

Exhumación alpina del bloque morfotectónico Pedriza - La Cabrera (Sierra del Guadarrama, Sistema Central Español): potencialidad de la termocronometría por trazas de fisión en apatitos

Alpine exhumation of the Pedriza - La Cabrera morphotectonic block (Sierra del Guadarrama, Spanish Central System): potentiality of fission-track thermochronology in apatite

I. Sell (**), G. Poupeau (**), C. Casquet (*), C. Galindo (*) y J.M. Gonzalez-Casado (***)

(*) Dpto. Petrología y Geoquímica. Facultad de Geología. Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid (España).

(**) Institut Dolomieu, ERS 129 del CNRS. Universidad Joseph Fourier. 38031 Grenoble Cedex (Francia).

(***) Dpto. Q.A. Geología Universidad Autónoma de Madrid. 28049 Madrid (España).

ABSTRACT

The principles of Apatite Fission Track Analysis (AFTA), which allows to decipher the time-temperature paths of apatites since their last cooling below about 110°C are given and one example, from a Pedriza - La Cabrera block, is discussed. It is suggested from AFTA that the cooling history of this sample followed three steps: from 45 Ma to 35 Ma, slow cooling at a rate of 2,5 - 5° C/Ma between 110° C and 60° C, followed by a quasi-plateau at 70-80°C up to about 10 Ma ago, where a new cooling episode started, with a mean 6 - 7° C/Ma cooling rate up to the present time.

Key Words: fission Tracks, termocronología, evolución tectonotermal, Sierra del Guadarrama, Sistema Central Español.

Geogaceta, 18 (1995), 23-26

ISSN: 0213683X

Introducción

Una de las aplicaciones más recientes del método de datación por Trazas de Fisión del uranio consiste en la reconstrucción, vía un modelo de optimización de edades, de la historia térmica de una muestra, desde su último enfriamiento por debajo de los 110°C, mediante la combinación de la datación por trazas de fisión en apatitos (ATFA) y la medida de las longitudes de dichas trazas (Brown *et al.*, 1994). Se presenta aquí un ejemplo correspondiente a uno de los bloques tectónicos que forman la Sierra del Guadarrama (Sell, 1995).

Caracterización geológica del área de estudio

La Sierra del Guadarrama es una de las alineaciones montañosas que configuran el Sistema Central Español (SCE). Forma parte del basamento hercínico peninsular, y está constituida por metasedimentos y ortogneises de edad paleozoica, afectados por un metamorfismo hercínico en grado medio y alto, y abundantes cuerpos de granitoides también hercínicos. Sobre este basamento, seccionado en bloques probablemente desde el final del propio Ciclo Hercínico, se dispone una delgada y discon-

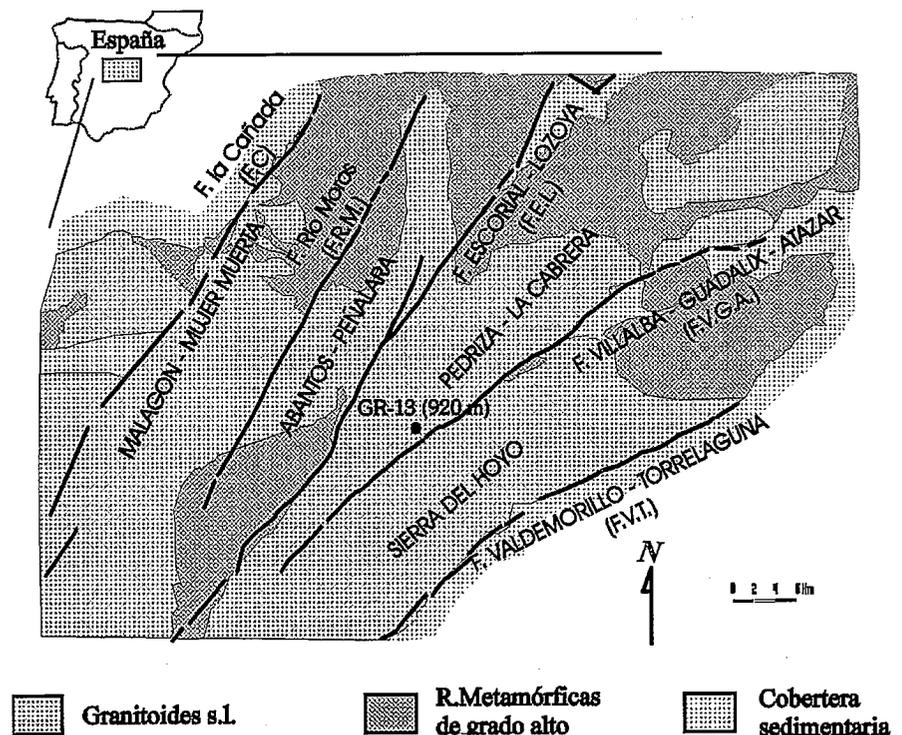


Fig.1.- Bloques tectónicos principales de la Sierra del Guadarrama y situación de la muestra GR-13.

