

LA SEDIMENTACIÓN CARBONATADA EN EL PREPIRINEO ARAGONÉS DURANTE EL CRETÁCICO SUPERIOR

L. Alegret * y M. Aurell *

RESUMEN

El análisis de las facies carbonatadas realizado en el Cretácico superior del Prepirineo aragonés ha permitido establecer la reconstrucción paleogeográfica y paleoambiental para este sector de la Cuenca Surpirenaica. Se han establecido tres estadios de evolución de la sedimentación para el Cretácico superior. Durante el Estadio 1 (Santonense superior) tuvo lugar la inundación inicial de la cuenca de sedimentación; en el Estadio 2 (Campanense basal-Campanense superior) se desarrollaron barras costeras en los extremos oriental y occidental del área estudiada, mientras que el resto de la cuenca estaba ocupada por una plataforma carbonatada somera cuyos fondos fueron ampliamente colonizados por organismos bentónicos, principalmente rudistas y foraminíferos. En el Estadio 3 tuvo lugar una somerización generalizada de la plataforma, que durante el Maastrichtense dio paso al depósito de los materiales continentales correspondientes a la facies Garumn.

Palabras clave: *facies, evolución sedimentaria, Cretácico superior, Prepirineo aragonés.*

ABSTRACT

Carbonate facies analysis carried out in the Upper Cretaceous of the aragonese Prepyrenees (South-Pyrenean Basin) allows us to establish the palaeogeographic and palaeoambiental reconstruction for this area. Three stages have been established in order to show the sedimentary evolution for the Upper Cretaceous. During the Stage 1 (Upper Santonian) the sedimentary domain was initially flooded. In the Stage 2 (lowermost Campanian-Upper Campanian) offshore bars developed at the western and eastern ends; the rest of the sedimentary basin consisted of a shallow carbonate platform whose bottom-floor was inhabited by rudists and benthic foraminifera. During the Stage 3 the platform generalised shallowing of the platform gave way, during the Maastrichtian, to the continental Garumn facies deposit.

Key words: *facies, sedimentary evolution, Upper Cretaceous, aragonese Prepyrenees.*

Introducción

El Prepirineo aragonés, también denominado Sierras Exteriores aragonesas, forma una alineación montañosa situada al oeste de la Unidad Surpirenaica Central, y limita al norte con la Depresión del Guarga y al sur con la del Ebro. Desde un punto de vista tectónico, el Prepirineo constituye un segmento del frente de cabalgamiento meridional del orógeno pirenaico, con los materiales mesozoicos cabalgantes sobre los terciarios continentales. En el Prepirineo aragonés afloran materiales del ciclo

alpino, desde el Triásico; en la literatura (Puigdefábregas y Soler, 1973) se hacía referencia a un hiato que abarcaba desde el Triásico hasta el Cretácico superior, hasta que en la década de los ochenta se encontraron afloramientos del Lías en el sector occidental de las Sierras Exteriores (Millán, 1996).

Durante el Cretácico superior en las cuencas marginales de la placa Ibérica se desarrollaron extensas plataformas carbonatadas, cuyo estudio proporciona abundante información acerca de los cambios en las facies deposicionales, fauna, condiciones climáticas y evolución de los medios sedimentarios. Durante

* Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

esta época la placa Ibérica estaba situada a una latitud comprendida entre los paralelos 25°N y 32°N (Floquet, 1991), y se encontraba bajo la influencia de los océanos cálidos del Atlántico y el Tethys. Fue en este momento cuando tuvo lugar una transgresión generalizada asociada a la apertura del golfo de Vizcaya, y que se registró en todas las cuencas noratlánticas, donde la producción de carbonato era capaz de colmar el espacio disponible.

A pesar de ser conocidos desde antiguo (Mallada, 1881; Carez, 1881; Roussel, 1904; Dalloni, 1910; Hernández Pacheco, 1912; Selzer, 1934; Almela y Ríos, 1951), el análisis sedimentológico de los afloramientos del Cretácico superior en el sector aragonés del Pirineo Central no han sido abordados más que puntualmente (Souquet, 1967; Garrido, 1975; Molina, 1985; Arqued *et al.*, 1986; Lobato y Meléndez, 1988). Los datos y resultados apuntados en este trabajo, en especial la documentación de la relación lateral y vertical de las facies diferenciadas y el establecimiento de los sucesivos estadios de evolución de esta cuenca finicretácica, contribuyen a conocer de una forma más precisa el origen y la evolución de las plataformas carbonatadas de la Cuenca Surpirenaica.

El objetivo de este trabajo es realizar el análisis sedimentológico de los materiales carbonatados depositados durante el Cretácico superior en la Cuenca Surpirenaica que afloran en el Prepirineo aragonés, estableciendo los diferentes tipos de facies y su distribución. Mediante la reconstrucción de los dispositivos paleoambientales que se sucedieron en esta cuenca finicretácica, se propone un modelo de evolución sedimentaria para la misma.

El área estudiada abarca 35 km a lo largo del Prepirineo aragonés, al norte de la provincia de Huesca. En concreto, se han estudiado siete afloramientos en cada uno de los cuales se ha levantado la columna estratigráfica y se han realizado observaciones sedimentológicas y paleontológicas (fig. 1). Los afloramientos de los materiales correspondientes al Cretácico superior en el Prepirineo aragonés constituyen una sección oblicua a la línea de costa. Sin embargo, el análisis de las características sedimentológicas y paleontológicas de los perfiles permite diferenciar con gran precisión dominios relativamente distales o proximales a las zonas emergidas que de forma general estarían emplazadas más al sur, en la actual Depresión del Ebro.

La metodología empleada es la habitual en estudios de tipo estratigráfico y sedimentológico. A partir de las muestras recogidas se elaboraron láminas delgadas y secciones pulidas para su estudio mediante microscopio petrográfico y lupa binocular. Para la clasificación textural de las muestras carbonatadas se han utilizado los criterios estableci-

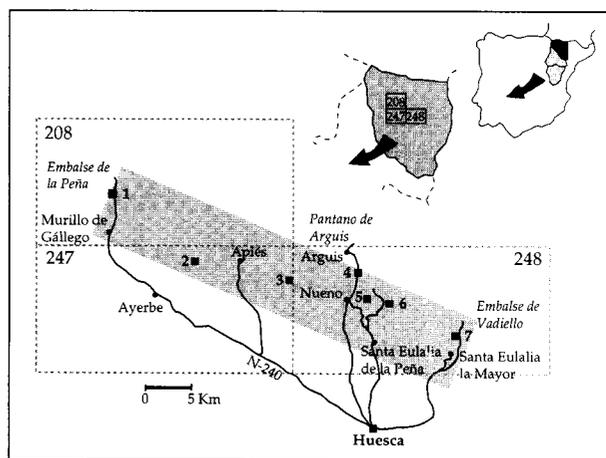


Fig. 1.—Situación geográfica de los perfiles estudiados y localización en los mapas escala 1:50.000 n.ºs 208, 247 y 248. Localización de secciones: 1, Pantano de la Peña; 2, Aniés; 3, Gratal; 4, Arguis; 5, Tiacuto; 6, Salto del Roldán; 7, Vadiello.

dos por Dunham (1962) y Embry y Klován (1977), y para su descripción se ha empleado la de Flügel (1982) y el Atlas de rocas sedimentarias de Adams *et al.* (1995).

