

Cuadernos Geología Ibérica	Vol. 8	Págs. 237-257	Madrid 1982
----------------------------	--------	---------------	-------------

CARACTERISTICAS SEDIMENTARIAS Y PALEOGEOGRAFICAS DE LA REGRESION FINICRETACICA EN EL SECTOR CENTRAL DE LA CORDILLERA IBERICA

POR
MARC FLOQUET * y ALFONSO MELÉNDEZ **

RESUMEN

La serie finicretácica del sector central de la Cordillera Ibérica permite reconstruir una megasecuencia regresiva compuesta de cuatro etapas: Acreción litoral (Santoniense medio-superior). Relleno de Lagoon (Santoniense superior). Sedimentación en Sebkhá supramareal (Campaniense). Sedimentación fluviolacustre (Campaniense-Maestrichtiense). El reemplazamiento sedimentario y los probables movimientos positivos del sustrato llegan a ser, subiendo en la serie, cada vez más dominantes sobre la subsidencia. El tránsito a los medios continentales, al final del Cretácico, parecen ser debidos a una primera manifestación orogénica.

RESUME

La série finicrétacée du secteur central de la Cordillère Ibérique permet de reconstituer une mégaséquence régressive composée de quatre étapes: Accrétion littorale (Santonien moyen-supérieur). Comblement de lagon (Santonien supérieur). Sédimentation de sebkha supratidale (Campanien. Sédimentation fluvio-lacustre (Campanien-Maestrichtien). Le remblayage sédimentaire et de probables mouvements positifs du substratum deviennent de plus en plus prépondérants sur la subsidence, en montant dans la série. Le passage

* Institut des Sciences de la Terre, Université de Dijon, Laboratoire associé CNRS n.º 157, 6 Bd. Gabriel, 21100, DIJON (Francia).

** Departamento de Estratigrafía. Universidad de Zaragoza. Zaragoza.

aux milieux continentaux à la fin du Crétacé, semble dû à una première manifestation orogénique.

1. INTRODUCCION Y ANTECEDENTES

El Cretácico superior del sector central de la Cordillera Ibérica comprendido entre Soria y Molina de Aragón (Fig. 1) ha sido estudiado, hasta época reciente por diversos autores, desde un punto de vista bio, o litoestratigráfico: SAENZ GARCIA (1931); SAENZ RIBRUEJO y MARIN GONZALEZ (1969); LUNAR y SANCHEZ CELA (1973); VILLENA y RAMIREZ DEL POZO (1975); MOJICA y WIEDMANN (197); MOJICA (1979). Investigaciones más recientes: FLOQUET (1978, 1979, 1980); MELENDEZ y PEDAUYE (1980); FLOQUET y MONTY (1980); FEUILLÉE, FLOQUET y RAT (1980); FLOQUET, MELENDEZ y PEDAUYE (1981); MELENDEZ y PENDON (1982); FLOQUET (1982), desde un punto de vista más sedimentológico, han puesto de manifiesto el gran interés del análisis de las facies, predominantemente carbonatadas, para una interpretación precisa de los medios sedimentarios y de su evolución en el tiempo y en el espacio.

El Cretácico superior constituye un megaciclo transgresivo-regresivo dividido a su vez en dos ciclos de igual naturaleza: un primer ciclo Cenomanoturonense, y un segundo ciclo Senonense. El ciclo Senonense está compuesto en su parte superior de una secuencia transgresiva Santoniense y de una megasecuencia regresiva finicretácica. En el presente trabajo estudiaremos esta última megasecuencia, pues en ésta se presentan todas las etapas evolutivas características que van desde medios de plataforma abierta hasta medios continentales.

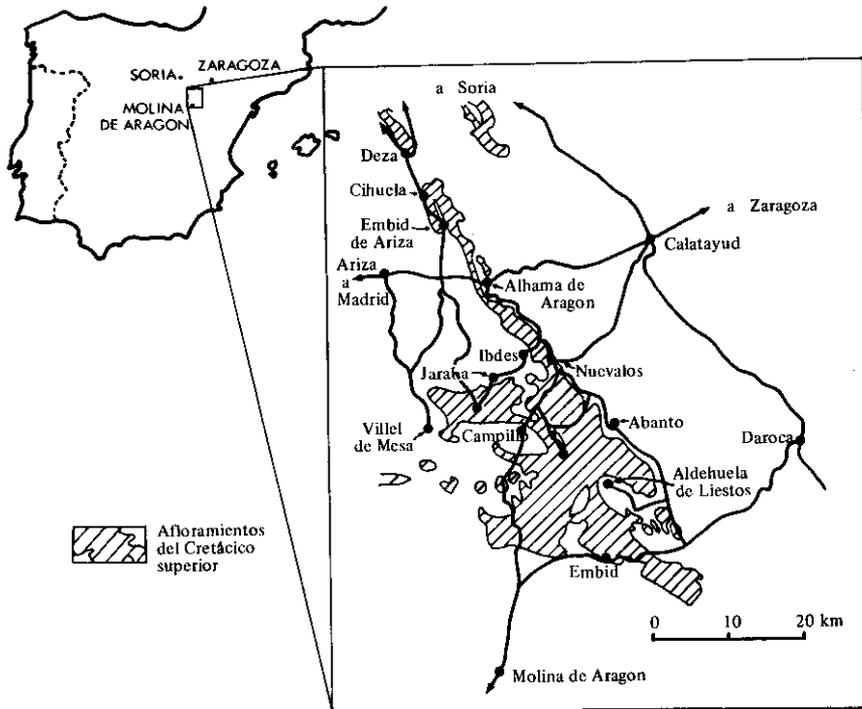
El Cretácico superior de este sector central de la Cordillera Ibérica se encuentra en una posición geográfica importante: entre los afloramientos septentrionales y los meridionales y levantinos de la península Ibérica, de aquí su interés para interpretar y comprender las relaciones que han existido entre las cuencas de influencia Atlántica y Mediterránea, particularmente para el período de emersión al final del Cretácico.

2. ETAPAS DE LA EVOLUCION REGRESIVA

2.1. Acreción litoral (Santoniense medio-superior)

2.1.1. *Corte de Ibdes* (Formación Hontoria del Pinar; FLOQUET, ALONSO, MELENDEZ, 1982)

La unidad litológica que corresponde al paso de la secuencia transgresiva Santoniense a la megasecuencia regresiva finicretácica



	Arcilla Marga		Construcciones de rudistas		Estructura fenestral
	Caliza arcillosa Caliza margosa		Restos de rudistas		Bird's eyes
	Caliza <i>mudstone</i>		Foraminiferos bentonicos		Pseudomorfos de evaporitas
	Caliza <i>wackestone</i>		Restos de equinodermos		Estructura en malla <i>chicken-wire</i>
	Caliza <i>packstone</i>		Briozoos		Costras <i>microcodium</i>
	Caliza <i>grainstone</i>		Bioturbacion		Raices
	Caliza dolomitica		Pistas		Nodulos
	Dolomia Dolomia margosa		Brechificacion		Conglomerados

LEYENDA DE LAS FIGURAS

FIG. 1.—Situación de la región estudiada.

presenta los mejores afloramientos en las proximidades del pueblo de Ibdes (Figs. 1 y 2).