Fig.1.- Main tectonic blocks forming the Sierra del Guadarrama and location of sample GR-13

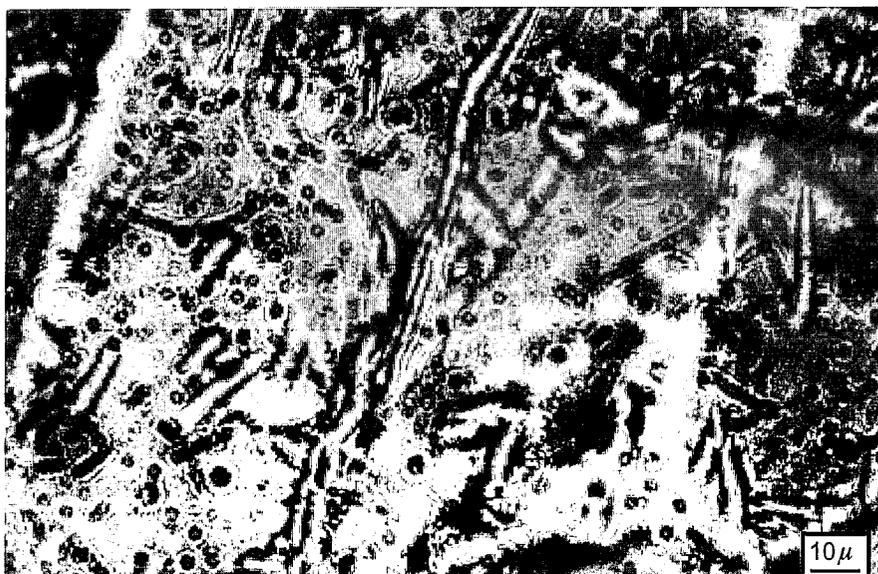


Fig.2.- Trazas de fisión (TF) fósiles en cristales de apatito de la muestra GR-13. Las trazas mas largas alcanzan las 15µm.

Fig.2.- Fossil fission tracks (FT) in apatite from sample GR-13. The longest track is about 15µm.

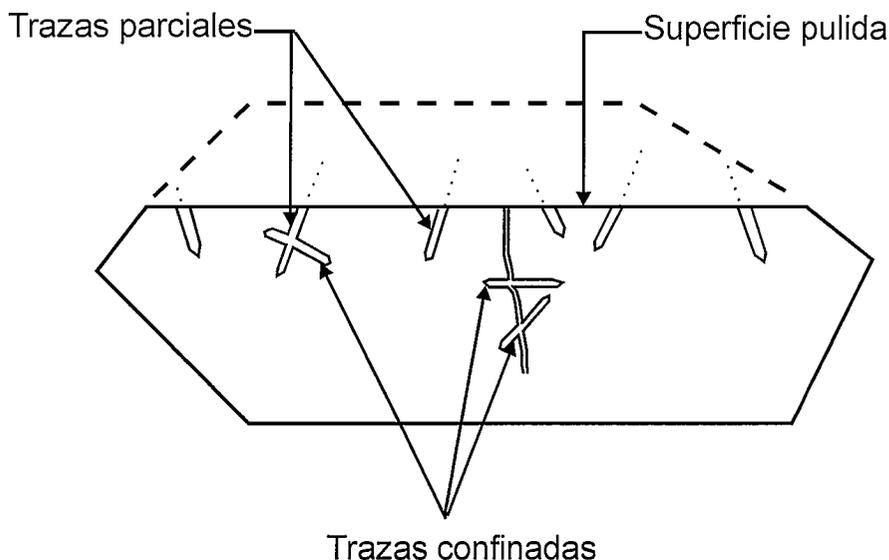


Fig.3.- Esquema de un cristal de apatito tallado paralelamente al eje C, y pulimentado, en el que se aprecian los distintos tipos de trazas de fisión.

