

Geocronología del plutón de Campanario-La Haba (Badajoz) a partir del análisis de isótopos de Pb en circones y U-Th-Pb_{total} en monacitas

Geochronology of the Campanario-La Haba pluton (Badajoz) by means of Pb isotope data on zircons and U-Th-Pb_{total} in monazites

S. García de Madinabertia, J.F. Santos Zalduegui, J.I. Gil Ibarguchi y M. Carracedo

Dpto. Mineralogía-Petrología, Universidad del País Vasco, Apdo. 644, 48080 Bilbao, España

ABSTRACT

The Campanario-La Haba pluton is located to the north of the Los Pedroches batholith in the southern part of the Central-Iberian Zone. The age of the emplacement had been established between 304 and 314 Ma using K-Ar and Rb-Sr methods. In this study we have applied two different new techniques in an attempt to precise the age of the intrusion. The results obtained are as follows: (1) the Pb isotopic composition of five zircon fractions have yielded a $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ isochron of 307 ± 16 Ma (MSWD = 0,33); (2) the U-Th-Pb content of monazites analysed by EMPA does not allow for reliable age results; although their ages are close to those obtained by other methods, there is distinct evidence of Pb-loss processes subsequent to the crystallization of this mineral, for which reason the ages obtained must be handled with care. The age of the postcrystallization events and their significance remain unknown.

Key words: Campanario-La Haba pluton, Pb-Pb isochron, U-Th-total Pb ages.

Geogaceta, 34 (2003), 27-30
ISSN:0213683X

Introducción

El plutón de Campanario-La Haba se ubica al NW del batolito de Los Pedroches situado en el sector meridional de la Zona Centro-Ibérica (Julivert *et al.*, 1972). La estructura del área es el resultado de la superposición de varias fases de deformación registradas durante los ciclos Cadomiense y Hercínico. El plutón de Campanario-La Haba presenta una forma elipsoidal con un eje máximo, orientado en dirección N120E, de ca. 30 km y anchura máxima de 6 km. Este plutón intruye en materiales metasedimentarios anqui-epizonales de edades comprendidas entre el Proterozoico terminal y el Devónico (Figura 1). La intrusión generó una aureola de metamorfismo de contacto de anchura variable, entre 500 y 1500 m, donde se alcanzan condiciones de corneanas piroxénicas (Alonso *et al.*, 1999; Alonso, 2001).

Cartográficamente se pueden diferenciar 4 facies graníticas: granito porfídico de grano grueso (G1), granito porfídico de grano fino-medio (G2), granito biotítico (G3) y leucogranitos (G4). Las tres primeras presentan una disposición zonada concéntrica

concordante con la forma del plutón, ocupando la facies biotítica la parte central del mismo. Los leucogranitos forman pequeñas masas intrusivas en las facies precedentes, siendo especialmente abundantes en las cercanías del contacto con el encajante (Alonso *et al.*, 1999; Alonso, 2001).

Tanto los datos de campo como las edades radiométricas publicadas indican que el emplazamiento del plutón de Campanario-La Haba se produjo durante las últimas etapas de la orogenia Hercínica. Las edades obtenidas varían entre 311 ± 10 Ma (K-Ar en biotita; Penha y Arribas, 1974, recalculados con las nuevas constantes) y 309 ± 6 Ma (Rb-Sr roca total; Alonso *et al.*, 1999). Un estudio posterior incluyendo muestras adicionales ha dado edades comprendidas entre 304 ± 6 Ma y 314 ± 15 Ma (Rb-Sr roca total; Alonso, 2001).

Con la finalidad de verificar estos datos y, eventualmente, precisar la edad de la intrusión se ha efectuado un estudio aplicando dos técnicas geocronológicas hasta ahora poco utilizadas en la geología del hercínico peninsular: (1) el método de isocronas Pb-Pb a partir del análisis de isótopos de Pb en circones, y (2) la datación puntual de monacitas mediante el análisis de U-Th-Pb_{total}.

