

Sobre la extensión de la remagnetización cretácica en el Alto Atlas (Marruecos)

On the extension of the Cretaceous remagnetization in the High Atlas (Morocco)

Sara Torres-López¹, Juan José Villalain¹, Antonio Casas², Hmidou El Ouardi³, Bennacer Moussaid³ y Vicente Carlos Ruíz-Martínez⁴

¹ Departamento de Física. Escuela Politécnica Superior. Universidad de Burgos. Avd Cantabria S/N, 09006 Burgos, España. storres@ubu.es, villa@ubu.es

² Departamento. de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, España. acasas@unizar.es

³ Département de Géologie, Faculté des Sciences, Université Moulay Ismail, BP. 11201 Zitoune, Meknès, Maroc. hmidouelouardi@yahoo.fr, bnmous@hotmail.fr

⁴ Departamento de Geofísica y Meteorología, Facultad de Física, Universidad Complutense de Madrid, Avda. Complutense s/n, 28040 Madrid, España. vcarlos@fis.ucm.es

ABSTRACT

We present the preliminary results of a paleomagnetic study, in Mesozoic sediments of the Midelt-Errachidia transect in the Moroccan High Atlas. The Natural Remanent Magnetization is dominated by a remagnetization with a very stable behavior and systematic normal polarity, previously observed in a westward region of the Central High Atlas. Using the small circle intersection method we have calculated the direction of this secondary magnetization ($D = 336.7^\circ$, $I = 30.6^\circ$). Comparing this direction with the Global Apparent Polar Wander Path (APWP) in African coordinates for Northern Africa we can assign a Cenomanian age (about 100 M.a.) to this remagnetization, similar to that obtained in other regions of the Central High Atlas. This work enhances the hypothesis that there is a widespread remagnetization in the Moroccan High Atlas.

Key-words: Remagnetization, High Atlas, SCI method, paleomagnetism, Cretaceous.

RESUMEN

En este trabajo se presentan los resultados preliminares de un estudio paleomagnético, en sedimentos mesozoicos del corte Midelt-Errachidia en el Alto Atlas marroquí. La magnetización remanente natural está dominada por una remagnetización que presenta un comportamiento muy estable con polaridad normal. Utilizando el método de intersección de círculos menores hemos calculado la dirección de la magnetización secundaria ($D = 336,7^\circ$, $I = 30,6^\circ$). La comparación de la dirección característica de la remagnetización con la curva de deriva polar aparente global (GAPWP) en coordenadas africanas para el norte de África, ha permitido asignar una edad Cenomaniense a la remagnetización (~100 M.a.), similar a la obtenida en otras regiones del Alto Atlas Central. Este trabajo refuerza la hipótesis de que existe una remagnetización generalizada en el Alto Atlas marroquí.

Palabras clave: Remagnetización, Alto Atlas, método SCI, paleomagnetismo, Cretácico.

Geogaceta, 57 (2015), 23-26.
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 20 de agosto de 2014
Fecha de revisión: 22 de octubre de 2014
Fecha de aceptación: 28 de noviembre de 2014

Introducción

Algunos estudios paleomagnéticos realizados en los últimos años en el Alto Atlas Central han puesto de manifiesto remagnetizaciones regionales que afectan a la serie jurásica aflorante en las cuencas del Alto Atlas marroquí (Moussaid *et al.*, 2014; Torres-López *et al.*, 2014). Las áreas estudiadas están completamente remagnetizadas, pero el alcance de este fenómeno está todavía por determinar. Torres *et al.* (2014) apuntan que la potencia de la secuencia sedimentaria es un contexto que favorece la ocurrencia de remagnetizaciones en cuencas sedimentarias. La secuencia jurásica del Alto Atlas es, en su gran mayoría, una serie calcárea y margosa que llega a alcanzar hasta los 5.000 m de potencia (Teixell *et al.*, 2003 y referencias allí

