

Discontinuidades estratigráficas y secuencias deposicionales del Cretácico medio (Albiense superior-Turonense medio) en la Cordillera Ibérica central y el Sistema Central meridional

Middle Cretaceous (Upper Albian-Middle Turonian) stratigraphic unconformities and Depositional Sequences of the central Iberian Ranges and southern Central Mountains.

A. García (*), M. Segura (**), J.F. García-Hidalgo (**), G. Ruiz (***), J. Gil (****) y B. Carenas (*****)

(*) Dpto. Estratigrafía, Fac. C.C. Geológicas, Univ. Complutense, 28040 Madrid.

(**) Dpto. Geología, Fac. Ciencias, Univ. de Alcalá, 19001 Guadalajara.

(***) Inst. Geol. Económica, C.S.I.C.-U.C.M., Fac. C.C. Geológicas, 28040 Madrid.

(****) INIPSA, Díaz Porlier 49, 28001 Madrid.

(*****) Dpto. Geología, Geoquím. y Quím. Agric., Univ. Autónoma, 28005 Madrid.

ABSTRACT

The Middle Cretaceous in the Iberian Ranges is a 2nd order cycle with an Upper Albian - Middle Turonian age. The cycle is bounded by two major unconformities and comprise 8 depositional sequences (3rd order). The four basal sequences onlap older deposits; maximum marine facies are located in the fifth sequence (Picofrontes Marls) and the upper three sequences offlap rapidly northwestwards. Along this time there was a northwestward shifts in the basin and Tethyan transgressions (Upper Albian - Middle Cenomanian) change to Atlantic ones (uppermost Cenomanian - Middle Turonian).

Key words: *Middle Cretaceous, Depositional sequences, Central Mountains, Iberian Ranges, Spain.*

Geogaceta, 20 (1) (1996), 119-122

ISSN: 0213683X

Introducción

Desde un punto de vista evolutivo, el Cretácico medio del Surco Ibérico se corresponde con un ciclo sedimentario mayor (secuencia de 2º orden, megasecuencia, etc.), limitado por sendas caídas eustáticas importantes, que provocan la llegada de materiales terrígenos hasta zonas centrales de la cuenca sedimentaria (Ruíz *et al.*, 1994). Comienza en el Albiense superior con el desarrollo de la primera plataforma carbonatada post-urgoniana y termina en el Turonense medio con el quinto y último episodio progradante de la Ciudad Encantada. Se corresponde por tanto con la mitad inferior del Ciclo superior del Cretácico, establecido por el Grupo Español de Mesozoico en su reunión de Cuenca (1974).

Su límite inferior es una de las discontinuidades sedimentarias más importantes del ciclo alpino. En los surcos más subsidentes de la zona valenciana, donde el registro estratigráfico es más marino y completo, esta discontinuidad se materializa en una paraconformidad de la Calizas de Estenas (Mb. de la Fm. Aras de Alpuente) sobre las Areniscas de Sácaras (Mb. de la Fm. Utrillas); pero en los umbrales de esta mis-

ma región, pueden llegar a descansar la Fm. de Aras de Alpuente directamente sobre el Jurásico (García 1977). Hacia los bordes y zonas más septentrionales del Surco Ibérico, se va ampliando la extensión temporal de la discontinuidad, y el rango geométrico de la misma, llegando así a descansar el Cenomaniense sobre el Jurásico inferior y el Triásico por medio de una paraconformidad o una disconformidad, y sobre el zócalo hercínico por medio de una inconformidad (Segura 1982, Gil *et al.* 1993).

