

Fallas de salto en dirección en el Haouz meridional (Complejo de la Dorsal, Rif interno, N de Tetuán, Marruecos). Comparación con las Béticas (España)

Strike-slip faults in the south Haouz (Calcareous Dorsal, Internal Rif, N of Tetouan, Maroc). Comparison with the Betics (Spain).

A. El Adraoui ⁽¹⁾, L. Aït Brahim ⁽¹⁾ y C. Sanz de Galdeano ⁽²⁾

⁽¹⁾ Département des Sciences de la Terre, Unité des Risques Géologiques et Télédétection. Univ. Med V. Faculté des Sciences, B.P.1014, Av. Ibn Batouta, Rabat, Marruecos. eladraouisamad@hotmail.com

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

ABSTRACT

Different sets of strike-slip faults of the Haouz Mountains (from Tetouan to the strait of Gibraltar) deform the tectonic slices of the Calcareous Dorsal there present. In this paper we study those faults at the southern part of the Haouz. Three fault formation stages can be distinguished and correspond to the progressive s_1 rotation during the Neogene from a near E-W position to approximately N-S, in a progressive anticlockwise rotation. The faults and other related structures are compared with similar ones existing in the Betic Cordillera, in equivalent areas of the arc of Gibraltar.

Key words: Strike-slip fault, Betic-Rifian Internal Zone, Calcareous Dorsal, Haouz Range.

Geogaceta, 41 (2007), 71-74
ISSN: 0213683X

Introducción

El Rif y las Béticas están formados por la Zona Interna, común a ambas cadenas, y por las zonas externas que bordean los Macizos Hespérico y Atlásico (Fig. 1A). Las unidades de la Dorsal, dentro de la Zona Interna, son los elementos que mejor marcan la geometría del arco de Gibraltar (Durand-Delga, 1980).

En el Rif, la Dorsal aflora en tres sectores (Fig. 1-B): a.- en la sierra del Haouz, entre el estrecho de Gibraltar y Tetuán, b.- entre esta ciudad y la falla de Jebha-Chrafate, y c.- en la región de Bokoya más al este, en Alhucemas. En general se presenta cabalgante al oeste sobre la Zona Externa Rifeña, sobre las unidades de los Flysch y sobre la Predorsal (dominio intermedio entre la Dorsal y los Flysch). La Dorsal se divide en unidades internas y externas (Maaté et al., 1993; Hlila, 2005) y su estructura corresponde en gran medida a escamas cabalgantes y fallas de salto en dirección. En el Haouz las escamas presentan actualmente una estructura general en abanico imbricado, posteriormente retrocabalgadas sobre los complejos Ghomáride y Sébtide (equivalentes respectivamente al Maláguide y al Alpujárride de la Zona Interna Bético-Rifeña).

El Haouz meridional está formado únicamente por unidades externas (Leikine, 1969; El Hatimi, 1991; Hlila y Sanz de Galdeano, 1994), con escamas generalmente plegadas y orientadas en la dirección NO-SE (Figs. 2 y 3A). Esta estructura implica un fuerte acortamiento. Las fallas, en buena parte descritas anteriormente, ahora se abordan (Fig. 3A) tras haber sido estudiadas a distintos niveles: afloramiento, fotografías aéreas e imágenes de satélites Landsat y Radar. En esta nota se quieren presentar muy sintéticamente los resultados y su interpretación en el contexto de la evolución geológica, así como se hace una primera comparación con sectores equivalentes de la Cordillera Bética.

Las fallas de salto en dirección

Las escamas imbricadas del Haouz han sufrido notorias deformaciones cuyo origen se relaciona con el movimiento de los siguientes juegos de fallas de salto en dirección (Fig. 2) descritos de más antiguos a más modernos, en tres fases fundamentales:

Fase 1^a. Las fallas NE-SO (dextrorsas) y las NO-SE (sinistrorsas)

Las NO-SE, presentes especialmente el sector occidental, cortan y

desplazan al anticlinal del Mezhar y a otros pliegues N120-160 situados al NO de Keddana, lo que es claramente visible en aquellos que tienen núcleo triásico. Estas fallas en algún caso parecen ser de «transferencia», facilitando el desplazamiento relativo de los bloques, tal como sucede al este de Mezrouka. Las fallas NE-SO se observan especialmente en el sector de El Bario y Jbel Dersa (al norte de Tetuán). Estas últimas fallas han producido, además de los desplazamientos, la verticalización local de las escamas (Figs. 2 y 3A).

