

Correlación secuencial de los depósitos del Cenomanense inferior y medio del Sistema Central, Cordillera Ibérica y Catalánides

M. SEGURA *, B. CARENAS **, J. GARCÍA-HIDALGO *,
A. GARCÍA ***, N. SORIA *, y J. GIL ***

* *Dpto. Geología, Universidad Alcalá de Henares.
19001 Guadalajara.*

** *Dpto. Quim. Agríc. Geol. y Geoqu., Universidad Autónoma.
28005 Madrid.*

*** *Dpto. Estratigrafía, Universidad Complutense.
28040 Madrid.*

RESUMEN

Se correlaciona detalladamente el Cenomanense inferior y medio a lo largo de una transversal Este-Oeste a la Cuenca Ibérica, desde el Sistema Central hasta las Catalánides, identificándose ocho litosomas con rango de Miembro. Se identifica un conjunto inferior terrígeno, con tres Miembros, y otro superior principalmente dolomítico en el que se distinguen cinco Miembros; se reconoce además la presencia de cuatro Capas de margas (Chera, Pinarueco, Poveda y Pozuel). Este conjunto inferior terrígeno se incluye en la Fm. Arenas de Utrillas, y el conjunto superior dolomítico en la Fm. Dolomías de Cortes de Pallás.

Estos materiales corresponden a dos secuencias deposicionales de 3.^{er} orden: Una basal, solo presente en la zona central, y formada casi exclusivamente por depósitos costeros, que se interpreta en función de datos regionales como una secuencia deposicional menor de 4.^o orden (parasecuencia). Y otra superior, mejor desarrollada y limitada por dos discontinuidades de extensión regional; en esta se pueden diferenciar hasta cuatro secuencias deposicionales menores, de 4.^o orden (parasecuencias), formadas, a su vez, por secuencias de orden menor (5.^o y 6.^o) que permiten interpretar las parasecuencias en términos de Cortejos Sedimentarios, en este caso de 4.^o orden.

La parte superior de los materiales estudiados, principalmente calcárea, se interpreta como un Cortejo Sedimentario transgresivo (TST) y de alto nivel del mar (HST), correspondiente a un ciclo eustático de 3.^{er} orden, el cual estaría compuesto por Cortejos Sedimentarios menores de bajo nivel del mar (LST), transgresivos (TST) y de alto nivel del mar (HST) de 4.^o orden. La parte basal, principalmente margosa, se interpreta en parte, como el Cortejo de bajo nivel del mar (LST) que corresponde al ciclo de 3.^{er} Orden descrito anteriormente y en parte, al borde de un HST de 3.^{er} orden infrayacente, sólo representado aquí por su parte más alta y en facies más somera.

Palabras clave: Unidades litoestratigráficas, Secuencias deposicionales, Estratigrafía secuencial, Cenomanense, Sistema Central, Cordillera Ibérica, Catalánides.

ABSTRACT

This paper deals with a detailed correlation of the Lower-Middle Cenomanian sediments along an East-West section of the Iberian Basin from the Central System to the Catalanian Ranges, where eight distinct lithosomes (Members) have been distinguished. The base is composed of terrigenous sediments of the Utrillas Formation including three Members, and the marly and dolomitic Cortes de Pallás Formation, at the top, includes another five Members; besides four marly Beds (Chera, Pinarueco, Poveda and Pozuel) have been also distinguished.

The entire succession is interpreted as composed by two 3rd order Depositional Sequences, each bounded by regional discontinuities. The basal Sequence appears only in the central zone being composed exclusively by coastal sediments; it is interpreted as formed by a single parasequence of a Highstand System Tract (HST) well-developed in other areas of the basin (Maestrazgo). The upper Sequence is composed of four parasequences, being represented a Lowstand (LST), a Transgressive (TST) and a Highstand System Tracts (HST).

Parasequences are also composed of minor-order sequences (4th and 5th), whose arrangement clearly suggest an interpretation based on System Tracts concepts; thus, there is 4th order LST, TST and HST superimposed to the 3rd order Systems Tracts, being possible that a 4th order LST be included in a 3rd order HST.

Key words: Lithostratigraphic units. Depositional sequences. Sequential stratigraphy. Cenomanian. Central System. Iberian Ranges. Catalanian Ranges.

INTRODUCCIÓN

Entre el borde Sur del Sistema Central y las Catalánides, el Cretácico aflora principalmente a favor de las grandes estructuras de dirección NW-SE que configuran la Cordillera Ibérica. Estos materiales presentan afloramientos muy continuos en los márgenes de las grandes estructuras anticlinales, mientras que forman solo algunas pequeñas muelas aisladas entre estas bandas. Esta disposición solo se ve alterada en el borde Sur del Sistema Central y al Norte del Maestrazgo, donde el Cretácico aflora según una dirección aproximada Este-Oeste.

Este modo de disponerse los afloramientos del Cretácico superior, ha propiciado que los trabajos regionales realizados hasta ahora, se centren principalmente en el estudio de cada una de estas bandas de afloramientos: Sistema Central (Gil *et al.*, 1993); la región de Sigüenza-Molina de Aragón (Segura, 1982 y Segura *et al.*, 1985); el sector de Alhama de Aragón (Meléndez, 1983 y Floquet, 1991); el Bajo Aragón (Meléndez *et al.*, 1985); Catalánides (Robles, 1975, Cadillac y Canerot, 1978); etc. Por el contrario, son escasos los trabajos que han abordado el estudio de los pequeños afloramientos aislados que se sitúan entre estas áreas, o la correlación entre algunas de estas zonas (Villena, 1971, Foquet *et al.*, 1982).

Es precisamente la correlación detallada de las distintas sucesiones sedimentarias del Cenomanense inferior-medio, que afloran en cada una de esas zonas, siguiendo una dirección Este-Oeste, uno de los objetivos de este trabajo (Fig. 1). Dicha correlación es la base para reconstruir la arquitectura deposicional de la plataforma que se desarrolló en el Surco Ibérico y de la cual se han reconstruido ya otras tres secciones con direcciones NW-SE y SW-NE, por zonas más centrales de la cuenca (García *et al.*, 1987 y García *et al.*, 1989 a). Además de estos dos objetivos, se pretende conocer la disposición relativa y las relaciones existentes entre las unidades litoestratigráficas que lo componen, precisando sus límites y definiendo unos miembros que completan totalmente el cuadro litoestratigráfico del Cenomanense en esta región.

Por último, a partir de los datos anteriores, se describen las unidades evolutivas que nos permiten describir con precisión la historia sedimentaria de estas unidades.

DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES

BORDE MERIDIONAL DEL SISTEMA CENTRAL

En esta zona, los materiales estudiados descansan directamente sobre materiales triásicos. Está formado casi totalmente por facies terrígenas, cuyo

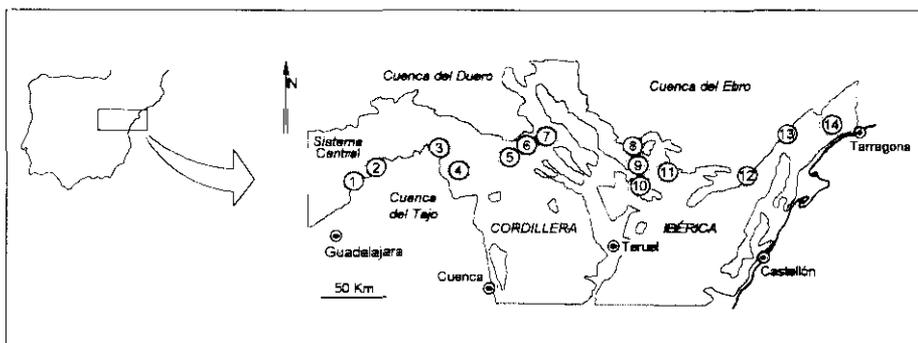


Fig. 1.—Localización del área de estudio, situación de las columnas estratigráficas de las figuras siguientes, y posición de la sección estratigráfica de correlación. 1. Torrelaguna; 2. Tamajón; 3. Sigüenza; 4. Abánades; 5. Anquela del Ducado; 6. Milmarcos; 7. Abantos; 8. Baños de Segura; 9. Huesa del Común; 10. Puerto de San Just; 11. Los Olmos; 12. Embalse de Pena; 13. Prat de Compte; 14. Sierra Llaberia.

