

Nuevos datos Geocronológicos (Rb-Sr, K-Ar) de granitoides hercínicos de la Sierra de Guadarrama

VILLASECA, C.¹, EUGERCIOS, L.¹, SNELLING, N.², HUERTAS, M. J.¹ Y CASTELLON, T.¹

¹ Dpto. Petrología y Geoquímica. Fac. CC. Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid.

² Laboratorio de Geocronología de la Universidad Complutense de Madrid. Fac. CC. Geológicas. 28040 Madrid.

Resumen: Se han realizado análisis isotópicos de Rb-Sr en roca total para datar unidades intrusivas graníticas de la Sierra de Guadarrama. El plutón de Villacastín ha dado una edad de 323 ± 47 Ma con un valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70701 \pm 0,00255$. El plutón de La Granja define una recta de regresión de edad 299 ± 55 Ma y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71212 \pm 0,00370$. El plutón de La Atalaya Real es de edad 284 ± 13 Ma con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7129 \pm 0,00118$. El plutón de Alpedrete define una errorcrona de edad 261 ± 33 y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71117 \pm 0,00131$. Con ello, la edad del plutonismo post-pico metamórfico del sector se reduce a un período de unos 50 Ma frente a los 70 Ma previamente establecidos. También se definen dos pulsos principales de actividad ígnea alrededor de los 320 ± 5 Ma y 295 ± 5 Ma. Las edades Rb-Sr y K-Ar en biotitas apuntan a cambios significativos en la velocidad de enfriamiento del área plutónica, que pasaría de $10\text{-}20$ °C/Ma en los momentos de mayor actividad intrusiva a valores mucho más bajos (próximos a 1 °C/Ma), sobre todo en momentos claramente post-hercínicos (≤ 250 Ma).

Palabras clave: Rb-Sr, K-Ar, edad absoluta, granito, biotita, velocidad de enfriamiento, Zona Centro-Ibérica, Plutonismo Hercínico.

Abstract: Whole-rock Rb-Sr isotopic analyses on granites from the Sierra de Guadarrama have been performed. Samples from the Villacastín granite yield an age of 323 ± 47 Ma with an intercept at 0.70701 ± 0.00255 . La Granja granite yields an age of 299 ± 55 Ma and intercept 0.71212 ± 0.00370 . The six samples of La Atalaya granite define a regression line of age 284 ± 13 Ma and intercept at 0.7129 ± 0.00118 . An errorchron from the Alpedrete pluton yields a value of 261 ± 33 Ma and intercept 0.71117 ± 0.00131 . These data imply that the time-span of the post-metamorphic-peak plutonism in Sierra de Guadarrama is around 50 Ma, which is 20 Ma narrower than that deduced from previous data. Also, two pulses of granite intrusions at 320 and 295 Ma can be defined on the basis of these new ages. Rb-Sr and K-Ar ages obtained from biotite separates suggest an important change in the cooling rate from initial values around $10\text{-}20$ °C/Ma during plutonism towards lesser values (around 1 °C/Ma) during the post-hercynian evolution (≤ 250 Ma).

Key words: Rb-Sr, K-Ar, ages, granite, biotite, cooling rates, Central-Iberian Zone, Hercynian Plutonism.

Villaseca, C., Eugercios, L., Snelling, N., Huertas, M. J. y Castellón, T. (1995): Nuevos datos geocronológicos (Rb-Sr, K-Ar) de granitoides hercínicos de la Sierra de Guadarrama. *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (3): 137-148.

Los primeros trabajos sistemáticos sobre la edad del plutonismo hercínico de la Sierra de Guadarrama comienzan con Mendes *et al.* (1972) que obtienen edades en el rango 278-251 Ma a partir de tres isocronas internas (roca total más minerales separados) de muestras graníticas del sector. Estas edades tan jóvenes no varían significativamente si se recalculan las isocronas utilizando los nuevos valores de la constante de desintegración (nuevo rango de edades: 278-259 Ma). De cualquier forma, en trabajos posteriores no vuelven a repetirse estas edades tan jóvenes mediante isocronas de roca total, por lo que el fuerte control de la biotita en la pendiente de estas rectas y la posibilidad de recristalización de la misma hasta temperaturas relativamente bajas, hace dudoso suponer que sean edades de emplazamiento magmático las obtenidas en dichas isocronas.

El siguiente trabajo de geocronología obtiene edades algo más antiguas, en el rango 310-287 Ma para las dos facies graníticas principales del plutón de la Cabrera (Viallette *et al.*, 1981). Brandebourger (1984) realiza nuevos análisis isotópicos de granitoides del sector, utilizando un muestreo muy disperso de distintas unidades plutónicas. Construye una "errorcrona" de edad media de los 13 granitos analizados en torno a 313 ± 8 Ma.

Ibarrola *et al.* (1987) publican cinco dataciones que amplían el período de actividad intrusiva hercínica hasta alcanzar los 70 Ma, comprendido entre los 344 ± 8 Ma de la isocrona de Villacastín y los 275 ± 11 Ma de la isocrona de La Granja. Lallena *et al.* (1990) obtienen una edad de 290 Ma para el plutón de El Berrocal al SW de la Sierra de Guadarrama.

Casillas *et al.* (1991) y Pérez-Soba (1991) amplían el

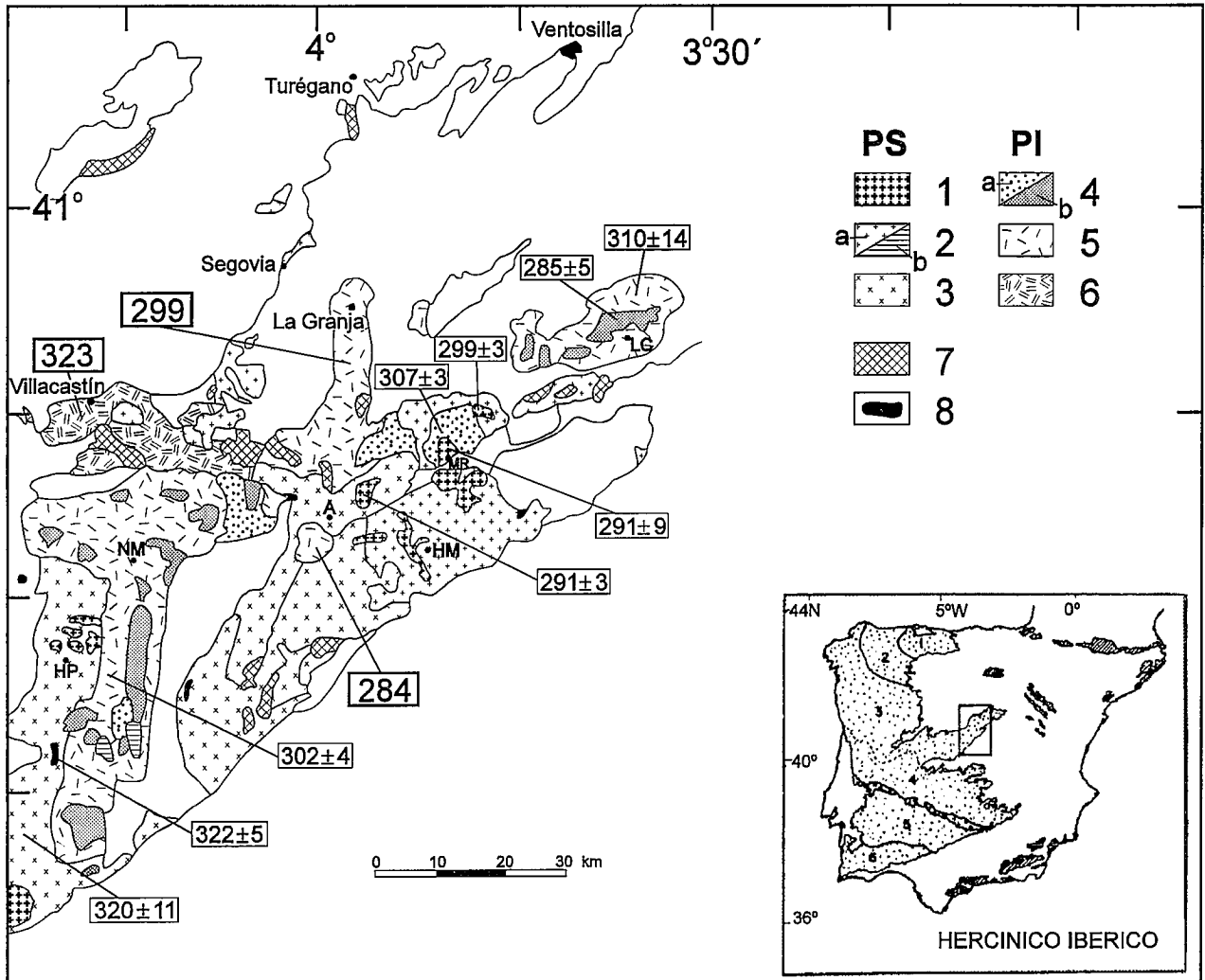


Figura 1.- Esquema geológico del sector oriental del Sistema Central Español, con edades de geocronología Rb-Sr de plutones hercínicos (ver Tabla II). En caracteres mayores se destacan los datos aportados en este trabajo. Leyenda: PS = granitos con cordierita ocasional, PI = granitos con anfíbol ocasional. 1 = Leucogranitos, 2 = Granitos, 3 = Monzogranitos/Granodioritas, 4 = Leucogranitos grano grueso, 5 = Monzogranitos, 6 = Monzogranitos/Granodioritas, 7 = Granitos no asignados, 8 = Rocas básicas e intermedias. Nombres geográficos abreviados: (A) Alpedrete, (HM) Hoyo de Manzanares, (HP) Hoyo de Pinares, (LC) La Cabrera, (MR) Manzanares el Real, (NM) Navas del Marqués. Se incluye un mapa general del Hercínico Ibérico con las zonas de Julivert *et al.* (1974) mostrando el área estudiada.

