

*Estructura del borde N. de la Cordillera Ibérica
entre la Sierra de Arcos y el anticlinal de Montalbán*

*The structure of the northern margin
of Iberian Range between the Sierra de Arcos
and the Montalbán anticline*

A. M. CASAS, A. L. CORTÉS, C. L. LIESA, A. MELÉNDEZ Y A. R. SORIA

Departamento de Geología, Universidad de Zaragoza
Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza

RESUMEN

La estructura terciaria del borde norte de la Cordillera Ibérica entre la Sierra de Arcos y el anticlinal de Montalbán está controlada esencialmente por la orientación de las fallas extensionales mesozoicas así como por la existencia de niveles de despegue regionales tanto en la cobertura mesozoica como en el basamento paleozoico. Durante el periodo extensional mesozoico se produce un funcionamiento secuencial de las fallas normales de dirección NO-SE, con un primer estadio, de edad Valanginiense-Hauteriviense, de bloques hundidos hacia el S para las fallas situadas al norte, cercanas al umbral de la Sierra de Arcos, y un segundo, durante el Barremiense (Subcuenca de Oliete), de bloques hundidos hacia el N en las fallas situadas al sur, próximas al umbral de Montalbán. Además de esta familia principal de fallas, otra familia de orientación NE-SO es responsable a su vez de una estructuración interna de esa subcuenca con bloques SE hundidos. Los pliegues y cabalgamientos NO-SE y, en menor medida, E-O y NE-SO serían el resultado de la inversión positiva durante el Terciario de fallas extensionales cuya actividad tuvo lugar, al menos, durante el Cretácico Inferior.

Palabras clave: Cordillera Ibérica, Jurásico, Cretácico Inferior, fallas extensionales, inversión tectónica.

ABSTRACT

The Tertiary structure of the northern margin of the Iberian Chain between the Sierra de Arcos and the Montalbán anticline is controlled by both the orientation of the Mesozoic extensional faults and by the regional detachment levels in the Mesozoic cover and Palaeozoic basement. During the Mesozoic extension, two stages can be defined: 1) during the Valanginian-Hauterivian, the normal faults at the northern part, near the Sierra de Arcos high (with hangingwalls to the south) were associated with large roll-over anticlines in the marine Jurassic series, erosion of the latter being more important toward the south. 2) From Barremian times, the southern faults delimitting the Oliete Subbasin (hangingwalls to the north) were active, giving maximum sediment thickness near the Montalbán anticline, which was a sedimentary high during all the Early Cretaceous. A NE-SW fault set (with hangingwalls to the SE) was responsible for changes of sediment thickness in the central part of the basin during the Early Cretaceous. The Tertiary NW-SE (and some of the E-W and NE-SW) folds and thrusts, associated to alluvial fan syn-tectonic sedimentation, were the result of positive inversion of Mesozoic normal faults.

Key words: Iberian Chain, Jurassic, Early Cretaceous, extensional faults, tectonic inversion.

INTRODUCCIÓN

La Cordillera Ibérica es una cadena intracratónica situada entre los dos orógenos alpinos de la Península Ibérica: la cadena pirenaica y las cadenas Béticas. Durante el Mesozoico y el Terciario constituyó la zona más importante de concentración de la deformación en el interior de la placa Ibérica. En este proceso jugaron un papel importante las fallas tardihercénicas, formadas al final del Paleozoico (Arthaud y Matte, 1975; Álvaro *et al.*, 1979).

Durante el Mesozoico, la Cordillera Ibérica experimentó una importante extensión, con dos periodos de *rifting* (Triásico y Cretácico Inferior) y dos periodos de *postrift* (Jurásico y Cretácico Superior: Alvaro, 1991, Salas y Casas, 1993). Durante los periodos de *rift* se depositaron materiales en ambientes continentales, transicionales y marinos someros, mientras que las etapas de *postrift* estuvieron caracterizadas principal-

mente por una importante expansión de las plataformas carbonatadas marinas más o menos someras.

La estructura terciaria de la Cordillera Ibérica está caracterizada por pliegues y cabalgamientos de direcciones NO-SE a E-O. La cobertera se encuentra despegada en los niveles margo-yesíferos del Triásico Medio y Superior. En muchos sectores de la Cordillera Ibérica el Paleozoico se encuentra involucrado en la deformación compresiva formando pliegues y cabalgamientos despegados en el Silúrico y en el Precámbrico (Cortés y Casas, 1996).

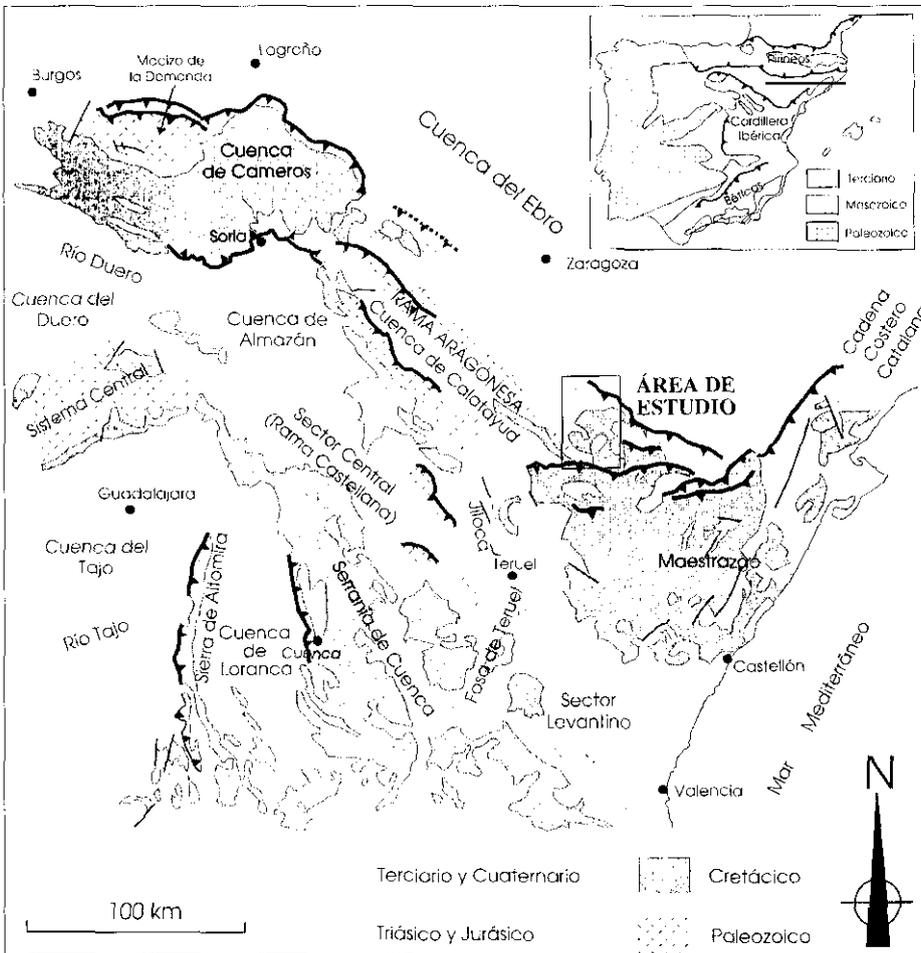


Fig. 1.—Mapa de situación del área de estudio dentro del contexto geológico de la Cordillera Ibérica.
Fig. 1.—Location map of the studied area within the geological frame of the Iberian Chain.

En el presente trabajo se describe la estructura y evolución de un sector del borde N de la Cordillera Ibérica (Fig. 1), comprendido entre la Sierra de Arcos, que constituye el límite con la Cuenca del Ebro, y el anticlinal de núcleo paleozoico de Montalbán. Este sector se caracteriza por presentar afloramientos de rocas mesozoicas desde el Triásico hasta el Cretácico Superior, cubiertos en parte por materiales terciarios sin- y post-orogénicos. La zona, surcada por el río Martín, abarca el entorno de la subcuenca de Oliete, una de las cuencas de sedimentación marginales más importantes del Cretácico Inferior en el área Ibérica central (Canerot, 1974; Murat, 1983; Soria, 1997).

ESTRATIGRAFÍA

Este sector presenta una serie estratigráfica muy completa que incluye desde unidades paleozoicas hasta unidades terciarias (Fig. 2).

Los materiales más antiguos afloran a lo largo del anticlinal de Montalbán y son de edad Devónica y Carbonífera (Quarch, 1973). El Devónico está caracterizado esencialmente por pizarras, areniscas y pizarras arcillosas y aflora en el borde septentrional del anticlinal de Montalbán. El Carbonífero está caracterizado por un gran número de unidades estratigráficas que reposan discordantemente sobre el Devónico. Las Fms. Segura y La Hoz (de edad Namuriense) están constituidas esencialmente por cuarcitas, areniscas y pizarras. Las Fms. Armillas, Peñarroyas, Montalbán y Torre (de edad Westfaliense) son unidades muy monótonas litológicamente caracterizadas por alternancias de areniscas y pizarras (facies *Culm*).

