

## La transgresión cenomanense en el sector septentrional de la «Serranía de Cuenca» (provincias de Cuenca y Guadalajara, Cordillera Ibérica). (\*)

Manuel SEGURA<sup>(1)</sup> y Alvaro GARCIA<sup>(2)</sup>

(\*) Proyecto n° 452, CAICYT, Instituto de Geología Económica, CSIC-UCM.

(1) Dpto. Geología, Univ. Alcalá de Henares, Esc. Univ. Prof. EGB. Av. Madrid, 1. 19001 Guadalajara.

(2) Dpto. Estratigrafía. Fac. CC. Geológicas, Univ. Complutense, 28040 Madrid.

### RESUMEN

Los materiales del Albense-Cenomanense que afloran al N. de la Serranía de Cuenca se encuentran delimitados entre dos discordancias, una previa al depósito de las arenas en Facies Utrillas y otra de edad Cenomanense superior. Estos materiales forman una sucesión con diez tramos litológicos diferentes, entre los que se indentifican, bastante reducidos de potencia, alguna de las unidades litoestratigráficas recientemente definidas en la Cordillera Ibérica.

Estos tramos pueden agruparse en tres unidades litoestratigráficas con rango de Formación: Arenas de Utrillas, Dolomías y margas (sin denominación formal) y Calizas dolomíticas de Nuévalos-Dolomías Tableadas de Villa de Ves. Desde el punto de vista evolutivo, estos materiales forman una transgresión compleja, con cinco secuencias deposicionales separadas por discontinuidades. Por último, se define la existencia de un elemento paleogeográfico en la región de Peñalen-Taravilla, un escalón que delimita la extensión hacia el N. de la unidad secuencia deposicional basal.

*Palabras Clave:* Albense, Cenomanense, Discontinuidades, Transgresiones, Cordillera Ibérica.

### ABSTRACT

The Albian-Cenomanian material outcropping in the Northern part of the Serranía de Cuenca are bounded by angular unconformities. The one at the base was prior to the «Facies Utrillas» (sandstones) deposition, and the unconformity which constitutes the upper boundary is considered to be Upper Cenomanian.

Ten lithological units form the entire succession, being identified from among them some of the recently defined stratigraphical Units of the Iberian Ranges, although thicknesses are always very reduced.

Th beds can be brouped into three lithoestratigraphical Formations, named: Utrillas Sandstones, Dolomites and marls (unformal denomination) and Dolomitic limestones of Nuévalos-Laminated dolomites of Villa de Ves. From the evolutionary point of view, the

succession represents a complex transgression with several impulses, specifically, five stratigraphical cycles, separates by unconformities (non-depositional unconformities) are distinguished. Finally, it is defined the existence of a paleogeographical feature in the Peñalen-Taravilla region, a step that conditioned the extension towards the North of the basal cycle.

### INTRODUCCION

Al NW. de la Serranía de Cuenca, en la región de Beteta-Taravilla (fig. 1), alfora discordante sobre las calizas y margas del Jurásico o del Cretácico inferior en facies Weald, un conjunto litológico formado de base a techo por arenas, margas y dolomías, que ya fueron atribuidas al Cretácico superior por Cortázar (1875) y Castell (1880).

Estos materiales, al sur de la línea que une Peñalen y Taravilla, se integran en un conjunto de apretados anticlinales y sinclinales de dirección ibérica (NW-SE), formando parte al norte de esta línea, de una extensa zona tabular sin apenas buzamiento, en la cual se encaja el curso alto del Río Tajo, que termina más al Norte en los pliegues de dirección E-W de la zona de Huertahernando-Cobetas.

Las primeras precisiones estratigráficas de estos materiales se deben a Richter & Teichmüller (1933) quienes atribuyen las arenas inferiores al Albense, las margas al Cenomanense y las calizas y dolomías al Turonense-Senonense. Esta división estratigráfica ha sido precisada posteriormente por diversos autores: Saenz (1944) señala la existencia de un nivel de calizas



Figura 1.- Localización del área estudiada y situación de las columnas estratigráficas levantadas (ver fig. 2).

Figure 1.- Location of the area studied and situation of the vertical stratigraphical sequences studied.

con *Ammonites* entre las dolomías del Cenomanense y las dolomías que forman la Ciudad Encantada; Curnelle (1968) indentifica en la base de los depósitos arenosos un Cretácico inferior en facies Weald y diferencia un Cenomanense inferior margoso y uno superior dolomítico; Villena (1971) señala al norte de esta zona la ausencia del Cenomanense superior más alto y la presencia de intercalaciones carbonatadas en las arenas inferiores; Melendez (1972) y Gallego *et al.* (1974) describen más detalladamente el Albense y Cenomanense de esta zona, realizando las primeras interpretaciones sobre su evolución, medio de depósito, etc.