volumen de datos geocronológicos, pero en un período de edades siempre más restringido y menor que el obtenido por Ibarrola *et al.* (1987), comprendido entre los 325-280 Ma. Estos últimos trabajos destacan además una correlación negativa entre los valores de ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) inicial y la edad de los macizos previamente resaltado por Fúster y Villaseca (1987; Fig. 5). Corroboran, así mismo, la dificultad de encontrar períodos principales de actividad magmática hercínica y la inexistencia de una correlación clara entre el quimismo del plutonismo y la edad de intrusión.

En el presente trabajo se pretende comprobar si el rango del plutonismo hercínico epizonal del sector comprende desde el Visense (345 Ma) hasta el Pérmico Inferior (275 Ma), como se desprende del trabajo de Ibarrola *et al.* (1987). Con este fin se han muestreado de nuevo los dos macizos plutónicos que dan las edades más extremas del sector: Villacastín y La Granja. Se ha intentado también revisar la "errorcrona" allí publicada de Moralzarzal-Colmenar Viejo que comprendía muestras de di-

versos plutones (Alpedrete, Cardín y leucogranitos en diques de Colmenar Viejo), para lo cual se ha muestreado el más extenso y antiguo de estos plutones: el de Alpedrete (Bellido *et al.*, 1990; Villaseca *et al.*, 1993). En total se muestrearon cuatro unidades plutónicas de la zona central de la Sierra de Guadarrama (Fig. 1), para obtener nuevas isocronas que precisen la geocronología del plutonismo hercínico del sector. También se han realizado dataciones K-Ar en biotitas de algunos de los plutones datados por el método Rb-Sr en roca total y se han comparado las distintas edades obtenidas para estimar las condiciones de enfriamiento del sector granítico.

Descripción de las unidades intrusivas

Los cuatro plutones seleccionados para datar son granitos epizonales que forman aureolas de contacto cuando intruyen en el encajante paleozoico/precámbrico por ser claramente posteriores a las etapas principales del

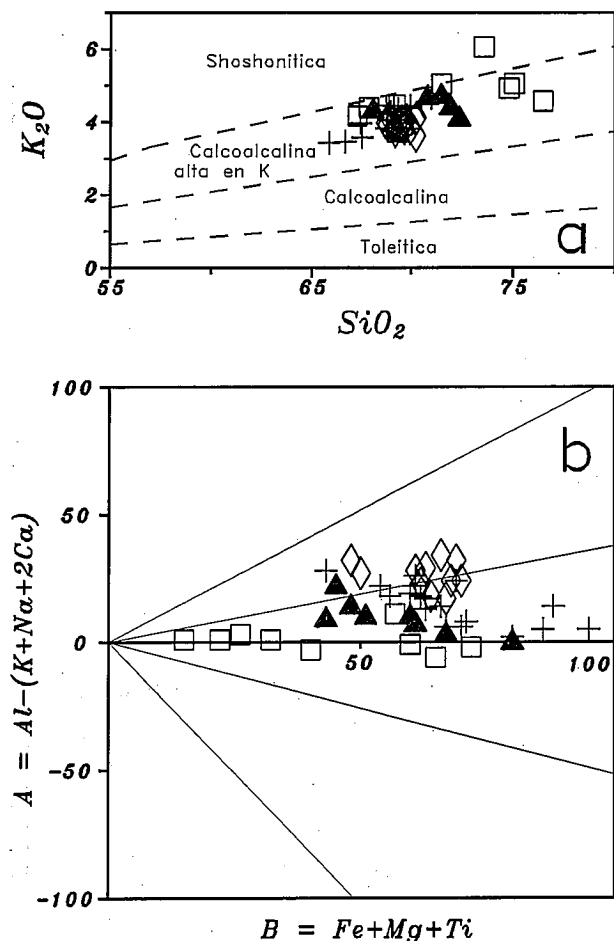


Figura 2.- Diagramas de composición química de rocas graníticas de la Sierra de Guadarrama. (a) Diagrama SiO₂ - K₂O (% en peso) con subdivisiones según Rollinson (1993). (b) Diagrama A-B con campos de Debon y Le Fort (1983), los rombos corresponden a muestras del plutón de Alpedrete, las cruces al plutón de Villacastín, los triángulos representan el plutón de La Granja y los cuadrados La Atalaya Real.

metamorfismo regional. Este plutonismo posterior al pico metamórfico hercínico ha sido subdividido en dos tipos extremos de granitoides (Villaseca *et al.*, 1993). Por una parte existen granitoides biotíticos o biotítico-anfibólicos que son de carácter débilmente peraluminicos a subaluminicos ($0,05 < ACNK < 1,15$) a los que corresponderían los plutones muestreados de Villacastín, La Granja y La Atalaya Real (Fig. 2). Hay un segundo grupo de granitoides más peraluminicos, aunque en un rango moderado ($1,10 < ACNK < 1,30$) que suele corresponder a granitos biotítico-cordieríticos, como es el caso del plutón de Alpedrete. Todos estos tipos de granitoides presentan los rasgos típicos de los granitoides hercínicos intracontinentales (Liew *et al.*, 1989), es decir, altos contenidos en K₂O y SiO₂, además de proporciones bajas en Ca y Sr respecto a los batolitos calcoalcalinicos de márgenes continentales (Fig. 2a). El primer grupo de plutones tiene estrechas similitudes con los tipos I caledónicos definidos por Pitcher (1993) y evolucionan según pautas alúmino - cafémicas en diagramas multicatiónicos de Debon y Le Fort (1983) (Fig. 2b). El plutón de Alpedrete se podría definir como un tipo S-hercínico (Pitcher,

1993) con concentraciones menores de K₂O, CaO, Ba, Zr, Th, Y y REE que alguno de los tipos menos peraluminicos.

Una característica común a todos estos tipos de granitoides es la presencia de enclaves microgranulares máficos dispersos por toda la masa plutónica. Su volumen es relativamente insignificante pero testimonian la existencia de procesos limitados de mezcla con fundidos de composición más básica y confieren un carácter híbrido o intermedio a las series graníticas del Sistema Central Español (Castro *et al.*, 1991). Aunque no hay un estudio isotópico preciso de los enclaves de estos granitos, su alta dispersión y tamaño centimétrico hace suponer que estarán re-equilibrados con el granitoide-huésped, sin que éste haya sufrido modificaciones significativas en sus características isotópicas, al menos en el sistema Rb-Sr, como ocurre en tipos plutónicos semejantes (Stephens *et al.*, 1991; Pin, 1991). Por lo tanto la influencia de estos procesos locales de mezcla en los problemas geocronológicos debe ser considerada prácticamente negligible.

Plutón de Villacastín. Está constituido por monzogranitos que transitan localmente a granodioritas. Tiene textura heterogranular de grano medio en la que resaltan megacristales de feldespato potásico de 1-2 cm de tamaño medio. Es típico de este granitoide la abundancia de enclaves microgranulos máficos y, en menor proporción, enclaves microgranulares félsicos y xenolitos metamórficos. Con frecuencia se desarrollan "schlieren" biotíticos y, al igual que los tipos de granitoides que se describen a continuación, desarrolla una aureola de metamorfismo de contacto en los materiales encajantes. Está constituido por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y anfíbol (magnesio-hornblenda, $Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0,58 - 0,71$) ocasional. Los minerales accesorios más característicos son apatito, circón, allanita, esfena e ilmenita. Se han tomado cuatro muestras, todas ellas en canteras de los alrededores del pueblo de Villacastín (muestras números 92458 a 92461, de la Tabla I).