Esta unidad está compuesta por 45-50 m de calizas de tres tipos:

- Calizas finas blancas y rosadas con bioturbación y pistas,
- Calizas bioclásticas con estratificación ligeramente ondulada,
- Calcarenitas compactas de colores blancoamarillentos en bancos gruesos con estratificación cruzada.

Se encuentran intercalados delgados niveles de margas o arcillas de tonos ocres y aspecto grumoso que puede descansar sobre una superficie endurecida.

Esta unidad se observa en otras localidades con pequeñas variaciones. Así en Jaraba y por encima de la ermita de la Virgen se presenta con mayor predominio de las calizas finas y calcarenitas. En la localidad de Nuévalos existe un predominio de las calcarenitas. Hacia el Sur, en Abanto, la serie es similar pero con potencia más reducida (20 m) y en Aldehuela de Liestos se presenta un mayor desarrollo de los términos bioclásticos.

2.1.2. *Facies y Secuencias*

La sucesión litológica, descrita recientemente por FLOQUET (1980) y FLOQUET, MELENDEZ y PEDAUYE (1981), consta de tres litobiofacies:

a) Biomicritas ligeramente arcillosas y bioturbadas (*wackestones*) que contienen Foraminíferos (Rotálidos, Miliolidos, Globotruncánidos) y fragmentos de Equinodermos, Briozoos y Lamelibranquios, Algas verdes.

b) Bioesparitas con ligero contenido en micrita (*packstones*) ricas en Foraminíferos (Miliólidos y Rotálidos), Algas verdes y rojas y fragmentos de Briozoos, Equinodermos y Lamelibranquios (Rudistas). Presentan laminación oblicua de bajo ángulo.

c) Bioesparitas de grano grueso (*grainstones*) con un gran contenido en fauna: Foraminíferos (Miliólidos, Rotálidos), fragmentos de Rudistas, Algas rojas, restos de Briozoos y Equinodermos (lám. 1, foto 1). Tienen laminación cruzada de alto ángulo. A techo presentan una superficie endurecida.

Estas facies se ordenan mediante cinco secuencias decamétricas de segundo orden con una distribución compleja (Fig. 2). El tránsito

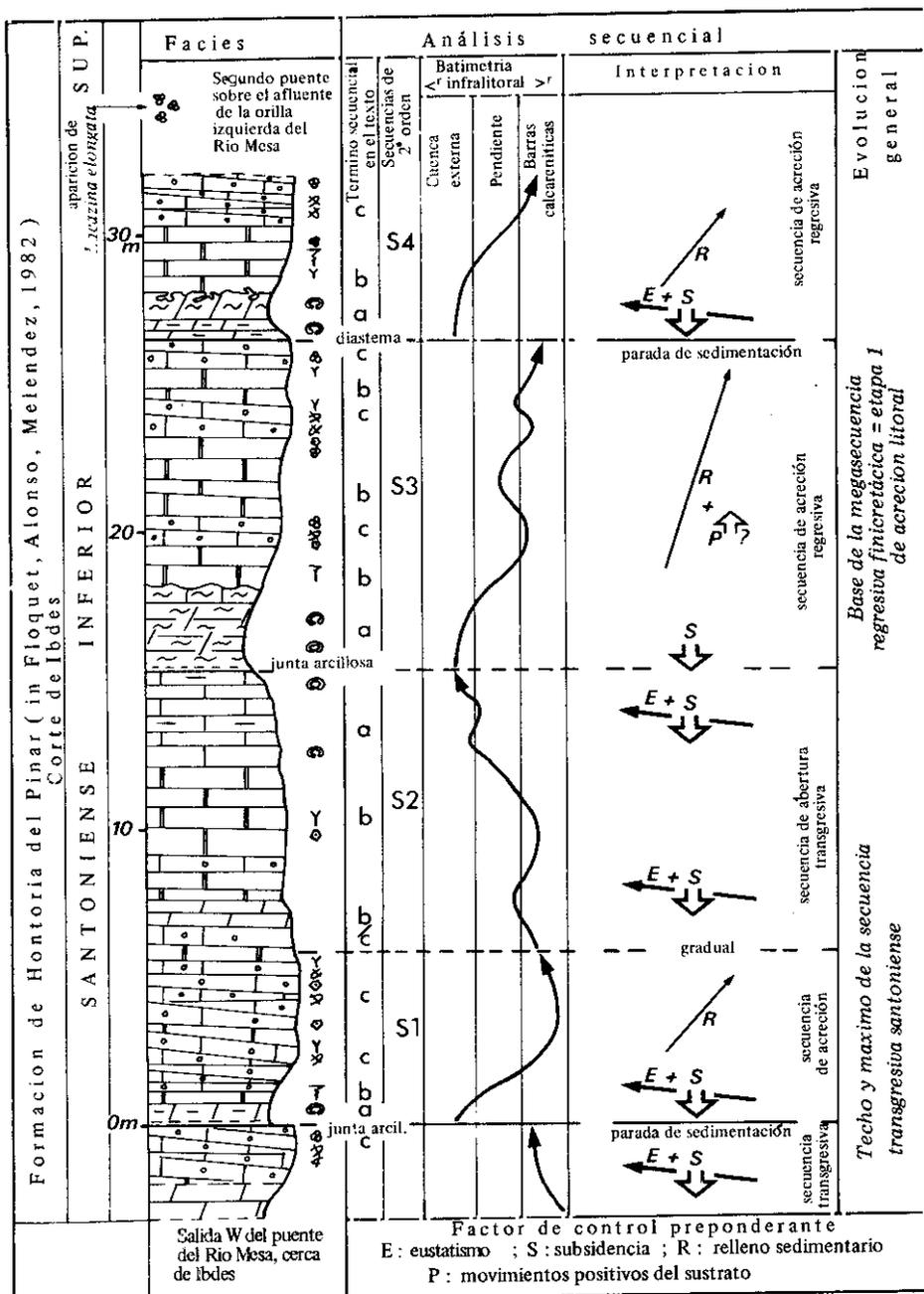


FIG. 2.—Corte de Ibdes (Lat.: 41° 13' 25" - Long.: 1° 52'). Paso de la secuencia transgresiva Santoniense a la megasecuencia regresiva finicretácica. Etapa I, de acreción litoral (Santoniense inferior a superior); según Floquet, (1980, 1982) y Floquet, Meléndez, Pedayé (1981).

a la unidad infrayacente (calizas con Rudistas; tramo 15, conjunto 4b, in FLOQUET, MELENDEZ PEDAUYE, 1981) se efectúa mediante 2-3 m del término c). Después de un diastema y de un delgado nivel arcilloso, la primera secuencia está compuesta por una sucesión a), b), c), para pasar gradualmente a la segunda secuencia compuesta por una sucesión c), b), a). Por encima y comenzando en niveles margarcillosos se sitúan tres secuencias en orden a), b), c).