En otros sectores de la Cordillera Ibérica se ha establecido (García *et al.*, 1978) que la transgresión cenomanense es compleja, constando de varios impulsos formados por margas verdes en la base y calizas al techo, que pasan hacia el borde de cuenca a arenas en facies Utrillas. Recientemente Vilas *et al.*, (1982), Ca-

nerot (1982) y Alonso *et al.* (1982) han definido formalmente las unidades litoestratigráficas del Albense y Cenomanense de las Cadenas Ibéricas, y García *et al.*, (1984) han determinado en la Sierra de Albaracín, la existencia de cinco episodios en la transgresión Albense-Cenomanense, relacionando al tiempo las unidades definidas por los anteriores autores.

En el sector N. del área estudiada, Segura (1982) diferencia para el Albense-Cenomanense seis unidades litoestratigráficas, agrupadas en tres ciclos sedimentarios, y señala la existencia de una fractura de dirección E-W en la zona de Taravilla, que condiciona la sedimentación en esta zona.

La realización de estos trabajos detallados en otras zonas de la Cordillera Ibérica, en los que se correlacionan unidades lito y cicloestratigráficas, han sugerido la necesidad de revisar el Cretácico medio de esta región.

## CARACTERES GENERALES

Los depósitos aquí estudiados, componen un conjunto heterolítico, que estratigráficamente aparece bien delimitado, en su base y techo, por sendas discontinuidades estratigráficas.

En su base, una importante discontinuidad estratigráfica, los separa de los materiales del Jurásico o del Cretácico inferior en Facies Weald (Formación Calizas de la Herguina). El Jurásico infrayacente, presenta una estructura tectónica (pliegues y fracturas), que al menos en parte, es anterior a los depósitos cretácicos. Algunas de estas estructuras tectónicas, como las que se observan en el valle del Río Cabrillas, (SE de Taravilla) dan lugar a un paleorelieve, el cual condiciona la distribución de los depósitos terrígenos del Albense-Cenomanense (Formación Utrillas).

Por su techo, otra importante discontinuidad estratigráfica (Segura & García, 1984), separa estos materiales de los depósitos del Cenomanense terminal-Turonense inferior de la Fm. Calizas nodulares de Monterde (Alonso, *et al.*, 1982). En algunos puntos, como en la ladera occidental del cerro El Castillejo (Poveda de la Sierra), se observa una suave discordancia, de tendencia irregular y bajo índice de divergencia, que en parte es la causante de las diferencias de espesor que ahora presentan estos materiales (fig. 2: tramo X, Paralelo de las Tuchas; tramo XI, Puente Vadillos).

## SUCESION ESTRATIGRAFICA

En estos depósitos, desde el punto de vista litológico, pueden diferenciarse tres litosomas, que no siempre presentan límites netos:

- a) En la base, unas facies detrítico-terrágenas (fig. 2, I), tradicionalmente incluidas bajo la denominación de Capas o Formación Utrillas (Richter & Teichmüller, 1933, Aguiar *et al.*, 1971).
- b) En la parte media, una alternancia de tramos margosos (grises, pardos o verdes) y de tramos dolomíticos de diversas características a los que Curnelle (1968) denomina Cenomanense inferior margoso (fig. 2, II a VI).
- c) Finalmente, un conjunto de dolomías de variada tipología (fig. 2, VII a X), en el que destacan los términos estromatolíticos equivalente del Cenomanense superior dolomítico de Cournelle (1968).

Regionalmente, estos dos litosomas superiores, han sido englobados en una única unidad litoestratigráfica informal (Villena & Ramirez del Pozo, 1975) y en oca-

siones junto con las calizas y margas del Cenomanense terminal Turonense (Melendez, 1972). Más recientemente (Lendinez *et al.*, 1981) en la memoria de la hoja de Taravilla, diferencian ambos litosomas, emplazándolos a una estraña posición estratigráfica.

De la correlación de las distintas secciones estratigráficas obtenidas, y con el apoyo de las observaciones realizadas en algunos otros puntos, puede establecerse para esta zona la siguiente sucesión litológica (fig. 2):