incluidas). Los depósitos jurásicos se depositan en una etapa extensional o transensiva localizada entre un estadio de *rifting* anterior (Triásico a Lías inferior) y la inversión generalizada de las cuencas a partir del Cretácico superior hasta la actualidad, con un estado intermedio dominado por diapirismo, intrusiones magmáticas y posiblemente un régimen transensivo o transpresivo (Mattauer *et al.*, 1977; Laville y Piqué, 1992; Frizon de Lamotte *et al.*, 2008). Torres-López *et al.* (2014) señalan la existencia de una remagnetización cretácica que afecta a la serie jurásica en el Alto Atlas marroquí a partir de un estudio paleomagnético en uno de los sectores más estudiados del Alto Atlas, el corte de Imilchil. Así mismo, Moussaid *et al.* (2014) describen una remagnetización de la misma edad en las capas rojas jurásicas de una

zona del margen norte de la cordillera (sinclinal de Ait-Attab). Este trabajo confirma, a partir de un nuevo estudio paleomagnético en la transversal clásica de Midelt-Errachidia, situada 100 km al este de Imilchil, que existe una remagnetización de edad Cretácica que afecta de forma generalizada al Alto Atlas Central marroquí. El presente estudio pretende comparar la dirección y edad de la remagnetización de este área con las aportadas anteriormente en las áreas de Imilchil y Ait-Attab (Moussaid *et al.*, 2014; Torres-López *et al.*, 2014).

Marco geológico

La Cordillera del Atlas es una cadena montañosa intracontinental (Mattauer *et al.*, 1977) que exhibe dos ramas principales: el

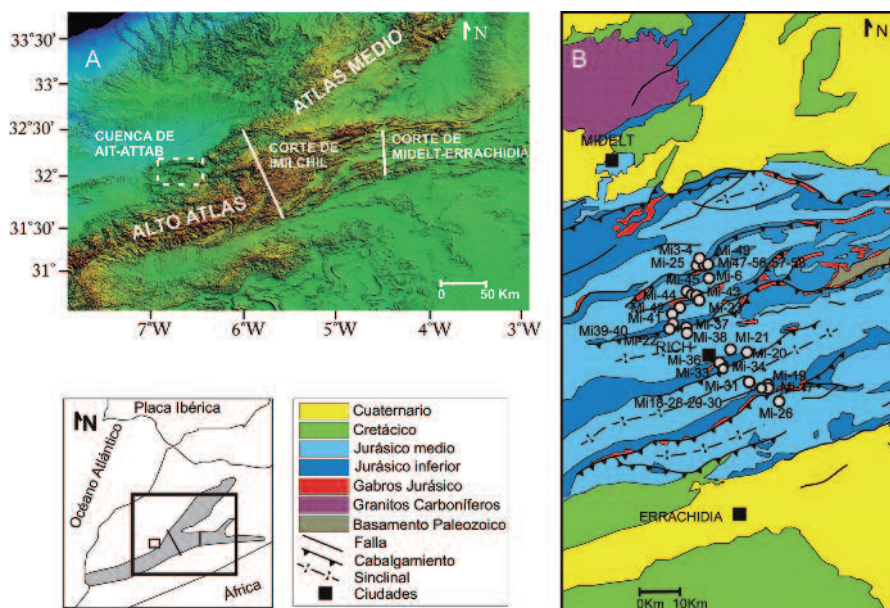


Fig. 1.- A) Situación geográfica del corte de Midelt-Errachidia, corte de Imilchil y cuenca de Ait-attab en el conjunto de las cordilleras del Atlas. B) Mapa geológico mostrando el corte de Midelt-Errachidia y la localización de las estaciones paleomagnéticas.

Fig. 1.- A) Location of Midelt-Errachidia profile, Imilchil profile and the basin of Ait-Attab in whole Atlas mountains. B) Geological sketch map showing the location of the Midelt-Errachidia profile and the sampling sites.

