

Geocronología U/Pb del volcanismo ácido y granitoides de la Faja Pirítica Ibérica (Zona Surportuguesa)

U/Pb dating of acid volcanism and granitoids in the Iberian Pyrite Belt (South Portuguese Zone)

G.R. Dunning ⁽¹⁾, A. Díez Montes ⁽²⁾, J. Matas ⁽³⁾, L.M. Martín Parra ⁽³⁾, J. Almarza ⁽⁴⁾ y M. Donaire ⁽⁴⁾

⁽¹⁾ Department of Earth Sciences, Memorial University of Newfoundland, St. John's, Newfoundland, A1B3Z5, Canadá

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

⁽³⁾ Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas, nº 23, 28003-Madrid

⁽⁴⁾ Consejería de Empleo y Desarrollo Tecnológico. Junta de Andalucía

ABSTRACT

Three samples have been analyzed, two of them belong to the volcanic ones from the IPB and a third to the rocks plutonics of the BSN. The age belonging to the granitoid of Campofrío is of $354,4 \pm 5/-4$ m.y. The ages obtained for the volcanic materials are of $347,5 \pm 1,5$ m.y. for the sample of Zufre and of 353 ± 2 m.y. for the rhyolites of the SE of Nerva. Being based on the scales of the geological time, this interval of ages correspond to the Tournaisian, and moreover, suggests that the intrusion of the Sierra Norte and Beja batholiths happen at the same time. These ages also coincide with the ages obtained for the main event of the volcanism that the IPB generates. Therefore, you can conclude that both types of rocks (volcanics and plutonics) they were formed at the same time.

Key words: Iberian Pyrite Belt, South Portuguese Zone, volcanism, plutonism, U-Pb dating, zircon.

Geogaceta, 32 (2002), 127-130
ISSN:0213683X

Introducción

Durante los años 1997 a 1999 se ha realizado una cartografía a escala 1:25.000 de todo el sector español de 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 geocronológico mediante la datación U/Pb en circones, con un total de 9 dataciones absolutas, repartidas por toda la FPI. En este trabajo se presentan los resultados de tres de las muestras recogidas durante la realización de dicho proyecto.

La FPI es una de las mayores provincias metalogenéticas del Mundo, así puede llegar a contabilizarse más de 80 depósitos de sulfuros masivos polimetálicos y más de 300 indicios de manganeso. Ocupa una banda arqueada, con 250 Km de largo por 25 a 70 kilómetros de ancho, en dirección aproximada E-O. Comprende materiales sedimentarios e ígneos de edad Devónico a Carbonífero Superior, hacia el E se encuentra el Batolito de la Sierra Norte (BSN) y al N la Zona de Ossa-Morena (ZOM).

Marco Geológico y geocronología previa

La FPI forma parte de la Zona Surportuguesa (ZSP) (Fig. 1), que es la unidad más meridional en las que Lotze (1945) dividió el Macizo Ibérico y que posteriormente fue mejor definida por Jullivert *et al.* (1972) y Oliveira (1990).

A escala regional, la secuencia litoestratigráfica dentro de la FPI se reduce a las secuencias devono-carboníferas más recientes. No hay datos sobre la estratigrafía durante el Paleozoico inferior, si bien, en la zona oriental (Fig. 1) se ha diferenciado cartográficamente una serie de afloramientos, Fm. La Minilla, formados por rocas polimetamórficas y que son correlacionables litológicamente con las series cadomienses (Serie Negra) de la ZOM, estos materiales fueron denominados inicialmente por Simancas (1983) como Fm. El Ronquillo.

Las tres formaciones litológicas que clásicamente se diferencian son por orden cronológico y de muro a techo las siguientes: Grupo Pelítico Cuarcítico (GPQ) que representaría una secuencia preorogénica dentro de una plataforma continental somera; el Complejo Volca-

no-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-Pérmica 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 con tonos grises, a *mudstone* laminadas de color marrón oscuro. A techo de esta sucesión se encuentra un nivel de pizarras negras datadas como Estruniense (Rodríguez *et al.*, este volumen).