En un corte transversal al Surco Ibérico (ENE-OSO) el Cretácico superior es progresivamente más extensivo sobre el Macizo Hespérico, configurando una arquitectura estratigráfica agradacional, con retrogradación de secuencias deposicionales y de facies. En un corte longitudinal a lo largo del Surco Ibérico estos mismos materiales muestran una estructura más compleja. Del Albiense superior al Cenomaniense medio, hay un *onlap* hacia el Norte de las facies meridionales, relacionadas genéticamente con el Tethys. Durante el Cenomaniense final al Turonense medio el *onlap* es esta vez hacia el Sur, de las facies septentrionales genéticamente relacionadas con el Atlántico. Esta etapa comprende además los epis-

dios singulares de las progradaciones de facies y de secuencias hacia el Norte durante el Turonense inferior y medio

En toda esta historia, el conjunto de materiales terrígenos que litoestratigráficamente se incluyen en las Arenas de Utrillas (en su acepción más amplia y más clásica, García *et al.*, 1989) ocupan posiciones cronoestratigráficas diferentes según las zonas, con un significado evolutivo también distinto (Fig. 1). En las zonas más meridionales y orientales (Maestrazgo y Valencia montañosa), estas facies están en paso lateral y vertical con los materiales carbonatados de las diferentes plataformas urgonianas (Barremiense-Aptiense), configurando una progradación de facies por la regresión final del Cretácico inferior. En estas zonas centrales de la Cordillera Ibérica, las Arenas de Utrillas (o solo su parte superior, según las áreas) son el paso lateral de facies de las plataformas carbonatadas del Albiense superior-Cenomaniense (Cretácico medio) y se distribuyen en retrogradación de facies por el carácter expansivo de dichas plataformas.

En algunas áreas de estas zonas centrales de la Cordillera Ibérica, la parte inferior de las Arenas de Utrillas pueden pertenecer

al "ciclo urgoniano" (Barremiense-Aptiense) e incluso a los "episodios del weald" (Hauteriviense-Barremiense), conteniendo entonces esta unidad litoestratigráfica una o dos discontinuidades estratigráficas mayores (Ruíz, 1993). Hacia el Macizo Hespérico (bordes del Sistema Central), las Arenas de Utrillas son el cambio lateral de facies de las plataformas carbonatadas del Turoniense al Campaniense inferior, y la progresiva extensividad de las mismas configura también una retrogradación de facies.

Albiense-Cenomaniense

La primera de ellas, de edad Albense superior no terminal, que está constituida en la Ibérica oriental por la parte inferior de las Calizas de Aras de Alpuente, no tiene depósito en este área. La segunda secuencia, de edad Albense superior a Vraconiense, que en dicha área está formada por la parte inferior de las Margas de Chera, tan solo está representada parcialmente aquí por parte de las Arenas de Utrillas en la Rama Aragonesa. Ambas secuencias están separadas por una importante discontinuidad estratigráfica (García *et al.*, 1993; Ruíz 1996)

Hacia la base del Cenomaniense inferior (sin descartar que pueda ser en el límite Albiense-Cenomaniense) se sitúa una nueva discontinuidad estratigráfica. Delatan su presencia en las sucesiones sedimentarias la existencia de superficies ferruginosas y de niveles edáficos (p.ej., Malacara en Siete Aguas, prov. de Valencia). Mas hacia los bordes de la cuenca se sitúa en él un salto brusco de facies, hasta llegar a aparecer una cuña terrígena en el centro de España (p. ej. Reillo, prov. de Cuenca).

La tercera secuencia deposicional tienen una edad Cenomaniense inferior y está formada por la mayor parte de la Capa Margas de Chera, parte o la totalidad de la Fm. Dolomías de Alatoz según las zonas (p.ej., Cortes de Pallas, prov. de Valencia) y también por la parte inferior de la Capa de Margas de Pinarueco. Lateralmente hacia los bordes de la cuenca esta secuencia pasa progresivamente a estar formada por parte de las Arenas de Utrillas (incluyendo el Mb. Sta. M^a de la Hoyas). En la zona de articulación de la Cordillera Ibérica con el Sistema Central puede observarse su desaparición hacia el Oeste sobre el Macizo Hespérico.

Aproximadamente en el límite entre el Cenomaniense medio y el superior, quizás mas bien en la parte inferior del Cenomaniense medio (los foraminíferos bentónicos no permiten precisarlo bien) se identifica en el registro sedimentario una nueva discontinuidad estratigráfica. En las sucesiones sedimentarias presenta las mismas características que la discontinuidad anterior.

