

Sedimentación lacustre durante el Cretácico en la Cordillera Ibérica, España.

A. ALONSO *, N. MELENDEZ * Y J.R. MAS *

* Dpto. de Estratigrafía. Fac. de C. Geológicas. Univ. Complutense. 28040 MADRID.

ABSTRACT.

Lake deposits were important in the Iberian Ranges during two episodes of the Cretaceous time: from Berriasian to Aptian (Lower Cretaceous) and during the Maastrichtian (Uppermost Cretaceous). The first one was related to the fracturation stage of an extensional phase, resulting in the formation of medium size (although very subsident) continental basins (Iberian s.s., Maestrazgo and Cameros). The second period corresponds with the Late Cretaceous regressive stage, and was associated with a compressional phase. As a result, several small and isolated basins appeared, and were filled with continental deposits.

The present paper deals with the analysis of the lacustrine facies in two of the three basins that differentiated during the Cretaceous in the Iberian Ranges. The Cameros basin, which was the most subsident and occupied an inner position, and the Iberian basin s.s., that was the less subsident and open towards the Tetis.

There are several distinctive and common characteristics of the lake deposits, in spite of the age and location of the basin where these facies were deposited: Almost every lacustrine unit was deposited in shallow lakes with important palustrine associated areas; the facies are predominantly carbonates and are very frequently arranged into sequences which start with open lacustrine mudstones and finish with micrites showing evidences of superimposed pedogenic processes (palustrine facies).

Key words: Lake deposits. Cretaceous. Iberian ranges. Spain.

con una fase distensiva; se crean cuencas relativamente pequeñas, pero muy subsidentes, con predominio de sedimentación continental. El segundo período corresponde a la etapa regresiva finicretácica, relacionada con una fase compresiva; se crean cubetas continentales aisladas.

Durante el Cretácico inferior se crearon en el sector de la Cordillera Ibérica tres cuencas o cubetas cuyas historias evolutivas, aunque paralelas, muestran divergencias debido a diferencias en la situación geográfica respecto al Tetis, ya completamente abierto y a variaciones en la tasa de subsidencia. Estas cuencas fueron; el surco suroriental, o Cuenca Ibérica s.s., la Cuenca del Maestrazgo y la Cuenca de Los Cameros. En este trabajo se analizan las facies lacustres que aparecen en la Cuenca Ibérica s.s. (la menos subsidente) y en la Cuenca de Los Cameros (la más subsidente), durante los dos períodos antes mencionados, Cretácico Inferior y Cretácico Terminal.

Independientemente de la edad y de la cuenca o cubeta en que se realice la sedimentación lacustre, hay una característica común muy destacable: se trata casi sin excepciones de sedimentos carbonáticos, de ambientes someros, lagos permanentes poco profundos y en muchas ocasiones relacionados con sistemas aluviales amplios dentro de los cuales aparecen lagos efímeros o semipermanentes. Las facies se distribuyen en secuencias mayoritariamente de somerización, pasando de base a techo de situaciones lacustres abiertas a situaciones palustres.

Palabras clave: Sedimentación lacustre. Cretácico. Cordillera Ibérica.

RESUMEN.

La sedimentación lacustre durante el Cretácico aparece en la Cordillera Ibérica relacionada principalmente con dos períodos: el comprendido entre el Berriasiense y el Aptiense (Cretácico inferior) y el Maastrichtiense (Cretácico terminal). El primero corresponde a una etapa de fracturación importante relacionada

INTRODUCCION.

Contexto paleográfico y paleotectónico.

En la Península Ibérica se produce durante el Kimmeridgiense una etapa de inestabilidad tectónica

y una regresión generalizada que dan lugar en la Cordillera Ibérica a una discontinuidad importante y a la posterior sedimentación de potentes series de naturaleza básicamente continental, o de transición marino - continental, (exceptuando algunos episodios de sedimentación pelágica en la Cuenca del Maestrazgo), que caracterizan el comienzo de la sedimentación cretácica.

Estas series sedimentarias incluyen varios episodios de sedimentación lacustre, de carácter carbonático principalmente, cuya distribución areal y también temporal es muy compleja, pues responden a un contexto paleogeográfico que refleja las especiales condiciones tectónicas, climáticas y eustáticas que afectaban a la placa ibérica en esa época. Por tanto, para comprender mejor las características de la sedimentación lacustre durante el Cretácico en la zona centro peninsular, es conveniente hacer previamente una breve descripción de esos tres principales factores condicionantes: clima, tectónica y eustatismo.

En primer lugar, hay que tener en cuenta que la placa Ibérica ocupaba durante el Cretácico un lugar situado entre los paralelos 20 y 30, es decir, una situación netamente tropical, con su extremo sur aproximadamente en el trópico de Cáncer (Rat, 1982). Por tanto, el clima fue predominantemente cálido y húmedo, lo que lógicamente condicionó completamente la sedimentación. A lo largo del Cretácico se pueden confirmar en general esas condiciones, aun-

que los estudios detallados muestran variaciones apreciables. Según Bowen, (1966) y Pearson, (1978), basándose en el estudio de isótopos estables de las conchas de belemnites, la temperatura durante el Cretácico inferior fue subiendo paulatinamente hasta el Albiense, momento en el cual alcanza un máximo. Inmediatamente después, baja, siendo el Cenomaniense superior y el Turoniense inferior una etapa más fría. El otro máximo se sitúa en el Santoniense - Campaniense, para volver a bajar en el Maastrichtiense.

En segundo lugar, el contexto tectónico era muy complejo durante esa etapa, ligado al movimiento de la placa Ibérica durante el Cretácico. Fue este factor el que condicionó la formación y evolución de las cuencas y el carácter de las mismas. Durante el Cretácico inferior (Boillot et al., 1984), la placa Ibérica tuvo un movimiento de rotación antihoraria, relacionada con la apertura del Golfo de Vizcaya y coincidiendo con el comienzo del cierre del Tetis. La tendencia general es distensiva, creándose o reactivándose cuencas muy subsidentes. Durante el Cretácico superior, el sentido del desplazamiento cambió radicalmente, la placa empezó a desplazarse hacia el Norte-Noroeste, contra la placa Europea (Fig.1), empezando una etapa compresiva que se refleja principalmente en una regresión generalizada y en la creación de cuencas continentales.

Por último, hay otro factor global que condicionó la sedimentación durante el Cretácico en la placa Ibérica, el eustatismo. Según Vail et al., (1977), las fluctuaciones del nivel del mar durante el Cretácico inferior fueron varias, hecho que queda reflejado en la Cordillera Ibérica de forma muy clara (Vilas et al., 1983). Ninguna sin embargo fue tan importante como las variaciones que se produjeron en el Superior ya que durante el Cenomaniense superior y el Turoniense se produjo una subida importantísima (entre 150 y 500 metros, según los diversos autores) que dio lugar a la creación de grandes plataformas epicontinentales. En la placa Ibérica, esta subida del nivel del mar provocó la inundación de una gran parte de la misma, llegándose a unir las cuencas de dominio tetisiano con las de dominio cantábrico (Alonso et al., 1989). Naturalmente, la sedimentación continental en esta etapa quedó sumamente reducida, y la sedimentación lacustre anulada.

LAS CUENCAS CRETACICAS DE LA CORDILLERA IBERICA.

Como resultado de la coordinación de los factores señalados con anterioridad, se originaron durante el *Cretácico inferior* tres cuencas sedimentarias bien delimitadas (Fig. 2):

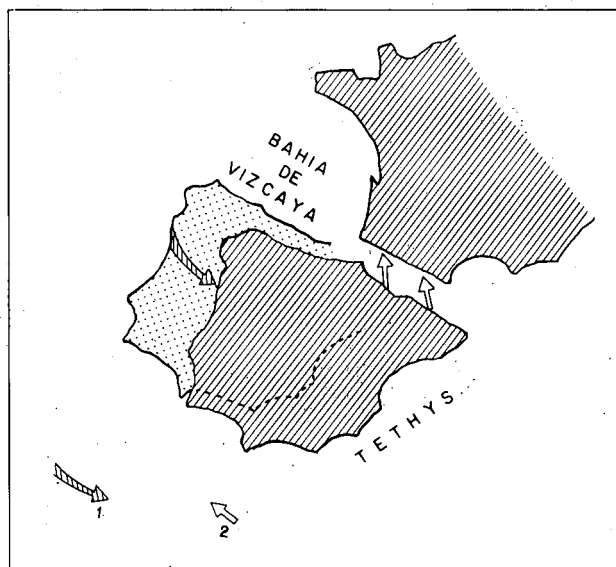


Figura 1.- Esquema del movimiento relativo de la Placa Ibérica durante el Cretácico. 1- Durante el Cretácico inferior. 2- Durante el Cretácico superior. (Adaptado de varios autores).

Figure 1.- Relative movement of the Iberian Plate through the Cretaceous. 1.- Lower Cretaceous. 2.- Upper Cretaceous. (Several authors).

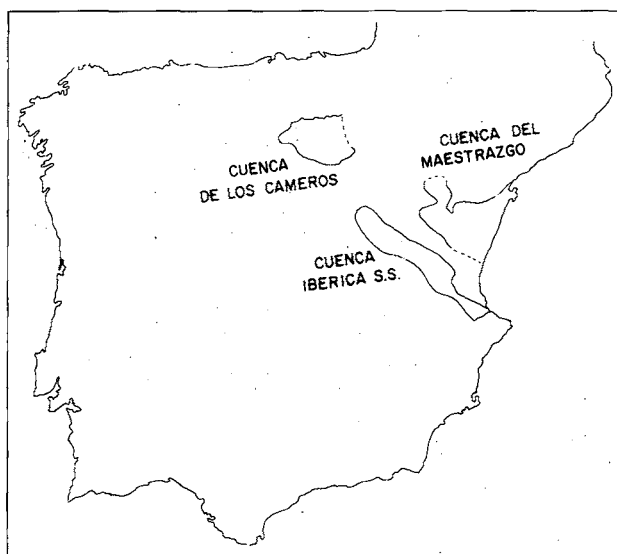


Figura 2.- Las cuencas sedimentarias diferenciadas en la Cordillera Ibérica durante el Cretácico inferior (Barremiense inferior). (Modificado de García, 1982).

Figure 2.- Sedimentary basins in the Iberian Ranges during the Lower Cretaceous (modified from García, 1982)

La Cuenca Ibérica s.s., situada en el Sureste y abierta hacia el Tetis. Ha sido interpretada como un aulacógeno (Alvaro et al., 1979), siendo concretamente el período que comprende el final del Jurásico y el Cretácico inferior la segunda etapa de graben en el desarrollo del mismo (Vilas et al., 1983). Durante esta etapa de graben se diferencian cinco unidades tectosedimentarias (Vilas et al., 1982, 1983), equivalentes a secuencias de depósito, siguiendo la nomenclatura de Mitchum et al., (1977), de carácter básicamente continental o continental - marino somero (Kimmeridgiense - Portlandiense, Valanginiense - Hauteriviense, Hauteriviense terminal - Barremiense inferior, Barremiense superior - Aptiense inferior y Aptiense superior - Albiense inferior). De ellas, dos dan lugar a sedimentos lacustres de importancia (la Hauteriviense terminal - Barremiense inferior y la Barremiense sup. - Aptiense inf.).

La Cuenca del Maestrazgo, situada al Norte de la anterior, en el Este peninsular y abierta también hacia el Tetis. Su origen está directamente relacionado con la Cuenca Ibérica s.s., si bien permanece aislada de ella durante casi todo el Cretácico inferior por el Macizo Valenciano (Vilas et al., 1983). Durante el período que nos ocupa, Salas (1987), ha identificado nueve secuencias de depósito (Titónico - Berriasiense, Berriasiense superior - Valanginiense, Valanginiense, Hauteriviense, Barremiense, Aptiense, Aptiense superior, Albiense basal y Albiense inferior). En general, todas las secuencias son más marinas que

las de la Cuenca Ibérica s.s., y, de hecho, las facies lacustres se encuentran muchas veces subordinadas dentro de extensas llanuras costeras o plataformas muy someras en un contexto estuarino mucho más amplio (Salas, 1983). Los principales episodios de facies lacustres se dan siempre en las zonas más internas de la cuenca y en las secuencias de depósito Valanginiense, Hauteriviense y Barremiense (Cane-ro et al., 1982; Salas, 1983, Salas, 1987).

La Cuenca de Los Cameros, situada en el Centro-Norte, entre las actuales del Duero y del Ebro. Ha sido interpretada como una cuenca de tipo pull-apart (Guiraud y Seguret, 1985), con una importante subsidencia. De forma esquemática, ya que la complejidad estratigráfica es grande, se han identificado cuatro secuencias de depósito en la zona oriental (Guiraud y Seguret, opus cit.) y cinco en la occidental (Clemente et al., 1991), todas ellas de carácter predominantemente continental. En la zona occidental las secuencias son: Titónico - Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense - Barremiense, Barremiense y Barremiense - Aptiense, las tres primeras con desarrollo importante de sedimentos de origen lacustre. En la zona oriental, la datación de las secuencias inferiores es todavía problemática, aunque muy posiblemente se corresponden con la Titónico - Berriasiense, la Barremiense y la Barremiense Aptiense, apareciendo a techo la Aptiense - Albiense, inexistente en el otro sector. En la parte oriental de la cuenca, las facies lacustres son muy importantes en las tres primeras secuencias.

Durante el *Cretácico superior*, la gran transgresión Cenomano-Turonense creó un mar epicontinental alargado, el Estrecho Ibérico, uniéndose los dominios cantábrico y tetisiano, cubriendo las anteriores cuencas y homogenizando la sedimentación, ahora mayoritariamente marina, excepto estrechas orlas fluviales, donde no había sedimentación lacustre digna de mención.

El Cretácico terminal, en cambio, marca una nueva etapa en la placa Ibérica; los movimientos compresivos y la regresión finicretácica provocan la formación de numerosas cuencas o cubetas relativamente aisladas, con sedimentación fluvial y lacustre (Alonso et al., 1987). Algunas de las cubetas lacustres llegan a tener bastante desarrollo.