Plutón de La Granja. Está formado por monzogranitos heterogranulares de grano grueso en los que destacan abundantes fenocristales de feldespato potásico de 4-5 cm de tamaño medio que presentan orientaciones locales de flujo. Con frecuencia se observan venas pegmatíticas y cavidades miarolíticas. También son típicos los enclaves microgranulares, fundamentalmente de tipos máficos. Sus principales constituyentes son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y anfíbol (ferro-hornblenda, $Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0,36 - 0,56$), muy restringido a zonas marginales del plutón. Entre los accesorios típicos se destaca la presencia de apatito, circón, allanita, monacita, esfena e ilmenita. Se tomaron seis muestras, muy próximas al pueblo de La Granja, de las que se seleccionaron tres para análisis isotópicos.

Plutón de La Atalaya Real. Forma una pequeña unidad intrusiva en el plutón de Alpedrete con el que muestra contactos netos. La facies volumétricamente dominante está constituida por monzogranitos a granodioritas

Nº Muestra	Tipo de roca	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
<i>3.- Plutón de La Atalaya</i>					
95922	Granodiorita	157,9	166,6	2,741906	0,723242
95921	Monzogranito	155,8	149,2	3,0223	0,725932
96029	Monzogranito	185,5	111,2	4,8329	0,732802
96027	Aplita	201,8	46,0	12,7402	0,763699
96024	Leucogranito	236,0	36,62	18,7674	0,787284
96022	Leucogranito	232,1	24,44	27,8382	0,8280
<i>4.- Plutón de Alpedrete</i>					
95918	Monzogranito	161,6	205,1	2,2798	0,7198
95917	Monzogranito	153,3	185,1	2,3955	0,7200
95920	Monzogranito	160,5	187,0	2,4827	0,7206
95915	Monzogranito	166,5	175,2	2,7490	0,7215
95916	Monzogranito	166,6	174,1	2,7692	0,7216
95916 ³	Monzogranito	163,8	154,8	3,06585	0,7220165
ES-40 ¹	Monzogranito	157,7	167,1	2,7333	0,721111
EX-202 ²	Monzogranito	194,1	139,1	4,044	0,726427

¹Datos de Ibarrola et al. (1987)²Datos isotópicos incluidos en Brandebourger (1984)³Datos analíticos realizados en los laboratorios del SURRC (UK)

Nº Muestra	Tipo de roca	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
<i>1.- Plutón de Villacastín</i>					
92460 ³	Granodiorita	131,1	143,2	2,651937	0,719606
92461	Granodiorita	133,4	157,6	2,4495	0,7199
92458	Monzogranito	151,6	129,0	3,4002	0,7215
92459	Monzogranito	158,0	126,2	3,6236	0,7215
ES-84 ¹	Monzogranito	149,6	131,0	3,28659	0,722363
ES-91 ¹	Monzogranito	168,0	122,0	3,9936	0,725307
3330 ¹	Monzogranito	152,3	129,3	3,4120	0,722637
EX-12 ²	Granodiorita	171,8	156,9	3,172	0,720958
ES-53 ¹	Monzogranito	189,0	129,0	4,2474	0,727710
49144 ¹	Monzogranito	214,0	116,0	5,3539	0,730631
ES-60 ¹	Monzogranito	216,0	116,0	5,4178	0,732560
ES-55 ¹	Monzogranito	221,0	110,0	5,85639	0,734798
<i>2.- Plutón de La Granja</i>					
92443	Monzogranito	186,5	144,0	3,7503	0,73006
92444	Monzogranito	156,5	91,56	4,9504	0,7341
92439	Monzogranito	200,8	71,89	8,0999	0,7473
66879 ¹	Granodiorita	154,0	147,0	3,0250	0,724535
66760 ¹	Monzogranito	175,0	132,0	3,8464	0,727758
3476-I ¹	Monzogranito	189,0	99,0	5,52942	0,734113
3476-II ¹	Monzogranito	195,0	99,0	5,7367	0,735375

Tabla I.- Datos de isótopos de Rb-Sr en roca-total de plutones de la Sierra de Guadarrama.

de textura heterogranular con abundantes fenocristales de feldespato potásico de 4-6 cm de tamaño medio, de típica tonalidad rosada. En los sectores NNE y S del plutón aparecen granitos leucocráticos de aspecto subvolcánico y facies aplíticas asociadas, de textura inequigranular de grano medio y medio-fino, con abundantes intercrecimientos granofídicos (Eugercios *et al.* 1994). Ambas facies presentan como minerales esenciales: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y anfíbol (ferrohornblenda, $Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0,35 - 0,48$). Los accesorios más comunes son apatito, circón, ilmenita, allanita y monacita. En los tipos leucocráticos aparecen también fluorita y xenotima. Los escasos enclaves que este plutón presenta son de tipo microgranular máfico, siendo excepcionales los félsicos. Se han tomado seis muestras de las diversas facies que presenta este plutón. Las muestras 95921 y 95922 corresponden al granitoide de grano grueso dominante. El resto son facies más félsicas, incluyendo una facies aplítica (96027, Tabla I).

Plutón de Alpedrete. Está mayoritariamente constituido por monzogranitos, aunque también existen granodioritas en tránsito gradual. Es de grano medio equigranular, aunque con esporádicos fenocristales de feldespato potásico. Igualmente aparecen abundantes enclaves microgranulares máficos, como inclusiones más comunes. De los granitos muestreados en este trabajo, es el único cordierítico. Su composición mineral es: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y cordierita acce-

soria (< 5% vol.). Otros minerales accesorios son: apatito, circón, monacita e ilmenita. Para este estudio se han cogido cinco muestras en canteras del sector de Alpedrete y El Boalo (Tabla I).

Métodos analíticos

Se han seguido métodos analíticos convencionales. Las muestras se disolvieron en bombas de Teflón, se evaporaron y llevaron a solución. La solución fue dividida en tres alícuotas, dos para determinaciones de Rb y Sr por dilución isotópica (DI) y la tercera para determinar la composición isotópica de Sr. Los análisis de Sr fueron realizados con ⁸⁶Sr como trazador. El fraccionamiento fue determinado y corregido calculando la relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de la muestra y comparándolo con la relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de la solución sin trazador (normalizada a ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0,1194).

Las muestras fueron medidas en un espectrómetro de masas de ionización térmica VG SECTOR 54 con cinco colectores en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad Complutense de Madrid (UCM). En el curso del trabajo analítico las medidas de relaciones ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr del estándar NBS 987, normalizadas mediante el uso de una ley potencial, dieron valores de $0,710233 \pm 28$ (ppm), siendo n = 28 y calculando el error como 2 veces la desviación estándar.