- I.- (10-75 m.). Arenas, localmente con cantos y con frecuentes intercalaciones de arcillas y algunos niveles ferruginosos-dolomíticos de posible origen edáfico (Facies Utrillas).
- II.- Margas grises, ocreas o verdes, con intercalaciones de areniscas ocreas dolomíticas, arenas finas y de dolomías con bioturbación (0-18 m.). Desaparece por cambio de facies, pasando lateralmente a arenas en Facies Utrillas.
- III.- Calizas detríticas, generalmente con bioturbación, conteniendo foraminíferos bentónicos y rudistas hacia su parte superior. Generalmente culmina con una costra ferruginosa. Lateralmente pasan a dolomías, que presentan abundante bioturbación e intercalaciones margosas (1,5 - 4 m.).
- IV.- Margas verdes (localmente ocreas o grises) con intercalaciones de dolomías margosas, nodulares por la presencia de moldes de bivalvos o/y bioturbación (6-17 m.).
- V.- Dolomías, en las que alternan niveles estromatolíticos y bioturbados. Presentan en la mitad superior, esporádicos niveles de calcarenitas con ripples y foraminíferos bentónicos, y bancos con rudistas en la mitad inferior. En la región más oriental, predominan los términos con ripples y los que presentan bioturbación (9-16 m.). En algunos puntos (Puente de Poveda; fig. 2, nº 8), parecen pasar gradualmente por su techo a las margas suprayacentes.
- VI.- Margas verdes, localmente con intercalaciones de arenas finas, dolomías margosas nodulares y de limos carbonosos (5-10 m.).
- VII.- Alternancia de dolomías masivas, con bioturbación, y en menor proporción, con estromatolitos. Localmente hay intercalaciones de dolomías finamente lajasas (12-18 m.).
- VIII.- Margas verdes u ocreas, a veces con intercalaciones de dolomías nodulares y de dolomías ocreas en bancos (3-4 m.). En parte debido a

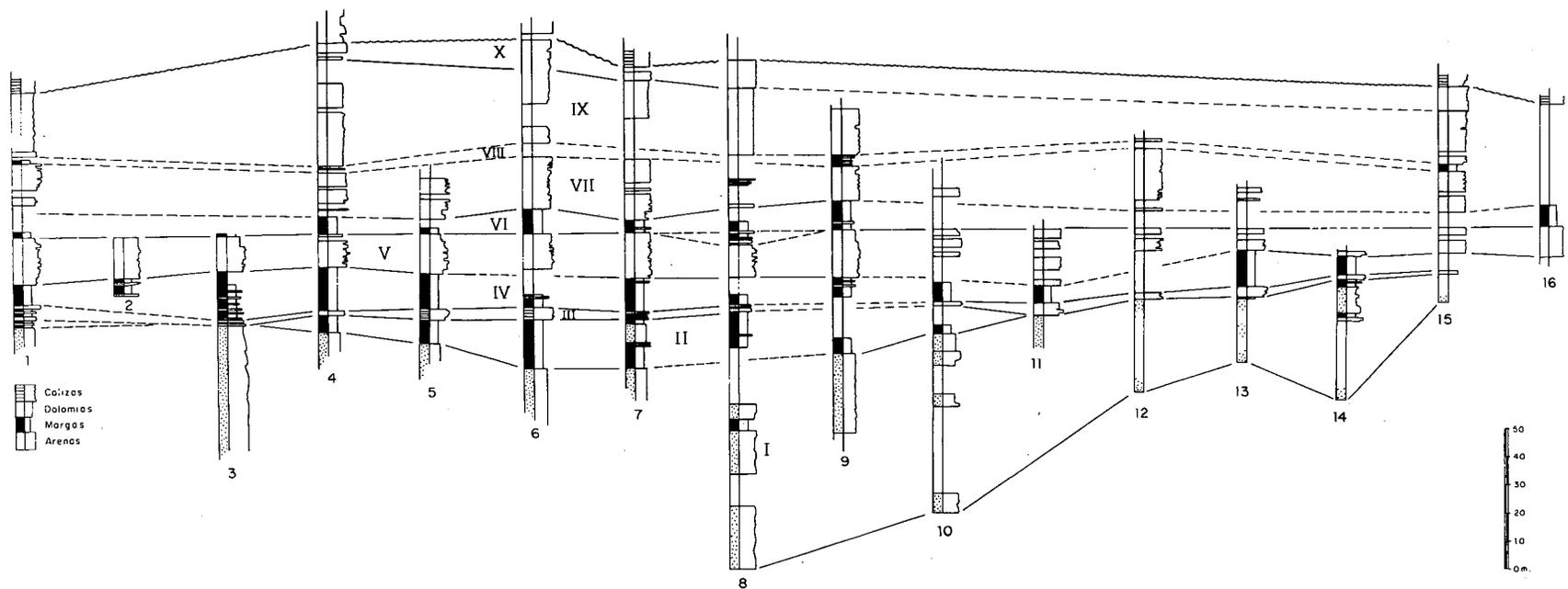


Figura 2.- Columnas estratigráficas: 1 Puente Vadillos, 2 Casa de la Toba, 3 Peñalen, 4 Carretera Peñalen-Poveda, 5 Carretera antigua Poveda-Peralejos, 6 Sta. M<sup>a</sup>. del Val, 7 Peralejo de las Truchas, 8 Puente de Poveda, 9 Pista Taravilla-Poveda, 10 Mojón Alto, 11 Traid, 12 Terzaga, 13 Valsalobre, 14 Baños del Tajo, 15 Fuenbellida, 16 El Pozuelo. Unidades litoestratigráficas locales, I a X.

