

Estudio preliminar sobre la tectónica sinsedimentaria del Cretácico inferior en el borde septentrional de la Cubeta de Aliaga (Cordillera Ibérica)

Preliminary study of the Lower Cretaceous syndimentary tectonics in the northern border of Aliaga sub-basin (Iberian Chain)

C. L. Liesa (*), A. R. Soria (**), y A. Meléndez (**)

(*) Dpto. de Ciencias de la Tierra (Geodinámica), Univ. de Zaragoza. 50009, Zaragoza. España.

(**) Dpto. de Ciencias de la Tierra (Estratigrafía), Univ. de Zaragoza. 50009, Zaragoza. España.

ABSTRACT

The Aliaga sub-basin was developed during the Early Cretaceous in an extensional context. Structures near the northern border of this sub-basin (normal faults, syntectonic unconformities and facies and thickness changes in the basin infill) are related to this extensional tectonics. The graben and semigraben system determines the syntectonic infill thickness. In the footwall of the main faults the pre-rift sequence is eroded.

Key words: syndimentary tectonic, Lower Cretaceous, Aliaga sub-basin

Geogaceta, 20 (7) (1996), 1707-1710

ISSN: 0213683X

Introducción

La evolución de la sedimentación mesozoica en la Cordillera Ibérica es consecuencia directa de la subsidencia tectónica que sufre durante este periodo toda el área ibérica (Salas *et al.*, 1991; Salas & Casas, 1993), siendo ésta un factor importante en la creación del espacio de acomodación necesario para la instalación de los sedimentos. Por otra parte, la situación y orientación (NO-SE y, en menor medida, NNE-SSO a NE-SO y E-O) de las fracturas tardihercínicas han controlado la evolución sedimentaria y tectogénica mesozoica y terciaria de la Cordillera Ibérica (Esteban y Robles, 1976; Alvaro *et al.*, 1979; Anadón *et al.*, 1979/1982; Guimerà, 1984; Salas, 1983, 1987; Salas *et al.*, 1986 y Simón, 1986).

Este control tectónico se hace especialmente patente en el Cretácico inferior. Estas fracturas condicionan así un sistema de grabens y semigrabens (Salas, 1983) que determinan la individualización de cubetas y cuencas sedimentarias, así como la distribución de potencias y facies dentro de cada una de ellas.

La Cubeta de Aliaga, con una orientación NO-SE y limitada al Norte por el actual Cabalgamiento de Montalbán (Fig. 1), es una de estas cubetas cretácicas individualizadas y rellenas por materiales del Cretácico inferior. Salas (1987) revisa y

redefine las diferentes unidades litoestratigráficas presentes identificando para el Cretácico inferior de esta cubeta nueve formaciones que de base a techo son: Fms. Castellar, Camarillas, Artoles, Morella, Chert, Forcall, Villarroya de los Pinares, Benassal y Escucha.

Estratigrafía y estructura

La serie estratigráfica del borde septentrional de la Cubeta de Aliaga está constituida por materiales del Triásico superior, Jurásico (Lias y Dogger), Cretácico y Terciario.

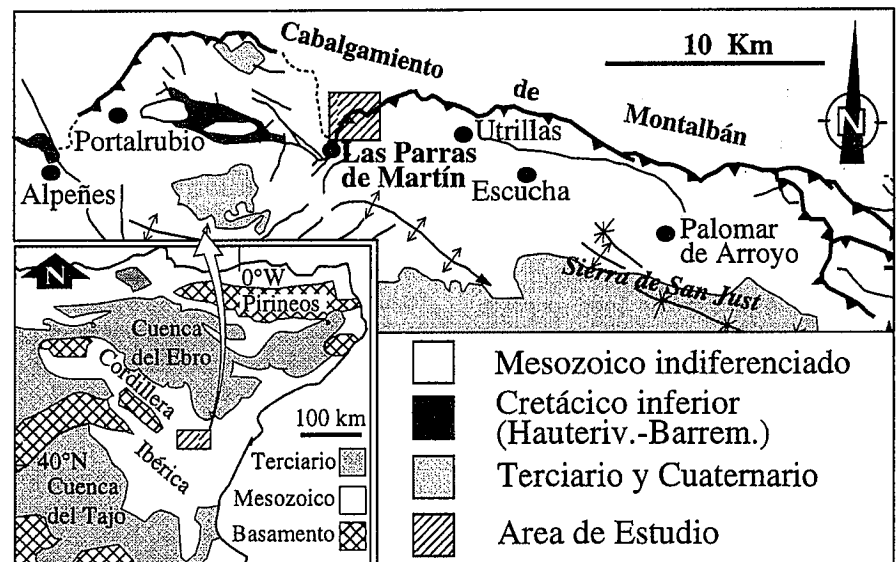


Fig. 1.- Situación geográfica y geológica de la Cubeta cretácica de Aliaga y del área de estudio.