El Triásico de este sector se presenta en facies germánicas (Ortí, 1974; Calvet *et al.*, 1989; Sopena *et al.*, 1989; Meléndez *et al.*, 1995). Las facies Buntsandstein están caracterizadas por conglomerados cuarcíticos, areniscas de grano grueso y medio y alternancias de areniscas, lutitas y limolitas. Las facies Muschelkalk presentan en este sector tres tramos. Un tramo inferior (M1) esencialmente dolomítico y muy bien estratificado, un tramo intermedio (M2) margoso con intercalaciones de dolomías, areniscas e incluso yesos y un tramo superior (M3) también carbonatado en el que se identifican tanto niveles dolomíticos bien estratificados alternando con lutitas y limos como niveles dolomíticos en bancos gruesos de aspecto masivo o brechoide. Las facies Keuper están caracterizadas por arcillas abigarradas de tonos generalmente rojos y verdes con intercalaciones de yesos y areniscas. La Fm. Imón está cons-

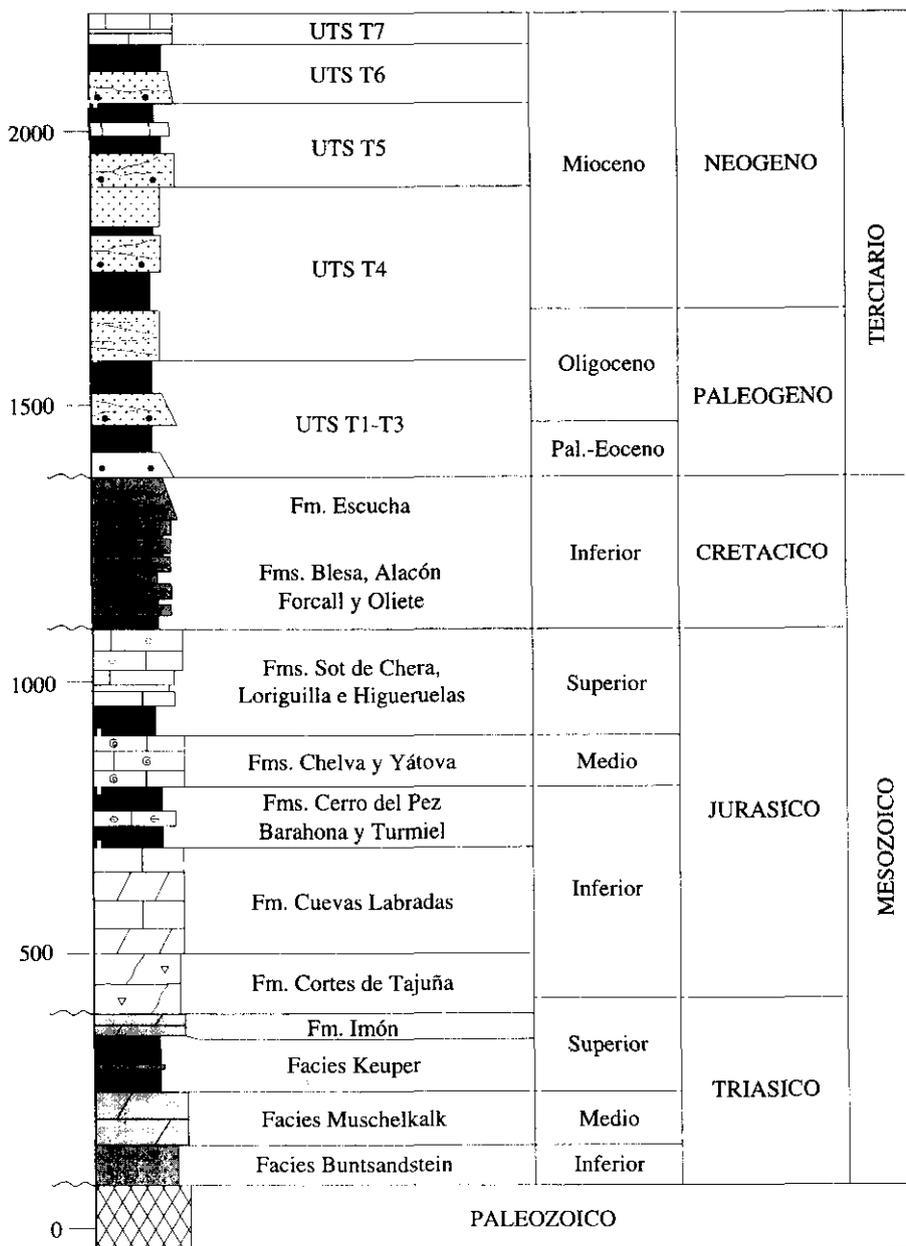


Fig. 2.-Columna estratigráfica de los materiales mesozoicos y cenozoicos que afloran en el área de estudio. Espesores aproximados.

Fig. 2.-Stratigraphic sequence of the Mesozoic to Cenozoic units cropping out in the studied area. Thickness approx.

tituida por dolomías finamente estratificadas de escaso contenido fosilífero.

El Jurásico de la región es relativamente homogéneo y está caracterizado por rocas carbonatadas con intercalaciones, más o menos frecuentes, de margas. Las unidades presentes en este sector se pueden observar en gran parte de la Cordillera Ibérica. El Jurásico Inferior consta de cinco unidades (Goy *et al.*, 1976): La Fm. Cortes de Tajuña, formada por dolomías, brechas dolomíticas y carbonatos con restos de evaporitas; la Fm. Cuevas Labradas, constituida por calizas y dolomías bien estratificadas con intercalaciones ocasionales de margas; y las Fms. Cerro del Pez, Barahona y Turmiel que constituyen las últimas unidades del Lías. La primera y la última muestran un carácter esencialmente margoso mientras que la Fm. Barahona es esencialmente carbonatada y bioclástica. El Jurásico Medio (Gómez y Goy, 1979; Fernández López, 1985) está representado en este sector por la Fm. Chelva de carácter carbonatado con facies micríticas y de *grainstones* oolíticos. El Jurásico Superior (Meléndez, 1984 y 1989; Aurell, 1990) muestra una mayor variedad litológica. Se inicia con la Capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío, sobre la cual se identifican las Fms. Calizas con esponjas de Yátova, Ritmita calcárea de Loriguilla y Calizas con oncolitos de Higuieruelas, todas ellas con gran representación y homogeneidad de facies en este sector de la Cordillera Ibérica.

El Cretácico Inferior está caracterizado por 5 unidades litoestratigráficas que de base a techo son: Fms. Blesa, Alacón, Forcall, Oliete y Escucha (Canerot, 1974; Canerot *et al.*, 1982; Murat, 1983; Soria, 1991, 1997). La Fm. Blesa corresponde a un conjunto litológico muy heterogéneo caracterizado por lutitas, margas, calizas y areniscas. La Fm. Alacón está constituida por una alternancia de margas y calizas bioclásticas. La Fm. Forcall, de alto contenido fosilífero, es esencialmente margosa e incluye intercalaciones de calizas hacia techo de la misma. La Fm. Oliete es una alternancia de calizas y margas con intercalaciones ocasionales de areniscas. La Fm. Escucha (Pardo, 1979; Martín y Leyva, 1986; Ferreira *et al.*, 1991) presenta un conjunto de facies muy heterogéneas (lutitas, areniscas, calizas, etc) y está caracterizada por su gran contenido en lignito, objeto de explotación minera en esta región.

El tránsito entre el Cretácico Inferior y Superior está representado por la Fm. Utrillas, de marcado carácter diacrónico, y caracterizada por lutitas versicolores y arenas caolínicas (Aguilar *et al.*, 1971). Sobre esta formación se identifican los depósitos correspondientes al Cretácico Superior, de carácter esencialmente carbonatado, aunque en su base pueden intercalar

arcillas y arenas. Presenta una gran variedad de unidades litoestratigráficas (Fms. Mosqueruela, Barranco de los Degollados, Órganos del Montoro y Cañadilla) aunque la potencia de este conjunto en este sector de la Cordillera Ibérica Central se ve claramente reducido con respecto al de otras áreas próximas como el Maestrazgo llegando a estar, al igual que la Fm. Utrillas, ausente por erosión en gran parte de este área.