Alto Atlas, con dirección dominante tendente a E-O y el Atlas Medio, alineado aproximadamente en dirección NE-SO (Laville y Piqué, 1992, Frizon de Lamotte *et al.*, 2000). Se extiende a lo largo de más de 2000 km y alcanza su máxima elevación al oeste (Jbel Toubkhal) con 4165 m. La evolución tectónica viene marcada por dos eventos mayores. El primero es una etapa de extensión y *rifting* que se produce durante el Triásico-Lías inferior. Un segundo evento compresivo y transtensional tiene lugar a partir del Cretácico final y Cenozoico. Se caracteriza por la inversión de las cuencas mesozoicas a partir de la convergencia entre África y Europa (Frizon de Lamotte *et al.*, 2008). El Jurásico representa el episodio de máxima subsidencia depositándose margas, calizas y calizas margosas, cubierto finalmente por series rojas (Bajociense-Cretácico inferior) en un régimen trantensivo. El área de estudio es la sección de Midelt-Errachidia que presenta a grandes rasgos las mismas características tectónicas que todo el Atlas Central. Pequeños y estrechos anticlinales (los denominados *rides* o *ridges*) normalmente fallados, en cuyos flancos norte afloran calizas del Lías inferior y en el flanco sur se encuentra el Dogger. Estos anticlinales o crestas con geometría en caja están separados por amplios sinclinales cuyos núcleos se encuentran subhorizontales, con afloramientos de materiales del Jurásico medio-superior. La variación

estratigráfica y la presencia de lentejones de basamento a lo largo de la sección hacen pensar que la estructura deriva de la inversión de fallas extensionales donde está involucrado el basamento (Teixell *et al.*, 2003, Arboleya *et al.*, 2004).

Muestreo y análisis paleomagnético

Un total de 33 estaciones (264 muestras) han sido muestreadas a lo largo de la sección Midelt-Errachidia con una dirección aproximada N-S (Fig. 1B). La serie muestreada corresponde a calizas y calizas margosas con edades que van desde el Sinemuriense hasta el Bathoniense. Las muestras fueron tomadas con una perforadora de gasolina y orientadas *in situ*. Los análisis magnéticos fueron llevados a cabo en el laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos. La magnetización remanente natural de todas las muestras fue medida usando un magnetómetro criogénico 2G 755. La desmagnetización térmica se llevó a cabo con un desmagnetizador térmico TD48-SC. La técnica se usó de manera sistemática en todas las muestras en pasos de 25 °C hasta un máximo de 550 °C. Tras el análisis magnético las componentes fueron calculadas usando técnicas de regresión lineal. La distribución de las direcciones fue determinada usando la estadística de Fisher (1953).

La desmagnetización térmica desvela dos componentes estables. La primera presenta una temperatura máxima de desbloqueo de 250 °C y la dirección del campo magnético actual antes de cualquier corrección tectónica. Esta componente es considerada una componente viscosa (componente V). Después de eliminar la componente viscosa, se identifica una segunda componente con temperaturas de desbloqueo desde 300 °C hasta 450-475 °C (componente A). Los dos diagramas de Zijderveld mostrados en la figura 2 son ejemplos del comportamiento general de las muestras estudiadas. Las características que presenta la componente A son las mismas que las descritas por Torres-López *et al.* (2014) en el área de Imilchil. La componente A está muy bien definida y es muy estable, presentando sistemáticamente polaridad normal. Por lo tanto se ha identificado la componente A como la componente remagnetizada observada en la región de Imilchil.

Dirección paleomagnética y edad de la remagnetización

El análisis direccional se ha realizado solamente sobre la componente A, la cual se ha identificado en las 33 estaciones utilizadas en este estudio. El hecho de que a lo largo del Jurásico aparezcan frecuentes polaridades normales e inversas y que la componente A presente sistemáticamente polaridad normal, sugiere que la componente A es una magnetización secundaria o remagnetización. El mecanismo de adquisición de la reimanación es probablemente de origen químico y no termoviscoso ya que, como se ha observado en el sector de Imilchil (Torres-López *et al.*, 2014), las rocas remagnetizadas presentan propiedades químicas diferentes que las de las unidades externas no remagnetizadas. Además, los parámetros de los ciclos de histéresis son similares a los observados en otras calizas remagnetizadas (Channell y McCabe, 1994; Torres-López *et al.*, 2014).

