

Magmatismo alcalino tardicadomiense en la zona de Ossa Morena (Macizo Ibérico): Cartografía, petrografía y geoquímica preliminar del Macizo de Almedral

The Cadomian late-orogenic alkaline magmatism in the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif): preliminary cartography, petrography, and geochemistry of the Almedral massif

R. Sánchez Carretero(*), M. Carracedo(**), L. Eguiluz(***) y A. Alonso Olazabal(**)

(*) INGENISA, c/ Antonio Barroso y Castillo 2, 1º, 14006 Córdoba
 (**) Dpto. de Mineralogía y Petrología, Univ. del País Vasco, Apdo. 644, 48080 Bilbao
 (***) Dpto. de Geodinámica, Univ. del País Vasco, Apdo. 644, 48080 Bilbao

ABSTRACT

The Almedral massif is located in the north-western branch of the Olivenza-Monesterio antiform (Ossa Morena Zone, Iberian Massif, Spain). The pluton is composed by gabbros, sienites and alkaline granites which define an alkaline/transitional association. This magmatism marks the transition between the Cadomian orogenic regime and the Pre-Hercynian intracontinental rift for this sector.

Key-words: Ossa Morena Zone, alkaline/transitional magmatism, Cadomian late-orogenic alkaline stage

Geogaceta, 26 (1999), 87-90
 ISSN: 0213683X

Introducción

Los granitoides alcalinos y peralcalinos (tipo A), escasamente representados en la Península Ibérica en comparación con otros tipos de granitoides (e.g. granitoides calcoalcalinos y granitos peralumínicos), son relativamente abundantes en distintas áreas de la antiforma de Olivenza-Monesterio (Zona de Ossa Morena, ZOM, Macizo Ibérico). En la mitad septentrional de esta estructura, al W de la provincia de Badajoz (Figura 1A) afloran varios cuerpos subvolcánicos o volcánicos y complejos plutónicos, de reducidas dimensiones, que responden a una tipología A (alcalinos y anorogénicos): i) complejo circular de Barcarrota (Galindo, 1989), ii) el macizo de Feria-Sierra Vieja (Dupont, 1979), iii) el macizo de Almedral (Galindo, 1989), iv) el ortogneis de San Amaro (Apalategui *et al.*, 1988; Galindo y Portugal Ferreira, 1989), v) las albitas de la Boveda (Dupont, 1979) y vi) afloramientos más alejados como el pórfido de la Valera etc. (Ruiz *et al.*, 1984).

Uno de los peor conocidos es el macizo de Almedral. En este trabajo se presentan los primeros datos cartográficos, petrográficos y geoquímicos obtenidos sobre este macizo en el marco de un Proyecto de Investigación que aborda el estudio del plutonismo y vulcanismo alcalino en la ZOM.