Este trabajo pretende exponer de forma sintética las características de los sedimentos lacustres que aparecen en las cuencas Ibérica s.s. y de Los Cameros durante el Cretácico, una de las cuales (la de Los Cameros) es la más subsidente de las tres descritas, en contraposición a la otra, que es la menos subsidente. La primera, además, ocupa la posición más interna dentro del surco ibérico, mientras que la Ibérica estaba situada en una posición más externa.

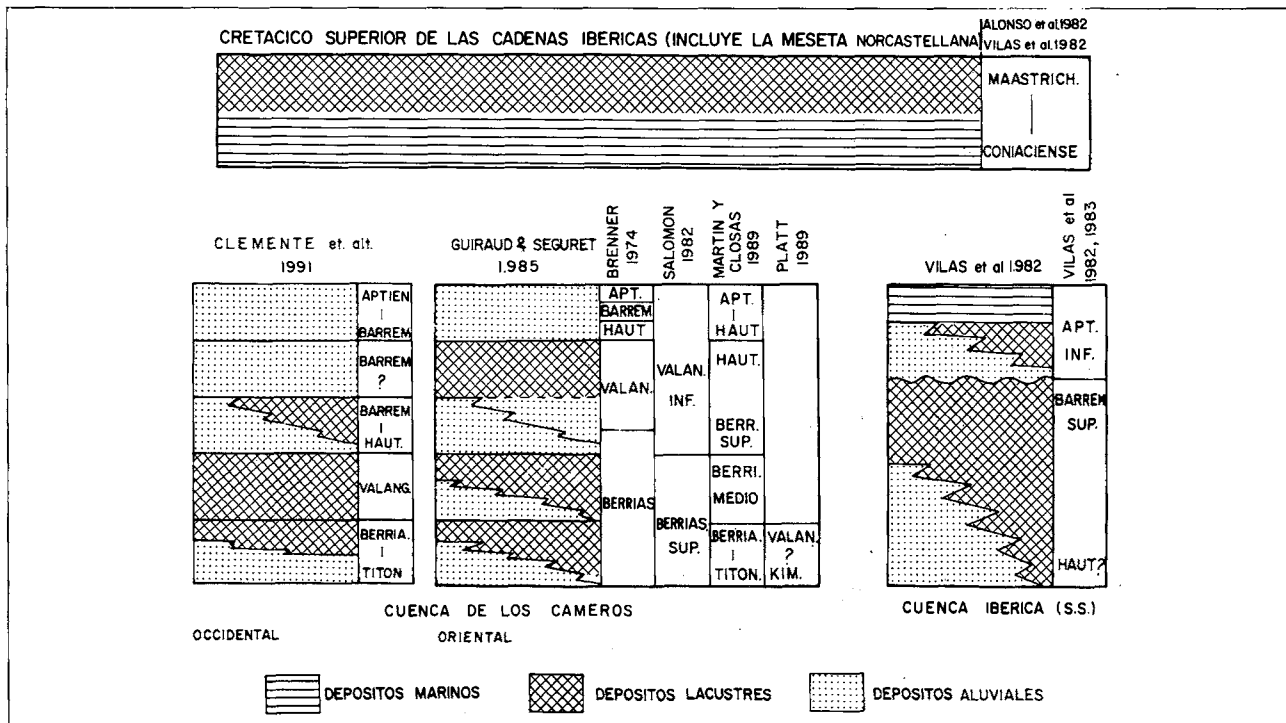


Figura 3.- Localización estratigráfica de los sedimentos lacustres durante el Cretácico en la Cuenca Ibérica y en la de Los Cameros dentro de las secuencias de depósito identificadas. El esquema para el Cretácico superior sólo expresa la regresión finicretácica.

Figure 3.- Stratigraphical position of the lacustrine facies. The depositional sequences of the Lower Cretaceous have been represented separately in Iberian and Cameros Basins. Only the uppermost Cretaceous regression is expressed in the figure.

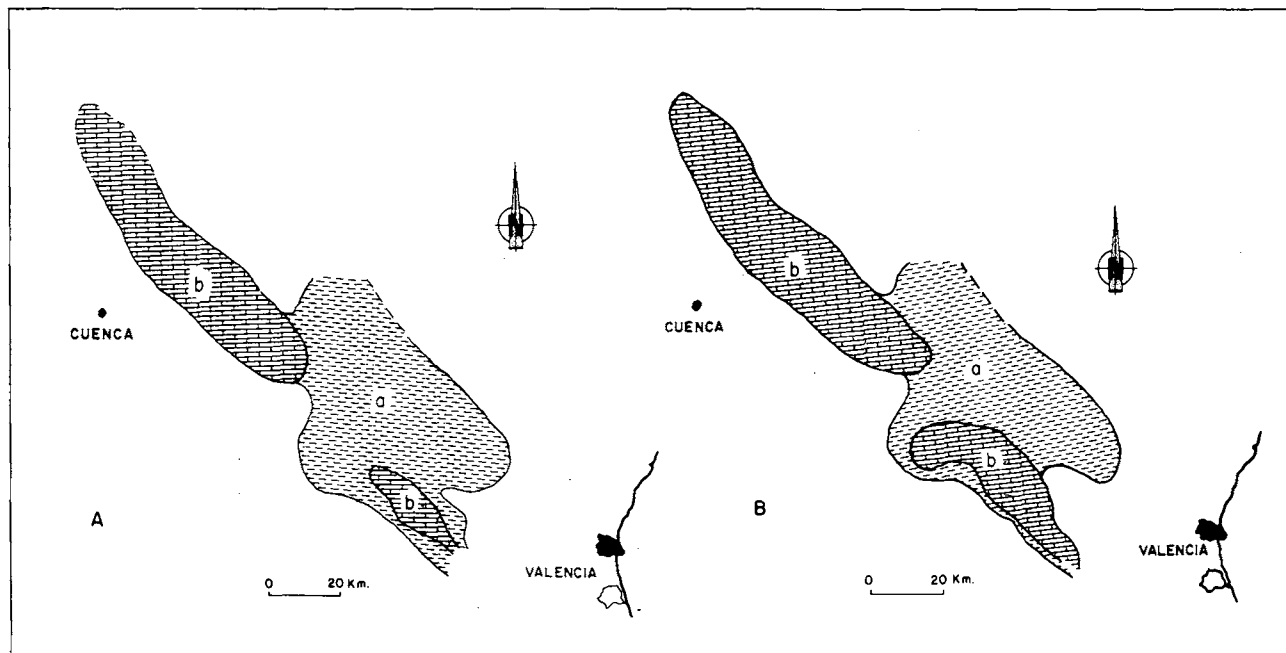


Figura 4.- Cuenca Ibérica s. s. A) Base de la secuencia de depósito Hauteriviense terminal - Barremiense inferior. B) Techo de la misma. Distribución de ambientes sedimentarios. a- Llanuras aluviales costeras con cierta influencia mareal. b- Dos áreas con desarrollo de carbonatos lacustres y palustres (Modificado de Mas et al., 1982).

Figure 4.- Iberian Basin s.s. A) Lower part of the Uppermost Hauterivian - Lower Barremian depositional sequence. B) Upper part of the same sequence. Sedimentary environments distribution: a- Coastal alluvial plains, tidally influenced. b- Lacustrine and palustrine carbonatic facies. (Modified from Mas et al., 1982).

Debido a la complejidad de las cuencas y de las etapas con sedimentación lacustre que ha sido explicada con anterioridad, el trabajo se desarrollará de la siguiente manera: Para el Cretácico inferior se describirá cada cuenca por separado, analizando cada una de las secuencias de depósito que incluyan sedimentos lacustres de cierta importancia. El siguiente capítulo describirá la sedimentación lacustre durante el Cretácico superior, sin individualizar cada una de las cubetas.

CRETACICO INFERIOR.

Cuenca Ibérica s.s.

En la cuenca Ibérica han sido identificados en los materiales correspondientes al Kimmeridgiense - Cretácico inferior cinco secuencias de depósito, la primera de las cuales corresponde a sedimentos de origen costero depositados durante la fase regresiva del Jurásico superior. Las cuatro secuencias del Cretácico inferior (Mas, 1981; Mas et al., 1982; Vilas et al., 1982, 1983) presentan las siguientes características: La Valanginiense - Hauteriviense está formada por sedimentos de lagoon, llanuras mareales y llanuras costeras, que se depositaron en un estrecho surco de dirección NO-SE, formado por la reactivación de fracturas preexistentes. La siguiente secuencia, de edad Hauteriviense terminal - Barremiense, se desarrolló también en un surco de dirección ibérica, aunque es más expansiva que la anterior y discordante sobre ella. Se caracteriza por el dominio neto de la sedimentación continental, con solo una cierta influencia marina en el extremo más suroriental del surco.

La tercera secuencia de depósito es de edad Barremiense superior - Aptiense inferior; se apoya mediante contacto discordante sobre la anterior y corresponde a un estadio expansivo de la cuenca sedimentaria. Está formada por sedimentos depositados en extensas llanuras aluviales que evolucionan, tanto hacia el SE como verticalmente, a ambientes marinos de plataforma carbonática respondiendo a la primera transgresión urgoniana procedente del Tetis. La cuarta secuencia tiene una edad Aptiense superior - Albiense inferior a medio y corresponde a la segunda transgresión urgoniana. Sus materiales son de carácter exclusivamente marino, reflejando un nuevo episodio expansivo del área sedimentaria, que termina con una etapa regresiva con llegada de abundante material terrígeno.

Solamente las secuencias de depósito segunda y tercera incluyen materiales de origen lacustre (Fig. 3), la tercera con un desarrollo mucho menor que la segunda. Se describen a continuación las características de dichos materiales en las etapas mencionadas.

S.D. Hauteriviense terminal - Barremiense inferior.

Durante esta secuencia, los sistemas lacustres alcanzaron un gran desarrollo en toda el área de sedimentación del surco ibérico (Fig. 4). Desde el punto de vista paleogeográfico, estos sistemas lacustres estaban relacionados lateralmente con llanuras distales de abanicos aluviales (Mas et al., 1982), siendo los depósitos de dichos abanicos, materiales terrígenos de naturaleza siliciclástica (Fm. Arenas y arcillas del Collado) y los depósitos de los sistemas lacustres, materiales de naturaleza eminentemente carbonática (Fm. Calizas de La Huérguina) que llegan a alcanzar en la zona depocentral los 500 m. de potencia. El estudio de la evolución vertical de los materiales muestra que los sistemas lacustres son extensivos con respecto a los aluviales clásticos, de forma que los materiales de la Fm. La Huérguina dominan hacia la parte alta de esta secuencia de depósito.

El estudio sedimentológico y paleogeográfico detallado de la secuencia Hauteriviense - Barremiense ha sido realizado en anteriores trabajos por varios autores (Mas y Alonso, 1977; Mas, 1981; Monty y Mas, 1981; Mas et al., 1982; Meléndez, 1983; Meléndez et al., 1989; Sanz et al., 1990; Gierlowski - Kordesch et al., 1991; Gómez Fernández y Meléndez, 1991) quienes han caracterizado las condiciones ambientales en que se depositaron estos materiales, así como el contexto paleogeográfico y las directrices paleotectónicas que condicionaron la forma de la cuenca y la geometría de los depósitos. Esta última queda bien reflejada en los mapas de distribución de facies de la figura 4 y en las variaciones de espesor que muestran los mapas de las figuras 5 y 6. Se reconoce la existencia en la cuenca de áreas más o menos subsidentes controlados por las direcciones tectónicas NO-SE y NE-SO, que condicionaron la distribución de los diferentes subambientes. Se reconocen diversas áreas lacustres rodeadas por las áreas palustres que a su vez separarían unos lagos de otros.

Los principales tipos de facies que aparecen en la Fm. La Huérguina son los siguientes: Margas calcáreas grises, que generalmente contienen ostrácos y carófitas; calizas margosas lajeadas, con elevado contenido en materia orgánica y restos vegetales; biomicritas masivas, con abundantes carófitas, ostrácos, gasterópodos y oncolitos dispersos y calizas laminadas formadas por estromatolitos. Estas facies se disponen en secuencias según el orden descrito, mostrando la colmatación progresiva de lagos someros (Fig. 7). Además, sobreimpuestas a ellas, aparecen abundantes evidencias de edafizaciones, así como otros tipos de procesos diagenéticos tempranos como son: desecación y brechificación, microcarstificación etc.

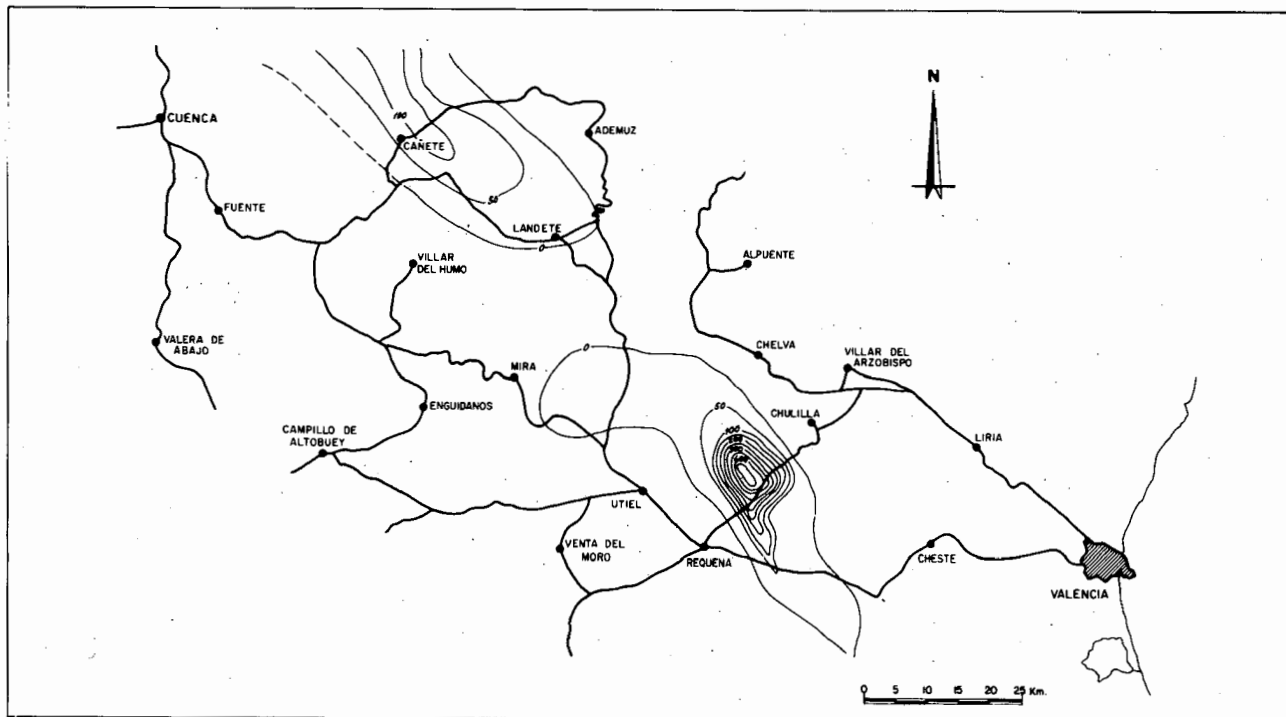


Figura 5.- Mapa de isopacas de la Formación Calizas de La Huérguina (S.D. Hauteriviense terminal - Barremiense inferior) en el sector levantino de la Cuenca Ibérica. Aparecen dos surcos alargados de dirección NO-SE, con subsidencia notable. (Modificado de Mas et al., 1982).