Fig.3.- Sketch of a crystal of apatite cut parallel to the C crystallographic axis and polished, showing the types of fission-tracks.

tinua cobertera de sedimentos con edades comprendidas entre el Cretácico Superior y el Cuaternario en la que se reconocen importantes discontinuidades estratigráficas. Parte de la cobertera es anterior al episodio tectónico responsable de la morfología actual de la Sierra del Guadarrama, mientras que los sedimentos cenozoicos (neógenos y cuaternarios) representan la sedimentación sin y postectónica (De Vicente *et al.*, 1990).

Las grandes fallas de dirección NE-SO, permiten dividir la Sierra del Guadarrama

en cuatro grandes bloques. De sur a norte (Fig.1) a estos bloques los hemos denominado de la siguiente manera : 1) Sierra del Hoyo, 2) Pedriza-La Cabrera, 3) Abantos-Peñalara y 4) Malagón-Mujer Muerta. A su vez, las cinco grandes fracturas que delimitan a cada uno de estos bloques, han sido denominadas: F. Valdemorillo-Torrelaguna, (F.V.T.); F. Villalba-Guadalix-Atazar, (F.V.G.A.); F. Escorial-Lozoya, (F.E.L.); F. del Río Moros, (F.R.M.).

En tres de estos bloques se han recoge-

do muestras a diferentes altitudes, dentro de un perfil general aproximado transversal a la cadena. La muestra que aquí se presenta (GR-13), pertenece al bloque Pedriza-La Cabrera, y corresponde a una adamellita tipo "Alpedrete" tomada a 920 m de altitud. El objeto del estudio es el de determinar la historia tectonothermal reciente de dicho bloque.

Principios generales del metodo de datacion por trazas de fisión

El uranio ²³⁸ fisiona espontaneamente generando dos "fragmentos de fisión". Estos fragmentos son nucleidos de masas ligeramente diferentes, que son proyectados en direcciones opuestas y que, a lo largo de sus recorridos, perturban la estructura cristalina, dando lugar a las trazas. Estas trazas, de longitudes comprendidas entre 15 y 25 µm según el mineral, no son visibles al microscopio óptico debido a su pequeño (<100 Å). Solo tras el pulimiento y ataque químico de la superficie del mineral, las trazas quedan "reveladas" lo que permite su conteaje, así como la medida de sus longitudes (Fig.2).

La densidad de trazas de fisión espontaneas (número de trazas/cm²) es proporcional al tiempo durante el cual las trazas han ido quedando registradas y al contenido en uranio del mineral. Esto último se puede determinar mediante la irradiación con neutrones térmicos en un reactor nuclear, que induce la fisión del uranio ²³⁵. La comparación de las densidades de las trazas fósiles con la de las inducidas permite, en función de la dosimetría neutrónica, obtener una edad TF (Wagner y Van den Haute, 1992).

Termocronología por trazas de fisión en apatitos

Las trazas de fisión fosiles muestran a menudo, a consecuencia de procesos de recocido ("annealing"), un acortamiento de sus longitudes iniciales, por lo que éstas son un reflejo de la historia termica de las trazas subsiguiente a su formación. Wagner y Reimer (1972) engloban el dominio de estabilidad de las trazas de fisión fósiles bajo el término de Zona de Retención Parcial (ZRP), que queda definida por un intervalo termico. En los apatitos este intervalo se sitúa entre los 60°C y los 110°C con algunas variaciones atribuibles a la propia cristaloquímica del apatito (F-apatito vs Cl-apatito). Por encima de este intervalo las trazas no persisten de manera permanente, mientras que por debajo, las trazas sufren poca o nula modificación de sus longitudes.