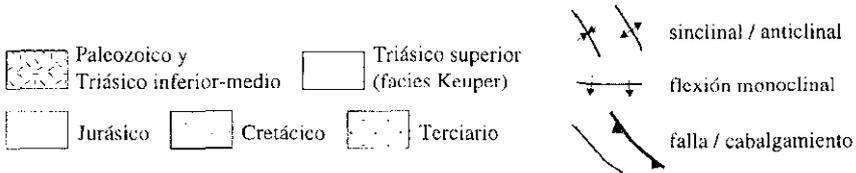
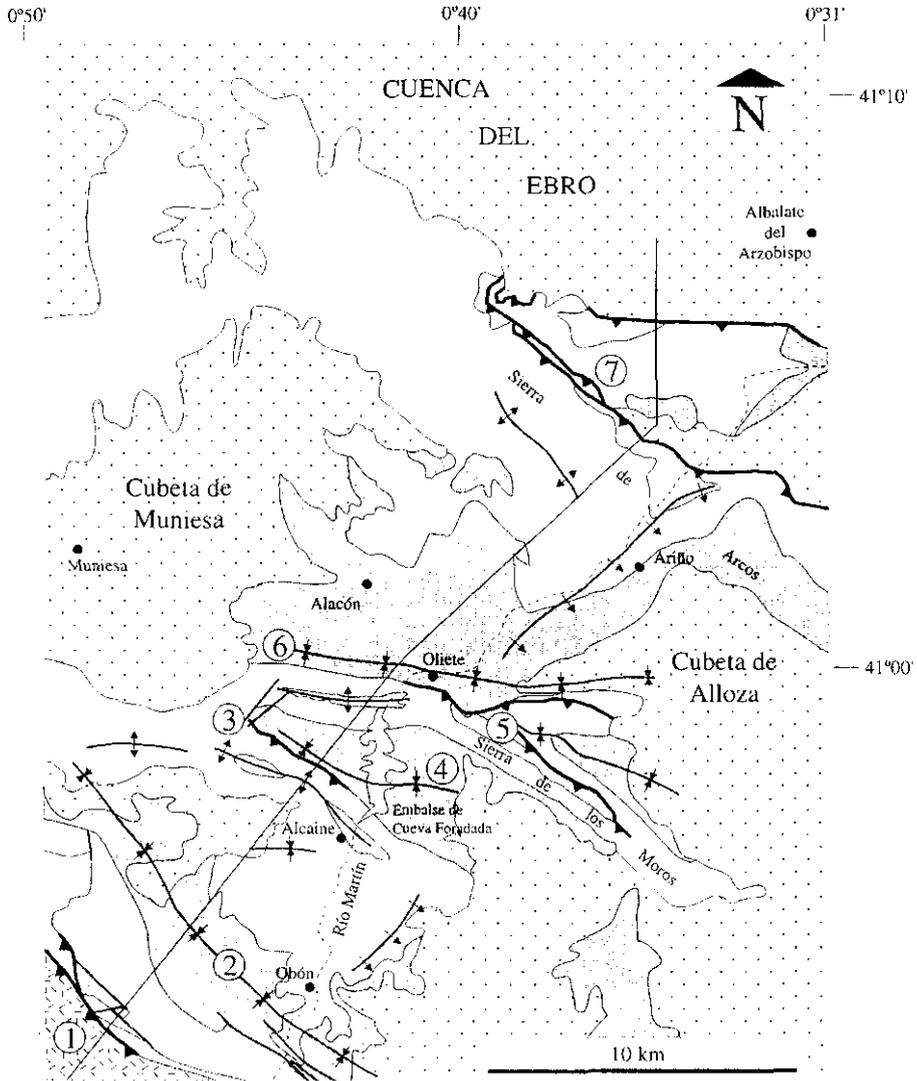
Los materiales terciarios están ampliamente representados dentro de esta región y han sido objeto de estudios detallados por parte de diversos autores (Pérez, 1989; González, 1989 y Pérez *et al.*, 1991), y pertenecen tanto al Paleógeno como al Neógeno. Los materiales paleógenos presentan una reducida extensión de afloramiento y sus facies son predominantemente detríticas (conglomerados y areniscas), con escaso desarrollo de las facies químicas (carbonatos y yesos). Los depósitos atribuidos al Neógeno muestran mayor extensión y sus facies son químicas y, en menor medida, detríticas tales como facies de lutitas rojas y escasos conglomerados.

ESTRUCTURA

De acuerdo con sus características estratigráficas y estructurales, en el conjunto de la Cordillera Ibérica se distinguen tradicionalmente seis zonas (Fig. 1): macizo de Cameros-Demanda, Rama Aragonesa, Rama Castellana, Maestrazgo, Sector Levantino y Sierra de Altomira. Algunas de estas unidades están separadas por cuencas interiores rellenas de materiales terciarios.

La zona estudiada en este trabajo comprende el borde norte de la Rama Aragonesa. Ésta se caracteriza por la presencia de dos anticlinales de más de 100 km de longitud y dirección NO-SE en cuyo núcleo afloran materiales paleozoicos y precámbricos. Al N de los relieves de materiales paleozoicos aparece la cobertera mesozoica, plegada y despegada del zócalo, a la que se adosan depósitos paleógenos también plegados. Discordante sobre todo el conjunto, y en posición subhorizontal, se encuentra el relleno neógeno de la Cuenca del Ebro, que se dispone en *onlap* desde el centro de la cuenca hacia la cordillera.

La estructura compresiva terciaria del borde norte de la Cordillera Ibérica en el sector comprendido entre el anticlinal de Montalbán y la Sierra de Arcos está definida por pliegues y cabalgamientos con tres orientaciones dominantes: E-O, NO-SE y NE-SO (Fig. 3). Las principales estructuras de dirección NO-SE son el anticlinal de Montalbán, cuyo núcleo está consti-



tuido por las rocas del Carbonífero, el sinclinal de Obón y el cabalgamiento de la Sierra de Arcos. Algunas estructuras NO-SE de menor extensión, como el cabalgamiento de la Sierra de los Moros, o el sector oriental del anticlinal de Alcaine, aparecen en continuidad con estructuras de dirección E-O. Las estructuras de dirección NE-SO son flancos monoclinales, con continuidad de hasta 10 km, que aparecen asociadas a las terminaciones de los anticlinales de dirección NO-SE (margen E del río Martín y borde noroccidental de la cubeta de Alloza a la altura de Ariño). Estructuras de esta misma orientación son frecuentes también en todo el borde norte de la Cordillera Ibérica Oriental (Canerot, 1974; Alvaro, 1991; Soria, 1997).

El borde norte de la Cordillera Ibérica en esta región presenta una cobertera mesozoica y terciaria relativamente delgada (1.000-1.500 m de espesor) plegada según direcciones que varían de E-O a NO-SE. En general los sinclinales asociados a despegues de la cobertera son laxos, con grandes zonas con disposición subhorizontal. Los anticlinales, vergentes al N, aparecen asociados a cabalgamientos, a los que pasan lateralmente o pueden ser interpretados en profundidad.

A grandes rasgos, los principales accidentes estructurales de esta región son los siguientes (ver figuras 3 y 4):

Anticlinal de Montalbán

Es la estructura de mayor envergadura de este sector de la Cordillera Ibérica, y supone la continuación del anticlinal norte de la Rama Aragonesa. El núcleo, formado por areniscas y lutitas del Carbonífero, define un afloramiento de 25x5 km. En su flanco norte afloran materiales del Triásico Inferior y Medio, con pliegues tumbados y cabalgamientos de escaso desplazamiento (Fig. 4). El flanco sur aparece subvertical o invertido, con los materiales paleozoicos cabalgando en algunos puntos sobre la serie mesozoica.

Fig. 3.—Mapa geológico del área de estudio. Modificado de Ferreiro *et al.* (1991). 1. Flanco norte del anticlinal de Montalbán. 2. Sinclinal de Obón. 3. Cabalgamiento de Alcaine. 4. Sinclinal de Cueva Foradada. 5. Cabalgamiento de Oliete-Sierra de los Moros. 6. Sinclinal de Oliete y 7. Sistema de cabalgamiento de la Sierra de Arcos.

Fig. 3.—Geological map of the studied area. Modified from Ferreiro *et al.* (1991). 1. Northern limb of the Montalbán anticline. 2. Obón syncline. 3. Alcaine thrust. 4. Cueva Foradada syncline. 5. Oliete-Sierra de los Moros thrust. 6. Oliete syncline and 7. Sierra de Arcos imbricate thrust system.

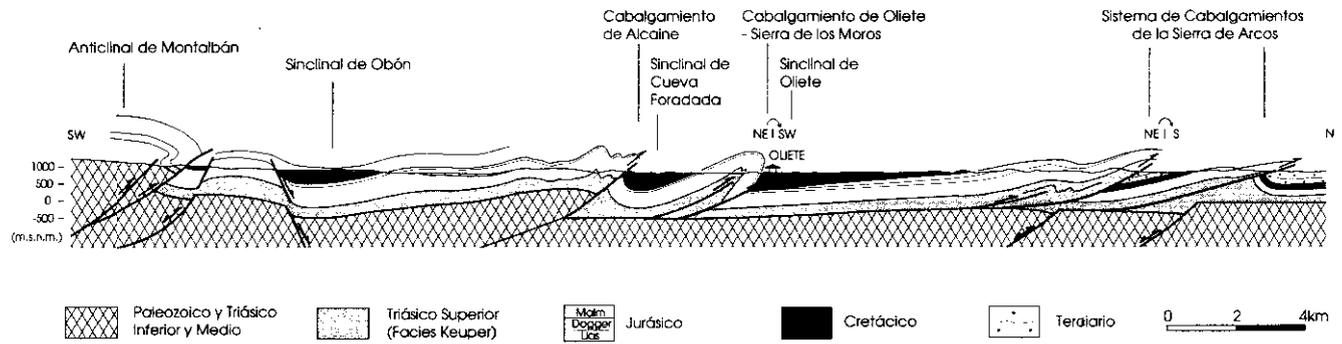


Fig. 4.-Corte geológico desde el anticlinal de Montalbán hasta la Sierra de Arcos (ver localización en la fig. 3).

Fig. 4.-Geological cross section from the Montalbán anticline to the Sierra de Arcos (see location at fig. 3).

Sinclinal de Obón

Presenta una continuidad longitudinal de 30 km, y se sitúa inmediatamente al N de los afloramientos paleozoicos y triásicos de la Rama Aragonesa y el anticlinal de Montalbán. Los buzamientos son suaves en prácticamente todo el pliegue, excepto en su flanco S, donde las capas jurásicas se colocan en posición vertical, debido a la existencia de fallas normales de buzamiento N (ver Fig. 5A) asociadas a la sedimentación del Cretácico Inferior (Barremiense-Aptiense).