2.3.1. Interpretación

El término a), se interpreta como correspondiente a medios de hidrodinamismo débil, con mezcla de fauna planctónica y bentónica, en la parte externa de la plataforma con una profundidad media.

El término b), corresponde a medios de hidrodinamismo medio, bajo la acción del oleaje a menor profundidad que la anterior, con fauna bentónica y efectos de removilización.

Por último, el término c), corresponde a hidrodinamismo elevado poco profundo pudiendo identificarse a barras calcareníticas en posición muy próxima a construcciones de Rudistas, Algas... (*patches, bafflestones*).

La ordenación de facies c), b), a), corresponde a una secuencia positiva de energía decreciente y aumento de profundidad, controlada fundamentalmente por subsidencia. Es una *secuencia de apertura* que marca el máximo de la «transgresión» Santoniense (Santoniense inferior).

La ordenación de facies a), b), c), corresponde a una secuencia negativa de energía creciente y disminución de profundidad, controlada por el *relleno sedimentario* y la *acreción litoral*. Con ella se inicia la megasecuencia regresiva finicretácica.

2.2. Relleno de lagoon (Santoniense superior)

2.2.1. Corte de Cihuela (Formación Burgo de Osma; FLOQUET, ALONSO, MELENDEZ, 1982)

Esta unidad litoestratigráfica se encuentra muy bien representada al borde de la carretera entre Embid de Ariza y Cihuela, en las proximidades del km 10 (Figs. 1 y 3). Descansa sobre un conjunto dolomitizado que corresponde a las calizas finas y calcarenitas de Ibdes. Está constituida por unos 15 m de calizas grises y blancas en bancos de espesor variable con estratificación horizontal en los que se identifican niveles de Rudistas, calizas micríticas con abundantes For-

miniferos y niveles de calizas micríticas con *fenestrae*. A techo se encuentran 7-8 m de calizas dolomíticas bien estratificadas.

Esta unidad se observa regionalmente con las mismas características litológicas pero con algunas variaciones de espesor. Así, en Jaraba alcanza los 25 m, en Aldehuela de Liestos es ligeramente superior a 15 m, y en Embid apenas llega a 10 m.

2.2.2. *Facies y secuencias*

Esta unidad ha sido estudiada recientemente por FLOQUET, MELENDEZ, PEDAUYE (1981), y el análisis secuencial de niveles equivalentes ha sido realizado por FLOQUET (1980, 1982). Se pone de manifiesto la sucesión de tres litobiofacies (Fig. 3):

a) Bioesparitas con cierto contenido de matriz micrítica, cemento esparítico y bioturbación (*packstones*). Contienen fragmentos de Rudistas (*Hippurites*, *Radiolites*, *Biradiolites*), Foraminíferos bentónicos y restos de Equinodermos, Gasterópodos e Ischyrosponjas. Lateralmente existen niveles bioconstruidos de Rudistas (*bafflestones*).

b) Biomicritas (*wackestones*, *packstones*) con pelets y bioturbación con gran contenido en Foraminíferos (Ataxophrágmidos, Lituolidos, Miliolidos, Textuláridos) y fragmentos de Equinodermos, Gasterópodos, e Ischyrosponjas.

c) Micritas (*mudstones*, *wackestones*) con laminaciones de algas y abundantes estructuras fenestrales (lám. 1, foto 2). Existen algunos Foraminíferos y Ostrácodos.

Estas tres facies se ordenan en secuencias (Fig. 3) de espesor comprendido entre 1,5 y 4 m y con una sucesión de términos a), b), c), siempre en el mismo orden. A techo del término c), existe un diastema sobre el que se sitúa el término basal a), de la siguiente secuencia.

2.2.3. *Interpretación*

El término a), corresponde a medios submareales de energía media y profundidad reducida que permitía la sedimentación biogénica y micrítica y la expansión de Rudistas.

El término b), corresponde a medios más someros, sub a intermareales de energía débil que favorece la alta tasa de sedimentación micrítica, que inhibe el desarrollo de Rudistas en favor de la expansión de los foraminíferos bentónicos.