Unidades litoestratigráficas

Los materiales carbonatados cretácicos del Prepirineo aragonés son equivalentes a los de las formaciones Adraent (Santoniense) y Bona (Campaniense-Maastrichtiense) definidas en el Pirineo catalán por Mey *et al.* (1968). El establecimiento de las diferentes formaciones para la vertiente aragonesa se debe a Arqued *et al.* (1986), dentro de las cuales Lobato y Meléndez (1988) diferenciaron cinco unidades litoestratigráficas que se habrían depositado dentro de un ambiente de plataforma (fig. 2):

Formación calizas con Rudistas de Salinas de Jaca (Fm. Salinas de Jaca)

Estos materiales se reconocen en todo el Prepirineo aragonés como los primeros depósitos cretácicos, y en ellos se diferencian dos miembros:

Miembro Lutitas, Areniscas y Calizas arenosas de Longás (Mb. Longás), constituido por lutitas arcillosas, areniscas y conglomerados de cantos silíceos con intercalaciones de calizas arenosas bioclásticas y restos carbonosos. La potencia de esta unidad es de 20 m y su límite inferior es erosivo sobre los depósitos triásicos (facies Keuper).

Miembro Calizas con Rudistas de Arguis (Mb. Arguis): son calizas dolomíticas y calizas de texturas *wackestone* a *grainstone* con construcciones de rudistas de diversas escalas, y abundantes organismos bentónicos (foraminíferos miliólidos, espongiarios, algas rodoíceas y charoíceas, corales, gasterópodos, etc.). El límite inferior es gradual sobre el Mb. Longás; el límite superior es una brusca ruptura sedimentaria, colonizada y

erosionada con intensidad variable dependiendo de su localización geográfica. Arqued *et al.* (1986) apuntan la existencia, en el sector de Santa Eulalia de la Peña y embalse de Belsué, de depósitos detríticos con estructuras de corriente acompañando a dicha ruptura. La potencia máxima alcanzada por esta unidad es de 46 m, y su edad ha sido discutida por varios autores: Souquet (1967) las sitúa en el Santoniense-Campaniense; Molina (1985) las limita al Santoniense superior-Campaniense basal, y Arqued *et al.* (1986) proponen una edad Santoniense para la base, con posibilidad de alcanzar el Campaniense. Los datos aportados en este trabajo, permiten datar esta unidad como Campaniense, con la base situada probablemente en el Santoniense terminal (ver también Alegret, 1999 y Alegret y Aurell, 1999). La datación de estas calizas en función de su contenido en rudistas (Alegret y Aurell, 1999) permite diferenciar tres asociaciones dentro del Mb. Arguis: asociación A1, correspondiente a la primera mitad del Campaniense inferior; asociación A2, en la primera mitad del Campaniense superior; y asociación A3, en el comienzo de la segunda mitad del Campaniense superior.

Formación Calizas bioclásticas de Santa Eulalia de la Peña (Fm. Santa Eulalia)

Corresponden a calizas bioclásticas con texturas *grainstone*, y abundantes restos de algas rodofíceas, bivalvos, equinodermos, braquiópodos, placas de equínidos, foraminíferos aporcelanados, algún macroforaminífero e intraclastos. Como estructuras sedimentarias dominan las laminaciones y estratificaciones cruzadas de gran escala, planares y a veces suavemente tangentes en la base. Su límite superior constituye una importante ruptura sedimentaria de carácter regional. La potencia máxima alcanzada por esta formación es de 40 m. Los datos aportados en este trabajo demuestran la equivalencia lateral de esta unidad con las calizas del Mb. Arguis (véase fig. 3), por lo que su edad es Campaniense.

Formación Calizas dolomíticas de Nueno (Fm. Nueno)

Son dolomicroesparitas grises muy homogéneas dispuestas en bancos bien estratificados. A pesar de que las texturas aparecen frecuentemente enmascaradas por procesos de diagénesis, se reconoce una abundante fauna de gasterópodos, charofitas, foraminíferos y algas. El límite inferior viene marcado por una ruptura sedimentaria que cubre la Fm. Santa Eulalia; el límite superior también es una ruptura sedimentaria que limita con las facies terrígenas de la Formación Tremp. Arqued *et al.* (1986) la atribuyen, por su posición estratigráfica, al Campaniense-Maastrichtiense. Según estos autores, esta formación corresponde hacia el Sur con hiatos sedimentarios y se extiende, hacia el norte, a materiales equivalentes bajo el Sinclinatorio del Guarga. Lobato y Meléndez (1988), en el sector de Arguis-Salto del Roldán, diferencian dentro de esta formación dos unidades litológicas:

Unidad alternancia de calizas y margas: Son calizas bioclásticas con ostreidos, que alternan con niveles de margas negras. Esta alternancia se organiza en secuencias marga-caliza, y alcanza los 30 m de potencia. La edad es Campaniense.

Unidad calizas y dolomías estratificadas: Constituidas por dolomías y calizas dolomíticas blanquecinas con caráceas, huellas de bioturbación vertical debidas a raíces y escasos bioclásticos. Alcanza 50 m de potencia, y su límite superior es un tránsito gradual hacia las facies terrígenas (facies Garumn) de la Formación Tremp. La edad es Campaniense-Maastrichtiense.