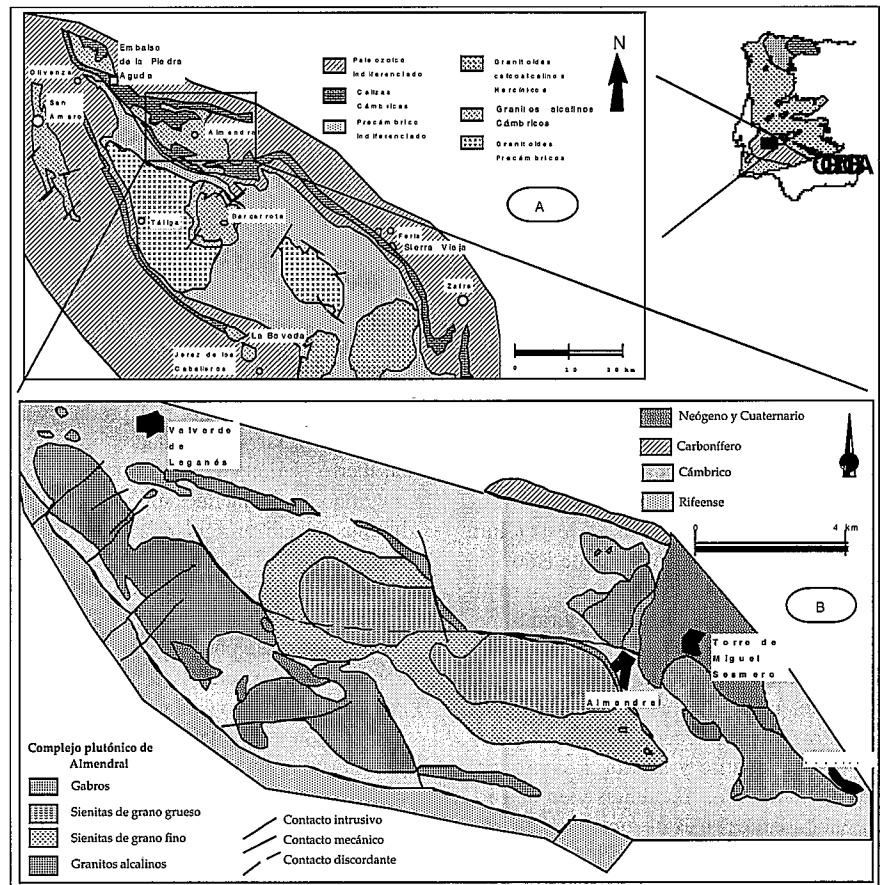


Fig. 1.- Esquema cartográfico que recoge A) la ubicación del Macizo de Almedral en el contexto geológico de la terminación NW de Olivenza-Monesterio (ZOM) y B) la cartografía del Macizo.

Fig. 1.- Geological sketch map with A) location of the Almedral Massif in the framework of the Olivenza-Monesterio antiform (NW sector) and B) Simplified lithologies of the Almedral Massif

Rasgos geológicos del complejo plutónico

El complejo plutónico de Almendral (CPA) se extiende en dirección ONO-ESE entre las localidades de Valverde de Leganés y Nogales. Está formado por varias intrusiones, de reducidas dimensiones, constituidas por gabros, sienitas y granitos de feldespato alcalino. Estos cuerpos intruyen en niveles epizonales sobre materiales detrítico-carbonatados de edad Cámbrico inferior, pertenecientes a la secuencia Carbonatada (Eguiluz *et al.*, 1997). El área estudiada se ubica sobre el flanco norte de la antiforma de Olivenza-Monesterio, en la prolongación del sinclinal de Alconera. Materiales neógenos y cuaternarios recubren en discordancia amplios sectores del CPA y su encajante (Figura 1B).

La estructura del CPA es a grandes rasgos zonada y concéntrica. Las rocas de composición sienítica ocupan la zona central, rodeada por los granitos que contactan o no directamente con las sienitas, describiendo un anillo externo elongado, discontinuo y asimétrico. Los gabros afloran en el sector septentrional del complejo en pequeños cuerpos dispersos. La zona central sienítica presenta a su vez una estructura zonada concéntrica, marcada por un núcleo constituido por rocas granudas de grano medio-grueso y una zona de borde integrada por facies de grano fino; ambas subfacies están relacionadas por contactos intrusivos, pero las malas condiciones de afloramiento impiden por el momento determinar la secuencia de intrusión. Los gabros y las sienitas no presentan contactos mutuos y ambos litotipos están intruidos por los granitos.

Características petrográficas

Los gabros son rocas de estructura masiva y fábrica aparentemente isotrópica, holocristalinas faneríticas, con textura hipidiomórfica equigranular, de grano medio. Los minerales principales son plagioclasa cálcica, anfíbol (hornblenda marrón y verde, poiquilítica) y clinopiroxeno, mientras que los accesorios son magnetita, esfena, apatito y biotita. Los productos de alteración, frecuentes y en ocasiones abundantes en estas rocas, son clorita, anfíbol actinolítico, sericita, calcita, epidota, leucoxeno, ceolitas, ilmenita, óxidos de hierro, etc.

Las sienitas de grano medio-grueso son rocas holocristalinas faneríticas, con textura hipidiomórfica equigranular de

tipo agpaítico (Bard, 1985). Los minerales principales son feldespato alcalino perfitico (< 88 % modal), riebeckita y aegirina (máficos < 9-10 % modal). Las fases accesorias son cuarzo (intersticial), magnetita, pirita, fayalita, esfena y albita. Los minerales secundarios de alteración son óxidos de hierro, agregados filosilicatados de grano muy fino, epidota, esfena, anfíbol fibroso, calcita. Ocasionalmente el cuarzo es mineral principal. Las rocas son composicionalmente sienitas y cuarzosienitas.

Las sienitas de grano fino tienen una mineralogía similar a las anteriores pero el cuarzo es, en general, más abundante. Presentan una textura alotriomórfica inequigranular seriada, de tamaño de grano fino-medio, también con disposición agpaítica de las fases máficas. La presencia de cuarzo en proporciones accesorias o principales hace que las rocas respondan a composiciones variables entre sienitas y cuarzosienitas, alcanzando localmente composiciones de granitos de feldespato alcalino.

