

# Primeros resultados de huellas de fisión en apatito en el sector Lugo-Ancares (Noroeste de la Península Ibérica)

Preliminary apatite fission-track results in the Lugo-Ancares region (Northwest of the Iberian Peninsula)

F. Martín-González <sup>(1)</sup>, R. Capote <sup>(2)</sup>, L. Barbero <sup>(3)</sup>, J.M. Insua <sup>(2)</sup>, y J.J. Martínez-Díaz <sup>(2)</sup>

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

<sup>(2)</sup> Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense, C/ Jose Antonio Novais s/n, 28040, Madrid

<sup>(3)</sup> Departamento de Geología, Universidad de Cádiz, 11510, Puerto Real (Cádiz)

## ABSTRACT

*The Northwest of the Iberian Peninsula is characterised by the absence of Mesozoic sedimentary deposits, the Cenozoic sediments being scarce. Due to that, the chronology of the geological events in the area is difficult to establish. Nevertheless, in the absence of deposits during a certain time span, the thermal history a particular area during that time-elapse could have been recorded in previous materials. Modelling of the apatite fission-track (AFT) data is a powerful tool to infer geological information in this kind of regions. The tectonothermal history observed in the AFT models begins with the intrusion of the late Variscan granitic plutons and their cooling in the upper crustal levels. After this initial event, three main episodes have been identified. The first involves an important heating during the Upper Jurassic and Earlier Cretaceous, which can be related to the evolution of the Atlantic passive margin. The second heating episode can be connected to the beginning of the Europe-Africa collision during the Upper Cretaceous and the Earlier Palaeogene. Finally, a cooling episode is observed during the Paleogene, which can reflect exhumation processes according with the tectonic structures and the development of the present day topography.*

**Key words:** *Apatite Fission-tracks, NW Iberian Massif, Mesozoic and Cenozoic tectonothermal history.*

*Geogaceta, 40 (2006), 79-82  
ISSN: 0213683*

## Introducción

El estudio de las huellas de fisión en apatitos (*Apatite Fission Track* -AFT-) permite reconstruir la historia termal de una roca cuando ésta se encuentra a bajas temperaturas (por debajo de aproximadamente 120°C). De esta forma se puede estudiar la evolución de esa roca en la parte más superficial de la corteza y su interacción con los procesos erosivos, tectónicos y térmicos.

Esta técnica es ampliamente utilizada para reconocer la historia tectonotérmica a bajas temperaturas de una región. Con esta finalidad se han realizado recientemente en la Península Ibérica estudios de este tipo (Sell *et al.*, 1995; De Bruigne, 2001; Barbero *et al.*, 2001; Juez y Andriessen, 2002; Barbero *et al.*, 2005). Discernir si la evolución registrada en las huellas de fisión se debe a procesos térmicos o tectónicos requiere de un importante conocimiento de las estructuras y procesos geológicos que afectan a la región. De esta forma, determinar las restricciones geológicas contribuye a una

modelización e interpretación de los datos mucho más coherente con la historia geológica conocida, en comparación con modelos realizados sólo con datos de edades y longitudes de huellas confinadas.

Las características de los terrenos del Noroeste del Macizo Ibérico, como son la ausencia de registro sedimentario mesozoico, y el escaso y disperso registro sedimentario cenozoico, impiden en muchas ocasiones otorgar edades a los procesos geológicos, por lo que las huellas de fisión en apatitos aportan nueva información sobre la evolución tectónica de esta región. En este trabajo se presentan los primeros datos de AFT en esta región, así como los posibles mecanismos que han podido condicionar las historias térmicas obtenidas (Martín-González, 2005).

## Método

Los cristales de apatito se obtuvieron mediante técnicas estándar de separación mediante el uso de una mesa concentradora, líquidos densos y separador magnético de

barrera. Los apatitos obtenidos se montaron en resina epoxídica (Epofix) y se pulieron con el objeto de revelar superficies internas de los minerales. 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  $9 \times 10^{15}$  n/cm<sup>2</sup>. 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). El conteo se realizó con un microscopio Zeiss Axioskop 2, a 1250 aumentos equipado con una platina computerizada Kinetek, y para la medida de la longitud de las huellas de fisión se ha usado una tableta digitalizadora Creation

Station Pro. 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.