La trayectoria temperatura-tiempo a tra-

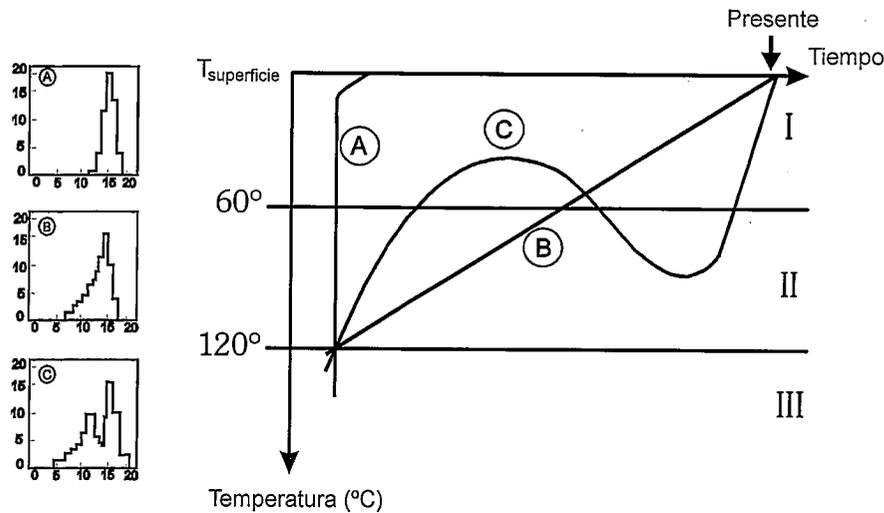


Fig.4.- Diagrama que muestra el concepto de Zona de Retención Parcial de trazas para el apatito: (I) zona de retención total de trazas; (II) zona de grabado parcial; (III) zona de no retención de trazas. A, B y C son trayectorias teóricas. A la izquierda se muestran los histogramas de longitudes de trazas confinadas correspondientes a cada trayectoria (v. texto para explicación).

Fig.4.- Diagram showing the concept of Zone of Partial Retention of fission tracks in apatite: (I) zone of total retention of tracks; (II) zone of partial retention and (III) zone of no retention of tracks. A, B and C are theoretical paths. On the left side the histograms of track-lengths corresponding to each path are shown.

ves de la ZRP queda de alguna manera "memorizada" en las longitudes de las trazas fósiles reveladas. Esta longitud puede ser medida únicamente en las llamadas trazas confinadas, que son las trazas situadas enteramente dentro del volumen del mineral y que solo pueden ser reveladas si se cruzan con otra traza o con una fractura que permitan el acceso de la disolución reactiva (Fig.3).

El acortamiento térmico de las trazas en los apatitos es anisótropo, por lo que su estudio ha de realizarse solo en secciones pulimentadas paralelas al eje C cristalográfico. En estas condiciones, las trazas confinadas de las rocas volcánicas (trayecto A, Fig.4) muestran una longitud del orden de 15 μm con una desviación standard de 0,8-1 μm ; en el caso de un enfriamiento a velocidad constante (trayecto B), la distribución presenta un sesgo hacia las longitudes más cortas, que corresponden a trazas formadas a diferentes profundidades en la ZRP: Las más cortas corresponden a trazas formadas hacia la base de la ZRP. Por último, en el caso de una historia de enfriamiento como la del trayecto C, la distribución de las trazas confinadas es bimodal.

A partir de estudios experimentales sobre la estabilidad térmica de las trazas, se han propuesto diversos modelos para reconstruir historias de enfriamiento desde el último paso de una muestra por debajo de los 110°C (Duddy *et al.*, 1988; Corrigan, 1991; Lutz y Omar, 1991; Crowley, 1993).

En estos modelos se asume que los apatitos han sido datados por el método del detector externo (ver Wagner y Van den Haute, 1992) y que subsiguientemente se ha establecido la distribución de las longitudes de las trazas confinadas fósiles. En el ejemplo que aquí se presenta, se ha utilizado el modelo Monte-Trax de Kerry Gallagher (Gallagher *et al.*, 1994) que combina una aproximación estocástica de Monte Carlo con la utilización de un algoritmo genético.

Resultados obtenidos con la adamellita GR-13

Se han determinado las edades TF de 38 cristales de apatito de la muestra GR-13 mediante la técnica del detector externo. El test χ^2 de Green (1981) muestra que las edades obtenidas son concordantes y que la edad TF de la adamellita sería $39 \pm 2,9$ Ma (1σ). La longitud media de las trazas confinadas fósiles es de 13,6 μm , con una desviación standard de 1,58 μm . Las condiciones experimentales han sido descritas en detalle por Sell (1995) (también Sell *et al.*, en prep.).

En la figura 5 se muestran los resultados de la optimización de las edades. En el diagrama A se presentan las 20 trayectorias térmicas que mejor se ajustan a los datos experimentales (edad, longitud media y desviación standard de las longitudes de las trazas confinadas). En el diagrama B se compara la distribución de las longitudes de

las trazas confinadas fósiles observadas y de las precedidas, correspondiente esta última a la mejor trayectoria de enfriamiento.

