

## Rangos en la ciclicidad de la Formación Calizas de Aras de Alpuente (Albense superior-Cenomanense inferior) en el sector central de la Cordillera Ibérica

B. CARENAS<sup>(1)</sup>, A. GARCÍA<sup>(2)</sup>, M. SEGURA<sup>(3)</sup> y P. PÉREZ DEL CAMPO<sup>(4)</sup>

(1) Dpto. Química Agrícola, Geología y Geoquímica y Esc. Univ. Prof. EGB «Santa María», Univ. Autón. Madrid.

(2) Dpto. Estratigrafía, Univ. Complutense Madrid.

(3) Dpto. Geología, Univ. Alcalá de Henares.

(4) Dir. Obr. Nueva, RENFE, Madrid.

### RESUMEN

En los depósitos del Albense superior-Cenomanense medio del sector central de la Cordillera Ibérica, pueden diferenciarse cuatro impulsos transgresivos representados por cuatro mesosecuencias deposicionales, cuyos términos superiores más marinos dan lugar a cuatro miembros carbonatados.

Dentro de cada una de estas mesosecuencias deposicionales es posible distinguir dos o más impulsos transgresivos menores que dan como resultado la presencia de secuencias deposicionales de rango inferior, hasta llegar a las secuencias sedimentarias métricas o decimétricas.

De estos rangos de ciclicidad, los mayores tienen una tendencia transgresiva y pueden seguirse en una extensión considerable de la cuenca sedimentaria. Por el contrario, el rango más pequeño de ciclicidad presenta una tendencia variable según los afloramientos.

*Palabras clave:* Secuencias deposicionales. Ciclicidad. Cretácico medio. Cordillera Ibérica.

### ABSTRACT

In the Upper Albian-Middle Cenomanian deposit from the central area of the Iberian Ranges they can be distinguished four transgressive impulses represented by four depositional mesosequences, with the upper terms, more marine, forming four carbonate members easily observable at the beginning of «Puerto de Villarroya», «Estenas», «Bicuerca» and at the top of «Puerto de Rambla del Val».

In this way, and in some places, in each one of these depositional mesosequences it is possible to distinguish two or more transgressive impulses with a lower range. At last, they can be identified sedimentary sequences with a meter and decimeter scale.

The larger cycles have a positive trend and can be traced in a considerable area of the sedimentary basin. On the other hand, the smaller cyclicity range has a variable trend dealing with the outcrops.

*Key words:* Depositional sequences. Cyclicity. Middle Cretaceous. Iberian Ranges.

### INTRODUCCIÓN

La Formación Calizas de Aras de Alpuente, está constituida por los depósitos marinos proximales y litóclastos (carbonatados y mixtos) del Albense superior-Cenomanense inferior, que representan una transgresión extensiva del mar del Tethys sobre el Macizo Ibérico, por la que comienza la megasecuencia deposicional albense superior-cenomanense medio.

La correlación de más de treinta columnas estratigráficas levantadas en estos materiales han revelado la posibilidad de establecer pequeños intervalos de la columna correlacionables en extensas áreas, mediante el análisis de la secuencialidad y sobre la base de las tendencias evolutivas y las discontinuidades sedimentarias.

### RANGOS MAYORES DE CICLICIDAD EN EL CRETÁCICO MEDIO

Entre las calizas en «Facies Urgoniana», o los depósitos terrígenos sedimentológicamente relacionados con ellas (como son la Formación de Lignitos de Escucha) y las calizas fácilmente identificables del Senonense, se intercalan en casi todo el ámbito de la Cordillera Ibérica (fig. 1), un variado conjunto de materiales depositados en medios que van, desde fluviales a plataformas externas y en los que se ha definido un gran número de unidades litoestratigráficas.