La modelización se ha realizado por medio de algoritmos de Montecarlo. Se trata de simular un gran número de pautas temperatura-tiempo y aplicar a cada una de esas pautas un modelo de borrado térmico experimental (Gallagher, 1995; Ketcham *et al.*, 2000). En este trabajo se ha utilizado la aproximación de Ketcham *et al.* (2000) que es similar a la de Gallagher pero incorporando las características de los apatitos. Se ha utilizado el software AFTSolve®. Como modelo experimental de borrado térmico se ha usado el de Ketcham *et al.* (2000).

**Resultados**

Las muestras estudiadas para este trabajo han sido tomadas en dos granitos del Noroeste peninsular (Fig. 1). La muestra FG-1 pertenece a una granodiorita tardía del Macizo de Lugo (González Lodeiro *et al.*, 1982). La segunda muestra, FG-4, pertenece al granito de Ancares que, en líneas generales, es un leucogranito de dos micas de emplazamiento muy somero (Marcos *et al.*, 1980).

No son muchas las restricciones que se pueden utilizar en los modelos debido a la ausencia de registro sedimentario desde el Carbonífero hasta el Terciario. Pero sí se pueden establecer algunas, como son las que imponen la edad de emplazamiento de

los granitos que para los granitoides variscos de la zona es de ~280 Ma (granito de Ancares 289 ± 3Ma, granito de Castroverde 287 Ma, Corretgé *et al.*, 2004). Por otro lado, en las cercanías de estos cuerpos existen cuencas carboníferas (Estefaniense), que si bien es cierto que no se encuentran en contacto directo, sí nos dan una idea de la situación superficial o muy somera de estas rocas en el Carbonífero. Para el resto de las edades, se ha permitido al modelo buscar la mejor solución libremente sin restricciones.

La muestra FG-1 se sitúa lejos de los principales relieves alpinos (altura 470 m). La edad obtenida por las huellas de fisión es de 131,4 ± 6,7 Ma y la longitud media de sus huellas horizontales y confinadas es de 12,21 mm. Las soluciones obtenidas de la modelización indican un rápido enfriamiento tras su emplazamiento, mientras se mantiene con posterioridad en niveles corticales superiores posiblemente sin aflorar, entre 30° C y 90° C. 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 Cretácico Superior y 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 podría encontrarse en superficie ya en el Neógeno.

La muestra FG-4 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 ± 7,5 Ma y la longitud media de sus huellas es de 11,03 mm. La distribución de las longitudes de las huellas es bimodal, lo que a priori indica una historia termal compleja. Las soluciones de la modelización indican una evolución termal similar a la muestra FG-1, con dos periodos de calentamiento entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior, y otro en el Terciario inferior. A diferencia de la FG-1, la roca FG-4 necesita un enfriamiento más tardío y rápido, desde el Paleógeno superior hasta nuestros días.

**Discusión**

La interpretación de los episodios de calentamiento y enfriamiento obtenidos por modelización de huellas de fisión tiene que hacerse tanto desde el punto de vista de procesos de levantamiento y exhumación, como desde las posibles variaciones de los gradientes geotérmicos de la zona. Esta interpretación está, por tanto, ligada al conocimiento de los procesos tectónicos y térmicos de la zona a lo largo del tiempo. Estos parámetros en regiones antiguas del Macizo Ibérico son difíciles de evaluar (Barbero