Fig. 1.- Geographic and geologic setting of the Aliaga cretaceous sub-basin and the studied area.

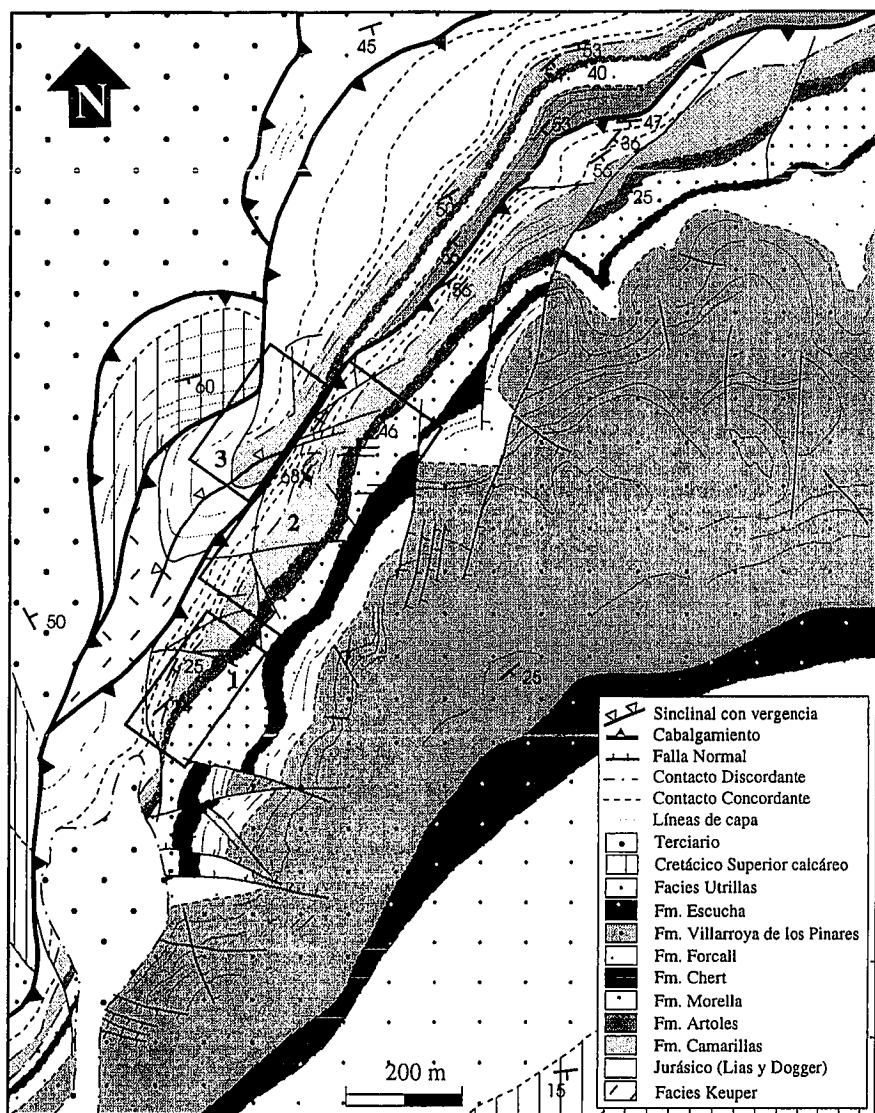


Fig. 2.- Esquema foto geológico del área de estudio realizado a partir de una ampliación a escala 1: 6.000 de las fotos aéreas 1:18.000 (fotogramas 517 B14 y B15) en el que se indican los puntos considerados en el texto.

Fig. 2.- Photogeological sketch-map of the studied area drawn from 1:6.000 scale photographs (obtained from the enlargement of the 1:18.000 aerial photographs, 517 B14 y B15 photograms), showing the points considered in the text.