La comparación de la dirección característica de la remagnetización con la curva de deriva polar aparente global (GAPWP) en coordenadas africanas (Torsvik *et al.*, 2012) calculada para el Alto Atlas Central (Imilchil) por Torres-López *et al.* (2014) permite obtener la edad de la remagnetización. Para ello, es necesario determinar de manera precisa la dirección característica de la remag-

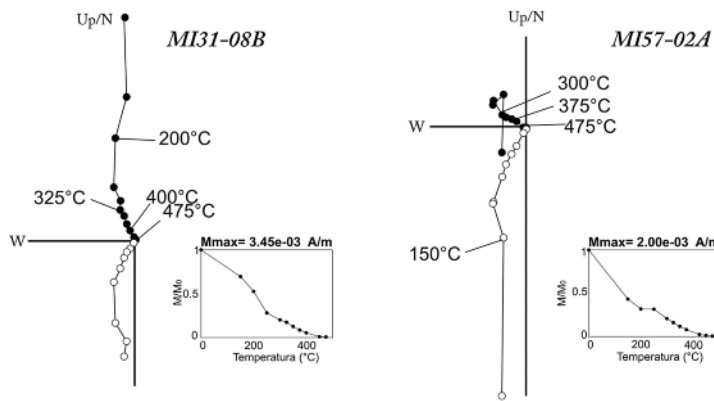


Fig. 2.- Desmagnetización térmica de la NRM de dos muestras representativas, indicando la componente A. Las direcciones están en coordenadas geográficas. También se muestran las gráficas de la evolución de la NRM normalizada M/M0 en función de la temperatura.

Fig. 2.- Thermal demagnetization of the NRM of two representative samples, indicating the component A. Directions are in geographic coordinates. The evolution of the normalized NRM M / M0 is also shown.

netización. En este estudio hemos utilizado el método de intersección de círculos menores (SCI) de Shipunov (1997) y Waldhör y Appel (2006). Este método permite calcular la dirección característica de una remagnetización sin-tectónica, asumiendo que durante el plegamiento el vector paleomagnético rota alrededor de un eje horizontal paralelo a la dirección de la capa, de manera que el vector paleomagnético describe un círculo menor alrededor de ese eje. La intersección de varios círculos menores de diferentes estaciones representa la solución común siendo, la dirección característica de la remagnetización (Fig. 3). La solución estadística del método (Fig. 4) consiste en minimizar el parámetro $A = \sum \alpha_n$ que es el sumatorio de las distancias α_n entre la dirección y cada círculo menor (Waldhör y Appel, 2006).

Para que el método obtenga soluciones satisfactorias se deben cumplir varias condiciones: debe haber un número considerable de estaciones, los círculos menores deben cortarse en una estrecha región y se asume que no existen rotaciones de eje vertical.

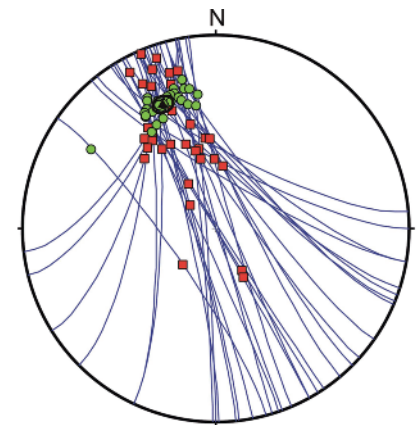
Nuestros datos son apropiados para usar este método ya que definen una estrecha región de orientaciones compatibles