Los análisis del estándar USGS-W1 dieron los si-

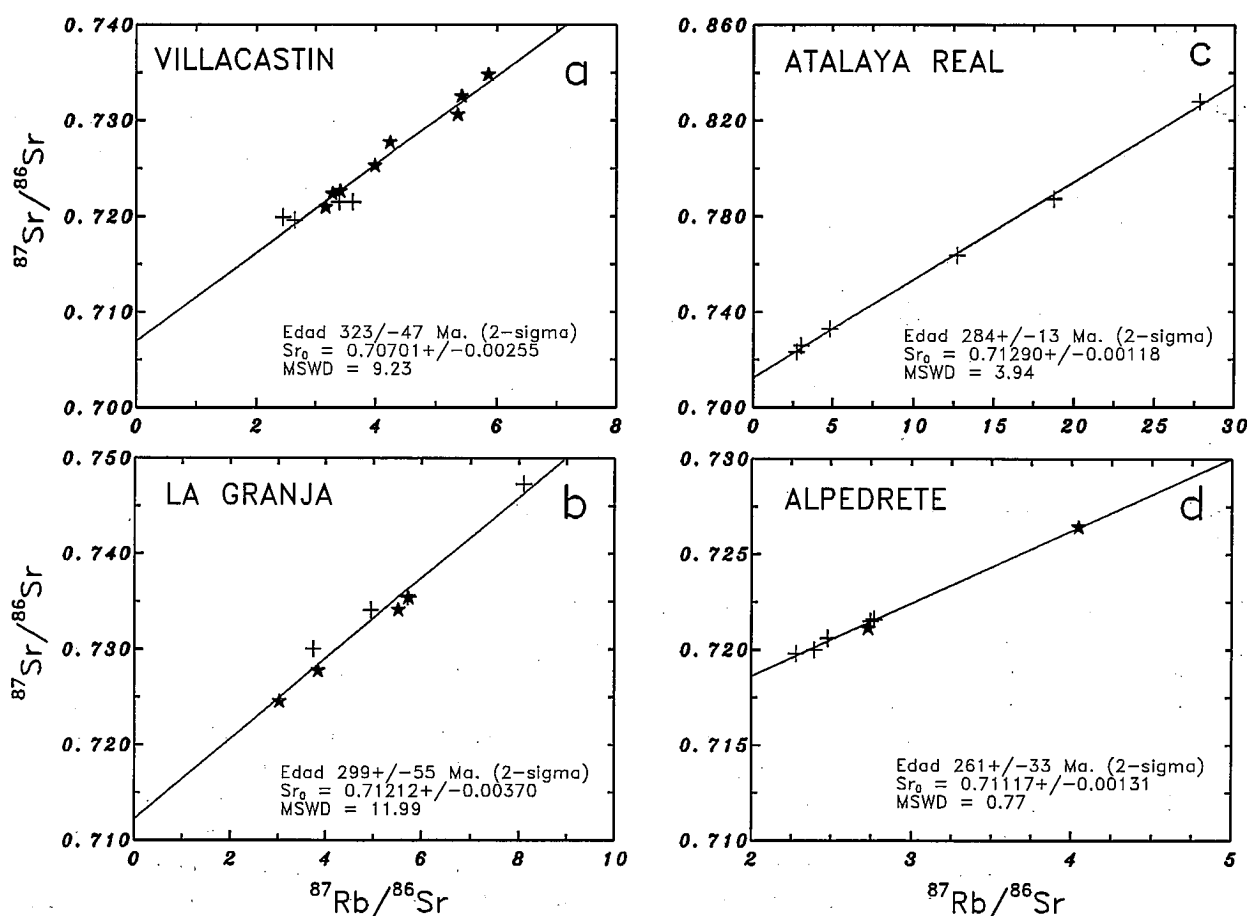


Figura 3.- Diagramas ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr - ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y rectas de regresión de los granitos de Villacastín (a), La Granja (b), La Atalaya Real (c) y Alpedrete (d). Los datos isotópicos tomados de bibliografía (ver Tabla I) se representan como estrellas. Las cruces son los análisis realizados en este trabajo.

guientes valores: Rb = $20,57 \pm 0,24$ (n = 3), Sr = $189,3 \pm 1,4$ (n = 4) y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,707423 \pm 0,000464$ (n = 5). De nuevo, errores como 2σ . Teniendo en cuenta estos y otros replicados, para el cálculo de rectas de regresión se han asumido errores de 1σ de 1,4 % y 0,04 % para las relaciones respectivas de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

El ajuste de las rectas de regresión se ha realizado por los métodos de York (1966) y Williamson (1968). Los errores obtenidos se han multiplicado por $(\text{MSWD})^{1/2}$ cuando MSWD excedía de 1 (método de Williamson). Tales errores realzados (enhanced errors) son los mismos que se obtienen por el método de York (1966). Debe resaltarse que el error de la edad es inversamente proporcional al rango de variación en las relaciones $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Así, independientemente de la bondad del ajuste de la recta, un grupo de muestras con muy pequeña variación en las relaciones $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ siempre dará un valor relativamente alto de error en el cálculo de la edad ($\pm 2\sigma$).

Las determinaciones analíticas de K-Ar se han efectuado en biotitas de los distintos plutones. Se ha seleccionado un tamaño de partícula comprendido entre 0,1 y 0,3 mm. El Ar se extrajo en muestras alícuotas de 0,2 y 0,3 g analizándose por dilución isotópica en un espectrómetro de masas VG 600 del citado Laboratorio de Geocronología de la UCM. El K fué determinado por fotometría de llama. Las edades K-Ar han sido calculadas usando las constantes de Steiger y Jäger (1977) y el error (2σ) se ha estimado por métodos convencionales de diferenciación parcial (Dalrymple y Lanphere, 1969).

Edades Rb-Sr de roca total

Plutón de Villacastín

En la Tabla I se presentan los datos analíticos Rb/Sr para roca total de las rocas analizadas. En la Figura 3a se muestra el diagrama de los puntos representativos de las muestras de roca total analizadas y la recta de regresión obtenida.

Considerando todas las muestras se obtiene una edad de 323 ± 47 Ma con una relación inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70701 \pm 0,00255$ y $\text{MSWD} = 9,23$. La edad tiene un margen de error (2σ) elevado debido al pequeño rango en Rb/Sr que presentan las muestras.

Comparada con la isocrona de Ibarrola *et al.* (1987) consta de 6 nuevos puntos que se añaden a los de aquella publicación. Cuatro de estos puntos corresponden a los datos obtenidos por DI en Madrid (Tabla I), otro punto corresponde a la muestra EX-12 de Brandeburger (1984) y la muestra 49144 es un análisis realizado en Clermont-Ferrand que no se incluyó previamente. El nuevo muestreo realizado en este trabajo se realizó en los alrededores de Villacastín donde el granitoide es algo más máfico en composición y homogéneo.

Una biotita separada de la muestra 3330 (Mendes *et al.*, 1972) da una edad de 289 ± 34 Ma con su "roca total" ó de 296 ± 19 Ma con el conjunto de muestras del plutón. En cualquier caso estas edades reflejan la edad de

cierre al intercambio isotópico de la mica (a bajas temperaturas, $T = 300 \pm 50$ °C, Harrison y McDougall, 1980) más que la propia edad de emplazamiento del plutón, debido al valor determinante de la biotita en la pendiente de la recta por ser muy alta su relación Rb/Sr.

En resumen, la edad de 327 ± 51 Ma refleja la de la consolidación magmática del plutón de Villacastín, mientras que edades en el rango 289-296 Ma serían las de enfriamiento.

Plutón de La Granja

Los datos analíticos se recogen en la Tabla I y la recta de regresión en la Figura 3b. Se han seleccionado sólo muestras de los alrededores de la localidad de La Granja.

La recta de regresión que se obtiene da una edad de 299 ± 55 Ma con una intersección de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ igual a $0,71212 \pm 0,00370$ y un valor de $\text{MSWD} = 11,99$. Aunque envejece en 24 Ma la edad aproximada de intrusión, en comparación con los datos de Ibarrola *et al.* (1987), sigue corroborando las observaciones de campo según las cuales este plutón intruye en el complejo occidental de La Pedriza, de edad 307 Ma según datos de isocrona Rb-Sr (Pérez-Soba, 1991).

Plutón de La Atalaya Real

La recta de regresión y la proyección de las 6 muestras analizadas se muestran en la Figura 3c. Las rocas analizadas se alinean en una isocrona de edad 284 ± 13 Ma que intersecta a una relación inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ igual a $0,71290 \pm 0,00118$, con un $\text{MSWD} = 3,95$.

Este resultado sugiere un emplazamiento próximo en edad al del cercano plutón, también circunscrito, de Cabeza Mediana (291 ± 6 Ma según datos Rb-Sr de Ibarrola *et al.*, 1987) (Fig. 1).

Plutón de Alpedrete

Se han analizado 5 muestras en este estudio (Tabla I) y se han proyectado en un diagrama de evolución de Sr junto a la recta de regresión ajustada considerando todos los datos disponibles (Fig. 3d).

Las muestras analizadas definen una isocrona (no mostrada) de edad 271 ± 47 Ma que intercepta a una relación inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71096 \pm 0,00169$, con un bajo valor de $\text{MSWD} = 0,5$. La inclusión en esta isocrona de dos puntos previamente analizados: la muestra ES-40 de Ibarrola *et al.* (1987) y la muestra EX-202 de Brandeburger (1984), ambos correspondientes a este granitoide, no modifica en exceso las características de dicha isocrona. La edad que se obtendría sería muy similar: 266 ± 43 Ma y la relación de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,7111 \pm 0,00318$. Un análisis nuevo de la 95916, realizado en los laboratorios del SURRC (Tabla I), no modificaría, tampoco, las características ya descritas de esta isocrona, que quedaría con los siguientes valores: edad 261 ± 33 Ma, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,71117 \pm 0,00131$ (Fig. 3d) y $\text{MSWD} = 0,77$.

Tabla II.- Resumen de datos de geocronología Rb-Sr de granitoides de la Zona Central.