Ambas facies sieníticas presentan una estructura masiva con fábrica aparentemente isotrópica aunque localmente adquieren una fábrica planar a plano lineal, fluidal de origen ígneo, marcada por la orientación de los feldespatos de forma paralela a los contactos.

Los granitos de feldespato alcalino tienen estructura masiva y fábrica aparentemente isotrópica, son holocristalinas faneríticas, y presentan textura alotriomórfica equigranular de grano fino, con frecuente desarrollo de microtexturas granofídicas. Están compuestos por feldespato alcalino perfitico, cuarzo, \pm anfíbol sódico (riebeckita), \pm albita. Como minerales accesorios presentan opacos, biotita, pirita, circón, esfena y posible fayalita. Los productos secundarios están representados por óxidos de hierro, sericita y filosilicatos de grano muy fino. Los minerales máficos, anfíbol y biotita, cristalizan igualmente en disposición agpaítica. Localmente presentan cavidades miarolíticas ocupadas por cuarzo y feldespatos alcalinos. Con cierta frecuencia tienen un aspecto porfídico, marcado por la aparición de pequeños fenocristales de cuarzo y feldespato (< 5 mm). Localmente afloran facies de tamaño de grano algo más grueso (grano medio) con textura hipidiomórfica equigranular, con una mineralogía similar a la facies principal, pero con riebeckita y ocasionalmente biotita en proporciones principales. Todas las subfacies son granitos de feldespato alcalino y la presencia de riebeckita permite clasificarlos como granitos alcalinos. En la mayor parte de las muestras aparece un único feldespato de tipo perfitico y sólo de forma local aparece

además albita. Estos granitos son por tanto mayoritariamente hipersolvus.

Edad del complejo

Los datos de campo indican solamente que los 3 litotipos que integran el CPA son posteriores al Cámbrico inferior y anteriores al Neógeno. La naturaleza alcalina y anular del CPA, unido a la ausencia de evidencias deformacionales importantes, induce a relacionarlas con una situación anorogénica, posterior a la orogénia Hercínica. No obstante, evidencias regionales y su correlación con el vulcanismo alcalino del Cámbrico medio, han permitido asignarles una edad Cámbrico medio-superior (Sánchez Carretero *et al.*, 1991). Los datos radiométricos existentes confirman estas asignaciones. Galindo y Portugal Ferreira (1988) señalan que las sienitas del CPA ofrecen edades K-Ar que oscilan entre 450 ± 12 y 481 ± 10 Ma. También datan albititas y granofidos situados al ONO de las facies sieníticas, cuya relación con la estructura anular de Almendral no está confirmada, que presentan edades, también K-Ar, comprendidas entre 251 ± 5 y 308 ± 5 Ma. La edad de las sienitas está próxima a la obtenida para el vecino plutón de Barcarrota, que ronda los 500 Ma tanto en dataciones K-Ar (Galindo, 1989) como Rb-Sr (Galindo *et al.*, 1990) o U-Pb (Ochsner, 1993). La edad de albititas y granofidos es parecida a la obtenida por el método K-Ar para el también vecino Macizo de Fera, comprendida entre 268 ± 13 y 317 ± 15 Ma (Dupont y Bonin, 1981), si bien en este caso las evidencias de campo demuestran que se trata de rocas subvolcánicas cámbricas. La proximidad en la edad obtenida para el Macizo de Barcarrota (Rb/Sr, U-Pb) y para las sienitas de Almendral (K-Ar), junto a las evidencias cartográficas confirman la existencia de un episodio magmático tardi-postcadomiense en la región. En principio, y a la espera de la obtención de datos radiométricos sobre granitos y gabros, la relación espacial existente entre estas facies y las sienitas, se puede postular que todas podrían formar parte del mismo ciclo tectono-magmático.