Sobre el GPQ se dispone de forma concordante un conjunto litológico volcanosedimentario integrado básicamente por pizarras negras, rocas volcanosedimentarias y por distintas uni-

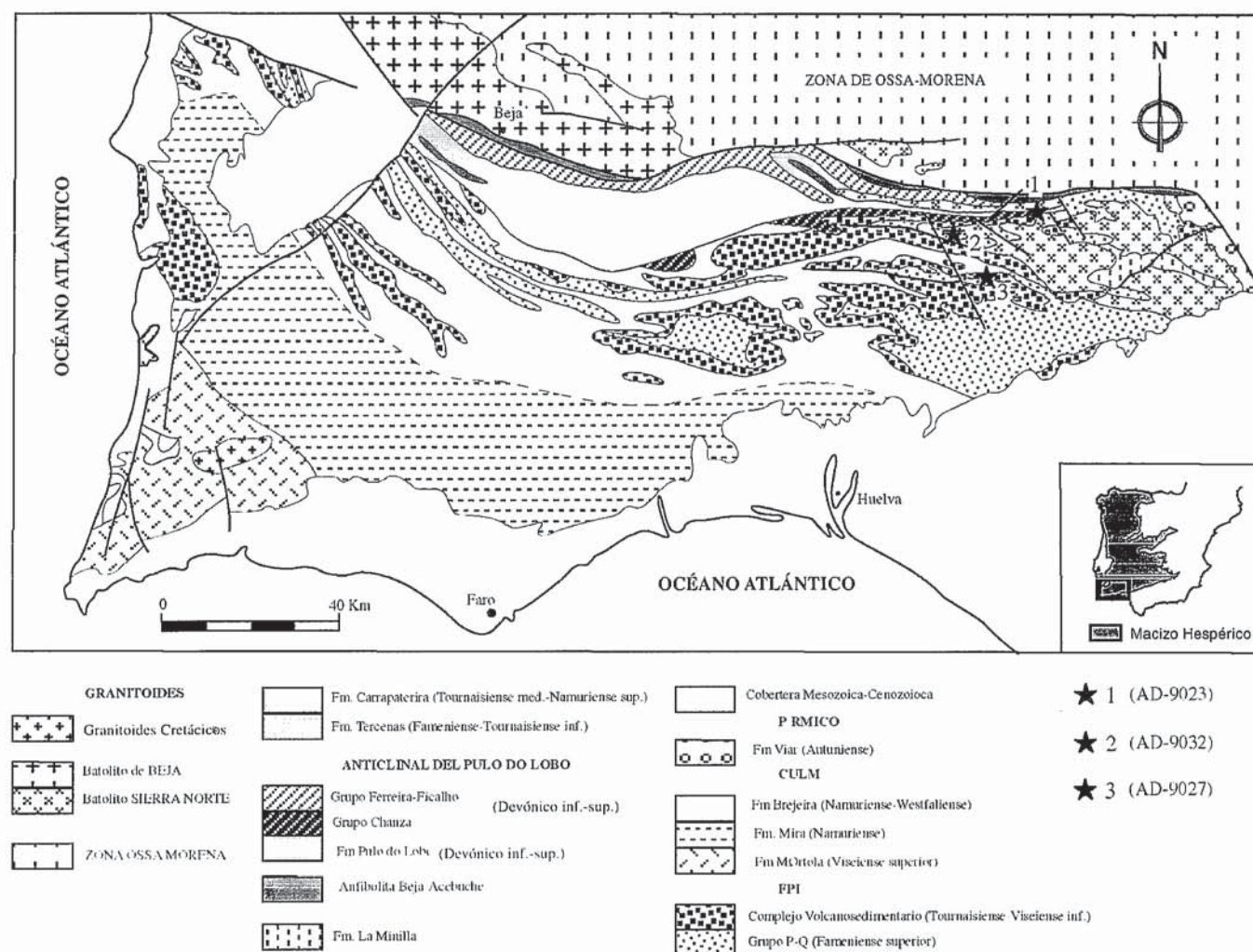


Fig.1.- Mapa geológico de la Zona Surportuguesa (Modificado a partir de Oliveira, 1990)

Fig. 1.- Geological map of the South Portuguese Zone (Modified after Oliveira, 1990)

dades 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 Flysch del Bajo Alentejo (Oliveira *et al.*, 1979), como denominaciones formales más conocidas, se utilizan para definir una potente sucesión detrítica de origen turbidítico.