Este margen, en su disposición actual, es un borde cabalgante hacia el Norte (Cabalgamiento de Montalbán) sobre la Cubeta terciaria de Montalbán. Esta estructura con dirección general E-O (Fig. 1) viene determinada por la suma de tramos de orientaciones diferentes. Unos, los más largos, de orientación ONO-ESE y otros, más cortos, de orientación NNE-SSO. Estas direcciones que están definidas por las estructuras compresivas terciarias están condicionadas probablemente por el dispositivo tectónico existente durante el Mesozoico.

El área estudiada, localizada al Norte de las Parras del Martín, se sitúa en el bloque superior del Cabalgamiento de Montalbán, en uno de sus tramos con orientación NNE-SSO (Figs. 1 y 2).

La estructuración del cabalgamiento es

complicada, diferenciándose tres láminas imbricadas que se enraizan en una única hacia el sur. Los materiales de las tres láminas presentan buzamientos medios (entre 30 y 50°) hacia el SE. Esta disposición posibilita que en la cartografía se observen estructuras que de otro modo pasarían desapercibidas puesto que la visión cartográfica es semejante a un corte estructural (ver Fig. 2). Así, en la lámina superior se aprecia una serie de fallas que afectan tanto al Jurásico como al Cretácico inferior y que, atendiendo a los desplazamientos de la serie estratigráfica, muestran movimientos de fallas normales. Los rasgos cartográficos de estas fracturas son: (1) dibujan modelos geométricos de tipo graben y semigraben; (2) tienen geometría lítrica; (3) son cortados por el plano de cabalgamiento (eviden-

cia que parece indicar que las fallas son anteriores a éste); (4) dan basculamientos y erosiones locales de la serie jurásica infra-yacente y (5) se les asocian discordancias angulares y progresivas (Fig. 3).

Estos rasgos definidos a partir de la cartografía están apoyados por datos de campo. La base de la Fm. Camarillas, en el núcleo de un sinclinal de bloque superior ONO-ESE asociado a una falla de geometría lítrica, se apoya discordantemente sobre materiales diferentes de la serie jurásica (punto 1, Fig. 2). En este núcleo aparece mayor registro de Dogger disminuyendo por erosión hacia sus bordes, en donde la Fm. Camarillas llega a apoyarse sobre la Fm. Turmiel. Esta disposición se explica por basculamientos locales de la serie, controlados por la geometría de las fracturas, con erosión diferencial de las unidades jurásicas durante el depósito de la Fm. Camarillas.

En el punto 2 (Fig. 2), la Fm. Camarillas dispuesta en discordancia angular sobre distintas unidades jurásicas pasa, en pocos metros y de forma continua, de tener altos buzamientos (80° S) a disponerse con buzamientos bajos (20° S) a techo de la unidad (Fig. 3). Esta disposición se interpreta como una discordancia progresiva.

Asimismo, entre dos fallas de componente inversa los materiales jurásicos aparecen basculados y recubiertos en discordancia angular por los materiales de la Fm. Camarillas (Fig. 3). Este hecho unido a que algunas fallas se pierden internamente en la Fm. Camarillas produciendo cambios bruscos en su potencia parece indicar que la actuación de éstas sea anterior y/o sincrónica al depósito de estos materiales. En cualquier caso, anterior al cabalgamiento. Por ello, consideramos que son fallas normales basculadas por la actuación de éste hasta llegar a su disposición actual.

En este mismo punto, aparecen una serie de fallas normales ligeramente basculadas que afectan a la Fm. Artoles (Fig. 3) pero que, al contrario de lo que sucedía para la Fm. Camarillas, no producen cambios bruscos en su espesor (48 m.). Algunas de estas fallas afectan también a la Fm. Morella provocando cambios en su espesor (del orden de 10 m), y están fosilizadas por la Fm. Chert (Fig. 3). Esto parece indicar que durante el depósito de la Fms. Artoles y Chert debió existir un periodo de relativa calma tectónica.