Figure 5.- Isopachs of the La Huérguina Fm. (D.S. Uppermost Hauterivian - Lower Barremian) in the southeastern part of the Iberian Basin. Two elongated, NW-SE directed and very subsident troughs are clearly distinguished. (Mas et al., 1982).

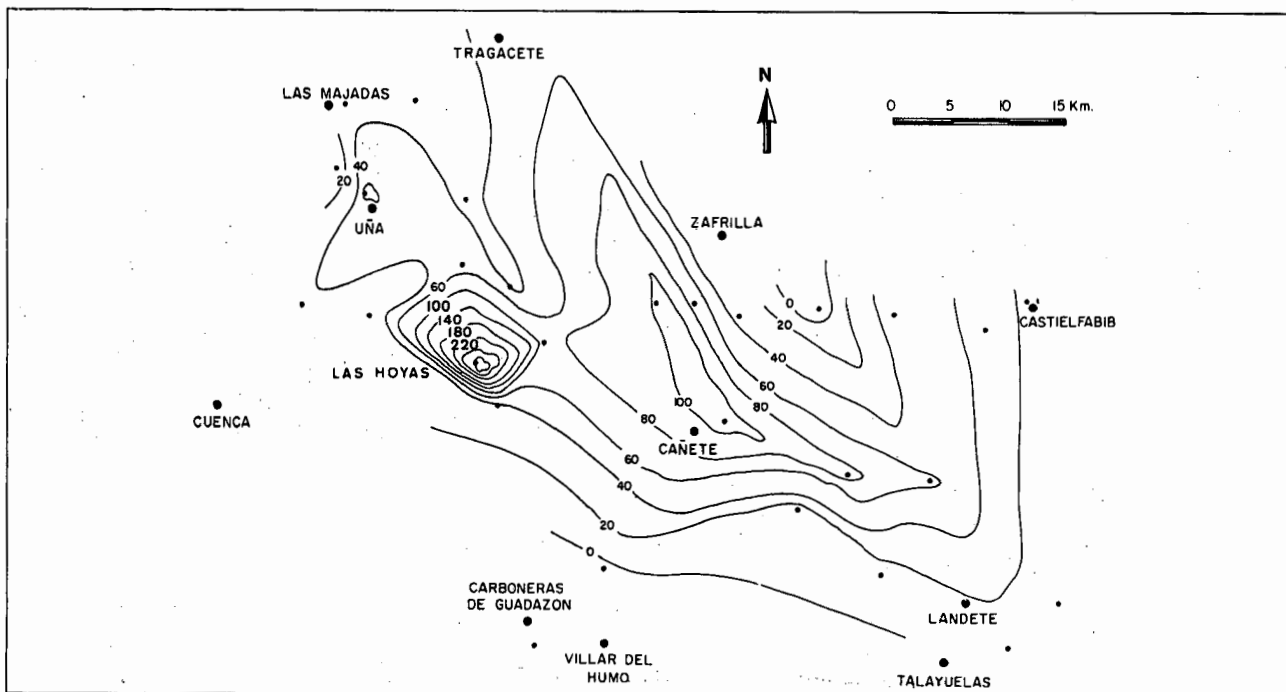


Figura 6.- Mapa de isopacas de la secuencia de depósito Hauteriviense terminal - Barremiense (El Collado y La Huérguina Fms.) en el sector central de la Cuenca Ibérica. (Meléndez et al., 1989).

Figure 6.- Isopachs of the Uppermost Hauterivian - Lower Barremian depositional sequence. (Meléndez et al., 1989).

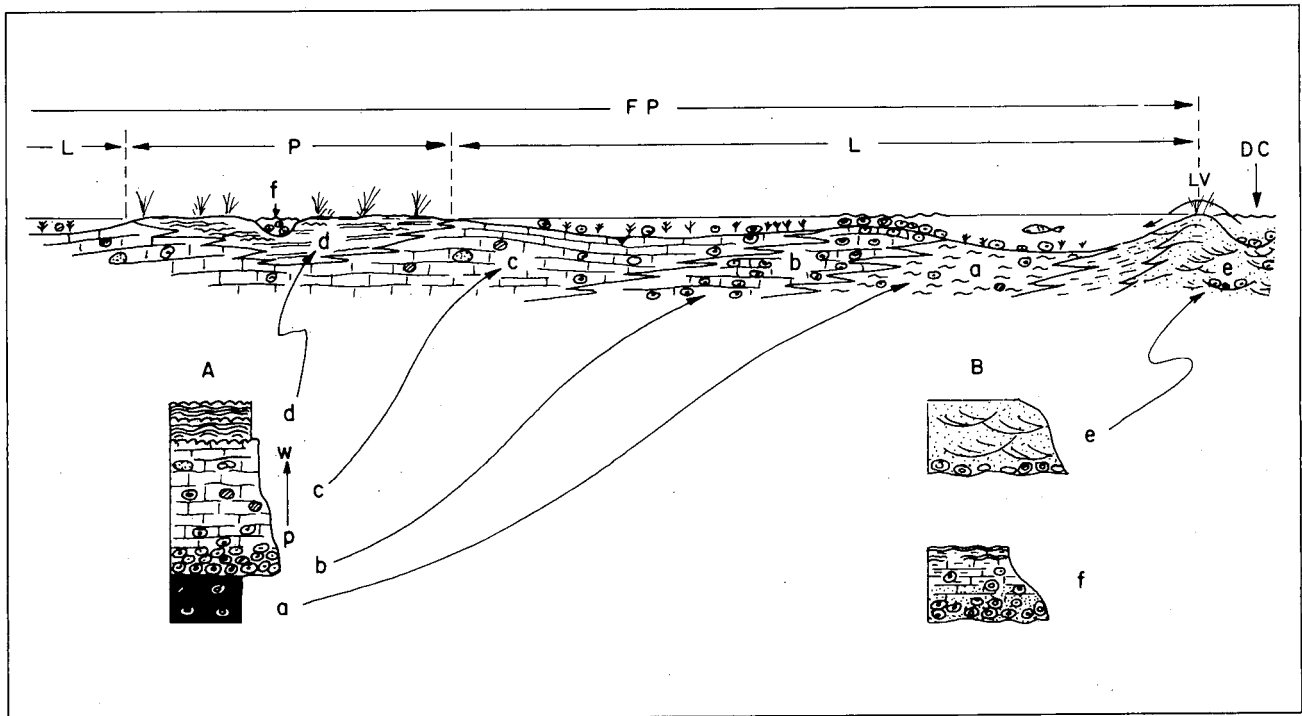


Figura 7.- Asociaciones de facies características y medios sedimentarios de la Fm. Calizas de La Huérguina. FP- Llanura de inundación. L- Lacustre. P- Palustre. CD- Canal distribuidor. LV- Malecón. Secuencias: A- Secuencia lacustre (a, margas con oncolitos y carófitas; b, acumulaciones de oncolitos; c, biomicritas packstone - wackstone con oncolitos, carófitas, ostrácodos y gasterópodos; d, estromatolitos laminares). B- Secuencias canalizadas (e, canales distribuidores, areniscas con estratificación cruzada y oncolitos; f, canales secundarios, biomicritas arenosas. (Mas et al., 1982).

Figure 7.- Facies association and sedimentary environments of the La Huérguina Fm. FP- Flood plain. L- Lacustrine. P- Palustrine. CD- Distributary channel. LV- Levee. Sequences: A- Lacustrine sequence (a, marls with oncolites and charophytes; b, oncolitic accumulations; c, packstone - wackstone micrites with oncolites, charophytes, ostracods and gastropods; d, stromatolites). B- Channels (e, distributary channels, cross bedded sandstones and oncolites; f, secondary channels, sandy biomicrites). (Mas et al., 1982).

Las áreas palustres, especialmente relacionadas con las lacustres, muestran un desarrollo muy grande entre los depósitos de este ciclo. En esas zonas, los procesos diagenéticos tempranos subaéreos cobran una importancia fundamental: bioturbación edáfica, nodulización, brechificación y marmorización. Todos estos procesos están relacionados con el desarrollo de una pedogénesis generalizada sobre un sedimento previo, ya sea este de origen lacustre o aluvial (Arribas et al., 1989). Las facies que se originan a partir de estos procesos son estructuras prismáticas verticales, calizas nodulares, calizas brechificadas y calizas marmorizadas.

Los lagos tendrían en general características similares en cuanto a su escasa profundidad, extensión variable, vida relativamente corta, tipo de organismos que los poblaban etc. Sólo de forma local, alguno de ellos pudo alcanzar condiciones más abiertas y profundas. Tal es el caso del lago de Las Hoyas (Sanz et al., 1988, 1990; Gómez Fernández y Meléndez, 1991; Meléndez et al., 1989), localidad situada al E de Cuenca, donde se identifican varvas lacustres, controladas por un proceso de tipo estacional cli-

mático, correspondientes a las zonas más centrales y profundas del lago. Las condiciones del fondo serían, al menos durante temporadas, anóxicas, lo que permitió la preservación de restos de organismos en condiciones óptimas (Sanz et al., 1988, 1990). El contenido en materia orgánica es también muy elevado.

Por otra parte, en los sectores más orientales (prov. de Valencia), y de forma muy esporádica, se puede reconocer cierta contaminación marina en estos sistemas lacustres, con algún nivel que presenta foraminíferos bentónicos y más raramente ostreidos (Mas, 1981; Mas et al., 1982). Estos cortos episodios, en los que los lagos más orientales llegaban a ser afectados por el mar, se relacionan con los ambientes marinos restringidos que para esta misma etapa interpretan Perez del Campo y Zavala (1982) en zonas próximas al actual litoral levantino.

S.D. Barremiense superior - Aptiense inferior.

El desarrollo de las facies lacustres en esta secuencia de depósito es mucho menor que en la previa, y siempre están ligadas a áreas restringidas en cuanto

a tamaño y permanencia temporal. Desde el punto de vista paleogeográfico se trataría de pequeñas áreas encharcadas o pequeños lagos localizados dentro de extensas llanuras aluviales surcadas por canales efímeros (Fig. 8). Hacia las regiones más surorientales, estas llanuras aluviales van presentando un carácter más costero, mostrando la influencia cercana de los ambientes marinos marginales relacionados con el Tetis. Los materiales depositados en la llanura aluvial son de naturaleza predominantemente siliciclástica (Fm. Arcillas de Contreras), aunque de forma local se observan calizas micríticas mudstone, con carófitas, ostrácodos y algas cianofíceas, originadas en lagos muy someros, efímeros. El máximo espesor de la unidad es de cerca de 80 m. (Mas, 1981).

CUENCA DE LOS CAMEROS.

Es una cuenca sedimentaria con forma rómbica, de carácter fundamentalmente continental. Formada en distensión y fuertemente subsidente, tiene un relleno sedimentario de hasta 9000 m. de potencia, que abarca desde el Titónico hasta el Aptiense.

El propio relleno sedimentario es complejo y los autores de trabajos estratigráficos en la cuenca difieren en la interpretación de la arquitectura estratigráfica de la misma, así como en las edades. De esta manera, tenemos desde Beuther (1966) y Tischer (1966a,b), quienes diferencian cinco grupos puramente litológicos (Tera, siliciclástico; Oncala, carbonático; Urbión, siliciclástico; Enciso, carbonático y Oliván, siliciclástico) hasta Guiraud y Seguret (1985), que identifican cuatro ciclotemas sedimentarios (que comienzan por facies aluviales y terminan en lacustres, excepto el último que no desarrolla facies carbonáticas a techo y que es equivalente enteramente a Oliván), pasando por el complejo cuadro estratigráfico elaborado por Salomon en 1982(a) y ligeramente modificado en 1983.

La cuenca presenta además diferencias entre la parte oriental y la occidental; las unidades litoestratigráficas no son coincidentes en uno y otro sector, y los datos de edades disponibles hasta ahora son contradictorios entre sí y con los esquemas estratigráficos. Además, las direcciones de los principales accidentes que controlaron la sedimentación son diferentes en uno y otro sector (Salomon, 1982 a).

Los principales antecedentes que existen en la cuenca, y que ponen de manifiesto estas diferencias son los siguientes: Beuther, (1966), que estudió la parte occidental y Tischer, (1966 a) que estudió la oriental, hicieron una correlación litológica y cartográfica que aún hoy día se está manifestando muy útil. Las edades asignadas a los grupos litológicos, sin embargo, han sido muy modificadas posteriormente.