Método y material

Para este estudio se ha utilizado una muestra perteneciente a la facies de granito porfídico de grano grueso procedente de una cantera situada en las cercanías de la localidad el Campanario. Para el análisis de circones y monacitas se ha procedido de forma diferentes

Análisis de circones: Tras triturar la muestra, se procede a la separación de los circones utilizando una mesa vibradora Wilfley, líquidos densos y un separador magnético isodinámico Frantz. Posteriormente, con ayuda de una lupa binocular se seleccionan circones sin fracturas ni inclusiones, algunos de los cuales fueron desgastados mediante aire a presión y pirita (cf., Krogh, 1982) a fin de eliminar posibles recrecimientos o zonas de alteración. Los circones se disuelven en bombas de presión Parrâ y la solución obtenida se introduce en columnas con resina de intercambio iónico Dowx AG 1x8 para la separación del Pb. El Pb separado se deposita, junto con 3 μl de gel de sílice y ácido fosfórico, sobre un filamento simple de Re previamente desgasificado para su análisis mediante un espectrómetro de masas con fuente de ionización térmica (TIMS)-Finnigan MAT-262 de la

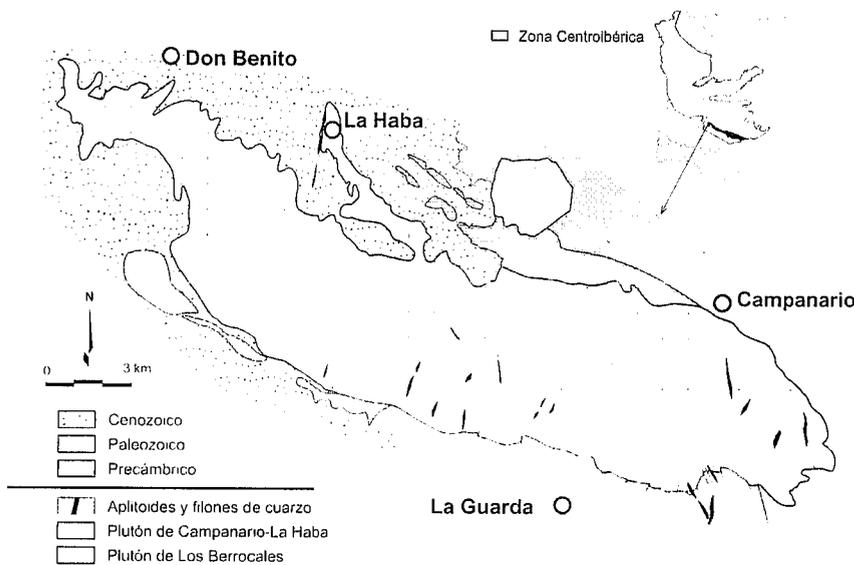


Fig. 1.- Mapa geológico del plutón de Campanario-La Haba, modificado de Alonso (2001).

Fig 1.- Geological sketch of the Campanario-La Haba pluton, modified after Alonso (2001).

Universidad del País Vasco. Las relaciones isotópicas obtenidas son corregidas para la fraccionación de masas mediante la comparación con las medidas reiteradas del estándar NBS-981 (más detalles en Santos *et al.*, 2001). Para los cálculos de las edades se han utilizado los programas Isoplot/Ex v. 2.31 (Ludwig, 2000) y PbDat v. 1.24 (Ludwig, 1993).

Análisis de monacitas: A partir del estudio en lámina delgada y previamente al análisis cuantitativo se efectúa un análisis cualitativo por microscopía electrónica de electrones retrodispersados a fin de diferenciar, en particular, circones y monacitas así como para verificar si existen variaciones composicionales en las monacitas. Posteriormente se miden los contenidos en Th, U, Pb y tierras raras en puntos concretos de dichos cristales. Los análisis de monacitas han sido realizados en la Universidad Blaise-Pascal de Clermont-Ferrand (Francia; más detalles en Montel *et al.*, 1996). Los cálculos de las edades se han realizado utilizando los programas CHIME Carbon 1.0.1 (Kato *et al.*, 1999) e Isoplot/Ex v. 2.31 (Ludwig, 2000).