Fase 2^a. El juego de fallas sinistrorsas de dirección N085

Estas fallas, prácticamente de dirección E-O, tienen asociadas numerosas fracturas de tipos R, R' y T (Figs. 2, 3B) y cortan, desplazan y a veces invierten los cabalgamientos (Fig. 3A), pliegues y fallas anteriores. Son tres las fundamentales:

Falla del norte de El Bario: Se muestra de manera discontinua, entre El Bario y el sur de Samsa. Desplaza el cabalgamiento de la Dorsal sobre la Predorsal y las unidades de Flyschs de Beni Ider (dominio externo).

Falla de Keddana: Se observa a lo largo de 4,5 km y hace desaparecer la par-

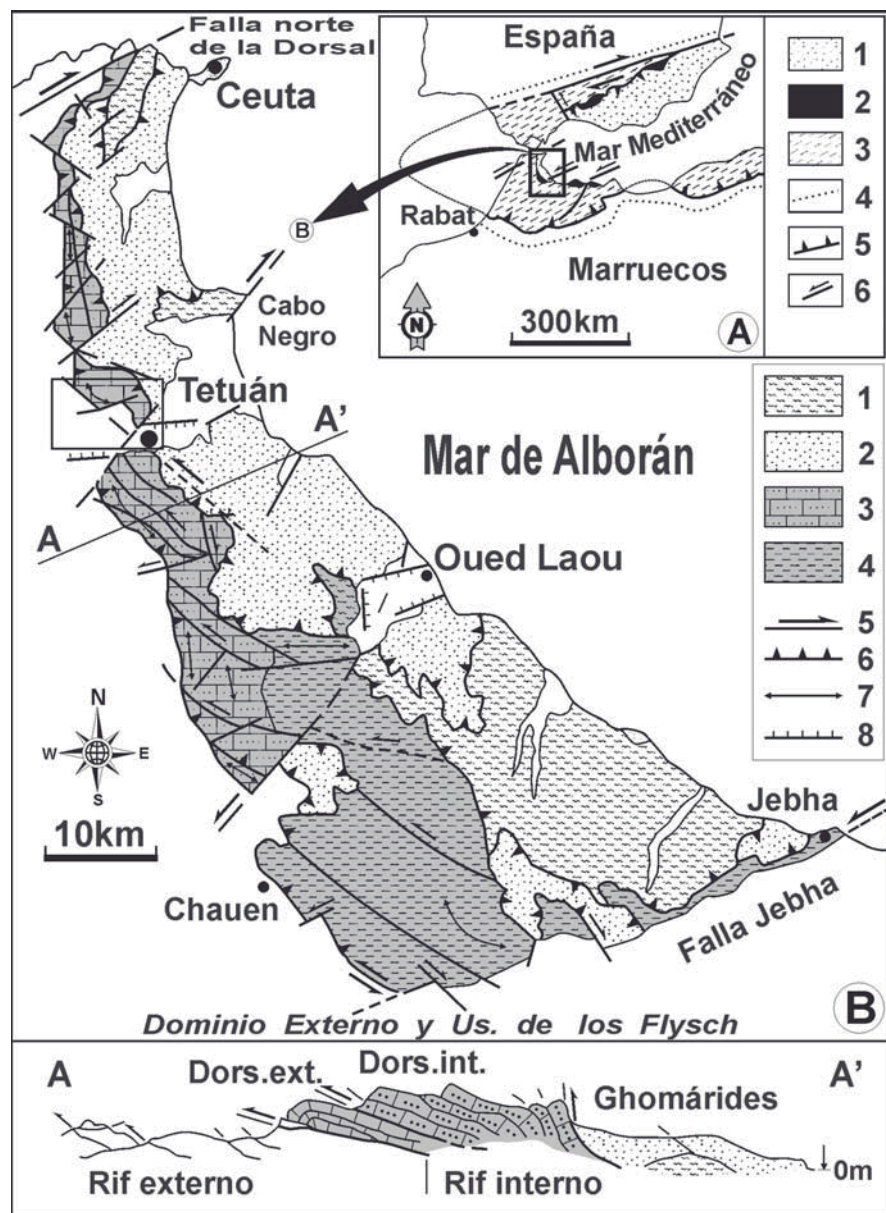


Fig. 1.- A) Dominios del área Bético-Rifeña: 1.- Zona Interna Bético-Rifeña, 2.- complejo de la Dorsal, 3.- zonas externas y unidades de los Flyschs, 4.- antepaíses atlásico e ibérico, 5.- cabalgamientos, 6.- fallas de salto en dirección. B) Mapa de las Zona Interna Rifeña: 1.- Sébtides, 2.- Ghomárides, 3.- Dorsal interna, 4.- Dorsal externa, 5.- fallas de salto en dirección, 6.- cabalgamientos, 7.- ejes de pliegues, 8.- fallas normales.

Fig. 1.- A) Geologic domains of the Betic-Rif region. 1.- Betic-Rifian Internal Zone. 2.- Calcareous Dorsale. 3.- External zone and Flyschs units. 4.- Atlasic and Iberic forelands. 5.- Thrusts. 6.- Strike-slip faults. B) Internal Rif structural sketch map. 1.- Sebides. 2.- Ghomarides. 3.- Internal Dorsale. 4.- External Dorsale. 5.- Main strike-slip faults. 6.- Main thrusting fronts. 7.- Folds axis. 8.- Normal faults.

te meridional de una escama. Al norte, el anticlinal de El Mezhar sufrió una traslación hacia el oeste y un arrastre que implica una torsión antihoraria de 30°. En su parte occidental, en Keddana, la falla es relevada por otras de dirección N70, de tipo R, que aseguran el desplazamiento (Figs. 2, 3B). Al NE, en el sector de Bhar Nazef, varias fallas paralelas producen netos desplazamientos y se prolongan hasta el contacto con las unidades Ghomárides.