Cabalgamiento de Alcaine

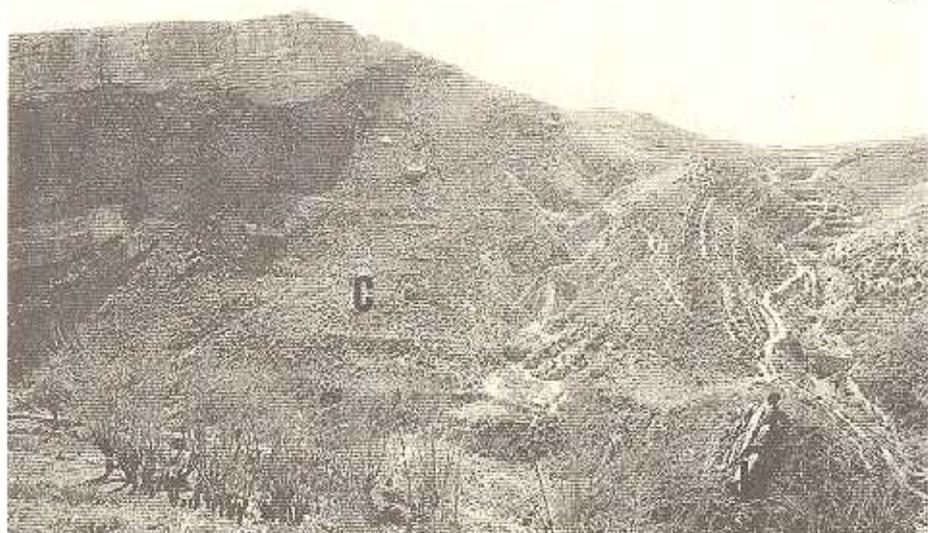
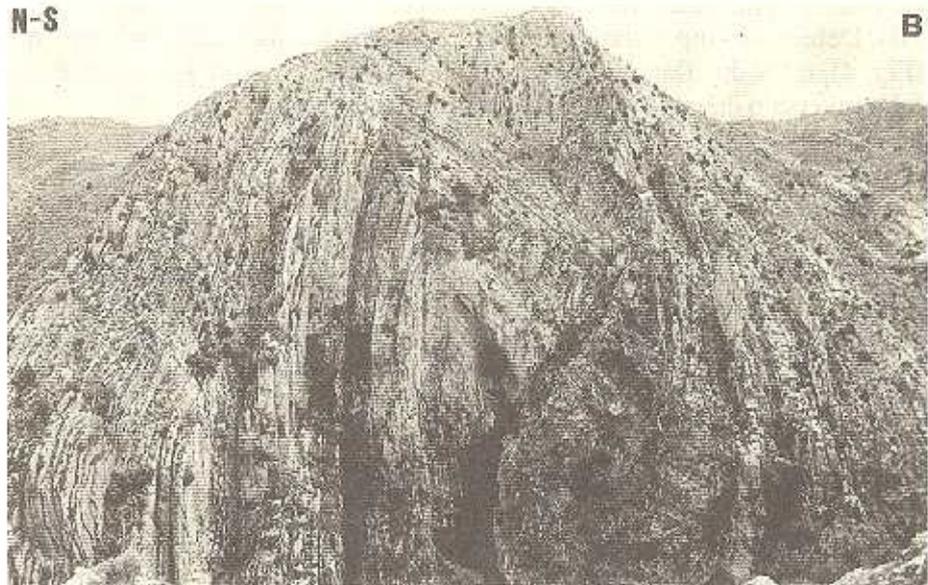
Este cabalgamiento de dirección E-O y vergencia N aflora únicamente al Oeste de Alcaine, con una disposición geométrica de rampa en los dos bloques (Jurásico sobre Cretácico Inferior). Presenta asociado un anticlinal de bloque superior que se prolonga hacia el E de Alcaine, adoptando dirección NO-SE. Su estructura de detalle es compleja, especialmente en los alrededores de esta localidad. El núcleo está formado por materiales de facies Keuper, presentando en el flanco norte buzamientos verticales e invertidos, mientras que el flanco sur presenta suaves buzamientos hasta disponerse subhorizontal. El flanco norte se complica además por la aparición de sistemas anticlinal-sinclinal apretados de dirección próxima a E-O (Fig. 5B). Debido al salto estratigráfico entre los dos bloques del cabalgamiento (Fig. 4), o los dos flancos del anticlinal, estos deben estar asociados a una falla inversa o cabalgamiento dentro del zócalo paleozoico.

Sinclinal de Cueva Foradada

Es un sinclinal asimétrico vergente al N, que puede seguirse a lo largo de 6 km. Su núcleo está formado por las arenas y caolines lignitíferos de las Fms. Escucha y Utrillas. La dirección varía de NO-SE a E-O, ensanchándose hacia el E, donde queda recubierto por los conglomerados neógenos.

Cabalgamiento de Oliete-Sierra de los Moros

Se extiende a lo largo de casi 20 km, dividiéndose, hacia el E de Oliete, en dos trazas de orientaciones E-O y NO-SE, separadas por un sinclinal en

NE-SO**A****N-S****B**

cuyo núcleo aparecen los materiales paleógenos de la cubeta de Alloza. Al Sur de la localidad de Oliete se encuentra una importante estructura anticlinal con núcleo yesífero-margoso (facies Keuper) asociada a un cabalgamiento de dirección E-O. El conjunto puede ser interpretado como un pliegue de propagación de falla, ya que este cabalgamiento pasa lateralmente hacia el Oeste a un pliegue vergente al Norte con el flanco frontal ligeramente invertido. En las cercanías del pueblo de Oliete la superficie de cabalgamiento se presenta subhorizontal, con una *klippe* de materiales de Jurásico Inferior sobre el Cretácico.

Sinclinal de Oliete

Es un pliegue fuertemente asimétrico limitado al Sur por el frente de cabalgamiento de Oliete y su anticlinal asociado, con su núcleo ocupado por materiales del Cretácico Inferior y hacia el E los materiales paleógenos de la cubeta de Alloza. El flanco norte presenta una suave pendiente hacia el S-SO, quedando limitado por los macizos jurásicos de la Sierra de Arcos, que adoptan una disposición antiformal muy laxa. El flanco sur se sitúa en posición vertical o invertida.

Sistema de cabalgamientos de la Sierra de Arcos

Marcan el contacto de la Cordillera Ibérica con la Cuenca del Ebro y presentan direcciones E-O (contacto entre Mesozoico y Terciario de la Cuenca del Ebro) y NO-SE (descompuesto en varios planos, que aparece inmediatamente al Sur del anterior). En los dos casos, los materiales de la serie mesozoica cabalgan a los depósitos paleógenos. En el bloque superior de la escama situada más al sur aparece el Jurásico completo pero falta o está reducido el Cretácico Inferior. En el bloque superior de la escama situada más al norte, hay una laguna estratigráfica entre el Jurásico Inferior

Fig. 5.-A. Falla normal en los alrededores de Josa (corte del Río de la Cantalera) que pone en contacto el Cretácico Inferior con el Jurásico Inferior (flanco sur del sinclinal de Obón). J. Jurásico, C. Cretácico Inferior (Fms. Blesa y Alacón). B. Pliegues angulares en la Fm. Cuevas Labradas en el flanco norte del anticlinal de Alcaine. Corte del Río Martín.

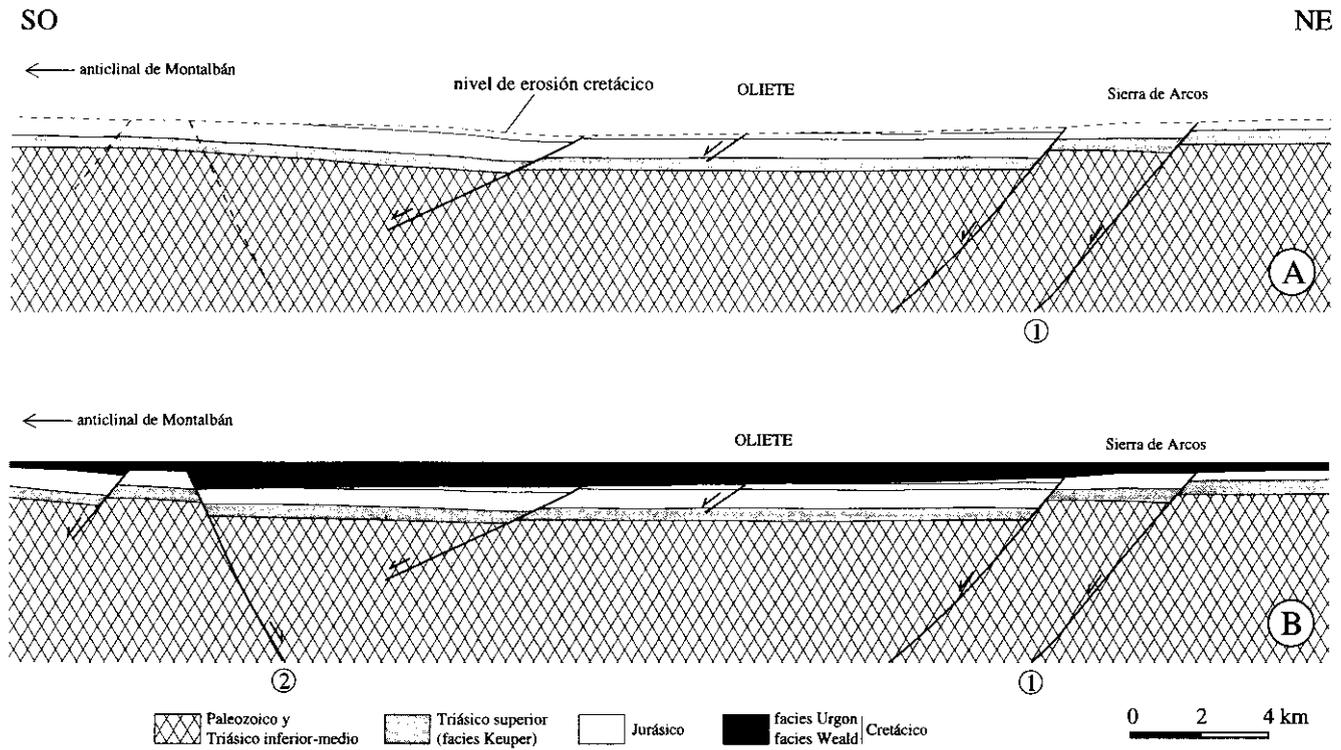
Fig. 5.-A. Normal fault near Josa (Río de la Cantalera section) between Lower Cretaceous and Lower Jurassic (southern limb of the Obón syncline). J. Jurassic, C. Lower Cretaceous (Blesa and Alacón Fms.). B. Angular folds in the Cuevas Labradas Formation in the northern limb of the Alcaine anticline. Río Martín section.

y el Aptiense. Las superficies de cabalgamiento presentan buzamientos bajos hacia el S. En los bloques inferiores de ambos cabalgamientos aparecen materiales paleógenos de la Cuenca del Ebro (equivalentes a las unidades plegadas de la cubeta de Alloza), que indican una cierta contemporaneidad en la formación de todas las estructuras compresivas. En el bloque superior de los dos cabalgamientos afloran las facies Keuper, con pliegues de dirección E-O (Casas, 1985) y pequeñas escamas de Jurásico Inferior.