Sobre estas unidades se depositó durante el tránsito Cretácico-Terciario, en los sectores oriental y central de la cuenca de antepaís surpirenaica, una serie roja de carácter predominante-

| | Arqued <i>et al.</i> (1986) | Lobato y Meléndez (1988) | Alegret (1999) Alegret y Aurell (1999) | |
|--------------------|---|-----------------------------------|---|---------------------|
| PALEOCENO | ? | ? | | |
| CRETÁCICO SUPERIOR | Facies Garumn R.L: Fm. Tremp | Facies Garumn | | |
| | Fm. Calizas dolomíticas de Nueno | Calizas y dolomías estratificadas | Calizas y dolomías estratificadas | Fm. Nueno |
| | Fm. Calizas bioclásticas de Sta. Eulalia de la Peña R.L: Fm. Areny | Alternancia de calizas y margas | Alternancia de calizas y margas | |
| | Mb. Calizas con Rudistas de Arguis R.L: Fm. Bona | Calcarenitas bioclásticas | ↔ Fm. Sta. Eulalia de la Peña ↔ | |
| | Mb. Lutitas, Areniscas y Calizas arenosas de Longás R.L: Fm. Adraent | Calizas de Rudistas | Mb. Arguis | |
| | | Niveles arenosos basales | Mb. Longás | Fm. Salinas de Jaca |

Fig. 2.—Cuadro estratigráfico del Cretácico superior en el Prepirineo aragonés. R. L.: Relación lateral con las Sierras Interiores según Arqued *et al.* (1986).

mente continental. Estos materiales se han reconocido tradicionalmente como facies Garumn, citadas en el Prepirineo aragonés por Leymerie (1877), Mallada (1878) y Selzer (1934), y definidas como Formación Tremp por Mey *et al.* (1968).

Análisis de facies

El análisis de facies realizado en los materiales del Cretácico superior correspondientes a las Formaciones Salinas de Jaca, Santa Eulalia de la Peña y Nueno, permite diferenciar doce asociaciones de facies distribuidas a lo largo del Prepirineo aragonés. El esquema de distribución de facies (fig. 3A) ha permitido establecer modelos paleoambientales y paleogeográficos, así como reconstruir la evolución sedimentaria durante esta época. La equivalencia entre las facies diferenciadas y las unidades litoestratigráficas del Cretácico superior descritas en el apartado anterior se muestra en la figura 3B.

Facies A: Niveles arenosos basales

Esta facies corresponde al miembro inferior detrítico de la Fm. Salinas de Jaca, y corresponde a areniscas y conglomerados con cantos silíceos, con intercalaciones de calizas arenosas de textura *wackestone* y niveles lumaquéllicos *packstone* de acumulación de conchas de ostreidos, restos de algas y foraminíferos. Las bases de estos niveles son irregulares, erosivas, y aparecen niveles canaliformes con estratificación cruzada planar y en surco, además de algunas láminas carbonosas. A techo de la facies se observa laminación paralela, y el tránsito hacia la unidad suprayacente consiste en una progresiva desaparición de las areniscas y un aumento de la

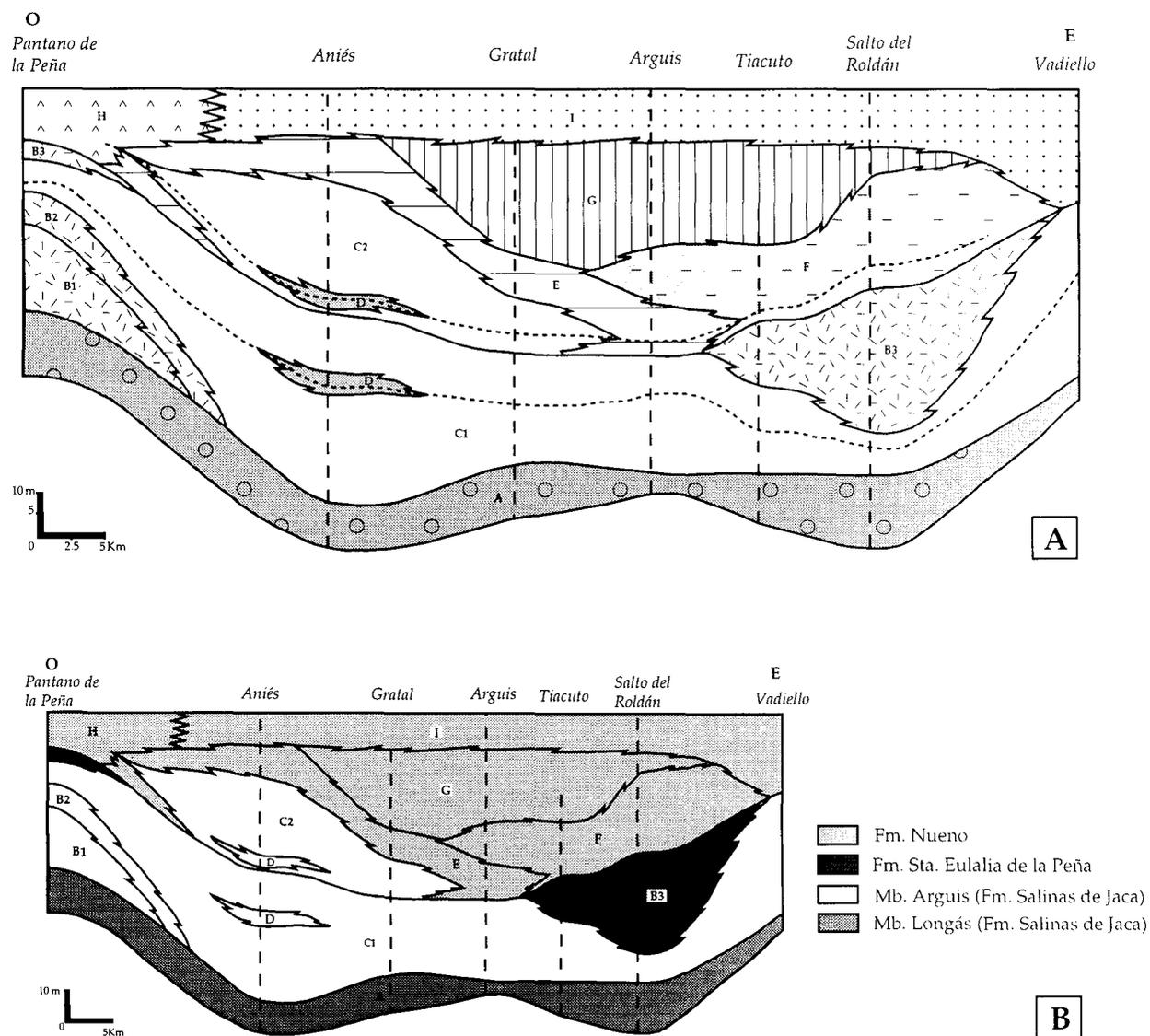


Fig. 3.—A: distribución lateral y vertical de las diferentes asociaciones de facies reconocidas en el Prepirineo aragonés. B: esquema de equivalencia entre las asociaciones de facies y las unidades litoestratigráficas.

fracción carbonatada. Alcanza una potencia máxima de 20 m. El límite inferior es erosivo y tectonicizado sobre los materiales triásicos; el límite superior es un tránsito rápido pero gradual hacia las calizas de rudistas, excepto en el sector occidental, donde sobre estos niveles detríticos se depositaron facies bioclásticas.

