

Datación palinoestratigráfica del volcanismo en la sección de la Ribera del Jarama (Faja Pirítica Ibérica, Zona Surportuguesa)

Palynostratigraphy dating of the volcanism in the section of the Riverside of the Jarama (Iberian Pyrite Belt, South Portuguese Zone)

R.M. Rodríguez ⁽¹⁾, A. Díez ⁽²⁾, F. Leyva ⁽³⁾, J. Matas ⁽⁴⁾, J. Almarza ⁽⁵⁾ y M. Donaire ⁽⁵⁾

⁽¹⁾ Dpto. de Ingeniería Minera, Univ. de León. C/ Jesús Rubio, nº 2, 24071-León

⁽²⁾ Instituto Geológico y Minero de España. Avda. República Argentina, nº 30, 24004-León

⁽³⁾ INIMA, c/ Enrique Larreta, nº 10, 28037-Madrid

⁽⁴⁾ Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas, nº 23, 28003-Madrid

⁽⁵⁾ Consejería de Empleo y Desarrollo Tecnológico. Junta de Andalucía.

ABSTRACT

The levels of black slates that appear through the whole series of volcanic materials, have been revealed as a high-priority objective when carrying out studies detailed in the IPB, since they are constituted as a good paleontological resource for the dating of the volcanic materials in this area, besides a good tool when establishing a correlation and precise biostratigraphy of the whole IPB. The sequence basic lithostratigraphic, inside the Ribera of Jarama, they provide a continuous series, that which has allowed us to date with certainty the duration of the volcanic activity inside this area

Key words: Iberian Pyrite Belt, South Portuguese Zone, volcanism, black shales, palynostratigraphy, miospores.

Geogaceta, 32 (2002), 247-250
ISSN:0213683X

Introducción

Durante los años 1997 a 1999 se ha realizado una cartografía a escala 1:25.000 de toda la Faja Pirítica Ibérica (FPI), para la Junta de Andalucía. Este trabajo ha estado apoyado con diversos estudios de detalle, siendo uno de ellos el estudio palinológico, con un total de 224 dataciones palinológicas, repartidas por toda la FPI. En este trabajo se presenta sólo una pequeña parte de los datos obtenidos.

La extracción de los palinomorfos de las muestras ha supuesto un reto importante, ya que en general, esta zona ha estado sometida a un gradiente geotérmico demasiado elevado para la buena conservación de los palinomorfos. Por lo tanto, se aplicaron tratamientos de oxidación bastante agresivos mediante los cuales se consiguió aclarar el color de las esporas hasta obtener el grado de transparencia mínimo que permitiera la observación de las mismas bajo el microscopio de luz transmitida. Por ello, hay que ser consciente que las asociaciones que se citan, a pesar de la abundancia y diversidad encontradas en algunas de las muestras, carecen de algunos elementos característicos de las mismas. A pesar de esto, se pudieron identificar en estos niveles estratigráficos numerosos taxones encon-

trados en otras cuencas del Oeste de Europa cuya distribución estratigráfica se conoce de manera muy precisa (Clayton *et al.* 1977; Higgs *et al.*, 1988; Van der Zwan, 1981), lo cual ha permitido atribuir estas asociaciones a las biozonas correspondientes descritas por los autores mencionados.

Con todo esto, los niveles de pizarras negras, que aparecen a través de toda la serie de materiales volcánicos, se han revelado como un objetivo prioritario a la hora de realizar estudios detallados en la FPI, ya que se constituyen como un buen recurso paleontológico para la datación de los materiales volcánicos en esta zona, además de una buena herramienta a la hora de establecer una correlación y bioestratigrafía precisa de toda la FPI. También son un buen indicador del grado metamórfico de la zona, por esta vía de investigación ha podido determinarse un aumento del metamorfismo desde el SO hacia el NE.

Marco Geológico

La FPI forma parte de la Zona Surportuguesa (ZSP) que es la unidad más meridional en las que Lotze (1945) dividió el Macizo Ibérico y que posteriormente ha sido mejor definida por

Julivert *et al.* (1972) y por Oliveira (1990).

A escala regional, la secuencia litoestratigráfica dentro de la FPI es muy simple, con tres formaciones litológicas fácilmente reconocibles, que por orden cronológico, de muro a techo, son: Grupo Pelítico Cuarcítico (GPQ) que representaría una secuencia preorogénica dentro de una plataforma continental somera; el Complejo Volcano-Sedimentario (CVS) y el Grupo Culm (GC) como secuencia sinorogénica. Hacia el Este afloran las rocas plutónicas del Batolito de la Sierra Norte (BSN) y el relleno de la Cuenca Estefano-Pérmico del Viar.

