

Tectónica sinsedimentaria en el Plioceno de Malalyine (NE de Tetuán, Rif, Marruecos)

Sinsedimentary tectonics in the Pliocene of Malalyine (NE of Tetouan, Rif, Morocco)

Khalil El Kadiri ⁽¹⁾, Rachid Hlila ⁽¹⁾, Carlos Sanz de Galdeano ⁽²⁾, Francisco Serrano ⁽³⁾ y Antonio Guerra-Merchán ⁽³⁾

⁽¹⁾ Département de Géologie, Faculté des Sciences, Université AbdelMalek Essaâdi, Tétouan, 93003. khalilelkadiri@yahoo.fr / rhlila@yahoo.com

⁽²⁾ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, (CSIC-Universidad de Granada), 18071-Granada. csanz@ugr.es

⁽³⁾ Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga, 29071-Málaga. F.Serrano@uma.es / antguerra@uma.es

ABSTRACT

In the Malalyine area, a new outcrop of Pliocene sediments is affected by several sets of joints compatible with a NW-SE compression and, particularly, with a perpendicular, N50°E tension. They are mineralized with Fe and Mn oxides, indicating the flow of deep fluids, characteristic of a hydrothermalism of low temperature. Moreover, many joints are filled by injected sands, which are interpreted as seismites. These joints represent a sinsedimentary tectonic stage, congruent with the late Miocene to the Present regional geodynamic setting.

Key-words: Pliocene, synsedimentary tectonics, joints, seismites, Rif.

RESUMEN

En el área de Malalyine, sedimentos pliocenos de un nuevo afloramiento están afectados por varios juegos de diaclasas compatibles con una compresión NW-SE y, particularmente, con una tensión perpendicular en dirección N50°E. Las diaclasas están mineralizadas por óxidos de Fe y Mn, indicando un flujo de fluidos profundos, característicos de un termalismo de baja temperatura. Por otra parte, muchas diaclasas están rellenas por arenas inyectadas, las cuales se interpretan como sismitas. Estas diaclasas representan una etapa tectónica sinsedimentaria congruente con el contexto geodinámico regional dominante desde el Mioceno superior a la actualidad.

Palabras clave: Plioceno, tectónica sinsedimentaria, diaclasas, sismitas, Rif.

Geogaceta, 50-1 (2011), 15-18.
ISSN:2173-6545

Fecha de recepción: 21 de Septiembre de 2011
Fecha de revisión: 28 de Abril de 2011
Fecha de aceptación: 27 de Mayo de 2011

Introducción

El afloramiento de Malalyine se sitúa 10km al NE de Tetuán y es atravesado por la autopista de Tetuán a Fnideq (Fig.1) en cuya construcción ha quedado expuesto, ya que antes no se conocía. Forma parte del relleno plioceno y cuaternario de una estructura tipo graben (depocentro de Malalyine) localizada en la llanura de Alila, entre el macizo de Cabo Negro al norte y el alto de Sidi Abdeslam al sur. El basamento está formado por materiales de la Zona Interna Rifeña (ver mapa geológico de Tetuán, Kornprobst y Durand-Delga, 1985): esquistos silúricos de la unidad de Akaili (Gomáride) y esquistos y gneises del macizo de Cabo Negro (Sébtide).

Estas rocas sedimentarias neógenas se encuentran muy poco deformadas, pero presentan numerosas diaclasas cuyas características permiten deducir rasgos de la tectónica sinsedimentaria existente durante el Plioceno en el sector estudiado. Mostrar

esta tectónica y establecer el campo de esfuerzo regional es el objetivo del presente trabajo.

Principales rasgos estratigráficos

En los sedimentos pliocenos se observan tres tramos:

Tramo 1. El tramo inferior, del que no se observa su base, está formado por 15m de margas gris-amarillentas con abundante fauna, sobre todo de bivalvos, particularmente *Amussium cristatum* Bronn. La microfaua está dominada por foraminíferos, sobre todo bentónicos, y los escasos planctónicos (*Globigerina bulloides* d'Orbigny, *Globoturboralita decoraperta* (Takayanagi y Saito), *Orbulina universa* d'Orbigny, *Globigerinella siphonifera* (d'Orbigny) y *Globorotalia margaritae* Bolli y Bermúdez) constituyen una asociación que, considerando la ausencia de *Globorotalia punctulata* (Deshayes), sugiere que este tramo se depositó en el Zanclicense inferior (Zona MPI-2, Cita,

1975) en un medio marino muy poco profundo.