Se interpreta que estos materiales reflejan el comienzo de la transgresión marina Santoniense, y que se depositaron en un medio submareal muy somero, sometido a la acción constante de las corrientes y del oleaje donde el sedimento que se depositaba estaba claramente influenciado por aportes detríticos del continente próximo.

Facies B: Calizas bioclásticas

Facies B1: Packstone oncolítico

Calizas de textura *packstone* con oncoides, cuarzo y fragmentos de bivalvos. Los oncoides consisten en bioclastos cubiertos por una sola envuelta micrítica; son muy abundantes en la base y disminuyen hacia techo. Esta facies presenta también bioclastos de corales escleractinios, de equinodermos, gasterópodos, briozoos, algas y foraminíferos bentónicos (miliólidos). La facies aparece únicamente en el sector occidental, en forma de bancos tabulares de 0,4 a 2 m de potencia y alcanzando hasta 16 m de espesor.

El depósito de esta facies tuvo lugar en un medio submareal somero, bien oxigenado y sometido a una energía hidrodinámica moderada capaz de lavar la mayor parte del fango micrítico. Sin embargo, la energía del medio no era demasiado elevada, como indica el tipo de envuelta de los oncoides y su morfología irregular, evidencias que sitúan estos depósitos en un ambiente restringido con episodios de energía intermitente.

Facies B2: *Packstone* de algas y foraminíferos

Corresponden a calizas de textura *packstone* con predominio de foraminíferos (miliólidos y abundantes cuneolinas), y algas dasycladáceas. Contiene en menor proporción briozoos, fragmentos de bivalvos, de equinodermos e intraclastos. La facies alcanza una potencia total de 8 m, y se dispone en estratos tabulares de 0,2 a 1,6 m, constituyendo una secuencia estratocreciente con niveles margosos intercalados hacia la base. Al igual que la facies B1, aparece únicamente en el sector occidental y se acuña hacia el este.

Se interpretan como depósitos de *lagoon*, en un medio restringido pero con energía hidrodinámica suficiente para la formación de intraclastos. Se trata de una zona intermedia entre la cara interna de una barra litoral y la plataforma interna propiamente dicha.

Facies B3: Formación *packstone-grainstone* bioclástico

Son calizas de textura *packstone-grainstone* con fragmentos de equinodermos, bivalvos, algas dasycladáceas, algas rodofíceas, briozoos, foraminíferos aporcelanados, corales escleractinios, braquiópodos e intraclastos. Los componentes presentan generalmente un tamaño bien clasificado, y aparecen clastos de cuarzo de 0,25 mm de diámetro, que se hacen más frecuentes hacia techo de la unidad. En lámina delgada se observan cementos sintaxiales y calcíticos fibrosos. La facies contiene niveles bioclásticos con laminaciones cruzadas de bajo ángulo y laminación horizontal paralela, así como niveles con bioclastos imbricados. Se presenta en general en bancos masivos potentes, y adquiere un color rojo-amarillento. Arqued *et al.* (1986) englobaron esta facies dentro de la Fm. Santa Eulalia, y Lobato y Meléndez (1988) la denominaron como «Calcarenitas bioclásticas», atribuyéndole una edad Campaniense superior. Se sitúa directamente sobre las Calizas de Rudistas (Facies C), en relación de cambio lateral de facies, y limita con las unidades superiores

mediante una ruptura sedimentaria. Alcanza, en el Salto del Roldán, una potencia máxima de 40 m, acuñándose tanto al este como al oeste.

Esta facies se depositó en un medio submareal somero permanentemente agitado, donde se originaron bajíos bioclásticos. En estas barras litorales la energía hidrodinámica era suficiente para resedimentar los fósiles y originar acumulaciones arenosas de intraclastos bien clasificados.

Facies C: Calizas de Rudistas

Esta facies corresponde al Mb. Arguis. Son calizas y calizas dolomíticas con foraminíferos, algas dasycladáceas y rudistas principalmente. En ellas se pueden distinguir tres tipos de subfacies. Las *subfacies bioturbadas* corresponden a niveles tabulares de calizas *wackestone* de aspecto noduloso, con abundante fango carbonatado e intensamente bioturbados, correspondientes a momentos de máxima tranquilidad, por debajo del nivel de oleaje. Las *subfacies bioconstruidas* son calizas *wackestone* con rudistas en posición de crecimiento y ejerciendo un «efecto pantalla» sobre el fango carbonatado, originando texturas *bafflestone*. Las *subfacies bioclásticas* son calizas *packstone* constituidas principalmente por fragmentos de rudistas, otros bivalvos, equinodermos, algas dasycladáceas y foraminíferos (miliólidos y aglutinados). Existe una gradación entre las facies bioconstruidas y las bioclásticas. La fracción bioclástica es el resultado de la biodegradación local de las conchas de rudistas, acumulándose *in situ* entre ellos o sufriendo un transporte más o menos largo, acumulándose en bancos bioclásticos de textura *floatstone*. Estos bancos gradan en la vertical hacia otros niveles *packstone-grainstone*, que reflejan máxima energía del medio.

Esta formación se apoya a lo largo de todas las Sierras Exteriores sobre las areniscas basales (facies A), excepto en el sector del Pantano de la Peña, al oeste, donde descansan sobre la facies bioclástica B2. El límite superior es una brusca ruptura sedimentaria, colonizada y erosionada con intensidad variable. Los foraminíferos que aparecen en esta facies son porcelanáceos y aglutinados, y fueron clasificados por Molina (1985) como: *Idalina antiqua* d'Orbigny, *Lacazina elongata* Munier-Chalmas, *Quinqueloculina sp.*, *Dicyclina slumbergeri*, Munier-Chalmas, *Cuneolina conica* d'Orbigny, *Coskinolina sp.*, *Rotalia sp.*, *Cyclolina cretacea* d'Orbigny, *Cyclopsisnella steinmanni* (Munier-Chalmas), *Dictyopsella kiliani* Schlumberger y *Accorcliella conica* Farinacci. En función de las distintas envergaduras de las bioconstrucciones de rudistas se diferencian dos facies:

Facies C1. En ella se reconocen las asociaciones de rudistas A1, A2 y A3, diferenciadas por Alegret y Aurell (1999), que les atribuyen una edad Campaniense. La matriz que aparece englobando a los rudistas es una matriz micrítica grumosa, y constituye desde un 30 % hasta un 65 %. La disposición de las especies de rudistas no genera estructuras orgánicas elevadas capaces de autosostenerse; en todo caso algunos ramilletes de radiolítidos pudieron coalescer y generar un mínimo relieve con texturas *bafflestone*, pero que rápidamente era allanado por acumulación de barro carbonatado y de otros rudistas en los flancos deprimidos de dicho relieve.

