

Deformación hercínica de la cuenca devono-carbonífera de Los Santos de Maimona (Badajoz): implicaciones en la estructura de la Zona de Ossa-Morena

Hercynian deformation in Los Santos de Maimona Devonian-Carboniferous basin: implications in the Ossa-Morena Zone

Luis Eguiluz⁽¹⁾, Egoitz Larrondo⁽¹⁾, Luis M. Martínez-Torres⁽¹⁾, Fernando Sarrionandia⁽¹⁾ y Manuel Carracedo⁽²⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geodinámica, UPV-EHU, Apdo. 644, 48080 Bilbao, España.

luis.eguiluz@ehu.es; luismiguel.martinez@ehu.es; fernando.sarrionandia@ehu.es

⁽²⁾ Departamento de Mineralogía y Petrología, UPV-EHU, Apdo. 644, 48080 Bilbao, España. manuel.carracedo@ehu.es

ABSTRACT

The Los Santos de Maimona basin (South of the Badajoz province) is characterized by its strong elongated morphology (3 x 25 km). The basin is bounded by two main subparallel faults that bring into contact the basin filling Upper Devonian to Carboniferous volcano-sedimentary units and the Neoproterozoic to Low Cambrian basement. Within the basin, two zones are recognized from southeast to northwest: (i) an emerged zone in central sectors of the basin that passes gradually into a platform environment, and (ii) a deep zone in the northwestern sectors. The Variscan orogeny closed this Devonian-Carboniferous basin generating tight folds with NW-SE trends. The limbs and axes of these folds present high plunge values (70° - 90°, and > 50°, respectively). The restitution of the cartography indicates that the deformation took place under a left transpressive regime that involved at least 15 km of lateral displacement. The model of deformation obtained is significantly different from previous models that associated the evolution of the Carboniferous basins with wide recumbent folds and synorogenic nappes.

Key-words: Transpression, hercynian, devono-carboniferous, Los Santos de Maimona, Ossa Morena Zone.

RESUMEN

La cuenca de Los Santos de Maimona (Sur de la provincia de Badajoz), con una acusada morfología elongada (3 x 25 km), está limitada por dos grandes fallas subparalelas, que ponen en contacto los materiales volcano-sedimentarios que rellenan la cuenca (Devónico Superior – Carbonífero) con el basamento neoproterozoico y Cámbrico Inferior. Dentro de la cuenca se reconoce hacia el sureste una zona emergida, una zona de plataforma en la parte central y unas facies de talud y de zonas más profundas en las áreas occidentales. La orogenia hercínica cerró la cuenca devono-carbonífera con la generación de pliegues apretados pero sin desarrollo de foliación. Estos pliegues, de dirección NO-SE, muestran flancos con buzamientos elevados (70° - 90°) al igual que los ejes (>50°). La restitución de la cartografía indica que esta deformación tuvo lugar bajo un régimen transpresivo izquierdo, que llevó asociado un salto lateral de al menos 15 km. La ausencia de foliación indica que la cizalla pura que acompañó a la cizalla simple izquierda no pudo ser muy importante. El modelo de deformación obtenido contrasta enormemente con los modelos que asocian las cuencas carboníferas a frentes sinorogénicos de grandes pliegues tumbados y mantos.

Palabras clave: Transpresión, hercínico, devono-carbonífero, Los Santos de Maimona, Zona de Ossa Morena

Geogaceta, 50-1 (2011), 19-22.
ISSN:2173-6545

Fecha de recepción: 15 de Febrero de 2011
Fecha de revisión: 28 de Abril de 2011
Fecha de aceptación: 27 de Mayo de 2011