Tramo 2. Separado del anterior mediante una superficie erosiva, consiste en unos 10m de limos y arenas con pasadas de conglomerados. Estos sedimentos se caracterizan por presentar abundantes tubos producidos por *Thalassinoides* y porque numerosos niveles terminan con costras de óxidos de Fe. En ellos no se ha encontrado fauna característica de un medio marino abierto y se consideran que corresponden a depósitos de albufera.

Tramo 3. El tramo superior, del que se conservan unos 10m de espesor, está constituido por conglomerados con estratificación cruzada ligada a la progradación de un sistema fluviodeltaico. En este tramo no se observan ni la fauna ni las icnofacies antes descritas.

En el Rif, las margas del tramo 1 se podrían correlacionar con la sedimentación fina del Plioceno inferior en las paleoerías de Tetuán (Ben Moussa *et al.*, 1992), Oued

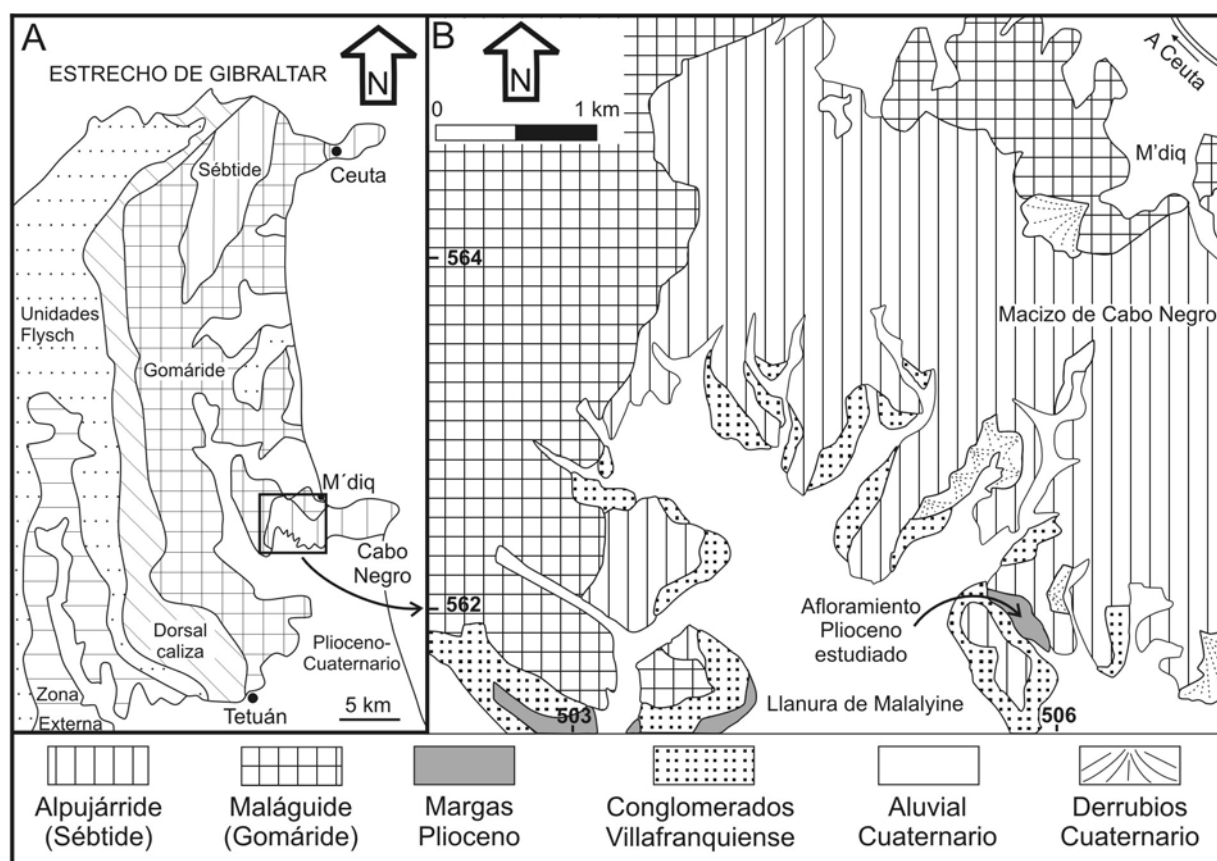


Fig. 1.- Localización (A) y mapa geológico (B) del sector de Malalyine (Modificado de Kornprobst y Durand-Delga, 1985).