(Fig. 3) y no existen evidencias de rotaciones de eje vertical (Teixell *et al.*, 2003; Sibuet *et al.*, 2012). El método define un área estrecha y elongada (Fig. 4) debido a que las direcciones de las capas tienen un rango pequeño de variación. Esto aporta una incertidumbre en el valor de la inclinación por su forma alargada, sin embargo la declinación queda muy bien constreñida (Fig. 4). Este método ha sido satisfactoriamente usado en trabajos anteriores (Soto *et al.*, 2008, 2011; Casas *et al.*, 2009; Gong *et al.*, 2009; Moussaid *et al.*, 2014; Torres-López *et al.*, 2014).

Para el cálculo de la dirección característica de la remagnetización se han utilizado las 33 estaciones y el resultado obtenido es $D = 336,7^\circ$; $I = 30,6^\circ$; $\alpha_{95} = 3,6^\circ$.

Discusión

Como se ha mencionado, estudios previos señalan que existe una remagnetización que afecta a la serie jurásica de algunas cuencas en el Alto Atlas marroquí (Moussaid *et al.*, 2014; Torres-López *et al.*, 2014). Las remagnetizaciones descritas tienen carácter pre-plegamiento en el sinclinal de Ait-Attab



● Dirección óptima de remagnetización
 ■ Remagnetización In Situ
 ▲ Dirección paleomagnética de remagnetización

Fig. 3.- Proyección de los círculos menores de las estaciones usadas para el cálculo de la dirección característica del sector Midelt-Errachidia.

Fig. 3.- Small circles corresponding to remagnetization directions from selected sites of Midelt-Errachidia.

(Moussaid *et al.*, 2014) y sin plegamiento en el área de Imilchil (Torres-López *et al.*, 2014). En ambos estudios se realizaron tests del pliegue con el fin de estimar la edad relativa de la remagnetización en relación con diferentes estructuras. Los resultados indicaron que el sinclinal de Ait-Attab presenta una remagnetización anterior a la fase compresiva que afecta a todo el Atlas y posterior a los pequeños pliegues ligados a eventos compresionales durante el Jurásico medio (Moussaid *et al.*, 2014). La remagnetización descrita en el área de Imilchil (Torres-López *et al.*, 2014) es claramente "sin plegamiento", mostrando las direcciones paleomagnéticas dispersión antes y después de la corrección tectónica.

Las características paleomagnéticas descritas por Torres-López *et al.* (2014) para la región de Imilchil son similares a las observadas en este estudio. Ambas presentan una componente muy estable probablemente portada por magnetita con una temperatura de bloqueo máxima entre 450 y 500°C. Las características paleomagnéticas de las series estudiadas en Ait-Attab (Moussaid *et al.*, 2014) difieren debido a que las litologías y la mineralogía magnética son diferentes. En este caso, la remagnetización es portada por hematites en capas rojas infraaptienses y por magnetita con una temperatura de bloqueo superior a la obtenida en este trabajo en calizas albiense-cenomanienses.

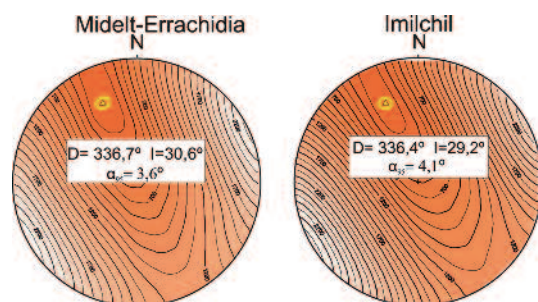


Fig. 4.- Proyección de igual área para los resultados del método SCI en las áreas de Midelt-Errachidia e Imilchil (Waldhör y Appel, 2006). Se resaltan las direcciones características de la remagnetización descritas en las dos zonas.

Fig. 4.- Equal area projection showing the SCI method results of the the areas of e Imilchil Midelt- Errachidia (Waldhör and Appel, 2006). Directions of the characteristic remagnetizations of both areas are highlighted.