Falla de Saddina-Mezrouka: Tiene un menor desplazamiento que la falla de Keddana pero la misma geometría y cinemática.

Estas fallas sinistrorsas afectan a los cabalgamientos previos, rotándolos y trasladándolos diferencialmente, y a las fallas dextrorsas NE-SO. Su cinemática general es parecida al movimiento principal de la falla de Jebha-Chrafate (Leblanc y Olivier, 1984; Benmakhoulouf et al., 2005).

Destacamos la presencia entre el pueblo de Sema y el oeste de Mezrouka, de numerosas fallas dextrorsas N-S (Fig. 2). Las interpretamos como fracturas de tipo R' ligadas a las fallas sinistrorsas E-O principales (Fig. 3B). De hecho, son más abundantes en el sector comprendido entre las fallas de Saddina-Mezrouka y Keddana.

Fase 3ª. Los juegos de fallas conjugados NNO, dextrorso, y NNE, sinistrorso

El juego de fallas dextrorsas NNO-SSE es particularmente denso entre El Mezhar y Saddina donde corta las estructuras anteriores. El juego de fallas sinistrorsas NNE-SSO se desarrolla al norte de la ciudad de Tetuán (Jbel Dersa) y alrededor del anticlinal de El Mezhar en donde se observan los desplazamientos en las calizas hettangienses. Al oeste de Mezrouka, algunas fallas N-S a N165° son sinistrorsas.

Además de las anteriores fallas, se observan localmente: a.- algunas reactivaciones de las fallas E-O que actúan como inversas, b.- desplazamientos dextrorsos en las NO-SE y c.- la formación de algunas fallas, en particular algunas E-O, inversas, vergentes al norte en los sectores de Keddana y El Bario.