Figure 2.- Vertical stratigraphy profiles from: 1. Puente Vadillos; 2. Casa de la Toba; 3. Peñalen; 4. Carretera Peñalen Poveda; 5. Carretera antigua Poveda-Peralejos; 6. Sta. M<sup>a</sup>. del Val; 7. Peralejo de las Truchas; 8. Puente de Poveda; 9. Pista Taravilla-Poveda; 10. Mojón Alto; 11. Traid, 12. Terzege; 13. Valsalobre; 14. Baños del Tajo; 15. Fuenbellida; 16. El Pozuelo. Local lithostratigraphy units, I to X.

su escasa potencia, este término generalmente se encuentra cubierto por derrubidos.

- IX.- Dolomías estromatolíticas de algas en bancos decimétricos, con algunas intercalaciones de dolomías con bioturbación y de dolomías masivas (su potencia oscila alrededor de los 25 m.).
- X.- Dolomías masivas en gruesos bancos (0-10 m.). Este término llega a desaparecer lateralmente (Puente Vadillos y El Pozuelo; fig. 2, N<sup>o</sup>s 1 y 16) por erosión bajo la Fm. Calizas nodulares de Monterde.

## UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS

Estos materiales pueden integrarse en tres unidades litoestratigráficas:

- A) En la Formación Arenas de Utrillas (Aguilar *et al.*, 1971), el tramo I (fig. 2). Esta unidad litoestratigráfica ya ha sido descrita en diversas ocasiones (ver Canerot *et al.*, 1982). Aquí tan sólo cabe señalar, que por su techo pasa lateralmente (en cambio de facies) a la margas del tramo II, acompañado de una notable reducción de su espesor.
- B) En una nueva unidad, Formación margas y dolomías (sin denominación) a los tramos II a VI (fig. 2). Este litosoma carece de definición formal, ya que por su composición litológica no puede ser incluido en las unidades litoestratigráficas formales, definidas en la Cadena Ibérica y que ocupan una posición equivalente: Fm. Calizas y margas de Mosqueruela (Canerot *et al.*, 1982); Fm. Calizas dolomíticas de Nuévalos y Fm. Arenas, arcillas y calizas de Santa María de las Hoyas (Alonso *et al.*, 1982); Fm. Calizas de Aras de Alpuente; Fm. Dolomías de Alatoz y Fm. Dolomías tableadas de Villa de Ves (Vilas *et al.*, 1982).

Por otro lado, es posible establecer una correlación estratigráfica de: el término II, con la Fm. Margas de Chera (Vilas *et al.*, 1982); el término III, en parte con la Fm. Dolomías de Alatoz (Vilas *et al.*, 1982); el término IV, con el «Mb». Margas intermedias de Alatoz (Segura *et al.*, 1983); y el término V, con el «Mb». Dolomías superiores de Alatoz (Segura *et al.*, 1983).

Considerando estos datos, resulta evidente que la opción más sensata es esperar a tener un mejor conocimiento de la estructura estratigráfica del Cretácico medio de la Cordillera Ibérica, para realizar una definición formal de esta unidad litoestratigráfica.

Además cabe resaltar, que al menos en esta región, identificar este litosoma puede resultar a veces laborioso, pues frecuentemente suele aparecer cubierto por derrubios de las unidades superiores debido a los fuertes relieves que existen.

- C) En la Formación Calizas dolomíticas de Nuévalos (Alonso *et al.*, 1982) Formación Dolomías tableadas de Villa de Ves (Vilas *et al.*, 1982), los tramos VII a X (fig. 2). Estas dos unidades son al menos parcialmente equivalentes (García y Segura, 1984), y en el conjunto de ambas, puede integrarse el litosoma formado por estos tramos.

Los niveles margosos del tramo VIII pueden correlacionarse con la «Capa de Margas» (Segura *et al.*, 1983) de otras áreas de la Cordillera Ibérica, y separa en dos conjuntos litológicos algo diferentes, a los materiales de esta Formación. En general, el tramo IX presenta un mayor desarrollo de los términos estromatolíticos, y una menor presencia de los términos con estructuras de corriente, que el tramo VII.

Finalmente, el tramo X puede correlacionarse con las «Dolomías superiores de Villa de Ves» (Segura *et al.*, 1983) y como ya se ha indicado, sus variaciones de espesor son debidas, al menos en parte, a la discontinuidad intracenomanense (García *et al.*, 1983).

## CRONOESTRATIGRAFIA

Los datos bioestratigráficos de que disponemos son relativamente imprecisos, ya que son excepcionales los puntos en que pueden identificarse fósiles con un cierto valor estratigráfico, bien debido al desarrollo de los términos terrígenos, bien condicionado por la existencia de facies dolomíticas o de depósitos litorales.

En el tramo III, se han identificado: *Charentia cuvillieri* NEUMANN, *Praealveolina* ibérica REICHEL, *Orbitolina cuvillieri*?, *Orbitolina duranddelgai*?, *Trocholina* sp. y *Pseudocyclamina* sp.

En el tramo V se han reconocido: *Pseudedomia* sp. *Trocholina* sp., y *Pseudocyclamina* sp.