Desde el punto de vista estructural, sus contactos con los conjuntos litológicos o dominios situados al N y al S es mediante accidentes tectónicos cabalgantes. Por el N, la FPI es cabalgada por el dominio más septentrional de la ZSP o Pulo do Lobo, e incluso directamente por la ZOM, con desarrollo de una ancha zona de cizalla dúctil de bajo grado metamórfico, a dúctil-frágil, inversa con fuerte componente de desgarre sinistral.

Por el S, la FPI cabalga al Dominio del Flysch del Bajo Alentejo.

La estructuración tectónica interna de la FPI es la de un imbricado de láminas cabalgantes con vergencia hacia el S, con desarrollo de corredores de cizallas de carácter dúctil a dúctil-frágil, que en su sector septentrional llegan a generar milonitas de bajo a muy bajo grado metamórfico y muestran una componente principal de desgarre con movimiento inverso hacia el Sur.

En grandes líneas, la FPI se puede dividir en dos grandes sectores desde el punto de vista estructural. El límite entre el sector septentrional de la FPI, con predominio de las zonas de cizalla con componente principal de desgarre y desarrollo de milonitas, y el sector meridional de la misma, podría situarse en un ancho corredor de cizalla que discurre al N de la localidad de Calañas. Los dos secto-

res son más o menos equivalentes al Dominio Norte o de Ríotinto y al Dominio Sur o de Tharsis de Leistel *et al.* (1998).

Los últimos trabajos geocronológicos realizados en zonas limítrofes se centran principalmente en las rocas plutónicas. Así, De la Rosa *et al.* (1999) datan la granodiorita de Gil Márquez y obtienen una edad de 353 ± 14 Ma, edad que es ligeramente más antigua que la propuesta por Kramm *et al.* (1991) (328 ± 2 Ma), para la misma roca. Pin *et al.* (1999) recogen muestras en el batolito de Beja, en las localidades de Serpa y Torrao, que son estudiadas por el método de U/Pb en circones y obtienen unas edades de 350 ± 4 Ma y 352 ± 4 Ma, respectivamente. Estas edades son interpretadas como las edades de emplazamiento de las rocas ígneas de este batolito.

Por lo que respecta a las rocas metamórficas pertenecientes a los aflora-

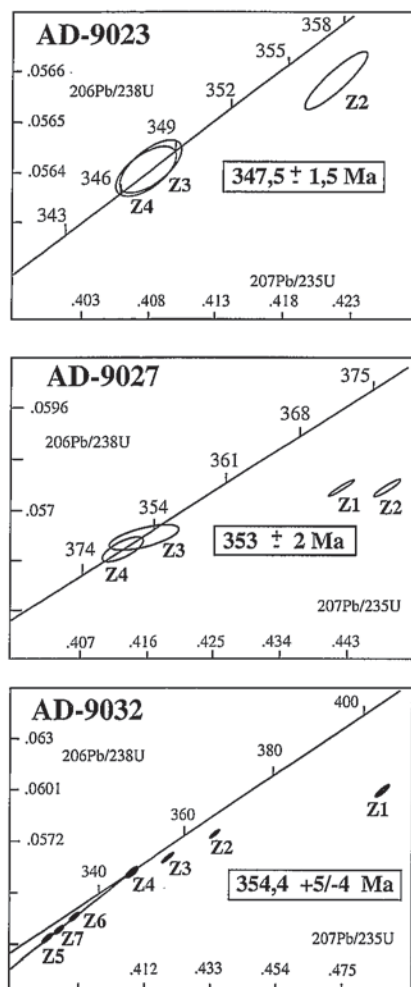


Fig. 2.- Gráficos de concordia U/Pb

Fig. 2.- U/Pb concordia plots

mientos de Aracena, Castro *et al.* (1999) obtienen una edad de 351 ± 58 Ma.

