

Geocronología por el método Rb-Sr de las episienitas de la Sierra del Guadarrama, S.C.E., España.

J.M. Caballero (*), C. Casquet (*), C. Galindo (*), J.M. Gonzalez-Casado (**), R. Pankhurst (***), F. Tornos (****)

(*) Dpto. Petrología y Geoquímica, Fac. CC. Geológicas. U.C.M., 28040 Madrid.

(**) Dpto. Geología y Geoquímica. Fac. Ciencias. U.A.M., 28049 Madrid.

(***) British Antarctic Survey, c/o NERC Isotope Geosciences Laboratory, Keyworth, U.K.

(****) Instituto Tecnológico Geominero de España (I.T.G.E.). Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

ABSTRACT

Rb-Sr dating by internal isochrones of the episyenites (hydrothermally dequartzified and alkali-metasomatized granites) from the Sierra del Guadarrama gives an age of 274 ± 6 M.y., i.e. Early Permian. The episyenites were formed shortly after E-W dyke swarms (granitoid porphyries and microdiorites); which probably behaved as "heat engines" for the hydrothermal systems.

RESUMEN

La datación por el método Rb-Sr (isócrona interna) de las episienitas (granitos decuarcificados y alcalinizados hidrotermalmente) de la Sierra del Guadarrama arroja una edad de 274 ± 6 M.a., Pérmico Inferior. Además, las episienitas se formaron con ligera posterioridad a los enjambres de diques (pórfidos granitoideos y microdioritas) de dirección E-W. La intrusión de estos haces filonianos daría lugar, probablemente, a las anomalías térmicas necesarias para la instalación de estos sistemas convectivos hidrotermales.

Key words: *Episienitas, geocronología, Rb-Sr, Sierra del Guadarrama*

Geogaceta, 13 (1993), 16-18

ISSN: 0213683X

Introducción

La Sierra del Guadarrama es parte del basamento hercínico ibérico y está constituida fundamentalmente por granitoides y rocas metamórficas de alto grado.

Los cuerpos plutónicos se emplazaron con posterioridad a las fases mayores hercínicas, en el intervalo 345-275 M.a. (Viallette *et al.*, 1981; Ibarrola *et al.*, 1987; Pérez-Soba, 1991). Son mayoritariamente cuerpos peraluminicos, de adamellíticos a leucograníticos. Así mismo, se encuentran cuerpos minoritarios más básicos (Q-dioritas a tonalitas) y una asociación tardía de afinidad monzonítica formada por adamellitas y granitos (Brandebourger *et al.*, 1983; Fúster y Villaseca, 1987; Casillas y Peinado, 1987).

La actividad ígnea plutónica va seguida por el emplazamiento de tres sistemas de diques de gran importancia regional (Huertas, 1991). Los dos primeros consisten en pórfidos granitoideos y microdioritas; el primero presenta una dirección E-W y es el sistema dominante, mientras que el segundo presenta una dirección N-S, estando representado sólo por un reducido número de di-

ques muy localizados geográficamente. El tercero, de tendencia monzonítica, se emplaza con direcciones NE-SW y se observa sólo en un sector muy restringido del Guadarrama. La edad de estos tres sistemas se desconoce todavía.

Las episienitas son granitoides decuarcificados y alcalinizados; en general se presentan como cuerpos discretos de tendencia tabular, con longitudes entre kilométricas a métricas y anchos entre hectométricos a centimétricos. Las direcciones principales son: N90E, N110E y N20E.

Petrográficamente se clasifican en dos grupos: episienitas de tendencia microclínica y episienitas de tendencia albítica (Caballero *et al.*, 1991). Estas últimas se dividen en:

— Episienitas piroxénicas y anfíbólicas. Se caracterizan por la presencia de piroxeno (hedembergita o augita egi-rfónica) y anfíbol (hastingsita), respectivamente, sin clorita asociada.

— Episienitas cloríticas. Estas episienitas presentan los tonos rosas con los que generalmente se han caracterizado a estas litologías y corresponden a tipos retrogradados. En general presentan una asociación mineralógica no ade-

cuada para su utilización con fines geocronológicos.

Se forman en zonas de elevada microfRACTURACIÓN generadas en campos de esfuerzos de tipo extensional (González-Casado *et al.*, en este volumen) por la acción de fluidos hiposalinos percolantes a elevada temperatura (Casquet *et al.*, 1992). Se desarrollan sobre todos los tipos plutónicos y afectan también, al menos, al sistema filoniano E-W (pórfidos y microdioritas).