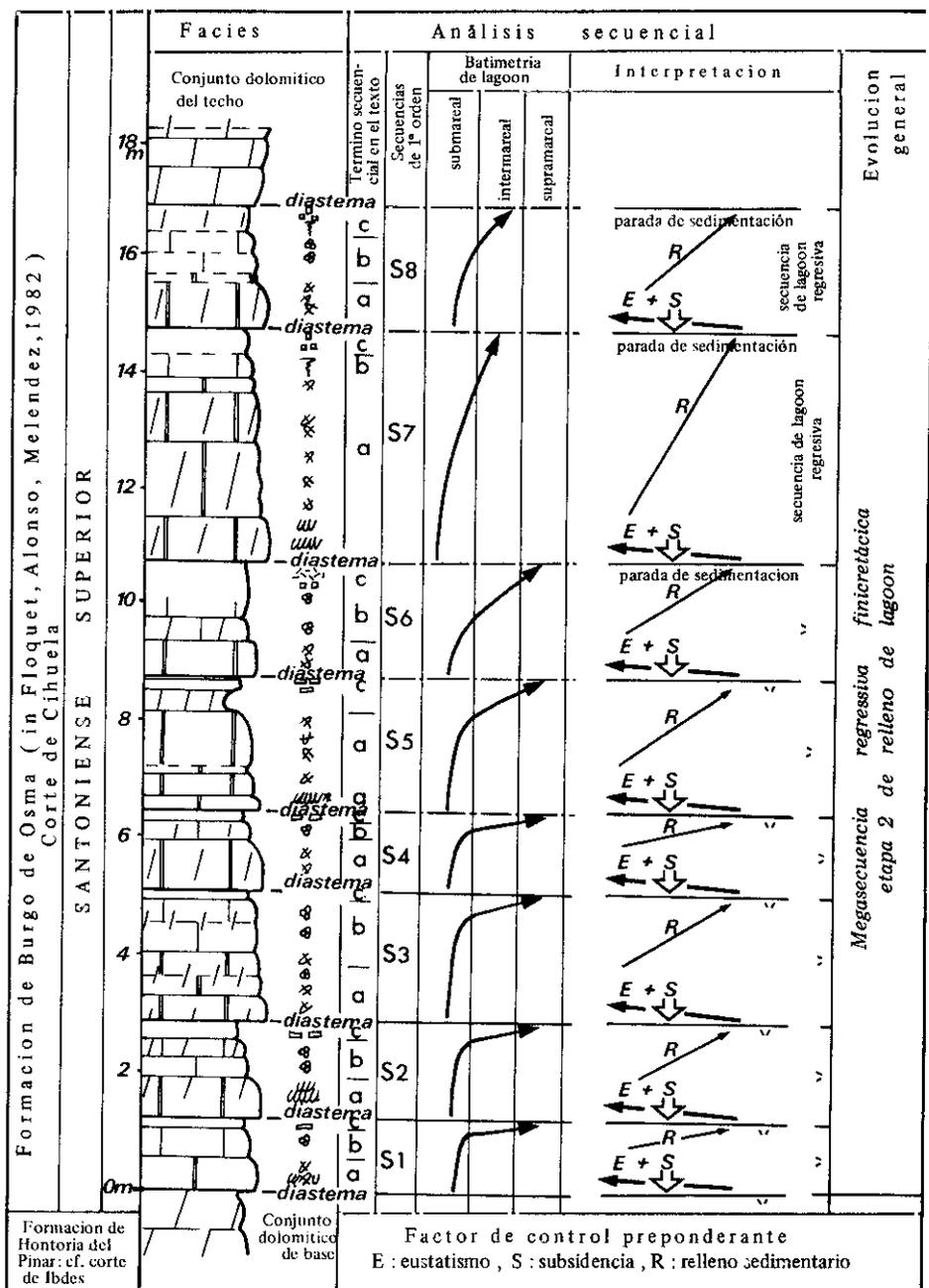


FIG. 3.—Corte de Cihuela (Lat.: 41° 23' 20" - Long.: 1° 42'). Etapa 2 de relleno de lagoon (Santoniense superior) en la megasecuencia regresiva finicretácica; según Floquet, Meléndez, Pedayú (1981).

El término c), corresponde a medios con una película de agua inter a supramareales, con un número de especies muy reducido, desarrollo de tapices de algas y emersiones prolongadas (señales de alteración y erosión).

Todas estas facies permiten la reconstrucción de un ambiente de lagoon. La ordenación de las facies caracteriza secuencias «regresivas», con disminución de profundidad, controladas por el relleno biosedimentario. La combinación de subsidencia y eustatismo permite la recurrencia de las secuencias.

2.3. Sedimentación en sebkha supramareal (Campaniense)

2.3.1. Corte de Embid de Ariza (Formación Santo Domingo de Silos; FLOQUET, ALONSO, MELENDEZ, 1982)

Las facies con Rudistas y estructuras fenestrales descritas anteriormente se encuentran recubiertas por una unidad esencialmente dolomítica. Esta unidad aflora muy bien en las cercanías del pueblo de Embid de Ariza, hasta el km 12 de la carretera que va a Cihuela (Fig. 1), con una potencia superior a los 40 m. Este corte descrito recientemente por FLOQUET, MELENDEZ, PEDAUYE (1981) consta de los siguientes tramos de base a techo (Fig. 4).

a) 8 m de calizas dolomíticas cristalinas sacaroideas, de colores blanco grisáceos a rojizos en bancos gruesos (0,5-1 m), que forman un resalte morfológico en la base de la unidad. Se identifican fantasmas de bioclastos de Rudistas.

b) 12 m de dolomías calcáreas porosas, blancas y amarillentas de aspecto margoso que alternan con dolomías margosas y margas dolomíticas, todas casi azóicas.

c) 20 m de dolomías margosas y calizas dolomíticas que alternan con margas dolomíticas amarillentas, más tableadas que las del tramo anterior. Se suceden dolomías finas, blancas con laminación irregular de tintes ferruginosos, dolomías porosas de aspecto tobáceo, y brechas dolomíticas con litoclastos angulosos.

d) 6 m de brechas mal estratificadas, de matriz margoso dolomítica y litoclastos muy angulosos, aumentando su redondeamiento hacia techo.

Esta unidad se observa en otros puntos de este sector, como en el km 22 de la carretera de Jaraba a Campillo y en los alrededores de

Aldehuela de Liestos. En ambos casos las características son muy similares a las descritas, pero con disminución de espesor hacia el Sur.

2.3.2. *Facies y secuencias*

El tramo a) presenta poca variedad, tratándose de doloesparitas con fantasmas de bioclastos atribuibles a Rudistas.

Los tramos b) y c) presentan variedad de facies. Se han reconocido:

- dolomicríticas con porosidad móldica (de disolución de bioclastos);
- dolomicríticas con algún fantasma de bioclasto;
- dolomicríticas con elementos interpenetrados y/o distorsionados;
- dolomicríticas con laminaciones de algas deformadas por pseudomorfos de anhidrita y huellas de desecación;
- calizas dolomíticas con pseudomorfos de nódulos y agujas de anhidrita, con texturas en malla (lám. 1, foto 3);
- brechas dolomíticas con seudonódulos y agujas de anhidrita a veces con silt vadoso; carniolas, etc...

En el tramo d) se identifican brechas dolomíticas compuestas por litoclastos dolomíticos con fisuración y ferruginización y por una matriz dolomítica con manchas de esparita. Hacia el techo los litoclastos tienden a ser nodulosos.

Estos cuatro tramos forman una secuencia de segundo orden (Fig. 4) con las doloesparitas como término basal (tramo a), las dolomicritas más o menos margosas como término medio (tramos b y c), y las brechas dolomíticas como término superior (tramo d). Dentro de estas secuencias de segundo orden y particularmente en los tramos b y c las diferentes facies se ordenan en secuencias elementales poco potentes (métricas) de naturaleza análoga:

- las dolomicritas con porosidad móldica o fantasmas de bioclastos, en la base;
- las dolomicritas finas, más o menos margosas con laminaciones de Algas, en la parte media;
- las dolomicritas o calizas dolomíticas con pseudomorfos de anhidrita, que pueden pasar a brechas dolomíticas, a techo.