Esta unidad alcanza una potencia máxima de 46 m. En el sector de Aniés alterna con una facies similar constituida principalmente por corales (facies D). Está separada de la facies suprayacente por una importante discontinuidad sedimentaria que aparece reflejada en un nivel con una pátina ferruginosa e intensa bioturbación. A techo de esta facies aparece un nivel intensamente bioturbado de calizas con texturas *wackestone-packstone* con rudistas, de tonalidad amarillenta y de hasta 5,5 m de potencia. Este nivel bioturbado se extiende desde Aniés hasta el Tiacuto (sector central de la zona estudiada).

La facies C1 se interpreta como depósitos de un ambiente submareal de plataforma somera. Este medio, situado en la plataforma media, presentaba una buena comunicación marina, pero la escasa profundidad del medio marino (incluso una o varias decenas de metros) podía someter a las comunidades bentónicas a cambios estacionales. Asimismo estos niveles submareales eran influenciados episódicamente por el efecto del oleaje de tormentas, y las corrientes marinas removían ocasionalmente el sedimento, lo que provocaba el colapso y apilamiento de las conchas. La presencia de hasta un 65 % de matriz micrítica grumosa es típica de texturas *packstone* y *bafflestone*, generadas en medios submareales. Los niveles bioturbados indican una somerización y una disminución en la velocidad de sedimentación que se produjo durante el depósito de los últimos niveles de esta facies.

Facies C2. Se diferencia de la facies C1 por el desarrollo de extensos bancos tabulares bien estratificados de unos 0,5 m de espesor, y de textura *boundstone* constituidos por la asociación A3 con la especie *Praeradiolites ciryi* Floquet; en contraste con la facies C1, en esta segunda sí que existiría una estructura orgánica elevada capaz de sostenerse. Esta facies sólo aparece en los sectores de Aniés y Gratal. Hacia la base, aparece intercalada con la facies D, pasando gradualmente desde unos niveles dominados por corales, a otros con asociación de corales y rudistas, para acabar en una facies dominada por rudistas. En la mitad inferior de esta uni-

dad aparecen intercalados 3 ó 4 niveles masivos muy bioturbados, de 0,5 m de espesor y tono rosado. La potencia máxima medida es de unos 32 m en el sector de Aniés, y se acuña pasando lateralmente a facies más someras, de modo que esta facies aparece más reducida en Gratal y ya no aparece en el resto de los perfiles estudiados.

La caracterización paleontológica de la facies C2 indica que el depósito de ésta tuvo lugar en un medio submareal sometido a condiciones marinas más abiertas que la facies C1, pero siempre dentro de la plataforma media. Estas bioconstrucciones también eran afectadas por corrientes marinas, pero eran más resistentes a la agitación. Los bancos bioclásticos que aparecen debieron ser originados por procesos más energéticos que en los depósitos de las facies C1, para ser capaces de desmoronar la estructura bioconstruida.

Facies D: Calizas con corales

Calizas *wackestone* con asociaciones de corales coloniales, que en algunos casos forman pequeños montículos por superposición de unos sobre otros. Los corales presentan formas planares o ligeramente semiesféricas, y ocasionalmente aparecen formas ramosas. Los corales aparecen a menudo cohesionados por costras algales (originadas por algas cianofíceas), y presentan cavidades de bioerosión rellenas por un *wackestone* bioclástico. Junto a los corales aparecen foraminíferos miliólidos, serpúlidos, braquiópodos, ostreidos y otros bivalvos. Estos materiales se disponen en estratos tabulares de 0,4 a 2 m de espesor. Esta facies está caracterizada por una zonación biótica vertical, con un dominio de las asociaciones de corales hacia la base, posterior alternancia de corales y rudistas, y aumento de los rudistas con desaparición de los corales hacia techo. La presencia de calizas con corales coloniales indica un medio marino abierto, la parte distal de una plataforma media de baja energía.

Los corales ejercían un efecto de pantalla, contribuyendo a la acumulación del fango carbonatado, mientras que las costras algales permitieron la cementación y estabilización de los niveles bioconstruidos. La aparición de dichos encostramientos indica la penetración de luz en aguas claras, y profundidades que permitían el emplazamiento de los fondos dentro de la zona fótica. Se trataba de un medio iluminado, de escasa turbidez y bien oxigenado. La posterior aparición de calizas bioclásticas y calizas con rudistas refleja la evolución de este medio de plataforma distal y tranquila hacia otro medio más energético, situado en zonas más internas de la plataforma.

Facies E: Calizas Mudstone-Grainstone

La facies se organiza según una secuencia estratocreciente, con bancos *mudstone* y *wackestone* hacia la base que pasan a bancos masivos *packstone* y *grainstone* hacia techo, de hasta 1,5 m de potencia. El registro fósil consiste en ostrácodos, algas charofitas, ostreidos, restos vegetales, briozoos, serpúlidos y foraminíferos. También contiene granos de cuarzo, y hacia la mitad inferior de la unidad aparece algún nivel bioturbado. Esta facies, de unos 12 m de potencia, aparece en el sector de Gratal y se encuentra dolomitizada en el sector de Arguis. Se relaciona lateralmente con la Unidad Alternancia de Calizas y Margas (facies F) al este, y con las Calizas con Gasterópodos (facies H) hacia el oeste.

La facies se interpreta como producto de la colmatación de medios submareales muy someros, que evolucionan a medios inter y supramareales. Los niveles bioturbados que aparecen hacia la base reflejan etapas en las que disminuyó la tasa de sedimentación, probablemente relacionado con las sucesivas profundizaciones de la plataforma interna. El aumento hacia techo del contenido en granos de cuarzo y la aparición de texturas granosostenidas indica una mayor cantidad de aportes de procedencia continental, así como el paso hacia condiciones cada vez más someras y energéticas capaces de lavar y transportar el fango micrítico.

Facies F: Alternancia de calizas y margas

Esta facies se encuadra dentro de la Fm. Nueno, y consiste en hasta 31 m de margas sin fósiles y ricas en materia orgánica que alternan con calizas bioclásticas de texturas *wackestone-packstone*, con ostreidos, algas dasycladáceas, ostrácodos, gasterópodos, foraminíferos, restos de briozoos y de corales escleractinios. Algunos de estos bancos presentan encostramientos algales, y hacia techo se encuentran recristalizados e incluso dolomitizados. Se observan granos de cuarzo cuya presencia aumenta hacia techo (hasta un 20 %), y un 5 % de micas (moscovitas).

