas perlíticas.

Fig. 4- Felsic clast embedded in a dark, radiolarian-rich sedimentary horizon. The clast shows in situ fracturation textures and subsequent injection of the host sediment. The nodular appearance is due to alteration processes, more pronounced in zones where perlitic cracks are more dense.

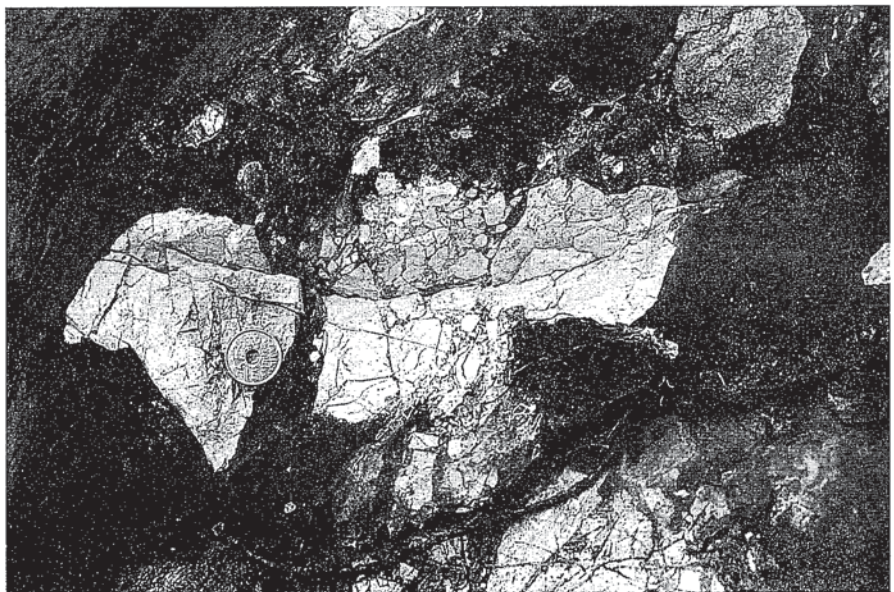


Fig. 5- Clasto félsico con textura de fracturación in situ.

Fig. 5- Felsic clast with in situ fracturation texture.

magma (Kokelaar, 1986). La morfología de estos fragmentos podría explicarse como producto de la intersección de fracturas de contracción por enfriamiento rápido originadas en el contacto de un fundido con una roca huésped húmeda (Brooks *et al.*, 1982).

Las peperitas dispersas se originaron cuando los fragmentos de magma se separaron del sill principal y fueron incorporadas al sedimento huésped no consolidado. La disposición del

bandeado de flujo observado en algunos clastos de la peperita indica que tales clastos rotaron durante su incorporación al sedimento, probablemente como consecuencia del movimiento del sill principal.

Durante la incorporación al sedimento, estos clastos se hallaban a elevada temperatura como lo atestigua la existencia de procesos de fracturación in situ en los clastos liberados del sill principal. Esta fragmentación frágil fue acompañada

da por el movimiento del sedimento huésped en los nuevos espacios abiertos, creados como respuesta a una reducción de presión en el momento de abrirse las fracturas. La inyección de este sedimento en las fracturas frágiles de los clastos y en las fracturas perlíticas sugiere que éste fue altamente móvil durante la intrusión final del sill y durante la formación de la peperita. Relaciones similares han sido explicadas como producto de fluidificación del sedimento, debido a un proceso de vaporización del agua de los poros (Kokelaar, 1982). La formación de las peperitas fue facilitada por pérdida de cohesión del sedimento fluidificado, lo cual facilitó también el avance del magma intrusivo.

Dado que el sedimento también se inyecta en el contacto de sill, se puede considerar que clastos y sill fueron coetáneos. La existencia de un contacto neto entre sill y peperitas puede explicarse como consecuencia del movimiento del sill con posterioridad a la formación de las peperitas.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado en el marco del proyecto AMB94-0243, así como por la Junta de Andalucía (Grupo P.A.I. 4067).

Referencias

- Barriga, F.J.A.S. (1990): In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (Dallmeyer, R.D. y Martínez García, E., Eds.). Springer-Verlag, Berlin: 369-379.
- Boulter, C.A. (1993a): *Trans. Inst. Min. Metall.* London, 102: 30-38.
- Boulter, C.A. (1993b): *Geology*, 21: 801-804.
- Brooks, E.R., Wood, M.M. y Garbutt, P.L. (1982): *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93: 1208-1231.
- Busby-Spera, C.J. y White, J.D.L. (1987): *Bull. Volcanol.*, 49: 765-775.
- Carvalho, D., Conde, L., Enrile, J., Oliveira, V y Schermerhorn, L.J.G. (1976): *Comun. Serv. Geol. Port.*, 60: 271-315.
- Fisher, R.V. (1960): *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 71: 973-982.
- García Palomero, F. (1980): *Inst. Estud. Onubenses «Padre Marchena»*, Excma. Diput. Prov. de Huelva, 264 pp.
- García Palomero, F. (1990): In: *Sulphide Deposits: their origin and processing* (Gray, P.M.J., Bowyer, G.J., Castle, J.F., Vaughan, D.J. y Warner, N.A., Eds.). Inst. Min. Metall., London.
- Hanson, R.E. (1991): *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 103: 804-816.
- Hanson, R.E. y Schweickert, R.A. (1982): *Jour. Geol.*, 90: 717-724.
- Hanson, R.E. y Wilson, T.J. (1993): *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*, 54: 247-264.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L. (1974): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1:1.000.000*. Serv. Publ. Ministerio de Industria, IGME.
- Kano, K.I. (1989): *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*, 37: 59-75.
- Kokelaar, B.P. (1982): *Jour. Geol. Soc.* (London), 139: 21-33.
- Kokelaar, B.P., Bevins, R.E. y Roach, R.A. (1985): *Jour. Geol. Soc.* (London), 142: 591-613.
- Kokelaar, B.P. (1986): *Bull. Volcanol.*, 48: 275-289.
- McPhie, J., Doyle, M., y Allen, R. (1993): *Volcanic textures*. Universidad de Tasmania (Australia), 198 p.
- Munhá, J. (1990): In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (Dallmeyer, R.D. y Martínez García, E., Eds.). Springer-Verlag, Berlin: 363-368.
- Navarro, D. y Copeiro del Villar, J.R. (1982): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 938 (Nerva)* del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, IGME.
- Sáez, R., Almodóvar, G.R., y Pascual, E. (1996): *Ore Geol. Rev.*, 11: 429-451.
- Williams, H. y McBirney, A.R. (1979): *Volcanology*. Freeman, Cooper and Company, San Francisco, 397 pp.