La cuarta secuencia deposicional tiene una edad Cenomaniense medio y está formada esencialmente por la mitad inferior de la Fm. Villa de Ves en su estratotipo, pudiendo según las zonas comprender la parte superior de la Fm. Dolomías de Alatoz, así como la parte superior de la Capa de Margas de Pinarueco infrayacente, y la Capa de Margas de Pozuel. Al igual que la secuencia anterior estos materiales pasan a la Fm. Arenas de Utrillas (primero al Mb. Sta. M^a de las Hoyas y luego al Mb. Atienza). En el Sistema Central, sus depósitos terrígenos son mas extensivos que los de la secuencia infrayacente (Fig. 1).

Hacia el límite Cenomaniense medio-superior se identifica otra discontinuidad sedimentaria importante. En la Serranía de Cuenca y el Alto Tajo hay una truncación sedimentaria que hace variar el espesor de la parasecuencia mas superior del Cenomaniense medio, hasta hacerla desaparecer en algunos puntos. A ello se acompaña la presencia de superficies ferruginosas y la extensión hacia la cuenca de una importante cuña terrígena.

La quinta secuencia deposicional tiene una edad Cenomaniense superior no terminal, y representa la máxima extensión del Tethys sobre el Surco Ibérico desde el Jurásico. Está formada: en el Sur por la parte superior de la Fm. Dolomías tableadas de Villa de Ves (el Mb. Nuevalos en la Rama Aragonesa) y la base de la Fm. Picofrentes (parte basal del Mb. Monterde) en la zona central de la Cordillera, y por la parte inferior de la Fm. Calizas y Margas de Picofrentes en el estratotipo de esta unidad. Hacia el Macizo Hespérico estos depósitos también pasan a los materiales de la Fm. Utrillas, primero al Mb. Santa María de las Hoyas y posteriormente al Mb. Atienza (Fig. 1). Durante esta secuencia se reanuda la comunicación Atlántico-Tethys que se había perdido en el Oxfordiense.

Una nueva discontinuidad estratigráfica limita esta secuencia deposicional por su techo. En la mitad meridional del Surco Ibérico, donde esta discontinuidad coincide con el límite entre las facies litorales tableadas (Dolomías tableadas de Villa de Vés) y las facies marinas nodulares (Calizas de Casas Medina) no hay huellas muy evidentes de esta discontinuidad a escala de afloramiento, y su presencia se materializa en un límite muy neto de facies con alguna pequeña rubefacción. En la mitad septentrional del surco la discontinuidad se sitúa dentro de las facies marinas nodulares (p.ej., varios afloramientos a lo largo de las gargantas del Rio Mesa entre Nuévalos y Algar, provs. de Zaragoza y Guadalajara) y ha sido estudiada por varios autores (Mojica y Wiedman, 1977; Wiedman, 1979; Floquet,

1991).

Cenomaniense-Turoniense

La sexta secuencia deposicional tiene una edad Cenomaniense terminal-Turoniense inferior. Está formada en el Norte de la cuenca sedimentaria solo por el conjunto margoso inferior de las Margas de Picofrentes (p.ej., el propio Picofrentes en Soria; por debajo se sitúan las calizas nodulares inferiores de la Fm. Picofrentes). En el centro de España está constituida: en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, por la parte intermedia de las Calizas nodulares de Monterde (p.ej., el estratotipo de dicha Formación), o por dicho conjunto calcáreo más las Dolomías de la Ciudad Encantada (p.ej., trincheras de la carretera de Alhama a Ildes., prov. de Zaragoza); en la Rama Castellana por las Margas de Picofrentes (de la totalidad como en Algora, a solo la parte intermedia como en Somolinos, prov. de Guadalajara) más las suprayacentes Dolomías de la Ciudad Encantada, cuando ellas existen (Segura *et al.* 1993).

En el borde meridional del Sistema Central, todos estos depósitos pasan lateralmente a las Arenas de Utrillas (Fig. 1), siendo una de las cuatro secuencias deposicionales del Cretácico más extensivas sobre el Macizo Hespérico (Gil 1993). En la Sierra de Altomira una intensa dolomitización enmascara facies y estructuras, pero una observación detallada en algunos buenos afloramientos (p.ej., cerrada del Embalse de Entrepeñas, prov. de Guadalajara) permite reconocer las facies nodulares basales y las clinoformas progradantes en el conjunto dolomítico superior. Mas hacia el Sur (Valencia) conforman la secuencia las Calizas de Casas Medina junto con las Dolomías de la Ciudad Encantada (p.ej., pista de Chera a Villar de Olmos). Se trata de la primera secuencia deposicional netamente atlántica, considerándose por ahora como problemática su conexión con el Tethys.

