

Historia tectonotermal Mesozoica y Cenozoica del NO peninsular establecida mediante termocronología de huellas de fisión en apatito

Mesozoic and Cenozoic tectonothermal history of the NW Iberian Peninsula recorded by apatite fission track thermochronology

F. Martín-González¹, R. Capote², L. Barbero³, J.M. Insua², J.J. Martínez-Díaz² y N. Heredia⁴

1 Área de Geología. ESCET. Universidad Rey Juan Carlos. C/Tulipán, s/n. Móstoles, 28933 Madrid (fidel.martin@urjc.es)

2 Dpto. Geodinámica. Fd. CC. Geológicas. U. Complutense de Madrid. c/ José Antonio Novais, 2. Madrid, 28040 Madrid.

3 Departamento de Geología, Universidad de Cádiz, 11510, Puerto Real (Cádiz)

4 Instituto Geológico y Minero de España (IGME), c/Matemático Pedrayes, 25, 33005 Oviedo

Resumen: La modelización de datos de huellas de fisión en apatitos aporta nueva información sobre la evolución tectonotermal del NO peninsular. Se han muestreado los tres bloques morfotectónicos más destacados del NO (Cordillera Cantábrica-Ancares, Montes Galaico-Leoneses, y Rías Bajas-Ilanuras de Terra Chá). La historia tectonotermal de la región comenzaría con la intrusión de los granitos Variscos y su enfriamiento en niveles superiores corticales. Posteriormente, se observa un primer periodo de calentamiento que tiene lugar en el Jurásico Superior y Cretácico Inferior en relación con la evolución del margen pasivo gallego. El segundo periodo de calentamiento, sólo se refleja en las rocas situadas más al Norte, y se interpreta en relación con el comienzo de la colisión Europa-Iberia que tiene lugar durante el Cretácico Superior y el Paleógeno. Por último, la evolución de las muestras varía, de forma que el enfriamiento durante el Paleógeno se produce lenta y progresivamente en las muestras situadas fuera de los relieves (Ilanuras de Terra Chá), y bruscamente en los relieves. En las muestras situadas dentro de los relieves de los Montes Galaico-Leoneses, el enfriamiento comienza en el Mioceno medio y superior, mientras que para la muestra situada en Ancares este enfriamiento comienza antes (Oligoceno). Todo ello indicaría un levantamiento posterior de los Montes Galaico-Leoneses con respecto a los Ancares.

Palabras clave: Tectónica Cenozoica y Mesozoica, huellas de fisión en apatitos, termocronología, NO Península Ibérica, neotectónica.

Abstract: *Modelling of the apatite fission-track data contributes to new information about the tectonothermal evolution of the NW Iberian Peninsula. We have sampled the three main morphotectonic blocks (Cantabrian Range-Ancares, Galaico-Leoneses Mountains and Rías Bajas-Terra Chá Plains). The tectonothermal history observed in the AFT models begins with the intrusion of the late Variscan granites cooling in the upper crustal levels. After this initial event, an important heating took place during the Upper Jurassic and Earlier Cretaceous. This episode can be related to the evolution of the Atlantic passive margin. The second heating episode, which is only registered in the Northern samples, can be connected to the beginning of the Europe-Africa collision during the Upper Cretaceous and Earlier Palaeogene. Finally, a variation in the samples evolution is observed. Thus, slower cooling episode is observed during the Palaeogene in the samples of the Terra Chá Plains than those in the ranges. In the samples of Galaico-Leoneses Mountains cooling started in the Middle and Upper Miocene whereas the sample of Ancares the cooling started before, in the Oligocene. These data point to a later exhumation of the Galaico-Leoneses Mountains than in Ancares area.*

Key words: *Mesozoic and Cenozoic tectonics; apatite fission track, thermochronology, NW Iberian Peninsula, neotectonics.*