ESTRUCTURA PRE-TERCIARIA

La estructura pre-terciaria de este sector de la Cordillera Ibérica puede determinarse a partir de las relaciones entre las fallas y la distribución y potencia de las distintas unidades mesozoicas. El Cretácico Inferior en facies Weald se apoya sobre unidades jurásicas progresivamente más modernas hacia el Norte (Ferreiro *et al.*, 1991; Soria, 1997), lo cual implica un basculamiento y erosión de éstas, probablemente ligado a anticlinales de *roll-over* sobre fallas normales de dirección NO-SE y buzamiento SO, previos al depósito de las primeras unidades del Cretácico Inferior (Fig. 6A). El movimiento principal de estas fallas parece ser asimismo post-Jurásico Superior (Valanginiense-Hauteriviense) puesto que, a tenor de la distribución de espesores de la secuencias de depósito del Jurásico Superior (Aurell, 1990), aunque se deducen fallas normales que actúan durante el Jurásico Superior éstas, sin embargo, no producen variaciones de potencia significativas. Este periodo se corresponde además con dos etapas de fracturación que dan lugar a la formación y evolución de otras cuencas marginales del surco ibérico (Configuraciones Valanginiense y Hauteriviense superior, Soria, 1997). La falla que limitaría el umbral de la Sierra de Arcos, el cual actúa durante todo el Cretácico Inferior, podría representar asimismo la continuación hacia el SE de la falla de Jaulín, que limita por el NE la subcuenca de Aguilón durante el Valanginiense y Hauteriviense Inferior (Soria, 1997; Soria *et al.*, 1997; Liesa *et al.*, 1997). Por lo tanto, durante este periodo, aunque existen estructuras extensionales como en otras cuencas marginales, el sector estudiado estaría levantado relativamente respecto del resto dando lugar a un arrasamiento general, mayor hacia el S, de la serie pre-cretácica.

Una nueva etapa de fracturación (Configuración Barremiense: Soria, 1997) da lugar a la estructuración de la Subcuenca de Oliete y al inicio de la sedimentación cretácica en facies Weald en este sector. La sedimentación



Estructura del borde N. de la Cordillera Ibérica

Fig. 6.—Corte en el que se muestra la reconstrucción de la cuenca cretácica de Oliete. A. Reconstrucción en el Barremiense inferior previo al depósito del Cretácico Inferior. B. Reconstrucción al final del Cretácico Inferior (Albiense inferior). Escala vertical no exagerada.
 Fig. 6.—Cross-section showing the geometry of the Oliete Cretaceous basin. A. Lower Barremian reconstruction, previous to the Lower Cretaceous deposits. B. Reconstruction at the end of the Early Cretaceous (Earlier Albian). Vertical scale not exaggerated.

de las Fms. Blesa y Alacón (de edad Barremiense inferior y Barremiense superior-Aptiense basal, respectivamente) está relacionada, al menos en las zonas próximas al anticlinal de Montalbán, con fallas normales de orientación NO-SE que buzan hacia el NE (Figs. 5B y 6B). Esta disposición concuerda con la distribución de los espesores de los mapas de correlación y de isopacas de las unidades del Cretácico Inferior en la Subcuenca de Oliete (Murat, 1983, Soria, 1991 y 1997, Fig. 7). Existe también un control importante de la sedimentación por parte de fallas normales de dirección NE-SO, también asociadas a anticlinales de *roll-over*, y cuya actividad se manifiesta sobre todo durante el depósito de la Fm. Blesa (Soria, 1997, Fig. 7).

Esto supondría un funcionamiento secuencial de las fallas normales de dirección NO-SE, en el que se puede reconocer un primer estadio de bloques hundidos hacia el SO y un segundo de bloques hundidos hacia el NE (Fig. 6A y B). El anticlinal de Montalbán, al menos en su núcleo y flanco SO fue probablemente un umbral sedimentario durante el Cretácico Inferior, ya que las Fms. Escucha-Utrillas llegan a apoyarse directamente sobre el Triásico (Almela *et al.*, 1977 y Ferreiro *et al.*, 1991; Soria, 1997).

INTERPRETACIÓN DE LA ESTRUCTURA COMPRESIVA

Si consideramos un entorno algo mayor que el área de estudio desde el macizo del Moncayo hasta la zona de enlace con la Cordillera Costero Catalana se puede observar que la deformación de los materiales que forman la cobertera de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica está fuertemente controlada por el plegamiento y fracturación alpinas del zócalo hercínico (Cortés y Casas, 1996). Al Norte de los grandes anticlinales con núcleo paleozoico, separados por la Cuenca de Calatayud-Montalbán, el techo del zócalo aparece subhorizontal, con pliegues suaves y fallas (algunas heredadas de las etapas distensivas mesozoicas y reactivadas durante la compresión terciaria).

La aparición de las tres direcciones estructurales principales (NO-SE, E-O y NE-SO) puede interpretarse como resultado de la inversión positiva (o la influencia) de fallas extensionales, activas al menos durante el Cretácico Inferior, con dos orientaciones preferentes NO-SE y NE-SO. El conjunto de la estructura respondería a un acortamiento general de dirección aproximada N-S, que se corresponde con la orientación de la compresión principal en este sector de la Cordillera Ibérica (Guimerà y Álvaro, 1990; Cortés y Casas, 1996).

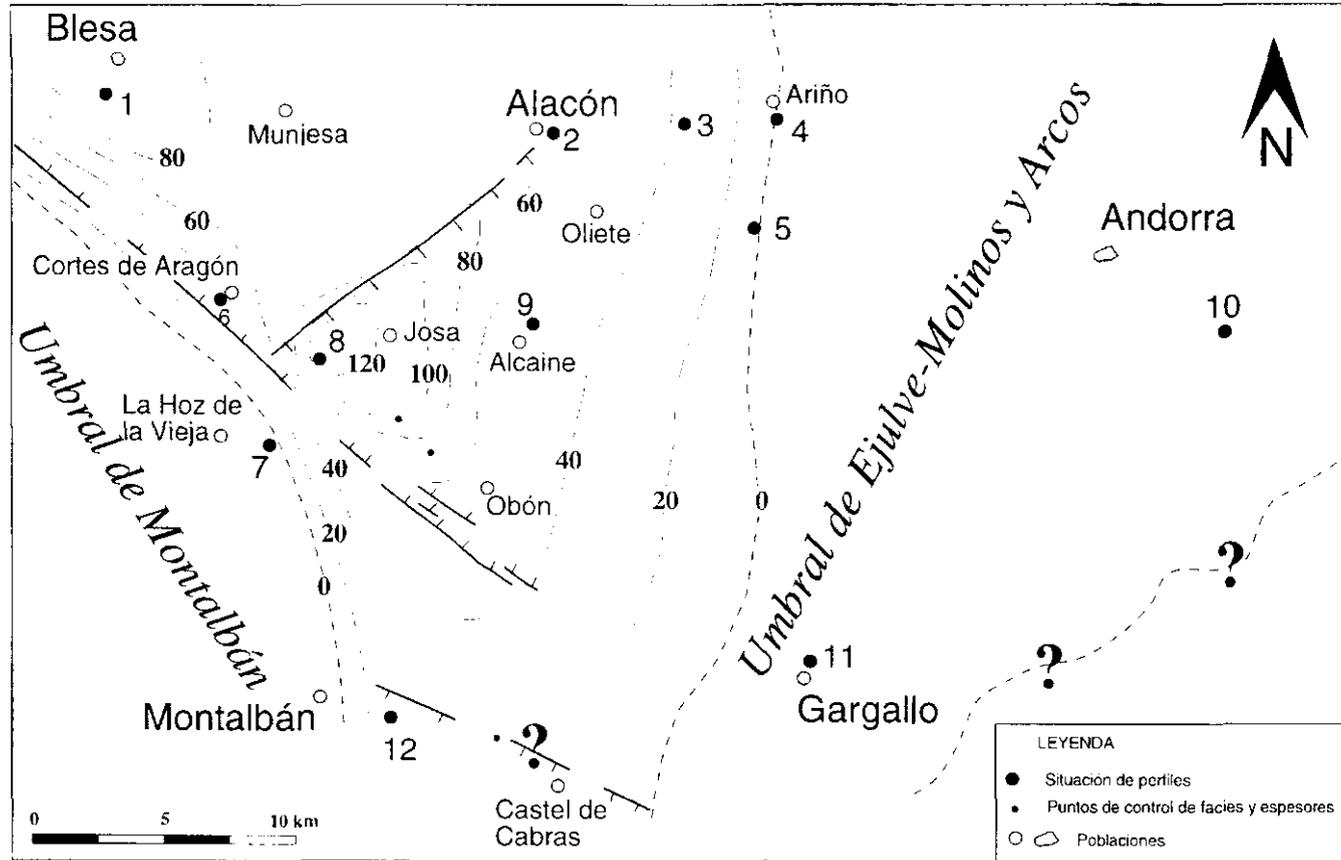


Fig. 7.—Mapa de isopacas de los Miembros Josa, Cabezo Gordo y Morenillo de la Fm. Blesa y estructuras activas. Tomado de Soria (1997).
 Fig. 7.—Isopach map of the Josa, Cabezo Gordo and Morenillo Members of the Blesa Fm and active structures. After Soria (1997).