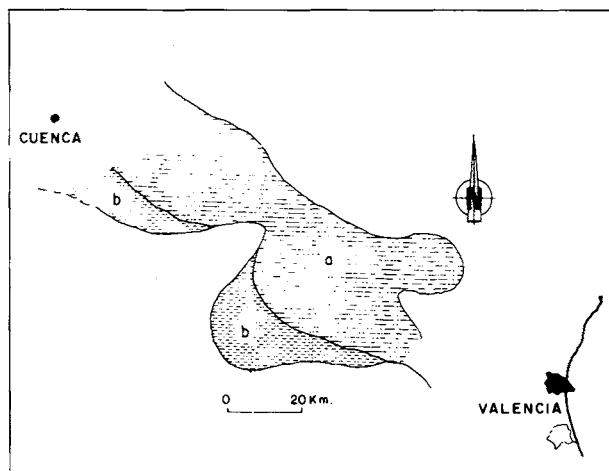


Figura 8.- Mapa de distribución de facies de la base de la secuencia de depósito Barremiense - Aptiense en la Cuenca Ibérica. a- Llanuras aluviales costeras y llanuras deltaicas con alguna influencia mareal. b- Llanuras de inundación fangosas lacustre-palustres (modificado de Mas et al., 1982).

Figure 8.- Facies distribution of the Barremian - Aptian depositional sequence in the Iberian Basin. a- Coastal alluvial plains and tidally influenced delta plains. b- lacustrine - palustrine flood plains (modified from Mas et al., 1982).

Salomon (1982 a; 1983) estudió toda la cuenca en su conjunto. Su esquema estratigráfico es muy complejo y no utiliza nomenclatura anterior en ningún momento. Su cuadro de edades se basa fundamentalmente en el estudio de ostrácodos y ha sido también modificado con posterioridad. En 1987, Schudack publica un trabajo muy completo de las carófitas de la cuenca de Los Cameros, utilizando exclusivamente el esquema estratigráfico de Beuther y Tischer (op. cit.). De su trabajo se deducen las importantes diferencias de resultados entre el sector oriental y el occidental de la cuenca. También Martín i Closas (1989), en un trabajo que incluye todas las cuencas periféricas del bloque del Ebro, aborda el problema de las edades de los materiales de la cuenca de Los Cameros basándose en el estudio de las carófitas. Aunque sus datos del sector occidental son muy completos y útiles, su cuadro de correlación entre un sector y otro presenta dificultades de interpretación.

Por su parte, Guiraud y Seguret (1985) sólo estudiaron la parte oriental, que es la más fuertemente subsidente, pero cuya arquitectura estratigráfica es más simple, como se ha descrito más arriba. Su interpretación de la cuenca como de tipo pull - apart está basado en sus conocimientos de la parte oriental de la misma. Este mismo sector está siendo estudiado por los autores de este trabajo (Gómez Fernández y Meléndez, 1990; Mas et al., 1990; Mas y Alonso, 1991), obteniendo nuevos resultados litoestratigráficos y datos de edades. Por último, los investigadores

que trabajan en el sector occidental de la cuenca, Platt (1989 a, b), Clemente (1987), Clemente y Alonso (1990 a), Clemente et al. (1991), Clemente (1991) comprueban que la litoestratigrafía se complica en ese sector y aportan también nuevos datos de edades.

Es claro, por tanto, que uno de los principales problemas en el estudio de esta cuenca es la falta de correlaciones fiables entre uno y otro sector. Teniendo en cuenta los nuevos datos que se están obteniendo, es muy probable que en un futuro próximo esta correlación quede acabada. Hoy por hoy, sin embargo, es más justo describir las secuencias de depósito por separado en cada una de las dos zonas, con la descripción de las facies lacustres que aparecen y con mención, cuando ello es posible, a la equivalencia en el resto de la cuenca (Fig. 3).

Para el sector occidental se utilizan las secuencias de depósito diferenciadas por Clemente et al., (1991). Para el sector oriental, las de Guiraud y Seguret (1985), con las edades de Martín i Closas (1989), que utiliza las unidades de dichos autores.

Sector Oriental.

Guiraud y Seguret (1985) diferenciaron cuatro ciclotemas. Su descripción se ajusta al concepto de Secuencia de Depósito de Mitchum et al., (1977), por lo que se utilizará este término para homogeneizar el trabajo. Estas secuencias comienzan siempre por facies gruesas siliciclásticas y terminan a techo con facies calcáreas de origen lacustre, excepto la última, cuyo techo es erosivo y no conserva (o no se depositaron) facies lacustres.

S.D. Titónico - Berriasiense (Ciclotema I).

Constituye una secuencia heterogénea en cuanto a potencias y facies debido a que está relacionada con la etapa de fracturación inicial de la cuenca (Clemente y Alonso 1990,b). Es equivalente al Grupo Tera y parte del Grupo Oncala de Tischer (1966,a). En general constituye un ciclo sedimentario que comienza por facies aluviales, fluviales y fluvio-lacustres en su mayor parte y con intercalaciones de abanicos aluviales de forma local, y que termina en facies de origen lacustre, calizas mayoritariamente. El término clástico (Fms. Tera y Magaña) tiene un espesor máximo de 1500 m, con una media de 500, mientras que el término carbonático (**Fm. Calizas de Matute**) alcanza un máximo de 700 m., con una media de 200 m. Estudios más detallados, sin embargo, (Salomon, 1982,a), demuestran que no es simple, sino que esta formada por dos ciclos, cada uno de los cuales constituye un ciclo aluvial - lacustre.

Ha sido estudiada desde el punto de vista sedimentológico por Salomon (1982 a), y más recientemente por Gómez Fernández y Meléndez (1990). Se trata de sistemas aluviales relacionados lateralmente con sedimentos de lagos someros. En el trabajo de Gómez Fernández y Meléndez se describen dentro del término carbonático, dos episodios lacustres que comienzan con facies palustres y hacia techo pasan a calizas margosas con carófitas y ostrácodos y calizas masivas a techo con evidencias de brechificación. Las interpretan como secuencias de somerización en lagos poco profundos.

En el sector centro de la cuenca (Pantano de la Cuerda del Pozo - Sierra de Matute), Normati (1986), realiza un trabajo sedimentológico muy detallado de la unidad, cuya distribución areal está representada en la figura 9A, analizando las facies lacustres y su posterior modificación bajo condiciones palustres. Su conclusión es que toda la formación se sedimentó en condiciones de lagos muy someros con repetidos ciclos de inundación - emersión (condiciones lacustres -condiciones palustres) que dan lugar a calizas micríticas con gasterópodos, ostrácodos y carófitas completamente modificadas a calizas con intraclastos, marmorizadas, nodulizadas y con incrustaciones algares. Algunas intercalaciones siliciclásticas son interpretadas como deltas introduciéndose en los lagos.

En el sector meridional de la cuenca (Soria - las Fraguas), Melendez y Vilas (1980), citan la existencia de niveles carbonáticos en la parte basal de una unidad que consideran equivalente al Grupo Tera (Unidad A), niveles que contienen abundantes gasterópodos, bivalvos, escamas de peces Ganoideos (*Lepidotus sp.*), niveles laminares de algas y oncólitos. Estas facies se encuentran intercaladas entre los depósitos de una amplia llanura aluvial. En su explicación, la sedimentación de estos materiales fue controlada por una activa fractura del basamento, de dirección NW - SE.

En el mismo sector, y posteriormente, Clemente (1987), y Clemente y Alonso (1990 a), analizan y cartografían esta unidad, asignándole, mediante los datos de carófitas, una edad Hauteriviense. Sin embargo, identifican en la base (Clemente y Alonso, 1990 b) un litosoma carbonático de 300 m. de potencia mínimos (no posee base) formado por calizas micríticas con carófitas, ostrácodos y gasterópodos y abundantes oncoides intercalados, que pasan lateralmente a conglomerados calcáreos y que denominan Unidad de San Marcos, que Clemente (com. pers.) considera como perteneciente a la secuencia de depósito Titónico - Berriasiense. Las calizas presentan con frecuencia evidencias de edafización, identificándose secuencias de somerización lacustre - palustre bien desarrolladas. Este litosoma está adosado a

una de las fracturas limitantes de la cuenca, activa durante la sedimentación, que dio lugar a una zona fuertemente subsidente con desarrollo de lagos entre pequeños abanicos adosados a ese frente activo.

S.D. Berriasiense medio (Ciclotema II).

Es equivalente a la mayor parte del Grupo Oncala. El ciclotema comienza como una reactivación siliciclástica respecto al final del anterior ciclo (Fm. Huérteles) y termina, como él, en facies carbonáticas de origen lacustre (Fms. Aguilar y Valdeprado). Sin embargo, desde el punto de vista paleogeográfico constituye una etapa absolutamente diferente de la anterior. De hecho, ni el área de aparición, ni las facies ni la distribución de litosomas coincide con las de la etapa anterior (Fig. 9B). Según Clemente (1987), Clemente y Pérez Arlucea (1989, a y b) y Clemente y Alonso (1990, b), se produce una reestructuración previa a la sedimentación de este ciclo, de forma que se origina en la parte occidental un surco sedimenta-

rio muy subsidente (800 m. de potencia en la serie descrita por dichas autoras), de dirección NW - SE por el cual circulan sistemas fluviales de tipo axial. Este surco se abre hacia el E y SE, originando potentes series carbonáticas de origen lacustre en el sector oriental, que era el depocentro de la cuenca en ese momento (Salomon, 1983, da mas de 2000 m de potencia para la secuencia de depósito). Las calizas aparecen solo en ese sector y constituyen una serie de 400 m.

El estudio sedimentológico detallado de esta secuencia se puede encontrar en Clemente y Pérez Arlucea (1989 b), pero referido sólo al sector occidental, donde las facies de origen lacustre o palustre son virtualmente inexistentes. En el sector oriental, la secuencia no ha sido hasta el momento estudiada con detalle, si bien Salomon (1982a, 1983) hace una interpretación general de los ambientes sedimentarios en los que se formaron los materiales que la componen: En la base interpreta sistemas fluviales procedentes de NW que desembocan en una laguna salobre donde aparecen facies finas arcillosas con ostrácodos, los materiales gruesos forman complejos deltaicos progradando sobre las facies lacustres («lagunaires»). Por encima de esta etapa, y limitado al sector más oriental de la cuenca, describe unos 400 m de calizas dolomíticas con yesos y niveles de brechas de colapso que interpreta como originadas en un medio de sebkha. Según el autor, todo el ciclo está controlado por las fracturas de dirección NW - SE que configuran una morfología de zonas bajas en el sector más subsidente, donde habría agua permanentemente y donde se situarían siempre los lagos.

S.D. Berriasiense terminal - Aptiense (Ciclotema III).

Es equivalente a los Grupos Urbión y Enciso. Esta secuencia, al igual que la anterior, tiene su máximo desarrollo en el sector oriental de la cuenca (3.800 m de potencia) y el esquema de distribución de facies proximales a distales sigue la misma pauta. Es discordante sobre la anterior y significa una nueva reestructuración de la cuenca. Comienza por facies aluviales, que van desde abanicos en la zona occidental hasta sistemas fluviales en la parte centro y oriental (Grupo Urbión de Tischer y Beuther, 1966; Formaciones Yanguas y Valdemadera de Guiraud y Seguret, 1985). Lateralmente y hacia techo pasan a facies fluvio lacustres y lacustres (Grupo Enciso y Fm. Enciso de los mismos autores y en el mismo orden).

Desde el punto de vista sedimentológico ha sido estudiado de forma general por Salomon (1982 a, b, 1983) y más detalladamente por Guiraud y Seguret (1985). Estos autores identifican dentro de la Fm.

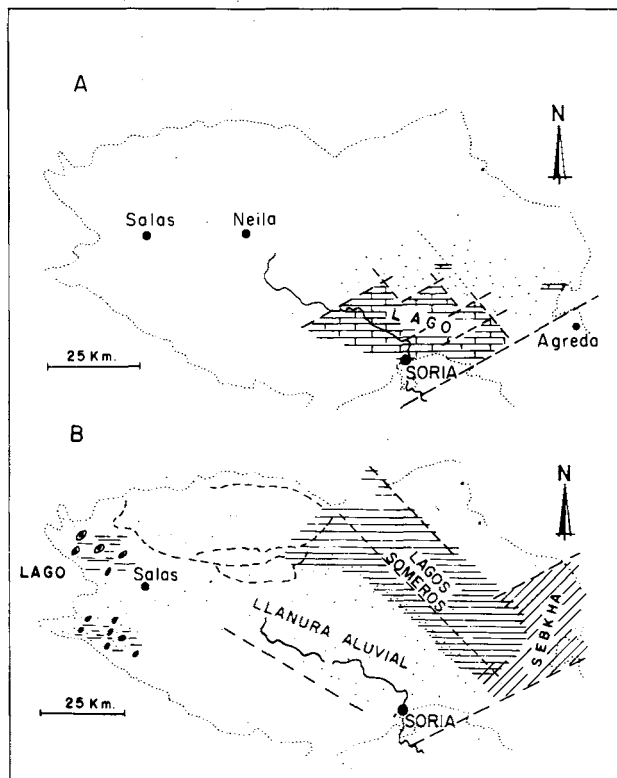


Figura 9.- Cuenca de Los Cameros. Sector oriental. A- Secuencia de depósito Tónico - Berriasiense (techo). Distribución areal y de facies de la Fm. Calizas de Matute. B- Secuencia de depósito Berriasiense medio. Distribución areal y de facies de las Fms. Aguilar y Valdeprado (sector oriental solamente) (modificado de Salomon, 1982, a)

Figure 9.- Cameros Basin. Eastern part. A- Upper part of the Tonic - Berriasian D. S. Appearance and facies of the Matute Fm. B- Middle Berriasian D.S. Aguilar and Valdeprado Fms (modified from Salomon, 1982 a).