Introducción

El análisis y la interpretación de la estructuración hercínica de la Zona de Ossa-Morena ha sido objeto de discusión durante décadas. Si bien los primeros trabajos atribuían toda la deformación observada a un único ciclo hercínico (e.g. Bard *et al.*, 1973; Vauchez, 1975; Burg *et al.*, 1981), pronto se probaron evidencias de la existencia de una previa estructuración cadomiense (e.g. Eguiluz y Ramón-Lluch, 1983; Eguiluz, 1988; Apalategui *et al.*, 1990; Ábalos *et al.*, 1991; Eguiluz y Ábalos, 1992; Ábalos y Eguiluz 1994; Eguiluz *et al.*, 1999 y 2000). No obstante, en la actualidad todavía existen dis-

crepancias en la aceptación de la existencia o la importancia que pudo tener esta estructuración frente a la deformación ligada al ciclo hercínico (e.g. Azor *et al.*, 2004; Simancas *et al.*, 2003). Por otra parte, los modelos e interpretaciones referidos exclusivamente al ciclo hercínico también son discrepantes; así, frente a las propuestas de grandes estructuras de cabalgamiento (e.g. Vauchez, 1975; Apalategui y Sánchez Carretero, 1991; Azor *et al.*, 2004) similares a las descritas en la rama norte del Macizo Hespérico, que implican a la Zona Astur Occidental Leonesa y la Zona Cantábrica, se oponen otras interpretaciones tectónicas basadas fundamentalmente en cizallas aso-

ciadas a un zócalo cadomiense rígido (e.g. Ábalos y Eguiluz, 1991; Pereira y Silva, 1999; Silva y Pereira, 2004; Bandrés *et al.*, 2002).

Para solventar estas discrepancias es necesario profundizar en el conocimiento de las características geométricas de las estructuras hercínicas, para lo cual, el análisis de la deformación de las secuencias sinorogénicas carboníferas es fundamental. Con este objetivo se presentan los resultados del análisis de las estructuras identificadas en la cuenca devono-carbonífera de Los Santos de Maimona (Badajoz), y se discute el estilo de deformación dominante durante la orogenia hercínica en este sector del Macizo Hespérico.

Encuadre Geológico

La cuenca de los Santos de Maimona se sitúa en el Sur de la provincia de Badajoz, extendiéndose entre las localidades de Fuente del Maestre, Feria y Los Santos de Maimona (Fig. 1). Esta cuenca presenta una acusada morfología elongada (3 x 5 km), con una orientación general N300E, y está limitada por dos fallas de salto en dirección subparalelas (Fig. 1). La falla Norte pone en contacto los materiales carboníferos con rocas neoproterozoicas pertenecientes a la Serie Negra, mientras que la falla Sur pone las rocas carboníferas en contacto con los materiales vulcanoclásticos del Cámbrico Medio. En las proximidades de la localidad de Zafra, las calizas cámbricas definen un cierre anticlinal oblicuo a la falla cuya traza queda cortada por esta última (Eguiluz *et al.*, 1997), mientras que al Norte de la cuenca las rocas cámbricas también definen una estructura anticlinal (Fig. 1). Todo indica que ambos anticlinales corresponden a la misma estructura. Además, la falla meridional desplaza 4 km el tramo de brechas cal-

cáreas que junto a las calizas cámbricas dibujan el anticlinal.

La cuenca carbonífera de Los Santos de Maimona está rellena por materiales siliciclásticos y carbonatados, con niveles volcánicos intercalados, que se depositan en un ambiente esencialmente marino. La serie comienza con una secuencia regresiva del Devónico Superior, representada por turbiditas de plataforma con gran cantidad de acritarcos del Fameniense (Valenzuela *et al.*, 1990; Palacios, 2005); a techo pasa a limolitas y materiales clásticos de la base del Carbonífero, culminando en unos conglomerados con plantas. Por encima se dispone una unidad vulcano-sedimentaria poco profunda (Larrondo *et al.*, 2005) en la que se han reconocido sills, lavas de distintos tipos y rocas piroclásticas (tobas cineríticas, de lapilli, etc), muchas de las cuales presentan abundantes restos de invertebrados atribuidos al Tournaisiense Viseense inferior (Valenzuela *et al.*, 1990; Palacios, 2005). Se trata de un vulcanismo efusivo y explosivo de naturaleza moderadamente alcalina, desarrollado mayoritariamente en un medio submarino,

aunque existen episodios subaéreos (Larrondo *et al.*, 2005). Sobre la unidad vulcano-sedimentaria, que inicia un ciclo transgresivo, descansa una serie carbonatada progresivamente más profunda, que culmina con una serie en facies culm de edad Tournaisiense superior (Palacios, 2005). La columna termina con un nuevo ciclo regresivo marcado por unos niveles conglomeráticos.