Otra posible interpretación es que la estructura sea el resultado final de una evolución estructural más compleja. En un momento inicial se desarrollarían los principales pliegues y cabalgamientos de orientación NO-SE (estructuras ibéricas de orden kilométrico). Posteriormente, se produciría la generación de estructuras transversas de orientación NE-SO así como aquellas otras de orientación intermedia (E-O) que representarían la unión de las dos anteriores directrices estructurales. Esta interpretación concuerda con los datos microestructurales (fallas y estilolitos, esencialmente) a partir de los cuales se han deducido, en ésta área y en otras áreas próximas en la Cordillera Ibérica, la sucesión de dos direcciones de compresión principales (Simón Gómez, 1984; Casas, 1985; Liesa, 1993): una compresión NE (dirección ibérica) y otra SE (dirección bética). Estas direcciones de compresión representarían la compresión perpendicular y longitudinal al aulacógeno ibérico descritas por Álvaro *et al.* (1979).

La existencia de niveles de despegue de carácter regional situados en los materiales lutíticos y evaporíticos del Triásico Medio y Superior (Guimerà, 1988, San Román y Aurell, 1992, etc.) hace que, en aquellas zonas donde el zócalo se dispone subhorizontal o ligeramente inclinado, la cobertera se encuentre despegada del mismo, dando lugar a pliegues de despegue y propagación de falla, así como a sistemas imbricados de cabalgamientos. Estas estructuras que despegan en el Triásico se nuclean con frecuencia sobre fallas extensionales de zócalo producidas durante la extensión mesozoica. Este es el caso del sistema imbricado de cabalgamientos de la Sierra de Arcos, cuyos cabalgamientos están nucleados en las fallas extensionales NO-SE, y bloques SO hundidos, de edad Valanginiense-Hauteriviense (Fig. 4). El acortamiento asociado a las estructuras despegadas presenta una dirección N-S y una magnitud más o menos homogénea a la escala del sector estudiado (aproximadamente entre un 15 y un 20%).

Es difícil determinar con exactitud la existencia de niveles de despegue por debajo de la discordancia del Triásico. La geometría de algunas estructuras de cobertera (representadas en el corte de la Fig. 4), como el anticlinal de Alcaine o los pliegues y cabalgamientos que afectan al Triásico Inferior y Medio situado sobre el anticlinal de Montalbán, sugiere la existencia de cabalgamientos de bajo ángulo, vergentes hacia el N, que podrían entroncar con un nivel de despegue subhorizontal dentro de la serie paleozoica (Cortés y Casas, 1996). No obstante, la geometría conjunta del anticlinal de Montalbán, que muestra cambios bruscos en su vergencia (Alvaro, 1991) podría ser indicadora de una génesis en contexto transpresivo, condicionado por fallas normales pre-compresionales de dirección NO-SE oblicuas a la dirección principal de acortamiento N-S.

La cronología de la deformación de las principales estructuras de la región puede interpretarse a partir de los datos de las unidades terciarias sincrónicas con el plegamiento (Pérez, 1989, González, 1989). De esta forma, la edad de la mayor parte de los pliegues y cabalgamientos está comprendida entre el Paleoceno y el Mioceno inferior. Las unidades más modernas únicamente están afectadas por pequeñas fallas normales sin relación aparente con la etapa compresiva (Gutiérrez *et al.*, 1986, Cortés *et al.*, 1994).

EVOLUCIÓN MESOZOICO-TERCIARIA DEL SECTOR NORTE DE LA CORDILLERA IBÉRICA

Los materiales mesozoicos que afloran en este sector permiten identificar las cuatro supersecuencias mesozoicas definidas por Salas (1987) en el área ibérica, limitadas por importantes discontinuidades de carácter regional.

La primera supersecuencia (Supersecuencia Triásica) que comienza en el Pérmico superior y parte basal del Triásico, está caracterizada por una sedimentación detrítica, muy irregular (facies Buntsandstein), ligada al basculamiento de bloques, con formación de umbrales y surcos con importante salto vertical (Sopeña *et al.*, 1989), a consecuencia de una etapa de inestabilidad distensiva del zócalo. Posteriormente, como consecuencia de ascensos eustáticos relativos, se produce la instalación de rampas carbonatadas de gran extensión lateral que van siendo, progresivamente, más expansivas hacia los márgenes de la cuenca (Calvet *et al.*, 1989; Sopeña *et al.*, 1989 y Meléndez *et al.*, 1995). Durante el Triásico Superior disminuye la subsidencia diferencial y la sedimentación pasa a ser fundamentalmente arcillosa (facies Keuper; Ortí, 1974). Esta sedimentación arcillosa culmina con un nuevo episodio de plataforma carbonatada (Fm. Imón) que es más expansivo que los dos anteriores (Calvet *et al.*, 1989).

Con posterioridad a la sedimentación de esta unidad se produce una etapa de tectónica distensiva intensa que marca el inicio de la supersecuencia Jurásica y que provoca la reactivación de las fallas de zócalo, produciéndose una fracturación de la plataforma y la formación de cuencas muy subsidentes en numerosos puntos de la Cordillera Ibérica y Catalana (Esteban y Julia, 1973; San Román y Aurell, 1992; Aurell *et al.*, 1992; Roca y Guimerà, 1992). Esta etapa de fracturación es coetánea con la sedimentación de la Fm. Cortes de Tajuña (Lías Inferior) correspondiente a una unidad depositada en llanuras supra e intermareales y finaliza con la Fm. Cuevas Labradas propia de medios submareales someros.

Con la sedimentación del Lías superior culmina una etapa de predominio de rampas carbonatadas de gran extensión lateral. Durante las Fms. Cerro del Pez y Barahona predomina la sedimentación carbonatada de evolución somerizante, mientras que los depósitos margosos de la Fm. Turmiel corresponden a un periodo de generalización de las condiciones pelágicas.

El Jurásico Medio está limitado por dos importantes discontinuidades, a las que se encuentran asociadas con frecuencia facies de oolitos ferruginosos (Gómez y Goy, 1979; Fernández-López, 1985). En general, presenta una sedimentación muy irregular y discontinua, en la que se produce el paso de condiciones muy someras con abundantes episodios de exposición subaéreas a condiciones más profundas, alcanzándose en el Bajociense superior la máxima profundización de la cuenca durante el Dogger. Esto es debido a la etapa de inestabilidad que se produce (culmina el estiramiento cortical que venía produciéndose a lo largo del Jurásico), lo que da lugar a la fragmentación de la plataforma carbonatada y por lo tanto a una sedimentación controlada por la actividad de los accidentes de zócalo, con presencia de surcos y umbrales (Fernández López y Gómez, 1990).

El Jurásico Superior está dividido en tres secuencias de depósito (Salas, 1987; Aurell, 1990), que responden a una nueva etapa de homogeneización de la cuenca en la que se instalan extensas rampas carbonatadas (Aurell, 1990). La S. D. J3.1 (Oxfordiense) está caracterizada por facies marinas abiertas (Fm. Yátova), con una importante colonización del substrato por parte de esponjas. La S. D. J3.2 (Kimmeridgiense) está constituida por dos unidades litoestratigráficas: Fm. Sot de Chera y Fm. Loriguilla. La S. D. J3.3 (Titónico-Berriasiense) está caracterizada en la subcuenca de Oliete por facies carbonatadas oolíticas, peloidales y bioclásticas (Fm. Higueuelas). Durante el depósito de esta secuencia tiene lugar una progresiva retirada de la línea de costa mar adentro (*offlap*) lo que se traduce en un dispositivo progradante muy neto (Aurell, 1990; Aurell et al., 1994).

A continuación se produce el depósito de la supersecuencia del Cretácico Inferior, asociada a la segunda etapa de *rifting* de la Cuenca Ibérica (Salas y Casas, 1993). Esta etapa extensional se inicia durante el Jurásico Superior y culmina en el Cretácico Inferior. En la subcuenca de Oliete esta Supersecuencia se inicia durante el Barremiense inferior, con lo que su límite inferior lleva asociada una importante laguna estratigráfica que abarca a parte del Berriasiense, al Valanginiense y al Hauteriviense. Durante este periodo de no sedimentación tiene lugar por una parte el basculamiento hacia el Noreste de la serie jurásica, como consecuencia de la existencia de fallas normales de directriz ibérica (NO-SE) y bloques suroeste hundidos, y su erosión. Esta erosión es máxima en las inmediaciones

del anticlinal de Montalbán donde las primeras unidades cretácicas se disponen sobre el Lías. Una nueva etapa de fracturación con fallas principales NO-SE y bloque Noreste hundido, y otras menores NE-SO y bloque SE hundido, son las responsables de la configuración de esta cuenca cretácica durante el Barremiense inferior (Soria, 1997). En este sector la supersecuencia del Cretácico Inferior comprende 5 secuencias de depósito: 1) S. D. Barremiense inferior (K1.5 y K1.6); 2) S. D. Barremiense superior-Aptiense basal (K1.7); 3) S. D. Aptiense inferior (K1.8); 4) S. D. Aptiense superior (K1.9) y 5) S. D. Albiense inferior (K1.10).