Estos materiales comprendidos en su totalidad dentro del Cretácico medio, se pueden considerar al menos provisionalmente, tanto por el tiempo geológico que re-

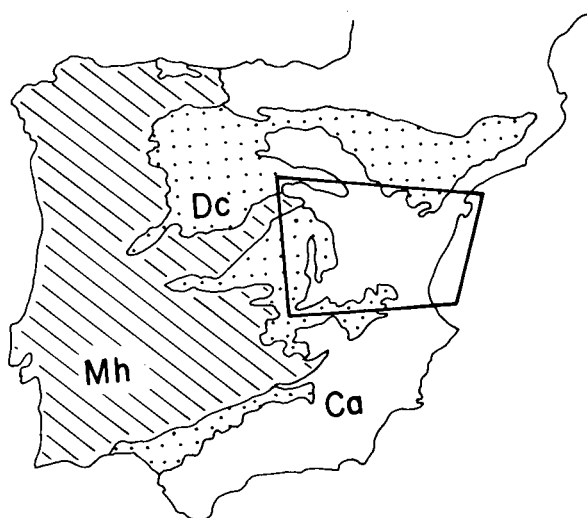


Figura 1. - Localización del área estudiada. Mh, Macizo Hercínico; Ca, Cordilleras Alpinas; Dc, Depresiones Cenozoicas.

Figure 1. - Studied area localization. Mh, Hercynic Massif; C, Alpine Ranges; Dc, Cenozoic basins.

presentan (16 m.a.), como por la importancia de las discontinuidades que las separan de las calizas «Urgonianas» o «Senonenses», como un *superciclo* siguiendo la nomenclatura de Vail *et al.* (1977). Este superciclo consta de dos *ciclos* (fig. 2), siguiendo igualmente la nomenclatura de estos autores, separados entre sí también por una importante discontinuidad de edad Cenomanense medio, que si bien puede ser difícilmente identificable en algunos puntos sobre el terreno, supone un cambio importante tanto en el tipo de sedimentación como en la paleogeografía de la Cordillera Ibérica y ha sido identificada en numerosos lugares del mundo (Reyment & Bengston, 1985). La existencia de esta discontinuidad así como la gran importancia y extensión que en un principio parece tener, nos lleva a establecer provisionalmente este superciclo, en tanto que no se pueda jerarquizar la importancia de las discontinuidades y del registro sedimentario en otros superciclos, con los ciclos infra y suprayacentes.

El primero de estos ciclos, de edad Albense superior-Cenomanense medio representa unos 10 m.a., se trata de un ciclo transgresivo-regresivo que comprende al Este de la zona estudiada unos 450 m de sedimentos formados por arenas en la base, sobre las que descansa una alternancia de calizas y margas y dolomías al techo, quedando delimitados por dos importantes discontinuidades.

La discontinuidad basal, que en la Cordillera Ibérica se sitúa en el Albense medio, da lugar en el conjunto de la cuenca, a una discordancia de las arenas basales, que se apoyan según las regiones sobre distintos depósitos del Cretácico inferior, Jurásico o incluso Triásico, que se encontraban ya localmente plegados o fracturados al sedimentarse estos materiales.

La discontinuidad superior separa los sedimentos del Cenomanense medio, relacionados con la sedimentación tethisiana, de los sedimentos del Cenomanense superior-Turonense inferior, depositados en relación con la cuenca protoatlántica (García *et al.*, 1987), los cuales corresponden a un rápido y generalizado proceso transgresivo del mar habiendo sido considerado como una discordancia en la Serranía de Cuenca por Segura y García (1984).

En estos sedimentos han sido definidas las Formaciones: Arenas de Utrillas (Aguilar *et al.*, 1977), Calizas, Margas y Areniscas de Sácaras (Vilas *et al.*, 1982), Arenas, Arcillas y Calizas de Santa María de las Hoyas (Alonso *et al.*, 1982), Calizas de Aras de Alpuente (Vilas *et al.*, 1982), Margas de Chera (Vilas *et al.*, 1982), Dolomías de Alatoz (Vilas *et al.*, 1982), Dolomías tableadas de Villa de Vés (Vilas *et al.*, 1982), Calizas dolomíticas de Nuévalos (Alonso *et al.*, 1982), Calizas y Margas de Mosqueruela (Canerot, 1982) y parte de la Formación Dolomías del Barranco de los Degollados (Canerot, 1982).