Considerando que al sureste de la cuenca estudiada, en los afloramientos carboníferos de Bienvenida, se reconoce un vulcanismo subaéreo y que los sedimentos clásticos que los acompañan son de carácter continental, se puede hacer una reconstrucción paleogeográfica esquemática. Según la orientación actual nos encontraríamos en el sureste de la cuenca objeto de estudio, una zona emergida, en los alrededores de Los Santos de Maimona se encontraría la zona de plataforma, y más hacia el oeste, a través de un talud con cierta pendiente, se pasaría a la zona más profunda. Esto explica la abundancia de restos fósiles y, en particular, de corales en los tramos vulcanocásticos de la cuenca es-

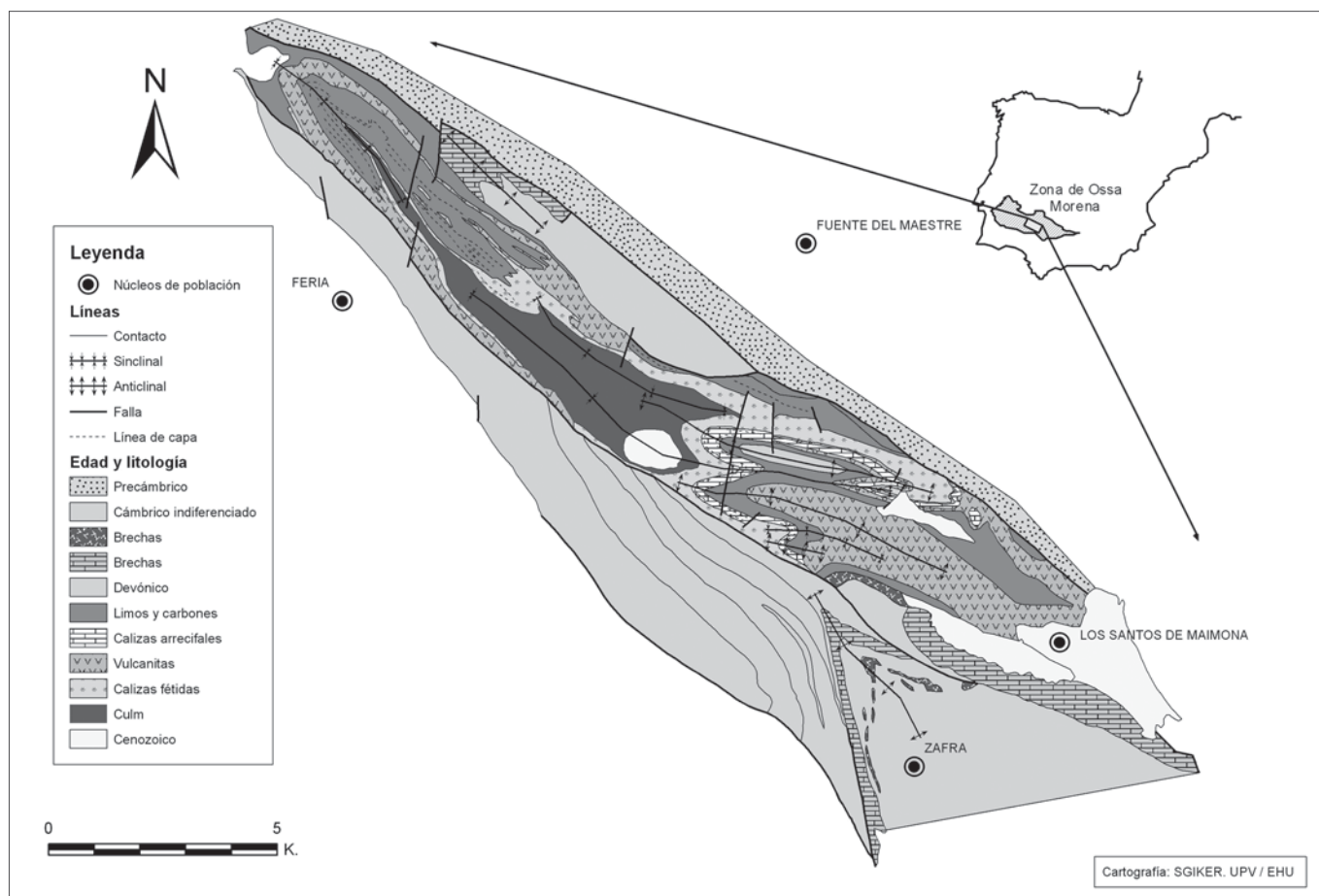


Fig. 1.- Localización y cartografía geológica esquemática de la cuenca devono-carbonífera de Los Santos de Maimona.

Fig. 1.- Location and geological sketch map of Los Santos de Maimona devonian-carboniferous basin.

tudiada. Asimismo, debe mencionarse la geometría en "8" de las calizas entre las localidades de Los Santos de Maimona y el Sur de Fuente del Maestre y la presencia cuerpos volcánicos en el núcleo de estos afloramientos. Este rasgo paleogeográfico condicionó la presencia de una plataforma u orla coralina con especies propias de atolones y arrecifes costeros (Rodríguez *et al.*, 1994).

Estructura Interna

La geometría interna de la cuenca carbonífera puede analizarse detalladamente porque tanto los materiales volcánicos, como los carbonatados, constituyen excelentes niveles guía que permiten una cartografía precisa de las estructuras (Fig. 1).