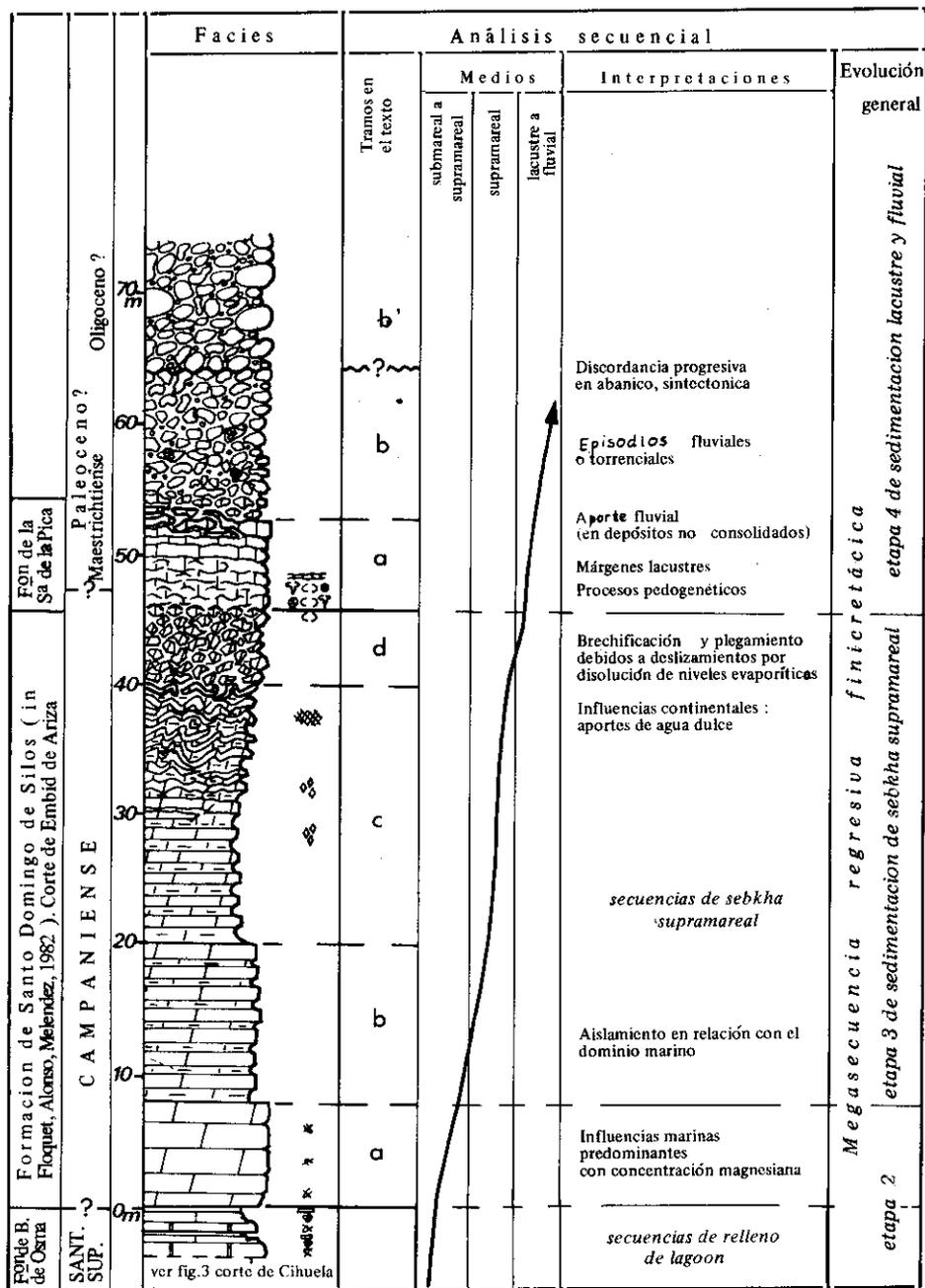


FIG. 4.—Corte de Embid de Ariza (Lat.: 41° 23' - Long.: 1° 43'). Etapa 3 de sedimentación de sebkha supramareal (Campaniense), y etapa 4 de sedimentación lacustre y fluvial (Campaniense superior?, Maestrichtiense a Paleoceno?) en la megasecuencia regresiva finicretácica; según Floquet, Meléndez, Pedayuyé (1981).

2.3.3. Interpretación

El tramo a) corresponde probablemente a la dolomitización de facies similares a las de la unidad infrayacente. Su medio de depósito deberá ser similar: *Plataforma interna* oscilando entre sub y supramareal, quizá *más restringido* y con mayor concentración de magnesio.

Los tramos b) y c) corresponden a la restricción del medio de depósito con *incremento del aislamiento* frente a mar abierto: *amplias llanuras supramareales* dentro de una franja litoral en las que existieran etapas de inmersión bajo una delgada lámina de agua, es decir, un medio análogo al de las sebkhas costeras de regiones áridas actuales (PURSER, 1980; TOULEMONT, 1980). En este medio y en sus bordes podría tener lugar una disolución de las evaporitas diagenéticas y su sustitución epigenética (en calcita) dentro de interacción entre aguas marinas y los aportes continentales de agua dulce.

La presencia de pliegues en estos niveles puede ser debido a deslizamientos sinsedimentarios de capas no consolidadas, favorecido por la disolución de los niveles evaporíticos intercalados. Por último, la escasa presencia de fauna y flora podría estar ligado al aumento y variaciones en la salinidad del medio.

El tramo d) señalaría la acentuación de los *procesos de disolución* de evaporitas, debido a una mayor influencia de agua dulce. La nodulización presente hacia techo así como la coloración rojiza, se interpreta como el inicio de *procesos pedogénéticos*.

La evolución de los medios de depósito puesta de manifiesto por la secuencia de segundo orden, puede ser igualmente reconstruida, en menor grado, a partir de las secuencias elementales. Se trata de secuencias «regresivas» en las que la influencia marina todavía patentes en la base (fauna marina), son cada vez menos sensibles hacia arriba (aislamiento y concentración: dolomitización y evaporitas diagenéticas) en favor de las influencias continentales (disolución, aportes de agua dulce, inicio de pedogénesis...).

2.4. Medios continentales lacustres y fluviales (Campaniense superior (?)-Maestrichtiense)

2.4.1. Corte de Embid de Ariza (Formación Sierra de la Pica; FLOQUET, ALONSO, MELENDEZ, 1982)

En perfecta continuidad por encima de la unidad descrita anteriormente en el mismo corte de Embid de Ariza (Figs. 1 y 4) se observa una nueva unidad compuesta de dos tramos:

a) El tramo inferior, entre 5 y 8 m de potencia, es esencialmente calcáreo. Se encuentra mal estratificado en la base y bien hacia *techo*, formado por facies pseudoconglomeráticas, de nódulos calcáreos mal definidos, de tonos beige y rojos englobados en una matriz calcárea de igual color, con abundante fisuración que favorece la nodulización. Hacia *techo* aparecen cantos negros.

b) El tramo superior, que llega a tener 50 m de espesor, es conglomerático. Conviene distinguir:

- Un primer conglomerado, con 10-12 m de potencia, en concordancia con el tramo inferior: el paso es muy gradual y la base del conglomerado incluye gruesos fragmentos de los niveles calcáreos precedentes más o menos deformados. Este conglomerado es esencialmente calcáreo, sus elementos están mal redondeados y la matriz es muy roja. Por encima de los dos primeros metros aparecen elementos de caliza con Foraminíferos pertenecientes al Cretácico superior marino.
- Un segundo conglomerado, con 30 a 40 m de potencia, formado por elementos calcáreos muy groseros y bien redondeados (hasta 0,5 m de diámetro), así como elementos silíceos.

Estos dos conglomerados pueden estar separados por una ligera discordancia, pero ambos han sido plegados perfectamente en conjunto con la serie de Cretácico superior marino (Fig. 5).