La facies margosa y carbonatada se hallaba sometida al influjo de materiales siliciclásticos, y se depositó en un medio submareal somero de escasa agitación, donde se decantaba el fango micrítico. La presencia de laminaciones algales, originadas por algas verde-azuladas, permite emplazar estos depósitos en una llanura de mareas (plataforma interna), con presencia local de zonas encharcadas colonizadas por organismos bentónicos. Este medio estaba sometido al influjo detrítico, pero esta llegada de material terrígeno tenía lugar de forma intermitente, dentro de un medio de energía general baja.

Facies G: Calizas wackestone y dolomías estratificadas

Estas calizas se encuadran en la Unidad Calizas y Dolomías estratificadas. En esta unidad estratocreciente alternan bancos masivos *wackestone* con porosidad y encostramientos algales originados por algas cianofitas, donde se reconocen miliólidos, briozoos, intraclastos, restos de algas clorofitas, de bivalvos, ostrácodos y restos vegetales; con bancos de calizas de textura *mudstone* y dolomíticos blanquecinos más frecuentes hacia el techo de la unidad. Entre estos bancos, de límites netos, aparece alguna lámina lutítica discontinua de pocos centímetros de espesor.

Se interpreta que el depósito de estos materiales tuvo lugar en una zona submareal de baja energía que era episódicamente colmatada, tal y como refleja la presencia local de depósitos propios de la zona intermareal en una plataforma restringida (llanuras de mareas). Se trataba de un medio sometido a frecuentes variaciones en la salinidad o en la temperatura, lo que ejercía un *stress* ambiental sobre las comunidades de organismos.

Facies H: Calizas de gasterópodos

Son calizas *packstone* con gasterópodos, ostrácodos, bivalvos, algas charofitas, agregados de granos e intraclastos, algunos de ellos con una envuelta de encostramiento algal. Aparecen incluidas galerías de bioturbación recubiertas por varias generaciones de cementos isopacos y rellenas por un sedimento *wackestone-packstone* con gasterópodos, algas, bivalvos, bioclastos y peloides de origen fecal. Esta unidad mide 15 m, se halla únicamente en el extremo occidental, y separa el Cretácico superior carbonatado de la unidad suprayacente, la facies Garumn.

La intensa bioturbación que aparece representada en esta facies indica la existencia de un medio restringido, siendo los bioclastos más abundantes los de gasterópodos, ostrácodos, bivalvos y algas charofitas. Los peloides fecales están relacionados con la intensa bioturbación, y se interpretan como un producto de la misma. Los procesos diagenéticos sobreimpuestos, tales como cementaciones y disoluciones, sitúan a esta facies en la zona supramareal (plataforma interna).

Facies I: Wackestone con foraminíferos y ostrácodos

Son calizas *wackestone* de hasta 28 m de espesor que aparecen a techo de la serie cretácica. Hacia la base aparecen niveles de hasta 1,5 m de espesor, con algas charofitas, briozoos, foraminíferos y otros bioclastos, que hacia la parte superior se hacen

menos potentes, con escasa biodiversidad: foraminíferos miliólidos y ostrácodos, y con algún nivel intercalado de margas sin fósiles. Al oeste esta facies pasa lateralmente a las Calizas con Gasterópodos (facies H). En la mitad este del sector estudiado se presenta en forma de calizas *wackestone-mudstone* sobre las que han actuado importantes procesos diagenéticos de disolución por exposición a las aguas meteóricas (karstificaciones) y en el extremo oriental se han observado niveles de calcretas (caliches). Esta facies limita, mediante una discontinuidad litológica y sedimentaria, con los materiales suprayacentes de la Facies Garumn.

La sucesión faunística registrada en esta facies indica unas condiciones somerizantes desde la base hasta el techo, donde la presencia de foraminíferos y de ostrácodos como comunidades dominantes sitúa a estas calizas en un área restringida de la plataforma proximal. La escasa diversificación de la fauna indica un alto *stress* ambiental con frecuentes variaciones en la salinidad y temperatura debidos a las condiciones someras y a las sucesivas exposiciones subaéreas. La elevada proporción de micrita indica una energía baja, con períodos de alta energía intermitente. Durante las elevaciones del nivel de base marino por las tormentas se produciría el aporte de sedimento, que fue arrastrado desde el mar hacia el continente.

Reconstrucción paleogeográfica y evolución sedimentaria

A partir de las relaciones laterales y verticales entre las asociaciones de facies diferenciadas, de las discontinuidades intermedias y de la interpretación inferida a partir de las mismas, se deduce un modelo paleogeográfico y paleoambiental para el área estudiada, y la evolución de la sedimentación a lo largo de tres estadios ocurridos durante el Cretácico superior (fig. 4).

Durante el Estadio 1 tuvo lugar el depósito de las areniscas del Mb. Longás (facies A). Estos materiales representan la inundación inicial de la cuenca de sedimentación, con la implantación de los primeros sedimentos marinos, y fueron datados por Molina (1985) como Santoniense, basándose en la presencia de *Lacazina elongata* Munier-Chalmas e *Idalina antiqua* d'Orbigny. El carácter marino de estos depósitos aumenta hacia techo, haciéndose cada vez más patentes las estructuras originadas por el oleaje y las corrientes marinas.

La instauración de la plataforma carbonatada tuvo lugar durante el Estadio 2, a lo largo de tres etapas sucesivas. La primera etapa es un tránsito gradual pero rápido desde el Estadio 1 a materiales carbonatados (facies C), y supone una generaliza-

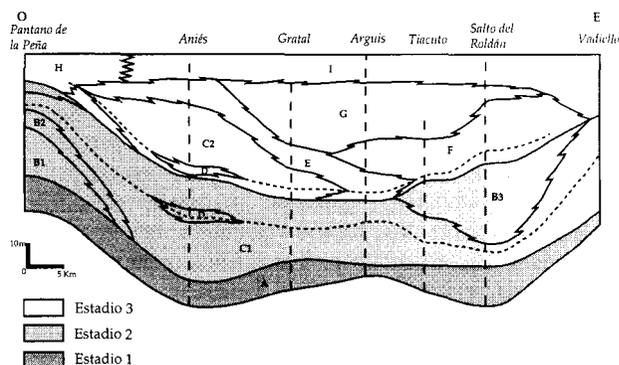


Fig. 4.—Estadios de evolución de la sedimentación y equivalencia con las facies diferenciadas en el Prepirineo aragonés.

ción de la invasión marina en toda el área de estudio (fig. 5A). El Estadio 2 se caracteriza por la presencia de rudistas elevadores que crecían en manojos y agregados laxos, enclavados en y sostenidos por el sedimento que se acumulaba a su alrededor, sobresaliendo sólo una pequeña parte de la concha por encima de la superficie del sustrato. Para este tipo de crecimiento, Gili *et al.* (1996) propusieron el término *constratal*. Las comunidades de rudistas durante este estadio no generaban estructuras orgánicas elevadas capaces de autosostenerse. Ocasionalmente, la remoción de sedimento intersticial ocasionada por corrientes marinas provocaba el colapso y apilamiento de las conchas. En todo caso se generaron pequeños relieves por coalescencia de ramilletes de radiolítidos, relieves que pronto desaparecían por acumulación de sedimento y nuevos rudistas en sus flancos deprimidos. Durante esta primera etapa el sector occidental del área estudiada se identifica como el más proximal, como indica la presencia de facies bioclásticas B1 y B2.