El GPQ se caracteriza por una monótona alternancia de metareniscas y pizarras. El color varía de verde grisáceo a gris oscuro, en razón del mayor contenido de materia orgánica o de carbonato en los paquetes grises. En los tramos superiores del GPQ, se intercalan cuerpos de espesor métrico y extensión lateral hectométrica a kilométrica constituidos por cuarzoarenitas de grano grueso y afloramientos de carbonatos de menor extensión y gran variabilidad en su composición litológica, desde *packstone* bioclásticas grises a *mudstone* laminadas de color marrón oscuro. A techo de esta sucesión se encuentra un nivel de pizarras negras datadas como Estruniense.

Sobre el GPQ se dispone de forma concordante un conjunto litológico volcanosedimentario (CVS) integrado básicamente por pizarras negras, rocas volcanosedimentarias y por distintas unidades de rocas volcánicas masivas (basaltos, riolitas, dacitas y, en menor cantidad, andesitas).

Por último, se encuentra el GC, dentro de la FPI el término Culm o "Facies Culm" (Schermerhorn, 1971) y Grupo Fylsch del Bajo Alentejo de Oliveira *et al.* (1979), como denominaciones formales más conocidas, se utilizan para definir una potente sucesión detrítica de origen turbidítico.

Litoestratigrafía

El estudio palinológico se centra principalmente en el corte que proporciona la Ribera del Jarama (Fig. 1), donde se puede observar la secuencia litoestratigráfica básica, descrita anteriormente, para la zona oriental de la FPI. Aquí los términos se encuentran de forma concordante, con muy baja deformación y proporcionan una serie continua, lo cual nos ha permitido datar con certeza la duración de la actividad volcánica dentro de esta zona.

La descripción de la columna litoestratigráfica reflejada en la figura 2, es la siguiente: GPQ: está constituido por una alternancia de pizarras grises con lentejones carbonatados y cuarcitas de grano fino. Entre éstas se intercalan cuerpos, decimétricos a métricos, de areniscas de grano medio a grueso con base erosiva y *hummocking-cross bedding* (HCS). Por encima de esta sucesión y constituyendo el techo del GPQ se encuentra un tramo de unos 7 m de espesor de pizarras negras con abundantes cristales de pirita, limolitas y lenticulas de carbonatos. Este nivel está formado por ritmitas con laminación paralela y ripples.

CVS: comienza con una sucesión de unos 32 m de basaltos con disyunción columnar, aunque hacia otras zonas se observan estructuras pillow lavas, y con intercalaciones de pizarras negras. Sigue un nivel de unos 4 m de pizarras negras silíceas, finamente laminadas con intercalaciones de láminas milimétricas de radiolaritas de color gris oscuro, a veces con metareniscas de grano fino a muy fino. Por encima tenemos un episodio de volcanismo ácido, con una sucesión potente de riolitas y dacitas de color gris oscuro a blanquecinas. A continuación, afloran una serie de rocas volcanoclásticas en secuencias gradadas, de composición ácida, pizarras de colores rojizo y verdes, con capas de jaspes rojos a techo, presentando fuertes variaciones laterales. Pizarras

moradas a verdosas, que intercalan capas y láminas milimétricas de arenas finas y hacia los tramos basales contienen abundantes radiolaritas. Las características de estas pizarras indican el hundimiento de la cuenca sedimentaria con depósitos condensados (representados por las pizarras moradas) y constituyen el marcador del final del volcanismo en esta zona y en toda la Faja Pirítica.

GC: constituido por pizarras negras con nódulos en su base, este nivel no aparece en todos los lugares, continuándose con una alternancia de pizarras y grauvacas de grano medio a grueso, en facies turbidíticas C, D y B (Mutti, 1979), o F₃ y F₉ (Mutti y Normark, 1991).

Todas estas rocas fueron deformadas durante la Orogenía Varisca y sufrieron un metamorfismo regional de bajo a muy bajo grado (Quesada, 1998).

Palinología

Los datos de edad existentes hasta fechas recientes eran suministrados por los hallazgos aislados de cefalópodos y de los conodontos encontrados en los escasos niveles carbonatados (Van den Boogard 1963, 1967) que dieron una edad Devónico Superior y Viseense Inferior. En fechas más recientes, los datos palinológicos obtenidos por Pereira *et al.* (1996) y Pereira en Oliveira *et al.* (1997) en las minas de Aznalcoy y de Neves Corvo indican una edad Estruniense para las rocas que albergan los sulfuros masivos y Viseense (A y B) en varias escamas superpuestas. Estos autores pusieron de manifiesto la ausencia de niveles con edades Tournaisienses en las zonas estudiadas. En la parte española también se obtuvieron datos palinológicos en los que se encontraron aquellas edades, pero también edades tournaisienses, aunque casi siempre del Tournaisiense Superior.