En la zona más occidental, la estructura corresponde a un sinclinal apretado con ángulo entre flancos del orden de 30°-35° y buzamientos elevados, que oscilan entre 70° y 90°, aunque localmente, en los puntos más próximos a las fallas de borde, pueden encontrarse zonas invertidas (Fig. 2A). La traza axial tiene dirección NW-SE y los ejes presentan buzamientos elevados, generalmente superiores a 50° (Fig. 2B). También se reconocen pliegues menores de geometría similar y escala decamétrica.

Hacia el centro de la cuenca la estructura se complica y aparecen dos anticlinales principales separados por un estrecho sinclinal muy apretado y numerosos pliegues menores asociados (Fig. 1). El anticlinal más septentrional choca contra la falla que limita la cuenca por el norte, dando un cierre periclinal complejo con buzamientos verticales en la mayor parte de la traza. Por el Sur se puede identificar un cierre periclinal que choca contra la falla meridional que limita la cuenca; en este sector, la traza axial adopta una dirección aproximadamente E-O. En la carretera de Fuente del Maestre a Zafra puede observarse una sección detallada de esta estructura. En los numerosos pliegues menores se comprueba asimismo el elevado buzamiento promedio de los ejes, no exento de una patente variabilidad (Fig. 2B). En esta sección se han realizado medidas paleomagnéticas que confirman la geometría y permiten ubicar esta región en zonas subtropicales del carbonífero (Garcés, com. pers.). Hacia el Este la cuenca queda recubierta por materiales cenozoicos y cuaternarios, hasta los afloramientos ya citados del sur de Bienvenida.

Es de resaltar que, pese a lo apretado de las estructuras y los elevados buzamientos de los ejes de los pliegues, no se ha observado ningún tipo de foliación tectónica. Lo mismo puede afirmarse de las estructuras de plegamiento que afectan al Cámbrico.