La segunda etapa consiste en una generalización de la sedimentación en una plataforma carbonatada, de modo que la facies C se encuentra a lo largo de todo el Prepirineo aragonés. La presencia en el sector central de facies con corales (facies D) lo identifica como el de carácter marino más abierto y distal de la plataforma. Existe una zonación biótica vertical, con el paso de asociaciones de corales y rudistas a otras dominadas por rudistas, desarrollada mientras la superficie de la plataforma era cada vez más somera y tranquila. Esta somerización pudo ser consecuencia de la acumulación del sedimento bajo unas condiciones del nivel del mar temporalmente estáticas, seguidas de un aumento relativo en el nivel del mar al principio de cada ciclo.

Durante la tercera y última etapa la aparición en los extremos oriental y occidental de facies bioclásticas (facies B3) correspondientes a barras costeras identifica a estos sectores como los más proximales.

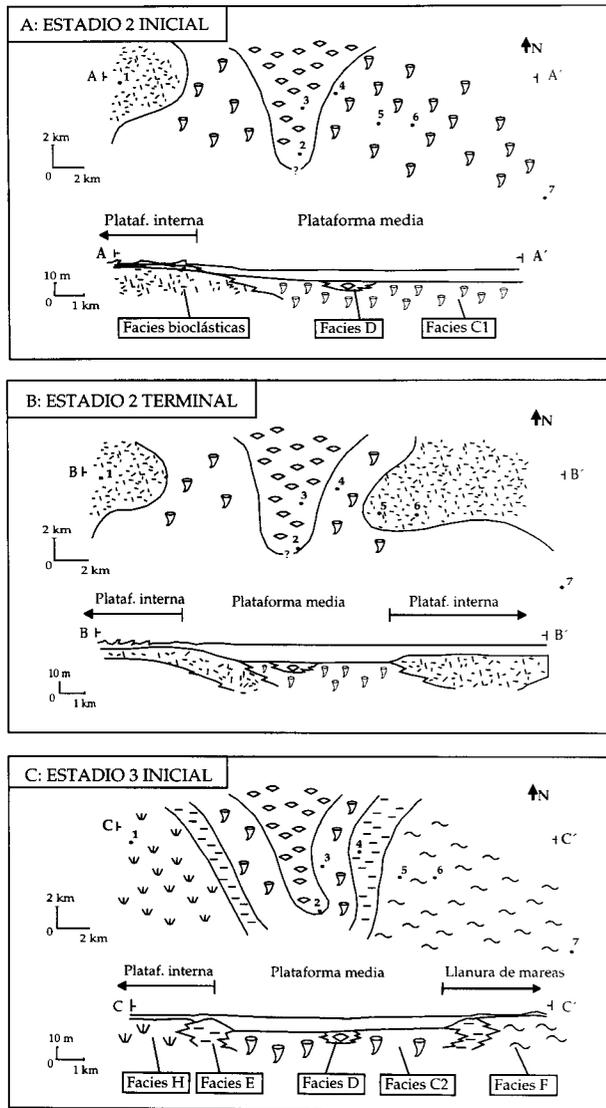


Fig. 5.—Reconstrucción paleogeográfica durante la fase inicial del Estadio 2 (A), la fase final del Estadio 2 (B), y durante el inicio del Estadio 3 (C). Los números 1 a 7 corresponden a las localizaciones mencionadas en la figura 1, en las que se han levantado los perfiles.

El resto del área estudiada estaba ocupado por una plataforma somera agitada episódicamente por el oleaje de tormentas, en la cual se depositó la facies C (fig. 5B).

En el área central, el Estadio 2 acaba con el desarrollo de niveles de intensa bioturbación, que alcanzan potencias métricas y reflejan un importante descenso en la tasa de sedimentación y unas condiciones del medio tranquilas y favorables para el desarrollo de organismos bioturbadores, que excavaron densos entramados de galerías. En las etapas finales del Estadio 2 se observa una progresiva somerización del

medio, que se refleja en la rápida propagación de las facies bioclásticas e intraclásticas marginales.

En conclusión, durante el Estadio 2 tuvo lugar una inundación del área de estudio y el establecimiento de una plataforma carbonatada somera, cuyos fondos fueron ampliamente colonizados por organismos bentónicos tales como rudistas, corales, foraminíferos y algas. La presencia de las asociaciones de rudistas A1, A2 y A3 (Alegret y Aurell, 1999) data al Estadio 2 desde el Campaniense basal hasta la parte media del Campaniense superior.

El Estadio 3 está constituido por una serie de facies que reflejan una etapa transgresiva inicial, seguida de una progresiva somerización de la plataforma, desde una etapa inicial de plataforma somera hasta un medio transicional (palustre). Comienza en el área centro-occidental con el depósito de las facies C y D, que indican la presencia de una plataforma somera con su máximo de distalidad reflejado en el sector central (fig. 5C). En la facies C destaca el desarrollo de extensos y regulares bancos bioconstruidos por rudistas, donde se reconoce la asociación A3 con la especie *Praeradiolites ciryi* Floquet (Alegret y Aurell, 1999). En contraste con el estadio anterior, en este segundo el crecimiento de los rudistas se podría denominar *superstratal* (Gili *et al.*, 1996), y en este caso sí que existiría una estructura orgánica elevada capaz de sostenerse, episódicamente afectada por corrientes marinas energéticas, capaces de desmoronar la estructura bioconstruida originando bancos bioclásticos. Lateralmente a estas facies, en el sector centro-oriental se depositaron las facies más proximales E, F y G. Estas facies somerizantes caracterizan la transición de un medio submareal a un medio intermareal, y contienen evidencias de sucesivas colmataciones y de aportes detríticos desde el continente. El final del Estadio 3 se caracteriza por el depósito de la facies I, que hacia el oeste pasa lateralmente a la facies H. Estas dos facies corresponden a medios restringidos transicionales o continentales (palustres), y constituyen el máximo somerizante alcanzado durante el Estadio 3.