La equivalencia entre las formaciones definidas en el Maestrazgo y las definidas en la Cordillera Ibérica no está aún totalmente establecida, pudiéndose correlacionar, en general, la parte superior de las Dolomías tableadas de Villa de Vés con la Formación Calizas dolomíticas de Nuévalos y con la base de la Formación Dolomías del Barranco de los Degollados y la parte inferior de las Dolomías tableadas de Villa de Vés, más las Formaciones Dolomías de Alatoz y Margas de Chera, con el Miembro superior de la Formación Calizas y Margas de Mosqueruela (Miembro Margas y Calizas del Puerto de Villarroya), los Miembros Calizas de la Bicuerca y Margas de Losilla y posiblemente la parte superior del Miembro Calizas de Estenas, al Miembro medio (Miembro Margas y Calizas de Pinarueco) y el Miembro inferior, en parte con el Miembro Calizas de Estenas.

Por otra parte, el tránsito entre los materiales terrígenos y carbonatados y por tanto la equivalencia entre las formaciones definidas en ambos, ha sido analizado en el ámbito de toda la cuenca Ibérica por García *et al.* (1987) y es consecuencia de un cambio lateral de facies en el que los sedimentos carbonatados pasan por su base y hacia el Oeste a sedimentos terrígenos con influencia continental, ya que es consecuencia de una compleja