INTRODUCCIÓN

El NO peninsular es parte del Macizo Ibérico y está constituido por un basamento fundamentalmente Paleozoico altamente deformado y fracturado durante la Orogenia Varisca. Además, este basamento no presenta cobertera mesozoica y los escasos restos de afloramientos Terciarios están insuficientemente datados (Fig. 1). Por ello, el establecimiento de edades para los procesos tectónicos durante el Mesozoico y el Cenozoico es difícil. Sin embargo, esta zona debido a su situación dentro de la Placa Ibérica ha sido sometida a importante actividad tectónica durante el Mesozoico con

la apertura del Atlántico (Boillot y Malod, 1988) y durante el Cenozoico con la compresión alpina (p. ej. Alonso y Pulgar, 2004). Las huellas de fisión en apatitos permiten estudiar la historia térmica de una roca (por debajo de 120°C) y aportan nueva información sobre la evolución tectónica en este tipo de regiones (p. ej. De Bruigne, 2001).

En este trabajo se presentan los datos y modelizaciones realizadas sobre datos de edades y longitudes de huellas de fisión en apatito centrándose en los tres principales bloques morfoestructurales del NO peninsular (Cordillera Cantábrica- Ancares, Montes

Galaico-Leoneses, y Rías Bajas-Llanuras de Terra Chá) (Martín-González, 2005), con objeto de analizar las distintas evoluciones tectonotermales y sus implicaciones tectónicas.

MÉTODO

Los cristales de apatito se han obtenido mediante técnicas estándar de separación mediante el uso de una mesa concentradora, líquidos densos y separador magnético de barrera. Los apatitos se montaron en resina epoxídica. Posteriormente se realizó un ataque químico para el revelado de huellas espontáneas. Se ha usado el método del detector externo para revelar las huellas inducidas en una moscovita totalmente transparente y libre de uranio. Se colocaron dos dosímetros CN-5 al principio y al final de la cápsula de irradiación para asegurarse de que el flujo de neutrones y el gradiente pudiera calcularse. La irradiación se realizó en el reactor HIFAR perteneciente a la ANSTO (Australia) usando un flujo de neutrones térmicos de 9×10^{15} n/cm². Posteriormente, las moscovitas fueron atacadas con HF concentrado para revelar las huellas inducidas. En la cápsula de irradiación se introdujeron también dos estándar internacionales de edad (Durango y Fish Canyon). Las edades se determinaron por el método EDM (método del detector externo) usando el método del calibrado zeta (LB) con un valor para este parámetro de 337,8 para el dosímetro CN-5. Se ha modelizado con el software AFTSolve®. Como modelo experimental de borrado térmico se ha usado el de Ketcham *et al.* (2000). Para la correcta y fructífera aplicación de esta metodología se requiere un amplio conocimiento de la geología para imponer las restricciones a los modelos.

RESULTADOS

El muestreo ha sido condicionado por el interés del estudio de los diferentes bloques morfotectónicos y por las litologías con presencia de apatitos. Los tres bloques morfotectónicos han sido los relieves alpinos de la Sierra de Ancares y los Montes Galaico-Leoneses, y las llanuras de Terra Chá, alejadas de los principales relieves, que aporta un control externo de la actividad alpina. Las litologías muestreadas han sido granitos de dos micas, granodioritas, gneises y cuarcitas. Todos los apatitos de las muestras excepto la FS-8 pertenecen a una población homogénea como refleja la probabilidad de $\text{Chi}^2 > 5\%$. Las edades varían de $170,7 \pm 7,4$ Ma hasta $121,9 \pm 6,2$ Ma, excepto las muestra FS-8 y FS-4 ($53,5 \pm 12,9$ y $56,5 \pm 2,6$ Ma). La muestra FS-8 presenta problemas por la falta de uranio en sus apatitos (alrededor de 6 ppm), por lo que se descartará en el análisis. Del resto, todas excepto la muestra FS-4, tienen unas edades Jurásico Medio (Bajociense) y Cretácico Inferior (Hauteriviense). Las longitudes medias de huellas horizontales y confinadas varían entre $10,89 \mu\text{m}$ y $12,31 \mu\text{m}$ (Fig. 1).