Fig. 1.- Location (A) and geological map (B) of the Malalyine sector (Modified from Kornprobst and Durand-Delga, 1985).

Laou, Tirinense y Charf El Akab (Wildi y Wernli, 1977; Wernli, 1987). En cambio, las dos unidades separadas por una discontinuidad estratigráfica que El Kharim (1991) y Azdimousa *et al.* (2006) diferenciaron en la cuenca de Boudinar, podrían corresponder con los tramos 1 y 2 de Malalyine. Por otra parte, el tramo 1 de Malalyine puede ser correlacionado con los depósitos margosos marinos someros de la unidad PI-2 del Plioceno inferior de la cuenca de Málaga (Guerra-Merchán *et al.*, 2000, 2010), y los tramos 2 y 3 con los conglomerados fluvio-deltaicos de la PI-3 que se depositan en discordancia.

Tectónica del afloramiento de Malalyine y rasgos asociados

Los sedimentos pliocenos se encuentran casi horizontales: el tramo inferior buza unos 5° hacia la dirección N120°E, mientras que los limos superiores del segundo tramo buzan 8-10° en la dirección N124°E. Esos pequeños buzamientos se pueden considerar prácticamente originales, ligados al medio de depósito, al igual que el buzamiento de los conglomerados que está li-

gado a la progradación deltaica en dirección ESE.

Desde el punto de vista tectónico, las únicas estructuras visibles son diaclasas que afectan a los dos primeros tramos. Son prácticamente verticales y con orientaciones diferentes según el tramo en el que se encuentran. Se han medido 38 en cada uno de ellos. En el tramo 1 presentan una dirección N115°-150°E muy constante, con pocas variaciones (Fig. 2), mientras que en el tramo 2 se observan dos máximos: el más importante tiene una dirección N160°-170°E y el segundo, subordinado, es de dirección N85°-100°E (Fig. 2).

Gran parte de las diaclasas, independientemente del tramo en el que se encuentren, presentan en sus paredes bandas de mineralizaciones de óxidos de hierro (Fig. 3 A y B) y, a veces, de pirolusita.

Estas mineralizaciones afectan también a diversos estratos, particularmente a los limos superiores, donde incluso tubos producidos por *Thalassinoides* se encuentran a veces fosilizados por ellas.

Además, algunas diaclasas presentan una parte central rellena por arenisca relativamente gruesa (Fig. 3 B), de manera que

las propias mineralizaciones se disponen a sus lados, sin que se hayan observado dentro del relleno.

Discusión e interpretación del significado de las diaclasas y de sus rellenos

Los datos obtenidos del conjunto de las diaclasas nos permiten hacer la siguiente interpretación:

a) Las diaclasas del tramo 1 (Fig. 2) en buena parte son de tensión (Dunne y Hancock, 1994), pero otras se dispersan más a ambos lados y pueden ser consideradas como híbridas entre tensión y cizalla. Su dirección media es N140°E. En este caso, el plano vertical de esa dirección contiene al eje σ_1 (eje de compresión máxima) y también al eje σ_2 (intermedio), mientras que σ_3 (eje mínimo del elipsoide de esfuerzo) se sitúa perpendicular al mismo, en dirección N50°E. Las posiciones de los ejes 1 y 2 ocupan respectivamente una posición horizontal y vertical, dada la existencia de diaclasas híbridas, pues de otro modo no estarían necesariamente fijadas.