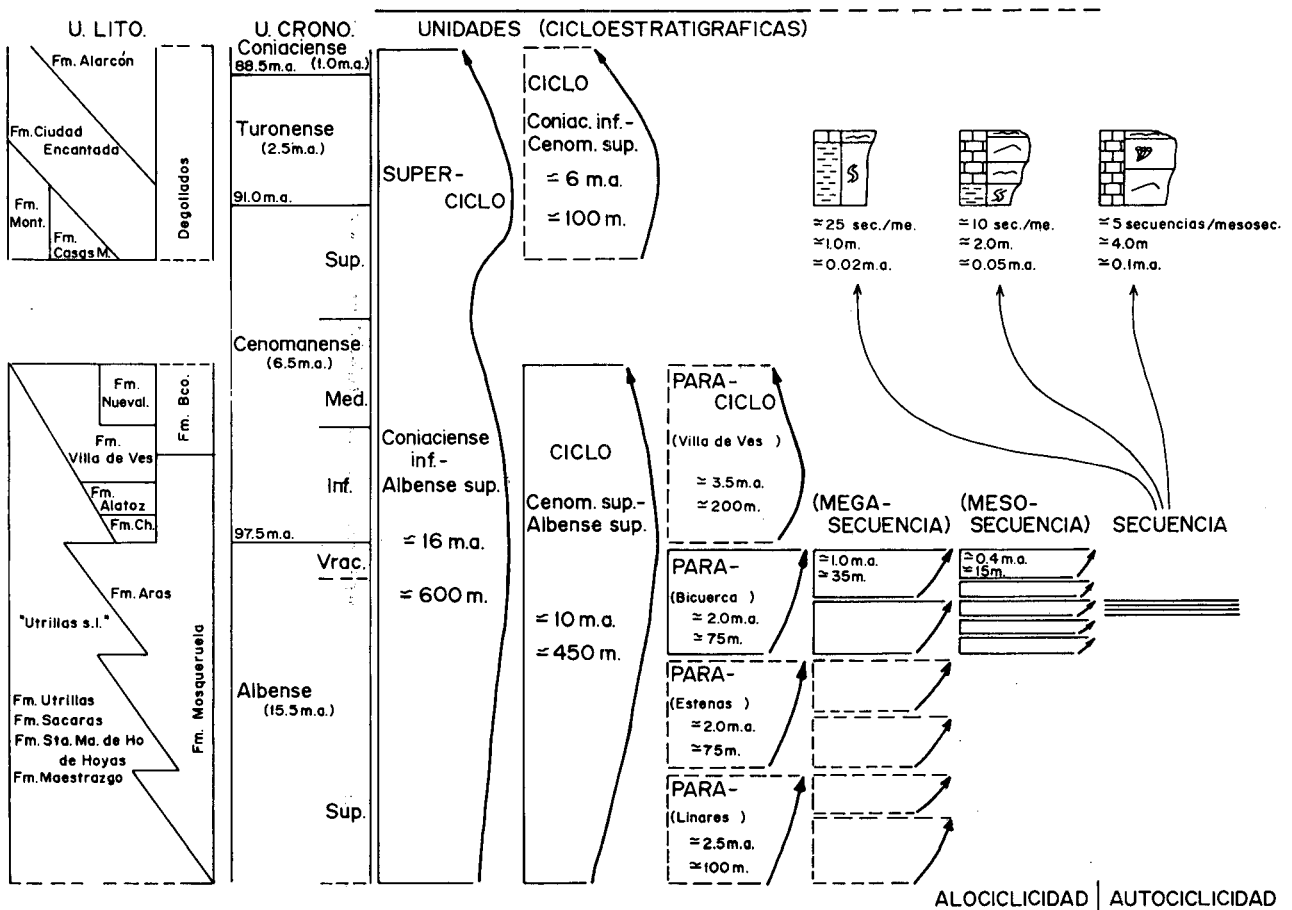


Figura 2. - Cuadro resumen de las unidades cicloestratigráficas propuestas y su relación con las unidades lito y cronoestratigráficas actualmente establecidas en la Cordillera Ibérica.

Figure 2. - Suggested cyclostratigraphic units summary graph and their relation with the lithostratigraphic and chronostratigraphic units proposed for the Iberian Range at present.

transgresión de origen tethisiano que recubrió progresivamente el margen oriental Ibérico de Este a Oeste, comenzando a partir del Cenomanense inferior una lenta regresión hasta el Cenomanense medio.

### RANGOS DE CICLICIDAD EN LA FORMACIÓN ARAS DE ALPUENTE

El ciclo Albense superior-Cenomanense medio se subdivide en cuatro unidades, *paraciclos* según la nomenclatura de Vail *et al.* (1977), separados por discontinuidades estratigráficas de menor rango que las anteriores, las cuales, en detalle, se presentan como costras ferruginosas en los materiales infrayacentes.

El *primer paraciclo* (fig. 2), de edad Albense superior (podría incluir el techo del Albense medio), abarca 2,5 m.a., es un episodio transgresivo que se encuentra representado únicamente en el sector más oriental de la plataforma levantina (en el sector del Maestrazgo), observándose fácilmente en la región de Linares de Mora. Tiene una potencia máxima de 100 m. Comprende parte del Miembro inferior de la Formación Calizas y Margas de Mosqueruela (Miembro Calizas de Cuarto Pelado) que pasan lateralmente hacia el Oeste a la Formación Arenas de Utrillas).

El *segundo paraciclo* (fig. 2), de edad Albense superior, comprende aproximadamente 2 m.a., es también transgresivo y abarca un sector más amplio de la cuenca

que el anterior pero todavía limitado al sector Este de la Cordillera Ibérica y del Maestrazgo, pudiéndose observar bien en la región de Estenas. Tiene una potencia máxima de unos 75 m y está formado en la Cordillera Ibérica suroccidental por el Miembro inferior de la Formación Calizas de Aras de Alpuente (Mb. Calizas de Estenas) y en el Maestrazgo por parte de la Formación Calizas de Mosqueruela. Todos estos materiales, como en el caso anterior, pasan lateralmente hacia el Oeste a la Formación Arenas de Utrillas.