El objetivo del trabajo, que se complementa con otro previo (Caballero *et al.*, 1992), es la localización precisa en el tiempo de estos procesos como paso necesario para su encuadre geodinámico en el marco de la Cadena Hercínica Ibérica.

Metodología

En el trabajo se ha optado por la datación de la alteración episienítica mediante isócronas internas, eligiéndose muestras que corresponden a los tres tipos albíticos definidos: La muestra J37 corresponde a una episienita piroxénica, J34 a una episienita anfíbólica y J130 a una episienita clorítica que se caracteriza por la presencia de un anfíbol

Tabla I.— Relaciones isotópicas y determinaciones de error. Anf.- Anfíbol, Px.- Piroxeno, Fd.- Feldespato, W.R.- Roca total, Bt.- Biotita, Ep.- Epidota.

Muestra	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	(s.d.) %	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	(s.d.) %
J37, Anf	9.6701	0.5	0.750149	0.01
J37, Px	0.5395	0.5	0.714121	0.01
J37, Fd	7.6974	0.5	0.741587	0.01
J37, W.R.	3.6020	0.5	0.726287	0.01
J34, Anf	13.6608	0.5	0.764192	0.01
J34, Bt	320.6082	0.5	0.764192	0.025
J34, Fd	5.9904	0.5	0.734156	0.01
J34, W.R.	4.7887	0.5	0.730050	0.01
J130, Anf	3.2494	0.5	0.724954	0.01
J130, Fd	7.6295	0.5	0.741788	0.01
J130, Ep	0.0560	0.5	0.712680	0.01

Tabla II.— Posibles edades y MSWD para las muestras J37 y J34, con y sin feldespatos.

Muestra	WSWD	Edad(M.a)
J37	7.77	274 ± 7
J37-Fd	0.39	277 ± 3
J34	5.90	274 ± 6
J34-Fd	3.37	274 ± 4

Tabla III.— Edades K-Ar de las episienitas de la Sierra del Guadarrama. Tomadas de Caballero *et al.*, 1992

Muestra	Mineral	Edad (M.a)
J34f2	Anf	258.3 ± 7.0
J130b	Anf	230.0 ± 6.5
J83e	Anf	224.6 ± 6.0
CEC-4	Bt	256.9 ± 6.8
J135	Bt	243.4 ± 5.2
J37h2	Bt	236.5 ± 5.5
J126	Bt	223.7 ± 5.1

parcialmente transformado (hastingsita -> ferrohornblenda). La separación mineral se ha realizado con las técnicas clásicas (molienda, tamizado, separación magnética, líquidos densos y separación manual final).

Las soluciones enriquecidas en Sr y Rb se ha obtenido mediante cromatografía convencional. Su concentración fue medida mediante dilución isotópica utilizando *spikes* enriquecidos en ⁸⁷Rb y ⁸⁴Sr respectivamente. Todas las relaciones ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr han sido corregidas para una relación ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr de 1194 y el error para las relaciones ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr se ha estimado en ±0,5% (tabla I). Las edades se han obtenido mediante el método de regresión de York (1969) utilizando la constante de desintegración de 1.42x10⁻¹¹a⁻¹ (Steiger y Jäger, 1977) para el ⁸⁷Rb.

Resultados

De las tres regresiones obtenidas,

dos (J37a y J34, figs. 1,2) presentan una MSWD superior a la aceptada para el número de puntos utilizados (3.09 para 4 puntos, Brooks *et al.*, 1972), tratándose por tanto de erróneas que definen edades de regresión ("regression line ages", Cahen *et al.*, 1984) de 274 ± 7 y 274 ± 6 M.a. respectivamente. La tercera, J130 (fig. 3), corresponde a una isócrona (MSWD = 0.00) que define una edad de 270 ± 3 M.a.

Discusión y conclusiones

Las elevadas MSWD de las muestras J37 y J34 se interpretan por un reajuste isotópico incompleto durante la alteración hidrotermal. De hecho, si se eliminan los feldespatos en las regresiones, se obtienen isócronas perfectas con modificaciones menores en la edad (tabla III). Los concentrados feldespáticos obtenidos se nutren mayoritariamente de la fracción heredada (aunque transformada) del protolito ígneo y, por tanto, es

previsible la preservación en parte de la relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr inicial. No se tiene en cuenta la existencia de reajustes en condiciones retrógradas, ya que el buen ajuste observado utilizando la Roca Total en la regresión sugiere que estos procesos tienen poca importancia en las muestras analizadas; la fracción feldespática reequilibrada en primer lugar sería la fracción de grano fino y, por tanto, la Roca Total debiera mostrar las mayores desviaciones a los ajustes propuestos.