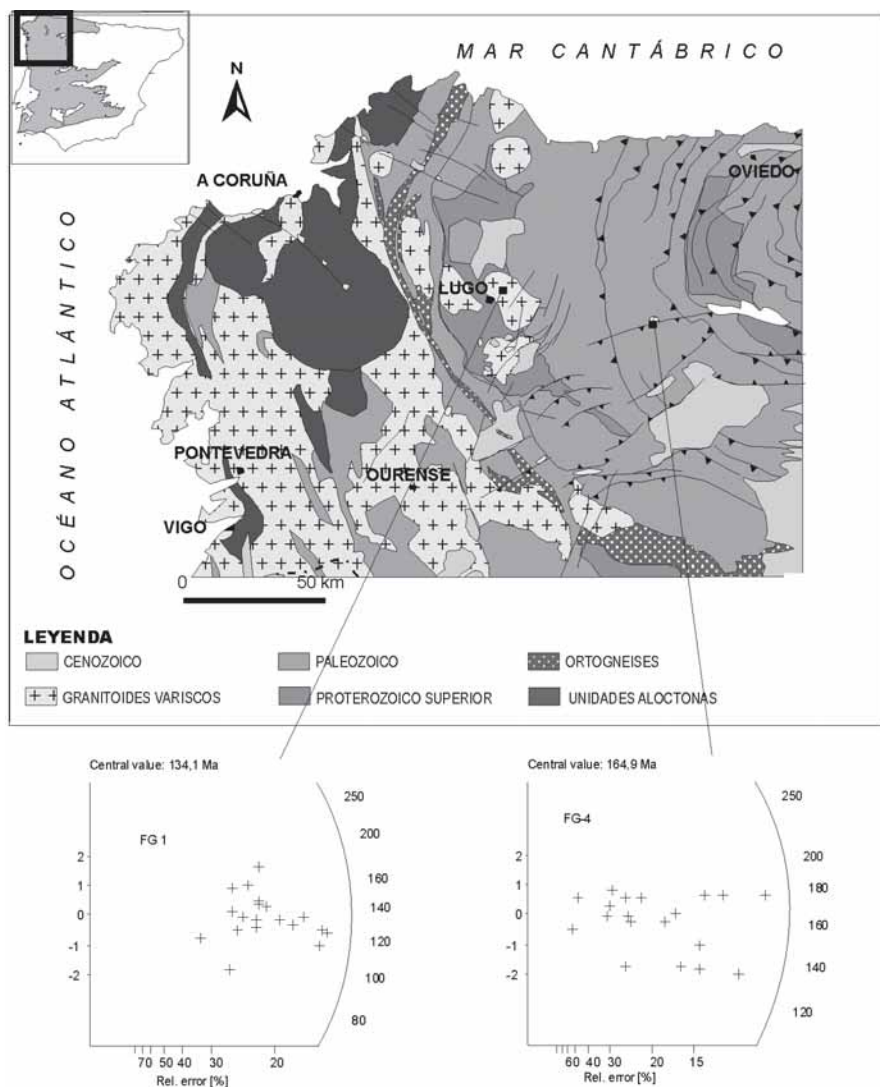


Fig. 1.- Esquema geológico del Noroeste peninsular con la localización de las muestras y sus diagramas radiales de las edades. Los valores de edad se leen en el eje curvo uniendo cada punto con el origen de coordenadas situado en el eje 2 s vertical.

Fig. 1.- Geological sketch-map of the Northwest of the Iberian Peninsula with sample locations and radial plots. Age values can be read by looking at the intersection in the curved axis of the line connecting the data point with the origin of the 2 s vertical axis.

*et al.*, 2005), especialmente en una zona como el Noroeste peninsular donde no existe registro sedimentario Mesozoico. A pesar de ello, los trabajos sobre los procesos que afectan a la placa Ibérica, otros datos de AFT en la Península y los trabajos y cartografía estructural cenozoica realizados en la zona (Martín-González, 2005), permiten interpretar los resultados.

Las edades de las muestras se encuentran en torno al Jurásico Superior (Fig. 2). Las modelizaciones realizadas, indican que tras el emplazamiento de las rocas graníticas durante el Carbonífero se produce un enfriamiento hasta tiempos Permo-Triásicos, que debe ser resultado por un lado de la disminución de los gradientes térmicos regionales que se originaron durante la Orogenia Varisca y la intrusión de las rocas ígneas, y por otro lado, de la exhumación por erosión y colapso de los relieves variscos. Este enfriamiento finalizaría en el Triásico, dejando las rocas en niveles corticales muy superficiales.