El *tercer paraciclo* (fig. 2), de edad Albense superior-Vraconiense, abarca también unos dos millones de años, es un ciclo transgresivo y mucho más extensivo que los anteriores, estando representado en la mayor parte de la Cordillera Ibérica suroccidental y en el Maestrazgo, por lo que se puede observar fácilmente en numerosos lugares (como en la Sierra de la Bicuerca, en Utiel). Tiene una potencia máxima de 75 metros y comprende en el sector suroccidental de la Cordillera Ibérica los Miembros Margas de Losilla y Calizas de la Bicuerca, de la Formación Calizas de Aras de Alpuente y en el Maestrazgo, en parte el Miembro medio (Mb. Margas y Calizas de Pinarueco) de la Formación Calizas y Margas de Mosqueruela.

El *cuarto paraciclo* (fig. 2), de edad Cenomanense inferior-medio, abarca aproximadamente 3.5 m.a. y es el más extensivo de los cuatro, llegando a ocupar toda la plataforma levantina. Comienza por una etapa transgresiva a la que sigue un amplio período regresivo. Dada su extensión son numerosos los lugares donde puede observarse, como es el caso de la región de Villa de Vés. Tiene un espesor máximo de 200 m y está constituido en el sector suroccidental de la Cordillera Ibérica por las Formaciones Margas de Chera, Dolomías de Alatoz y Dolomías tableadas de Villa de Vés, en el Maestrazgo por el Miembro superior de la Formación Calizas y margas de Mosqueruela y la parte inferior de la Formación Dolomías del Barranco de los Degollados y en el sector central de la Cordillera Ibérica por las Formaciones Calizas dolomíticas de Nuévalos y Arenas, Arcillas y Calizas de Santa María de las Hoyas. Todas estas formaciones pasan hacia el borde de la cuenca a la Formación de Arenas de Utrillas.

En la región estudiada, los tres paraciclos inferiores constan de dos *megasecuencias* transgresivas formadas por margas en la base que pasan a calcarenitas con pequeñas intercalaciones de margas y terminan en una costra ferruginosa formada durante la interrupción sedimentaria. La discontinuidad que separa estos dos *megasecuencias*, aunque de menor orden que las anteriores, también está generalizada en toda el área estudiada

de la Cordillera Ibérica siendo menos importante hacia el Este, donde en algunos casos pudiera llegar a representar sólo una breve interrupción en el proceso sedimentario.

Por su gran extensión de afloramiento, es el tercer paraciclo (formado por los Miembros Margas de Losilla y Calizas de la Bicuerca) del que más datos disponemos. Consta en toda este área de dos *megasecuencias* transgresivas (fig. 2), de unos 35 m de espesor, a las que se puede atribuir aproximadamente un tiempo de sedimentación de un millón de años. Ambas *megasecuencias* comienzan por margas o calizas margosas en la base y pasan hacia el techo a calcarenitas, estando en la *megasecuencia* inferior más desarrollados los tramos margosos, llegando a quedar el tramo calcáreo reducido a una pequeña barra de calizas grises. En la *megasecuencia* superior, es por el contrario el tramo calcáreo el más desarrollado, dando en el paisaje una gran barra (formada por la parte superior del Miembro Calizas de la Bicuerca).

Cada una de estas *megasecuencias* se subdivide a su vez en un pequeño número de *mesosecuencias* (fig. 2), tres y dos respectivamente en el caso de las *megasecuencias* anteriores. Su potencia oscila entre 5 y 25 metros y posiblemente representan intervalos de tiempo que van de los 0,2 a los 0,6 m.a.

En general, se observa una tendencia a que las *mesosecuencias* sean más potentes hacia el techo de las *megasecuencias*. También, comúnmente, son más potentes las *mesosecuencias* de la parte alta del paraciclo. Por ello, en los espesores de las distintas *mesosecuencias*, están reflejados de alguna forma las tendencias evolutivas de las *megasecuencias* y de los paraciclos (fig. 2).