La modelización se ha realizado por medio de algoritmos de Monte Carlo (Ketcham *et al.*, 2000). Se han modelizado 4 muestras (FG-1, FG-4, FS-6, FS-7) (Fig. 2). Todas ellas proceden de granitoides variscos.

Las restricciones impuestas al modelo son por un lado, las que imponen la edad de emplazamiento de los granitos que para los granitoides Variscos de la zona es de ~ 280 Ma (Ancares 289 ± 3 Ma, Castroverde 287 Ma – Fernández-Suárez *et al.*, 2000). Por otro lado, en las cercanías de estos cuerpos se encuentran cuencas estefanienses, que si bien es cierto que no se encuentran en contacto directo, sí nos dan una idea de la situación superficial durante el Carbonífero. Más detalladamente las muestras modelizadas han sido (Fig. 2): 1.- FG-1 es una granodiorita tardía del Macizo de Lugo. La muestra se sitúa lejos de los principales relieves alpinos (altura 470 m). La edad por AFT es de $131,4 \pm 6,7$ Ma y la longitud media de sus huellas $12,21 \mu\text{m}$. Las soluciones obtenidas de la modelización indican un rápido enfriamiento tras su emplazamiento. También registra dos periodos de calentamiento uno entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior (que podría situarse entre 80°C y 100°C), y otro en el Terciario inferior (entre 50°C y 80°C). Finalmente el modelo indicaría un enfriamiento progresivo y continuo hasta nuestros días, incluso el mejor ajuste indicaría que la roca se encuentra en superficie ya en el Neógeno. 2.- FG-4 pertenece al granito de Ancares (leucogranito de dos micas de emplazamiento muy somero). La muestra se encuentra dentro de los principales relieves de la Sierra de Ancares (altura 1.040 m). La edad obtenida por las huellas de fisión es de $157,4 \pm 7,5$ Ma y la longitud media de sus huellas es de $11,03 \mu\text{m}$. La distribución de las longitudes de las huellas es bimodal. Las soluciones de la modelización indican una trayectoria térmica similar a la muestra FG-1, pero a diferencia de ésta, la roca necesita un enfriamiento desde el Paleógeno superior hasta nuestros días. 3.- FS-6 es un granito de dos micas (Macizo de Castro Caldelas y Cabeza de Manzaneda). Se ubica en los relieves de la Sierra de Queixa (altura 1.400 m). La edad es de $121,9 \pm 6,2$ Ma y la longitud media de sus huellas es de $12,31 \mu\text{m}$. La distribución de las longitudes de las huellas es unimodal lo que indica, a diferencia de las muestras anteriores, que no ha sufrido varios calentamientos durante su historia térmica.

Las soluciones indican un calentamiento en el Jurásico Medio y Superior a más de 120°C , lo que explicaría el borrado de las huellas en esta fecha y la edad más joven de las muestras modelizadas. Tras esto, la roca se enfría, manteniendo una temperatura entre 50°C y 80°C , hasta el Mioceno medio y superior donde rápidamente se enfría. 4.- La muestra FS-7 pertenece al mismo granito que la FS-6 pero presenta ligeras diferencias como la edad, que es de 149 ± 6 Ma y una longitud media de las huellas de $11,03 \mu\text{m}$. Esta diferencia viene determinada porque la muestra FS-7 no se calienta lo suficiente como para borrar todas sus huellas. A pesar de ello las soluciones modelizadas son muy similares, con un importante calentamiento que llega a $\sim 100^\circ\text{C}$ durante el Jurásico Medio y Superior y que posteriormente se mantiene entre 70°C y 50°C , para posteriormente sufrir un rápido enfriamiento durante el Mioceno medio y superior.

DISCUSIÓN

Las edades de las muestras se encuentran en torno a los 150 Ma (Jurásico Superior), lo que indicaría para este periodo un importante episodio de borrado. Este episodio es generalizado para todas las muestras excepto para la muestra FS-4 que tiene un episodio de borrado más reciente. Los modelos generados indican un rejuvenecimiento de las edades de las muestras (acortamiento de las huellas) durante el Jurásico Medio y Superior que incluso en algunas muestras, llega a borrar completamente las huellas y por tanto puesta a cero del sistema de huellas de fisión de los apatitos. La edad de Paleógeno inferior de la muestra FS-4 indica un rejuvenecimiento distinto para esta roca, que podría estar relacionado con procesos de calentamiento en esta muestra habría supuesto el borrado total o parcial de las huellas y la puesta a cero de su edad en esta época.