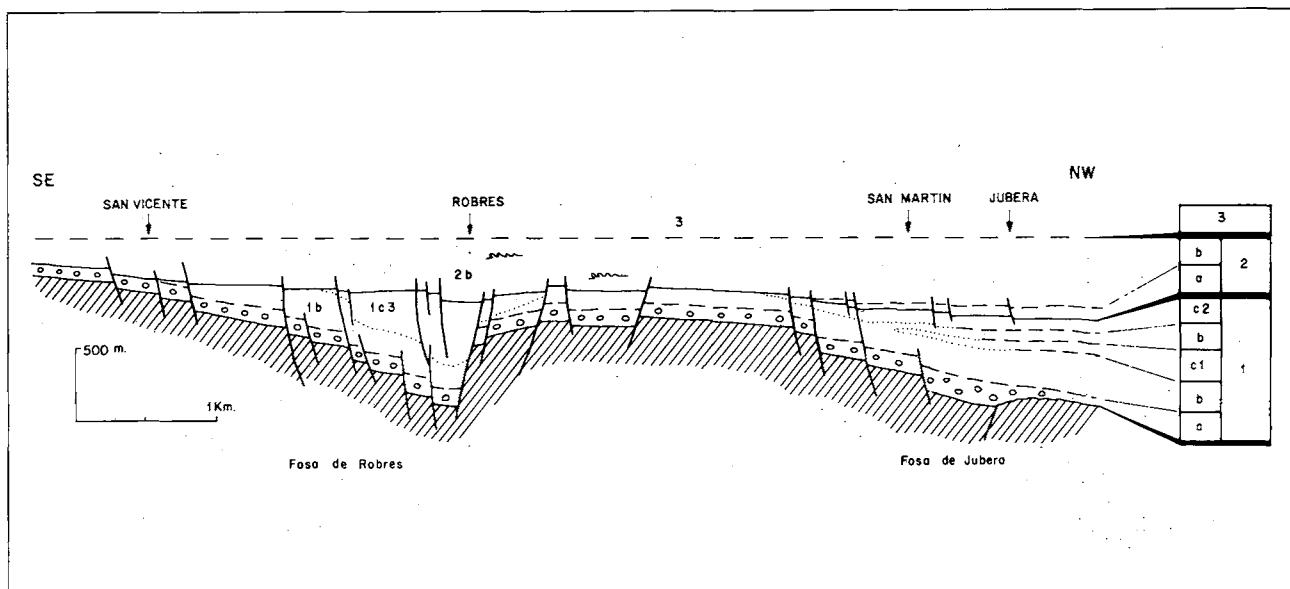


Figura 10.- Cuenca de Los Cameros. Secuencia de Depósito Berriasiense terminal - Aptiense. Sector nororiental (Jubera - Leza). Corte restaurado al comienzo de la sedimentación del Grupo Oliván, mostrando la importancia de la actividad tectónica durante la sedimentación. Creación de dos cubetas lacustres separadas, limitadas por fracturas de crecimiento. 1- Equivalente al Grupo Urbión y Enciso p.p.(Leza c1 y c2). 2- Equivalente a la Fm. Enciso p.p. 3- Equivalente al Grupo Oliván. (Ver texto). La actividad tectónica se atenúa durante la sedimentación de 2. (Díaz, 1988).

Figure 10.- Cameros basin. Uppermost Berriasian - Aptian D.S. Northeastern part (Jubera - Leza). Stratigraphic section showing the tectonic activity during the sedimentation. Two small basins, limited by growing faults appeared. 1- Leza Fm. c1 and c2.; 2- Enciso Group p.p. 3- Oliván Group. The tectonic activity diminished during the sedimentation of 2. (Díaz, 1988).

Enciso (1450 m.) dos tipos de facies que aparecen intercaladas de forma cíclica a lo largo de la unidad: Una consiste en arcillas y arenas finas de origen fluvial, la otra, que caracteriza a la formación consiste en finos niveles de gran continuidad lateral de calizas packstone con abundantes ostrácodos, margas bioturbadas y dolomicritas negras masivas con pseudomorfo de yeso y anhidrita que pasan a techo a brechas de cantos planos y niveles con grietas de desecación. En la localidad tipo de la unidad están señalizadas numerosas zonas donde se encuentran huellas de dinosaurios muy bien preservadas. La interpretación que hacen de estas facies es la de un medio sedimentario oligo - meso halino, de baja energía, con depósitos de desbordamientos de canales y bahías interdistribuidoras. Su conclusión es que se trata de la parte distal de un sistema deltaico dominado fluvialmente, en aguas marinas someras restringidas.

El Grupo Enciso incluye, en realidad, dos tipos de unidades carbonáticas muy diferentes que son cambio lateral de facies la una de la otra: La **Fm. Enciso s.s.** que está formada por una fina alternancia de calizas margosas, arenas finas y limos, y que se relaciona con llanuras aluviales distales con lagos muy someros carbonáticos que reciben intermitentemente una cantidad significativa de material siliciclástico (es la unidad interpretada por Guiraud y Seguret, *op. cit.*), y la **Fm. Leza** (Mas et al., 1990; Mas y Alonso,

1991) que aparece sólo en el margen nororiental de la cuenca y está formada por seis litosomas carbonáticos relacionados lateralmente con facies típicas de abanicos aluviales, conglomerados, arenas y arcillas cuyo análisis revelan que proceden del desmantelamiento de relieves formados por calizas marinas jurásicas en su mayor parte. Las potencias son muy variables, con un máximo de 400 m. en el litosoma de Leza - Trevijano, respondiendo a una activa tectónica durante la sedimentación (Fig. 10).

Según Mas y Alonso (1991) se diferencian cuatro tipos de facies principales en la formación Leza : Calizas micríticas negras con carófitas, ostrácodos, gasterópodos y abundante materia orgánica que representan la sedimentación en las partes centrales de los lagos, calcarenitas con estratificación cruzada formadas en las partes marginales, calizas estromatolíticas con pseudomorfo de evaporitas y niveles dolomíticos que corresponden a etapas de playa - lake, y margas, arenas y conglomerados que constituyen las facies de abanicos adyacentes que esporádicamente contaminaban los lagos. Sobreimpuestos a las micritas y calcarenitas aparecen numerosos niveles de carstificación y de edafización (marmorización, nodulización...).

La característica mas importante de esta unidad de Leza es que aparecen evidencias de contaminación

marina prácticamente en todos los litosomas que la componen, y que la presencia de algas dasycladáceas (*Salpingoporella cemi*; *S. dinárica*) ha permitido darla como Aptiense. Además, los datos que se poseían acerca de la transgresión aptiense en la Cordillera Ibérica, así como la configuración de la cuenca para este período permite interpretar esta unidad como depositada en un surco NW - SE, adosado al margen norte de la cuenca donde desembocaban los deltas altamente constructivos de la formación Enciso y abierto hacia el SE, de donde recibía la llegada de agua marina.

En esta misma secuencia, Salinas y Mas (1990), caracterizan el Grupo Urbión en el extremo más oriental de la cuenca, diferenciando dos secuencias de depósito mayores. La primera representa un ciclo de sedimentación carbonática lacustre completo, dentro de un área desconectada del resto del ámbito deposicional del Grupo Urbión. La segunda, una homogeneización paulatina de ese sector con el resto de la cuenca, merced a la colmatación de los sistemas lacustres carbonáticos. Definen así por tanto la cubeta de Cervera del Río Alhama como un nuevo dominio tectosedimentario, responsable del carácter distinto, esencialmente carbonático, que presentan los materiales del Grupo Urbión en este área.

S.D. Aptiense - Albiense (Ciclotema IV).

Equivale enteramente al Grupo Oliván de Tischer, (1966 a). Sólo está representado en la parte nororiental de la cuenca y no contiene facies lacustres de importancia.

Sector Occidental.

Clemente et al., (1991) identifican en este sector cinco secuencias de depósito (Titónico - Berriasiense; Valanginiense; Hauteriviense superior - Barremiense; Barremiense y Barremiense - Aptiense) limitadas por discontinuidades, tres de las cuales (las tres de la base) contienen facies lacustres de importancia (Fig. 3).

S.D. Titónico - Berriasiense.

Es equivalente a la S.D. Titónico - Berriasiense descrita para el sector oriental. Como allí, representa una etapa de relleno en los estadios iniciales de fracturación de la cuenca. También como allí, no es simple, estando constituida según Clemente (1991) por tres secuencias de depósito de menor orden, cada una de las cuales comienza por unas facies clásticas aluviales y termina por facies de origen lacustre. Estas unidades han sido estudiadas desde el punto de vista sedimentológico con mucho detalle por Platt

(1989 a, b), englobándolas en lo que llama **Fm. Rupelo**, dentro del Grupo Tierra de Lara.

Dicho autor analiza con detalle la unidad, interpretándola como una secuencia de carbonatos lacustres de hasta 200 m. de potencia, relacionados lateralmente e intercalados con sedimentos de origen aluvial distal. La formación tiene un fuerte control tectónico, reflejando los diferentes pulsos de subsidencia (Platt, 1989a). En Platt (1989 b) se interpreta la unidad como básicamente formada en situaciones lacustres abiertas, con abundante fauna y flora continental (gasterópodos, ostrácodos, algunos vertebrados, carófitas). Asociadas a estas facies, aparecen calizas de origen marginal, palustre, con abundantes evidencias de exposiciones subaéreas y pedogénesis. Las secuencias de somerización, reflejo de las amplias variaciones en la línea de costa de los lagos, tienen muchas veces a techo evaporitas silicificadas lo que indicaría una corta etapa de hipersalinidad en la historia evolutiva del lago (Fig. 11).

S.D. Valanginiense.

Aparece solamente representada en la parte mas occidental de la cuenca, en los alrededores de Peñacoba (Clemente, com. pers.). No tiene pues, en principio equivalencia con ninguna S.D. del sector orien-

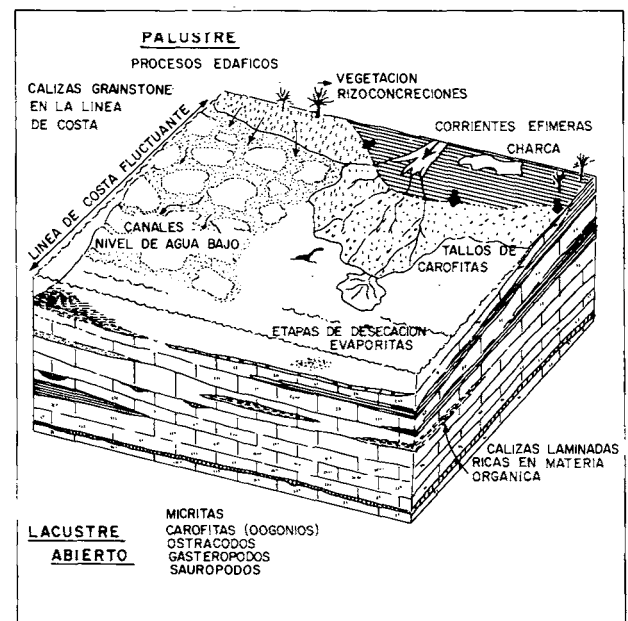


Figura 11.- Cuenca de Los Cameros. Secuencia de depósito Titónico - Berriasiense. Sector occidental. Bloque diagrama mostrando una reconstrucción de los ambientes sedimentarios de la Fm. Rupelo (techo de la secuencia) (modificado de Platt, 1989b).

Figure 11.- Cameros Basin. Titonic - Berriasian D.S. Western part. Schematic environmental model for the Rupelo Fm. (Upper part of the secuencia (modified from Platt, 1989b).

tal. Se trata según dicha autora de una secuencia formada fundamentalmente por facies calcáreas y margas de origen lacustre somero. La ausencia de trabajos publicados sobre esta secuencia impide hacer una descripción mas detallada de la misma.

S.D. Hauteriviense superior - Barremiense.

Está representada en todo en el sector occidental y meridional de la cuenca. En la zona occidental equivale según Clemente (com. pers.) a la **Fm. Hortigüela** de Platt (1989,c), ya definida en 1982 por Salomon. La unidad tiene de 200 a 300 m. de potencia según los autores y está formada mayoritariamente por calizas oncolíticas, con algunos niveles de margas y calizas mudstone, y areniscas y conglomerados intercalados. Ha sido interpretada como formada en un ambiente aluvial y lacustre, con sedimentación carbonática intermitente en un lago somero muy extenso con frecuentes llegadas de material terrígeno (Fig. 12).

En la zona meridional de la cuenca (Sector de Soria) esta secuencia está también representada por los 800 m. de la formación Golmayo (Clemente, 1987; Clemente y Alonso, 1990a), pero el desarrollo de facies lacustres es muy escaso, reduciéndose a lagos pequeños, muy someros, semipermanentes y a extensas zonas palustres en la llanuras de inundación.

S.D. Barremiense y S.D. Barremiense - Aptiense.

Las dos secuencias del techo de la sedimentación del Cretácico inferior en la parte occidental de la Cuenca de Los Cameros están representadas exclusivamente por facies siliciclásticas gruesas, correspondientes a las partes proximales y medias de los sistemas aluviales (abanicos y sistemas fluviales) que hacia el sector oriental de la cuenca pasan a los sistemas fluvio lacustres, deltaicos y lacustres que se han descrito en las secuencias del techo del sector oriental. Concretamente, considerando argumentos de correlación cartográfica, se puede hacer equivaler la secuencia Barremiense - Aptiense del oeste con la Valanginiense - Hauteriviense descrita en la parte oriental. Lo mismo ocurriría, probablemente, con la Barremiense en el oeste respecto a la Berriasiense superior en el este. Esto significa que se necesitan aún datos fiables de edades en la cuenca, sobre todo en el sector oriental, donde los datos existentes son verdaderamente muy escasos.

CRETACICO SUPERIOR.