El conjunto de edades obtenidas (considerando el solapamiento inducido de los errores estimados) permiten considerar los procesos de episienitización en este sector de la cadena como "isócronos", localizados hacia los 274 ± 6 M.a. (Pérmico Inferior), y desconectados de la evolución plutónica hercínica. Este "isocronismo" contradice los datos conocidos para otros sectores de la cadena; concretamente en el Macizo Central Francés se considera como un proceso "diacrónico", que se extiende entre los 301 y 269 M.A. (Cathelineau, 1987; Turpin *et al.*, 1990).

Por otro lado, la diferencia con las edades K-Ar previamente obtenidas (Caballero *et al.*, 1992, tabla III) obliga a suponer que ha tenido lugar un reajuste de los sistemas K-Ar como resultado de uno o varios eventos térmicos posteriores. El origen preciso de este reajuste resulta por el momento desconocido.

Por último, debido a: 1) la proximidad temporal entre el último evento plutónico en la Sierra del Guadarrama (275 ± 11 M.a., Ibarrola *et al.*, 1987), que predata a las intrusiones filonianas, y los procesos de episienitización, que afectan al sistema de diques E-W; 2) la coincidencia estructural con estas intrusiones y 3) la necesidad de fuertes anomalías térmicas en niveles estructurales muy altos (profundidad aproximada de 5 km y temperaturas de 600°C); es previsible que las anomalías térmicas asociadas a estas intrusiones filonianas sean las fuentes de calor para estos procesos hidrotermales.

Agradecimientos

Las determinaciones isotópicas se han realizado en un espectrómetro de masas Finnegan MAT 262 del Isotopic Geosciences Laboratory, Keyworth, U.K., por uno de los autores (C.G.). El trabajo ha sido financiado por el British Council con una beca de tres meses de duración y por el proyecto PB 88-0124 de la DGICYT.

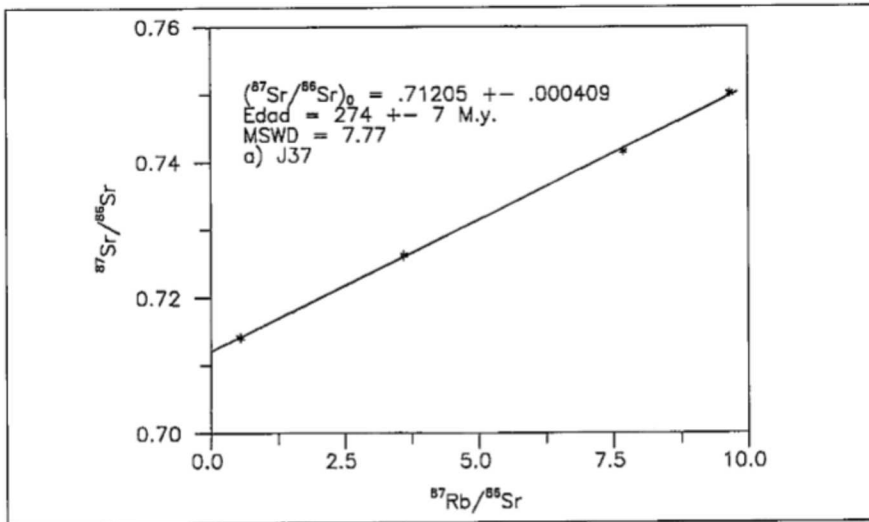


Fig. 1.— Regresión para la muestra J37 (epiesienita piroxénica).

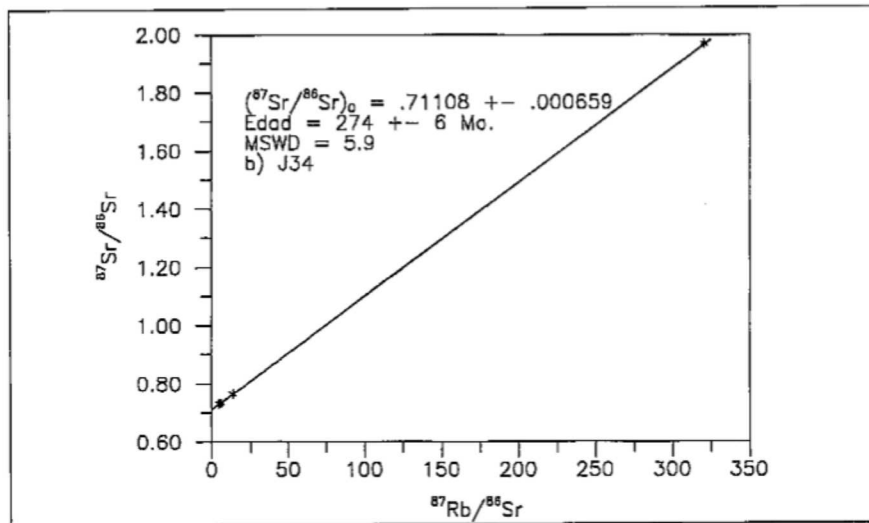


Fig. 2.— Regresión para la muestra J34 (epiesienita anfibólica).