Discusión y etapas de deformación

Muchos autores han destacado la importancia de la tectónica de salto en dirección en la evolución estructural de la cadena Bético-Rifeña (Durand-Delga, 1980; Van de Fliert, 1980; Sanz de Galdeano, 1983; Leblanc y Olivier, 1984; El Adraoui, 1987; El Adraoui y Leblanc, 1988; El Adraoui y Aït Brahim, 1996, 2003; Leblanc, 1980,1990; Michard et al., 2002; Michard et al., 2006...).

El estudio de la cinemática y la dinámica de la tectónica de la región señala que desde el Mioceno inferior se ha producido una progresiva rotación antihoraria del eje s_1 del orden de 90° (Aït Brahim et al., 2002; 2003) (simétrica y en sentido opuesto a la ocurrida en la Cordillera Bética), que de ocupar una posición aproximadamente ENE en el Aquitaniense, pasó a otra aproximadamente N-S e incluso NNO-SSE en el Plioceno. En la primera fase, durante el Mioceno inferior, con el avance de la Dorsal hacia el oeste, se produjeron cabalgamientos, ac-

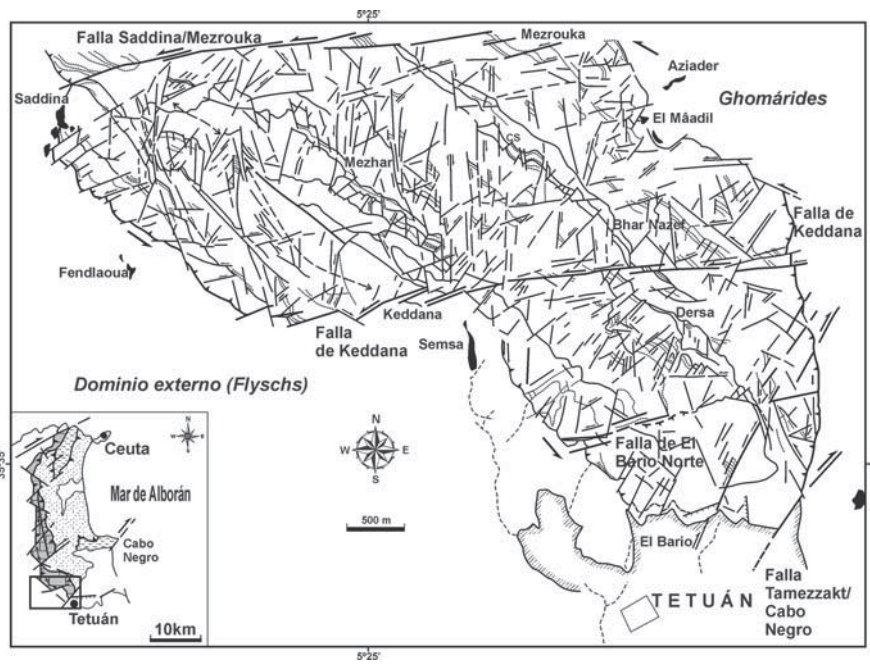


Fig. 2.- Mapa de las fallas del Haouz meridional.

Fig. 2.- Map of the faults in Southern Haouz.

jugado de fallas: NO-SE sinistrorsas (fundamentalmente la falla de Gaucín) y NE-SO dextrorsas (fallas del E y NE de Gaucín y Atajate). La falla de Gaucín es una cizalla mayor que facilitó el avance hacia el oeste de la Zona Interna Bética más 20 km. Esta falla es paralela y coetánea con las también sinistrorsas de la primera fase del Haouz. Forman parte del mismo dispositivo que facilitó el avance de la Zona Interna Bético-Rifeña hacia el oeste (Fig. 4B).

Conclusiones

En la parte meridional del Haouz se sucedieron durante el Mioceno, tres fases. En la primera se formó la estructura de cabalgamientos, acompañados por fallas de salto en dirección, en particular las NE-SO que deforman a las escamas. En la segunda fase, las fallas E-O deforman y desplazan aún más a las escamas, en particular en el corredor situado entre Saddina y Semsa. La tercera fase supone el bloqueo de las anteriores estructuras con la compresión N-S, a la cual se asocia una extensión prácticamente perpendicular a esta dirección.