Caracterización geoquímica

Geoquímica de elementos mayores. Los diversos litotipos se clasifican en el diagrama TAS (Wilson, 1988) como gabros, sienitas, granitos alcalinos y granitos subalcalinos (Figura 2A). Los gabros son rocas alcalinas sódicas (hawaíticas) metaaluminosas ($A/CNK=0,75$), con mo-

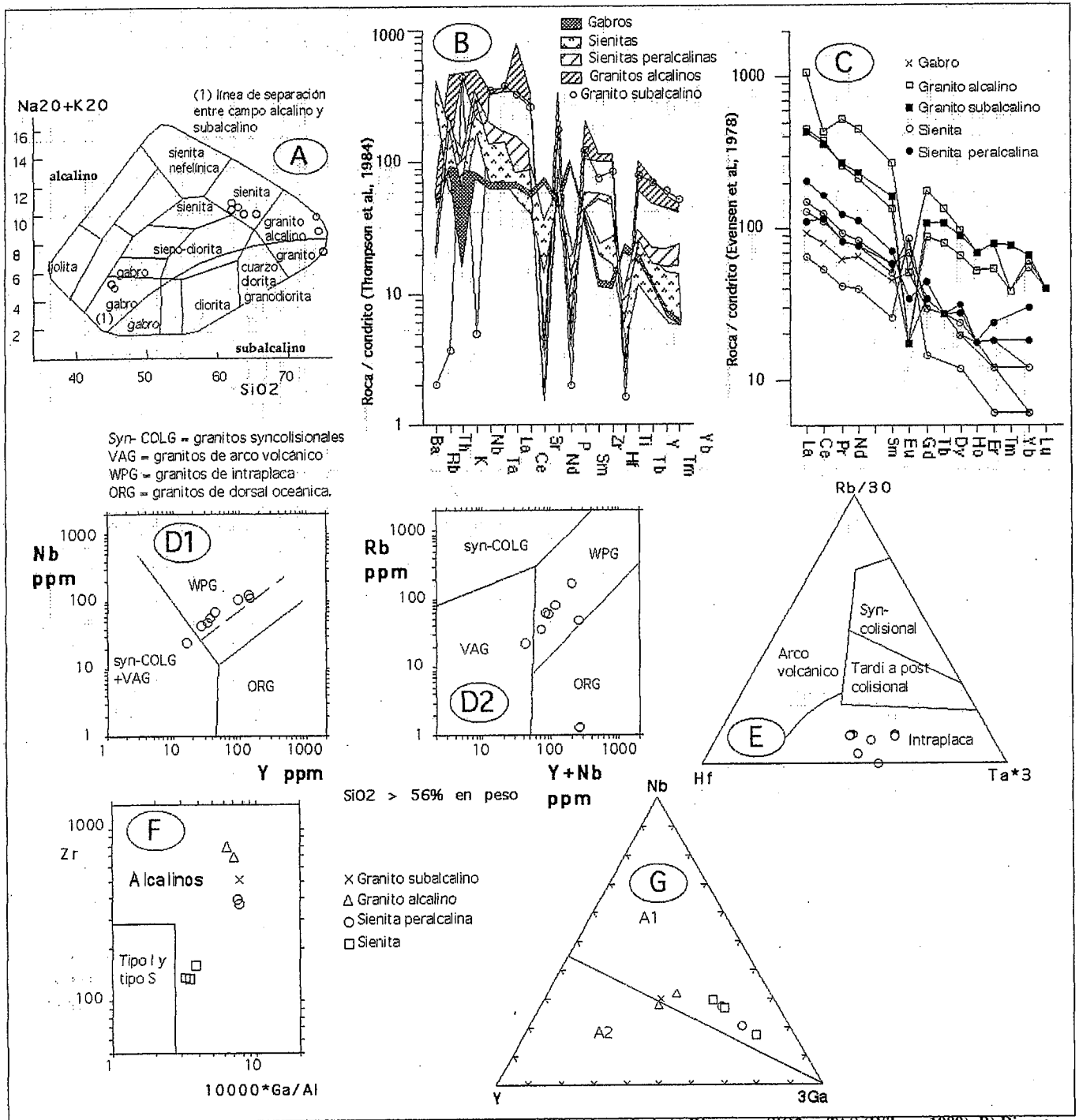


Fig. 2.- Diagramas que reflejan las características geoquímicas del macizo de Almendral: A) Diagrama SiO₂ vs TAS (Wilson, 1989), B) Diagramas de elementos incompatibles normalizados, C) Diagramas de REE normalizados, D) Diagramas de Pearce et al. (1984), E) Diagrama de Harris et al. (1986), F) Diagrama de Whalen et al. (1987) y G) Diagrama de Eby (1992).