Esta unidad es observable en otras localidades de la región, no siempre completa y con frecuencia en malas condiciones de observación. La disposición estratigráfica es variable, así en la localidad de Embid de Ariza es concordante, mientras que en Ibdes se encuentra en débil discordancia, que está más acentuada en la localidad de Nuévalos. En el km 20 de la carretera de Jaraba a Campillo la discordancia es fácilmente apreciable, mientras que entre las localidades de Aldehuela de Liestos y Cimballa ésta aparece muy atenuada. Esta unidad se dispone generalmente sobre las facies dolomíticas de sebkha, a las que erosiona pudiendo hacerlas desaparecer como ocurre en las proximidades de Nuévalos.

En cualquier caso la disposición de la unidad parece corresponder a un modelo de *discordancia progresiva sintectónica* (RIBA, 1976).

2.4.2. *Facies y secuencias*

El estudio de las microfacies del tramo inferior a) pone de manifiesto:

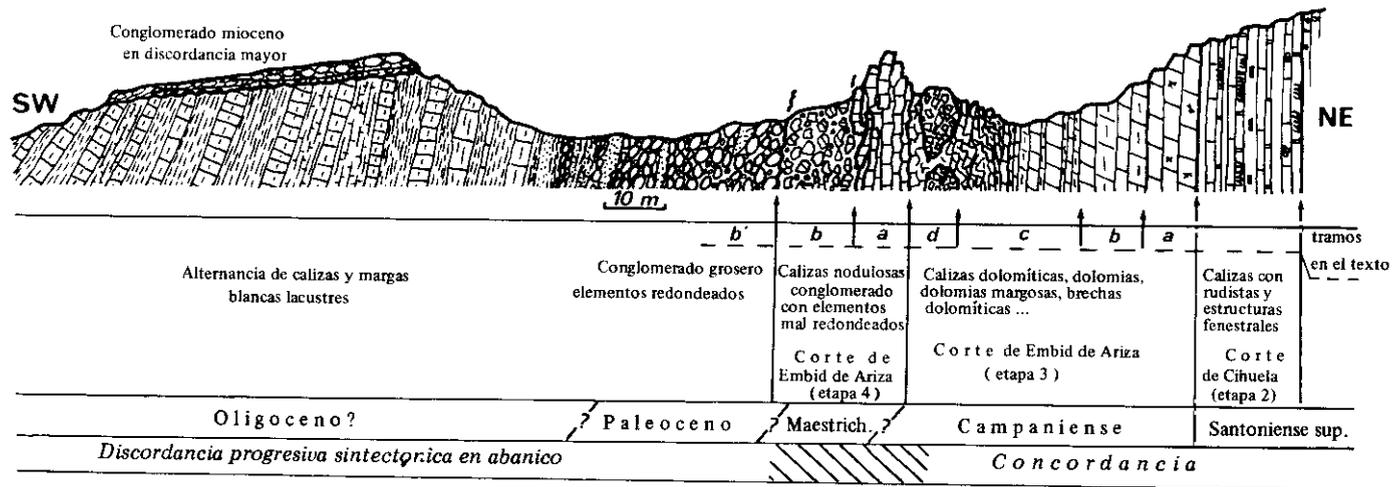


FIG. 5.—Posiciones relativas de las unidades litoestratigráficas del Cretácico final y Terciario en la región de Deza-Embudo de Ariza (perfil esquemático).

- nódulos micríticos oscuros en una matriz micrítica o microesparítica más clara en la que se observan inicios de nodulización, con un cemento esparítico o doloesparítico;
- costras zonadas ferruginosas, encontrándose formas oncolíticas;
- una fisuración general, plana y horizontal o ramificada y curva (lám. 1, foto 4).
- huellas de raíces, restos de Gasterópodos y Characeas, colonias de *Microcodium* tanto en los huecos como en la matriz y en los nódulos, lo que indica simultaneidad del depósito;
- un silt vadoso microcristalino o esparítico rellenando los huecos de forma geótrapa.

Los conglomerados del tramo superior b) incluyen en la base fragmentos de bancos calcáreos anteriores con las mismas microfacies, llegando a aparecer elementos de niveles marinos de Cretácico superior, inicialmente todavía angulosos y posteriormente más redondeados.

Esta unidad representa la continuidad lógica de la secuencia de segundo orden señalada anteriormente en las facies de sebkha. Las brechas dolomíticas pasan progresivamente a las calizas nodulosas que pasan gradualmente a conglomerados.

2.4.3. Interpretación

El tramo a) de calizas nodulosas presenta facies típica de evolución pedogenética de depósitos calcáreos puros lacustres y palustres (FREYET, 1969, 1971, 1975). Corresponden a medios sujetos a una oscilación de la capa de agua con inundaciones y exposiciones periódicas, es decir, a medios de *márgenes lacustres extensos* y poco profundos, en los que sería posible con poca cantidad de agua la inundación de grandes extensiones de los fondos carbonatados.

El tramo b) de conglomerados corresponde a la implantación de un medio con un importante aumento del hidrodinamismo que podría corresponder a episodios fluviales o torrenciales sobre los medios lacustres anteriores. Los episodios fluviales estarían provocados por el inicio de la elevación del conjunto del Cretácico superior, dando lugar a la existencia de una discordancia progresiva a partir de los conglomerados.

La evolución secuencial iniciada con la unidad precedente se continúa lógicamente con, después de las primeras influencias continen-

tales en medio de sebkha supramareal, el tránsito a los medios palustres, lacustres y fluviales.

3. CONCLUSIONES

3.1. Factores que condicionan la megasecuencia regresiva

La serie finicretácica del sector central de Cordillera Ibérica está organizada siguiendo una megasecuencia regresiva y comprendiendo 4 grandes tipos de secuencias de 2.º o de 1.º orden también regresivas, que corresponden a cuatro etapas de evolución de los medios de depósito (Fig. 6).

a) Secuencias de plataforma abierta, de hidrodinamismo creciente y disminución de profundidad (secuencia klupfeliana, *shallowing upward*) durante el Santoniense medio-superior. Este tipo de secuencias, donde comenzarían las primeras manifestaciones regresivas, estarían controladas por el relleno sedimentario y la acreción litoral posiblemente acentuados por movimientos positivos del sustrato.

b) Secuencias de plataforma interna de lagoon, de hidrodinamismo decreciente y disminución de profundidad durante el Santoniense superior. Este tipo de secuencias, en las que se marca la acentuación de la regresión, estaría controlada en su mayor parte por la colmatación biosedimentaria (Rudistas, Algas...).

c) Secuencias de plataforma muy somera, de sebkha supramareal, durante el Campaniense. Este tipo de secuencias, en las que la emersión es más continua, estaría controlada sobre todo por las relaciones de las últimas influencias marinas y de las primeras influencias continentales (terrágenos finos, agua dulce, etc...).