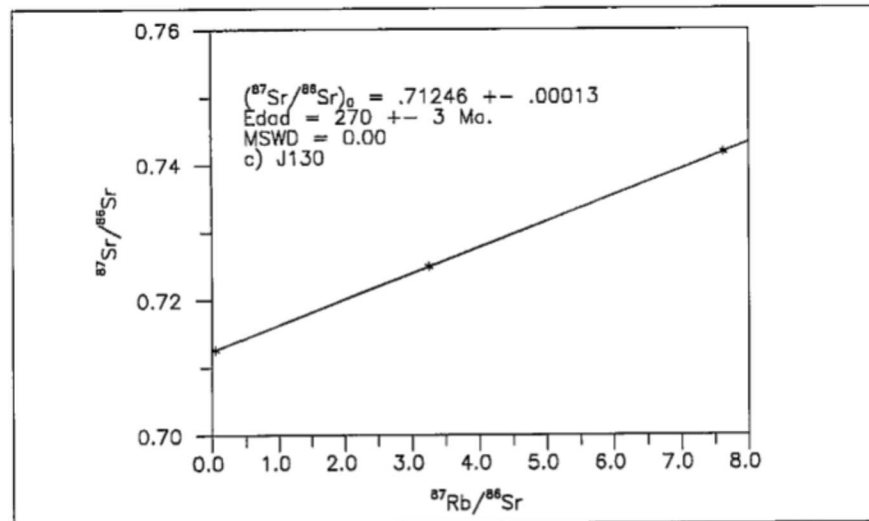


Fig. 3.— Regresión para la muestra J130 (epiesienita clorítica).

Bibliografía

Brandebourger, E.; Casquet, C.; Debon, F.; Fúster, J.M.; Ibarrola, E.; Isnard, P.; Lefort, P.; Navidad, M.; Peinado, M.; Stussi, J.; Villaseca, C. (1983).- *Studia Geológica*, 18, 251-264.

Brooks, C.; Hart, S.R.; Wendt, I. (1972).- *Rev. Geophys. Space Phys.*, 10, 551-577.

Caballero, J.M.; Casquet, C.; Tornos, F.; Pellicer, M.J. (1991).- *Bol. Soc. Esp. Miner.*, 14, 272-284.

Caballero, J.M.; Casquet, C.; Galindo, C.; Gonzalez-Casado, J.M.; Snelling, N.; Tornos, F. (1992).- *Geogaceta*, 11, 18-22.

Cahen, L.; Snelling, N.; Delhal, J.; Vail, J.R. (1984).- "The geochronology and evolution of Africa". Ed. Clarendon Press, Oxford, 1-14.

Casillas, R.; Peinado, M. (1987).- "Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico". Bea et al. (eds.), 281-292.

Casquet, C.; Caballero, J.M.; Galindo, C.; Tornos, F. (1992).- "Water-Rock Interaction", Kharaka y Maest (eds.), Balkema, 1481-1484.

Cathelineau, M. (1987).- *Thèse doct. Etat*, I.N.P.L.-Nancy, Francia, 503 p.

González-Casado, J.M.; Casquet, C.; Caballero, J.M.; Galindo, C.; Quílez, E.; Tornos, F. (199).- *Geogaceta* (en este n°)

Fúster, J.M.; Villaseca, C. (1987).- "Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico". Bea et al. (eds.), 27-35.

Huertas, M.J. (1991).- *Tesis Doctoral*. Ed. Univ. Compl. Madrid., 335 p.

Ibarrola, E.; Villaseca, C.; Vialette, Y.; Fúster, J.M.; Navidad, M.; Peinado, M.; Casquet, C. (1987).- "Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico". Bea et al. (eds.), 377-384.

Perez-Soba, C. (1991).- *Tesis Doctoral*, U.C.M., 225 p. (inédita)

Steiger, R.H.; Jäger, E. (1977).- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 359-362.

Turpin, L.; Leroy, J.; Sheppard, S.M.F. (1990).- *Chemical Geology*, 88, 85-98.

Vialette, Y.; Bellido, F.; Fúster, J.M.; Ibarrola, E. (1981).- *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 327-335.

York, D. (1969).- *Earth Planet. Sc. Lett*; 5, 320-324.