Fig. 1.—Location of studied area, stratigraphic sections (1 to 14) and correlation cross profile of figs. 2 to 4. 1. Torrelaguna; 2. Tamajón; 3. Sigüenza; 4. Abánades; 5. Anquela del Ducado; 6. Milmarcos; 7. Abantos; 8. Baños de Segura; 9. Huesa del Común; 10. Puerto de San Just; 11. Los Olmos; 12. Pena reservoir; 13. Prat de Compte; 14. Sierra Llaberia.

espesor aumenta de Oeste a Este, pasando desde poco más 35 m en Tamajón, a casi 100 m en las proximidades de Sigüenza (Gil *et al.*, 1993) (Fig. 2). Son depósitos continentales a costeros, en los que destaca la presencia de costras ferruginosas y niveles edáficos bien desarrollados y con gran continuidad lateral.

Hacia el techo, estos materiales terrígenos pasan a unas dolomías tableadas ocreas y ferruginosas, cuyo espesor oscila entre 4 y 10 m, aumentando también de Oeste a Este. En el tránsito entre ambos conjuntos litológicos, en algunos afloramientos pueden observarse algunos bancos de dolomías arenosas. Estas dolomías se interpretan como los depósitos litorales de una plataforma carbonatada.

Los materiales de esta etapa sedimentaria desaparecen bruscamente al Oeste de Tamajón (Fig. 2), ya que las facies terrígenas que afloran en la región de Torrelaguna-Valdepeñas de la Sierra corresponden al episodio Cenomanense terminal-Turonense (Gil *et al.*, 1993).

RAMA CASTELLANA DE LA CORDILLERA IBÉRICA

Región de Sigüenza

Dentro de esta zona, el Cenomanense inferior-medio descansa: al Norte, sobre las calizas del Lias; y al Sur, sobre el Cretácico inferior en «facies weald»,

que puede ser asignado a la Fm. Calizas de la Huérguina (Segura, 1982). Está formado en la base por arenas gruesas y medias, que pasan verticalmente a arenas finas y limos, en las que se intercalan algunos niveles poco potentes de dolomías tableadas ferruginosas y con bioturbaciones y abundantes estromatolitos. Su potencia oscila entre 80 y 110 m (Fig. 2) Hacia el NW, las arenas gruesas y medias se hacen más potentes, mientras que las intercalaciones dolomíticas aumentan en número y espesor hacia el SE, llegándose a identificar hasta tres niveles (Segura *et al.*, 1985).

Sobre este conjunto terrígeno-carbonático, descansa un tramo formado por dolomías tableadas con laminaciones de algas y bioturbaciones, cuyo espesor aumenta de NW a SE, pasando de 10 m en la región de Sigüenza a algo más de 20 m en Abánades (Fig. 2). Estos materiales se interpretan como depósitos litorales y proximales de una plataforma carbonatada somera (Segura, 1982).

Región de Molina de Aragón

Del mismo modo que en la región anterior, el Cenomanense inferior y medio está formado por arenas gruesas y medias en la base, sobre las que descansa un tramo de arenas finas, limos y margas verdosas con intercalaciones de dolomías (Fig. 2). Estas intercalaciones dolomíticas son correlacionables con las que se observan en el área de Abánades (Segura *et al.*, 1985). Por encima existe también un tramo de dolomías tableadas, con estromatolitos y bioturbaciones, que equivale al tramo superior descrito en las zonas anteriores. Entre ambos conjuntos litológicos, se sitúa un nivel margoso.

RAMA ARAGONESA DE LA CORDILLERA IBÉRICA

Región de Alhama de Aragón

En toda esta región, los materiales del Cenomanense inferior-medio descansan por medio de una discontinuidad sedimentaria sobre un conjunto principalmente arenoso, de difícil atribución, y que salvo sus metros finales, pertenece al Ciclo Urganiano (Aptense-Albense).

Comienza con un tramo arenoso, sobre el que descansa una alternancia de calizas, margas y arenas en la cual hacia el techo desaparecen las arenas, siendo su potencia media 70 m. Como en las zonas anteriores, se reconocen

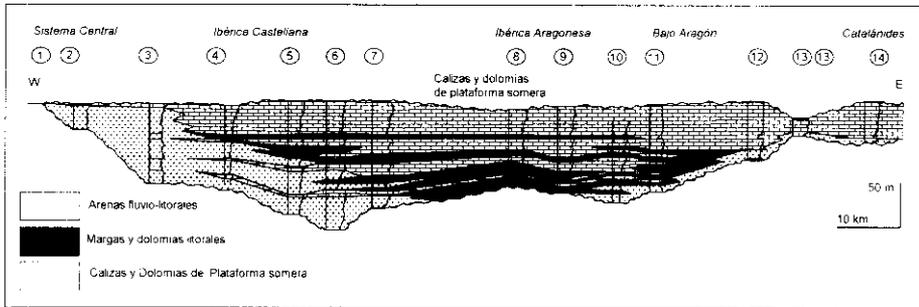


Fig. 2.—Sección estratigráfica del Surco Ibérico para el Cenomanense inferior y medio, reconstruida por correlación secuencial, mostrando la distribución de los tres grandes conjuntos de facies: arenas fluvio-litorales; margas litorales; y calizas y dolomías de plataforma somera.

Fig. 2.—Lower-Middle Cenomanian Iberian Trough cross profile showing distribution of the three major facies: fluvio-littoral sandstones, littoral marls and, shallow platform limestones and dolostones.

intercalaciones carbonatadas con desarrollo de niveles ferruginizados al techo (Soria *et al.*, 1992).

Sobre este conjunto heterolítico, descansan calizas y dolomías en bancos decimétricos cuyo espesor oscila entre 25 y 30 m. Básicamente esta formado por dolomías bioturbadas o con laminaciones de algas en las que se intercalan algunos bancos de calizas, que en la base son pelmicritas con Praealveolinas del Cenomanense medio-alto (Calonge, 1989), y que hacia el techo son micritas.

Región de Baños de Segura-Huesa del Común

En esta zona el Cenomanense inferior-medio descansa sobre el potente conjunto terrígeno de la Fm. Utrillas (*sensu* Hanne, 1930), que al Oeste del anticlinal de Montalban son las Arenas de Utrillas (*sensu* Aguilar *et al.*, 1971), mientras que al Este de esta estructura son los Lignitos de Escucha (*sensu* Aguilar *et al.*, 1971), del Aptense-Albense.

El Cenomanense inferior-medio está constituido por margas verdes con abundantes Ostreidos, calizas bionodulosas y tractivas, y dolomías; las margas son más abundantes hacia la base, mientras que las dolomías predominan a techo (Fig. 2). Los niveles carbonatados tienen una potencia media de 40 m y presentan en su parte superior Praealveolinas del Cenomanense medio alto (Calonge, 1989).

BAJO ARAGÓN-MAESTRAZGO

Unidad de San Just

Se trata de un conjunto alóctono (Guimerá *et al.*, 1990; González *et al.*, 1991) de materiales jurásicos y cretácicos que presentan un desarrollo muy considerable y que aparecen muy tectonizados (Hanne, 1930; Aguilar *et al.*, 1971; Pardo y Villena, 1979).

El Cenomanense inferior-medio descansa en ligera discordancia sobre la Fm. Utrillas (*sensu* Hanne, 1930), y está formado por: un tramo basal de 26 m de margas verdes con ostreidos y alguna intercalación calcárea; 35 m de un conjunto de calizas nodulares, en delgados bancos con intercalaciones de niveles margosos, conteniendo Orbitolínidos y Alveolínidos del Cenomanense inferior y Cenomanense medio bajo (Neumann y Schröder, 1985, Calonge, 1989); y el tramo superior de calizas y dolomías, que aquí no aparece completo (Fig. 2).