La comparación con las estructuras del sector occidental de la Zona Interna Bética, muestra que su emplazamiento está ligado a una cinemática similar a la del Haouz. En ambos casos la existencia de grandes fallas de salto en dirección acomodó el desplazamiento de la Zona Interna hacia el oeste.

tuando en algunos casos las fallas NO-SE como rampas laterales (El Adraoui y Ait Brahim, 2003). El bloqueo de los cabalgamientos de la primera fase condujo a la formación de las cizallas NE-SO dextrorsas, lo que produjo una inversión del movimiento inicial: retrocabalgamientos de las unidades externas sobre las internas (Raoult, 1966; Hlila y Sanz de Galdeano, 1994). En la segunda fase, a partir del Burdigaliense superior (edad de la falla de Jebha), se formaron los desgarres sinistrorsos E-O. Estos movi-

mientos quedaron bloqueados a partir de la tercera fase, ocurrida desde el Mioceno superior, periodo en el que ha dominado una compresión N-S a NNO-SSE. Esta compresión se combina con una extensión prácticamente perpendicular e incluso hay momentos en los que ésta es dominante.

Comparación con el extremo occidental de la Zona Interna Bética:

En este sector (Fig. 4A), Balanyá y García-Dueñas (1986) y Balanyá (1991) han reconocido un sistema con-

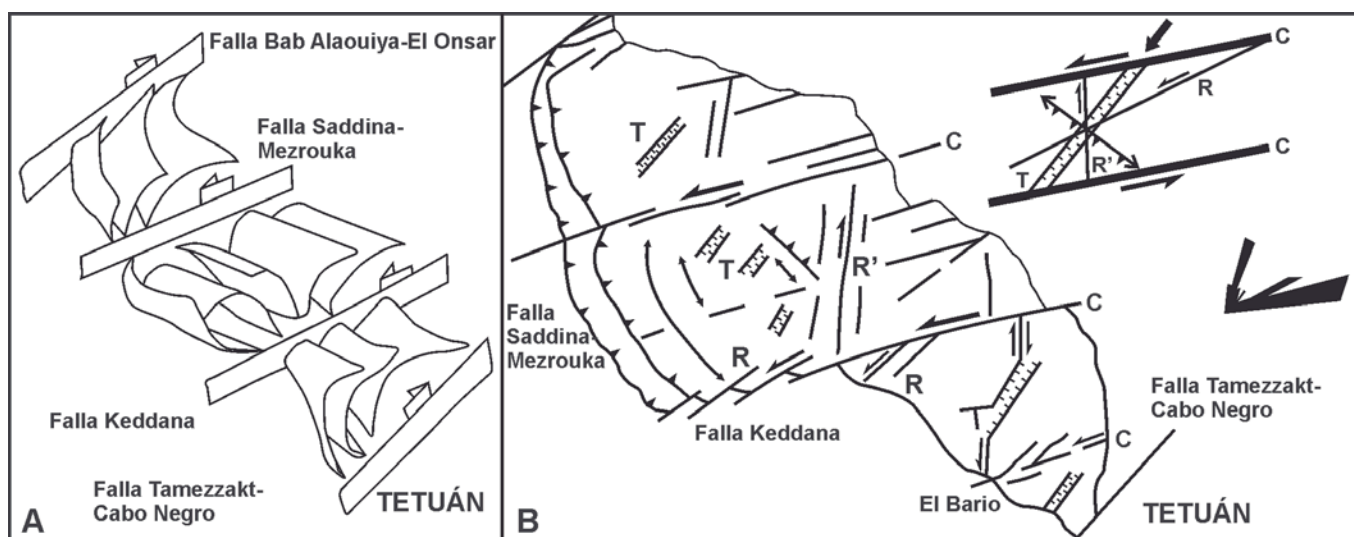


Fig. 3.- A) Geometría de los cabalgamientos y retrocabalgamientos y sus relaciones con los principales desgarres de salto en dirección del Haouz meridional. B) Distribución e interpretación de las fracturas relacionadas con las cizallas sinistrorsas N080.