La S. D. Barremiense Inferior comprende a los Miembros Josa, Cabezo Gordo y Morenillo de la Fm. Blesa (Soria, 1997). Esta unidad está caracterizada, en su mitad oriental, por ambientes supramareales con marismas y, hacia el Oeste, por llanuras lutíticas y sistemas palustres y lacustres costeros. La extensión actual de esta unidad (ver Fig. 6) es muy reducida, quedando limitada entre el umbral de Montalbán y una isopaca 0, que pasa aproximadamente por la línea que uniría Ariño con Gargallo. Esta isopaca 0 limita por el Oeste el denominado Umbral de Ejulve-Molinos y Arcos.

Las SS. DD. Barremiense superior-Aptiense basal a Aptiense superior, que incluye al Mb. Valdejunco de la Fm. Blesa y a las Fms. Alacón, Forcall y Oliete, muestran la instalación de tres rampas carbonatadas asociadas en ocasiones con cinturones de llanuras de marea y medios litorales de alta energía que se desarrollan preferentemente en el margen septentrional de la subcuenca (Soria *et al.*, 1994; Soria, 1997). La secuencia de depósito Albiense inferior incluye a la Fm. Escucha, de carácter claramente transicional y continental.

En el límite Albiense medio-superior se reconoce una nueva fase de inestabilidad tectónica a partir de la cual se produce el depósito de la Supersecuencia del Cretácico Superior que se inicia con las facies continentales de la Fm. Utrillas para dar paso, durante el Cenomaniense, a una nueva etapa de instalación de rampas carbonatadas de gran extensión lateral, que van siendo progresivamente más expansivas sobre las zonas marginales de la cuenca (Alonso *et al.*, 1989). A partir del Cenomaniense terminal, un basculamiento generalizado deja la plataforma con polaridad Atlántica.

La regresión, a final del Senoniense, marca el fin de la historia marina de la cuenca ibérica, produciéndose al mismo tiempo las primeras deformaciones y emersiones en las áreas centrales. Esto da lugar a una sedimentación molásica que comenzó en el Terciario, con lo que parte de ella es claramente contemporánea con la actividad tectónica y otra claramente postorogénica (Alvaro *et al.*, 1979).

Los materiales paleógenos afloran casi exclusivamente en la mitad septentrional del área de estudio, formando parte del sector suroriental de la Depresión del Ebro y ocupando un conjunto de pequeñas depresiones relativas, geográficamente aisladas, denominadas por González (1989) como Cubetas Ibéricas marginales. En este sector se identifican las cubetas de Muniesa y Alloza que presentan, a grandes rasgos, estructura sinclinal, con una tectónica muy acusada acorde a la estructura alpina de la Cordillera Ibérica. Sus facies, todas ellas continentales, son predominantemente detríticas (conglomerados y areniscas), con escaso desarrollo de las facies químicas tales como carbonatos y yesos (Pérez *et al.*, 1991).

Dentro del Paleógeno se identifican cuatro unidades denominadas T1, T2, T3 y T4 (González *et al.*, 1984; Ferreiro *et al.*, 1991; Pérez *et al.*, 1991), que se encuentran en todas las Cubetas Ibéricas marginales y Cuenca del Ebro. Presentan una reducida extensión de afloramiento y elevada potencia, que en conjunto supera los 1500 m. La unidad T1, se dispone en discordancia cartográfica sobre términos de la serie cretácica, presentando una evolución vertical poco definida con tendencia al granocrecimiento. Las unidades T2, T3 y T4 tienen una evolución vertical cíclica granodecreciente-granocreciente, indicando etapas de actividad tectónica decreciente-actividad tectónica creciente de las macroestructuras compresivas.

Los depósitos atribuidos al Neógeno presentan mayor extensión de afloramiento; constituyen igualmente el relleno de depresiones, algunas de ellas limitadas por netas alineaciones tectónicas distensivas, y se disponen subhorizontales y en discordancia angular sobre materiales de cualquier edad. Las dos unidades neógenas, T5 y T6, abarcan desde el Mioceno basal (Ageniense) al Aragoniense y presentan una evolución vertical granodecreciente (Pérez *et al.*, 1991).

CONCLUSIONES

La estructura del borde norte de la Cordillera Ibérica entre la Sierra de Arcos y el anticlinal de Montalbán viene condicionada por la evolución que ha sufrido este sector a lo largo de su historia geológica, paralela a la de la cuenca ibérica. El estudio realizado en esta región ha permitido llegar a las siguientes conclusiones:

- 1) Durante el Valanginiense y Hauteriviense el sector estudiado estuvo compartimentado por fallas extensionales localizadas en su parte norte (en las inmediaciones del umbral de la Sierra de Arcos) de orienta-

ción NO-SE y con sus bloques Suroeste hundidos. Durante este periodo, la región estudiada se encontraba relativamente levantada del resto de las cuencas ibéricas y no constituía una cuenca de depósito, originándose un arrasamiento, mayor hacia el Sur, de las unidades pre-cretácicas asociado a los anticlinales de *roll-over* de las fallas normales.

2) En el Barremiense inferior se desarrolla en el contacto con el umbral de Montalbán una falla normal NO-SE de buzamiento noreste, que representa el margen sur de la Subcuenca de Oliete, la cual se constituye en este momento como área de depósito. El depósito en esta cuenca continuará durante el resto del Cretácico Inferior. Esta falla controla la estructuración principal de la Subcuenca de Oliete, especialmente durante el desarrollo de las Fms. Blesa y Alacón. Además, otras fallas normales menores NE-SO con buzamiento sureste, atraviesan transversalmente la cuenca compartimentándola internamente, siendo sobre todo activas durante el depósito de la Fm. Blesa (Soria, 1997).

3) La deformación compresiva terciaria de este sector, que responde a un acortamiento general de dirección aproximada N-S, está controlada por la inversión positiva de las fallas heredadas de las etapas extensionales mesozoicas, dando lugar a las tres directrices estructurales observadas en la región: una dominante NO-SE y, en menor medida, E-O y NE-SO. Estas fallas heredadas actúan otras veces como nucleadoras de cabalgamientos superficiales despegados en los niveles margo-yesíferos del Triásico Medio y Superior. La entidad de algunas de las estructuras, con saltos estratigráficos importantes entre sus flancos (anticlinal de Alcaine), así como el hecho de que el basamento paleozoico se encuentre involucrado en otras (anticlinal de Montalbán) apoya la idea apuntada por otros autores en sectores cercanos (Cortés y Casas, 1996) sobre la existencia de niveles de despegue regionales en el basamento paleozoico.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los Drs. G. Meléndez y M. Aurell la revisión crítica del manuscrito original. Este trabajo ha sido realizado en el marco de los Proyectos PB93-1218 y PB95-1142-C02-02 de la DGICYT.

REFERENCIAS

- AGUILAR, M. J.; RAMÍREZ DEL POZO, J. y RIBA, O. (1971): «Algunas precisiones sobre la sedimentación y Paleoecología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas Villarroya de los Pinares (Teruel)», *Estudios Geológicos*, 27: 497-512.