Región de los Olmos

El Cenomanense inferior-medio (Fig.2) se apoya sobre los Lignitos de Escucha, comenzando en su base con un pequeño tramo de arenas sobre el que se apoya un tramo constituido por margas con lumaquelas de Ostreidos que presentan intercalaciones de arenas, calizas y dolomías, siendo la última intercalación calcárea la más potente, tiene una potencia total de 45 m; termina con un tramo de 30 m de dolomías tableadas con laminaciones de algas, bioturbaciones, algunos bancos nodulosos y estructuras tractivas.

CATALÁNIDES

Región de Beceite

Sobre las calizas del Jurásico afloran 12 m de arenas con abundantes costas ferruginosas y difícil atribución stratigráfica (Fm. Utrillas *sensu* Hanne), y que al menos en parte, pertenecen al Ciclo Urgoniano. Sobre ellas un conjunto de 40 m de dolomías tableadas en bancos, con estromatolitos, laminaciones de algas y bioturbaciones. La parte inferior de este conjunto dolomítico, es correlacionable con el nivel de *Ictiosarcolites* de la región de Alhama de Aragón.

Región de Gandesa-Sierra Llabería

El Cretácico comienza por un tramo de arenas de reducido espesor, 3 a 8 m. Por encima se sitúan dolomías tableadas con laminaciones de algas y bioturbaciones (Mb. Dolomías tableadas de la Sierra de Llabería, Robles, 1982), que se pueden correlacionar con el tramo dolomítico superior de los afloramientos de la Cordillera Ibérica, (Fig.2) por lo que su edad es Cenomanense medio. A continuación se sitúan los depósitos del ciclo sedimentario Cenomanense superior-Turonense inferior (Calizas con Prealveolinas de la Sierra de Llabería, Robles, 1982).

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

La correlación con criterios puramente litoestratigráficos de los materiales descritos, permite identificar dos conjuntos: uno inferior terrígeno y otro superior carbonatado, que de acuerdo con la propuesta de reorganización de las Unidades Litoestratigráficas de García et al. (1989 a y b) se corresponden con parte de la Fm. Arenas de Utrillas (sensu Hanne, 1930) y a la Fm. Dolomías de Cortes de Pallás (Fig. 3).

Se diferencian ocho litosomas, tres de ellos son total o principalmente terrígenos, y por ello englobables dentro de la Formación Arenas de Utrillas, considerada en su sentido más amplio (sensu Fallot y Bataller, 1927 y Hanne, 1930).

El cuarto está formado por una alternancia de margas y dolomías, y no se corresponde con ninguna de las unidades litoestratigráficas formalmente definidas, para los materiales de esta edad en la Cordillera Ibérica. Los cuatro litosomas superiores, componen a un conjunto fundamentalmente carbonático, en el que existen algunas intercalaciones margosas. Estos cinco litosomas constituyen aquí la Fm. Dolomías de Cortes de Pallás (Fig. 3). Esta última Formación, considerada de esta manera, englobaría unidades anteriormente definidas como las Calizas dolomíticas de Nuevalos (Floquet *et al.*, 1982), la parte inferior de las Dolomías tableadas de Sierra Llabería (Robles, 1982), las Dolomías tableadas de Villa de Vés (Vilas *et al.*, 1982), definida más al Sur, y las Calizas del Puerto de Villarroya (Canerot, 1982), definido en el Maestrageo.

Las diferencias de facies, de ambientes sedimentarios y de afloramiento entre estos litosomas, en el conjunto de la Cordillera Ibérica no son muy acusadas, y son siempre menores que las diferencias de facies respecto a los conjuntos infra y suprayacentes. Por ello, parece razonable considerar cada uno de estos litosomas como miembros, y definir una nueva Formación más am-

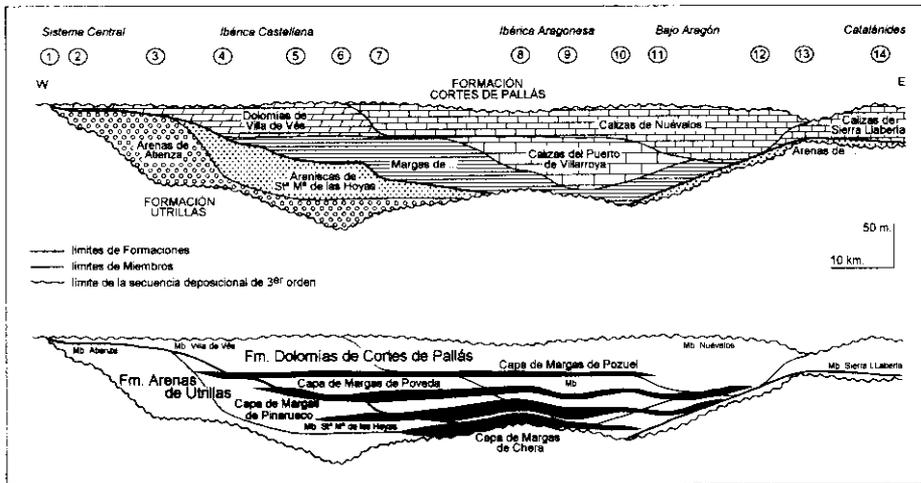


Fig. 3.—Sección estratigráfica del Surco Ibérico para el Cenomanense inferior y medio, reconstruida por correlación secuencial, mostrando la relación espaciotemporal entre las unidades litostratigráficas. Para facilitar la comprensión de la arquitectura estratigráfica del conjunto, las unidades se han desglosado en dos gráficos. En el gráfico superior se ha representado la distribución y relaciones entre las distintas Formaciones y Miembros, litosomas de límites generalmente diacrónicos. En el gráfico inferior se muestra la distribución y relaciones entre las diferentes Capas de Margas, litosomas de límites por lo general isocronos.

Fig. 3.—Lower-Middle Cenomanian lithostratigraphic units along cross profile in Fig. 1 reconstructed by sequential correlation and showing time and spatial relationships between units. In order to facilitate the understanding of the entire stratigraphic architecture, the units have been divided in two sketches: in the upper one shows relationships between Formations and Members whose boundaries are generally diachronous. The lower one shows marly Beds relationships which have isochronous boundaries.

plia válida para toda la Cordillera Ibérica y las Catalánides (y quizás también el Prebético), para la que parece adecuado como estratotipo el afloramiento de Cortes de Pallás, en Valencia (García *et al.*, 1989, a y b).

FORMACIÓN ARENAS DE UTRILLAS (Fallot y Bataller, 1927)

Los materiales terrígenos que forman la base de este ciclo en el Sistema Central, la Cordillera Ibérica Castellana y las Catalánides, pueden incluirse en la Formación Arenas de Utrillas (Fig. 3), estando en estas zonas representados al Oeste por el Miembro que García *et al.* (1989, a y b) proponen denominar Arenas de Atienza y por el Miembro Arenas, Arcillas y Calizas de Santa María

de las Hoyas (Floquet *et al.*, 1982, García *et al.*, 1989 b), originalmente definido como Formación. Para una mejor comprensión de la problemática que actualmente presenta esta Unidad Litoestratigráfica, considerada para el conjunto de la Cordillera Ibérica (véase García *et al.*, 1989 a, p. 307).

MIEMBRO ARENAS DE ATIENZA (nueva unidad)

Está formado por arenas blancas con estratificaciones cruzadas de surco en las que se intercalan niveles de lutitas y arcillas así como algunas costras ferruginosas bien desarrolladas. Su afloramiento más representativo, y por ello, el que se considera como estratotipo, es el Cerro del Padrastro en Atienza (Guadalajara), donde además alcanza su máxima potencia (120 m).

Este Miembro (Fig. 3) está presente en el sector Este del Sistema Central, desapareciendo hacia el Oeste, pasado Tamajón, ya que en la zona de Torrelaguna-Valdepeñas de la Sierra, las arenas que forman la base del Cretácico presentan facies diferentes y ocupan una posición estratigráfica más alta (Gil *et al.*, 1993). Hacia el Este, este Miembro se puede reconocer hasta la Cordillera Ibérica Aragonesa, y por el Sur, aflora a lo largo de la Cordillera Ibérica Castellana hasta la región de Taravilla, en la Serranía del Alto Tajo (Segura *et al.*, 1988).