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 (Apertura del Atlántico) (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 *rift*, intrusión de gabros e intrusiones de diques básicos tendrían edades entre el Berriasiense y el Aptiense (Cretácico Inferior) (Boillot y Malod, 1988; Féraud *et al.*, 1988; Schärer *et al.*, 1995) 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 (Abril Hurtado *et al.*, 1982; Barrera *et al.*, 1989). Estos diques responden a direcciones de emplazamiento que son similares a fallas NE-SO de desgarre sinistral de orientaciones N 40°-60° (Martín-González, 2005). El movimiento en dirección de estas fallas, y la inexistencia en la zona estudiada de importantes estructuras extensionales activas en esta época, hace interpretar que se trata de un calentamiento en gran parte ligado a magmatismo, del que queda constancia en niveles de superficie por la intrusión de diques durante el Jurásico terminal y el Cretácico Inferior.

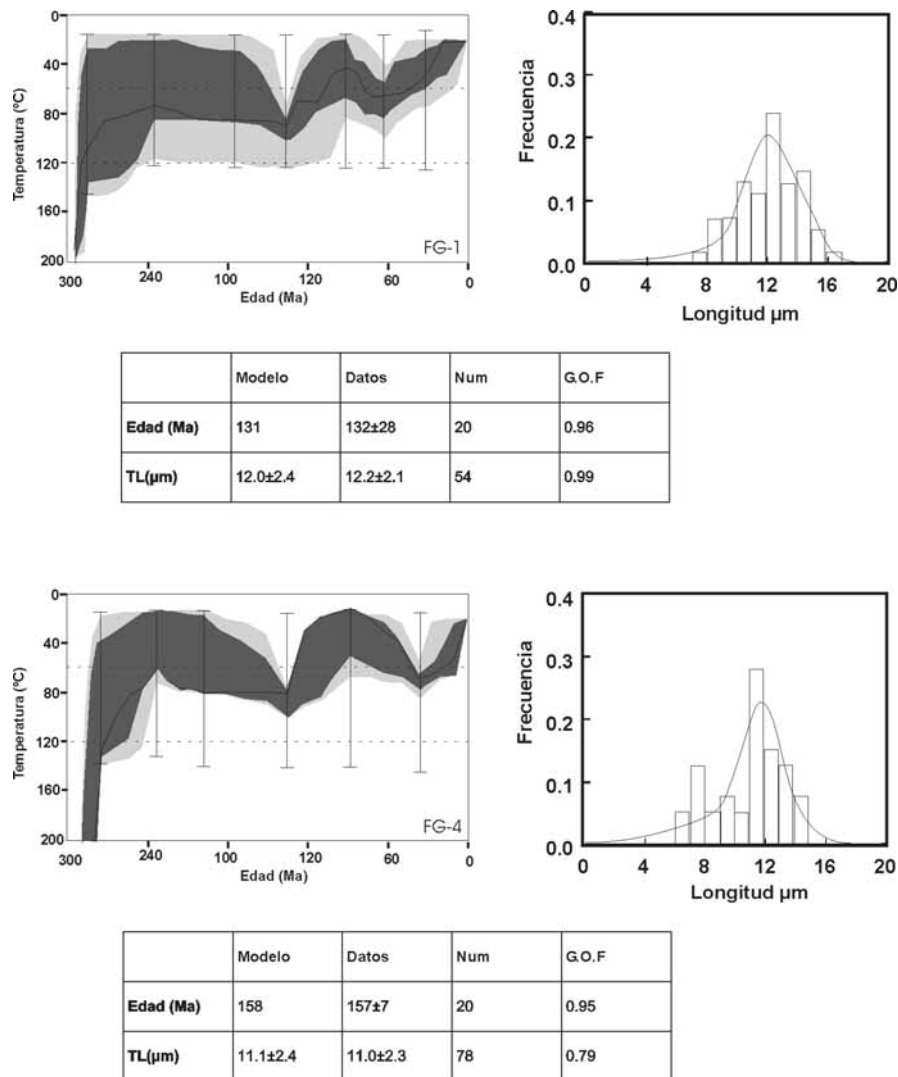


Fig. 2.- Modelos térmicos de las muestras FG1 y FG4. Los modelos han sido calculados con AFTSolve® de Ketcham *et al.* (2000). Las zonas en gris claro representan un ajuste aceptable. Las zonas oscuras representan un buen ajuste. G.O.F. es la bondad del ajuste. Se muestran también los histogramas de longitudes de huellas medidos de las muestras y una tabla con la información más importante de cada modelización. Las barras verticales representan las restricciones para la realización de los modelos y la generación de las pautas T-t aleatorias, que como se puede observar se han mantenido libres.