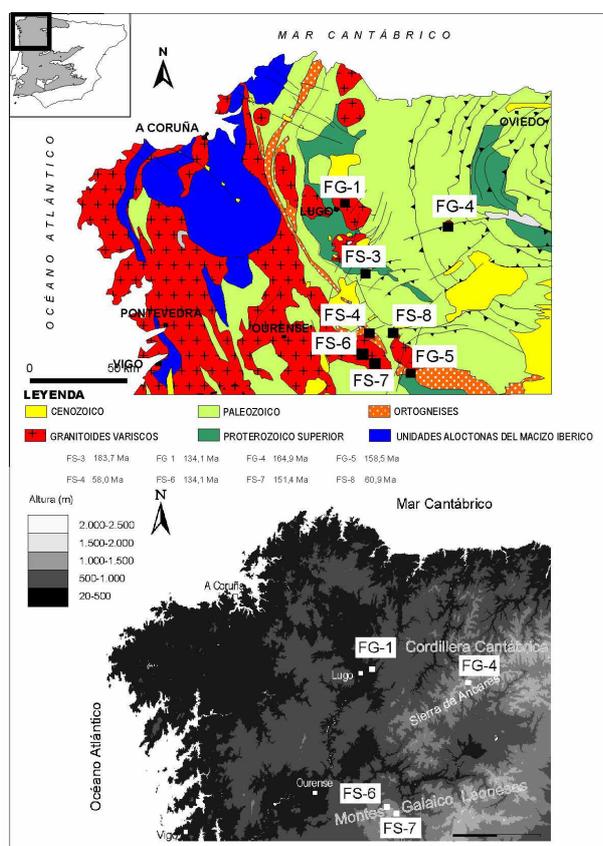


FIGURA 1. a.-Situación de las muestras dentro del contexto geológico del NO peninsular b.-Situación de las muestras modelizadas en el contexto de los relieves del NO peninsular.

Las modelizaciones realizadas en cuatro de las muestras, indican que tras el emplazamiento de las rocas graníticas durante el Carbonífero se produce un enfriamiento hasta el Permo-Triásico, resultado por un lado de la disminución de los gradientes térmicos regionales que se originaron al finalizar la Orogenia Varisca. Este enfriamiento finalizaría en el Triásico, dejando las rocas en niveles corticales muy superficiales, incluso podría haber dejado en superficie las muestras de los Macizos de Lugo y Ancares, y entre 1 y 2 km para los del Macizo de Castro Caldelas y Cabeza de Manzaneda.

Posteriormente, se registra un calentamiento importante de las rocas entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior que llega incluso a producir el borrado completo de las huellas de fisión en algunas de las rocas. Este calentamiento estaría relacionado con la evolución del margen pasivo gallego (Boillot y Malod, 1988). Así, el adelgazamiento cortical y el emplazamiento de rocas básicas y ultrabásicas podrían ser los responsables del aumento del gradiente térmico. Estos procesos de *rifting*, intrusión de gabros e intrusiones de diques tendrían edades entre el Berriasiense y el Aptiense (Boillot y Malod, 1988) y han sido reconocidos en otras regiones del Macizo Ibérico en forma de procesos hidrotermales (Caballero *et al.*, 1992). Más en detalle, dentro de la zona de estudio existe una gran cantidad de diques de diabasas y lamprófidos que pueden alcanzar los 20 m de potencia y que intruyen a favor de la fracturación existente. Estos diques considerados clásicamente como tardivariscos y relacionados con las últimas etapas magmáticas, responden a direcciones de emplazamiento que están relacionadas con fallas NE-SO de desgarre cuyo cinemática y orientación está más relacionada con procesos de extensión E-O anteriores a la compresión N-S alpina que genera la segunda familia de fallas de desgarre sinistral NNE-SSO (Martín-González, 2005). Eventos de actividad magmática Cretácica han sido datados en Orense (Ancochea *et al.*, 1992).