- ALMELA, A.; QUINTERO, I.; GÓMEZ, E.; MANSILLA, H.; MARTÍNEZ, C.; GRANADOS, L.F. y ARGÜELLES, A. (1977): *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000, núm. 493 (Oliete)*, Segunda serie, Primera edición. Serv. Publ. del Ministerio de Industria. Madrid.
- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MÁS, J. R. y MELÉNDEZ, A. (1989): «Origin and evolution of an epeiric carbonate platform: Upper Cretaceous, Spain», *XII Congr. Esp. de Sediment., Bilbao*, Vol. Simposio, 2: 21-32.
- ÁLVARO, M. (1991): *Tectónica*, Memoria explicativa de la hoja 40 (Daroca) del Mapa Geológico de España a escala 1:200.000. ITGE, Madrid.
- CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1979): «Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica», *Acta Geológica Hispánica (Homenaje a Lluís Solé i Sabarís)*, 14: 172-177.
- ARTHAUD, F. y MATTE, P. (1975): «Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe: Geometrie et essai de reconstruction des conditions de la deformation», *Tectonophysics*, 25: 139-171.
- AURELI, M. (1990): *El Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica Central (provincias de Zaragoza y Teruel)*. Análisis de Cuenca, Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza, 509 pp. 10 lám. (inérita).
- MELÉNDEZ, A.; SAN ROMÁN, J.; GUIMERA, J.; ROCA, E.; SALAS, R.; ALONSO, A. y MÁS, R. (1992): «Tectónica sinsedimentaria distensiva en el límite Triásico-Jurásico en la Cordillera Ibérica», *III Congr. Geol. de España y VII Congr. Latinoam. de Geol.*, Actas, 1: 50-54.
- MÁS, R.; MELÉNDEZ, A. y SALAS, R. (1994): «El tránsito Jurásico-Cretácico en la Cordillera Ibérica: relación tectónica-sedimentación y evolución paleogeográfica», *Cuadernos de Geología Ibérica*, 18: 369-396.
- CALVET, F.; TUCKER, M. E. y HENTON, J. (1989): «Sistemas de rampas carbonatadas en el Triásico medio, Catalánides, NE España», *XII Congr. Esp. de Sedim. Bilbao*. Vol. Simposios II: 43-54.
- CANEROT, J. (1974): *Recherches géologiques aux confins des Chaines ibériques et catalane (Espagne)*. Thèse Doct. Sc. Nat. Toulouse, ENADIMSA, trabajos de tesis, 517 pp., 121 fig., 38 pl., 1 pl. h-t., 1 carte 1:200.000.
- CUGNY, P.; PARDO, G.; SALAS, R. y VILLENA, J. (1982): «Ibérica Central y Maestrazgo». In: *El Cretácico de España*, Univ. Comp. Madrid: 273-344.
- CASAS, A. M. (1985): *Análisis de la deformación frágil en el área de Alcaine (Teruel)*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Zaragoza, 162 pp.
- CORTÉS, A. L. y CASAS, A. M. (1996): «Deformación alpina de zócalo y cobertera en el borde norte de la Cordillera Ibérica (Cubeta de Azuara-Sierra de Herrera)», *Rev. Soc. Geol. España*, 9 (1-2): 51-66.
- MAESTRO, A. (1994): «Tectónica y sedimentación terciaria en el borde norte de la Cordillera Ibérica (Aguilón-Sierra de Herrera, provincia de Zaragoza)», *II Congr. del Grupo Español del Terciario, Comunicaciones*: 89-92.
- ESTEBAN, M. y JULIA, R. (1973): «Discordancias erosivas intrajurásicas en los Catalánides», *Acta Geológica Hispánica*, 8: 153-157.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1985): *El Bajociense de la Cordillera Ibérica*, Tesis Doctoral. Univ. Compl. de Madrid, 2 tomos, 848 pp. Inérita.
- GÓMEZ, J. J. (1990): «Facies aalenenses y bajocienses, con evidencias de emersión y carstificación, en el sector central de la Cuenca Ibérica. Implicaciones paleogeográficas», *Cuadernos de Geología Ibérica*, 14: 67-111.
- FERREIRO, E.; RUÍZ, V.; LÓPEZ DE ALDA, F.; VALVERDE, M.; LENDÍNEZ, A.; LAGO SAN JOSÉ, M.; MELÉNDEZ, A.; PARDO, G.; ARDEVOL, L.; VILLENA, J.; PÉREZ, A.; GONZÁLEZ, A.; HER-

- NÁNDEZ, A.; ÁLVARO, M.; LEAL, M. C.; AGUILAR TOMÁS, M.; GÓMEZ, J. J. y CARLS, P. (1991): Memoria explicativa y mapa de la hoja 40 (Daroca) del Mapa Geológico de España a escala 1:200.000. I.T.G.E., 239 pp.
- GOY, A. (1979): «Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en las facies carbonatadas del sector Levantino de la Cordillera Ibérica», *Estudios Geológicos*, 35: 569-598.
- GONZÁLEZ, A. (1989): *Análisis tectosedimentario del Terciario del borde sur de la depresión del Ebro (sector bajo-aragonés) y de las cubetas ibéricas marginales*, Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 507 pp.
- PARDO, G.; VILLENNA, J. y PÉREZ, A. (1984): «Estratigrafía y Sedimentología del Terciario de la Cubeta de Alloza (Prov. Teruel)», *Boletín Geol. y Minero*, 95 (5): 407-428.
- GOY, A.; GÓMEZ, J. J. y YÉBENES, A. (1976): «El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad Norte). I. Unidades litoestratigráficas», *Estudios Geológicos*, 32: 391-423.
- GUIMERÀ, J. (1988): *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Iberica i la Serralada Costanera Catalana*, Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 600 pp.
- ÁLVARO, M. (1990): «Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne Cotière Catalane (Espagne)», *Bul. Soc. Géol. France*, 8ème sér., 6 (2): 339-348.
- GUTIÉRREZ, M., SIMÓN, J. L. y SORIANO, M. A. (1986): «Algunos aspectos de la tectónica neógena y cuaternaria en el sector central de la Depresión del Ebro», *Bol. Geol. Min.*, 97 (1): 9-21.
- LIESA, C. L. (1993): *Análisis de la deformación frágil en las áreas de Mosqueruela y La Puebla de Valverde (Teruel): Fases tectónicas y perturbaciones de esfuerzos*, Tesis de Licenciatura, Univ. de Zaragoza, 207 pp., Inédita.
- CORTÉS, A. L. y SORIA, A. R. (1997): «El anticlinal de Muel-Jaulín (Zaragoza) y su relación con la extensión cretácica», *Geogaceta*, 22 (en prensa).
- MARTÍN, L. y LEYVA, F. (1986): *Síntesis geológica-minera de las cuencas ligníferas de Oliete-Ariño, Utrillas-Altiaga y Castellote*, Serv. de Publ. Ministerio de Industria y Energía. 231 p. y 12 planos.
- MELÉNDEZ, A.; AURELL, M.; BÁDENAS, B. y SORIA, A. R. (1995): «Las rampas carbonatadas del Triásico medio en el sector central de la Cordillera Ibérica», *Cuadernos de Geología Ibérica*, 19: 173-199.
- MELÉNDEZ, G. (1984): *El Oxfordiense en el Sector Central de la Cordillera Ibérica*, I. Bioestratigrafía; II. Paleontología (Perisphinctidae, Ammonoidea). Tesis Doctoral. Univ. Compl. Madrid, 3 tomos. 825 pp., 62 láms.
- (1989): *El Oxfordiense en el Sector Central de la Cordillera Ibérica (Provincias de Zaragoza y Teruel)*. Publ. Inst. Fernando el Católico e Inst. Estudios Turolenses. 418 pp., 62 lám.
- MURAT, B. (1983): *Contribution à l'étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique du bassin éocène d'Oliete (Prov. de Teruel, Espagne)*. Tesis de licenciatura. Travaux du lab. Géol. Séd. et Paléont. Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 247 pp.
- ORTÍ, F. (1974): «El Keuper del Levante español», *Estudios Geológicos*, 30: 87-151.
- PARDO, G. (1979): *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones detríticas del Cretácico inferior terminal en el bajo Aragón Turolense*. Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza.
- PÉREZ, A. (1989): *Estratigrafía y sedimentología del Terciario del borde meridional de la Depresión del Ebro (sector riojano-aragonés) y cubetas de Muntesa y Montalbán*, Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 525 pp.

- PÉREZ, A.; PARDO, G.; VILLENA, J. y GONZÁLEZ, A. (1991): «Estratigrafía del Terciario». In: M. GUTIÉRREZ y A. MELÉNDEZ (eds.): *Introducción a la Geología de la Provincia de Teruel. XXV Curso de Geología Práctica de Teruel*: 71-84.
- QUARCH, M. (1973): «Stratigraphie und tektonik des Jungpaläozoikums im Sattel vom Montalbán (Ostliche Iberische Ketten, NE Spanien)», *Diss. math. natura*. Fak. Univ. Würzburg: 1-201, fig. 1-13, Cortes 1-9, lám. 1-10, 1 mapa geol. (inédito).
- ROCA, E. y GUIMERA, J. (1992): «The Neogene structure of the eastern Iberia margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean)». *Tectonophysics*, 203: 203-218.
- SALAS, R. (1987): *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massis de Garraf i la Serra d'Espadà*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, I:345 pp., II:figs.
- CASAS, A. (1993): «Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian Chain», *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- SAN ROMÁN, J. y AURELL, M. (1992): «Paleogeographical significance of the Triassic-Jurassic unconformity in the North Iberian basin (Sierra del Moncayo, Spain)», *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99: 101-117.
- SIMÓN GÓMEZ, J. L. (1984): *Compresión y distensión alpinas en la Cordillera Ibérica Oriental*, Tesis Doctoral. Univ. Zaragoza, Publi Inst. Estud. Turolenses. C.S.C.I.C., 269 pp.
- SOPENA, A.; LÓPEZ, J.; ARCHE, A.; PÉREZ-ARLUCEA, M.; RAMOS, A.; VIRGILI, C. y HERNÁNDO, S. (1989): «Permian and Triassic rift basins of the Iberian». In: W. MANSPEIZER (ed.): *Triassic-Jurassic rifting. Developements in Geotectonics*. 22, Part B.: 757-786.
- SORIA, A. R. (1991): *El Cretácico inferior marino de la Cubeta de Oliete. Análisis de Cuenca*, Tesis de Licenciatura, Univ. Zaragoza, 120 pp., Inédita.
- (1997): *La sedimentación en las cuencas marginales del surco ibérico durante el Cretácico Inferior y su control tectónico*. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, Serv. Publ. Univ. de Zaragoza, 363 pp.
- MELÉNDEZ, A.; MELÉNDEZ, M. N. y LIESA, C. L. (1997): «Evolución de dos sistemas continentales en la Cubeta de Aguilón (Cretácico Inferior). Interrelación sedimentaria entre depósitos aluviales y lacustres, y su control tectónico», *Cuadernos de Geología Ibérica*, 22: 473-507.
- SORIA, A. R.; VENNIN, E. y MELÉNDEZ, A. (1994): «Control tectónico en la evolución de las rampas carbonatadas del Cretácico Inferior de la Cubeta de Oliete (Prov. Teruel)», *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (1-2): 47-62.

Manuscrito recibido: 10-06-96.

Manuscrito aceptado: 10-05-97.