Las *mesosecuencias* están formadas en la base por depósitos de baja energía (limos, margas calizas margosas, etc...), en ocasiones bioturbadas y, al techo, por depósitos de alta energía con estructuras tractivas de acumulación (ripples y megariipples), semejantes a las *secuencias* calcareníticas de James (1979).

El límite entre las *mesosecuencias* son discontinuidades, probablemente de mayor rango que el estrictamente sedimentológico: separan depósitos de características diferentes. En algunos afloramientos se encuentran a su techo costras ferruginosas bien desarrolladas que, suponen, en general, una ruptura importante en la evolución del registro sedimentario, pudiendo cambiar mucho el tipo de sedimentos de una *mesosecuencia* a la siguiente y son correlacionables, por lo menos, en extensas áreas de la cuenca.

En cada *mesosecuencia*, se pueden reconocer un número variable de *secuencias elementales*, que no son sub-

divisibles en unidades evolutivas menores, pero sí en términos litológicos.

Estas secuencias son de variable litología, pudiéndose diferenciar tres tipos básicos:

La primera, con un término basal, generalmente muy desarrollado, formado por dolomías o calizas margosas, intensamente bioturbadas y en algunos casos con moldes de grandes bivalvos; les suceden, un término de calcarenitas con ripples. Se interpreta esta asociación como una secuencia fangosa, James (1979), depositada en un lagoon o una llanura de marea.

El segundo tipo está formado por una sucesión de margas bioturbadas con bivalvos, calcarenitas con ripples y calcarenitas con megaripples, pudiendo acabar con un pequeño tramo de calcarenitas con ripples que a su techo presenta una superficie de bioturbación. Se interpreta como depósitos de barras sublitorales.

El tercer tipo de secuencias está formado en la base por calcarenitas con estructuras tractivas de acumulación (ripples y megaripples) a los que suceden bancos de rudistas. Se interpretan como depósitos de barras de plataforma con un carácter marcadamente más marino que las anteriores.

Puede calcularse el número teórico de secuencias de cada tipo que forman una mesosecuencia. Aunque normalmente cada mesosecuencia está formada por dos o más tipos de secuencias, cada tipo de secuencia presenta un espesor promedio más o menos característico y también el espesor medio de cada mesosecuencia es bastante constante en extensas áreas. Así se ha obtenido para esta zona de la cuenca, un valor promedio de 25 secuencias de depósito de lagoon, 10 de barras sublitorales y 5 de barras de plataforma con rudistas, por cada mesosecuencia.

Considerando que la duración promedio de cada mesosecuencia es de 0,4 m.a., se obtiene un valor promedio de 20.000 años para cada secuencia de lagoon, 50.000 años por cada secuencia de barras sublitorales y 100.000 años por cada secuencia de plataforma con rudistas.

Los valores de tiempo calculados hasta aquí hay que considerarlos con cierta cautela, ya que la cronoestratigrafía de estos materiales está basada en las escalas bioestratigráficas de foraminíferos bentónicos, y la cronología absoluta (que en este caso implica siempre un margen de error) tomada de Harland *et al.* (1982).

En segundo lugar los valores de tiempo indicados para cada rango de ciclicidad, corresponden a tiempo estratigráfico, esto es, el tiempo de formación del sedimento más el tiempo de interrupción sedimentaria (o detención de la sedimentación) infra o suprayacente.