El tratamiento de los datos por el modelo de Gallagher, y los obtenidos en el laboratorio sobre el "annealing" del apatito de Durango de Laslett *et al.*, (1987), sugieren que la historia de enfriamiento de la muestra GR-13 puede descomponerse en tres etapas: entre los 48-45 Ma y los 35-30 Ma, la roca experimentó un enfriamiento moderado con una velocidad comprendida entre 2.5° y 5°C/Ma, seguido de un ligero calentamiento de unos 10°C que se prolonga hasta los 10 Ma, y un nuevo enfriamiento hasta la actualidad, con una velocidad media de 6-7°C/Ma.

Interpretación

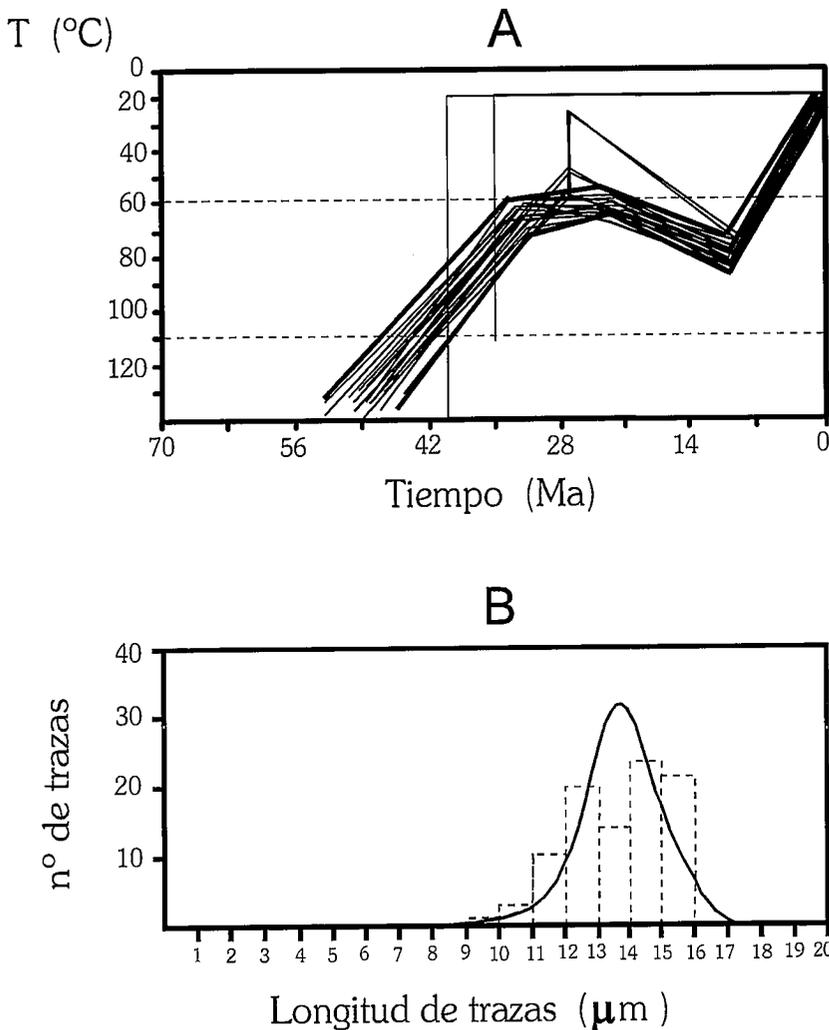
Teniendo en cuenta que los eventos de enfriamiento deben de interpretarse, en una cadena de estas características, como la consecuencia de fases de levantamiento comparativamente rápidas, la historia tectonotermal que se deduce es la siguiente:

- La primera fase registrada de levantamiento es probablemente un poco anterior a la del comienzo de registro de trazas (aprox. 48-45 Ma). Si consideramos un gradiente geotérmico estacionario máximo de 30°C/km, los resultados indican un levantamiento mínimo cercano a los 1.7km. Esta fase de levantamiento sería de edad Eoceno Inferior y podría relacionarse con una importante ruptura sedimentaria reconocida en las cuencas del Duero, Tajo y Loranca, que Díaz Molina (1978) sitúa en el Rhenaniense. También se corresponde con algunas evidencias datadas de actividad hidrotermal en la región (Both *et al.*, 1994 y Galindo com. pers.).

- Entre los 30 y los 10 Ma, el calentamiento progresivo, cercano a los 10°C, sugerido por el modelo (Fig.5), podría corresponder, con un gradiente geotérmico constante, a un recubrimiento por unos 300 m de sedimentos ó a un aumento de 5°C del gradiente geotérmico. El evento de calentamiento ha sido reconocido en otra muestra del mismo bloque y podría tener un significado regional. Su origen resulta, por el momento, desconocido.