Su base es una discordancia reconocible a escala regional, ya que estas arenas pasan de apoyarse al Oeste sobre el Triásico (Atienza), a descansar en la zona central sobre el Jurásico (Sigüenza), y más al Este sobre el Cretácico inferior (Segura, 1982).

Su límite superior está marcado por el cambio de facies que supone el paso a las Arenas, Arcillas y Calizas de Santa María de las Hoyas. Por el momento su edad no ha podido determinarse paleontológicamente, ya que sólo contiene algunos restos de plantas ferruginizadas o silicificadas, que carecen de valor cronoestratigráfico. Su correlación secuencial con las facies carbonatadas de áreas más centrales del Surco Ibérico, que contienen grandes foraminíferos, permiten asignarle una edad Cenomanense inferior y medio.

Este Miembro en concreto equivaldría a las Arenas en Facies Utrillas descritas por Schröder (1930), Agueda (1969), Pérez (1971) y Alonso y Villas (1976); también a una parte de las arenas que Segura (1982) y Giménez y Rey (1982) atribuyen a la Formación Arenas de Utrillas, al litosoma inferior descrito por Segura *et al.* (1985) y al litosoma L-5 de Segura *et al.* (1988).

Este Miembro forma parte de la Fm. Utrillas, en el concepto de Fallot y Bataller (1927), en el de Hanne (1930) y en el de Aguilar *et al.* (1971).

MIEMBRO ARENAS, ARCILLAS Y CALIZAS DE SANTA MARÍA DE LAS HOYAS
(Floquet *et al.*, 1982 y García, *et al.*, 1989 a)

Este Miembro, inicialmente definido como Formación Arenas, Arcillas y Calizas de Santa María de las Hoyas por Floquet *et al.* (1982), ha sido considerado posteriormente por García *et al.* (1989 a) como un Miembro de la Formación Arenas de Utrillas, considerada esta última en su sentido más amplio (Hanne, 1930). Esta unidad litoestratigráfica tiene una amplia extensión en la zona central de la Cordillera Ibérica (Fig. 3).

Dado que el estratotipo de esta unidad se ha establecido en la Ibérica Norcastellana, y puesto que por las características del conjunto, la unidad es válida también para la Ibérica Central, se propone como Paraestratotipo el afloramiento de Abánades en Guadalajara, (ver Segura *et al.*, 1985), por ser el más representativo de esta región, y en donde alcanza uno de sus máximos espesores (50 m).

Está formado por una alternancia de arenas finas, arcillas y dolomías con bioturbaciones y laminaciones de algas. Sus principales cambios de facies consisten en un aumento hacia el Este de las arcillas y dolomías y en un incremento hacia el Oeste de los tramos arenosos. Esta unidad está presente en la Cordillera Ibérica Castellana, entre Taravilla y Sigüenza, donde ya había sido reconocida por Segura *et al.* (1988) y en la Cordillera Ibérica Aragonesa, al menos entre Abantos y Embid de Ariza (Zaragoza), en donde ya había sido citada por Meléndez (1983).

Por su base y hacia el Oeste, pasa al Miembro Arenas de Atienza, del que es cambio lateral de facies. Por su techo y hacia el Este, pasa al Mb. Margas y Dolomías de Peñalén, del que también es cambio lateral de facies.

MIEMBRO ARENAS DE ... (sin estratotipo, ni definición)

En el Bajo Aragón y en las Catalánides (Fig. 3), también aparece por debajo de las dolomías del Cenomanense inferior-medio, unos materiales terrígenos que han sido asignados a la Fm. Arenas de Utrillas por Robles (1982), aún reconociendo que «sus caracteres son algo diferentes» (p. 241).

Dado el carácter azoico de estos materiales, así como el hecho de que incluyan abundantes costras ferruginosas, hace difícil precisar si estas arenas, están directamente relacionadas al ciclo Cenomanense inferior-medio, o bien se trata de un cuerpo litológico, formado por la superposición de materiales pertenecientes a las facies más de borde, de los prismas sedimentarios de este y otros ciclos cretácicos precenomanenses, por lo que requiere un trabajo muy detallado, que excede las posibilidades de este estudio, por lo que nos limitamos a exponer su existencia.

FORMACIÓN DOLOMIAS DE CORTES DE PALLÁS
(García *et al.*, 1989 a; pendiente de definición formal)

Dentro de esta Formación se engloban todo el conjunto de dolomías, calizas y margas que forman el Cenomanense inferior-medio en la Cordillera Ibérica (Fig. 3).

En las regiones que aquí se estudian, pueden identificarse dos conjuntos litológicos: uno inferior, en el que predominan las margas, equivalente al descrito por Segura *et al.* (1988); y otro superior, en el que predominan las dolomías y calizas. En este último, ha sido definida la Formación Calizas dolomíticas de Núevalos (Floquet *et al.*, 1982), y reconocidas, al Oeste las Dolomías tableadas de Villa de Vés (Segura, 1982), al SE el Miembro Calizas del Puerto de Villarroya y al NE, las Dolomías tableadas de Sierra LLaibería (Robles, 1982). Esta proliferación de adscripciones, todas ellas razonadas y razonables, para un mismo cuerpo litológico, que se presume paleogeográficamente continuo en su sedimentación, han llevado a que se proponga su inclusión dentro de una unidad más amplia, la Fm. Dolomías de Cortes de Pallás (García *et al.*, 1989 a).

MIEMBRO MARGAS Y DOLOMIAS DE PEÑALÉN (nueva unidad)

Aunque la definición de una nueva unidad va en contra de la idea de agrupar unidades semejantes planteada anteriormente, consideramos que es necesario definir este nuevo miembro ya que al incluir dentro de la Formación Arenas de Utrillas (considerada en su sentido más amplio), las Arenas, Arcillas y Calizas de Santa María de las Hoyas, no es posible incluir en ellas un conjunto de materiales también heterolíticos, pero fundamentalmente margosos y calizos que constituyen el borde de las plataformas carbonatadas del Cenomanense en el Surco Ibérico, ya que por su naturaleza principalmente carbonática no pueden incluirse en las arenas de Utrillas.

Este litosoma ya ha sido identificado, además de en la zona objeto de este trabajo, al Sur, entre Sacecorbo y las proximidades de Cuenca (Segura *et al.*, 1988, unidad L-3). En ese trabajo, ya se le denomina informalmente a este litosoma como «Miembro Margas y Dolomías de ...», ya que se consideraba que no era esa, la zona donde esta mejor representada. También ha sido cartografiado en la región de Alhama por Del Olmo *et al.* (1983), una unidad equivalente a la que denominan margas y calizas con Ostreidos.

Esta unidad litoestratigráfica, está compuesta fundamentalmente por margas verdes y grises, con intercalaciones de dolomías y calizas dolomitiza-

das, en bancos masivos o bioturbados, y de calizas también en bancos decimétricos, que localmente contienen Rudistas o Foraminíferos bentónicos. Muy localmente puede presentar alguna delgada intercalación arenosa. Su espesor disminuye hacia el Oeste, no estando representada en el Sistema Central.

Contiene frecuentes restos fósiles, principalmente Pelecípodos, y grandes Foraminíferos que han permitido datarla como Cenomanense inferior y medio (Calonge, 1989).

Está poco desarrollada en la Cordillera Ibérica Castellana, donde se apoya sobre el Mb. Arenas de Santa María de las Hoyas, al cual pasa por cambio lateral de facies por su base, al ir aumentando el número y la potencia de las intercalaciones arenosas. Hacia el Este se extiende por el Bajo Aragón, pasando en parte lateralmente, al Mb. Calizas del Puerto de Villarroya (Canerot, 1982). La potencia máxima con la que esta representada es de 40 m.