Fig. 2.- Thermal models for the samples FG1 and FG4. Models have been calculated using the AFTSolve® of Ketcham *et al.* (2000). Light shaded area represents acceptable fit. Dark area represents good fit. G.O.F. is goodness of fit. It is shown the length track histograms and the principal data of the samples. Vertical bars are the restrictions to the models and are used for the generation of the random T-t paths. It can be observed that these have been set free.

El segundo calentamiento que se registra en las modelizaciones comienza en torno a los 80 Ma y llega a los 60 Ma (Fig. 2). Durante este periodo tiene lugar el inicio de la convergencia de África con respecto a Europa (Dewey *et al.*, 1989; Anderweg, 2002), que en el Noroeste generaría la apertura del Golfo de Vizcaya y su posterior cierre con la subsiguiente generación del orógeno pirenaico. En relación a estos episodios, la zona pudo haber sufrido calentamiento también por procesos hidrotermales y magmáticos, que en otras zonas del Macizo Ibérico han sido reconocidos (Caballero

*et al.*, 1992; Tritlla y Solé, 1999). Así en el Noroeste peninsular han sido datados diques básicos con estas edades y relacionados con la apertura del Golfo de Vizcaya (Ancochea *et al.*, 1992).

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, lo que originaría el calentamiento de las muestras. Pero en la zona, ni los espesores que se encuentran en las cuencas terciarias ni los máximos que pudieron haber tenido, son suficientes para

explicar este calentamiento, a lo que habría que añadir la necesidad de un importantísimo levantamiento posterior, hasta sus cotas actuales.

Por último, se observa en las soluciones de las muestras, periodos de enfriamiento distintos durante el Terciario. Así, la muestra (FG1) del Macizo de Lugo (Llanuras Lucenses), 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 (Sierra de Ancares) refleja un enfriamiento mucho más rápido durante el Mioceno. Este enfriamiento estaría relacionado con la tectónica que en la zona genera los relieves actuales que habrían exhumado las rocas (Martín-González, 2005).

## Conclusiones

Del estudio termocronológico de las huellas de fisión en apatitos se puede interpretar cierta información sobre la historia tectonotérmica de las rocas de la región, y por tanto, nos proporcionan una valiosa información sobre la tectónica de la región que no ha sido reconocible hasta la fecha por la ausencia de registro sedimentario mesozoico, y escaso cenozoico.

La evolución térmica comenzaría con el emplazamiento de los granitos Variscos y su exhumación y rápido enfriamiento en los niveles más superficiales de la corteza. Este enfriamiento se produciría por la exhumación progresiva por erosión y posible colapso de los relieves variscos, así como por el relajamiento térmico generado por la intrusión de los cuerpos graníticos y la descompresión.

Tras esto, comenzaría 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 Atlántico. Así, el adelgazamiento cortical y el emplazamiento de peridotitas estarían relacionados con este aumento del gradiente térmico. Estos procesos de *rift*, emplazamiento de gabros e intrusiones de diques, en la zona de estudio estaría marcado por la gran cantidad de diques de diabasas y lamprófidos y que intruyen con las mismas direcciones que fallas NE-SO de desgarre sinistral.

El segundo periodo de calentamiento, tiene lugar durante el Cretácico Superior y

el Paleógeno inferior y se interpreta en relación con el comienzo de la colisión Europa-África, debido a los procesos hidrotermales y magmáticos asociados a la apertura y cierre del Golfo de Vizcaya.

Los dos periodos de calentamiento registrados en las modelizaciones parecen responder a episodios hidrotermales y magmáticos recurrentes durante el Mesozoico y Cenozoico que han sido descritos en otras zonas del Macizo Ibérico. Estos episodios habrían tenido lugar al menos durante estas dos etapas y serían evidencias de los procesos tectónicos que afectan al Noroeste peninsular.