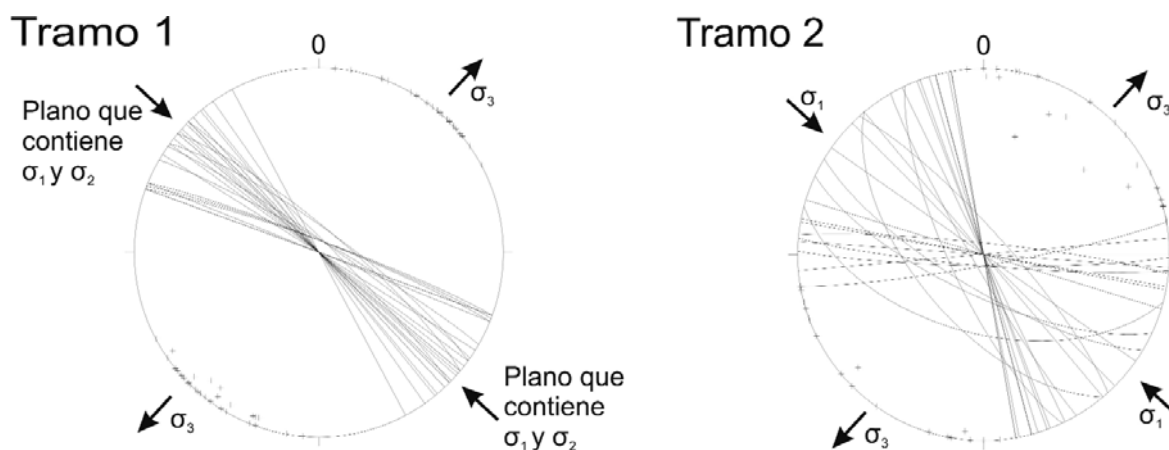


Fig. 2.- Diagramas de las medidas de diaclasas. Proyección sobre el hemisferio inferior. Las cruces corresponden a los polos de las diaclasas.
 Fig. 2.- Diagrams of the measures of joints. Projection on the lower hemisphere. Crosses correspond to the poles of the joints.

b) Las diaclasas del tramo 2 (Fig. 2) tienen una distribución menos homogénea. Aunque algunas de ellas tienen la misma dirección media que las del tramo 1, los dos máximos que se observan se sitúan a unos 30-35°, a ambos lados de dicha dirección. Forman en conjunto un ángulo de 60-70 grados, y pueden considerarse que corresponden a diaclasas de cizalla, si bien algunas coinciden con las tensionales del tramo 1 y otras pueden considerarse, dada su orientación, como diaclasas híbridas.

Según esta interpretación como diaclasas de cizalla, el eje σ_1 estaría horizontal en la dirección N140°E y los dos juegos de diaclasas se encontrarían aproximadamente a unos 30° de dicho eje. El eje σ_2 estaría vertical, mientras que el eje σ_3 se sitúa a 90 grados, en la dirección N50°E, dirección de la tensión.

La interpretación de las diaclasas de ambos tramos es coincidente en que la posición de σ_1 es horizontal en la dirección N140°E. Esto no siempre es necesariamente cierto, pues es conocido que los ejes 1 y 2 se han intercambiado con facilidad en la región, tal como indican Sanz de Galdeano *et al.* (2010). En cualquier caso, la dirección de

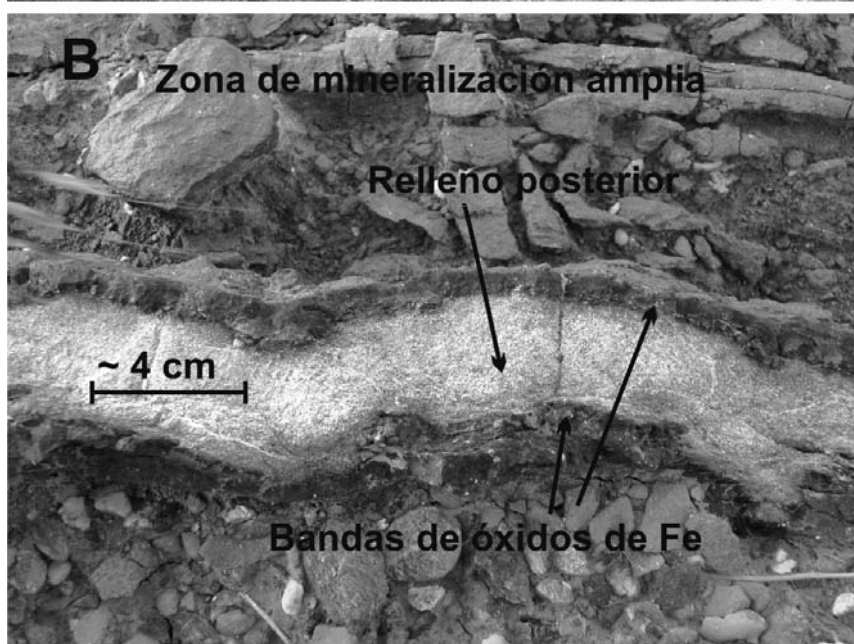
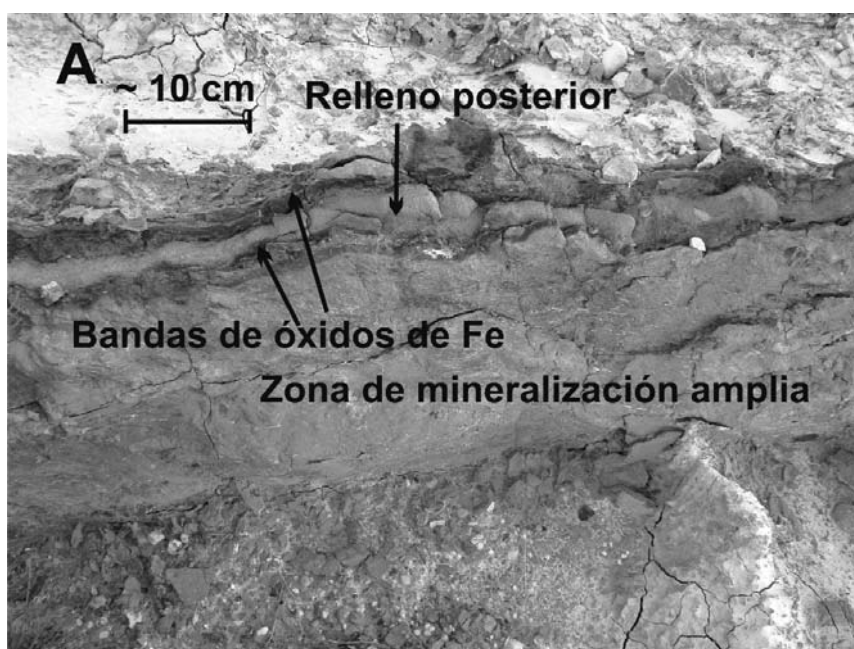