Resultados

Los circones separados del plutón de Campanario-La Haba son por lo general prismáticos, con terminaciones bipiramidales muy desarrolladas, así como aciculares. También son frecuentes los fragmentos de cristales de gran tamaño, por lo que alguna de las fracciones analizadas está constituida únicamente por varios de estos fragmentos. Se han analizado 6 frac-

ciones de circones, obteniéndose relaciones isotópicas que oscilan de 28,09 a 948,82 para ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb; 16,19 a 64,78 en el caso de ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb y 39,28 a 71,29 para ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb (Tabla 1). Estas amplias variaciones apuntan a una gran disparidad en las concentraciones de U y Th de las diferentes fracciones analizadas. De manera general, los circones más radiogénicos son de color grisáceo, mientras que los incoloros o marrónáceos son menos radiogénicos, lo que sugiere un menor contenido en U y Th.

Las fracciones con relaciones isotópicas excesivamente bajas (e. g., fracción 4, con ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 28), anómalas para circones, han sido desechadas en el cálculo de la isocrona. La recta de regresión que definen las relaciones isotópicas de las 5 fracciones restantes en el gráfico ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb vs. ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb corresponde a una edad de 307 ± 16 Ma, y un MSWD muy bajo (0,33) indicando el alto grado de ajuste de los puntos a la recta (Figura 2).

Por otra parte, para cada una de las fracciones analizadas se ha obtenido una edad ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb. Esta edad se calcula de manera matemática a partir de la relación ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb* (radiogénica) que se obtiene realizando la corrección del Pb común con los valores propuestos por Stacey y Kramers (1975) a 300 Ma, edad aproximada de la intrusión. De las edades obtenidas mediante este procedimiento, la más fiable sería la correspondiente a la fracción más radiogénica ya que en ella la corrección del Pb común generará un menor error. En el caso considerado, la edad obtenida para la fracción más radiogénica es de 325 ± 3 Ma (Tabla 1).

Las monacitas analizadas presentan aspecto idiomorfo o subidiomorfo, aparecen incluidas principalmente en cristales de feldespatos y biotita, y su tamaño oscila entre 50 y 100 mm. Se han efectuado 50 análisis de 11 cristales diferentes de monacita. Los contenidos en Th, U y Pb son: 48630-88220, 1750-25070 y 650-2310 ppm, respectivamente (Tabla 2). Las variaciones observadas corresponden a diferencias entre distintos cristales así como a distintas zonas dentro del mismo cristal.

Las edades individuales calculadas para cada punto según el procedimiento de Montel *et al.* (1994) oscilan entre 224 ± 28 y 340 ± 22 Ma (Tabla 2). La representación de estas edades individuales en un diagrama de frecuencias refleja una distribución no gaussiana, con un máximo bien definido en torno a 300 Ma y un conjunto de edades más jóvenes (Figura 3A) que sugieren la existencia de dos edades diferentes para las monacitas. Para la obtención de una edad estadísticamente fiable se han separado los datos en dos grupos diferentes. La separación se ha realizado en 280 Ma, punto en el cual se observa una menor frecuencia de edades (Figura 3A). Mediante este procedimiento, e ignorando dos resultados correspondientes a edades muy superiores al resto (más de 340 Ma), se han obtenido los siguientes valores: una edad de 263,3 ± 7,3 Ma (MSWD = 0,9; n = 9) para el conjunto con edades más jóvenes, y otra de 304,4 ± 4,1 Ma (MSWD = 1,9; n = 38) para el grupo mejor representado y con edades más altas (Figura 3A).

La representación de estos dos grupos de análisis en un gráfico ThO₂* vs. PbO (%) permite obtener dos rectas de regresión cuyas edades son 299 ± 35 Ma y 314 ± 21 Ma respectivamente (Figura 3B).

Discusión

Los diferentes cuerpos ígneos del batolito de Los Pe droches y áreas adyacentes ha sido objeto de diversos estudios geocronológicos mediante los métodos K-Ar y Rb-Sr. Hasta la fecha, los resultados son más bien imprecisos, no existiendo datos fiables para muchos de los cuerpos intrusivos, en particular para las rocas granodioríticas y tonalíticas del sector. En el caso del plutón de Campanario-La Haba, las edades publicadas varían entre 304 y 314 Ma (Rb-Sr; Alonso, 2001), rango en el que se incluyen los nuevos datos aquí presentados.