Finalmente, se produce un enfriamiento. Este enfriamiento se interpreta como la exhumación que generan las estructuras cenozoicas que controlan los relieves de la zona, y por tanto, el enfriamiento observado en la muestra situada fuera de estos relieves se produce lenta y progresivamente, mientras que es más rápido y reciente (Mioceno) el enfriamiento en la muestra situada en los relieves de Ancares.

La distinta evolución de las muestras desde el Paleógeno, llegando incluso a observarse una aceleración del enfriamiento desde el Mioceno medio, implicaría la existencia de actividad en el Noroeste de la Península Ibérica más reciente de lo supuesto para la zona.

## Referencias

- Abril Hurtado, J., Pliego, D. y Rubio Navas, J. (1982). *Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja nº 191 (Silvan)*. IGME.
- Ancochea, E., Huertas, M. J., Ibarrola, E. y Snelling, E. (1992). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 5, 65-71.
- Anderweg, B., (2002). *Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula, causes and effects of changing the stress field*. PhD Thesis, VU Amsterdam, 178 p.
- Barbero, L., Glasmacher, U. A., Villaseca, C., López García, J. A. y Martín-Romera, C. (2005). *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 94, 193-203.
- Barbero, L., López Garrido, A. C., García-Hernández, M., Quesada, S. y Martínez del Olmo, W. (2001). *Geotemas*, 3, 155-160.
- Barrera Morate, J. L., Farias Arquer, P., González Lodeiro, F., Marquín García, J., Martín Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R., del Olmo Sanz, A., de Pablo Maciá, J. G., Gallastegui, G., Bea, F. y Villasante Pinto, R. (1989). *Mapa Geológico de España 1:200.000, hoja nº 17/27(Ourense/Verín)*. ITGE.
- Boillot, G. y Malond, J. (1988). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1, 295-317.
- Caballero, J. M., Casquet, C., González-Casado, J. M., Snelling, N. y Tornos, F. (1992). *Geogaceta*, 11, 18-21.
- Corretgé, L. G., Suárez, O., Galán, G. y Fernández-Suarez, J., (2004). En: *Geología de España*, (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 63-68.
- 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.
- Dewey, J. F., Helman, M. L., Turco, E., Hutton, D. H. W. y Knott, S. D. (1989). En: *Alpine tectonics*, (M. P. Coward, D. Dietrich, y R. G. Park, Ed.). Geological Society Special Publications, 265-283.
- Féraud, G, Girardeau, J, Beslier, M. O. y Boillot, G. (1988). *Comptes Rendus de l'Academie de Sciences II, Mécanique, Physique Chimie, Sciences de la Terre et de l'Univers*, 307, 49-55.
- Gallagher, K. (1995). *Earth and Planetary Science Letters*, 136, 421-435.
- González Lodeiro, F., Hernández Urroz, J., Klein, E., Martínez Catalán, J. R. y Pablo Maciá, J. G. (1982). *Mapa Geológico de España 1: 200.000. hoja nº 8 (Lugo)*. IGME, Madrid.
- Juez-Larré, J. y Andrienssen, P. A. M. (2002). *Tectonophysics*, 349, 113-129.
- Ketcham, R. A., Donelick, R. A. y Donelick, M. B. (2000). *Geological Materials Research*, 2, 1-32.
- Marcos, A., Pérez-Estaún, A., Pulgar, J. A., Bastida, F. y Vargas, I (1980). *Mapa Geológico de España 1: 50.000. hoja nº 99 (Becerreá)*. IGME.
- 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, Univ. Complutense, Madrid, 313p.
- Schärer, U., Kornprobst, J., Beslier, M.O. y Boillot, G., Girardeau, J. (1995). *Earth and Planetary Science Letters*, 130, 187-200.
- Sell, I., Poupeau, G., Casquet, C., Galindo, C. y González-Casado, J.M. (1995). *Geogaceta*, 18, 23-26.
- Tritlla, J. y Solé, J. (1999). *Ore Geology Reviews*, 15, 243-259.