La sedimentación durante el Cretácico superior constituyó una megasecuencia transgresivo - regresiva cuyas características y esquema evolutivo han sido estudiados con detalle por varios autores (Alon-

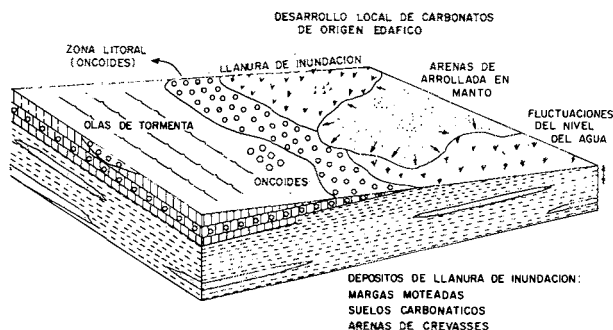


Figura 12.- Cuenca de Los Cameros. Sector occidental. Secuencia de depósito Hauteriviense superior - Barremiense. Bloque diagrama mostrando una reconstrucción de los ambientes sedimentarios de la Fm. Hortigüela (techo de la secuencia) (modificado de Platt, 1989 c).

Figure 12.- Cameros Basin. Western part. Upper Hauterivian - Barremian D.S. Schematic environmental model for the Hortigüela Fm. (upper part of the secence) (modified from Platt, 1989 c).

so, 1981; Alonso et al., 1982; Floquet, 1984; Alonso Millan et al. 1989). La megasecuencia puede ser dividida a su vez en dos secuencias también de carácter transgresivo - regresivo, que abarcan desde el Albiense hasta el límite Turoniense - Coniaciense la primera y desde el Coniaciense hasta el Maastrichtiense o paso al Terciario la segunda. En los dos casos, la etapa transgresiva borra por completo la anterior compartimentación en cuencas (aunque desde luego la influencia de las directrices paleotectónicas se sigue notando), y crea una plataforma estrecha y alargada, de dirección NO-SE, que los autores mencionados denominan «Estrecho Ibérico», y que une el Tetis y el incipiente Atlántico.

El ciclo Senoniense termina con la importante regresión finicretácica que dió comienzo en el Campaniense y que culmina en el Maastrichtiense (Fig. 3) con la formación de cubetas con sedimentación predominantemente continental, (Floquet y Meléndez, 1982; Alonso et al., 1987). La relación que existe entre las diferentes cubetas es muy difícil de establecer, si no imposible, siendo probable que se encontraran en su mayor parte desconectadas. Los sedimentos que las rellenan son de origen fluvio lacustre, presentando algunas de ellas sedimentación carbonática importante. En el trabajo de Alonso et al., (1987) se estudia con detalle la regresión finicretácica en las Cadenas Ibéricas, se correlacionan las distintas unidades distinguidas en la bibliografía, se analizan las facies para cada cubeta y se interpreta su ambiente sedimentario.

En la figura 13 se aprecian las zonas donde existe sedimentación lacustre durante el Maastrichtiense, y

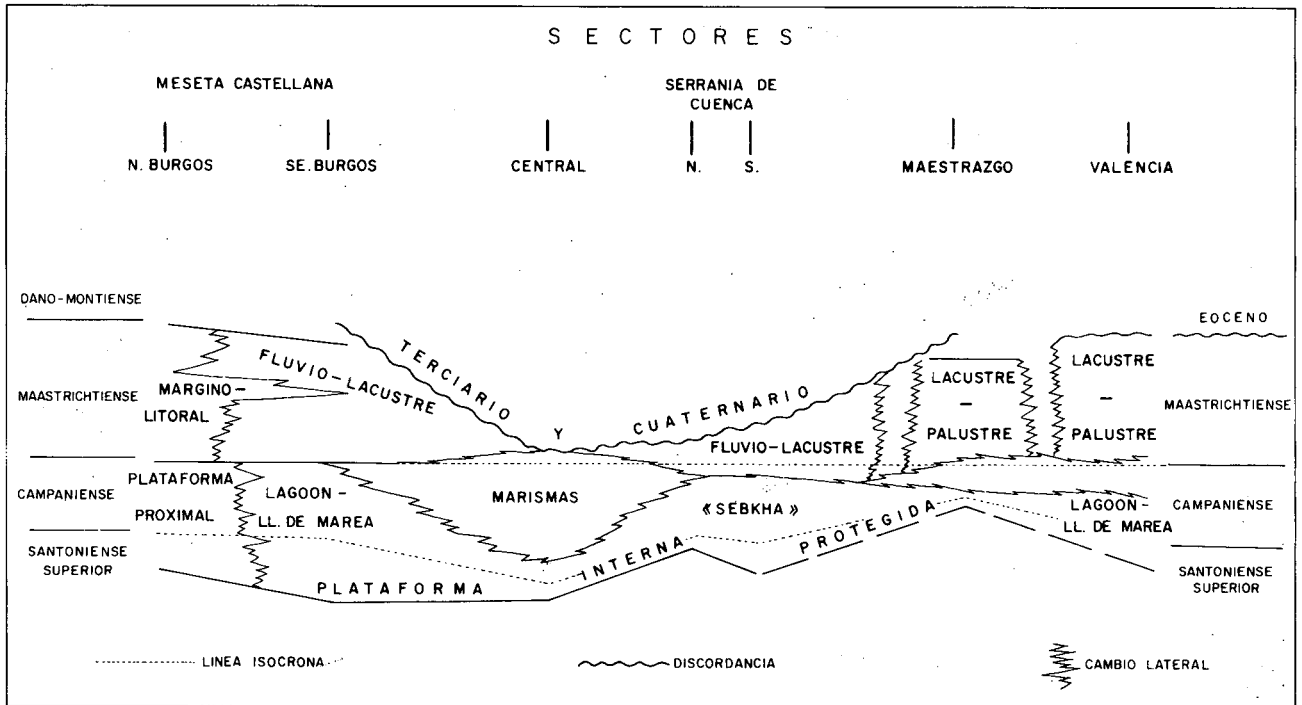


Figura 13.- Cretácico superior. Correlación de los diferentes medios de depósito en el Estrecho Ibérico durante el Senonense superior, siguiendo una transversal NO-SE (modificado de Alonso et al., 1987).

Figure 13.- Upper Cretaceous. Depositional environments correlation in the Iberian Sea Way during the Upper Senonian. Orientation is NW-SE (modified from Alonso et al., 1987).

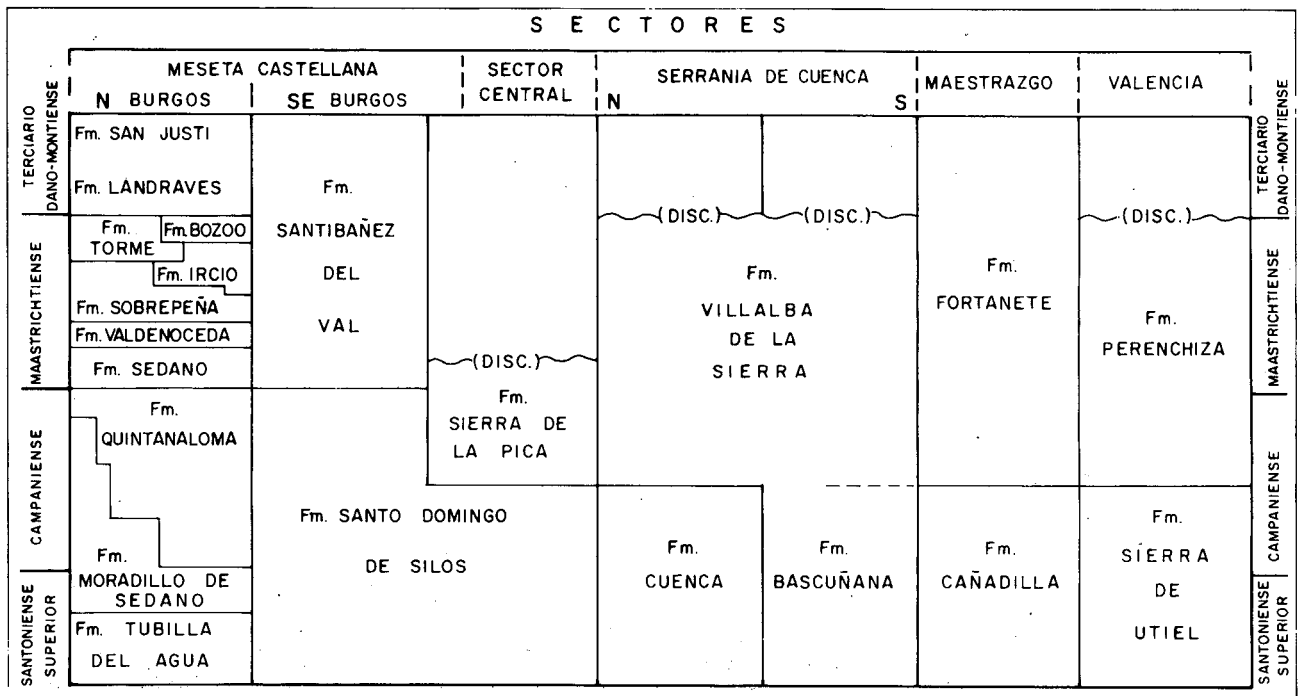


Figura 14.- Cretácico superior. Correlación de las unidades litoestratigráficas del Senonense superior en el Estrecho Ibérico (modificado de Alonso et al., 1987).

Figure 14.- Upper Cretaceous. Lithostratigraphic units in the Upper Senonian. (modified from Alonso et al., 1987).

en la figura 14 las unidades definidas. En el sector correspondiente al SE de Burgos se encuentra la **Fm. Santibañez del Val**, de carácter fluvial y palustre-lacustre. La edad es Maastrichtiense a Eoceno inferior (Floquet et al., 1985). Las facies lacustres aparecen en cuatro niveles alternando con facies siliciclásticas fluviales y están representadas por calizas micríticas con abundantes gasterópodos, carófitas y algunos ostrácodos. Están dispuestas en secuencias que presentan hacia techo una progresiva edafización. El techo de las secuencias está, de hecho, completamente edafizado, con nodulización, pedotúbulos y pseudomicrokarst (en el sentido de Freydet y Plaziat, 1982). Se trata de secuencias de somerización lacustre - palustres, pasándose de facies lacustres típicas a situaciones marginales de los lagos (Fig. 15A).

El mismo tipo de secuencias aparece en la **Fm. de la Sierra de la Pica**, situada en la zona oriental de Soria, aunque en este caso no existen niveles fluviales intercalados. Se trata de unos 250 metros de calizas micríticas con abundantes intraclastos muchos de ellos con un alto contenido orgánico (cantos negros). Se distinguen restos de carófitas y de gasterópodos y prácticamente hay huellas de edafización en todos los niveles.

En el sector central de la cuenca Ibérica aparece la **Fm. Villalba de la Sierra**, fundamentalmente siliciclástica, con finas intercalaciones de calizas y margas y de yesos. Vilas et al. (1982) la interpretan como formada en un ambiente pantanoso, fluvio - palustre, en condiciones áridas. Hacia techo, estas condiciones de aridez cambian, pasando a medios fluviales netos (Alonso et al., 1987).

En la zona sur de la cuenca Ibérica, por el contrario, aparece de nuevo una potente formación de origen lacustre, la **Fm. Sierra Perenchiza**. Esta formación fue definida y datada por Gutierrez et al. (1975), y posteriormente por Alonso y Mas (1985a, b), quienes estudiaron la disposición secuencial de los materiales y su interpretación. En la figura 15B se ha representado una secuencia típica de dicha formación. Son secuencias que comienzan por margas con ostrácodos y carófitas, que hacia techo pasan a calizas micríticas con gasterópodos y huellas de edafización incipiente y que terminan en niveles nodulizados y ferruginizados con abundantes gasterópodos. Se trata de secuencias de somerización lacustres - palustres con dominio de los procesos edáficos a techo.

Todas las formaciones descritas son la culminación de una continentalización paulatina de la cuenca, y sus diferencias, el resultado de la individualización en cubetas (Fig. 16) debido al inicio de movimientos compresivos (Alonso et al., 1983). Sobre todo destacan las diferencias entre tasas de sedimentación y

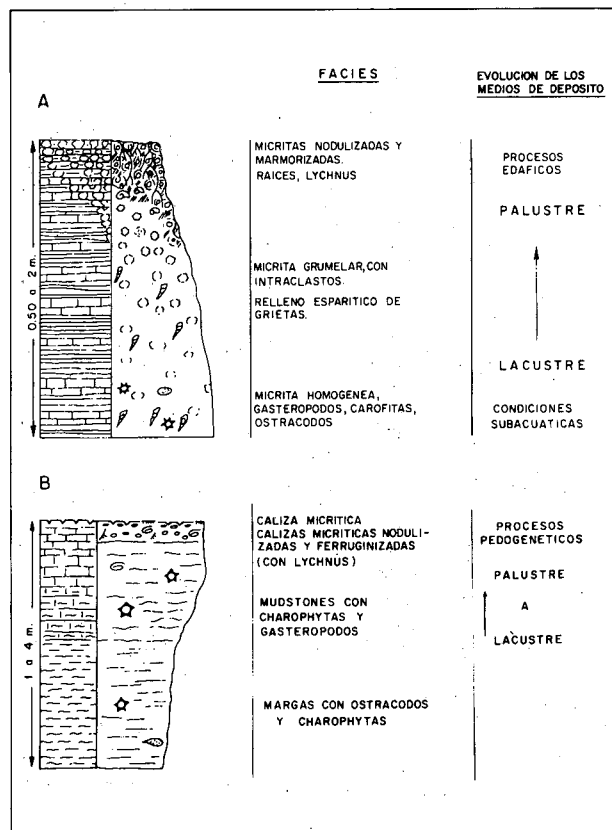


Figura 15.- Maastrichtiense. A- Sector de Burgos - Soria. Secuencia de facies típica de la Fm. Santibañez del Val. Evolución desde situaciones lacustres en la base a condiciones palustres. Los procesos edáficos son muy importantes a techo de cada secuencia. B- Sector valenciano. Secuencia de facies típica de la Fm. Sierra Perenchiza. Misma interpretación, (modificado de Alonso et al., 1987).