MIEMBRO CALIZAS DEL PUERTO DE VILLARROYA (Canerot, 1982; García *et al.*, 1989a)

Este Miembro inicialmente definido por Canerot (1982) en el Maestrazgo, ha sido también considerado como Miembro por García *et al.* (1989 a), en su propuesta de Unidades Litoestratigráficas a utilizar para todo el Albense superior-Cenomanense de la Cordillera Ibérica, con ligeras modificaciones, ya que excluyen el nivel de margas inferior y la primera barra calcárea, pues esta última se incorpora a la Fm Calizas de Aras de Alpuente, ya que presenta las mismas características que en el área tipo y las margas se incorporan a la capa de Margas de Chera.

En la zona objeto de este estudio, está formado por calizas parcialmente dolomitizadas en bancos decimétricos, en las que alternan los tramos nodulosos con grandes Pelecípodos y los bancos tabulares de origen tráctivo. Presentan grandes Foraminíferos entre los que se reconocen Orbitolinas y Prealveolinas del Cenomanense inferior-medio.

Dentro de esta zona, este Miembro solo está representado al Este de la Cordillera Ibérica Aragonesa y en el bajo Aragón, alcanzando su mayor desarrollo en las sucesiones sedimentarias orientales del anticlinorio de Montalbán, donde puede superar los 50 m de espesor (Figs. 2 y 3).

Esta unidad desaparece lateralmente, al pasar hacia el Oeste al Mb. Margas y Dolomías de Peñalén, y hacia el Este y por su parte superior al Mb. Calizas dolomíticas de Nuevalos.

MIEMBRO DOLOMÍAS TABLEADAS DE VILLA DE VÉS
(Vilas *et al.*, 1982; García *et al.*, 1989 a)

Está formado por dolomías en bancos de 0,2 a 0,4 m, en las que localmente se observan laminaciones de algas, bioturbaciones, o sombras de bioclastos. Este Miembro se reconoce claramente desde el Oeste de la zona estudiada, estando presente desde Tamajón (borde S del Sistema Central, Gil *et al.*, 1993), hasta la región de Molina de Aragón (Milmarcos), donde pasa gradualmente al Mb. Calizas dolomíticas de Nuevalos presentes en la Cordillera Ibérica Aragonesa. Su potencia varía desde los 30 m de la columna de Abánades, hasta los pocos más de 2 m que presenta en el borde Sur del Sistema Central (desde Pálmaces hasta Tamajón, Figs. 2 y 3).

MIEMBRO CALIZAS DOLOMÍTICAS DE NÚEVALOS
(Floquet *et al.*, 1982, García *et al.*, 1989 a)

Está constituido por calizas, total o parcialmente dolomitizadas, en bancos de 0,2 a 0,6 m de espesor, que pueden ser masivos, con laminaciones de algas, o con bioturbaciones. Su espesor puede superar los 70 m en el Bajo Aragón, disminuyendo tanto hacia el Oeste, por pasar al Mb. Dolomías tableadas de Villa de Vés, como hacia el Este, por pasar hacia las Catalánides al Mb. Dolomías tableadas de Sierra Llabería. En esta zona descansa sobre el Mb. Calizas del Puerto de Villarroya o sobre el Mb. Margas y Dolomías de Peñalén (Fig. 3).

MIEMBRO DOLOMÍAS TABLEADAS DE SIERRA LLABERÍA (Robles, 1982)

Constituido por dolomías en bancos decimétricos en los que alternan bioturbaciones, laminaciones de algas, niveles nodulosos, bancos con tableado de ripples y algún tramo masivo (Fig. 3). Su espesor oscila alrededor de los 20 m. Se apoya sobre un tramo de arenas finas y arcillas en las que se intercalan costras ferruginosas. Al Oeste, en Cañada Verich, puede observarse entre ambas unidades un nivel de margas verdes.

CAPAS DE MARGAS (García *et al.*, 1989 a)

Cortando a las unidades anteriormente descritas se pueden reconocer cuatro capas de margas verdes que presentan una cierta similitud de facies, pero muestran un diferente desarrollo (Fig. 4).

CAPA DE MARGAS DE CHERA (Vilas *et al.*, 1982; García *et al.*, 1989 a)

Definida inicialmente como Formación por Vilas *et al.* (1982), para la Ibérica suroccidental, esta unidad se puede reconocer en casi toda la Cordillera Ibérica, situándose, bien entre las Formaciones Calizas de Aras de Alpuente y Dolomías de Cortes de Pallás, o bien dentro de una de ellas (hacia el Norte y hacia el Este dentro de la primera y hacia el Sur y hacia el Oeste dentro de la segunda), por lo que García *et al.* (1989 a) han propuesto sea considerada como Capa de acuerdo con el Código de Nomenclatura Estratigráfica (Hedberg, ed., 1976), y aún a pesar de que presenta frecuentemente un espesor de 30 o más metros (Fig. 4).

Dentro del área estudiada, solo está presente en la zona central y más meridional (Puerto de San Just). Está formada por margas verdes con intercalaciones de arenas finas, presenta una potencia de 15-20 m y desaparece al pasar por cambio lateral de facies a la Fm. Arenas de Utrillas.

CAPA DE MARGAS DE PINARUECO (García *et al.*, 1989 a)

También está formada por margas verdes con abundantes Ostreidos y algunas delgadas intercalaciones de calizas. Su potencia es aquí de 15 a 20 m y presenta mayor extensión lateral que la capa inferior (Fig. 4).

Dado que estas dos Capas tienen un aspecto y características muy similares, cuando el nivel de calizas situado entre ambas se reduce de espesor, como ocurre en algunas zonas de la Ibérica Aragonesa, se hace muy difícil su individualización, dando entonces lugar a un potente tramo de margas con algunas intercalaciones de calizas que hemos englobado en el Mb. Margas y Dolomías de Peñalén.

CAPA DE MARGAS DE POVEDA (García *et al.*, 1989 a)

Formada por margas verdes con Ostreidos, más abundantes hacia el Este, donde llegan a formar niveles de lumaquelas. Su potencia máxima es de 10 m disminuyendo tanto hacia el Este como hacia el Oeste al pasar a la Formación Arenas de Utrillas. Es una capa menos potente, pero más extensiva que las anteriores (Fig. 4).

CAPA DE MARGAS DE POZUEL (García *et al.*, 1989 a)

Formada por margas verdes azoicas en la zona Oeste, y con Ostreidos progresivamente más abundantes hacia el Este, donde llegan a formar bancos

de calizas lumaquéllicas. Presentan además limos dolomíticos, los cuales pueden llegar a ser localmente dominantes. El espesor de esta unidad es muy reducido, pero muy constante, oscilando entre 4 y 7 m en toda una amplia zona. Este nivel es hacia el Oeste más extensivo que los anteriores y hacia el Este más recesivo (Fig. 4).