Fig. 3.- A: Foto de la mineralización de óxidos de Fe en las diaclasas de Malalyine. Hay una zona más amplia menos fuertemente mineralizada. También se observa el relleno inyectado posteriormente. B: Detalle del relleno inyectado entre las superficies de una diaclasa. También se observa la mineralización de óxidos de Fe.

Fig. 3.- A: Photo of the mineralization of oxides of Fe in joints of Malalyine. There is a less strongly mineralized wider zone. Also the later injected filling is observed. B: Detail of the filling injected between the surfaces of the joint. Also the mineralization of oxides of Fe is observed.

tensión N50°E se mantendría constante y es aparentemente la que ha prevalecido. Regionalmente esta situación corresponde a una compresión N-S a NO-SE combinada con una tensión perpendicular en la dirección ENE-OSO, tal como indican Galindo-Zaldívar *et al.*, (1993), siendo esta tensión frecuentemente el rasgo más importante. Por su parte, Benmakhlof (1990) indica en el Rif septentrional una compresión NO-SE precisamente en el Plioceno de Tetuán, a unos kilómetros al sur de la zona estudiada en este trabajo.

Aunque las diaclasas se interpretan de forma conjunta, queda explicar porqué tienen distinta distribución general en los dos tramos en que aparecen. Se puede pensar que las diaclasas del tramo inferior se formaron anteriormente en un momento en el que la tensión fue muy importante, mientras que las del tramo 2 lo harían cuando la compresión según la dirección N140°E fue la predominante, pero de ser así, cabría esperar también nuevas diaclasas en el tramo 1. Quizás la verdadera razón pueda deberse a que las margas del tramo 1 son más plásticas y se rompieron preferentemente perpendiculares a la dirección de tensión, mientras que los limos del tramo 2, con menor plasticidad, se rompieron preferentemente según diaclasas de cizalla. En definitiva su distinto comportamiento reológico le confiere distinta respuesta ante el elipsoide de esfuerzo existente.

A través de las diaclasas se produjo una circulación de fluidos ricos en óxidos de hierro y en manganeso, que podrían ser termales, al menos ligeramente. Fueron una vía de salida de flujos profundos, posiblemente desde el basamento sébtide, mineralizando en numerosos casos las propias superficies de las diaclasas y vertiendo parte de su contenido en superficie, tal como demuestran varios niveles sobre todo arenosos dentro del tramo 2, que se encuentran mineralizados por óxidos de hierro. Igual sucede con los tubos de *Thalassinoides*. La mineralización en las diaclasas varía desde espesores de menos de 1mm, o incluso no existir, hasta superar más de 20cm (Fig. 3A).

Esta fácil salida de flujos profundos es congruente con la interpretación de que las diaclasas facilitaron la extensión regional, creando vías de salida a los fluidos.