Figure 15.- Maastrichtian. A- Central part of the Sea way, Burgos - Soria. Type sequence in the Santibañez del Val Fm. Evolution from base to top is lacustrine to palustrine. Important superimposed pedogenetic features. B- Southeastern part. Valencia. Type sequence of the Sierra Perenchiza Fm. Same interpretation, (modified from Alonso et al., 1987).

subsistencia en las cuencas y las distintas facies entre la zona central y los extremos. En la zona central la continentalización se dió antes y, además, los materiales son mas gruesos, siliciclásticos casi en su totalidad, y fluviales. En los extremos, se desarrollan cubetas con sedimentación carbonática predominante, de origen lacustre y palustre. Sólo la formación Santibañez del Val presenta intercalaciones siliciclásticas, en un sistema fluvio - lacustre, intercalaciones que se van haciendo más importantes hacia techo hasta llegar a ser exclusivas.

Las analogías son también destacables, particularmente el predominio de sedimentación lacustre carbonática, en ambientes someros, la repetición de

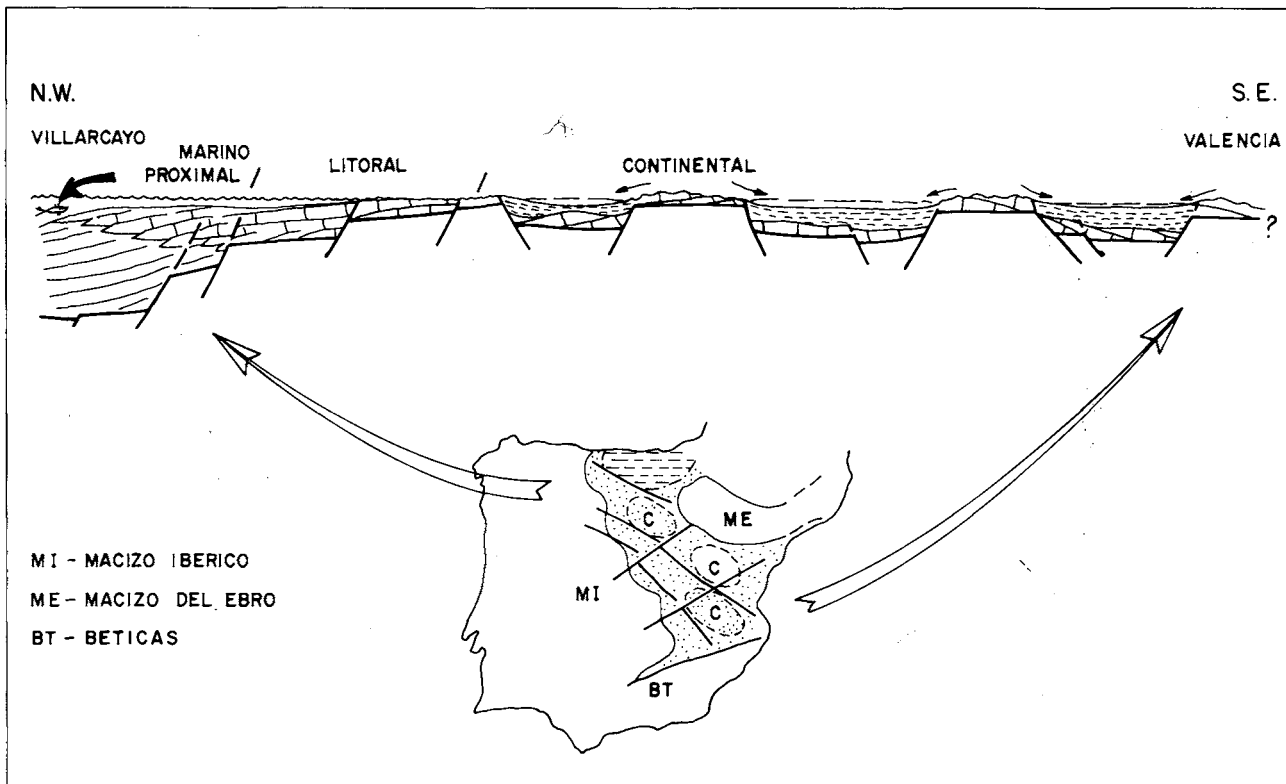


Figura 16.- Modelización de la formación de cubetas en el Estrecho Ibérico durante el Maastrichtiense. Fracturación y compartimentación del sustrato con formación de cuencas continentales aisladas.

Figure 16.- Idealized model for the Iberian Sea way during the Maastrichtian. Fracturation of the basement creating small and isolated continental basins.

secuencias que comienzan con sedimentación micrítica de las zonas centrales de los lagos y que progresivamente son afectadas por la progradación de las facies marginales palustres y la ligera variación climática que aparentemente se produjo durante el Campaniense superior y el Maastrichtiense, pues independientemente de la cubeta de que se trate, el comienzo de la continentalización coincide con la presencia de facies evaporíticas, para progresivamente desaparecer existiendo solo evidencias de un clima cálido y húmedo (Alonso et al., 1983; Alonso et al., 1987) al final de la etapa.

CONCLUSIONES.

Los sedimentos de origen lacustre aparecen en las Cordillera Ibérica con un desarrollo notable en dos etapas muy separadas en el tiempo: En el período comprendido entre el Berriasiense y el Barremiense, para el Cretácico inferior, y durante el Maastrichtiense, al final del Cretácico superior. En todos los casos hay una característica común muy destacable; que las facies son casi sin excepciones originadas en ambientes lacustres someros con alta productividad de elementos carbonáticos. No existen lagos que puedan

llamarse profundos de forma estricta, independientemente de la tasa de subsidencia que existiera en las diferentes áreas y, por otra parte, predominan de forma acusada las facies carbonáticas. Estas últimas están muchas veces ordenadas en secuencias de somerización cuyas bases están formadas por calizas micríticas, formadas en situaciones de aguas abiertas en las partes centrales de los lagos, y terminan en calizas afectadas por procesos diagenéticos tempranos, desde edafizaciones hasta carstificaciones. Estos procesos son a veces tan acusados que las raíces, los nódulos, las alteraciones, llegan a modificar por completo la facies original.

Las diferencias más notables son las que se derivan del contexto paleogeográfico para cada etapa, contexto que estuvo directamente controlado por la tectónica durante la formación de la cuenca sedimentaria. Así, durante el Cretácico inferior, la sedimentación tuvo lugar en tres cuencas, Maestrazgo, Ibérica s.s., y Cameros, desconectadas entre sí. La formación y evolución de las mismas estuvo condicionada por la etapa distensiva que dominó en la placa Ibérica durante esta época, y esa misma tectónica distensiva es la que dió lugar a tasas de subsidencia variables,

pero en cualquier caso muy importantes, en las tres cuencas.

En las dos cuencas que se estudian en este trabajo, Ibérica s.s. y Cameros, la activa tectónica sinsedimentaria dió lugar durante el Cretácico inferior, a varias secuencias de depósito separadas por discordancias, con importantes diferencias entre las dos cuencas. En la cuenca Ibérica, sólo la secuencia Hauteriviense - Barremiense es de carácter continental dominante, y en ella la sedimentación lacustre fué muy importante, con desarrollo de áreas de lagos someros carbonáticos asociados a sistemas fluviales y abanicos aluviales ocupando una gran parte del surco ibérico. La contaminación marina es débil, pero incluso en partes tan internas del surco como la provincia de Cuenca, todavía se aprecian indicios de tal influencia. Las potencias de estas unidades son muy variables, adaptándose a surcos y cubetas de diferentes subsidencias formadas por la conjugación de las directrices NO-SE y NE-SO que fueron las dominantes.

La secuencia Barremiense - Aptiense solo tiene sedimentos de origen lacustre en su base, notablemente menos importantes que los de la secuencia anterior. Están relacionados con ambientes aluviales predominantemente siliciclásticos, fundamentalmente se trata de lagos de corta permanencia y charcas en llanuras aluviales próximas al mar. La influencia marina se incrementa hacia techo a medida que avanza la transgresión que dió lugar a las plataformas epicontinentales urgonianas que caracterizan el Aptiense en la cuenca.

La cuenca de Los Cameros constituye un problema aparte. Ha sido interpretada como de tipo pull-apart, hipótesis en principio no descartable, si bien las investigaciones que están llevando a cabo los autores de este trabajo parecen indicar la necesidad de introducir al menos algunas modificaciones al modelo. Lo más destacable es desde luego su alta tasa de subsidencia y de sedimentación y su carácter mayoritariamente continental, y su principal problema, la datación de las secuencias identificadas. El reflejo de la tectónica durante la sedimentación es también muy acusado, identificándose cuatro secuencias de depósito en la parte oriental y cinco en la occidental, que, simplificando, comienzan con sedimentos de origen aluvial siliciclástico y terminan con sedimentos predominantemente carbonáticos de origen lacustre (excepto la última en cada caso, cuyo techo es erosivo).

La primera secuencia (Titónico - Berriasiense) es en detalle bastante compleja. Se pueden identificar al menos dos ciclos aluvial - lacustre en la parte oriental (Salomon, 1982a) y tres en la occidental (Clemente, 1991), relacionados con sistemas fluviales y abani-

cos asociados a márgenes activos, que pasan lateralmente y hacia techo a sistemas lacustres someros. En la parte occidental de la cuenca estos sistemas dan lugar a litosomas aislados, pero hacia la parte oriental, los episodios lacustres adquieren mayor importancia, dando lugar a litosomas mucho más extensos. La segunda secuencia de depósito (Valanginiense) solo está representada en el sector más occidental de la cuenca. Lo mismo ocurre con la secuencia Hauteriviense - Barremiense. La secuencia Barremiense constituye un sistema fluvial axial a la cuenca cuya zona distal, en la parte oriental, estaba formada por sistemas lacustres muy extensos. La importante subsidencia de la cuenca en esta etapa da lugar a un potente litosoma de facies lacustres carbonáticas. Se refleja también hacia techo la existencia de una etapa evaporítica sulfatada.

La secuencia Barremiense superior - Aptiense tiene su zona depocentral situada en el sector NE de la cuenca. La subsidencia fué también muy importante, desarrollándose un sistema aluvial con abanicos aluviales asociados a los márgenes de la cuenca y sistemas fluviales que pasan hacia techo y lateralmente a facies lacustres de lagos carbonáticos someros muy extensos, con una altísima tasa de sedimentación y fuerte contaminación siliciclástica. Dentro del mismo sistema sedimentario, aparecen varios litosomas de facies carbonáticas lacustres «limpias», que corresponden a otros tantos lagos situados justamente en el margen nororiental de la cuenca, controlados fuertemente por la tectónica y por la influencia esporádica de contaminación marina procedente del sureste.

Tras la homogeneización que supone la gran transgresión del Cretácico superior, se produce en la placa Ibérica, con el comienzo de los primeros movimientos compresivos alpinos, una situación totalmente diferente: Se empiezan a diferenciar cubetas ya durante la etapa regresiva, cubetas que llegan a formar pequeñas cuencas continentales aisladas unas de otras. En estas cubetas aparecen con frecuencia series carbonáticas a veces potentes originadas en ambientes lacustres someros, siempre lagos relativamente efímeros, con importantes episodios palustres reflejándose en las secuencias de somerización notablemente bien desarrolladas en muchos de los casos (Fms. Perenchiya y Santibañez del Val).

AGRADECIMIENTOS.

Este trabajo ha sido subvencionado por el Proyecto PB 88 - 0071 de la D.G.I.C.Y.T. Agradecemos a los Dres V. Pujalte, Ll. Cabrera y X. Querol sus revisiones del manuscrito y sus sugerencias de modificaciones, que creemos han mejorado notablemente el original.

BIBLIOGRAFIA.