El análisis palinológico de las muestras que resultaron positivas (Fig. 2) es el siguiente:

Muestra 1: Tomada desde la base hasta la mitad del tramo pizarroso a techo del GPQ. Contiene esporas y acritarcos. La asociación de esporas es muy diversa, mientras que los acritarcos están representados principalmente por formas circulares, correspondientes al género *Maranhites*: *M. brasiliensis*, *M. mosessi*, *M. perplesus* y a los géneros *Unellidium* y *Polyedryxium*.

Muchas de las esporas encontradas tienen una distribución estratigráfica amplia, abarcando desde el Devónico Superior al Carbonífero inferior, tales como:

Aneurospora greggsii, *Bascaudospora collicula*, *Latosporites sp.*, *Apiculiretusispora fructicosa*, *Cristatisporites mattheusii*, *Hymenozontriletes explanatus*, etc. Sin embargo, existen otros como *Retusotriletes crassus*, *Densosporites spitsbergensis* y *Acanthotriletes persibus* que comienzan en la biozona LN, de *Retispora lepidophyta* - *Verrucosisporites nitidus*. Otras especies no sobrepasan el techo de dicha biozona, como *Retispora lepidophyta*, *Rugospora flexuosa* y *Vallatisporites pusillites*. Por lo tanto, esta asociación pertenece a la biozona LN de *lepidophyta-nitidus*, de edad Fameniese superior (Higgs *et al.* 1988).

El límite superior de esta biozona se encuentra en la sección del arroyo de Hasselbachtal y de Stockhum en el Macizo Renano, en niveles muy próximos a los de la primera aparición del conodonto *Sifonodella sulcata* (Becker *et al.*, 1984; Higgs *et al.*, 1993), la cual se tomó como la base del Carbonífero.

Muestra 2: Tomada en la parte superior del tramo pizarroso anterior, unos cm por debajo del techo. La presencia de taxones que no sobrepasan la biozona LN como *Retispora lepidophyta* y *Rugospora flexuosa*, junto con taxones característicos de la parte superior de dicha biozona como *Umbonatisporites abstrusus* y *Ciclogranisporites leopoldi*, así como la ausencia de especies características de biozonas superiores indican que esta asociación también pertenece a la parte superior de la biozona LN.

Muestra 3: Esta muestra contiene *Aneurospora greggsii*, *Auroraspora asperella*, *Grandispora tenuispina*, *G. echinata*, *G. cornuta*, *Rugospora cf. polyptycha*, *Retispora lepidophyta*, *Retusotriletes incohatus*, *R. planus*, *Samarisporites sp.*, *Spelaeotriletes obtusus*, *S. crustatus*, *Indotriradites explanatus* y *Tumulispora malevkensis*.

La presencia de *Retispora lepidophyta* en esta asociación apunta a la biozona LN, ya que esta especie no sobrepasa el techo de dicha biozona (Higgs *et al.*, 1984 y 1988). Sin embargo, hay ausencias significativas como la de *Rugospora flexuosa* y *Vallatisporites pusillites*, los cuales tampoco traspasan el techo de la biozona LN, lo que apunta hacia la biozona superior de *Vallatisporites verrucosus-Verrucosisporites nitidus* (VI). A favor de esta segunda posibilidad, está la presencia de especies más características de la biozona VI como *Spelaeotriletes obtusus* y *Cyrtospora christifer* e incluso una espora cuya estructura es muy próxima a *Rugospora polyptycha*, la cual aparece en el Carbonífero inferior (no basal). En ter-

cer lugar existen evidencias de resedimentación en esta muestra por la presencia de *Samarisporites* sp., que tiene su techo de distribución en niveles situados por debajo del Estruniense. Todo ello indicaría una edad más moderna, perteneciente a la biozona VI (*Vallatisporites verrucosus* - *Retusotriletes incohatus*). La presencia conjunta de *Retispora lepidophyta* y *Cyrtospora christifer* ha sido atribuida a la biozona VI por Pereira *et al.* (1994) en la Fm. Tercenas (Oeste de Portugal). En la Cuenca de Munster (Irlanda), *Spelaeotriletes obtusus* y *Cirtospora cristifer* aparecen por encima de la desaparición de *Retispora lepidophyta*, caracterizando la biozona VI.