## EXTENSIÓN LATERAL DE LOS DISTINTOS RANGOS DE LA CICLICIDAD

La extensión lateral de cada uno de los rangos de ciclicidad aquí considerados es posiblemente variable, pero en el área estudiada todas ellas, excepto las secuencias parecen ser identificables. Los paraciclos se reconocen en toda la zona de la Cordillera Ibérica y en el Maestrazgo. Las megasecuencias también pueden reconocerse en esta misma zona, siendo su identificación más difícil cuando estos materiales presentan sus facies más marginales. Las mesosecuencias se han podido reconocer en extensas áreas estudiadas con detalle, aunque por ahora no existe la certeza de su identificación en toda la región. En cualquier caso este parece ser el último rango de ciclicidad correlacionable dentro de la cuenca, ya que la secuencia elemental varía con rapidez de unos puntos a otros tanto en su tipología como en su número.

También es de resaltar que el número de mesosecuencias dentro de una unidad de rango mayor permanece constante aunque todo el conjunto varíe de facies (lo que implica cambios de medio sedimentario), pero no sucede lo mismo con el número de secuencias dentro de una mesosecuencia, lo que sugiere que las causas que dan lugar a las mesosecuencias o a las de mayor rango son de más amplitud que las de un concreto medio sedimentario. Luego cabe hablar de alociclicidad en el sentido de Beerbower (1964) y de autociclicidad para las sucesiones de secuencias elementales.

Por último, los rangos de ciclicidad que van de superciclo a paraciclo, han sido utilizados como *unidades estratigráficas evolutivas* (cicloestratigráficas, etc...), y a la vista de los datos aquí expuestos, también pudieran ser utilizados (al menos en este área y en esta parte del registro estratigráfico), el rango de megasecuencia y muy probablemente también el de mesosecuencia.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco del Proyecto nº 452, CAICYT, Inst. Geol. Económica-CSIC-UCM.

## BIBLIOGRAFÍA

- AGUILAR, M.J., RAMÍREZ, J.A. 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 Geol.*, 27: 497-512.
- ALONSO, A., FLOQUET, M., MELÉNDEZ, A. y SALOMON, J., 1982: Cameros-Castilla. In *El Cretácico de España*, 345-387. Univ. Complutense Madrid.
- BEERBOWER, J.R., 1964: Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in Alluvial plain sedimentation. *Kansas Geol. Surv. Bull.*, 169: 31-42.

- CANEROT, J., 1982: Ibérica central y Maestrazgo. In *El Cretácico de España*. 277-344. Univ. Complutense Madrid.
- GARCÍA, A., SEGURA, M., CARENAS, B. y PÉREZ, P., 1987: Transgressions, discontinuités, eustatisme et tectonique dans le Crétacé moyen du secteur central de la Chaîne Ibérique (Espagne). *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*, 11: 81-89.
- GARCÍA, A., SEGURA, M., CARENAS, B., PÉREZ, P. y CALONGE, A., 1988: Las capas de margas verdes del Cenomanense de la zona central de la Cadena Ibérica: su significado en la evolución de la Plataforma Levantina. *Acta Geol. Hispanica*.
- HARLAND, JAMES, N.P., 1979: Facies models. 11: Reefs. In R.G. Walker ed. *Facies Models, Geoscience Canada Reprint Series*, 1: 121-132.
- REYMENT, R.A. y BENGTON, P. comp, 1985: Mid Cretaceous Events, report on results 1974-1983. *Publ. Palaeont. Inst. Univ. Uppsala*, sp. 5: 1-132.
- SEGURA, M. y GARCÍA, A., 1984: La transgresión Cenomanense en el sector septentrional de la Serranía de Cuenca (Provincias de Cuenca y Guadalajara, Cordillera Ibérica). *Acta Geol. Hispanica*, 20.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M. Jr. y THOMPSON, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part. 4, Global cycles or relative changes of sea level» in PAYTON, C.E. ed. «Seismic Stratigraphy». *A.A.P.G. Mem.*, 26: 83-97.
- VILAS, L., MAS, J.R., GARCÍA, A., ARIAS, C., ALONSO, A., MELÉNDEZ, N. y RINCÓN, R., 1982: Ibérica suroccidental. In *El Cretácico de España*. 457-508. Univ. Complutense Madrid.