- ALONSO A. 1981: El Cretácico de la provincia de Segovia (borde norte del Sistema Central). *Seminarios de Estratigrafía. Serie Mografas. N. 7*. Ed. de la Univ. Complutense. Madrid. 271 p. 23 lám. 3 mapas.
- ALONSO, A.; MAS, J. R. 1982: Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al norte y al sur del Sistema Central. *Cuad. de Geol. Ibérica*. Vol. 8. Madrid. pp. 151-172.
- ALONSO A.; FLOQUET M.; MELENDEZ A.; SALOMON J. 1982: Capítulo 7. Cameros-Castilla. En: *El Cretácico de España*. Ed. de la Univ. Complutense. pp. 345-456.
- ALONSO, A.; FLOQUET M.; MAS, J.R.; MELENDEZ, A. 1983: Evolution paleogeographique des plate-formes de la Meseta Nord-Castillaine et de la Cordillère Ibérique (Espagne) au Senonien. *Géologie Méditerranéenne. Editions de l'Université de Provence*. T. X. num. 3-4. pp. 361-367.
- ALONSO A.; MAS J. R. 1985, a: Estratigrafía sedimentología y paleogeografía del Jurásico terminal y del Cretácico de la Hoja a escala 1:200.000 de LLIRIA (55). IGME. *Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria y Energía*. Nueva Serie. pp. 60-80. Madrid.
- ALONSO A.; MAS J.R. 1985,b: Estratigrafía, sedimentología y paleogeografía del Jurásico terminal y Cretácico de la Hoja a escala 1:200.000 de VALENCIA (56). IGME. *Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria y Energía*. Nueva Serie. pp. 43-44. Madrid.
- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MAS, J.R.; MELENDEZ, A.; MELENDEZ, N.; SALOMON, J.; VADOT, J.P. 1987: Modalités de la regression sur le detroit ibérique (Espagne) a la fin du Cretacé. *Memoires Geologiques de L'Université de Dijon. Transgressions et régressions au Crétacé*. Núm.11. pp 91-102.
- ALONSO - MILLAN A.; FLOQUET M.; MAS J.R. y MELENDEZ A. 1989: Origin and evolution of an epiroc carbonate platform. Upper Cretaceous. Spain. *Vol de Simposios del XII Cong. Esp. de Sedimentología*. pp. 21 - 31. Bilbao.
- ALVARO M.; CAPOTE R. & VEGAS R. 1979: Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*. T. 14. pp. 172 - 177. Barcelona.
- ARRIBAS M.E.; GOMEZ-FERNANDEZ J. C. y MELENDEZ N. 1989: Early diagenetic processes in lacustrine and in related flood plain sediments from the Lower Cretaceous (Central Spain). *Vol. de Com. I.A.S Regional Meeting*. pp. 3-4. Budapest.
- BEUTHER A. 1966: Geologische Untersuchungen in Wealden un Utrillas - schichten in Westteil der Sierra de Los Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten). *Spanien. Beih. Geol. Jb.* 44. pp. 103 -121- Hannover.
- BOILLOT G; MONTADERT L.; LEMOINE M. & BIJU-DUVAL B. 1984: *Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*. Masson Ed. 342 pp. Paris.
- BOWEN R. 1966: *Paleotemperature Analysis*. Elsevier. Amsterdam. London.
- CANEROT J.; CUGNY P.; PARDO G.; SALAS R. & VILLENA J. 1982: Ibérica Central - Maestrazgo. En: *El Cretácico de España*. Ed. Univ. Complutense. Madrid. pp. 273 - 344.
- CLEMENTE P. 1987: *La Megasecuencia Barremiense - Aptiense (Cretácico inferior) en la Sierra de Cabrejas, Soria. Estratigrafía y Sedimentología*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Madrid. Inédita.
- CLEMENTE P, 1991: Estadios iniciales de relleno en una cuenca distensiva. La secuencia de depósito Titónico - Berriasiense en la parte occidental de la Cuenca de Los Cameros. *III Col. del Cret. de España. Resúmenes*. pp. 20. Morella.
- CLEMENTE P. & PEREZ ARLUCEA M, 1989,a: Depositional architecture in fluvial sediments. The pull - apart - type basin of Cameros (Spain) during the Lower Cretaceous extensional tectonic phase. *Libro Resumen de Comunicaciones. 4th Inter. Conference on Fluvial Sedimentology*. pp. 103. Barcelona.
- CLEMENTE P. & PEREZ ARLUCEA M., 1989,b: Analysis of the channelized deposits and evolution of the fluvial system in the Pantano formation. Lower Cretaceous, Cameros Basin. Spain. *Libro Resumen de Comunicaciones. 4th Inter. Conference on fluvial Sedimentology*. pp. 104. Barcelona.
- CLEMENTE P. y ALONSO A. 1990,a: Estratigrafía y sedimentología de las facies continentales del Cretácico inferior en el borde meridional de la Cuenca de Los Cameros. *Estudios Geológicos*. Vol. 45 pp. 90 - 109. Madrid.
- CLEMENTE P. y ALONSO A. 1990,b: Sedimentary evolution of a fluvio lacustrine sequence in relation with an active fault (Lower Cretaceous Cameros Basin. Central Spain). *Vol de Com. 13th International Sedimentological Congress*. pp. 50. Nottingham.
- CLEMENTE P. ; ALONSO A. Y PEREZ - ARLUCEA M. 1991: Secuencias de depósito en la parte occidental de la cuenca de los Cameros. Jurásico terminal - Cretácico inferior. *III Col. del Cret. de España. Resúmenes*. pp. 21. Morella.
- DIAZ MARTINEZ E. 1988: El Cretácico inferior en el sector de Jubera (Norte de la Sierra de Los Cameros, La Rioja): Relaciones entre tectónica y sedimentación. *Vol. de Com. del II Congr. Geol. de España*. Vol. 1. pp. 67 - 70.
- FLOQUET M. y MELENDEZ A. 1982: Características sedimentarias y paleogeográficas de la regresión finicretácica en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Cuadernos de Geología Ibérica*. Vol. 8. pp. 237 - 257. Madrid.
- FLOQUET M. 1984: Discontinuités sédimentaires et corrélations: exemples dans la Crétacé supérieur mésogéen et atlantique. *Bull. So. Geol. France. I. T XXVI N. 6*. pp. 1211 - 1221. Paris.
- FLOQUET M.; SALOMON J. & VADOT J.P. 1985: Evolution of a continental basin according to carbonate facies, sequences and diagenesis: example in the Late Cretaceous - Early Tertiary of Santo Domingo de Silos (province of Burgos, Spain). In: *6th European Regional Meeting*. I.A.S. Poster Abstracts. pp. 566-569. Lleida. Spain.
- FREYTET P. & PLAZIAT J.C. 1982: Continental carbonate sedimentation and pedogenesis. Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. In: *Contributions to Sedimentology*. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung. N. 11. 216 p. 59 fig. Stuttgart.
- GARCIA A., 1982: Capítulo 11: Recapitulación. En: *El Cretácico de España*. Ed. de la Univ. Complutense. pp. 664 - 680. Madrid.
- GIERLOWSKI - KORDESCH E.; GOMEZ - FERNANDEZ J.C & MELENDEZ N. 1991: Carbonate and coal deposition in an alluvial - lacustrine setting: Lower Cretaceous (Weald) in the Iberian Range (East - Central Spain). *I.A.S.Spec. Public.* 13: pp. 113 - 127
- GOMEZ FERNANDEZ J.C. & MELENDEZ N. 1990: Shallow carbonated lakes related with alluvial systems from the Upper Jurassic Cameros Basin (N. Spain). *Vol. Com. 13th International Sedimentological Congress*. pp. 194 - 195. Nottingham.
- GOMEZ FERNANDEZ J.C & MELENDEZ N. 1991: Rhythmically laminated lacustrine carbonates in the Lower Cretaceous of La Serranía de Cuenca Basin (Iberian Ranges, Spain). *I.A.S.Spec. Publ.* 13. pp. 247 - 258.

- GUIRAUD M. & SEGURET M. 1985: A releasing solitary overstep model for the Late Jurassic - Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike - slip Basin (Northern Spain). In: K.T. Biddle & N. Christie-Blick (Eds.). *Strike slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*. S.E.P.M. Spec. Publ. 37. pp. 159 - 175.
- GUTIERREZ G.; ROBLES F.; MELENDEZ A y USERA J., 1975: El Cretácico superior de la Sierra Perenchiza (Valencia). *Ier Col. de Estr. y Paleog. del Cret. de España. E.N.A.D.I.M.S.A.* pp. 151 - 158. Cuenca.
- MARTIN I CLOSAS C. 1989: *Els caròfits del Cretacé inferior de les Conques perifèriques del Bloc de L'Ebre*. Universidad de Barcelona. Tesis doctoral. Inédita. 581 p. 14 Lam.
- MAS J.R. 1981: El Cretácico inferior en la región noroccidental de la provincia de Valencia. *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías*. N.8. 408 p. Madrid.
- MAS, J.R.; ALONSO, A. 1977: Evolución sedimentológica del Jurásico terminal en «Facies Purbeck» y Cretácico basal en «Facies Weald» de Villar de Tejas. Valencia. *Estudios Geológicos*. Vol. 33 (6). pp. 557 - 569.
- MAS J.R y ALONSO A, 1991: Sistemas lacustres/costeros del Cretácico inferior de la Cuenca de Los Cameros: Controles tectónico y eustático. *III Col. del Cret. de España. Resúmenes*. pp. 47. Morella.
- MAS J.R.; ALONSO A. & MELENDEZ N. 1982: El Cretácico basal (Weald) de la Cordillera Ibérica suroccidental (NW de la provincia de Valencia y E de la de Cuenca). *Cuadernos de Geol. Ibérica*. 8. pp. 309 - 335. Madrid.
- MAS J.R.; ALONSO A. & DIAZ E. 1990: Tectonically controlled carbonate lacustrine systems in the northern margin of the Cameros Basin. (Lower Cretaceous. North Spain). *Vol de Com. 6th Meeting of the European Geological Societies*. pp.55. Lisboa.
- MELENDEZ N. y VILAS L. 1980: Las facies detríticas de la región de Picofrentes (Soria). *Boletín de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat. (Geol.)* 78. pp. 157 - 174. Madrid.
- MELENDEZ N. 1983: El Cretácico de la región de Cañete - Rincón de Ademuz (provincias de Cuenca y Valencia). *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías*. 9. 242p. Madrid.
- MELENDEZ N.; MELENDEZ A. y GOMEZ FERNANDEZ J.C. 1989: Los sistemas lacustres del Cretácico inferior de la Serranía de Cuenca, Cordillera Ibérica. Guía de campo. *IV Reunión del Grupo Español de trabajo. P.I.C.G.* 219. Ed. de la Universidad Complutense. 70 p. Madrid.
- MITCHUM R.M.Jr.; VAIL P.R. & THOMPSON S. III. 1977: Seismic stratigraphy and global changes in sea level. Part. 2. The Depositional Sequence as a basis Unit for stratigraphical analysis. In: C.E. Payton Ed. *Seismic Stratigraphy, applications to hidrocarbon exploration*. A.A.P.G. Memoir 26. pp. 53 - 62.
- MONTY C.L.V. & MAS J.R. 1981: Lower Cretaceous (Wealdian) Blue Green Algal deposits of the province of Valencia (Eastern Spain). In: C.L.V. Monty Ed. *Phanerozoic stromatolites: case histories*. Springer Verlag. pp. 85 - 120. Berlin.
- NORMATI. M. 1986: *Carbonates lacustres du Crétacé inférieur dans le Bassin de Soria (Espagne)*. Centre des Sciences de la Terre de L'Université de Bourgogne. 30 p. Inédito.
- PEARSON R. 1978: *Climate and Evolution*. Academic Press. London. New York.
- PEREZ DEL CAMPO P. y ZAVALA MORENCOS L. 1982: Los primeros episodios de la sedimentación cretácica en el extremo suroriental del Sistema Ibérico. *Cuadernos de Geol. Ibérica*. N.8. pp. 411 - 429. Madrid.
- PLATT N.H. 1989,a: Climatic and tectonic controls on sedimentation of a mesozoic lacustrine sequence: the Purbeck of the Western Cameros Basin, Northern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 70. pp. 187 - 197. Amsterdam.
- PLATT N.H. 1989,b: Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N. Spain. *Sedimentology*. 36. pp. 665 - 684.
- PLATT N.H. 1989,c: Continental sedimentation in an evolving rift basin: the Lower Cretaceous of the wertern Cameros Basin (northern Spain). *Sedimentary Geology*, 64. pp. 91 - 109. Amsterdam.
- RAT P. 1982: Factores condicionantes en el Cretácico de España. *Cuadernos de Geol. Ibérica*. V.8. pp. 1059 - 1076. Madrid.
- SALAS R. 1983: Las secuencias deposicionales del transito Jurásico - Cretácico en la zona de enlace Catalánides - Ibérica. *Com. Congr. Nac. de Sedimentología de Menorca*. pp. 3.34 - 3.38.
- SALAS R. 1987: *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massis de Garraf i la Serra d'Espada*. Tesi Doct. Univ. Barcelona. V1- 345 p., V II- figures.
- SALINAS F. & MAS J.R. 1990: Estudio sedimentológico y tectosedimentario de la cubeta de Cervera del Rio Alhama (La Rioja) durante la sedimentación del Grupo Urbión (Cretácico inferior). *Estudios Geológicos* 45. pp.41 - 51. Madrid.
- SALOMON J. 1982,a: *Les formations continentales du Jurassique superieur - Cretacé inferieur en Espagne du Nord (Chaînes cantabriques et Nord-Ibériques)*. Mém. Geol. de L'Université de Dijon V.65
- SALOMON J. 1982,b: El Cretácico inferior. En: *El Cretácico de España. Capítulo 7 Cameros - Castilla*. Ed. de la Universidad Complutense. pp. 345 - 387. Madrid.
- SALOMON J. 1983: Le Crétacé inferieur continental. Le fosse de Soria. In: *Vue sur la Crétacé basco-cantabrique et nord-iberique. Une marge et son arriere pays. Ses environnements sedimentaires*. Mém. Geol. de L'Université de Dijon. Vol. 9. pp 25 - 43. Dijon.
- SANZ J.L.; WENZ S.; YEBENES A.; ESTES R.; MARTINEZ-DEL CLOS X.; JIMENEZ - FUENTES E.; DIEGUEZ C.; BUSCALIONI A; BARBADILLO L.J. & VIA L. 1988: An Early Cretaceous Faunal and Floral continental assemblage: Las Hoyas Fossil Site (Cuenca, Spain). *Geobios*, vol. 21,5. pp. 611 - 635.
- SANZ J.L.; DIEGUEZ C.; FREGENAL - MARTINEZ M.A.; MARTINEZ - DEL CLOS X.; MELENDEZ N. y POYATO - ARIZA F.J. 1990: El yacimiento de fósiles del Cretácico inferior de Las Hoyas, provincia de Cuenca (España). *Vol. de Com. de la Reunión de Tafonomía y Fosilización*. U.C.M. C.S.I.C. pp. 337 - 355. Madrid.
- SCHUDACK M. 1987: Charophytenflora und fazielle Entwicklung der Grenzsichten mariner Jura/Wealden in der Nordwestlichen Iberischen Ketten (mit Vergleichen zu Asturien und Kantabrien). *Paleontographica*. Abt. B, 204, 108 p.
- TISCHER G. 1966,a: Uber die Wealden - Ablagening und die tektonik der Ostlichen Sierra de Los Cameros in den Nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Beih. Geol. Jb.* 44. pp. 123 - 164. Hannover.
- TISCHER G. 1966,b: El delta wealdico de las montañas ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos. *Notas y Coms. del Inst. Geol. y Min. de Esp.* N. 81. pp. 53 - 78. Madrid.

- VAIL P.R.; MITCHUM R.M.Jr & THOMPSON S. III. 1977:
Seismic stratigraphy and global changes in sea level.
Part.4. Global cycles and relative sea level. In: *C.E.Payton*
Ed. Seismic stratigraphy, applications to hidrocarbon
exploration. A.A.P.G. Memoir 26. pp. 83 - 98.
- VILAS L.; MAS J.L.; GARCIA A.; ARIAS C.; ALONSO A.;
MELENDEZ N.; RINCON R. 1982: Capítulo 8. Ibérica
suroccidental. En: *El Cretácico de España*. Ed. de la Univ.
Complutense. pp. 457 - 514.
- VILAS, L.; ALONSO, A.; ARIAS, C.; GARCIA, A.; MAS,
J.R.; RINCON,R.; MELENDEZ, N. 1983: The Cretaceous
of the Southwestern Iberian Ranges (Spain). *Zitteliana*.
Vol. 10. pp. 245 - 254. Munich.