En conclusión, la evolución del Estadio 3 se caracteriza por una somerización generalizada de la plataforma durante el Campaniense terminal-Maastrichtiense, que comenzó en el sector centro-oriental y que posteriormente se hizo extensiva hacia el resto del área estudiada.

Conclusiones

El análisis estratigráfico y sedimentológico de las facies carbonatadas del Cretácico superior en el Prepirineo aragonés permite diferenciar 12 asocia-

ciones de facies, cuyas relaciones verticales y laterales muestran la evolución de una plataforma carbonatada a lo largo de tres estadios. La reconstrucción paleoambiental de este sector de la Cuenca Surpirenaica corresponde a una plataforma somera con facies lacustres y transicionales o cinturones de facies bioclásticas en sus áreas más proximales, facies carbonatadas someras con comunidades de rudistas, algas y foraminíferos bentónicos colonizando los fondos tranquilos de la plataforma media, y facies carbonatadas colonizadas por corales en la parte más externa de la plataforma media.

Durante el Estadio 1 (Santoniense superior) tuvo lugar la inundación inicial de la cuenca sedimentaria y la implantación de los primeros sedimentos marinos.

En el Estadio 2 (Campaniense basal-Campaniense superior) se instauró una plataforma carbonatada cuya parte media fue colonizada por organismos bentónicos tales como rudistas, corales, foraminíferos y algas; y con depósitos de plataforma interna que consisten en calizas bioclásticas.

El Estadio 3 (Campaniense superior-Maastrichtiense inferior) se caracteriza por una somerización generalizada de la plataforma, con facies de plataforma media similares al Estadio 2, y un dispositivo de plataforma interna más complejo que responde a una distribución de facies lacustres y transicionales anexa a la línea de costa.

Referencias

- Adams, A. E., MacKenzie, W. S. y Guilford, C. (1995). *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*. Longman Scientific & Technical, London, 104 págs.
- Alegret, L. (1999). *Estratigrafía y sedimentología del Cretácico superior en las Sierras Exteriores altoaragonesas. Análisis de sus comunidades de rudistas*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Zaragoza (inédita).
- Alegret, L. y Aurell, M. (1999). Análisis de las comunidades de rudistas del Cretácico superior en el Prepirineo aragonés. En: *Temas Geológico-Mineros ITGE* (I. Rábano, edit.), Madrid, 26: 137-141.
- Almela, A. y Ríos, J. M. (1951a). *Mapa Geol. de España 1:50.000. Serie antigua, hoja n.º 248 (Apiés)*. (IGME, ed.), Madrid, 94 págs., 1 mapa.
- (1951b). Estudio geológico de la zona surpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales. *1.º Congreso Internacional del Inst. de Estr. Pir.*, CSIC, Zaragoza, 28 págs.
- Arqued, V., Almunia, A. y Ortiga, M. (1986). Sedimentación carbonatada de plataforma durante el Cretácico Superior en el sector oriental del Prepirineo aragonés. *XI Congreso Español de Sedimentología. GES Barcelona*, Com; resumen de comunicaciones, pág. 14.
- Carez, L. (1881). *Etude des terrains crétacés du Nord de l'Espagne*. Thèse de Doctorat, Univ. de Paris, 327 págs.
- Dalloni, M. (1910). Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon. *Ann. Fac. Sciences Marseille*, 29, 444 págs.
- Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *AAPG Memoire*, Tulsa, 1: 108-121.
- Embry, B. D. y Klovan, J. E. (1977). A late Devonian reef tract on northeastern banks Islands. NWT, *Bull. Canadian Petroleum Geol.*, 19: 730-781.
- Floquet, M. (1991). *La plate-forme Nord-Castillane au Cretace Superieur (Espagne)*. Memoires geologiques de l'Université de Dijon, 2t., 422 págs.
- Flügel, E. (1982). *Microfacies analysis of Limestones*. (Springer-Verlag, ed.), Nueva York, 633 págs.
- Garrido, A. (1975). El Cretácico superior de la zona central de la vertiente surpirenaica, dentro del contexto de la cadena pirenaica. *Empresa Nac. Adaro Invest. Minas, Publ. Ser.*, 7: 103-116.
- Gili, E., Vicens, E., Obrador, A., Skelton, P. W. y López, C. (1996). Las Formaciones de Rudistas de la plataforma de Sant Corneli (Cretácico superior, Unidad Central Surpirenaica). *Revista Española de Paleontología*, n.º extraord., 172-181.
- Hernández Pacheco, E. (1912). *Ensayo de síntesis geológica del Norte de la Península Ibérica*. Trabajos del Museo de Ciencias Naturales, 7, 196 págs.
- Leymerie, A. (1877). *Memoire sur le type garumnien comprenant une description de la Montagne d'Auseing, un aperçu des principaux gites du departement de la Haute-Garone et une notice sur la faune d'Auzas*. *Ann. Sci. Geol.*, Paris, 9.
- Lobato, A. y Meléndez, A. (1988). Análisis de las facies carbonatadas del Cretácico superior en el sector de Arguis-Belsué (prov. de Huesca). *Congreso geológico de España, 1988. Com.*, 1: 99-101.
- Mallada, L. (1878). Geología de la provincia de Huesca. *Memorias Com. Mapa Geol. de España*, Madrid, 559 págs.
- (1881). *Descripción física y geológica de la provincia de Huesca*. *Mem. Com. Mapa Geol. de España*, Madrid, 439 págs.
- Mey, P. H. W., Nagtegaal, P. J. C., Roberti, K. J. y Hartvelt, J. J. A. (1968). Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrenees (Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 221-228.
- Millán, H. (1996). *Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras exteriores aragonesas*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 330 págs.
- Molina, E. (1985). Excursión al Cretácico superior y Paleógeno del Prepirineo Oscense en el sector de Arguis. *Memorias I Jornadas de Paleontología, Zaragoza*, 235-247.
- Puigdefábregas, C. y Soler, M. (1973). Estructura de las Sierras Exteriores Pirenaicas en el corte del río Gállego (provincia de Huesca). *Pirineos*, 109: 5-15.
- Roussel, J. (1904). Tableau stratigraphique des Pyrénées. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, 15: 23-141.
- Selzer, G. (1934). Geologie der Sudpyrenäische Sierren in Oberaragonien. *Neue Jahr. f. Min., Paläontol., und Geologie. Beil.-Bd.*, Berlín, 71: 370-406. Trad. esp. en *Publ. Extranj. sobre Geología de España, 1948*, CSIC, 4: 185-231.
- Souquet, P. (1967). *Le Crétace Supérieur sud-Pyrénéen: Catalogne, Aragón et Navarre*. Thèse de Doctorat, Faculté des Sciences de Toulouse, 530 págs.

Recibido el 12 de noviembre de 1999.
Aceptado el 27 de diciembre de 1999.