La datación efectuada del plutón de Campanario-La Haba a partir del análisis de las relaciones isotópicas de Pb en circones y la utilización del diagrama ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb vs. ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb ha proporcionado una

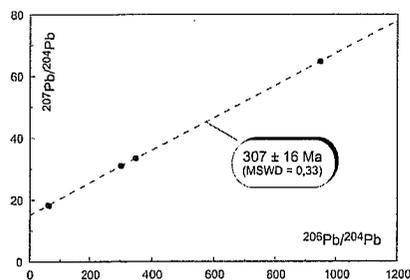


Fig. 2.- Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para cinco fracciones de circón del plutón de Campanario-La Haba

Fig. 2.- $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram for five analysed zircons fractions from the Campanario-La Haba pluton.

edad de 307 ± 16 Ma. Dicha edad puede considerarse como correspondiente a una isocrona desde el punto de vista estadístico ya que está formada por 5 fracciones diferentes que presentan un buen ajuste a la recta de regresión, tal y como indica su valor de MSWD (0,33). La única duda que puede presentar este resultado es en referencia al cogenetismo de los cristales analizados o a la presencia de un componente heredado en alguno de ellos. Sin embargo, tanto durante la separación con ayuda de la lupa binocular como en el estudio microscópico, no se ha detectado la presencia de núcleos heredados, por lo que de existir representarían un pequeño porcentaje del total del Pb analizados que no afectaría de forma importante al resultado final del dato analítico.

Por otra parte, la edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ establecida para la fracción más radiogénica de las analizadas es de 325 ± 3 Ma. Este valor, si bien es más preciso que el expuesto anteriormente, solo considera una de las fracciones analizadas, por lo que no puede garantizarse su representatividad. La diferencia respecto a la edad proporcionada por la isocrona Pb-Pb puede ser debida a la corrección del Pb común, dado que esta se efectúa teniendo en cuenta el valor deducido a partir del modelo de evolución del Pb de Stacey y Kramers (1975) a 300 Ma, valor que podría no corresponder de forma precisa con la composición isotópica del Pb común presente en el momento de la cristalización de los circones. Además, el hecho de que sea un resultado obtenido a partir de una fracción 'desgastada' (cf. métodos), y que no se aleje demasiado de la supuesta edad del plutón (ca. 310 Ma), invita a pensar que, al menos en esta fracción, no debían existir núcleos heredados o bien que su contribución al conjunto del análisis ha sido mínimo.

Aunque las monacitas han sido en ocasiones empleadas con éxito para la datación de plutones hercínicos (e.g., Cocherie y Albarède, 2001), en el caso presente no han

Circones	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (1)	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (1)	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (1)	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (1)	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ (2)	Edad (2)
Aciculares, grisáceos, 400 μm	299,64	0,32	30,78	0,49	50,33	0,42	0,10275	0,37	0,05383	364 ± 8
Prismas cortos, incoloros, 150-200 μm	58,72	0,48	18,00	0,87	41,29	0,52	0,30704	0,78	0,05844	-
Aciculares, marrones, 200-400 μm "desgastados"	56,19	0,55	17,96	1,19	41,15	0,55	0,32012	0,94	0,06131	-
Aciculares, incoloros, 200 μm "desgastados"	28,09	0,20	16,19	0,20	39,28	0,21	0,57751	0,09	0,05660	-
Puntas, grisáceos, 300 μm "desgastados"	948,82	0,37	64,78	0,42	71,29	0,41	0,06840	0,13	0,05291	325 ± 3
Puntas, grisáceos	345,74	0,35	33,08	0,38	49,61	0,41	0,09568	0,05	0,05326	340 ± 1

- (1) Valores medidos, corregidos para la fraccionación.
- (2) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ (relaciones radiogénicas) corregidas para el Pb común según el modelo de Stacey y Kramers (1975)
- (3) Edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y error expresado en 2σ calculados mediante PbDat v. 1.24 (Ludwig, 1992)

Tabla I: Composición isotópica del Pb en circones del plutón de Campanario-La Haba

Table I: Pb isotopic composition of zircons from the Campanario-La Haba pluton

permitido obtener una edad precisa del plutón de Campanario-La Haba. El método propuesto por Cocherie y Albarède (2001) ha dado una recta discordante respecto a las isocronas de referencia en los diagramas U/Pb vs. Th/Pb por lo que los resultados obtenidos en este caso se han desechado.