Mecanismo de deformación

En la figura 3 se muestra un modelo transpresivo en el que se restituye la cartografía geológica actual. Para ello se han delineado varias trazas de referencia a partir de niveles guía y la fallas límite de cuenca. En el bloque más meridional, al oeste de Los Santos de Maimona, afloran unas brechas del Cámbrico Inferior que junto a unas calizas dibujan el Anticlinal de Zafra (Eguiluz *et al.*, 1997). Las brechas, como hemos citado, se encuentran intercaladas en la falla pero desplazadas del orden de 4 km en sentido lateral izquierdo (Fig. 3A). La continuidad septentrional del Anticlinal de Zafra, se reconoce al norte de la cuenca carbonífera, al Oeste de Fuente del Maestre. Por ello se presupone que la traza del nivel de calizas cámbricas tuvo originalmente continuidad y debe encontrarse bajo la cuenca carbonífera (Fig. 3B y C). Por último, dentro de la cuenca carbonífera se ha delineado la traza de dos niveles vulcano-sedimentarios (Fig. 3A).

Tanto el buzamiento como la orientación y distribución de los ejes de los pliegues, junto a las escasas lineaciones de las fallas limitantes, son indicativos de un régimen transpresivo o de cizalla mixta por lo que la geometría observable en la cartografía puede descomponerse en una cizalla simple y otra pura. En la figura 3B se ha eliminado la cizalla pura sinextrosa y en la figura 3C la cizalla simple. En la eliminación de la cizalla pura se han restituido las trazas de las calizas cámbricas y los niveles guía carboníferos. Las primeras se desplazan 15 km y los segundos 12 km a lo largo de la falla Sur de la cuenca, considerando la falla septentrional estable (Fig. 3B).

En la restitución de la cizalla pura se han considerado las calizas a ambos lados de la cuenca carbonífera, presuponiéndose que la traza se continua bajo la cuenca carbonífera (Fig. 3C). Este esquema responde a un esfuerzo horizontal máximo que formaría 64° con la dirección de la cuenca, admitiendo que el plano axial del Anticlinal de Zafra es perpendicular a ese esfuerzo (Fig. 3C).

El valor del acortamiento horizontal en la cizalla pura es desconocido. Como no se

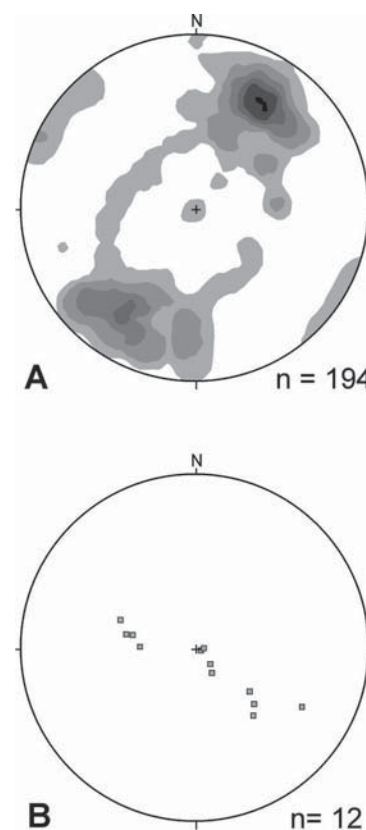


Fig. 2.- A) Estereogramas de polos de la estratificación. B) Estereograma de ejes de pliegues.

Fig. 2.- A) Bedding poles stereonet. B) Fold axis stereonet.

genera esquistosidad se ha elegido un valor orientativo del 30%. En cualquier caso, es necesario admitir una extensión previa que permitiera el relleno de la cuenca devono-carbonífera.

Conocida la edad de los materiales puede afirmarse que, al menos desde el Devónico Superior, la Zona de Ossa-Morena ha sufrido una deformación de tipo transcurrente, con zonas transpresivas o transtensivas en función de la geometría original de los accidentes. Esta deformación transcurrente es congruente con los datos de la geoquímica de las rocas volcánicas (Larrondo *et al.*, 2005) y con las observaciones en otras cuencas devono-carboníferas como la de Peñarroya (Wagner, 1999) o la de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada (Apalategui *et al.*, 1985).