La recurrencia de las secuencias en las etapas a), b), c) vendría dada por la combinación de subsidencia y eustatismo, pero cada vez menos sensible desde a) hasta c). Las variaciones del nivel del mar, por ejemplo, serían cada vez más pequeñas.

d) Secuencia de medios palustre-lacustres y fluviales durante el Campaniense superior y Maestrichtiense. Esta secuencia que marca el tránsito definitivo a medios continentales puede deberse a:

- la acentuación de los movimientos epirogénicos del Santoniense medio-superior y Campaniense que provoca la retirada del mar;

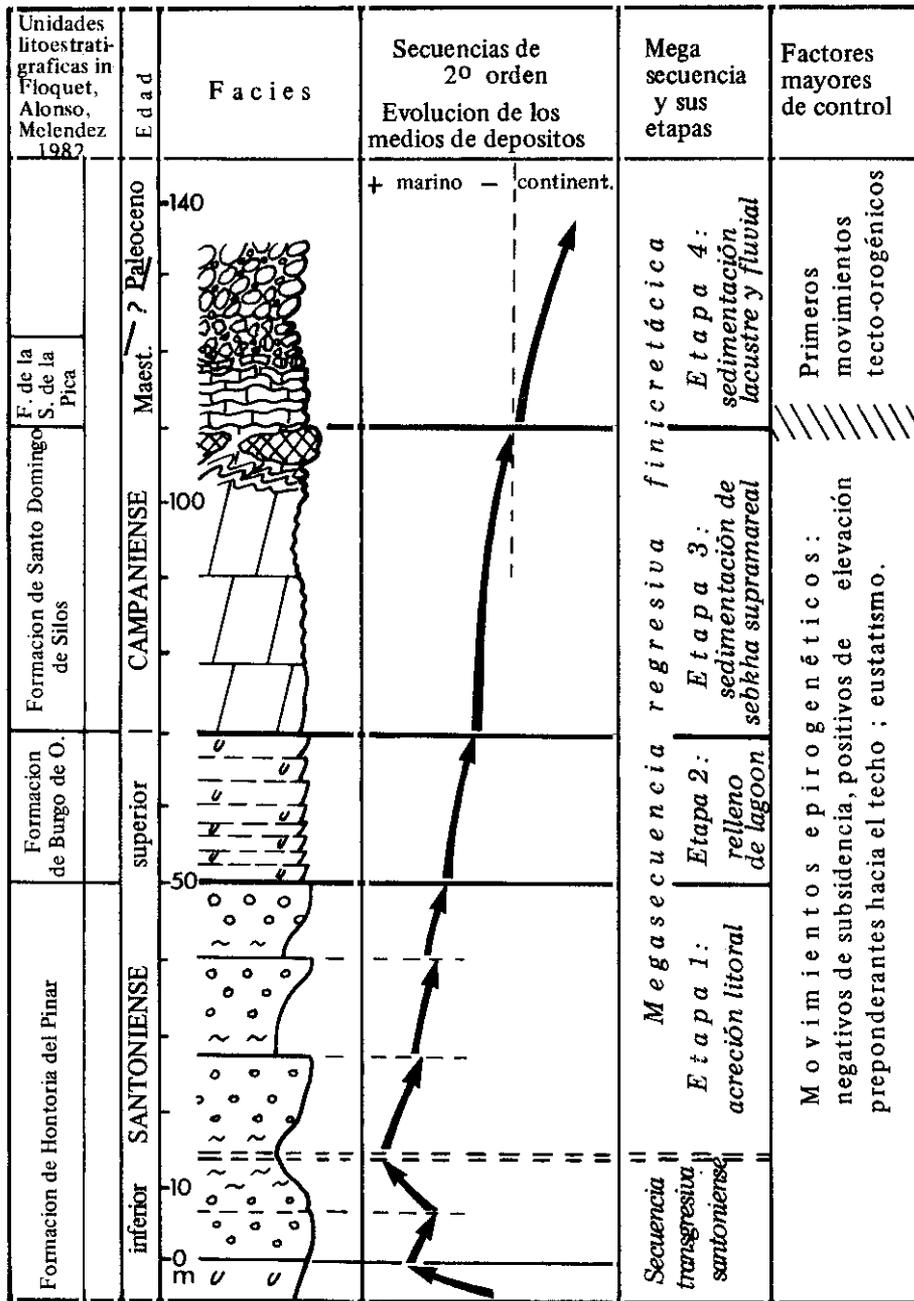


FIG. 6.—Corte sintético y esquemático del Cretácico final entre Deza y Molina de Aragón. Principales etapas y factores de la regresión finicretácica.

- los primeros movimientos tectorogénicos (nacimiento de un núcleo anticlinal, flanco activo en la cuenca sedimentaria) en el paso al Maestrichtiense (fase Larámica en el Pirineo) que provocaría los fenómenos de discordancias progresivas.

3.2. Situación de la plataforma

El sector central de la Cordillera Ibérica ocupa a lo largo del Cretácico superior una *situación paleogeográfica intermedia* entre la plataforma Norcastellana (FLOQUET, 1978; ALONSO, 1981) y las plataformas de las áreas mediterráneas situadas al Sur y Sureste (MELENDEZ, F. *et al*, 1975; CAPOTE *et al*, 1982). Las relaciones entre ambas se pone de manifiesto durante los estadios transgresivos, restringiéndose en las etapas regresivas, en las que actúa como un área somera o de umbral.

En la megasecuencia regresiva la evolución de éste sector presenta características que la relacionan con la parte Noribérica de la plataforma Norcastellana y más al Norte con su parte Cantábrica. Los distintos estadios de emersión se efectúan con un diacronismo importante, siendo más precoces en el sector central que en las regiones septentrionales (FLOQUET, 1980, 1982).

La evolución de este sector debe de realizarse teniendo en cuenta sus relaciones con el margen Iberocantábrico (AMIOT *et al*, 1982), y las posibles relaciones con el borde Mediterráneo e Iberobético.