Descripción de las muestras

Muestra AD-9023: recogida al Sur de la localidad de Zufre, en la carretera comarcal 435, aproximadamente en el km 8,7 (Coordenadas UTM, Huso 29; X= 733.970; Y= 4.190.220). Esta muestra se ha tomado en las riolitas. El objetivo ha sido correlacionar cronológicamente los episodios volcánicos ácidos de la FPI, con los plutones del BSN, ya que en esta zona están ligados espacialmente y ambas rocas se encuentran juntas, pudiéndose observar un paso gradual entre ellas.

Muestra AD-9027: recogida al SE de Nerva, en una cantera utilizada para materiales de áridos (Coordenadas UTM, Huso 29; X= 717.830; Y= 4.174.370). La roca se trata de una riolita masiva, de color gris oscuro o bien con tonos rosados, con carácter porfídico marcado por fenocristales de cuarzo y feldespato. Con esta datación se trata de fijar la edad del

volcanismo riolítico en las unidades septentrionales de la FPI, que es el episodio volcánico ácido más extenso.

En general, las riolitas, en campo, muestran un aspecto muy variable, así cuando la roca está fresca, puede observarse como son rocas con una matriz afanítica de color blanco, tonos rosados, gris oscuro a negro o bien tonos violetas. Generalmente son porfídicas, con fenocristales de cuarzo y plagioclasa, sólo aquellas riolitas que presentan tonos rosados muestran una mayor escasez o ausencia de fenocristales. Cuando la roca se altera muestra una patina superficial de color blanco, donde resaltan muy bien los fenocristales (cuarzo, plagioclasa). Estos materiales se encuentran formando edificios volcánicos de tipo domos, con desarrollo de estructuras semejantes a las descritas por Goto y McPhie (1998).

Muestra AD-9032: recogida al Norte de la localidad de Campofrío, en la carretera que va desde Campofrío a Aracena (coordenadas UTM, Huso 29; X= 614.400; Y= 4.184.200). Esta muestra se ha tomado en el granito de Campofrío, que pertenece al BSN. Se trata de un granitoide de grano medio a grueso, biotítico, con fenocristales de cuarzo y feldespato potásico.

En este afloramiento lo más característico son los grandes cristales de cuarzo, muy abundantes, con hábito idiomorfo y con golfos de corrosión. Esta muestra es la única que se ha recogido en rocas plutónicas, con el objetivo de correlacionar cronológicamente el plutonismo del BSN con el volcanismo de la FPI.

En general, estos granitoides tienen un tamaño de grano medio, afloran en bolos de tamaño métrico con formas angulosas a redondeadas. En fresco tienen un color gris claro a blanquecino y cuando están alterados muestran un color beige amarillento.

En campo, se observa como los cristales de cuarzo forman dos grupos, atendiendo al tamaño y hábito, así el cuarzo que forma parte de la mesostasis tiene un tamaño de 2-4 mm, es subidiomorfo, observándose a simple vista caras cristalinas bien desarrolladas y puede tener golfos de corrosión. El otro tipo de cristales de cuarzo presenta formas redondeadas, con un tamaño de 5-10 mm y suelen tener finas orlas (1-2 mm) de feldespato de color blanquecino. Estos cuarzoes de gran tamaño son muy característicos, y su tamaño varía en función del tamaño de la mesostasis, así a mayor tamaño de la mesostasis, los cristales de cuarzo tienen mayor tamaño.

El contenido en biotita es muy variable de unos puntos a otros, incluso dentro de un mismo afloramiento. Puede presentarse en cristales aislados (1-3 mm), fina, con secciones hexagonales o bien en pequeños agregados.

La plagioclasa se presenta en cristales subidiomorfos a idiomorfos, de 2-4 mm; cuando la roca presenta cierto grado de alteración, puede observarse muy bien la textura plagiomorfa, donde los cristales de plagioclasa resaltan por su color blanquecino. De forma puntual, hay cristales de plagioclasa con formas tabulares que pueden llegar a tener hasta 7 mm de largo.

Resultados U/Pb

Los análisis se han realizado sobre circones euhedrales de alta calidad. Estos circones tienen un componente de circones más antiguos heredados, no visible al microscopio, que es común en rocas félsicas producidas por fusión cortical.

