

# *Sistemas sedimentarios del Jurásico de la parte occidental de la cuenca Vasco-Cantábrica*

S. ROBLES, V. PUJALTE y J.C. VALLES

*Departamento de Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología.  
Universidad del País Vasco. Apartado 644. 48080 BILBAO.*

## RESUMEN

Los materiales jurásicos de la parte occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Cantabria, Norte de Palencia y Norte de Burgos) se han subdividido en cuatro sistemas sedimentarios, coincidentes con otras tantas macrosecuencias deposicionales. Se ha establecido su génesis, la naturaleza de sus límites y las variaciones internas de cada uno, que estuvieron condicionadas por cambios relativos del nivel marino, procesos de deformación tectónica y fenómenos de subsidencia diferencial.

La macrosecuencia del Lías inferior está formada por un sistema de plataforma carbonática somera y su límite inferior es una superficie de disconformidad. La macrosecuencia del Lotharingiense-Bajociense está constituida por un sistema sedimentario de plataforma pelágica generada por el *drowning* de la plataforma carbonática subyacente y culmina con la formación de una plataforma espongiolítica relativamente somera. Su límite inferior es una superficie que evoluciona lateralmente desde discontinuidad con *onlap* marino a su continuidad estratigráfica correlativa. La macrosecuencia del Bathoniense-Calloviense está formada por un nuevo sistema de plataforma pelágica generada por el *drowning* de la plataforma espongiolítica del techo del sistema precedente. La subsidencia diferencial, causada por flexiones de gran radio y deformación halocinética, condicionó la formación de surcos y altos sedimentarios relativos entre los que se producen notables diferencias de facies y de espesor sedimentario. Los surcos y altos sedimentarios relativos estuvieron especialmente bien definidos en determinadas etapas del desarrollo de los sistemas sedimentarios del Lotharingiense-Bajociense y del Bathoniense-Calloviense.

La finalización de la macrosecuencia del Bathoniense-Calloviense se produjo por la emersión generalizada causada por los movimientos kimméricos (*rifting* del Golfo de Vizcaya), que ocasionó una superficie de truncación erosional. La macrosecuencia del Malm está formada por un

complejo de sistemas sedimentarios fluviales, aluviales y lacustres, que rellenaron depresiones tectónicamente activas en las que la subsidencia diferencial siguió unas pautas distintas a las presentadas en las macrosecuencias del Jurásico marino.

**Palabras clave:** Jurásico, Cuenca Vasco-Cantábrica occidental, sedimentación marina somera y pelágica, sedimentación fluvio-lacustre.

## ABSTRACT

The Jurassic materials of the western Basque-Cantabrian Basin (Cantabria, N of Palencia and N of Burgos) have been subdivided into four sedimentary systems, coincidental each of them with a depositional macrosequence. Their genesis, the character of their boundaries and their internal facies and thickness variations have been investigated and related to relative sea-level changes, synsedimentary tectonics and/or differential subsidence rates.

The Early Lias macrosequence is formed by a shallow-water carbonate platform system, with a disconformity as its lower boundary. The Lotharingian-Bajocian macrosequence mainly consists of a pelagic platform, which developed after the drowning of the previous system, and ends with the encroachment of a relatively shallow carbonate platform dominated by sponge bioherms. Its lower boundary evolves from a discontinuity surface with marine onlap to its correlative concordance with stratigraphic continuity. The Bathonian-Calloviaian macrosequence is also formed by pelagic platform which followed the drowning of the Late Bajocian sponge platform. Differential subsidence rates, promoted by large scale warpings and Keuper diapirism led to the development of relative highs and swells which are reflected in the stratigraphic record by marked facies and thickness variations. Such relative highs and swells were particularly well defined during certain stages of the development of the Lotharingian-Bajocian and Bathonian-Calloviaian sedimentary systems.

The Bathonian-Calloviaian macrosequence is cut above by an erosional truncation surface carved after the emergence of the marine basin, which followed the onset of the Bay of Biscay rifting. The Malm macrosequence is made up of a complex of aluvial, fluvial and lacustrine sedimentary systems which infilled fault-controlled basins. Subsidence patterns of these newly formed continental basins was markedly different from that of the previous marine basin.

**Key words:** Jurassic, Western Basque-Cantabrian Basin, shallow-water and pelagic marine sedimentation, fluvio-lacustrine sedimentation.

---

Trabajo publicado originalmente por el Instituto de Estudios Riojanos (Ciencias de la Tierra, Geología 11, 1-15) como introducción a las excursiones pre-Congreso del III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España.

## INTRODUCCION

El sistema Jurásico está representado en la parte occidental de la región Vasco-Cantábrica («Cuenca de Santander»), en extensos afloramientos situados en la orla del macizo Paleozoico Asturiano, y a lo largo de los valles de los ríos Nansa, Saja, Besaya, Pas, Pisueña y Ebro (Fig. 1). Se diferencian en el mismo dos grandes conjuntos sedimentarios, de facies respectivamente marinas («Jurásico marino») y continentales («Jurásico continental»).

El Jurásico marino comprende esencialmente al Lias y Dogger, y está razonablemente bien datado en base principalmente a su abundante fauna de ammonites. De acuerdo con la opinión más extendida, comprende desde el Lias basal hasta el Calloviense inferior inclusive, si bien algunos autores (i.e., Soler, 1972; A. Goy, comunicación personal) no descartan que pudiera incluir localmente el Oxfordiense. La bioestratigrafía (ammonites y braquiópodos) de estos niveles fue abordada de manera comprensiva por Dahm (1966), en tanto Ramírez del Pozo (1971) describe las microfacies principales. Más recientemente, Braga et al. (1985) revisaron la bioestratigrafía del Pliensbachiense. La cartografía de los afloramientos aparece en las Hojas 1:50.000 del IGME (Serie Magna). Meléndez Hevia (1976) en fin, realiza un primer intento de análisis de cuenca. La sedimentología de estas sucesiones, sin embargo, ha recibido poca atención hasta la fecha, con excepción de algunos trabajos puntuales, como Sbeta (1985).