Fig.3.- A) Thrusting fronts frame and their relations with the main strike-slip faults in the southern Haouz mountains. B) Interpretation of the fractures' distribution linked to the N080 sinistral strike-slip faults corridors.

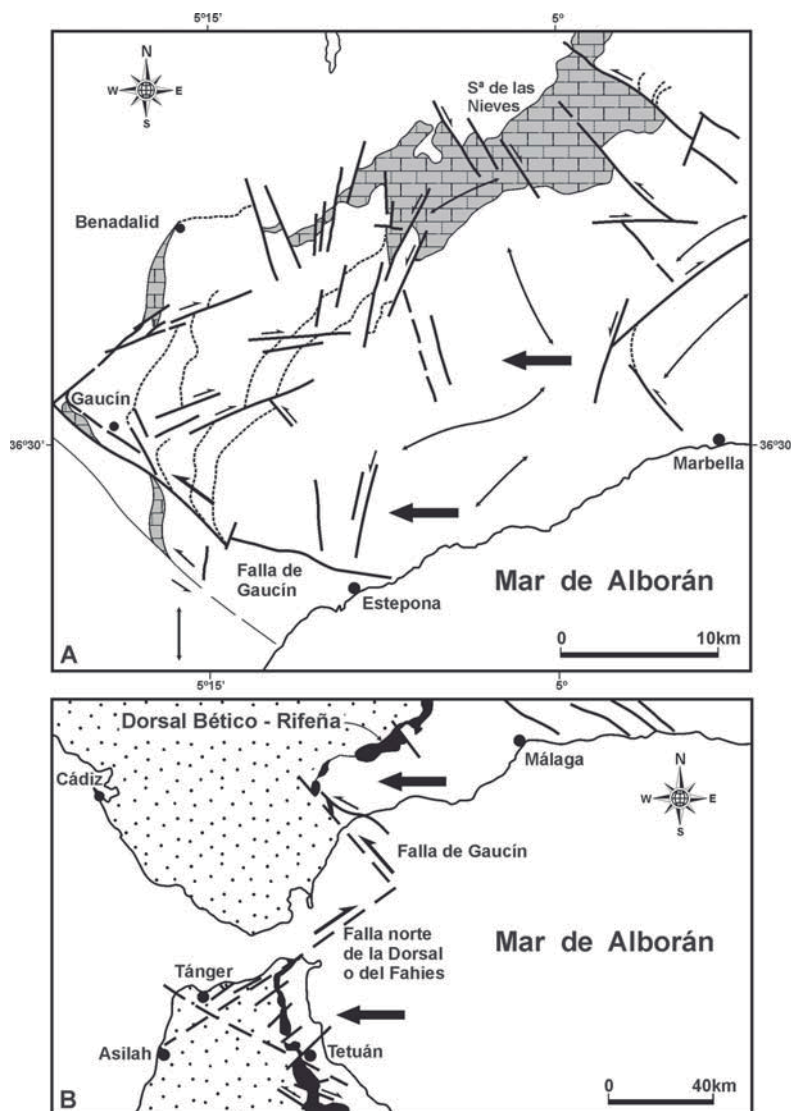


Fig. 4.- A) Las fallas transcurrantes de las Béticas occidentales (modificado de Balanyá, 1991). B) Relaciones probables entre las fallas principales de salto en dirección del Rif Norte y las de las Béticas occidentales durante la compresión E-O del Mioceno inferior. Las flechas indican la dirección de transporte tectónico.

Fig. 4.- A) Main strike-slip faults in the West Betics range (modified from Balanyá, 1991). B) Probable relations between the main strike-slip faults of the Northern Rif and the Western Betics during the lower Miocene E-W compression. Arrows show the main trend of tectonic transport.

Agradecimientos

Este artículo es una contribución del grupo de Travaux de Recherches de l'Unité Risques Géologiques et Télédetection, 2006, Rabat y de los proyectos BTE2001-5230-E, CGL200401636/BTE, CGL2004-03333/BTE, y el grupo RNM 217 de la Junta de Andalucía. A. Caballero delineó las figuras.