Con respecto a los otros métodos, se puede observar que las edades individuales establecidas para los diferentes puntos no presentan una distribución gaussiana en un diagrama de frecuencias, lo que impide establecer de manera directa la media ponderada de las edades utilizando el método de Montel *et al.* (1994). Cabe señalar, además, que este método no permite valorar el grado de concordancia de los resultados obtenidos, por lo que eventos postcristalización que hubieran afectado a los contenidos en Th, U y Pb de los monacitas no podrían ser detectados. En cualquier caso, en el histograma establecido para las edades individuales se observa claramente un máximo en torno a los 300 Ma (Figura 3A), que tras la separación de los análisis en dos grupos, permite establecer una edad de $304 \pm 4,1$ Ma para el grupo de análisis mejor definido. Esta edad está muy próxima a la establecida mediante la isocrona Pb-Pb y es más precisa que aquella. Sin embargo, la presencia de edades claramente más jóvenes, que han debido eliminarse para el cál-

culo y que por el momento no tienen explicación, implican que la edad de ca. 304 Ma deba ser considerada con reservas.

La utilización del método CHIME (Chemical Th-U-Total Pb Isochron Method; Suzuki y Adachi, 1991) permite estimar el grado de concordancia de los análisis de las monacitas. Para ello se han representado en un gráfico ThO_2^* vs. PbO (%) los dos grupos de datos establecidos en base a sus edades individuales calculándose las rectas de regresión para cada uno de ellos. En el caso presente estas rectas de regresión no pueden ser consideradas isocronas ya que ambas son oblicuas a las isocronas teóricas del diagrama. Por este motivo, las edades determinadas no pueden ser consideradas válidas (Figura 3B). No obstante, la utilización de este tipo de diagramas facilita la interpretación de las "edades" obtenidas por otros métodos pues proporciona información sobre la existencia de posibles procesos de pérdida de Pb o bien de Pb común en el momento de la cristalización. La Figura 3B muestra cómo las rectas de regresión representadas en el gráfico ThO_2^* vs. PbO (%) para las monacitas del plutón de Campanario-La Haba cortan al eje del PbO en contenidos negativos, apuntando hacia procesos de pérdida substancial de Pb con posterioridad a la cristalización del mineral.

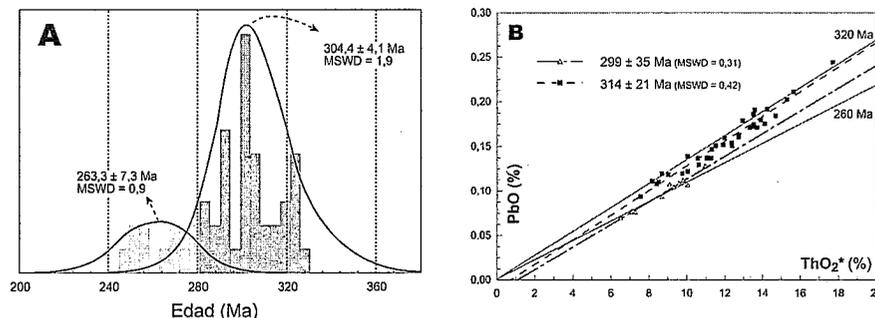


Fig. 3.- Resultados de edad para monacitas del plutón de Campanario-La Haba: (A) Edades medias a partir de los histogramas de frecuencia; (B) Edades CHIME

Fig. 3.- Monazite age results for the Campanario-La Haba granite: (A) Weighted average ages deduced from the frequency histograms; (B) CHIME ages.