En la lámina de cabalgamiento intermedia (punto 3, Fig. 2), donde las Fms. Camarillas y Artoles presentan menor espesor y las Fms. Morella y Chert están ausentes, se puede observar, en las proximidades de una falla sinsedimentaria mesozoica de geome-

tría lístrica y bloque hundido al norte, cómo las Fms. Chelva, Turmiel, Barahona y Cerro del Pez han sido erosionadas y la Fm. Camarillas se apoya directamente sobre la Fm. Cuevas Labradas. Esta falla además tiene la peculiaridad de encontrarse plegada en la compresión alpina como sinclinal con vergencia NE e inmersión ESE por la lámina superior de cabalgamiento.

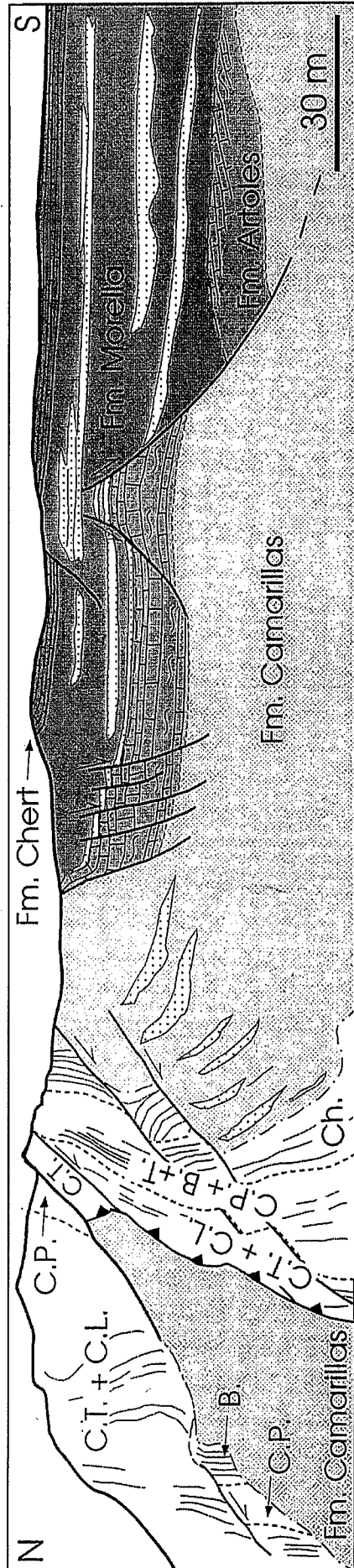
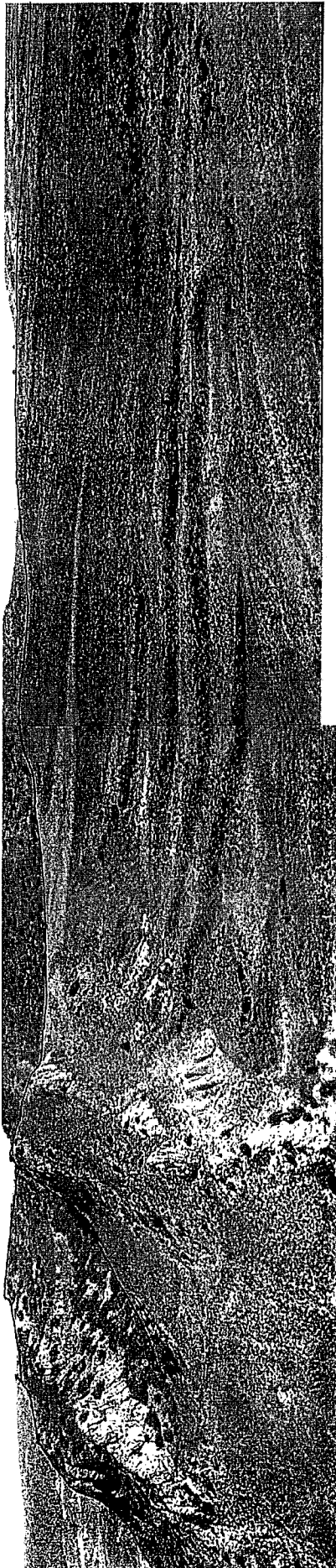
Discusión

Los datos aportados muestran la existencia de macro, meso y microestructuras (fallas normales, discordancias angulares y progresivas, cambios de potencia de las capas y formaciones en su conjunto, ...) que exhiben evidencias de la existencia de tectónica extensiva durante el depósito de las Fms. Camarillas (Barremiense inferior) y Morella (Aptiense inferior) del Cretácico inferior. Estos dos periodos de máximo desarrollo tienen un periodo intermedio de relativa calma tectónica que coincide con el depósito de las calizas de la Fm. Artoles (Barremiense sup. - Aptiense basal). Aunque no cabe descartar una actividad tectónica durante el Jurásico terminal, el que no aparezcan materiales de esta edad en el área estudiada impide tener evidencias concretas de su existencia.