Estos análisis fueron seguidos por una selección de nuevas fracciones de un pequeño número de circones euhedrales aciculares para su análisis. Esta morfología de los circones es improbable que contengan núcleos heredados y en este trabajo son los cristales analizados y utilizados para resolver la edad de cristalización de la roca (Fig. 2).

Muestra AD-9023: cuatro fracciones de circones claramente euhedrales fueron analizadas en esta muestra y la primera fracción, con los cristales más grandes, contiene la mayor proporción de herencia más antigua. Dos nuevos análisis (Z3, Z4), producen una concordia y ofrecen una edad de cristalización de $347,5 \pm 1,5$ Ma.

Muestra AD-9027: en esta muestra fueron analizadas cuatro fracciones de circones euhedrales. Z1 y Z2 con mayor porcentaje de grandes circones en la muestra, se desplazan a la derecha de la concordia y claramente contienen un componente más viejo heredado. Dos análisis subsecuentes (Z3, Z4), de circones más pequeños y con formas aciculares, son ambos concordantes y dan una edad de 353 ± 2 Ma para esta roca.

Muestra AD-9032: como con las dos muestras anteriores, los primeros análisis de los circones euhedrales de mayor tamaño de esta roca, contienen una componente heredada de circones más antiguos. Nuevos análisis de circones claramente aciculares, proporcionaron datos con edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 354-348 Ma y con

una discordia creciente, un modelo normal debido a la pérdida de plomo de los granos. Juntas estas cuatro fracciones, dan una edad de cristalización ígnea de $354,4 \pm 5/-4$ Ma.

Conclusiones

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

1/ La edad de la muestra tomada en el granitoide de Campofrío, perteneciente al Batolito de la Sierra Norte, es de $354,4 \pm 5/-4$ Ma.

2/ Las edades obtenidas para los materiales volcánicos son de $347,5 \pm 1,5$ Ma para la muestra de Zufre y de 353 ± 2 Ma para las riolitas del SE de Nerva.

3/ Basándose en las escalas de tiempo geológico (IUGS, 2000), las edades obtenidas corresponden al Tournaisiense, poniéndose de manifiesto, que la intrusión de los batolitos de la Sierra Norte y Beja ocurren a la vez durante este corto lapso de tiempo, además estas edades coinciden

con las edades obtenidas para el principal evento del volcanismo que genera la FPI. Por lo tanto, se puede concluir que ambos tipos de rocas (volcánicas y plutónicas) se formaron al mismo tiempo.

Agradecimientos

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

Referencias

- Castro, A.; Fernández, C.; El-Hmidi, H.; El-Biad, M.; Díaz, M.; de la Rosa, J.D. y Stuart, F. (1999): *Int. Jour. Earth Sciences*, 88(1), 26-37.
- De la Rosa, J.D.; Castro, A. y Jenner, G. (1999): *XV Reun. Geol. Oeste Penins.*, pp. 81-88.
- Goto, Y. y McPhie, J. (1998): *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*, 84 (3-4), 273-286.
- IUGS (2000): *International Stratigraphic Chart*. Jürgen Remane (Ed.)

- Julivert, M.; Fontbote, J.M.; Ribeiro, A. y Conde, L. (1972): «Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares». Escala 1:1.000.000. *IGME*. Memoria explicativa (1974).
- Kramm, U.; Giese, U.; Zhuralev, D. y Walter, R. (1991): *Tectonophysics*, 177, 307-323.
- Leistel, J.M.; Marcoux, E.; Deschamps, Y. y Joubert, M. (1998): *Mineral. Deposita*, 33, 82-97.
- Lotze, F. (1945): *Publ. Extr. Geol. Esp.*, V: 149-166.
- Oliveira, J.T. (1990): En: R.D. Dalmeyer y E. Martínez (Editors); *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer, Verlag: 334-347.
- Oliveira, J.T.; Horn, M. y Paproth, E. (1979): *Com. Serv. Geol. Portugal*, 65, 151-168.
- Pin, C.; Paquette, J.L. y Fonseca, P. (1999): *XV Reun. Geol. Oeste Penins.*, pp. 219-222.
- Schermerhorn, L.C.J. (1971): *Bol. Geol. Min.*, 82, 239-268.
- Simancas, J.F. (1983): *Tesis Doctoral*, Univ. Granada.