La discontinuidad sedimentaria de su techo es diferente a lo largo de la Cordillera. En la zona meridional (Valencia) una gran discontinuidad estratigráfica, materializada en los múltiples episodios edáficos (Martín Chivelet, 1995) que dan lugar a las Margas de Alarcón, sustituye a los sedimentos de las secuencias deposicionales 7^a a 11^a, y a las discontinuidades sedimentarias de sus límites. En los mejores afloramientos de este límite en esta zona central de la Ibérica (p.ej., hoz del Rio Dulce en Santamera, prov. de Guadalajara), se localiza una espectacular superficie con varios episodios de bioturbación y de ferruginización. Una situación similar se observa en el borde meridional del Sistema Central (p.ej., trin-

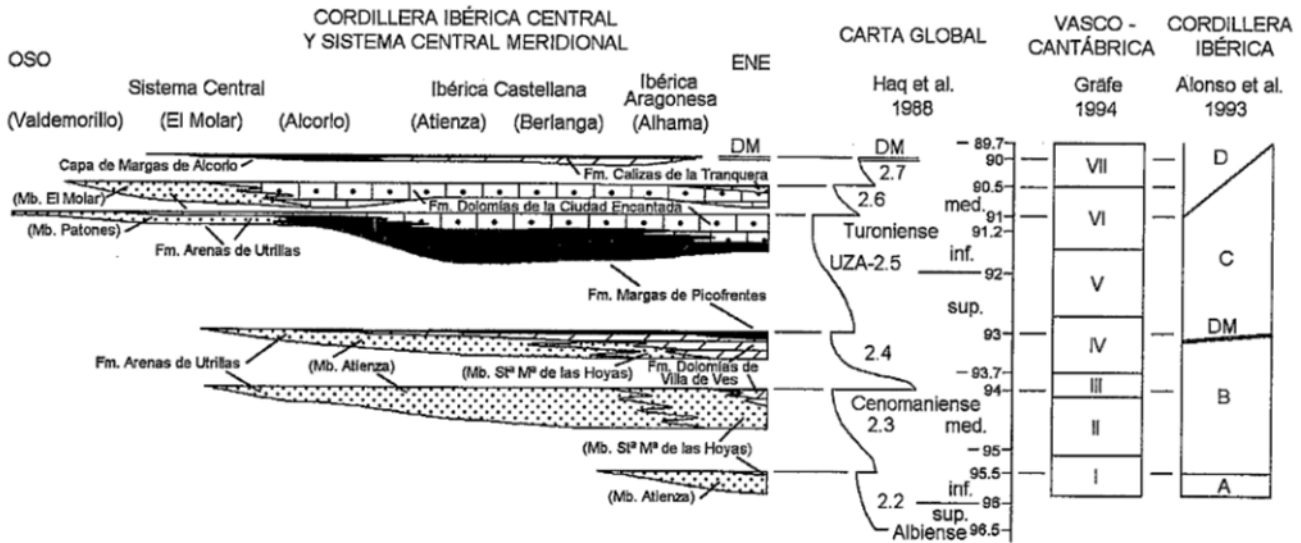


Fig. 2.- Correlación de las secuencias deposicionales aquí establecidas para el Cretácico medio (Albiense superior-Turonense medio) de la Cordillera Ibérica central y del Sistema Central meridional, con: la carta de secuencias globales de Haq *et al.* (1988); la carta de secuencias para la cuenca Vasco-Cantábrica de Gräfe (1994); y la sucesión de secuencias de Alonso *et al.* (1993) para la Cordillera Ibérica. DM, límites de secuencias deposicionales mayores (secuencias de 2º orden y megasecuencias, según los diferentes autores).