Si comparamos la dirección obtenida con las curvas de declinación e inclinación para el área de Imilchil (Torres-López *et al.*, 2014) obtenemos una edad para la remagnetización de 100 M.a. que corresponde al inicio del Cenomaniense, con un margen de incertidumbre entre 75 y 110 M.a.

Comparando la dirección característica determinada para el sector Midelt-Errachidia ($D = 336,7^\circ$; $I = 30,6^\circ$; $\alpha_{95} = 3,6^\circ$) con la aportada en el estudio paleomagnético de Imilchil ($D = 336,4^\circ$; $I = 29,2^\circ$; $\alpha_{95} = 3,8^\circ$) y la determinada en el sinclinal de Ait-Attab ($D = 331,1^\circ$; $I = 40,9^\circ$; $\alpha_{95} = 4,6^\circ$) se observa que muestran valores muy similares de declinación e inclinación. En particular, las áreas de Imilchil y Midelt-Errachidia presentan direcciones estadísticamente indistinguibles.

La baja inclinación registrada por estas dos áreas está relacionada por la incertidumbre que en este caso ofrece en inclinación el método SCI, debido a que la dispersión en dirección de las capas es muy baja. En la figura 4 se observa cómo las isolíneas del parámetro A presentan una importante elongación en inclinación pero son muy precisas en declinación. Esto no afecta a la precisión en la datación pues la deriva de la placa africana en el Cretácico no genera variación en inclinación en ésta área pero sí produjo importantes cambios en declinación. Teniendo en cuenta esto último, las edades atribuidas a la remagnetización en Imilchil y la cuenca de Ait-Attab son equivalentes. Torres-López *et al.* (2014) señalan una edad para la remagnetización de 100 M.a. (Cenomaniense basal) con una incertidumbre dentro de un intervalo desde 75 a 110 M.a. La edad de la remagnetización estimada en el sinclinal de Ait-Attab (105 M.a.) está dentro de este intervalo.

Torres-López *et al.* (2014) ponen de manifiesto que es posible que un evento regional produzca una remagnetización que afecte a un área extensa. Estos autores comparan las edades de remagnetizaciones en distintas cuencas de Iberia (Moreau *et al.*, 1992; Dinarès-Turell y García Senz, 2000; Villalain *et al.*, 2003; Gong *et al.*, 2008; Soto *et al.*, 2008; Casas *et al.* 2009) no siendo el proceso de remagnetización aislado ni únicamente dependiente de la evolución tectónica de cada cuenca (Gong *et al.*, 2009).

Nuestros resultados demuestran que la remagnetización cretácica observada en el Alto Atlas se registra en un área muy importante extendiéndose hacia el este de la

región de Imilchil con las mismas propiedades, dirección y edad.

Conclusiones

El segmento estudiado de la cordillera del Alto Atlas presenta una componente paleomagnética estable, con polaridad sistemáticamente normal y máximas temperaturas de bloqueo de unos 475 °C. Utilizando el método de intersección de círculos menores (SCI) se ha calculado la dirección paleomagnética característica de la remagnetización ($D = 336,7^\circ$; $I = 30,6^\circ$; $\alpha_{95} = 3,6^\circ$). Comparando esta dirección con la GAPWP en coordenadas Africanas (Torsvik *et al.*, 2012) se obtiene la edad más probable para la remagnetización en 100 M.a., Cenomaniense basal.