Plutón	Edad (Ma)	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	MSWD	Nº de Ptos.	Referencia
<i>Sª de Guadarrama</i>					
Villacastín	323 ± 47	0,70701 ± 0,00255	9,23	12	Este trabajo
El Tiemblo	322 ± 5	?	?	?	Casillas et al. (1991)
Hoyo de Pinares I	320 ± 11	?	?	?	Casillas et al. (1991)
Sierra del Francés	315 ± 29	0,7088 ± 0,0027	10,52	6	Pérez-Soba (1991)
La Cabrera I	310 ± 14	0,7094 ± 0,0005	0,79	9	Vialette et al. (1981)
La Pedriza	307 ± 3	0,7057 ± 0,0012	1,41	10	Pérez-Soba (1991)
Navas del Marqués	302 ± 4	?	?	?	Casillas et al. (1991)
Hoyo de Pinares II	301 ± 15	?	?	?	Casillas et al. (1991)
Microgranitos Pedriza	299 ± 3	0,7109 ± 0,0003	2,42	7	Pérez-Soba (1991)
La Granja	299 ± 55	0,71212 ± 0,00370	11,99	8	Este trabajo
Leucogranitos Hoyo Pinares	295 ± 4	?	?	?	Casillas et al. (1991)
Leucogranito Manzanares	291 ± 9	0,7142 ± 0,0007	2,36	7	Pérez-Soba (1991)
Cabeza Mediana	291 ± 6	0,71127 ± 0,00086	0,93	9	Ibarrola et al. (1987)
El Berrocal	291 ± 1	0,7254 ± 0,001	?	?	Lallena et al. (1990)
Granitos aplíticos Navas	290 ± 6	?	?	?	Casillas et al. (1991)
La Cabrera II	288 ± 5	0,7073 ± 0,002	1,50	7	Vialette et al. (1981)
Leucogranitos Navas	284 ± 4	?	?	?	Casillas et al. (1991)
Atalaya Real	284 ± 13	0,71290 ± 0,00118	3,95	5	Este trabajo
<i>Montes de Toledo</i>					
Mora	320 ± 8	0,7103 ± 0,0003	3,69	9	Andonaegui (1990)

La edad obtenida de 261 ± 33 Ma sería la edad más joven de todas las dataciones absolutas de plutones de la Sierra de Guadarrama. No obstante, esta edad no se corresponde con las secuencias intrusivas deducidas cartográficamente en el área (Fúster y Huertas, 1984; Bellido *et al.*, 1990 y Eugercios *et al.*, 1994). Esto quiere decir que plutones datados con mayor antigüedad como son los de Cabeza Mediana (291 ± 6 Ma, Ibarrola *et al.*, 1987) y la Atalaya Real (284 ± 13 Ma, este trabajo), son claramente intrusivos en el granitoide de Alpedrete. El margen de error de la edad de la isocrona (2σ = ± 33 Ma) comprendería edades que concordarían con los datos geológicos, esto es, edades en el rango de 290-300 Ma. Los datos isotópicos Rb-Sr con los que se cuentan no discriminarían suficientemente la edad de este complejo plutónico.

Un argumento más que refuerza el carácter de error-crona de esta recta se obtiene al considerar los datos isotópicos de biotitas separadas en una muestra de este plutón, en su borde occidental (biotitas de la muestra 3329 de Mendes *et al.*, 1972). La isocrona que se obtiene al proyectar conjuntamente rocas y biotitas proporciona una edad incluso más antigua que la isocrona descrita previamente. Esta nueva edad de 275 ± 12 Ma (MSWD=2,02), por incluir las micas debe reflejar, sin lugar a dudas, una edad posterior al emplazamiento.

Geocronología del plutonismo hercínico en la zona Centro-Ibérica Oriental

El volumen de datos geocronológicos que se posee sobre el magmatismo granítico de estos sectores axiales del Macizo Hercínico Ibérico es muy significativo. Recopilando todos estos datos de la Sierra de Guadarrama y Montes de Toledo (Tabla II) se observa un período de actividad intrusiva muy amplio en el que parece apreciarse una serie de momentos o pulsos de mayor actividad ígnea.

En la Figura 4a se recogen los principales momentos de actividad magmática. Hay plutonismo sincrónico al pico metamórfico hercínico (Gsp = granitoides sin-pico), muy abundante en el Complejo Anatéctico de Toledo, comprendiendo tanto diversos tipos de rocas gabroideas como granitoides calcoalcalinos y granitoides anatécticos fuertemente peraluminicos (Barbero, 1992). La edad de la mayor parte de estos granitoides sin-metamórficos es aún relativamente incierta, aunque de los intentos geocronológicos llevados a cabo parecé deducirse un rango entre 335-360 Ma como el más probable para este plutonismo sin-colisional (Barbero *et al.*, 1995).

En cuanto al período de magmatismo post-metamórfico que genera el conjunto batolítico principal del sec-

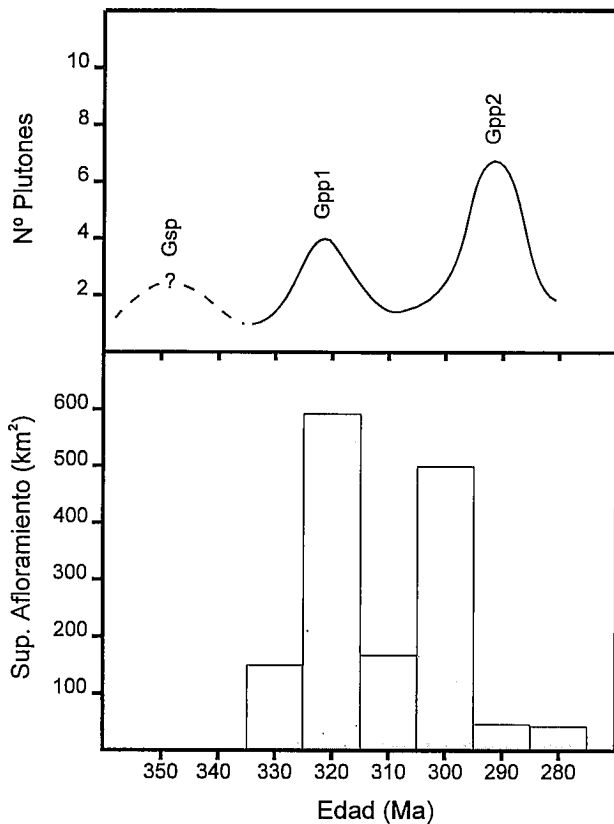


Figura 4.- Diagramas de distribución temporal del plutonismo hercínico. a) Distribución de los principales pulsos magmáticos. Gsp=granitos sin-pico metamórfico, Gpp=granitos post-pico metamórfico. b) Distribución temporal del flujo ígneo posterior al metamorfismo regional. El flujo principal de granitos Gpp2 se desplaza a 300 ± 5 Ma debido a la gran superficie ocupada por los plutones de Hoyo de Pinares, Navas del Marqués y La Granja, que se emplazan en esas edades. Más explicaciones en el texto.

tor, parece que el rango de edades se reduce respecto a los datos obtenidos con anterioridad. Teniendo en cuenta que se han datado nuevamente los dos complejos plutónicos que presentaban edades más extremas (Ibarrola *et al.*, 1987), el rango de actividad del plutonismo post-pico metamórfico (Gpp) se reduce aparentemente de 70 a 50 Ma; esto es, al periodo comprendido entre los 330 Ma

(Namuriense) y los 280 Ma (Pérmico inferior).

Por otra parte, con los datos disponibles parece insinuarse la existencia de dos periodos o pulsos principales de actividad ígnea (Fig. 4a). Un primer pulso (Gpp1) correspondería a la etapa de 320 ± 5 Ma. En ese momento se emplazarían grandes complejos plutónicos de dimensiones batolíticas (≥ 200 km² de superficie de afloramiento), generalmente aprovechando estructuras transcurrentes o claramente distensivas, bien de dirección E-W (batolito Mora - Ventas, al Sur de Toledo), o bien de dirección NNE-SSW (plutonios de El Tiemblo y facies deformadas de Hoyo de Pinares), que corresponderían a la etapa tectónica denominada "dúctil extensional tardi-hercínica" (ETH), según la nomenclatura de Doblas (1991).

Un segundo periodo (Gpp2), con mayor actividad ígnea asociada, según los datos disponibles (Fig. 4a), correspondería al momento de intrusión de macizos graníticos más homogéneos estructuralmente, denominados post-tectónicos en la bibliografía (Ibarrola *et al.*, 1987; Serrano Pinto *et al.*, 1988). Este pulso parece ocurrir alrededor de los 295 ± 5 Ma. La mayor parte de los conjuntos plutónicos del sector se emplazarían en estos momentos: plutones no deformados de Hoyo de Pinares, Navas del Marqués, Alpedrete, La Granja, Atalaya Real y otros granitoides más fraccionados, en gran parte derivados de los monzogranitos señalados: Cabeza Mediana, El Berrocal y otros.

Las edades de estos periodos de mayor actividad ígnea se confirman al usar un test robusto no paramétrico (test T-Turkey, Rock, 1988) que tiene en cuenta el margen de error de las edades de las isocronas de la Tabla II. Se obtiene, igualmente, dos modas de edades: 318 ± 14 Ma (error = 2x desviación standard) y 291 ± 10 Ma.