Fig. 2.- Correlation chart for the Middle Cretaceous Depositional sequences with the Haq *et al.* (1988) cycles chart; Vasco-Cantabrian sequences chart (after Gräfe, 1994) and the Iberian Ranges sequences after Alonso *et al.* (1993). DM, 2nd order Depositional sequence or Megasequence boundary depending on the different authors.

cheras del Embalse de Alcorlo, prov. de Guadalajara). En la Rama aragonesa de la Cordillera Ibérica una neta superficie, que en ocasiones separa dolomías abajo y calizas arriba (p.ej., primer tunel de la carretera de Ibdes a Nuévalos, prov. de Zaragoza), es la huella mas frecuente de su existencia.

La séptima secuencia deposicional corresponde a la parte inferior del Turoniense medio. Está ausente en la zona Sur de la Cordillera Ibérica (desde el Alto Tajo). En la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica puede estar representada (p.ej., Embalse de la Tranquera, en Ibdes (prov. de Zaragoza) por la parte superior de las Dolomías de Jaraba (equivalentes litoestratigráficos de las Dolomías de la Ciudad Encantada) y por la parte mas superior de las Margas de Picofrentes (p.ej., barranco del collado de la Hita, en Monterde, prov. de Zaragoza). En la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica esta secuencia presenta una gran variedad de facies. Hacia el Este (p.ej., Puerto de Radona, prov. de Soria) esta formada por la parte mas inferior de las Calizas dolomíticas de la Tranquera. Hacia el Norte está constituida por las Dolomías de Muriel y las Calizas de Atienza (Miembros de la Fm. Ciudad Encantada). Hacia las zonas centrales del surco Ibérico forma parte de las Margas de Picofrentes (p.ej, en el propio Picofrentes). A lo largo del borde meridional del Sistema Central pasa lateralmente a las Arenas de Utrillas, siendo hacia el Maci-

zo Hespérico recesiva respecto a la secuencia deposicional anterior (Fig. 1).

Una nueva discontinuidad limita por su techo este conjunto de materiales, pero sin presentar ninguna característica destacable. Hay una superficie muy neta a una altura constante en el registro estratigráfico, en la que se localiza un cambio neto de facies y un salto en la evolución sedimentaria, a lo que se acompaña en algunos pocos afloramientos (p.ej., Riofrío del Llano) una superficie ferruginosa o un nivel edáfico (p.ej., carretera de Cetina a Jaraba).

La octava secuencia deposicional tiene una edad que parece abarcar sólo la parte superior del Turoniense medio. Está también ausente en la mitad meridional de la Cordillera Ibérica. Desde el borde hacia el centro de la cuenca sedimentaria está sucesivamente formada por las Calizas dolomíticas de la Tranquera, las Dolomías de la Ciudad Encantada (Miembro superior de Jaraba y Miembro superior de Rello), y por el techo de las Margas de Picofrentes. En el borde meridional del Sistema Central pasa lateralmente a las Margas de Alcorlo, desapareciendo hacia el Oeste antes que la secuencia infrayacente (Fig. 1).

Una de las discontinuidades mas importantes del Cretácico superior se localiza a esta altura de la sucesión estratigráfica. Se detecta por: la presencia de un nivel edáfico (p.ej., autovía de Aragón en Alhama) en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica;

una relación de *top lap* con el infrayacente en la Rama Castellana de la Cordillera ibérica (p.ej., entre Puente San Pedro y Riofrío del Llano); un salto brusco de facies terrígenas a carbonatadas en el Sistema Central (p.ej., región de Torrelaguna), y lo mas destacable la presencia de una cuña terrígena en la región de Alcorlo - Somolinos.

La estructura estratigráfica de este conjunto de materiales es de una progradación hacia el NO (Dominio Atlántico) del conjunto de cinco secuencias y parasecuencias: las Dolomías de la Ciudad Encantada de la Región Valenciana; las Dolomías de la Ciudad Encantada de la Serranía de Cuenca; las Dolomías de la Ciudad Encantada del Alto Tajo - Atienza; las Dolomías de Atienza en la zona de intersección del Sistema Central y la Cordillera Ibérica; y las Dolomías de Rello en el borde de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica con la Cuenca de Almazán. Todos estos litosomas pasan progresivamente hacia el Noroeste a las Margas de Picofrentes, pero no a toda ella, pues la base de las Margas de Picofrentes (y la de las Formaciones Abejar y Cabrejas del Pinar, Alonso *et al.*, 1993) pertenecen al episodio sedimentario infrayacente.