Este escaso conjunto de datos, dentro del contexto de la distribución vertical de los foraminíferos bentónicos del Cretácico medio de la Cordillera Ibérica (Fourcade & García, 1982; García *et al.*, 1984), permiten asignar una edad Cenomanense inferior (fig. 3) a los primeros términos carbonáticos (tramo III) y por correlación litológica (García *et al.*, 1984) puede asignarse una edad Cenomanense superior a los términos finales (tramo X).

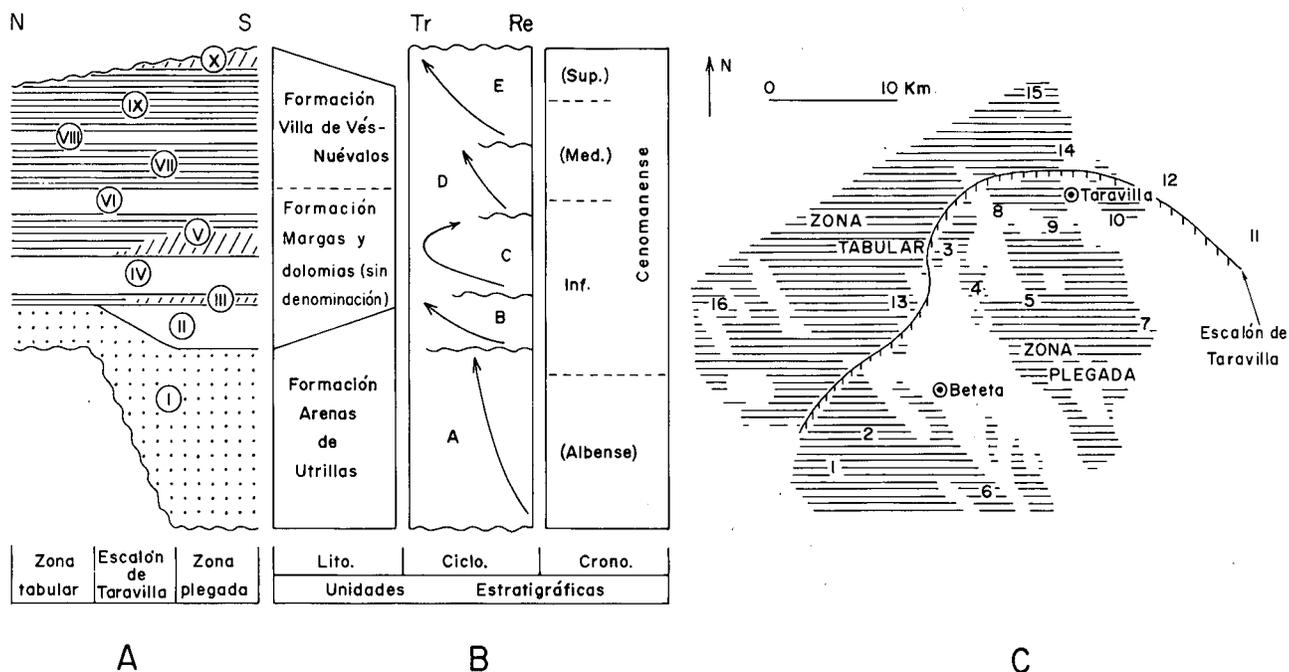


Figura 3.- A. Distribución de los depósitos, en relación con los elementos paleogeográficos, punteado, facies arenosas; en blanco, facies de margas verdes; rayado oblicuo, facies de dolomías masivas y calizas detríticas; rayado horizontal, facies de dolomías tableadas; I a X, unidades litoestratigráficas locales, informales y de rango pequeño. B, relaciones temporales entre las Unidades Estratigráficas; Litoestratigráficas (formalmente definidas y sin definición formal); Cicloestratigráficas (A a E), tendencia evolutiva (Tr, transgresiva; Re, regresiva), posición e importancia relativa de las discontinuidades estratigráficas. C, distribución de los afloramientos del Cretácico (zona rayada), localización de las columnas estratigráficas (1 a 16), y posición del «Escalón de Taravilla» (línea gruesa).

Figure 3.- A. Distribution of sediments based on the paleogeographic elements: dotted, sand facies; white, green marl facies; covered with oblique lines, plegated massive dolomites facies; I to X Local lithostratigraphy units, unconventional and with small rank. B. Temporal relations among stratigraphic units; Lithostratigraphic (with formal definition and without formal definition); Cyclostratigraphic (A to E), evolutive trend (Tr. transgressive; Re. regressive), relative position and importance of the stratigraphy inconformities. C. Distribution of the outcrops in the Cretacic (area covered with lines), Location of the stratigraphy colums (1 to 16), and position of the step of Taravilla (thick line).