Por lo tanto, las pizarras negras que separan los dos episodios volcánicos (básico y ácido) contienen una asociación de esporas característica de la biozona VI. Esta biozona se encuentra en el estratotipo de la base del Courceyense en la sección de Old Head of Kinsale, en la Cuenca de Munster, Irlanda (Higgs *et al.*, 1988). Sin embargo la base de la biozona VI se sitúa 16 cm por debajo de la base de la biozona de *Siphonodella sulcata*, en la sección del Arroyo de Hasselbachtal, uno de los estratotipos auxiliares globales del límite Devónico/Carbonífero (D/C) y se extiende por encima de dicho límite en esa misma sección; por lo tanto, la base de esta biozona se encuentra en los niveles más altos del Devónico, muy próximos al límite D/C y sobrepasa la base del Carbonífero. Por lo tanto, la edad de las pizarras que separan los episodios volcánicos básicos y ácidos tienen una edad prácticamente en el límite D/C. Esta edad está sustentada por la datación absoluta realizada en los materiales volcánicos ácidos situados sobre dichas pizarras, que han dado una edad de 353 ± 2 Ma (Dunning *et al.*, este volumen). Esta datación coincide estrechamente con la realizada por Claoué-Long *et al.* (1992) sobre un nivel volcánico (capa 79) situado 35 cm por encima de la base del Carbonífero, en la mencionada sección de Hasselbachtal, dichos autores determinan una edad absoluta de $353,2 \pm 4$ Ma.

Muestras 4 y 5: estas muestras se tomaron en la parte inferior del GC. El contenido palinológico es mucho más escaso, de manera que solamente unas pocas especies componen la asociación de esporas, como *Auroraspora macra*, *Aratrisporites saharensis?*, *Densosporites variomarginatus*, *Latosporites* cf. *latus* y *Lycospora noctuina*. Esta asociación está constituida por especies de distribución amplia, por lo que no se puede determinar el intervalo estratigráfico preciso en

el que se encontrarían estas muestras. *Densosporites variomarginatus* y *Aratrisporites saharensis?* aparecen y se extienden por todo el Viseense, lo que nos permite establecer un límite inferior para la edad de esta muestra que sería Viseense.

Correlación con otras áreas

Desde el punto de vista bioestratigráfico y cronoestratigráfico, resulta de gran interés la similitud apuntada en el apartado anterior entre las biozonas palinológicas y las dataciones absolutas encontradas en la Sección de la Ribera del Jarama y en la Sección de Hasselbachtal. Por lo tanto, el tramo estratigráfico comprendido entre las pizarras negras a techo del GPQ, hasta el nivel dentro de las rocas volcánicas situadas por encima del tramo de pizarras negras que separa los dos tipos de volcanismo, sería correlacionable con la parte superior de los esquistos de Hasselbachtal y la parte inferior de la Caliza del mismo nombre hasta la capa 83.

El tramo de pizarras a techo del GPQ se puede correlacionar, por su posición estratigráfica, características litológicas y contenido palinológico (biozona LN) con las pizarras situadas a muro de los sulfuros masivos de las áreas de Aznalcollar y de Neves Corvo, situados ambos en una zona próxima a la de la sección estudiada. Otras áreas de interés con las que se puede comparar el tramo estratigráfico comprendido entre las pizarras a techo del GPQ y las que separan los episodios volcánicos de carácter básico y ácido, por contener asociaciones palinológicas semejantes son: la parte superior de la Fm. Tercenas e inferior de la Fm. Bordalete, en el Suroeste de Portugal (Pereira *et al.* 1996). Y en la Cuenca de Munster (Irlanda), se encuentra la Fm. Castle, excepto en su parte inferior, y la parte inferior de la Fm. Roberts Cove.

Conclusiones

Las conclusiones que se deducen del estudio se pueden resumir en los siguientes puntos:

1/ La asociación de esporas de las pizarras a techo del GPQ pertenece a la biozona LN, lo que indica una edad Estruniense superior para este techo.

2/ El límite D/C debe situarse, en esta sección, muy próximo a la base del CVS, dentro del tramo constituido por la superposición de varias coladas basálticas entre las que se intercalan niveles delgados de pizarras negras, ricas en materia orgánica y presentan facies semejantes a las descritas en otras cuencas de Europa Oc-

cidental, en los niveles estratigráficos correspondientes al límite D/C y también a las pizarras que albergan las mineralizaciones de sulfuros masivos en Aznalcollar y Neves Corvo.