Fig. 2.- Geochemical features of the Almendral Massif. A) SiO₂ vs TAS (Wilson, 1989), B) Spider-diagram of incompatible elements, C) Spider-diagram of rare earth elements (REE), and discriminative diagrams of Pearce et al. (1984) (D), Harris et al. (1986) (E), Whalen et al (1987) (F) and Eby (1992) (G)

derada subsaturación en sílice ($N_{e_{CIPW}} = 5,09\%$). Dentro del conjunto sienítico hay términos alcalinos y peralcalinos. Las sienitas no peralcalinas son rocas intermedias ($SiO_2 = 62-63\%$), alcalinas sódicas, metaaluminosas ($A/CNK = 0,87-0,95$ y $A/NK = 1,06-1,16$), ligeramente sobresaturadas ($Qz_{CIPW} = 1,09\%$) a saturadas en sílice. Las sienitas peralcalinas ($A/NK = 0,81-0,85$

y metasilicato sódico en la norma CIPW = 2,41-1,37%) son rocas ácidas ($SiO_2 = 64-65\%$) sobresaturadas en sílice ($Qz_{CIPW} = 10-14\%$) de tendencia pantellerítica. Los granitos alcalinos (total de álcalis = 9% y $SiO_2 = 74\%$), son rocas sobresaturadas en sílice ($Qz_{CIPW} = 26-30\%$), moderadamente metaaluminosas a ligeramente peraluminosas ($A/CNK = 0,97-1,09$). Los granitos subalca-

linos (total de álcalis = 7,47% y $SiO_2 = 75\%$) son rocas sobresaturadas en sílice ($Qz_{CIPW} = 29\%$), moderadamente peralcalinas ($A/NK = 0,99$) con metasilicato sódico CIPW = 0,05%, muy ricos en Na₂O (7,37%) y muy pobres en K₂O (0,07%).

Elementos traza incompatibles.- Los spiderdiagramas de elementos traza incompatibles son bastante homogéneos

dentro de los grupos geoquímicos establecidos pero difieren notablemente de unos grupos a otros, aumentando los contenidos globales hacia los términos más ácidos (Fig. 2B). Los gabros presentan diagramas en «escalón», con tendencia plana en los elementos traza más incompatibles y fuerte descenso a mitad del espectro hacia los menos incompatibles. El resto presentan diagramas más fraccionados, más ricos en los elementos más incompatibles, con picos y/o valles distintivos en cada grupo. Las sienitas presentan valles en Sr, P y Ti y un pico en Ba. Las sienitas peralcalinas presentan fuertes anomalías negativas en Sr, P, Ti y, además, en Ba. Las anomalías negativas en Sr, P, Ti y Ba se agudizan en el caso de los granitos; además, el granito subalcalino, pobre en K, ofrece una valle más acusado en Ba y una fuerte anomalía negativa en Rb (Fig. 2B).

Tierras Raras (REE).- Los diagramas de REE son también relativamente homogéneos dentro de cada grupo composicional pero difieren notablemente de unos grupos a otros, aumentando igualmente los contenidos globales hacia los términos más ácidos (Figura 2C). Los gabros presentan un espectro más fraccionado en tierras raras pesadas (HREE) que en ligeras (LREE), con una pequeña anomalía positiva en Eu. Las sienitas presentan espectros poco fraccionados en REE, con una marcada anomalía positiva en Eu. Las sienitas peralcalinas ofrecen espectros paralelos a las sienitas, algo más ricos en REE, pero, contrariamente, con una marcada anomalía negativa en Eu. Los granitos alcalinos presentan espectros más fraccionados en LREE que en HREE, con una marcada anomalía negativa en Eu. Los granitos subalcalinos presentan espectros muy similares a los alcalinos (Fig. 2C).

Asociación magmática y marco geodinámico

Consideradas en conjunto, aunque teniendo en cuenta lo expuesto en el apartado referente a la edad, las rocas del CPA pueden constituir una asociación medianamente alcalina y/o transicional. La presencia de las sienitas aproxima la asociación de Almendral a las series moderadamente alcali-