## EVOLUCION VERTICAL

Desde el punto de vista de la evolución vertical, se observa que estos materiales representan los depósitos de una transgresión compleja y articulada, en la cual los términos más marinos se encuentran al techo del tramo III, hacia la base del tramo V, y en el tramo X (fig. 3). Los materiales con una menor influencia marina, son los depósitos de la Formación Arenas de Utrillas del tramo I. En el resto de los materiales, parecen presentar una mayor influencia marina los niveles de dolomías con estromatolitos de los tramos carbonáticos, que los términos margosos de los tramos II, IV, VI y VIII (García & Segura, 1984).

Además, cabe resaltar la presencia de una costra ferruginosa, como indicadora de una discontinuidad es-

tratigráfica, a techo del tramo III, en algunos puntos (Valsalobre); la existencia de una discontinuidad estratigráfica, en otras áreas de la Cadena Ibérica (García *et al.*, 1984), a la base de depósitos estratigráficamente equivalentes a los materiales de los tramos II, IV y VIII; la aparente transición gradual, que en la vertical, se observa entre las dolomías del tramo V y las margas del tramo VI. Este último hecho, contrasta con las observaciones realizadas en otros sectores de la Cordillera Ibérica (García *et al.*, 1978; García *et al.*, 1984; Segura *et al.*, 1983), en los cuales, a la base de los niveles de «margas verdes», se localiza una discontinuidad estratigráfica.

Todo este conjunto de datos, reflejan una compleja evolución sedimentaria, que en algunos de sus términos de detalle (p. ej., carácter del contacto entre los

tramos V y VI), no pueden ser interpretados correctamente, fuera del contexto paleogeográfico del Cretácico medio de la Cordillera Ibérica.

Así, bajo la perspectiva de la evolución sedimentaria, se puede ordenar estratigráficamente todo este conjunto de materiales, en cinco «Unidades Cicloestratigráfica» (\*).

Una gran «unidad cicloestratigráfica basal», compuesta por los tramos I a III, que está limitada por su base y techo por sendas discontinuidades estratigráficas. Esta unidad ha de dividirse en dos de rango menor (fig. 3, A y B), en función de la presencia de una generalizada discontinuidad, en toda la Cordillera Ibérica, a la base de la Formación Margas de Chera (García *et al.*, 1978; Vilas *et al.*, 1982), que aquí se identifican con las margas del tramo II, con lo que parte de las Arenas de la Fm. Utrillas en esta área, representan el cambio lateral de facies de la Fm. Calizas de Aras de Alpuente (Vilas, *et al.*, 1982).

Del mismo modo, se sitúa una discontinuidad estratigráfica a la base de los tramos IV, VI y VIII. Los materiales que componen estos tramos, pueden identificarse con la «facies de margas verdes» (García *et al.*, 1978), además de que otros puntos de la Cordillera Ibérica, se han identificado discontinuidades, a la base de materiales estratigráficamente equivalentes con los tramos IV (Segura *et al.*, 1983) y VIII (García *et al.*, 1984).

Por todo ello, pueden diferenciarse otras tres unidades cicloestratigráficas (fig. 3, C a E), siendo el primer ciclo positivo-negativo, y los otros dos posteriores, netamente positivos.

## ELEMENTOS PALEOGEOGRAFICOS

Todas las columnas estratigráficas locales obtenidas, presentan una gran similitud en la parte media de la sucesión.

Hacia la parte superior, aparecen algunas diferencias fundamentalmente de espesor, que en su mayor parte pueden ser atribuidas a la erosión intra-

cenomanense, no habiendo sido posible por el momento, encuadrar las pequeñas variaciones observadas dentro de una norma o tendencia regional, o relacionarlas con la estructura tectónica alpina o con algún elemento paleogeográfico conocido.

Por el contrario, las variaciones que presentan las distintas columnas estratigráficas, en sus tramos inferiores, sí se distribuyen ordenadamente. Así al Norte de una línea que pase por Peñalen y Taravilla, se observa que: el tramo I (Formación Arenas de Utrillas), disminuye considerablemente de espesor; las margas del tramo II, desaparecen por cambio lateral de facies a las arenas del tramo infrayacente; las calizas y dolomías del tramo III, que de SE a NW vienen disminuyendo su carácter marino, tienden a desaparecer; y las margas del tramo IV, reducen su espesor y se cargan en terrígenos, para evolucionar a una facies fundamentalmente arenosa.

Es por tanto fácilmente deducible, la presencia de un escalón (evidentemente complejo, articulado y con una distribución cartográfica sinuosa) en la cuenca de sedimentación, durante esta Etapa del Cretácico medio, que condicionó la distribución de facies y el espesor de los depósitos infrayacentes al tramo IV. Este accidente paleotectónico, que es observable sobre el terreno en algunos puntos (ladera occidental de la Muela de Noguera al S. de Taravilla), tiene también una relación con la estructura tectónica alpina que presentan los materiales cretácicos. Así, al Norte del mismo, éstos se presentan subhorizontales, formando parte de una estructura tabular que tiene su expresión morfológica bajo la forma de muelas y amplios páramos; mientras que al Sur del accidente, los depósitos cretácicos aparecen involucrados en una estructura tectónica más violenta, con apretados pliegues, que colaboran al desarrollo de una morfología más abrupta e irregular.