- A los 10 Ma, la muestra se sitúa a una profundidad máxima a los 2.3km, entrando seguidamente en una nueva fase de enfriamiento que persiste hasta la actualidad. Este episodio se corresponde con la fase tectónica Guadarrama, (Capote, Gonzalez-Casado y De Vicente, 1990), y es correlacionable con rupturas sedimentarias neógenas descritas por Calvo *et al.*, (1993) en las cuencas aledañas al Sistema Central.

El ATFA se perfila, por lo tanto, como



Edad Observada : 40.00 Ma *
 Edad Predicha : 39.73 Ma
 Longitud media obs. : 13.620 *
 Longitud media pre. : 13.542

Desviación Standar obs. : 1.585 *
 Desviación Standar pre. : 1.583
 Edad de la traza más antigua : 48 Ma.

Fig.5.- Resultado de la optimización con el modelo Monte-Trax de Gallagher. A) Las 20 trayectorias temperatura-tiempo más probables para la muestra GR-13; B) Distribución de longitudes de trazas confinadas fósiles correspondientes a la mejor trayectoria de enfriamiento.

Fig.5.- Results of the optimization with the model Monte-Trax of Gallagher. A) The 20 most probable temperature-time paths for sample GR-13. B) Distribution of lengths of fossil confined tracks corresponding to the best cooling path.

una potente herramienta para conocer la historia tectonotermal Alpina de la Sierra del Guadarrama (Sell, 1995). Los estudios en curso pretenden precisar dicha historia en los diferentes bloques tectónicos que constituyen este sector del SCE.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado con financiación del proyecto CICYT PB 88-0124. Agradecemos a Mme. Erika Labrin (Institut Dolomieu) su inestimable ayuda en la realización de la parte experimental de este trabajo.

Referencias

Both, R. A.; Arribas, A. & De Saint-André, B. (1994): *Economic Geology*, 89, 584-601.
 Brown R. W.; Summerfield M. A. & Gleadow A. J. W. (1994): *Process Models and Theoretical Geomorphology*, Ed., M.J. Kirby, John Wiley, 23-53.

Calvo, J. P.; Daams, R.; Morales, J.; López-Martínez, N.; Agusti, J.; Anadon, P.; Armenteros, I.; Cabrera, L.; Civis, J.; Corrochano, A.; Diaz Molina, M.; Elizaga, E.; Hoyos, M.; Martín Suarez, E.; Martínez, J.; Moissenet, E.; Muñoz, A.; Pérez González, A.; Portero, J. M.; Robles, F.; Santisteban, C.; Torres, T.; Van der Meulen, A. J.; Vera, J. A. & Mein, P. (1994): *Rev. Soc. Geol. España.*, 6 (3-4), 29-40.
 Capote, R.; De Vicente, G. & Gonzalez Casado, J. M. (1990): *Geogaceta*, 7, 20-22.
 Corrigan J. (1991): *J. Geophys. Res.*, 96, 10347-10360.
 Crowley K. D. (1993): *Computers and Geosciences*, 5, 619-626.
 De Vicente, G.; Calvo, J. P. & Alonso Zarza, A. M. (1990): *IX Con. R.C.M.N.S. Barcelona Abstracts*, 121-122.
 Diaz Molina, M. (1978): *Tesis Doctoral*. Universidad Complutense de Madrid, 370 p.

Duddy I. R.; Green P. F. & Laslett G. M. (1988): *Chem. Geol. (Isotope Geosc. Section)*, 73, 25-38.
 Gallagher, K.; Hawkesworth, C. J. & Mantovani, M.S.M. (1994): *J. Geophys. Res.* (in press).
 Green, P. F. (1981): *Nucl. Tracks*, 5, 77-86.
 Laslett, G. M.; Green, P.F.; Duddy, I.R. & Gleadow, A. J.W. (1987): *Chem. Geol. (Isotope Geosc. Section)*, 65, 1-13.
 Lutz T. M. & Omar G. (1991): *Earth Planet. Sci. Letters*, 104, 181-195.
 Sell, I. (1995): *Tesis de Licenciatura*. Universidad Complutense de Madrid, 112 p.
 Wagner, G.A. & Reimer, G. M. (1972): *Earth Planet. Sci. Letters*, 14, 263-268.
 Wagner, G. A. & Van den Haute P. (1992): *Fission-track dating. Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht, 285 p.