En este sector, las principales estructuras cretácicas son un sistema conjugado de fallas, con geometría normalmente lístrica, orientadas de NO-SE a ONO-ESE. Algunas de ellas presentan flexiones de falla asociadas. Este sistema se estructura en grabens y semigrabens (Fig. 4) normalmente con saltos pequeños que podrían estar condicionados por el pequeño espesor de covertera existente y la proximidad del nivel de despegue. Este sistema principal de fallas, muy probablemente representa la reactivación cómo fallas normales de antiguos

Fig. 3.- Composición fotográfica y esquema, correspondiente al punto 2 de la Fig. 2 (explicación en el texto). C. T.: Fm. Cortes de Tajuña, C. L.: Fm. Cuevas Labradas, C. P.: Fm. Cerro del Pez, B.: Fm. Barahona, T.: Fm. Turmiel y Ch.: Fm. Chelva.

Fig. 3.- Photographic composition and sketch corresponding to point 2 of Fig. 2 showing: The angular progressive unconformity in the Camarillas Fm.; the marine Jurassic-Camarillas Fm. angular unconformities and associated tilted syndimentary normal faults affecting to Jurassic and lower Cretaceous (explanation in the text). C. T.: Cortes de Tajuña Fm., C. L.: Cuevas Labradas Fm., C. P.: Cerro del Pez Fm., B.: Barahona Fm., T.: Turmiel Fm. and Ch.: Chelva Fm.



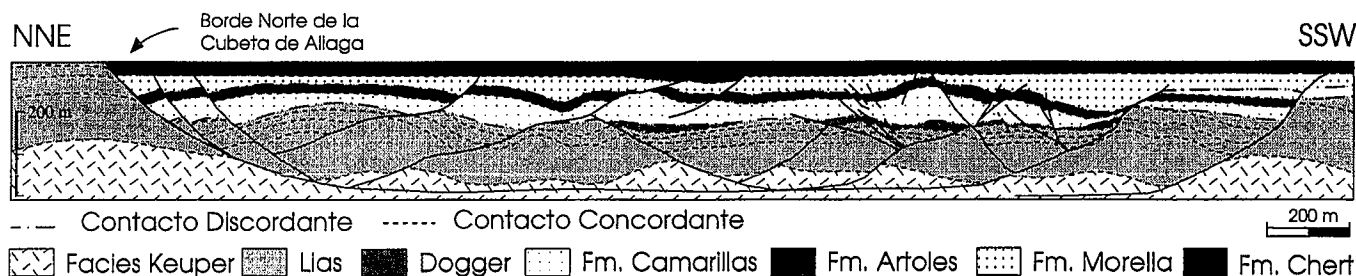


Fig. 4.- Modelo tectónico propuesto para el borde septentrional de la Cubeta cretácica de Aliaga.

Fig. 4.- Tectonic model for the northern border of the cretaceous Aliaga sub-basin.

desgarres tardihercénicos (fallas de Montalbán-Oropesa y Ateca-Castellón) responsables del propio hundimiento de la cubeta (Aranda y Simón, 1993) y de la subsidencia de las cuencas y subcuencas del Cretácico inferior en toda la parte oriental de la Cordillera Ibérica (Salas, 1987).

Además, aparece un segundo sistema de fracturas NNE-SSO a NE-SO y, en menor medida, E-O que compartimenta en bloques menores la estructuración principal.

La complejidad del patrón de fracturación (fallas con orientaciones bastante variadas), así como el comportamiento como falla normal de las mismas, permite plantear como hipótesis más satisfactoria la existencia durante el Cretácico inferior de un campo de esfuerzos distensivo tendente a radial ($\sigma_2 \approx \sigma_3$) con dirección de extensión principal NNE a NE, subperpendicular a las fracturas principales. Aranda y Simón (1993), a partir de datos microestructurales, concluyen para el Aptiense-Albiense la existencia de un patrón de fracturación y un campo de esfuerzos similar aunque consideran una dirección de extensión comprendida entre ENE y SE. No obstante, en este tipo de régimen de distensión (Simón *et al.*, 1988), los estados de esfuerzos puntuales con frecuencia no representan el campo de esfuerzos regional, sino desviaciones o intercambios locales de los ejes σ_2 y σ_3 .