Aunque parece claro que hay mayor actividad intrusiva en el periodo Gpp2 que en periodos anteriores (Fig. 4a), esto no quiere decir que el volumen de magma emitido sea igualmente superior en estos momentos. Para tratar de averiguarlo habría que ensayar diagramas de flujo intrusivo, que correlacionan la superficie plutónica producida en cada unidad temporal. En este nuevo diagrama (Fig. 4b), se observa que aunque sea mucho menor el número de intrusiones en la etapa Gpp1, al ser plu-

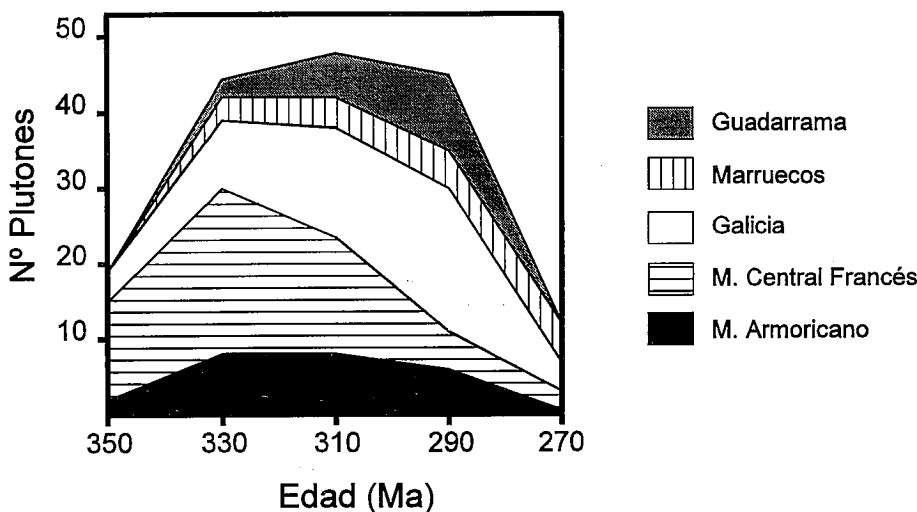


Figura 5.- Distribución de la edad de los granitoides hercínicos. Los datos del Hercínico Francés (Macizo Central y Armoricano), Marruecos y Galicia están sacados del trabajo de síntesis de Lagarde *et al.* (1992).

Plutón	Mineral	Edad (Ma) (2σ)	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i
Villacastfn	Biotita	296 ± 19	0,708825
Pedriza	Biotita	280 ± 21	0,715280
Alpedrete	Biotita	275 ± 12	0,709922
La Cabrera - I	Biotita	291 ± 12	0,710617
La Cabrera - II	Biotita	286 ± 6	0,707715

Tabla III.- Edades Rb-Sr de biotitas de granitos de la Sierra de Guadarrama.

tones mucho mas voluminosos el flujo intrusivo es equivalente o algo superior al de etapas posteriores. Es decir, el complejo batolítico de gran parte del Sistema Central Español y de Montes de Toledo se construye, en más de su 50%, durante el primer pulso magmático principal. El segundo periodo de actividad ígnea parece caracterizarse por mayor número de intrusiones de volúmenes más discretos.

Tal vez el magmatismo principal del sector finalice alrededor de los 280 Ma como parece deducirse de la geocronología Rb-Sr de los plutones (Tabla II). Datos geocronológicos recientes sobre los grandes haces de diques de pórfidos, que atraviesan todos los conjuntos plutónicos del sector, han dado edades que indican que alrededor de los 280-285 Ma pueda haberse acabado la actividad plutónica principal del área. Así, Galindo *et al.* (1994), obtienen una edad mediante isocrona Rb-Sr en roca total de 296 ± 3 Ma para un dique de pórfido granítico de dirección E-W, que forma parte de los haces filonianos que atraviesan longitudinalmente la mayor parte de los plutones de la Sierra Guadarrama. Conviene precisar que este magmatismo filoniano coincide con el emplazamiento de algunos de los plutones más tardíos del sector que corresponden a este periodo final de actividad de los 280-290 Ma (Huertas y Villaseca, 1994).

La existencia de pulsos en la actividad magmática dentro del proceso orogénico y su más que probable coincidencia con fases de actividad tectónica extensional s. l. debería ser investigada con detalle en el futuro. La existencia de pulsos magmáticos en el Hercínico Ibérico en unos rangos de edades próximos a los aquí expuestos, ya fueron comentados por Serrano-Pinto *et al.* (1987) en su trabajo de síntesis, y es equivalente al obtenido en Galicia por Bellido *et al.* (1992). El grupo de granitoides

Gpp1 equivaldría a los granitoides sinorogénicos o sincinemáticos respecto a cizallas dúctiles subhorizontales (F3, según dichos autores), y el pulso magmático Gpp2 equivaldría al grupo de granitoides tardicinemáticos y postcinemáticos. En otros sectores del Hercínico Europeo también se señalan varios pulsos intrusivos: 334-360 Ma para el plutonismo más antiguo, 315-320 Ma para los plutones sin-tectónicos ligados a movimientos fundamentalmente transpresivos y 290-295 Ma para el plutonismo post-tectónico (Liew y Hofmann, 1988; Lerouge y Quenardel, 1988; Schaltegger y Corfu, 1994).

Por otra parte, cuando todo este conjunto de datos geocronológicos se suma a los obtenidos en áreas hercínicas próximas (Fig. 5) conduce a la definición de un periodo álgido de actividad magmática en el Hercínico Occidental Europeo y Nor-Africano entre los 280 y 340 Ma (Lagarde *et al.*, 1992), aunque sin definición precisa de momentos principales de intrusividad.

Geocronología de biotitas

Las edades que se obtienen cuando se proyectan las micas junto a su correspondiente roca total siempre son edades más jóvenes, en varias decenas de millones de años, que las de las isocronas de roca total correspondiente (Tabla III). Como la biotita, mica fundamental en todos los granitoides del sector, tiene una temperatura de cierre relativamente baja para el sistema Rb-Sr (aprox. 300 ± 50 °C según Harrison y Mc Dougall, 1980), se estaría datando el enfriamiento de la masa plutónica. Así, los valores de 291 y 286 Ma que se obtienen con los datos de Vialette *et al.* (1981) en las facies de La Cabrera, el valor de 275 Ma que se obtendría en Alpedrete, y el valor de 280 Ma que se obtiene al proyectar las biotitas

Tabla IV.- Edades K-Ar de biotitas de granitos de la Sierra de Guadarrama.

Nº de muestra	Plutón	% K	40 Ar* (nl/g)	Edad (Ma) (2σ)
92459	Villacastfn	6,81	70,686	249,1 ± 4,5
95916	Alpedrete	6,50	71,240	262,1 ± 5,2
55503	La Cabrera-I	5,94	66,001	228,6 ± 5,6
55506	La Cabrera-I	6,48	69,072	255,4 ± 6,5
55509	La Cabrera-I	6,97	55,915	227,3 ± 6,0

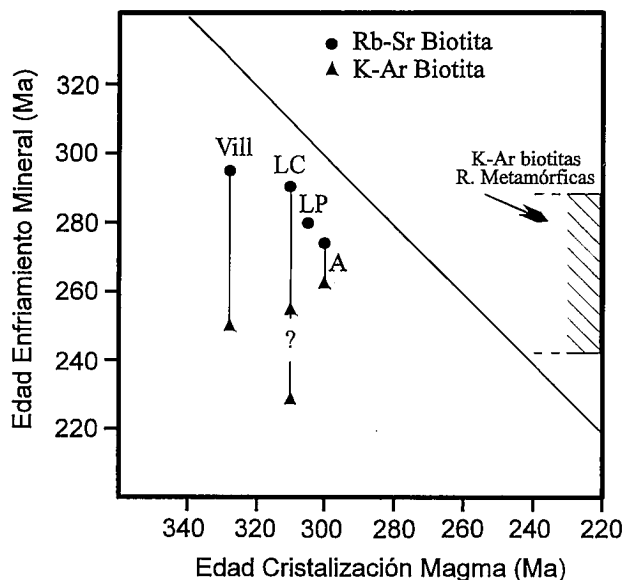


Figura 6.- Diagrama de diferencias entre edades de cristalización y de enfriamiento de plutones individuales. Las edades Rb-Sr de roca total son tomadas como la edad de cristalización magmática. Las edades Rb-Sr y K-Ar de biotitas son edades post-magmáticas y representan enfriamientos ≈ 300 °C. Las abreviaturas utilizadas son Vill = Villacastín, LC = La Cabrera, LP = La Pedriza, A = Alpedrete. La edad del plutón de Alpedrete se ha situado estimativamente alrededor de 300 Ma. Más explicaciones en el texto.

separadas por Mendes *et al.* (1972) junto a las rocas de La Pedriza analizadas por Ibarrola *et al.* (1987) y Pérez Soba (1991), son edades no muy alejadas del episodio hidrotermal episienítico de la Sierra de Guadarrama: 274 ± 6 Ma (Caballero *et al.*, 1993), claramente ligado a las etapas de fracturación y enfriamiento generalizado de la masa batolítica principal. Las biotitas del plutón de Villacastín, con edades Rb-Sr de 296 Ma (Tabla III) mencionadas previamente, están dentro de este rango.

En general, parece haber 20-30 Ma de diferencia en-

tre las edades probables de intrusión o cristalización magmática (sistema Rb-Sr en roca total), y las edades de enfriamiento de las biotitas, que suele ser relativamente dependientes de cada macizo plutónico (Fig. 6). Si suponemos unas diferencias de 400 ± 50 °C entre la temperatura de cristalización magmática y la temperatura de bloqueo de la biotita para el sistema Rb-Sr, se obtendrían velocidades de enfriamiento plutónico del orden de 10-20 °C/Ma, típicas de plutones emplazados en cortezas orogénicas aún templadas y con intensa actividad plutónica (Pitcher, 1993; Speer *et al.*, 1994).