Finalmente, se produce una diferenciación de la evolución de las muestras. Así, las muestras situadas al Sur apenas registran un pequeño enfriamiento y mantienen su temperatura (entre 80°C y 50°C) durante todo el Cretácico y el Paleógeno. Esto indicaría que las rocas quedaron enfriándose a un nivel cortical entre 1 y 2 km, sin registrar ninguna perturbación hasta el Mioceno medio y superior, cuando fueron rápidamente exhumadas hasta la superficie. Por el contrario, las muestras situadas más al Norte registran un calentamiento durante el Paleógeno. Este calentamiento coincide con la colisión de la placa Ibérica y la Europea, que origina el orógeno Pirenaico (p. ej. Boillot y Malod, 1988; Alonso y Pulgar, 2004). Este calentamiento se registra en las muestras situadas más al Norte y posiblemente esté relacionado con la mayor cercanía al borde de subducción y cierre del Golfo de Vizcaya. En relación a estos episodios la zona pudo haber sufrido calentamiento también por procesos hidrotermales, que en otras zonas del Macizo Ibérico han sido reconocidas (Caballero *et al.*, 1992). Finalmente, otra posible explicación a este calentamiento podría ser, como se ha observado en otros trabajos de regiones como el Sistema Central (De Bruigne, 2001), el enterramiento bajo cuencas terciarias. Pero en el NO peninsular ni los espesores que se encuentran en las cuencas ni los máximos que pudieron haber tenido, son suficientes para generar este calentamiento. Se observa también en las soluciones de las muestras, periodos de enfriamiento distintos en el Terciario. Así, la muestra FG-1 del Macizo de Lugo (Llanuras de Terra Chá), alejada de los relieves alpinos, registra un enfriamiento lento y progresivo desde su último calentamiento, incluso el mejor ajuste indicaría que la muestra ya se encontraba

en superficie durante el Mioceno. Por el contrario, la muestra tomada en el granito de Ancares FG-4 (Sierra de Ancares) refleja un enfriamiento mucho más rápido que comienza en el Oligoceno y parte de las soluciones indican un enfriamiento más rápido en el Mioceno. Las muestras tomadas los Montes Galaico Leoneses FS6 y FS-7 reflejan este mismo enfriamiento pero los ajustes que necesita el modelo indican una edad más reciente y enfriamiento más rápido que comienza en el Mioceno medio y superior. Este enfriamiento estaría relacionado con la tectónica que en la zona genera los relieves actuales que habrían exhumado las rocas en periodos que van desde el Oligoceno hasta el Mioceno medio y superior.

CONCLUSIONES

En base a los datos de huellas de fisión de las muestras analizadas en este estudio, la historia tectonotérmica de la región comienza con el emplazamiento de los granitos variscos y su rápido enfriamiento en los niveles más superficiales de la corteza. Este enfriamiento se produce por la exhumación progresiva por erosión y colapso de los relieves variscos. Tras esto, se inicia el primer periodo de calentamiento que tiene lugar en el Jurásico Superior y Cretácico Inferior. Este periodo de calentamiento se interpreta en relación con la evolución del margen pasivo gallego y el consiguiente adelgazamiento cortical que generó el aumento del gradiente térmico. El segundo periodo de calentamiento, que sólo se refleja en las rocas situadas más al Norte, tiene lugar durante el Paleógeno y se interpreta en relación con el comienzo de la colisión Europa-Iberia. Finalmente, se produce un enfriamiento más o menos rápido de las muestras que está relacionado con su situación actual dentro de los relieves. De esta forma, el enfriamiento se produce lenta y progresivamente en las muestras situadas fuera de los relieves y bruscamente dentro de los relieves. No obstante, en los Montes Galaico-Leoneses, el enfriamiento comienza en el Mioceno medio y superior, mientras que en la Sierra de Ancares este enfriamiento comienza antes, durante el Oligoceno. Todo ello indicaría un levantamiento posterior de los Montes

Galaico-Leoneses con respecto a los Ancares.