Cristal	Th (1)	U (1)	Pb (1)	Edad Ma (2)	ThO ₂ (3)	UO ₂ (3)	PbO (3)	ThO ₂ * (3)
A'	85010	3840	1270	291 ± 20	9,67	0,44	0,14	11,10
A'	60780	6700	2310	616 ± 30	6,92	0,76	0,25	9,40
A'	56910	6980	1100	308 ± 24	6,48	0,79	0,12	9,06
A'	69550	14770	1590	301 ± 17	7,91	1,68	0,17	13,39
PA'1	80010	14040	1780	316 ± 17	9,10	1,59	0,19	14,31
P1	74110	4390	990	250 ± 21	8,43	0,50	0,11	10,06
P1'	76080	19060	1960	317 ± 15	8,66	2,16	0,21	15,72
P1'	72130	10310	1480	313 ± 19	8,21	1,17	0,16	12,03
P1'	76040	5460	1200	285 ± 21	8,65	0,62	0,13	10,68
P1'B	48630	5550	870	292 ± 28	5,53	0,63	0,09	7,59
P2'	82230	12430	1670	304 ± 16	9,36	1,41	0,18	13,96
P2'	83230	12710	1630	292 ± 16	9,47	1,44	0,18	14,18
P2'	81980	25070	2230	305 ± 13	9,33	2,84	0,24	18,62
P2'	73080	14290	1600	299 ± 17	8,32	1,62	0,17	13,61
P2'	73970	14430	1590	294 ± 16	8,42	1,64	0,17	13,77
P2'	88220	20900	2270	324 ± 14	10,04	2,37	0,24	17,79
P2'	68100	12600	1430	293 ± 18	7,75	1,43	0,15	12,42
P2'	75010	13650	1720	321 ± 17	8,54	1,55	0,19	13,60
P2'	76240	11180	1510	299 ± 18	8,68	1,27	0,16	12,82
P2'	84070	10760	1730	324 ± 18	9,57	1,22	0,19	13,56
P2'	78820	6340	1270	285 ± 20	8,97	0,72	0,14	11,32
P2'	76630	7550	1540	340 ± 20	8,72	0,86	0,17	11,52
P3	58540	13240	1400	307 ± 19	6,66	1,50	0,15	11,57
P3	60470	4500	1020	303 ± 25	6,88	0,51	0,11	8,55
P3	57600	5830	1110	323 ± 25	6,55	0,66	0,12	8,72
P3	60130	4320	1000	301 ± 25	6,84	0,49	0,11	8,44
P3	58860	4080	1030	319 ± 26	6,70	0,46	0,11	8,21
P3	71120	5400	1290	324 ± 22	8,09	0,61	0,14	10,09
P3	73300	14320	1770	329 ± 17	8,34	1,62	0,19	13,65
P3-1	51480	1750	650	253 ± 31	5,86	0,20	0,07	6,51
P3-1	66100	4840	970	265 ± 23	7,52	0,55	0,10	9,32
P4	53800	3140	710	248 ± 28	6,12	0,36	0,08	7,29
P4	62690	4190	870	255 ± 24	7,13	0,48	0,09	8,69
P4	70910	4720	1040	269 ± 1	8,07	0,54	0,11	9,82
P4	79000	5340	1190	276 ± 20	8,99	0,61	0,13	10,97
P4	69960	4410	1010	268 ± 22	7,96	0,50	0,11	9,60
P4	71590	4480	1110	287 ± 22	8,15	0,51	0,12	9,81
P4	73840	4600	1130	284 ± 21	8,40	0,52	0,12	10,11
P4	79970	6060	1360	305 ± 20	9,10	0,69	0,15	11,35
P4	52060	3110	710	255 ± 28	5,92	0,35	0,08	7,08
P4	65990	4300	1000	280 ± 23	7,51	0,49	0,11	9,10
P4	82290	9210	1490	297 ± 18	9,36	1,04	0,16	12,78
P4	81550	14800	1710	294 ± 16	9,28	1,68	0,18	14,77
P4	71800	5780	1380	340 ± 22	8,17	0,66	0,15	10,31
P4	78350	12640	1620	303 ± 17	8,92	1,43	0,17	13,60
P4	83620	6590	1410	300 ± 19	9,52	0,75	0,15	11,96
P4-1	68790	7570	1270	303 ± 21	7,83	0,86	0,14	10,63
P5	78310	9520	1400	286 ± 17	8,91	1,08	0,15	12,44
P5	74540	12220	1660	324 ± 18	8,48	1,39	0,18	13,01
P5	78740	17250	1880	311 ± 16	8,96	1,96	0,20	15,35