Todo lo anterior implica que la estructuración observada en el Devónico Superior y Carbonífero es congruente con las propuestas que presentan la historia tectónica de la Zona de Ossa Morena como un proceso eminentemente transcurrente en el que se involucran un zócalo estructurado y su cobertera (Silva y Pereira, 2004, Abalos y Eguiluz, 1991). Por el contrario, la deformación descrita en este trabajo no es compa-

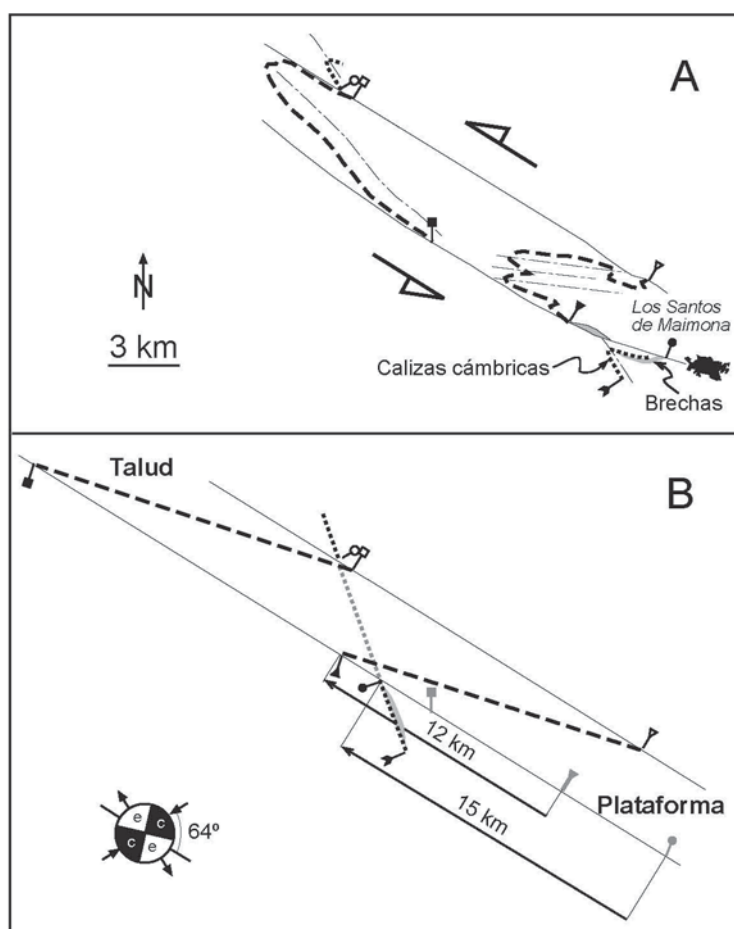


Fig. 3.- A) Mapa geológico actual esquemático con los puntos y líneas de referencia. B) Eliminación de la cizalla simple por restitución de las calizas cámbricas y eliminación de una posible cizalla pura con un acortamiento del 30 %.

Fig. 3.- A) Schematic present geological map with reference points and lines. B) Simple shear elimination after Cambrian limestones restoration and balanced of a possible pure shear with 30% of shortening.

tible con los modelos de tectónica tangencial con desarrollo de grandes pliegues tumBADOS y mantos, en los que las cuencas carboníferas representarían cuencas sinorogénicas en el frente de las estructuras de plegamiento (Apalategui y Sánchez Carretero, 1991; Azor *et al.*, 2004).

Conclusiones

La cuenca devono-carbonífera de Los Santos de Maimona tiene una geometría elongada en la que afloran facies continentales al este, de plataforma en el centro y de talud inestable hacia el oeste. Durante la orogenia hercínica la cuenca sufre una transpresión izquierda con un desplazamiento paralelo a las fallas del zócalo del orden de 15 km. Aunque se ha propuesto un acortamiento del 30% su valor no ha podido ser calculado. En cualquier caso el acortamiento no sería muy alto dada la ausencia de foliación.