Cuando se estudian los datos obtenidos de K-Ar en biotitas de estos mismos plutones, se observa un rango de edades aún más jóvenes: de 227 a 262 Ma (Tabla IV), alrededor de 40 Ma menos que las edades de Rb-Sr en las biotitas (Fig. 6). No es seguro que la temperatura de bloqueo de la biotita para el sistema K-Ar sea significativamente menor que para el sistema Rb-Sr (Rollinson, 1993). No obstante, se citan ejemplos de diferencias de hasta 40-100 °C menos en el bloqueo de ^{40}Ar en la biotita (Harrison y Clarke, 1979; Harrison y McDougall, 1980), respecto al sistema Rb-Sr. Dos factores pueden influir en que haya una diferencia tan elevada de edad entre ambos sistemas isotópicos:

1. La velocidad de enfriamiento plutónico ha disminuido enormemente porque el sector encajante está a unas temperaturas próximas a las de bloqueo de la biotita para ambos sistemas, esto es, aproximadamente 300-250 °C, durante un largo periodo de tiempo. En sintonía con esta posibilidad estarían los datos de Galindo *et al.* (1993) que datan mineralizaciones hidrotermales (de unos 270 °C de T máx.), frecuentes en estos sectores plutónicos, obteniendo edades realmente muy jóvenes para estos filones: 152 ± 25 Ma. Igualmente, las edades de hasta 242 Ma obtenidas por K-Ar en biotitas de rocas del Complejo Anatóctico de Toledo (Aparicio *et al.*, 1990), coinciden en suponer que en el inicio del Mesozoico áreas muy extensas de la corteza hercínica estaban aún templadas.

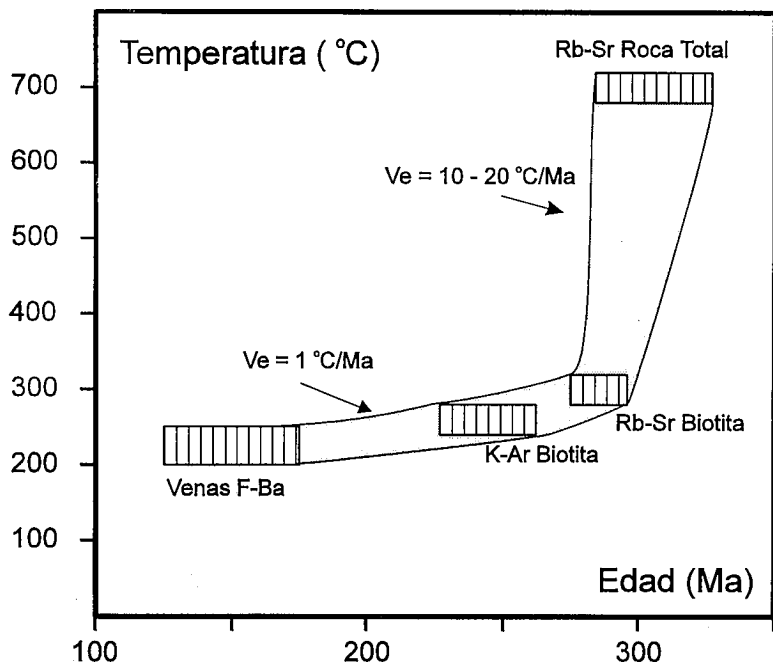


Figura 7.- Diagrama de pautas aproximadas de enfriamiento del sector plutónico estudiado. Se ha estimado una temperatura de 700 °C para la consolidación magmática final de los granitoides. Las temperaturas de bloqueo de biotitas en Rb-Sr y K-Ar son las discutidas en el texto. Ve = velocidad de enfriamiento.

2. Hay una distorsión marcada entre ambos sistemas isotópicos, difícil de determinar, pero ligado a los propios procesos de interacción mica-fluido durante el enfriamiento. En este sentido apuntan los datos de Kwan *et al.* (1992), que señalan una variación marcada de la edad de la biotita en ambos sistemas según sea el tamaño de grano de la roca, de forma que pueden obtenerse diferencias de decenas de millones de años debido al contraste de difusividad entre el Ar y Sr radiogénicos al variar el tamaño de la mica. Igualmente, es posible suponer que, al igual que ocurre para el Sr en feldespatos (Giletti, 1991; Giletti y Casserly, 1994), las difusividades pueden cambiar no sólo en función del tamaño de la mica, sino también de su composición. Por este motivo, no parece correcto suponer que la temperatura de bloqueo deba ser exactamente la misma en cada macizo plutónico, pudiéndose obtener un rango variado de edades de enfriamiento según sea el contraste textural y composicional de los granitoides involucrados y el sistema isotópico (Sr, Ar) considerado.

Aunque por el momento no sea fácil precisar la influencia de estos mecanismos en el diacronismo entre ambos sistemas isotópicos, debe tenerse en cuenta que este fenómeno parece ser una característica del sector orogénico estudiado. Así, Caballero *et al.* (1993), en su estudio geocronológico de episenitas y rocas hidrotermales, obtienen rangos de valores y diferencias de edad entre ambos sistemas isotópicos similares a los aquí expuestos para los plutones. Parece lógico plantearse un cambio en la velocidad de enfriamiento del área plutónica considerada, en base a los datos actuales de geocronología (Fig. 7).

Conclusiones

Con los nuevos datos isotópicos aportados en este trabajo se concreta la edad de tres unidades plutónicas de la Sierra de Guadarrama: Villacastín (323 ± 47 Ma), La Granja (299 ± 55 Ma) y La Atalaya Real (284 ± 13 Ma). Según criterios estructurales y petrológicos puede considerarse que algunos de estos plutones reflejan las edades más extremas del magmatismo hercínico del sector (Villacastín y La Atalaya), lo que sugiere que el período de actividad plutónica principal tuvo una duración próxima a 50 Ma.

Por otra parte, el volumen actual de datos parece sugerir que el emplazamiento de las unidades intrusivas ocurre en forma de pulsos, en periodos temporales concretos, probablemente en estrecha relación con la actividad tectónica tardiorogénica. También parece haber una evolución en el tiempo hacia mayor número de intrusiones tardías, pero menos voluminosas que en etapas previas. La corteza granítica del sector se construye, en gran parte, en la primera etapa del magmatismo post-metamórfico (Gpp1), alrededor de los 320 Ma.

Las edades de enfriamiento de los plutones, obtenidas por métodos de Rb-Sr y K-Ar en biotitas, indican un cambio brusco en la velocidad de enfriamiento una vez que se alcanzan los 300 °C (temperatura aproximada de

bloqueo de la biotita para el sistema Rb-Sr). Las velocidades estimadas de 10-20 °C/Ma se reducen significativamente a partir de los 275 Ma. Durante el Mesozoico, la gran estabilidad tectónica del sector podría haber mantenido una corteza templada durante periodos largos de tiempo como apuntan los datos de actividad hidrotermal asociados.

Queremos agradecer a los doctores G. Rogers y L. Barbero la inestimable ayuda prestada en los análisis isotópicos replicados en el S.U.R.R.C (East Kilbride, Glasgow), realizados por CV gracias al disfrute de una subvención para estancias en centros de investigación extranjeros DGICYT (n.º ref. PR94-122). Igualmente queremos agradecer a C. Valdehita e I. Sevillano su colaboración en los métodos de análisis y separación de biotitas y a F. Bellido el habernos permitido utilizar sus separados micáceos de La Cabrera. También queremos destacar las labores de corrección y revisión de los profesores A. Castro y J.I. Gil Ibarra, así como del editor A. Marcos que han mejorado sustancialmente el texto. Los objetivos de este trabajo se enmarcan en el proyecto DGICYT PB93-0295-CO2.