## CONCLUSIONES

Del estudio detallado de estos materiales, se deduce una historia sedimentaria compleja y repetitiva: se identifican cinco episodios sedimentarios, separados por discontinuidades (fig. 3B), que en su conjunto, conforman una etapa transgresiva; pero desde el punto de vista litológico (fig. 2), si exceptuamos los depósitos terrígenos de la base (Fm. Arenas de Utrillas), el resto de la sucesión estratigráfica, se reduce a una monótona alternancia de litosomas de margas verdes y de distintos tipos de dolomías.

En cuanto a la correlación detallada de estos materiales, con otros depósitos de zonas adyacentes de la

(\*) Se entiende por *UNIDAD CICLOESTRATIGRAFICA* (García y Segura, 1984; Segura *et al.*, 1983; García *et al.*, 1984) el conjunto de materiales del registro estratigráfico, caracterizados por representar una etapa o episodio histórico en la evolución de una cuenca sedimentaria, estando limitada por discontinuidades estratigráficas o por cambios en la polaridad de la tendencia evolutiva, como consecuencia de factores orogénicos, epirogénicos, eustáticos, aportes de terrígenos, ecológicos, variaciones en la tasa de sedimentación, etc.

Este concepto es parcialmente coincidente con los de Delfaud (1972), Chang (1975), Mitchum *et al.*, (1977) y Garrido (1982).

Cordillera Ibérica, cronoestratigráficamente equivalentes por pertenecer al mismo «Episodio tectosedimentario» (Mas *et al.*, 1985), esta correlación resulta más o menos evidente, o problemática, según el criterio conceptual que se utilice.

Desde el punto de vista bioestratigráfico, no puede establecerse más correlación que la de los niveles del tramo III (fig. 3A), que son los únicos con microfau-na significativa, con: los materiales del «Episodio Cenomanense inferior» de García *et al.*, (1984, fig. 2, nº 6); y con los depósitos del «Episodio transgresivo 3» de Fourcade & García (1982).

Bajo la perspectiva de la evolución sedimentaria, que estos depósitos representan, las Unidades Cicloestratigráficas aquí diferenciadas, pueden ser fácilmente correlacionadas con las distinguidas en otros sectores. Así, las cinco unidades que aquí se individualizan (fig. 3, B), se corresponden biunívocamente con las cinco Unidades Cicloestratigráficas diferenciadas por Segura *et al.*, (1983) en la Sierra de Albarracín y por García *et al.*, (1984) en la región de Valdecabras-Cañada Vellida.

Desde un enfoque litológico, las Unidades litoestratigráficas que aquí se distinguen, presentan una mayor problemática para su correlación con las Unidades utilizadas en otros sectores. El litosoma arenoso basal (fig. 3A, I), se corresponde perfectamente con la Fm. Arenas de Utrillas (Aguilar *et al.*, 1971). Los litosomas VII a X (fig. 3, A), se pueden integrar tanto en la Fm. Calizas dolomíticas de Nuévalos (Alonso *et al.*, 1982) como en la Fm. Dolomías tableadas de Villa de Ves (Vilas *et al.*, 1982), pues al menos parcialmente, son equivalentes (García y Segura, 1984).

Los litosomas II a VI (fig. 3A), se agrupan aquí en una unidad litoestratigráfica nueva y provisional, Formación Margas y Dolomías sin denominación, a la espera de que nuevos datos, nos permitan hacer una revisión de las Unidades litoestratigráficas formales del Cretácico medio de la Cadena Ibérica. Esta unidad está formada por los mismos litosomas, que en otros sectores de la Cadena Ibérica se han individualizado en unidades litoestratigráficas diferentes (Fm. Margas de Chera, Fm. Dolomías de Alatoz, etc.). Estos litosomas, en esta zona más próxima al borde de su cuenca de sedimentación, hacia la Meseta, reducen su espesor, presentan algunas variaciones de facies, y pierden caracteribilidad. Por estas causas, y fundamentalmente por razones de operatividad, no puede ser aquí utilizada la nomenclatura litoestratigráfica utilizada en sectores más meridionales de la cuenca sedimentaria.

Finalmente, estos materiales conforman en este área, dos tipos de sucesiones estratigráficas (fig. 3A), debi-

do a la presencia de un «escalón» en la cuenca sedimentaria. Este accidente paleogeográfico, que aquí se denomina «Escalón de Taravilla» (fig. 3c), viene a limitar también dos zonas con diferente estructura tectónica alpina para los materiales del Cretácico. Al Norte del mismo, éstos aparecen subhorizontales, mientras que al Sur de éste, se presentan fuertemente plegados. Es por tanto previsible, la presencia de una importante fractura plegados. Es por tanto previsible, la presencia de una importante fractura en el zócalo, que influyó en la sedimentación durante el Cretácico medio, y que intervino también posteriormente durante el Cenozoico, condicionando la estructuración tectónica de estos materiales.