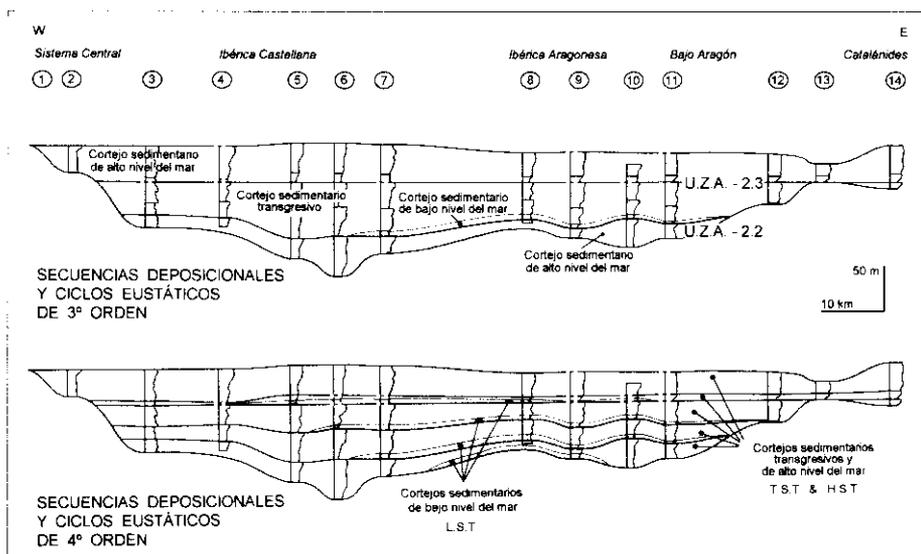


Fig. 4.—Sección estratigráfica del Surco Ibérico para el Cenomanense inferior y medio, reconstruida por correlación secuencial, mostrando la distribución de sus depósitos en cortejos sedimentarios («Systems Tracts»). Todo el conjunto está formado por dos secuencias deposicionales de 3.^{er} orden que se pueden correlacionar con los ciclos eustáticos UZA-2.2 y UZA 2.3 de Haq et al. (1987, 1988). A una escala más detallada, pueden diferenciarse cinco secuencias deposicionales de 4.^o orden, debidos a la existencia de cinco ciclos eustáticos positivos también de 4.^o orden. En estas secuencias deposicionales pueden así mismo diferenciarse cortejos sedimentarios (LST, TST y HST).
 Fig. 4.—Lower-Middle Cenomanian Systems Tracts distribution. The entire succession correspond to two 3rd order sequences correlated with the UZA 2.2 and 2.3 of HAQ *et al.*, (1987, 1988) scale, which are interpreted to be corresponding to two different Highstand Systems Tracts separated by a Lowstand Systems Tracts. At a detailed scale they can be further divided into five 4th depositional sequences, originated by 4th order eustatic cycles. In these sequences can be also recognized Systems Tracts (HST, TST and LST).

ANÁLISIS SECUENCIAL

Todo el conjunto de materiales descrito anteriormente, representa dos Secuencias Depositionales de 3.^{er} orden delimitadas, cada una, en su base y techo por sendas discontinuidades estratigráficas.

La Secuencia inferior está limitada en su base por una discordancia angular a escala regional, ya que se apoya sobre distintas unidades mesozoicas, (Fig. 2); hacia el centro de la cuenca (Ibérica Valenciana), pasa a descansar mediante una paraconformidad sobre la secuencia infrayacente del Albense superior.

La discontinuidad que separa las dos secuencias deposicionales es también una discordancia regional en los márgenes de la cuenca, ya que la Secuencia superior se apoya sobre diferentes unidades del Triásico al Oeste y del Jurásico al Este y una paraconformidad hacia el centro de la cuenca donde siempre descansa sobre la Secuencia inferior.

La discontinuidad del techo es mucho más compleja, aparentemente es una paraconformidad que separa materiales abiertos hacia cuencas sedimentarias diferentes (Tethysiana y Vascoantábrica); sólo localmente se ha podido constatar la presencia de una estructuración tectónica asociada a esta discontinuidad, como sucede en las proximidades del Moscardón (Teruel). Probablemente está relacionada con ella, la dolomitización que presentan estos materiales a su techo.

Según la nomenclatura de Haq *et al.* (1987, 1988), se trataría de dos secuencias sedimentarias de 3.^{er} orden (Fig. 5), depositadas como consecuencia de dos ciclos eustáticos. Además dada su edad, puede identificarse con los ciclos UZA-2.2 (techo del Vraconiense-Cenomanense inferior basal) y UZA-2.3 (parte alta del Cenomanense inferior-parte baja del Cenomanense medio), de estos mismos autores, ya que aunque las sucesiones sedimentarias estudiadas en este trabajo, no son muy fosilíferas, se han encontrado, en los primeros niveles carbonatados del Puerto San Just *Orbitolina (O.) duranddelgai* SCHRÖEDER y abundantes Praealveolinas, entre las que Calonge (1989) cita en la base *P. cf. iberica* REICHEL, fósiles que caracterizan el Cenomanense inferior; en otras zonas como es en las proximidades de Baños de Segura, se encuentra en la parte superior de estos materiales *Praealveolina cretacea* (D'ARCHIAC) que caracteriza al Cenomanense medio (Calonge, 1989; García *et al.*, 1989 a).

La tendencia sedimentaria general de estas secuencias deposicionales de 3.^{er} orden, viene dada por unas arenas fluvio-litorales, que pasan vertical y lateralmente a una alternancia de margas y dolomías también de ambientes litorales, para terminar en calizas y dolomías de plataforma somera (Fig. 2).

Observadas las sucesiones sedimentarias locales en detalle, se puede comprobar que la distribución vertical de las facies es más compleja. En las sucesiones más completas se reconocen hasta cuatro rupturas de la tendencia general, observándose una repetición a menor escala de arenas-margas-calizas (Soria *et al.*, 1992; García *et al.*, 1993), que constituyen en si mismas se-

cuencias sedimentarias menores (4.º orden), sin que por ello se rompa la tendencia general ya mencionada. En todos los casos estas secuencias menores culminan con una costra ferruginosa o una superficie rubefactada, frecuentemente acompañada de importantes bioturbaciones, lo que indica la existencia de una discontinuidad sedimentaria aunque sea de menor importancia.

Cada una de estas secuencias menores de 4.º orden presenta, dentro de la transversal estudiada, ligeras variaciones de facies dependiendo de la posición considerada dentro de la cuenca; en las zonas marginales la sucesión es arenas-areniscas calcáreas, en el centro de la cuenca son margas-calizas y en las zonas intermedias arenas-margas-calizas.

Estas secuencias menores (Fig. 6) pueden considerarse Parasecuencias (en sentido de Van Wagoner *et al.*, 1988), por su espesor, por el hecho de estar limitadas por discontinuidades, y por su agrupación formando un conjunto (set de parasecuencias) que individualiza un ciclo de 3.º orden. Sin embargo, difieren de las parasecuencias de dichos autores en algunos aspectos fundamentales, ya que no son secuencias de somerización, sino de profundización y presentan las mismas características que los ciclos de 3.º orden, aunque con menor desarrollo (García *et al.*, 1993). Puesto que estas parasecuencias se consideran ciclos de 4.º orden, ampliando la nomenclatura de Haq *et al.* (1987, 1988), se pueden denominar UZA-2.2.5, UZA-2.3.1, UZA-2.3.2, UZA-2.3.3, y UZA-2.3.4 (Fig. 6).

Las discontinuidades que separan las parasecuencias, además de las características mencionadas (costras, bioturbación, etc.), presentan ligeros cambios en la posición de los cinturones de facies (Fig. 2). Solo cuando el límite coincide también con el límite entre dos secuencias de 3.º orden (el caso de las parasecuencias UZA-2.2.5 y UZA-2.3.1) existen relaciones geométricas de toplap-onlap como las que se han descrito en la región de Alhama (García *et al.*, 1993) y supone una importante ruptura en tendencia sedimentaria. Cuando el límite se sitúa entre cualquiera otras dos parasecuencias, (por ejemplo 2.3.3 y 2.3.4) es una paraconformidad en sentido estricto y supone siempre una ruptura menor en la tendencia sedimentaria.

De acuerdo con estos criterios y en base a estudios regionales, se ha podido comprobar que la primera de las parasecuencia descritas (UZA-2.2.5) pertenece a un ciclo de tercer orden infrayacente y representa un cortejo sedimentario de alto nivel del mar (HST) en facies de borde (Figs. 5 y 6). Este ciclo está completo en la zona más central de la cuenca, Maestrazgo, y ha sido estudiado en trabajos anteriores (García *et al.*, 1989 a; García *et al.*, 1993; Schröder *et al.*, 1993), estando allí formado hasta por cinco parasecuencias (por ello su denominación UZA-2.2.5). Las otras cuatro parasecuencias forman parte de un ciclo de 3.º orden superior (UZA-2.3) (Figs. 5 y 6).

CORTEJOS SEDIMENTARIOS

De los dos ciclos de 3.^{er} orden descritos anteriormente, el único que está suficientemente bien representado en esta zona como para poder estudiar la posición y el desplazamiento de los cinturones de facies, es el superior (UZA-2.3).