REFERENCIAS

- Alonso, J. L. y Pulgar, J. A. (2004): Estructura alpina de la Cordillera Cantábrica: generalidades. En: *Geología de España*, (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 332-334.
- Ancochea, E., Huertas, M. J., Ibarrola, E. y Snelling, E. (1992): Diques Basálticos en las Proximidades de Orense. Evidencia de Actividad Magmática Cretácica en el Noroeste de la Península Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 5 (3-4): 65-71.
- Boillot, G. y Malond, J. (1988): The N and NW Spanish continental margin: a review. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1(3-4): 295-317.
- Caballero, J. M., Casquet, C., González-Casado, J. M., Snelling, N. y Tornos, F. (1992): Dating of hydrothermal events in the Sierra del Guadarrama, Iberian Hercynian Belt. Spain. *Geogaceta*, 11: 18-21.
- De Bruijne, C. H. (2001): *Denudation, intraplate tectonics and far field effects: an integrated apatite fission track study in central Spain*. PhD Thesis, VU Amsterdam, 164p.
- Fernández-Suárez, J., Dunning, G., Jenner, J.A. y Gutierrez-Alonso G. (2000): Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: Constrains from U-Pb geochronology of the granitoids. *Journal Geological Society of London*. 157: 565-576
- Ketcham, R. A., Donelick, R. A. y Donelick, M. B. (2000): AFTSolve: a program for multi-kinetic modelling of apatite fission-track data. *Geol. Mater. Res.*, 2: 1-32.
- Martín-González, F. (2005): *Tectónica Alpina, Neotectónica y Sismotectónica en la terminación occidental de los relieves cantábricos (Macizo Ibérico)*. Marco tectónico de las crisis sísmicas de Lugo. Tesis Doctoral. Universidad Complutense. Madrid, 313 p.

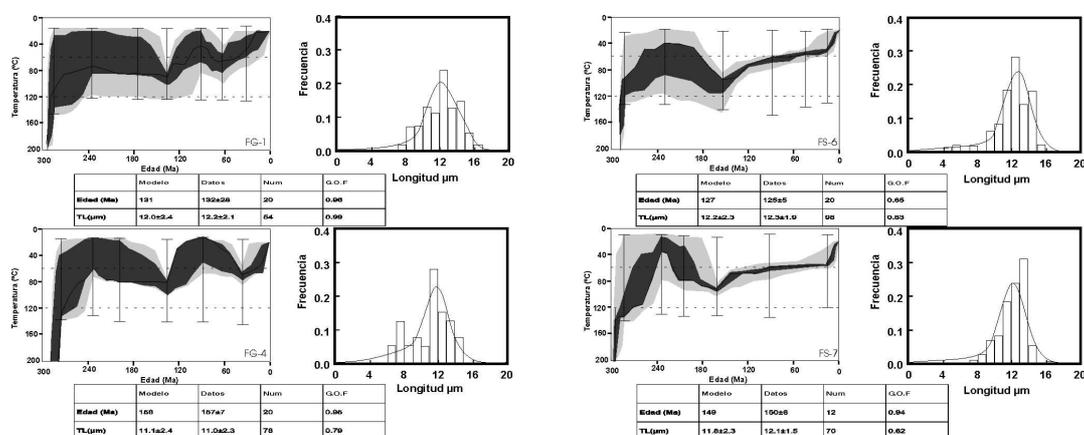


FIGURA 2. Modelos térmicos de las muestras FG1, FG4, FS6 y FS7. Los modelos han sido calculados con AFTSolve® de Ketcham et al. (2000). Las zonas en gris claro representan un ajuste aceptable. Las zonas oscuras representan un buen ajuste. G.O.F. (Goodness of Fit) representa la bondad del ajuste. Se muestran también los histogramas de longitudes de huellas medidos de las muestras y una tabla con la información más importante de cada modelización.