Referencias

Aït Brahim, L., Chotin, P., Linaje, S., Abdelouafi, A., El Adraoui, A., Nakcha, Ch., Dhont, D., Charroud, M., Sossey Alaoui, F., Amrhar, M., Bouaza A., Ta-

byaoui, H. y Chaouni, A. (2002). *Tectonophysics*, 357, 187-205.
 Aït Brahim, L., El Adraoui, A., Abdelouafi, A., Chaouni, A., Tabyaoui, H. y Nakcha, Ch. (2003). En : *7ème colloque Bassins Sédimentaires du Maroc.*, 16-17.
 Balanyá, J.C. (1991). *Estructura del dominio de Alborán en la parte norte del arco de Gibraltar*. Tesis Univ. Granada. 232 p. (No publicada).
 Balanyá, J.C. y García-Dueñas, V. (1986). *Maleo*, 2/3, p. 23.
 Benmakhlof, M., Galindo-Zaldívar, J., Chalouan, A., Sanz de Galdeano, C., Ahmamou, M. y López-Garrido, A.C.

(2005). *Geogaceta*, 38, 71-74.
 Durand-Delga, M. (1980). *Société géologique de France., Mém. Hors série*, 10, 203-224.
 El Adraoui, A. (1987). *Étude géologique de la zone de passage entre le Rif oriental et l'avant-pays (Gareb occidental, Maroc)*. Thèse 3ème cycle. Labo. Géol. Médit. Univ. Paul-Sab., Toulouse, 147 p.
 El Adraoui, A. y Leblanc, D. (1988). *Comptes Rendues Académie Sciences*. Paris, 307, 517-520.
 El Adraoui, A. y Aït Brahim, L. (1996). En: *XIII Colloque Bassins Sédimentaires Marocains*, Marrakech, 80.
 El Adraoui, A. y Aït Brahim, L. (2003). En : *III Congr. Com. Régional Strat. Néogène (RCANS)*, Tétouan, 61.
 El Hatimi, N. (1991). *Rifting mésozoïque sur la bordure occidentale du Rif interne (Maroc); Evolution géodynamique d'un secteur de la marge ouest tétysienne (Haouz, Gr. Moussa)*. Th. Doct. d'Et., Univ. Pau et pays de l'Adour, 76, 317p.
 Hlila, R. (2005). *Évolution Tectono-Sédimentaire Tertiaire au front ouest du domaine d'Alboran (Ghomarides et Dorsale Calcaire, Rif Septentrional, Maroc)*. Tesis Univ. Tetuán. 351 p. (no publicada).
 Hlila, R. y Sanz de Galdeano, C. (1994). *Comptes Rendues Académie des Sciences. Paris*, 318, II, 1261-1266.
 Leblanc, D. (1980). *Revue de Géologie Dynamique et Géographie Physique*, 22, 4-5, 267-277.
 Leblanc, D. (1990). *Journal of Structural Geology*, 12, 1013-1018.
 Leblanc, D. y Olivier, Ph. (1984). *Tectonophysics*, 101, 345-355.
 Leikine, M. (1969). *Notes et Mémoires du Service Géologique de Maroc*, 194, 7-50.
 Maaté, A., Martín-Algarra, A. y Serrano, F. (1993). *Geogaceta*, 14, 91-93.
 Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B. y Montigny, R. (2002). *Bulletin de la Société géologique de France*. 173, 3-15.
 Michard, A., Negro, F., Saddiqi, O., Bouybaouene, M.L., Chalouan, A., Montigny, R. y Goffé B. (2006). *Comptes Rendues Geosciences*, 338, 92-114.
 Raoult, J.F. (1966). *Notes et Mémoires du Service Géologique de Maroc*, 184, 61-149.
 Sanz de Galdeano, C. (1983). *Estudios Geológicos*, 39, 157-165.
 Van de Fliert, J.R., Graven, H., Hermes, J.J y Smet, MEM. (1980). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 73, 223-237.