En la base de este ciclo, en la región de Alhama de Aragón, se puede observar la existencia de un top-lap sobre los materiales del techo de la secuencia inferior (UZA-2.2); además existe un desplazamiento importante de los cinturones de facies hacia el centro de la cuenca, esto provoca que asociada a esta discontinuidad se deposite un nivel margoso muy continuo y potente, en el que las únicas facies presentes corresponden a depósitos costeros y de llanuras mareales muy someras. Los niveles de margas verdes, en todo muy similares a la Capa de Margas de Chera por analogía con ella pueden ser considerados episodios de sedimentación residual (García *et al.*, 1978) que representan un intervalo de tiempo relativamente importante (García *et al.*, 1986). Por ello, es posible interpretar los tramos de margas verdes como cortejos sedimentarios de bajo nivel del mar («Lowstands System Tracts») de 4.^o orden, y a los tramos carbonáticos que los separan, interpretarlos como cortejos sedimentarios de alto nivel del mar («Higstand System Tract») de 4.^o orden (Figs. 5 y 6).

La expansión de los cinturones de facies sobre los bordes de la cuenca, representada por la retrogradación, en las sucesivas parasecuencias, de las facies arenosas y margosas continentales y costeras se interpreta como el *Cortejo sedimentario transgresivo* (TST), que se corresponde con los tramos en los que alternan niveles de margas y de calizas, corte de la figura 2, donde también se observa la retrogradación de las facies.

Por último, la parte superior de este ciclo, formada casi exclusivamente por dolomías y calizas, representa el *Cortejo sedimentario de alto nivel del mar* (HST), en el que predomina la agradación de las facies, como se puede observar en la Fig. 2; sin que por ello lógicamente deje de existir una cierta expansión sobre los bordes de la cuenca de las facies calcáreas marinas que se puede interpretar como los momentos últimos de subida del nivel del mar y su estabilización final, entonces, suponiendo una subsidencia constante, aún existiría una cierta posibilidad de expansión.

Como ya hemos indicado, el ciclo sedimentario de 3.^{er} orden inferior sólo está representado en esta región por su parasecuencia más alta, mientras que en otras regiones de la cuenca presenta un desarrollo mayor estando compuesto por hasta cinco parasecuencias; en esas regiones el ciclo presenta un desarrollo similar al aquí descrito, culminando con una agradación de fa-

cies que se interpreta como el *Cortejo sedimentario de alto nivel del mar* (HST); el que aquí este cortejo este representado por facies arenosas y margosas continentales y costeras se debe exclusivamente a su posición en el borde local de la cuenca para este ciclo.

Un análisis detallado de las facies en las diferentes zonas estudiadas, permite comprobar que existe una similitud entre la disposición de las facies en un ciclo de 3.^{er} orden, y en cada una de las parasecuencias (ciclos de 4.^o orden); es decir se puede observar un predominio de margas costeras en la base, arenas continentales y costeras en los bordes y niveles calcáreos a techo. Habiéndose constatado además que estas parasecuencias están a su vez compuestas por otras secuencias menores (5.^o o 6.^o orden), que también presentan una cierta organización interna dentro de cada parasecuencia. Estas profundas semejanzas nos sugieren la posibilidad de hacer para las parasecuencias una interpretación similar a la planteada para las secuencias de 3.^{er} orden. Esto es consideramos que las parasecuencias presentan *Cortejos sedimentarios* (Fig. 6). Estudiadas en detalle (García et al., 1993) se observa que estas parasecuencias, presentan un *Cortejo sedimentario de bajo nivel del mar* (formado por margas verdes costeras como en el caso anterior y generalizable a extensas áreas de la cuenca), un *Cortejo transgresivo* (en el que se observa una retrogradación de los cinturones de facies) y un *Cortejo de alto nivel del mar* (formado esencialmente por calizas y dolomías marinas) para ciclos de 4.^o orden (Fig. 6).

La importancia relativa, dentro de una parasecuencia, de cada uno de estos términos (LST, TST y HST de 4.^o orden), depende de su posición dentro del ciclo de 3.^{er} orden, es decir el LST de 4.^o orden (nivel de margas) está más desarrollado cuando corresponde con el LST del ciclo de 3.^{er} orden; mientras que el LST de un ciclo de 4.^o orden apenas está representado en el HST del ciclo de 3.^{er} orden, pudiendo llegar por ejemplo en el caso descrito (UZA-2.3.4) a no presentar sus típicos niveles margosos.

CONCLUSIONES

Las relaciones entre las unidades establecidas hasta ahora (Fm. Arenas de Utrillas-Fm. Dolomías de Cortes de Pallás) son más complejas que el simple cambio lateral de facies hasta ahora considerado (Figs. 2 y 3); por ello, se reitera la conveniencia de definir una unidad integradora de los depósitos margosos y calcáreos como es la Fm. Dolomías de Cortes de Pallás. Se propone además la presencia en este área de un nuevo Miembro de esta Formación (Mb. Margas y dolomías de Peñalén) (Fig. 3).

Hay que resaltar, además, que las Formaciones y Miembros son litosomas cuyos límites son acusadamente diacrónicos (Fig. 3); mientras que, por otro

lado, las Capas de margas son isócronas, configuran una morfología sub-tabular, que nos marca la auténtica estructura deposicional de todo el conjunto (Fig. 4).

El registro se subdivide en dos secuencias deposicionales de 3.^{er} orden (Fig. 5), limitadas por discontinuidades estratigráficas mayores, que se pueden seguir fácilmente a lo largo de toda la cuenca; en función de su edad se supone que representan las secuencias UZA-2.2 y UZA-2.3 propuestas por Haq *et al.* (1987, 1988). La inferior sólo está representada aquí por una para-secuencia; mientras que la superior la componen otras 4 para-secuencias, separadas por paraconformidades.

Se pueden identificar en las secuencias de 3.^{er} orden «Cortejos sedimentarios» (Fig. 5). La secuencia inferior se interpreta como la parte alta de un «Cortejo sedimentario de alto nivel del mar (HST), mejor representada en otras áreas de la cuenca. La secuencia superior se interpreta como compuesta por un Cortejo sedimentario de bajo nivel del mar (LST), transgresivo (TST) y de alto nivel del mar (HST).

Las para-secuencias se interpretan, por sus características, como ciclos sedimentarios de 4.^o orden (Fig. 6); pueden reconocerse para cada una de ellas una parte del depósito asimilable a un cortejo de bajo nivel del mar, transgresivo y de alto nivel del mar.

En función de las características anteriores, un mismo conjunto de materiales puede ser interpretado como un cortejo sedimentario de alto nivel del mar, o como un cortejo sedimentario de bajo nivel del mar según la escala de ciclicidad que se considere.

Así por ejemplo la primera para-secuencia del ciclo UZA-2.3 se interpreta como un LST dentro del ciclo de 3.^{er} orden, pero está compuesta por Cortejos de 4.^o orden interpretables como LST, TST y HST (Figs. 5 y 6).

AGRADECIMIENTOS

Se agradece la lectura crítica del manuscrito y las sugerencias a A. Alonso (Dpto. Estratigrafía, Madrid) y a un revisor anónimo. El presente trabajo ha sido realizado dentro del Proyecto n.º PB90-0086 de la D.G.I.C.Y.T. (Instituto de Geología Económica, C.S.I.C.-U.C.M., Madrid).