En la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, existe una estructura zonal de la cuenca sedimentaria, y dichos litosomas progradan hacia el Noreste (p.ej., Llumes), el Noroeste (p.ej., Embid de Ariza) o el Suroeste (p.ej., Jaraba). Además, este hecho

da lugar a relaciones estratigráficas complejas entre estos cinco litosomas, y así a lo largo de las Hoces del Río Mesa, las Dolomías de Jaraba pertenecen a al primero y cuarto episodio sedimentario en su boca Norte (Embalse de la Tranquera), y al tercero y cuarto en su boca Sur (Algar de Mesa). Ello configura una arquitectura estratigráfica más compleja y distinta de la interpretada por Floquet (1991) y Alonso *et al.* (1993).

Conclusiones

El Cretácico medio del Surco Ibérico es una etapa sedimentaria bien individualizada, de edad Albiense superior a Turoniense medio, cuyo límite superior coincide con el ciclo UZA 2 de Haq *et al.* (1988), pero no así su límite inferior, pues en el Surco Ibérico este se sitúa por debajo de la secuencia deposicional del Albense superior, equivalente en edad al ciclo UZA 1.5.

Esta etapa está limitada por dos de las discontinuidades estratigráficas mayores del Cretácico. La discontinuidad de su base limita los depósitos de las plataformas mixtas y de baja energía del Cretácico inferior de las plataformas de alta energía del Albiense superior. La discontinuidad de su techo se sitúa entre el conjunto de plataformas francamente marinas, inundadas y progradantes, del Cenomaniense-Turoniense y las plataformas agradacionales y más someras del Turoniense superior a Campaniense inferior (Senoniense s.l.).

Esta etapa sedimentaria está formada por ocho secuencias deposicionales, de las cuales solo las seis superiores se han desarrollado en la Cordillera Ibérica central y el Sistema Central meridional (Fig. 2). Los máximos espesores se alcanzan en la primera secuencia (Albiense superior), las facies más marinas en la quinta (Margas de Picofrentes), y el menor desarrollo en las dos últimas (Turoniense medio). Tiene una tendencia transgresivo-regresiva asimétrica, con una extensividad con retrogradación de facies y de secuencias desde el Albiense superior al Turoniense inferior, con una recesión con progradación de facies y de secuencias durante el Turoniense medio, y con las facies más marinas situadas hacia la parte central.

El número de secuencias deposicionales que la componen, el desarrollo relativo de las mismas y los datos bioestratigráficos de sus depósitos, permiten una buena correlación con la carta de ciclos sedimentarios de Haq *et al.* (1988), desde el ciclo UZA-1.5 al ciclo UZA-2.7 (Fig. 2). Las dos discrepancias importantes con dicho documento son: la inclusión en el Surco Ibérico en esta etapa de la secuencia del Al-

biense superior; y que el mayor desarrollo sedimentario aparezca aquí en las secuencias deposicionales basales, pero solo en las zonas de surco. Ambos hechos están originados por la persistencia del Surco Ibérico durante los principios del Cretácico medio y la tectónica sinsedimentaria iniciada en el Oxfordiense.

Es menor la correlación de las secuencias aquí establecidas con las dadas por Grafé y Wiedmann (1993) para la Cuenca Vasco-Cantábrica (Fig. 2), habiendo entre ambas tablas discrepancias en el número de secuencias y la posición de los límites (en la Fig. 2 se ha dibujado la correlación establecida por estos autores entre su carta y la de Haq *et al.*, 1988).