Por otra parte, en diversas diaclasas existe un relleno arenoso o arenoso-limoso bastante homogéneo, que llega a alcanzar un espesor de unos 5cm en el caso de mayor espesor. Su aspecto no responde a un relleno de arriba abajo, con clastos irregulares. Sus características son las propias de una súbita inyección con suficiente presión, como para separar las paredes de las diaclasas. Las propias capas mineralizadas quedan separadas (Fig. 3B).

Posteriormente a ese relleno, dejó de producirse la mineralización y el relleno tan solo presenta algunas microfracturas sin óxidos de hierro o manganeso.

Estos diques de inyección de arena han sido interpretados como sismitas, resultado de la licuefacción de niveles no consolidados producida por un terremoto.

Conclusiones

Estas diaclasas informan sobre la existencia en el sector estudiado de una tensión de dirección N50°E, combinada con una compresión de dirección N140°E, probablemente más importante.

Las diaclasas se formaron cuando los sedimentos se consolidaron mínimamente, lo suficiente para poder dar netos planos de fractura. Por ellas debieron circular fluidos ricos en óxidos de Fe y Mn que mineralizaron sus superficies y también algunos niveles del tramo segundo. Sin embargo, otros niveles, situados bajo la parte visible del tramo 1, no debían estar totalmente consolidados de manera que, al producirse un terremoto, se licuefactaron, lo que dio lugar a la inyección de arenas a través de las diaclasas.

Estas diaclasas muestran la existencia de deformaciones sinsedimentarias durante el Plioceno en Malalyine, sin que posteriormente se detecten allí otras nuevas. De hecho, la altura del afloramiento es del orden de 95m, prácticamente igual al descenso eustático ocurrido desde entonces (Haq *et al.*, 1987). No es este el caso de otros sectores del Rif, así, en Tirinense (unos 32km al SSE de Tetuán) el Plioceno alcanza casi 640m de altura.

Esta etapa tectónica concuerda con la situación existente en el Rif a partir del Plioceno, con una compresión NNW-SSE y

una extensión ENE-WSW (Aït Brahim, 1991), situación que continúa hasta la actualidad.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado a través de los proyectos P06-RNM-01521, CGL2007-60535, CGL2008-03249/BTE, y los grupos de Investigación RNM-146 y RNM-370 de la Junta de Andalucía. Agradecemos a los Profs. A. Chalouan y P. Alfaro sus revisiones que han mejorado significativamente el artículo.

Referencias

- Aït Brahim, L. (1991). *Tectonique cassante et états de contraintes récentes au nord du Maroc*. Tesis Doctoral, Univ. Mohamed V, 360 p.
- Azdimousa, A., Poupeau, G., Rezqi, H., Asebriy, L., Bourgois, J. y Aït Brahim, L. (2006). *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre*, 28, 9-18.
- Benmakhlof, M. (1990). *Genèse et évolution de la cluse de Tetouan et son rôle transformant au niveau du rif septentrional (Maroc), (depuis l'oligocène jusqu'à l'actuel)*. Tesis Doctoral, Univ. de Rabat, 150 p.
- Ben Moussa, A., Benson, R.H., Rakic El Bied, K., El Alami, A., Boumir, K. y Ahmadiou, M. (1992). *Ciências da Terra (UNL)*, Número especial II, 99-121.
- Cita, M.B. (1975). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 81, 527-544.
- Dunne, W.M. y Hancock, P.L., (1994). En: *Continental Deformation*, (P.L. Hancock, Ed.). Pergamon, Oxford, 101-120.
- El Kharrim Y. (1991). *Doc. Lab. géol. Lyon.*, 117, 153 p.
- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1993). *Tectonophysics*, 227, 105-126.
- Guerra-Merchán, A., Serrano, F. y Ramallo, D. (2000). *Geotemas*, 2, 108-110.
- Guerra-Merchán, A., Serrano, F., Garcés, M., Gofas, S., Esu, D., Gliozzi, E. y Grossi, F. (2010). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 285, 264-276.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. y Vail, P. R. (1987). *Science*, 235, 1156-1167.
- Kornprobst, J. y Durand-Delga, M. (1985). *Notes et mém. Serv. Géol. Maroc*, 297 y 294.
- Wildi, W. y Wernli, R. (1977). *Archives des Sciences*, 30-2, 213-230.
- Wernli, R. (1987). *Notes et Mémoires du Service Géologique de Maroc*, 331, 1-266.