Cabe resaltar que el frente septentrional de la Cubeta de Aliaga no está estructurado por una única fractura sino que existen una gran variedad, tanto en número como en orientación, de ellas. Creemos que esto está condicionado por el pequeño espesor de cobertera existente (una centena de metros) y la proximidad del nivel de despegue. Consideramos, a su vez, que estas fallas principales (ONO-ESE a NO-SE) y secundarias (NNE-SSO) han rejugado durante la compresión alpina dando lugar, mediante un

proceso de inversión tectónica, a los tramos de diferente orientación que presenta el cabalgamiento de Portalrubio-Montalbán.

Conclusiones

(1) El inicio de la sedimentación del Cretácico inferior en esta área viene representado por los materiales terrígenos de la Fm. Camarillas, estando ausente la Fm. Castellar que sí está presente en zonas más centrales de la cuenca (Soria *et al.*, 1995).

(2) La Fm. Camarillas se dispone en discordancia angular sobre el Jurásico. En ocasiones esta unidad se apoya sucesivamente sobre distintos términos de la serie jurásica, la cual está erosionada diferencialmente.

(3) La facies y distribución de la Fm. Camarillas están controladas por actividad tectónica.

(4) La actuación de las fallas normales que afectan tanto al Jurásico como al Cretácico inferior condicionan los cambios de potencia en las Fms. Camarillas y Morella. En esta última se han reconocido algunas fracturas fosilizadas por la Fm. Chert.

(5) Algunas fallas de geometría lítrica llevan asociados basculamientos apreciables.

(6) La componente normal de las fallas y su variada orientación nos hacen suponer un régimen tectónico de distensión tendente a radial. La probable dirección de extensión principal es NNE a NE subperpendicular a la orientación del sistema de fallas principal responsable de la creación y desarrollo de esta cuenca.

(7) Las fracturas principales que limitan la cuenca cretácica están enmascaradas por su inversión terciaria y podrían corresponder al actual haz de cabalgamientos que limita por el norte esta cuenca.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado mediante los proyectos DGICYT PB92-0862-C02-02 y PB93-1218. Agradecemos al Dr. J.L. Simón Gómez la revisión crítica de este trabajo y sus sugerencias y a M. P. Mata el material fotográfico aportado.

Referencias

- Alvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979). *Acta. Geol. Hisp.*, 14: 172-177.
- Anadón, P., Colombo, F., Esteban, M., Marzo, M.; Robles, S., Santanach, P. y Sole Sugrañes, L. (1979/82). *Acta. Geol. Hisp.*, 14: 242-270.
- Aranda, M. y Simón, J.L. (1993). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 123-129.
- Esteban, M. y Robles, S. (1976). *Acta Geol. Hisp.*, 11: 73-78.
- Guimerà, J. (1984). *Geol. Mag.*, 121: 413-420.
- Salas, R. (1983). *I.G.M.E. Inédito*.
- Salas, R. (1987). *Tesi Doct.* Univ. Barcelona, I: 345 p., II: Figs.
- Salas, R., Barrachina, A., Cabanes, R. y Querol, X. (1986). *XI Congr. Esp. Sedim.* Guía Excur. Univ. Barcelona, 125 p.
- Salas, R. and Casas, A. (1993). *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- Salas, R., Martín-Closas, C., Querol, X.; Guimera, J. y Roca, E. (1991). *Guía campo II Coloquio Cretácico de España*. Morella.
- Simón, J.L. (1986). *XX Curso Geología Práctica de Teruel*: 1-17.
- Simón, J.L., Serón, F. and Casas, A.M. (1988). *Ann. Tectonicae*, V, II, nº 1: 21-32.
- Soria, A.R.; Meléndez, A.; Cuenca-Bescós, G.; Canudo, I. y Liesa, C. (1995). In Meléndez, A. y Aurell, M. (eds.). *XIII Congr. Esp. Sedim. Guía Excur. Univ. Zaragoza*: 91-141.