Trabajos técnicos: J.L., González (láminas delgadas), B. Bartolomé (mecanografía), V. Mateo (delineación) y M. Escudero (montaje).

#### BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, M.J., RAMIREZ, J. y RIBA, O., 1971: «Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel)». *Estudios Geol.* 27: 497-512.
- ALONSO, A., FLOQUET, M., MELENDEZ, A. y SALOMON, J., 1982: «Camerós-Castilla». In: «El Cretácico de España», pp. 345-387. Univ. Complutense Madrid.
- CANEROT, J., 1982: «Iberica central-Maestrazgo». In: «El Cretácico de España», pp. 273-344, Univ. Complutense Madrid.
- CASTELL, C., 1880: «Descripción física, geognóstica, agrícola y forestal de la provincia de Guadalajara». *Bol. Com. Map. Geol. España*, 7: 331-395.
- CORTAZAR, D., 1875: «Descripción física y agrológica de la provincia de Cuenca». *Mem. Com. Map. Geol. España*. 406 p.
- COURNELLE, R., 1968: «Etude géologique dans la Serranía de Cuenca de Priego a Beteta». Thèse de Doctorat de l'Université de Bordeaux.
- FOURCADE, E. y GARCIA, A., 1982: «El Albense superior y el Cenomaniense con Foraminíferos bentónicos del sur de la Cordillera Ibérica». *Cuad. Geol. Ibérica*, 8: 373-393.
- GALLEGO, I.C., LOPEZ, F.L. y RINCON, R., 1984: «Nota preliminar sobre la zona de Poveda de la Sierra». *Sem. Estratigrafía*, 9: 23-26.
- GARCÍA A., MAS, J.R., ARIAS, C., VILAS, L., ALONSO, A. y RINCON, R., 1978: «Evolution sédimentaire des faciès terrigènes mixtes et carbonatés de l'Albien supérieur-Cénomaniense dans la région de Cuenca-Almansa Espagne». *Cahiers de Micropaléontologie*, 4: 11-19.
- GARCÍA, A. y SEGURA, M., 1984: «Les transgressions du Cretacé moyen dans le secteur occidentale et meridional de la Chaîne Ibérique (Espagne Central)». 10°. R.A.S.T. pág. 244.

- GARCÍA A., SEGURA, M. y CARENAS, B., 1984: «El Cenomane en la transversal Valdecabras (Serranía de Cuenca)-Cañada Vellida (Maestrazgo noroccidental)». *I Congr. Español Geol.*, 1: 43-52.
- LENDINEZ, A., TENA-DAVILA, M., BASCONES, L., MARTIN, D. y LA MONEDA, E., 1981: Mapa Geológico de España, Hoja 514 Taravilla (2a. serie). 59 pág. IGME.
- MAS, J.R., ALONSO, A., GARCIA, A., ARIAS, C., VILAS, L., MELENDEZ, N. y RINCON, R., 1982: «Les grandes etapes dans l'évolution du Crétacé de la zone sudoccidentale de la Chaîne Ibérique (Espagne)». *IX R.A.S.T. (Soc Geol. Fr.)*, 417.
- MELENDEZ, F., 1972: Mapa Geológico de España. Hoja 539. Peralejo de las Truchas, IGME.
- RICHTER, G. y TEICHMÜLLER, R., 1933: «Die entwicklung der Keltiberischen Ketten». *Abh. Ges. Wirs. Gottingen, Maths-Phys Kl.* 3: 17.
- SAENZ, C., 1944: «Extensión de las facies Amoníticas del Turonense en el centro de la Península». *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 42: 494-496.
- SEGURA, M., 1982: «Evolución del Cretácico medio y superior en el sector Sigüenza-Taravilla». *Cuadernos Geol. Ibérica*, 8: 337-350.
- SEGURA, M. y GARCÍA, A., 1984: «Le seuil de Sigüenza, element paleogeographique pour le Cretace moyen de la Chaîne Iberique occidentale». 10<sup>e</sup> RAST pág. 506.
- SEGURA, M., GARCÍA, A. y CARENAS, B., 1983: «El Albense superior-Cenomane de la Sierra de Albarracín (provincias de Teruel y Cuenca)». *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.* 81: 247-264.
- VILAS, L., MAS, J.R., GARCÍA, A., ARIAS, C., ALONSO, A., MELENDEZ, N. y RINCON, R., 1982: «Iberica suroccidental». In: «El Cretácico de España», pp. 457-508, Univ. Complutense Madrid.
- VILLENA, 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 Doctoral. Univ. Granada. 290 p.
- VILLENA, J. y RAMIREZ, J., 1975: «Estratigrafía del Cretácico de la región de Molina de Aragón». *Actas I Symposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica*, 170-188.

Recibido, enero 1986