BIBLIOGRAFIA

- AMIOT, M.; FLOQUET, M.; MATHEY, M.; PASCAL, A.; RAT, P., y SALOMON, J. (1982): Evolution de la marge cantabrique et de son arrière-pays ibérique au Crétacé. Resumen de comunicación, *II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España*, Albacete, sept.-oct. 1982.
- ALONSO, A. (1981): El Cretácico de la provincia de Segovia (borde norte del Sistema Central). Tesis doctoral. *Seminarios de Estratigrafía, serie Monografías*, n.º 1, Madrid, 272 pp. 22 lám.
- CAPOTE, R.; DÍAZ, M.; GABALDÓN, V.; GÓMEZ, J. J.; SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; RUIZ, P.; ROSELL, J.; SOPEÑA, A., y YÉBENES, A. (1982): Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo Alpino en el tercio Noroccidental de la rama Castellana de la Cordillera Ibérica, *Temas Geológico Mineros*, t. V, 390 pp., I. G. M. E., Madrid.
- FEUILLEE, P.; FLOQUET, M., y RAT, P. (1980): Transgressions et migrations de systèmes sédimentaires (exemples dans le Crétacé supérieur du Nord-Est de la Meseta Ibérique), *C. R. Som. Soc. Geol. Fr.*, fasc. 3, pp. 77-80.
- FLOQUET, M. (1978): La sédimentation de plateforme au Crétacé supérieur dans la Vieille Castille (Espagne): évolution verticale, variation hori-

- zontale: implications paléogéographiques, *Bull. S. G. F.*, t. XX, n.º 5, pp. 779-783.
- FLOQUET, M., y MONTY, C. (1980): Stromatolites et laminations cyanobactériennes dans le Crétacé supérieur du Nord-Est de la Meseta Ibérique, *VIIIème Réunion Ann. Sc. Terre*, Marseille, p. 151.
- FLOQUET, M. (1980): Succession des milieux de sédimentation au cours du Sénonien dans les Chaines Ibériques Nord (Espagne): un exemple d'évolution de plateforme carbonatée, *IX Congr. Nac. Sedim.*, Salamanca, 1980.
- FLOQUET, M.; MELÉNDEZ, A., y PEDAUYE, R. (1981): El Cretácico superior de la región de Alhama de Aragón (Borde septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica), en *El Cretácico del sector Central de la Cordillera Ibérica*. Villena, J., y Canerot, J. (eds.). Grupo Esp. Mesoz. Libro-Guía Excursiones, pp. 166-207.
- FLOQUET, M. (1982): Un modèle de comblement de plateforme interne carbonatée: Santonien supérieur-Campanien des Chaines Ibériques Nord. *Résumé de communication*, 26ème. Congr. Géol. Intern. Paris, vol. 1, sect. 4, p. 230 (artículo en prensa en *Cretaceous Research*).
- (1982): Transgressions-régressions et eustatisme-tectonique-sédimentation sur la plateforme nord-castillane du Crétacé supérieur (régions ibéro-cantabrique, Espagne), *Neuen Jahrbuch Geol. Paläont. Abh.* (en prensa).
- (1982): Discontinuités sédimentaires et coupures en série de plateforme: exemples dans le Crétacé supérieur-Eocène du NE de la Meseta Ibérique, *IXème Réunion Ann. Sc. Terre*, Paris, p. 245.
- FLOQUET, M.; ALONSO, A., y MELÉNDEZ, A. (1982): El Cretácico superior de la zona Castilla-Cameros, in *Síntesis del Cretácico de España. II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía de España*, Albacete, 1982.
- FREYTTET, P. (1969): Essai de classification des paléosols du Crétacé supérieur et de l'Eocène inférieur en Languedoc, et implications climatiques, *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 269, pp. 2316-2318.
- (1971): Paléosols résiduels et paléosols alluviaux hydromorphes dans le Crétacé supérieur et l'Eocène basal en Languedoc, *Rév. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, XIII, 3, pp. 245-268.
- (1975): Quelques observations pétrographiques sur les calcaires continentaux rencontrés a l'excursion de Mai de l'A. G. B. P.: facies lacustre, modifications pédologiques, *Microcodium Bull. Inf. Géol. Paris*, 12, 2, pp. 15-23.
- LUNAR, R., y SANCHEZ CELA, V. (1973): Estudio geológico-petroológico del Cretácico de los alrededores de Alhama de Aragón. *Est. Geol.*, v. XXIX, pp. 523-541.
- MELÉNDEZ, A., y PEDAUYE, R. (1980): Estudio de las facies carbonatadas del Cretácico superior de la región de Nuévalos (Zaragoza). *IX Congreso Nacional de Sedimentología*, Salamanca, 1980 (en prensa).
- MELÉNDEZ, A., y PENDÓN, J. G. (1982): Sedimentary evolution of Upper Cretaceous platform carbonate of Northwestern Iberian Chain (NE Spain). *I. A. S. 3rd. Eur. Mtg. Copenhagen*, pp. 49-51.

- MELÉNDEZ, F., *et al.* (1975): Síntesis del Cretácico de la zona Sur de la «Rama Castellana» de la Cordillera Ibérica. *I Symposium Cretácico de la Cordillera Ibérica*, pp. 241-252.
- MOJICA, J. (1979): Über das Mesozoikum im zentralen Teil des Nordostlichen Keltiberiskums (Ateca-Schwelle, Umgebung von Nuévalos, provinz Zaragoza, Spanien). *Arb. Inst. Geol. Paläont.*, Univ. Stuttgart, N. F. 74.
- MOJICA, J., y WIEDMANN, J. (1977): Kreide-Entwicklung und Cenomanien/Turonien Grenze der mittleren Keltibersichen Ketten bei Nuévalos (Zaragoza, Spanien), *Eclogae Geol. Helv.*, v. 70/3, pp. 739-759.
- PURSER, B. H. (1980): Les paléosabkhas du Miocène inférieur dans le Sud-Est de l'Iran, *Bull. Centr. Rech. Explor. Elf-Aquitaine*, 4, pp. 235-244.
- RIBA, O. (1976): Tectogénèse et sédimentation: deux modèles de discordances syntectoniques pyrénéennes, *Bull. B. R. G. M.* (2), 1, 4, pp. 383-401.
- SÁENZ, C. (1931): Pantanos de la Tranquera y Carenas en los ríos Mesa y Piedra. Estudio de las condiciones geológicas de emplazamiento, *Publ. Conf. Hidrogr. Ebro*, n.º 63, pp. 31-110, Zaragoza.
- TOULEMONT, M. (1980): Les gypses lutétiens du Bassin de Paris, *Bull. Centr. Rech. Explor. Elf-Aquitaine*, 4, 1, pp. 245-279.
- VILLENA, J., y RAMÍREZ DEL POZO, J. (1975): Estratigrafía del Cretácico de la región de Molina de Aragón, *I Symposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica*, pp. 171-188.

Facies típicas de las etapas de la regresión finicretácica (Cordillera Ibérica entre Soria y Molina de Aragón): 1. Calcarenitas bioclásticas con restos de briozoos, rudistas, algas rojas, foraminíferos, políperos, ... = término c de las secuencias de acreción litoral (etapa 1, Santoniense) (ref. 1.9.77.8).—2. Micrita con estructura fenestral y relleno geotropo de silt vadoso, ... = término c de las secuencias de relleno de lagoón (etapa 2, Santoniense superior) (ref. 27.8.77.27).—3. Textura en malla (chicken-wire) de epigénesis calcítica de anhidrita diagenética de sedimentación de sebkha supramareal (etapa 3, Campaniense) (ref. 28.8.77.10).—4. Micrita y doloesparita con nodulización, fisuración curva, litoclastos negros, ... de sedimentación palustre-lacustre (etapa 4, Campaniense-Maestrichiense) (ref.: 28.8.77.17).