- (1) Concentración en ppm. Los errores 2σ considerados son del 2 % para el Th, 4 % para el U y 6 % para el Pb.
- (2) Edad según el procedimiento de Montel et al. (1994). El error indica un nivel de confianza superior al 95 %. Equivalentes a las calculadas con el programa CHIME Carbon 1.0 (Kato et al., 1999).
- (3) ThO₂, UO₂, PbO y ThO₂* en % calculadas utilizando el programa CHIME Carbon 1.0 (Kato et al., 1999). ThO₂* es el ThO₂ aparente, obtenido de la suma del contenido en ThO₂ y el UO₂ convertido en ThO₂ aparente

Tabla II: Resultados analíticos para diferentes cristales de monacita del plutón de Campanario-La Haba

Table II: Analytical results for different monazite crystals of the Campanario-La Haba pluton

Conclusiones

Se ha efectuado la datación del plutón de Campanario-La Haba utilizando dos técnicas analíticas diferentes poco utilizadas hasta la fecha: isótopos de Pb en circones y contenidos de U-Th-Pb en monacitas.

Las edades obtenidas a partir de diagramas ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb vs. ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb para circones dan una isocrona cuya edad es de 307 ± 16 Ma (MSWD = 0,33). Esta edad es coherente con las edades propuestas previamente por diferentes autores para el plutón de Campanario-La Haba.

El estudio de las monacitas revela la existencia de procesos de pérdida de Pb en la mayoría de los cristales analizados. Este hecho limita substancialmente la validez de los datos de edad obtenidos aplicando diferentes métodos (histogramas de edad, CHIME). A pesar de estas limitaciones, tanto las edades CHIME como las obtenidas para el grupo más numeroso en los histogramas de frecuencia se aproximan considerablemente a las edades obtenidas por otros métodos.

Agradecimientos

La realización del presente trabajo ha sido posible gracias a la financiación obtenida a través de los Proyectos de Investigación BTE2001-0071 y MAT2000-0142 y del Programa Ramón y Cajal del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

Referencias

Alonso Olazabal, A. (2001) *Tesis Universidad del País Vasco*, 323 pp.

Alonso Olazabal, A.; Carracedo, M. y Aranguren, A. (1999) *Geological Society, London, Special Publications*, 168, 177-190.

Cocherie, A. y Albarède, F. (2001) *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65: 4509-4522.

Julivert, M.; Fontboté, J.M.; Ribeiro, A. y Conde, L.N. (1972) *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1:1.000.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

Krogh, T.E. (1982) *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 485-494

Kato, T.; Suzuki, K. y Adachi, M. (1999) *Journal Earth and Planetary Science Nagoya University*, 46, 49-56

Ludwig, K.R. (1993) *United States Geological Survey Open-File Report* 88-542

Ludwig, K.R. (2000) *Berkeley Geochronology Center Special Publication*

Montel, J.M.; Veschambre, M. y Nicollet, C. (1994) *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318, série II, 1489-1495

Montel, J.M.; Foreet, S.; Veschambre, M.; Nicollet, C. y Provost, A. (1996) *Chem. Geol.* 131, 37-53

Penha, M. y Arribas, A. (1974) *Bol. Geol. Min*, LXXXV-III: 271-273

Santos Zalduegui, J.F.; García de Madina-beitia, S. y Gil Ibarquchi, J.I. (2001) En: *Proceedings III Iberian Geochemistry meeting*. (Lago Arranz y Galé, Eds) Zaragoza, 443-446

Stacey, J.S., y Kramers, J.D. (1975) *Earth Planet. Sci. Letters*, 26: 207-221.

Suzuki, K y Adachi, M. (1994) *Tectonophysics*, 235, 277-292