nas. Sin embargo, el carácter transicional se manifiesta en la posición de los gabros en diversos diagramas de discriminación tectono-magmática. Los granitoides se proyectan mayoritariamente en dominios de intraplaca de los diagramas de Pearce *et al.* (1984) (Fig. 2D) y Harris *et al.* (1984) (Figura 2E) o en el campo de los granitoides de tipo A de Whalen *et al.* (1987) (Figura 2F). El elevado contenido en Ba y Sr de los términos ácidos y su posición en los campos WPG y VAG del diagrama Rb vs Nb+Y aproxima su composición a la de los granitoides alcalinos post-orogénicos (Bonin, 1990). En función de la relación Y/Nb, comprendida entre 0.61 y 1.13, las rocas pertenecen al grupo A1 de Eby (1992). Este grupo representa diferenciados de magmas derivados de fuentes parecidas a aquellas de los basaltos de isla oceánica, pero emplazados en rifts continentales o durante el magmatismo de intraplaca (Eby, 1992). En este mismo sentido, los gabros de Almendral presentan relaciones Yb/Ta e Y/Nb iguales a 1, características de los basaltos de isla oceánica (Eby, 1992) y sus spiderdiagramas de elementos traza y de REE son muy similares a los que presentan tanto los basaltos alcalinos como los transicionales del rift de África (Wilson, 1989).

Los datos de campo y geoquímicos señalan que el macizo de Almendral tiene un carácter transicional/alcalino y está relacionado con un ambiente de intraplaca continental. La ausencia de evidencias de un rift evolucionado restringen el ambiente a un pre-rift, posiblemente asociado a una situación de levantamiento epeirogénico continental tardío a post-orogénico o a las etapas iniciales de un rift. La edad de 450 ± 12 y 481 ± 10 Ma obtenida para las sienitas por Galindo y Portugal Ferreira (1988) sitúa el evento tectonomagmático en el Ordovícico inferior-medio. No obstante, como se ha indicado con anterioridad, la estrecha relación espacial y petrogenética con el vulcanismo alcalino del Cámbrico medio sugieren que la edad más probable ronda los 500 Ma. Este magmatismo marca por tanto el final del régimen orogénico Cadomiense y la transición a un régimen de rift intracontinental, que inicia el ciclo de Wilson Hercínico (Ochsner, 1993). La adscripción de gabros y granitos a este evento será confirmada o descartada con la ayuda de nuevos datos geocronológicos.

Agradecimientos

INGEMISA y Proyectos de investigación: UPV 130/310-EB207/96, DGCYT PB97-0648

Referencias

- Apalategui, O. *et al.* (1988). Hoja MAGNA, nº 801/9-32, Olivenza, IGME.
- Bonin, B. (1990). *Geol. Jour.*, 25: 261-270.
- Dupont, R. (1979). *Tesis Doctoral*, I.N.P. de Lorraine, 361 pp
- Duont, R. y Bonin, B. (1981). *Bull. Soc. Geol. France*, XXII, 477-485.
- Eby, N. (1992). *Geology*, 20, 641-644.
- Eguiluz, L.; Apraiz, A.; Martínez-Torres, L. M. y Palacios, T. (1997). *Geogaceta*, 22, 59-62.
- Evensen, N. H.; Hamilton, P. J. y O' Nions, R. K. (1978). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 1199-1212.
- Galindo, C. (1989). *Mem. e Not., Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 108, 33-38.
- Galindo, C. (1989). *Tesis Doctoral*, Univ. Complutense Madrid, 261 pp.
- Galindo, C. y Portugal Ferreira, M. (1989). *Mem. e Not. Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 108: 45-67.
- Galindo, C. y Portugal Ferreira, M. R. (1988). *Reun. Oeste Peninsular*, Braganza.
- Galindo, C.; Portugal Ferreira, M. R.; Casquet, C. y Priem, H. N. A. (1990). *Geogaceta*, 8, 7-10.
- Ochsner, A. (1993). *Tesis Doctoral*, Swiss Federal Institute of Technology Zurich, 249 pp.
- Pearce, J.; Harris, N. B. W. y Tindle, A. G. (1984). *Jour. Petrol.*, 25, 956-983.
- Ruiz, J. L. *et al.* (1984). *Hoja MAGNA, nº 896/10-36, Higuera La Real*, IGME.
- Sánchez Carretero, R.; Eguiluz, L.; Pascual, E. y Carracedo, M. (1990). In: Dallmeyer, D. y Martínez García, E. (eds). Springer Verlag, Berlin, 292-313 pp.
- Thompson, R. N.; Morrinson, M. A., Dickinson, A. P. y Hendry, G. L. (1984). *Phil. Trans. Roy. Ast. Soc. London*, A310, 549-590.
- Whalen, J.B.; Currie, K.L. y Chappell, B.W. (1987). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, 407-419.
- Wilson, M. (1988). Unwyn Hyman, Londres, 466 pp.