La remagnetización en el sector de Midelt-Errachidia presenta las mismas propiedades magnéticas que las descritas en calizas jurásicas del sector de Imilchil. La dirección calculada y su edad son también similares a las obtenidas en las remagnetizaciones registradas en las áreas de Imilchil y el sinclinal de Ait-Attab. Nuestros resultados apoyan la hipótesis expuesta por Torres-López *et al.* (2014), que sugieren la existencia de una remagnetización regional de edad Albiense-Cenomaniense que afecta a cuencas profundas del Alto Atlas Central. Además, demuestran que la remagnetización regional cretácica afectó sincrónicamente a una región muy amplia que incluye la zona estudiada del segmento Midelt-Errachidia.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CGL2009-10840, CGL2009-08969 y CGL2012-38481 de la Dirección General de Investigación Científica y Técnica, Ministerio de Economía y Competitividad y por fondos FEDER de la Unión Europea. Sara Torres López agradece la financiación obtenida de la beca F.P.I. del ministerio de Economía y Competitividad del gobierno de España.

Referencias

Arbolea, M.L., Teixell, A., Charroud, M. y Julivert, M. (2004). *Journal of African Earth Sciences* 39, 319-327.
Casas, A.M., Villalain, J.J., Soto, R., Gil-Imaz, A., del Río, P. y Fernández, G. (2009). *Tectonophysics* 470, 3-20.

Channell, J.E.T. y McCabe, C. (1994). *Journal of Geophysical Research* 99, 4613-4623.
Dinarès-Turell, J. y García-Senz, J. (2000). *Journal of Geophysical Research* 105B, 19405-19418.
Fisher, R.A. (1953). *Society of London, Series A*, 217, 295-305.
Frizon de Lamotte, D., Saint Bézard, B., Bracène, R. y Mercier, E. (2000). *Tectonics* 19, 740-761.
Frizon de Lamotte D., Leturmy P., Missenard Y., Khomsi K, Ruiz G., Saddiqi O., Guillocheau F. y Michard A. (2008). *Tectonophysics* 475, 9-28.
Gong, Z., Dekkers, M.J., Dinarès-Turell, J. y Mullender, T.A.T. (2008). *Studia Geophysica et Geodaetica* 52, 187-210.
Gong, Z., Van Hinsbergen, D.J.J. y Dekkers, M.J. (2009). *Earth and Planetary Science Letters* 284, 292-301.
Laville, E. y Piqué, A., (1992). *Geologische Rundschau* 81, 157-170.
Mattauer, M., Tapponier, P. y Proust, F. (1977). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 19, 521-526.
Moreau, M.G., Canérot, J. y Malod, J.A. (1992). *Bulletin de la Société Géologique de France* 163, 393-402.
Moussaid B., Villalain J.J., Casas-Sainz A., El Ouardi H., Oliva-Urcia B., Soto R., Román-Berdiel T. y Torres-López S. (2014). *Journal of Structural Geology* 70, 65-77.
Shipunov, S.V. (1997). *Geophysical Journal International* 130, 405-410.
Sibuet J.-C., Rouzo, S. y Srivastava, S. (2012). *Canadian Journal of Earth Sciences* 49, 1395-1415.
Soto, R., Villalain, J.J., Casas-Sainz, A.M., 2008. *Tectonics* 27, TC1017. doi:10.1029/2007TC002208.
Soto, R., Casas-Sainz, A.M. y Villalain, J.J. (2011). *Journal of the Geological Society of London* 168, 899-912.
Teixell, A., Arbolea, M.L., Julivert, M. y Charroud, M. (2003). *Tectonics* 22, NO.5, 1051, doi: 10.1029/2002TC001460.
Torres-López S., Villalain, J.J., Casas, A., El Ouardi, H., Moussaid B. y Ruiz-Martínez V.C. (2014). *Journal of the Geological Society* 171, 673-687.
Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Preden, U., Mc Nio-caill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P.V., Van Hinsbergen, D., Domeier, M., Gaina, C., Tøhner, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.A. y Cocks, L.R.M. (2012). *Earth-Science Reviews* 114, 325-368.
Villalain, J.J., Fernández-Gonzalez, G., Casas, A.M. y Gil-Imaz, A. (2003). *Tectonophysics* 377, 101-117.
Waldhörn M. y Appel, E. (2006). *Geophysical Journal International* 166, 33-45.