Bibliografía

- Andonaegui, P. (1990): *Geoquímica y geocronología de los granitoides del Sur de Toledo*. Tesis Doct. Univ. Complutense Madrid, 365 pp.
- Aparicio, A., Grachev, A., Drubetskoy, E. y Novitsky, I. (1990): Dataciones K/Ar en la unidad magmática de Toledo. *Bol. Geol. Min.*, 101-3: 468-472.
- Barbero, L. (1992): *Plutonismo sin-orogénico en un área granulítica hercínica: el Complejo Anatéctico de Toledo*. Tesis Doct. Univ. Complutense Madrid, 450 pp.
- Barbero, L., Villaseca, C., Rogers, G. y Brown, P. E. (1995): Geochemical and isotopic disequilibrium in crustal melting: an insight from the anatectic granitoids from Toledo (Spain). *Jour. Geophys. Res.*, 100, B 8, 15745-15765.
- Bellido, F.; Casquet, C.; Fúster, J.M.; Martín, A.; del Olmo, A. y de Pablo, J.G. (1990). *Mapa Geológico de España. E 1:50.000, Hoja 508 (Cercedilla)*. I.T.G.E., 104 pp.
- Bellido, F., Brändle, J. L., Lasala, M. y Reyes, J. (1992): Consideraciones petrológicas y cronológicas sobre las rocas graníticas hercínicas de Galicia. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 17: 241-261.
- Brandebourger, E. (1984): *Les granitoïdes hercyniens tardifs de la Sierra de Guadarrama (Système Central, Espagne)*. *Pétrographie et géochimie*. Thèse 3^{ème} Cycle. Univ. Lorraine, 209 pp.
- Caballero, J. M., Casquet, C., Galindo, C., González-Casado, J. M., Pankhurst, R. y Tornos, F. (1993): Geocronología por el método Rb-Sr de las episenitas de la Sierra del Guadarrama, S.C.E., España. *Geogaceta*, 13: 16-18.
- Casillas, R., Viallette, I., Peinado, M., Duthou, J. L. y Pin, Ch. (1991): Ages et caractéristiques isotopiques (Sr-Nd) des granitoïdes de la Sierra de Guadarrama occidentale (Espagne). Abstract. *Séance spécialisée de la Soc. Géol. France à la mémoire de Jean Lameyre. Granites océaniques et continentaux*.
- Castro, A.; Moreno-Ventas, I. y De la Rosa, J. D. (1991): H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. *Earth Sci. Rev.*, 31: 237-253.
- Dalrymple, G. B. y Lanphere, M. A. (1969): *Potassium-argon dating*. W. H. Freeman, San Francisco, 258 pp.
- Debon, F. y Le Fort, P. (1983): A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edin.*, 73: 135-149.
- Doblas, M. (1991): Late Hercynian extensional and transcurrent tectonics in central Iberia. *Tectonophysics*, 191: 325-334.
- Eugercios, L., Huertas, M. J. y Villaseca, C. (1994): Los plutones de Alpedrete y La Atalaya Real: dos tipos graníticos comunes en la Sierra de Guadarrama. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 17-1: 81-82.
- Fúster, J. M. y Huertas, M. J. (1984): El macizo peraluminico de Cabeza Mediana (Sierra de Guadarrama). *I Congr. Español Geol.*, 2: 109-129.
- Fúster, J. M. y Villaseca, C. (1987): El complejo plutónico tardihercíni-

- co del Sistema Central Español. En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico* (Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J. C., López-Plaza, M. y Rodríguez Alonso, M. D., Eds.). Rueda. Madrid, 27-35.
- Galindo, C., Darbyshire, D. P. F., Tornos, F. y Casquet, C. (1993): Datación por el método Sm-Nd del filón con F-Ba (Pb-Zn) de la mina San Eusebio (Sierra de Guadarrama, España). *Geogaceta*, 13: 26-28.
- Galindo, C., Huertas, M. J. y Casquet, C. (1994): Cronología Rb-Sr y K-Ar de diques de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español). *Geogaceta*, 16: 23-26.
- Giletti, B. J. (1991): Rb and Sr diffusion in alkali feldspars, with implications for cooling histories of rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55: 1331-1343.
- Giletti, B. J. y Casserly, J. E. D. (1994): Strontium diffusion kinetics in plagioclase feldspars. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58: 3785-3793.
- Harrison, T. M. y Clarke, G. K. C. (1979): A model of the thermal effects of igneous intrusion and uplift as applied to Quottoon pluton, British Columbia. *Can. Jour. Earth Sci.*, 16: 411-420.
- Harrison, T. M. y McDougall, I. (1980): Investigation of an intrusive contact in northwest Nelson, New Zealand-I. Thermal, chronological and isotopic constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44: 1985-2003.
- Huertas, M. J. y Villaseca, C. (1994): Les derniers cycles magmatiques posthercyniens du Système Central Espagnole: Les essaims filoniens calco-alcalins. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 74: 385-404.
- Ibarrola, E., Villaseca, C., Vialette, I., Fúster, J. M., Navidad, M., Peinado, M. y Casquet, C. (1987): Dating of Hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico* (Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J. C., López-Plaza, M. y Rodríguez Alonso, M. D., Eds.). Rueda. Madrid, 377-383.
- Julivert, M., Fontboté, J. M.; Ribero, A. y Nabais Conde, L. E. (1974): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, 1: 1.000.000. Memoria explicativa*. I.G.M.E. Madrid, 113 pp.
- Kwan, T. S., Krähenbühl, R. y Jäger, E. (1992): Rb-Sr, K-Ar and fission track ages for granites from Penang Island, West Malaysia: an interpretation model for Rb-Sr whole-rock and for actual and experimental mica data. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 111: 527-542.
- Lagarde, J. L., Capdevila, R. y Fourcade, S. (1992): Granites et collision continentale: l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la Chaîne hercynienne ouest-européenne. *Bull. Soc. Géol. France*, 163: 597-610.
- Lallena, P. P., Sanz, H. G., Pérez del Villar, L. y Quejido, A. J. (1990): Datación absoluta de granitoïdes de la Sierra de Gredos, por el método Rb-Sr. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 13: 144-145.
- Lerouge, G. y Quenardel, J. M. (1988): Les zones de cisaillement carbonifères dans les plutons vendéens et leurs prolongations dans le Nord-Ouest du Massif Central Français. *Bull. Soc. Géol. France*, 1988-5: 831-838.
- Liew, T. C. y Hofmann, A. W. (1988): Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98: 129-138.
- Liew, T. C.; Finger, F. y Hock, V. (1989): The Moldanubian granitoid plutons of Austria: chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting. *Chemic. Geol.*, 76: 41-55.
- Mendes, F., Fúster, J. M., Ibarrola, E. y Fernández-Santín, S. (1972): L'âge de quelques granites de la Sierra de Guadarrama (Système Central Espagnol). *Rev. Fac. Cienc. Lisboa, 2ª serie*, 17: 345-365.
- Pérez-Soba, C. (1991): *Petrología y geoquímica del Macizo granítico de La Pedriza*. Tesis Doc., Univ. Complutense Madrid, 225 pp.
- Pin, Ch. (1991): Sr-Nd isotopic study of igneous and metasedimentary enclaves in some Hercynian granitoids from the Massif Central, France. En: *Enclaves and Granite Petrology* (Didier, J. y Barbarin, B., Eds.). Elsevier. Amsterdam, 333-343.
- Pitcher, W. S. (1993): *The nature and origin of granite*. Blackie Academic & Professional, London, 321 pp.
- Rock, N. M. S. (1988): *Numerical Geology: a source guide, glossary and selective bibliography to geological uses of computers and statistic*. Springer Verlag, Berlin, 427 pp.
- Rollinson, H. (1993): *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical, Essex, 352 pp.
- Schaltegger, U. y Corfu, F. (1994): Multi-episodic late orogenic volcanism and plutonism in the variscan fold belt of Central Europe. *U. S. Geol. Surv. Circular*, 1107: 281.
- Serrano Pinto, M., Casquet, C., Ibarrola, E., Corretgé, G. y Portugal Ferreira, M. (1987): Síntese geocronológica dos granitoïdes do Maciço Hespérico. In: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico* (Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J. C., López-Plaza, M. y Rodríguez Alonso, M. D., Eds.). Rueda. Madrid, 69-86.
- Speer, J. A., McSween, H. Y. Jr. y Gates, A. E. (1994): Generation, segregation, ascent, and emplacement of Alleghanian plutons in the southern Appalachians. *Jour. Geol.*, 102: 249-267.
- Steiger, R. H. y Jäger, E. (1977): Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Letters*, 36: 359-362.
- Stephens, W. E.; Holden, P. y Henney, P. J. (1991): Microdioritic enclaves within the Scottish Caledonian granitoids and their significance for crustal magmatism. En: *Enclaves and Granite Petrology* (Didier, J. y Barbarin, B., Eds.). Elsevier. Amsterdam, 125-134.
- Vialette, Y., Bellido, F., Fúster, J. M. e Ibarrola, E. (1981): Données géochronologiques sur les granites de La Cabrera. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7: 327-335.
- Villaseca, C., Barbero, L., Huertas, M. J., Andonaegui, P. y Bellido, F. (1993): *A cross-section through hercynian granites of Central Iberian zone. Excursion guide*. Serv. Public. C.S.I.C. Madrid, 122 pp.
- Williamson, J.H. (1968): Least squares fitting of a straight line. *Can. Jour. Phys.*, 46: 1845-1847.
- York, D. (1966): Least-squares fitting of a straight line. *Can. Jour. Phys.*, 44: 1079-1086.

Manuscrito recibido el 27 de Diciembre de 1994
Aceptado el manuscrito revisado el 6 de Abril de 1995