BIBLIOGRAFÍA

- ÁGUEDA, J.A. (1969): Estudio geológico de la región de Santamera, Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol. Iber.*, 1: 233-266.
- AGUILAR, M.J.; RAMÍREZ, J.; 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. y VILAS, L. (1976): El tránsito Triásico-Cretácico en la zona de Somolinos. *Estudios Geol.*, 32: 525-533.
- CADILLAC, H. y CANEROT, J. (1978): Données stratigraphiques et paléogéographiques nouvelles sur le Crétacé supérieur aux confins des Chaînes Ibérique et Catalane (Espagne). *Acta Geol. Hispánica*, 13: 155-158.
- CALONGE, A. (1989): *Bioestratigrafía del Cenomaniense de la Cordillera Ibérica por Foraminíferos bentónicos*. Tesis Univ. Complutense. Madrid, 535 p.
- CANEROT, J. (1982): Ibérica central-Maestrazgo. In: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense. Madrid, 273-344.
- DEL OLMO, P.; HERNÁNDEZ, A., Y ARAGONÉS, E. (1983): Mapa Geológico de España, Hoja 437 Ateca. IGME.
- FALLOT, P. y BATALLER, J.R. (1927): Sur le bordure nord-est du Massif Crétacé du Bas-Aragón. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 184: 1467-1470.
- FLOQUET, M.; ALONSO, A., y MELÉNDEZ, A. (1982): Cameros-Castilla: el Cretácico superior. In: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense Madrid, pp. 387-456.
- FLOQUET, M. (1991): La plate-forme Nord-Castillane au Crétacé supérieur (Espagne). *Mémoire Géologiques de l'Université de Dijon*, 14, 925 p.
- GARCÍA, A.; MAS, J.R.; ARIAS, C.; VILAS, L.; ALONSO, A., y RINCÓN, R. (1978): Evolution sédimentaire des facies terrigènes mixtes et carbonates de l'Albien supérieur-Cenomaniense dans la région de Cuenca-Almansa (Espagne). *Cahiers de Micropaléontologie*, 4: 11-19.
- GARCÍA, A.; SEGURA, M.; CARENAS, B.; PÉREZ, P., y CALONGE, A. (1986): Las capas de «Margas Verdes» del Cenomaniense de la zona central de la Cadena Ibérica: su significado en la evolución de la Plataforma Levantina. *Acta Geol. Hispánica*, 21-22: 395-401.
- GARCÍA, A.; SEGURA, M.; CARENAS, B.; PÉREZ, P. (1987): Transgression, discontinuités, eustatisme et tectonique dans le Crétacé moyen du secteur central de la Chaîne Ibérique (Espagne). In: *Transgressions et régressions au Crétacé (France et régions voisines)*. Mém. Géol. Université de Dijon, 11: 81-89.
- GARCÍA, A.; M. SEGURA; CALONGE, A., y CARENAS, B. (1989 a): Unidades estratigráficas para la organización de la sucesión sedimentaria de la plataforma Albiense-Cenomaniense de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 2, Pp. 303-333.
- GARCÍA, A.; SEGURA, M.; CARENAS, B.; CALONGE, A., y PÉREZ, P. (1989 b): Correlaciones y equivalencias de las unidades Litoestratigráficas del «ciclo Albense superior-Cenomaniense medio» en la Cordillera Ibérica. *XII Congr. Español Sedimentología*, 203-206.
- GARCÍA, A.; SEGURA, M.; GARCÍA-HIDALGO, J.F., y CARENAS, B. (1993): Mixed siliciclastic and carbonate ramps of Albian-Cenomanian age from the Iberian Basin (Spain). In: Simo, T., Scott, B.W. y Masse, J.P. (Eds.): *Cretaceous Carbonate Platforms*. *A.A.P.G. Mem.*, 56: 255-269.
- GIL, J.; GARCÍA, A., y SEGURA, M. (1993): Secuencias deposicionales del Cretácico en el flanco sur del Sistema Central. *Geogaceta*, 13: 43-45

- GIMÉNEZ, R., y REY, L. (1982): El Cretácico entre Villanueva de Alarcón y Villar de Cobeta. *Cuad. Geol. Iber.*, 8: 391-409.
- GONZÁLEZ, A.; PARDO, G., y VILLENNA, J. (1991): Análisis tectosedimentario de la cubeta de Berga (provincia de Teruel). *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 361-369.
- GUIMERA, J.; GONZÁLEZ, A., y PÉREZ, A. (1990): Evolución del cabalgamiento de la Muela de Montalbán (Cordillera Ibérica, Teruel). *Geogaceta*, 8: 47-49.
- HANNE, K. (1930): Stratigraphische und tectonische untenuchungen in den provinzen Teruel, Castellón und Tarragona (Spanien). *Zeit. deutsch. Geol. Gesell.*, 82 (Traducción española 1943. *Publ. Extr. sobre Geol. España*, 2: 51-97).
- HAQ, B.U.; HARDENBOL, J.; VAIL, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 456-467.
- HAQ, B.U.; HARDENBOL, J.; VAIL, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. In: C.K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G.S.C. KENDALL, H. POSAMENTIER, C.A. ROSS, J.C. VAN WAGONER (eds.): *Sea level changes.-An integrated approach*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 42: 71-108.
- HEDBERG, H.D. (ed.) (1976): *International Stratigraphic guide*. J. Wiley and Sons, 200 p.
- MELÉNDEZ, A. (1983): Significado del umbral de Gallocanta durante el Cretácico superior. *X Congr. Nac. Sed. Menorca*.
- MELÉNDEZ, A.; ARQUED, V., y ALMUNIA, A. (1985): Deeping upward sequences in the Cenomanian of the Maestrazgo Region. *Gth. European Meeting of Sedimentology I.A.S.*, 606-609.
- NEUMANN, M. and SCHROEDER, R., Editors (1985): Les grands Foraminifères du Crétacé moyen de la région Méditerranéenne: *Geobios*, Memoir Special, 7, 161.
- PARDO, G. y VILLENNA, J. (1979): Estudio sedimentológico de las arenas de Utrillas en las cuencas de Utrillas y Esteruel (provincia de Teruel). *Estudios Geol.*, 35: 645-650.
- PÉREZ, J.A. (1971): El borde meridional de la Cordillera Ibérica en los alrededores de Algora,Guadalajar. *Bol. Geol. Minero*, 82: 401-405.
- ROBLES, S. (1975): Síntesis de la evolución estratigráfica y tectónica de los materiales secundarios del bloque del Cardó y sectores adyacentes (provincia de Tarragona). *Acta Geol. Hispánica*, 2: 59-66.
- ROBLES, S. (1982): Catalánides. In: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense, Madrid: 199-272.
- SCHRÖEDER, E. (1930): Das Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperichen Kettrn (Zentralspanien). *Sond. Abh. d. Ges. Wissenschaften zu Göttingen, Math-Phys.*, 3: 16.
- SCHRÖEDER, R.; GARCÍA, A.; CHERCHI, A., y SEGURA, M. (1993): El Albenso-Cenomanense del pto. del Remolcador (Cordillera Ibérica, Maestrat, Castelló): secuencias deposicionales y biozonación con grandes foraminíferos. *Geogaceta*, 14: 69-72.
- SEGURA, M. (1982): Evolución del Cretácico medio y superior en el sector Sigüenza-Taravilla. *Cuad. Geol. Iber.*, 8: 337-350.

- SEGURA, M.; CARENAS, B.; GARCÍA, A. (1985): Albense y Cenomanense de la región Atienza-Sacecorbo (Cordillera Ibérica, provincia de Guadalajara). *Rev. Mat. y Proc. Geol.*, 3: 211-226.
- SEGURA, M.; GARCÍA, A.; CARENAS, B., y CALONGE, A. (1988): Unidades estratigráficas en el Cretácico medio de la región Cuenca-Atienza (Cordillera Ibérica). *Acta Geol. Hispánica*, 23: 291-298.
- SORIA, N.; SEGURA, M., y GARCÍA-HIDALGO, J.F. (1992): Estratigrafía secuencial del Cenomanense medio en la región de Alhama de Aragón. *Actas III Congr. Geol. España*, 1: 232-235.
- VAN WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, H.W.; MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUTIT, T.S., y HARDENBOL, J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner (Eds.): Sea level changes. An integrated approach, *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub.*, 42: 39-45.
- VILAS, L.; MAS, J.R.; GARCÍA, A.; ARIAS, C.; ALONSO, A.; MELÉNDEZ, N.; RINCÓN, R. (1982): Ibérica suroccidental. In: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense, Madrid, 457-514.
- VILLENNA, J. (1971): Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal del Campo (provincias de Guadalajara y Teruel). Tesis, Fac. Cien. Univ. Granada.

Recibido: 23 de Enero de 1992.

Aceptado: 21 de Enero de 1994.