Es mucho menor la posibilidad de correlación de las secuencias aquí establecidas con las dadas por Alonso *et al.* (1993) para la Cordillera Ibérica (Fig. 2) y hay mayores discrepancias en el número de secuencias, en la posición de sus límites (en la Fig. 2, estos se han dibujado sobre la distribución de la unidades litoestratigráficas en las secuencias aquí establecidas) y en la posición del límite de las secuencias mayores (megasecuencias y secuencias de 2º orden). Las líneas oblicuas en este último caso son la consecuencia de una distinta interpretación de: los patrones de apilamiento; de la diacronía de algunos límites de unidades litoestratigráficas; y quizás también de la distinta asignación de ciertos términos de las sucesiones estratigráficas de algunos afloramientos a las unidades litoestratigráficas.

Durante el Cretácico medio, las variaciones eustáticas van a provocar en el Surco Ibérico el desarrollo de las secuencias deposicionales. Al mismo tiempo, la tectónica va a modificar el límite inferior del ciclo de 2º orden (Ruiz *et al.* 1994), el desarrollo relativo de las secuencias deposicionales inferiores, y a bascular hacia el Norte la cuenca sedimentaria (Vilas *et al.* 1983), para que las transgresiones tethysianas (Albiense superior a Cenomaniense medio) sean sustituidas por las transgresiones Atlánticas (Cenomaniense terminal a Turoniense medio), con un corto y somero episodio de comunicación de ambos dominios durante el Cenomaniense superior (Alonso *et al.* 1987). Este hecho está sin duda relacionado con el cambio del marco tectónico que en el Margen Bético acontece simultáneamente a estos hechos (Vera, 1988).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado en el marco de los Proyectos de Investigación de la DIGICYT nº PB90-0086 y PB93-0191

(Instituto de Geología Económica, CSIC-UCM).

Referencias

- Alonso, A.; Floquet, M.; Mas, R. y Meléndez, A. (1993). *Cretaceous Carbonate Platforms. A.A.P.G. Mem. Special*, 56, 297-313.
- Floquet, M., (1991). *Mem. Geol. Univ. Dijon*, 14, 925 p.
- García, A. (1977). *Seminari. Estratigr. (ser. monogr.)*, 1, 130 p.
- García, A., M. Segura, A. Calonge y B. Carenas (1989). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 2, 3-4, 303-333, Madrid.
- García, A., Segura, M., Carenas, B. y Pérez, P. (1987). *Mém. Géol. Univ. Dijon*, 11, 81-89.
- García, A.; Segura, M.; García-Hidalgo, J.F. y Carenas, B. (1993). *Cretaceous Carbonate Platforms. A.A.P.G. Mem. sp.*, 56, 255-269
- Gil, J. (1993). Tesis de Licenciatura, Univ. Compl. Madrid, 241 p.
- Gil, J.; García, A. y Segura, M. (1993). *Geogaceta*, 13, 43-45.
- Gimenez, R., Martín-Chivelet, J. y Pérez-Arlucea, M. (1991). *III Col. Cret. Esp.*, 32.
- Gräfe, K.-U. and Wiedmann, J. (1993). *Geol. Rundschau*, 82, 327-361.
- Haq B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R., 1988. *Sea-Level Changes: an integrated approach*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 42: 71-108.
- Martín-Chivelet, J. (1995). *Jour. Sed. Res.*, 65-2, 235-254.
- Mojica, J. y Wiedmann, J. (1977). *Eclog. Geol. Helvet.*, 70, 739-759.
- Ruiz, G. (1993). *Geogaceta*, 13, 110-112
- Ruiz, G. (1996). Tesis doctoral. Univ. Compl. Madrid, 187 p
- Ruiz, G., Segura, M. y García-Hidalgo, J.F. (1994). *Geol. Mediterr.*, 21 (3-4), 163-166.
- Segura, M. (1982). Tesis doctoral. Univ. Compl. Madrid, 422 p.
- Segura, M.; García-Hidalgo, J.F.; Carenas B. y García A. (1993). *Cretaceous Carbonate Platforms. A.A.P.G. Mem. sp.*, 56, 283-296
- Vera, J.A. (1988). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 1 (3-4), 373-391.
- Vilas, L.; Mas, J.R.; García, A.; Arias, C.; Alonso, A.; Meléndez, N. y Rincon, R. (1982). *El Cretácico de España*, 457-514.
- Wiedmann, J. (1979). *Cuad. Geol. Ibérica*, 5, 127-214.