3/ Los datos palinológicos indican que las manifestaciones volcánicas registradas en esta sucesión comenzaron probablemente en el Carbonífero inferior, o quizás en el Devónico terminal, continuando a lo largo del Carbonífero Inferior.

4/ La edad de la parte inferior del GC, en esta sección, es Viseense, perteneciente a la biozona NM.

5/ Por primera vez, se datan los niveles del CVS en la serie del Jarama como Tournaisiense. De la posición estratigráfica de los sulfuros masivos en esta sucesión, se deduce que su edad es Tournaisiense o Viseense inferior. Todo ello apunta hacia la existencia de, al menos, dos episodios magmáticos que dieron lugar a los sulfuros masivo de la Faja Pirítica: uno producido en el Devónico superior, muy próximo al límite D/C y otro que tuvo lugar a lo largo del Tournaisiense o del Viseense Inferior.

El evento epiclástico cuya manifestación constituye uno de los afloramientos más extensos de la FPI, con fuertes variaciones laterales, es de esa misma edad (Curceiense superior). El final de los episodios volcánicos tiene lugar con el depósito de las **pizarras moradas**, a techo del CVS (la datación se efectuó en la base del Culm). La edad de dicho nivel es del Viseense medio superior, biozona NM.

Agradecimientos

El presente trabajo constituye parte de los resultados obtenidos durante la realización de un proyecto para la Junta de Andalucía.

Referencias

- Becker, T.; Bless, M.J.M.; Brauckamnn, C.; Friman, L.; Higgs, K.; Keupp, H.; Korn, D.; Langer, W.; Paproth, E.; Racheboeuf, P.; Stoppel, D.; Streel, M. y Zakowa, H. (1984): *Courier Forsch.-Senckenberg*, 67, 181-191.
- Claoué-Long, J.C.; Jones, P.J. y Roberts, J. (1992): *Ann. Société géologique de Belgique*, 115(2), 531-549.
- Clayton, G.; Coquel, R.; Doubinger, J.; Gueninn, J.; Loboziak, S.; Owens, B. y Streel, M. (1977): *Mededelingen Rijks Geologische Diensten*, 29, 1-71.
- Higgs, K.; Clayton, G. y Keegan, B. (1988): *Geol. Surv. Of Ireland, Special Paper*, 7, 1-93.

- Higgs, K. y Streel, M., (1984): *Courier Forsch.-Senckenberg*, 67, 157-179.
- Higgs, K.; Streel, M., Korn, D. y Paproth, E. (1992): *Ann. Société géologique de Belgique*, 115(2), 551-557
- Julivert, M; Fontbote, J.M; Ribeiro, A. y Conde, L. (1972): «Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares». Escala 1:1.000.000. *ITGE*.
- Lotze, F. (1945): *Publ. Extr. Geol. Esp*, V, 149-166.
- Mutti, E. (1979): *Turbiditas et cones sous-marins profonds*. P. Homewood (Ed.) Suisse, 353-419.
- Mutti, E. y Normark, W.R. (1991). An integrated approach to the study of turbidite systems. Springer-Verlag. N.Y., pp. 75-105.
- Oliveira, J.T. (1990): En: R.D. Dalmeyer y E. Martínez (Editors); *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer, Verlag, 334-347.
- Oliveira, J.T.; Carvalho, P.; Pereira, Z.; Pacheco, N.; Fernandes, J.P. y Korn, D. (1997): *SEG-Neves Corvo Field Conference, Abstract*.
- Oliveira, J.T.; Horn, M. y Paproth, E. (1979): *Com. Serv. Geol. Portugal*, 65, 151-168.
- Pereira, Z.; Clayton, G. y Oliveira, J.T. (1994): *Ann. Société géologique de Belgique*, 117(1), 189-199.
- Pereira, Z.; Sáez, R.; Pons, J.M.; Oliveira, J.T. y Moreno, C. (1996): *Geogaceta*. 20(7), 1609-1612.
- Quesada, C. (1998): *Mineral. Deposita*, 33, 31-44.
- Schermerhorn, L.C.J. (1971): *Bol. Geol. Min.*, 82, 239-268.
- Van den Boogard, M. (1963): *Geol. Mijnb.* 42, 248-259.
- Van den Boogard, M. (1967): *Tesis Univ. Rotterdam*, 113 p.
- Van der Zwan, C.J. (1981): *Rev. Paleobot., Palynol.*, 30 (3/4), 165-286.