La deformación por cizalla descrita también está presente en la mayor parte de las cuencas carboníferas, por lo que la estructuración carbonífera de la Zona de Ossa Morena tuvo lugar en un contexto geodinámico transcurrente izquierdo.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por la Universidad del País Vasco/EHU (Grupo de Investigación GIU09/61) y por el Ministerio de Ciencia e Innovación ("Grupo Consolidado", Proyecto CGL2008-01130/BTE). Queremos agradecer la labor de los revisores anónimos que ha servido para la mejora de este trabajo.

Referencias

- Abalos, B. y Eguiluz, L. (1991). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 4, 229-249.
- Abalos, B. y Eguiluz, L. (1994). *Boletín Geológico y Minero*, 105, 57-84.

- Abalos, B., Gil Ibarra, J.I. y Eguiluz, L. (1991). *Tectonophysics*, 199, 51-72.
- Apalategui, O. y Sánchez Carretero, R. (1991). *Boletín Geológico y Minero*, 102, 339-347.
- Apalategui, O., Eguiluz, L. y Quesada, C. (1990). *Structure of the Ossa Morena Zone*. En: *Pre-Mesozoic geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez-García, Eds.) Springer-Verlag, Berlin, 280-291.
- Apalategui, O., Garrote, A., Roldán, F. y Sánchez Carretero, R. (1985). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 879 (Peñaroya-Pueblonuevo)*. IGME.
- Azor, A., Expósito, I., González Lodeiro, F., Simancas, J.F. y Martínez Poyatos, D. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), Sociedad Geológica de España, Madrid, 173-179.
- Bandrés, A., Gil Ibarra, J.I., Eguiluz, L. y Palacios, T. (2002). *Tectonophysics*, 352, 105-120.
- Bard, J.P., Capdevila, R., Matte, P. y Ribeiro, A. (1973). *Nature*, 24, 50-52.
- Burg, J. P., Iglesias, M., Laurent, P.; Matte, P. y Ribeiro, A. (1981). *Tectonophysics*, 78, 161-177.
- Eguiluz, L. (1988). *Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el Antiforme de Burguillos-Monasterio, Macizo Ibérico Meridional*. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 649 p.
- Eguiluz, L. y Abalos, B. (1992). *Precambrian Research*, 56, 113-137.
- Eguiluz, L. y Ramón, R. (1983). *Studia Geologica Salmanticensis*, 185, 171-192.
- Eguiluz, L., Apraiz, A., Martínez-Torres, L.M. y Palacios, T. (1997). *Geogaceta*, 22, 59-62.
- Eguiluz, L., Gil Ibarra, J.I., Abalos, B. y Apraiz, A. (2000). *Geological Society of American Bulletin*, 112, 1398-1413.
- Eguiluz, L., Ordoñez, B., Gil Ibarra, J.I., Apraiz, A. y Abalos, B. (1999). *Trabajos de Geología*, 21, 79-95.
- Larrondo, E., Carracedo, M., Eguiluz, L. y Gil Ibarra, J.I. (2005). *Geogaceta*, 37, 47-50.
- Palacios, T. (2005). En: *Patrimonio Geológico de Extremadura* (Ed. Junta de Extremadura), Mérida, 144-151.
- Pereira, M.F. y Silva, J.B. (1999). *Journal of Conference Abstracts*, International Meeting on Cadomian Orogens, 4, 89.
- Rodríguez, S., Arribas, M.E., Falces, S., Moreno-Eiris, E. y De la Peña, J.A. (1994). *Courier Forschung Institut Senckenberg*, 172, 203-215.
- Silva, J.B. y M. F. Pereira, M.F. (2004). *International Journal of Earth Sciences*, 93, 886-896.
- Simancas, J.F. *et al.* (2003). *Tectonics*, 22, 1062, doi:10.1029/2002TC001479.
- Valenzuela, J.M., Palacios, T. y Palacios-González, M.J. (1990). *Geogaceta*, 8, 118-121.
- Vauchez, L. (1975). *Boletín Geológico y Minero*, 86, 573-580.
- Wagner, R.H. (1999). *Bulletin of the Czech Geological Survey*, 74, 87-108.