La edad exacta de los materiales que incluimos en el «Jurásico continental», está, por el contrario, mal definida. Pujalte (1981 y en prensa), los atribuye al Malm en base a su posición estratigráfica y secuencial. Otros autores, a partir del análisis de ostrácodos y/o charáceas, los consideran, sin embargo, del Jurásico superior, Berriasiense, e incluso del Valanginiense inferior (Rat, 1962; Ramírez del Pozo, 1969; Brenner, 1976 y Schudack, 1987).

La sedimentología y tectoestratigrafía de las facies continentales han sido abordadas por Comas et al. (1981), Salomón (1982), Pujalte (1985) y León (1986), por citar sólo los trabajos más significativos.

Este trabajo está basado en el estudio estratigráfico y sedimentológico de un total de diez perfiles estratigráficos situados en la transversal Torrelavega-Reinosa-Aguilar de Campoo, complementados con observaciones parciales en otros sectores y con cartografía geológica. Sus objetivos principales son: (1) Puesta al día de la litoestratigrafía de la sucesión jurásica, como paso previo a un futuro establecimiento detallado de sus secuencias deposicionales; (2) Reconocimiento y análisis general de los sistemas sedimentarios principales y caracterización de sus límites; y (3) Análisis de cuenca, con énfasis en las relaciones tectónica-sedimentación y variaciones relativas de nivel marino.

Se ofrece, de este modo, una visión general de la evolución de la Cuenca de

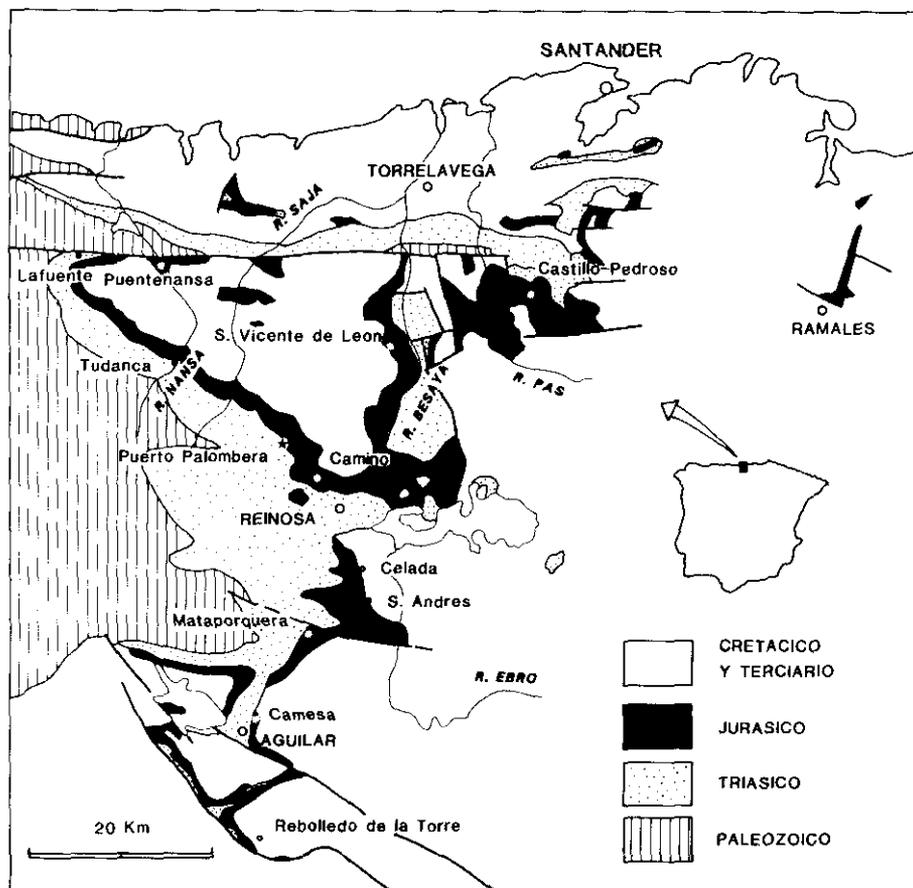


Fig. 1.—Afloramientos del Jurásico de la parte occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica y situación de los perfiles estratigráficos estudiados.

Fig. 1.—Outcrop map of the Jurassic of the western part of the Basque-Cantabrian basin, showing situation of studied stratigraphic sections.

Santander, que puede servir de marco de referencia a posteriores estudios geológicos más detallados.

## SISTEMAS SEDIMENTARIOS

### Plataforma carbonática somera del Lias inferior (Fig. 2A)

*Ambientes sedimentarios.*—Secuencia de plataforma interna (fundamentalmente *sabkha*) que evoluciona verticalmente a plataforma media (no distinguible de posible rampa).

*Facies y litologías.*—Facies de plataforma interna: a) Facies de *sabkha*, constituidas, en orden decreciente de abundancia, por dolomías brechooides, secuencias de dolomías laminadas y dolomías brechooides y secuencias de lutitas con evaporitas y dolomías laminadas. b) Facies de llanura intermareal, formadas por calizas y dolomías con laminaciones de algas y *wackestone/packstone (W/P)* bioclásticos con *ripples* y grietas de desecación.

Facies de plataforma media: Fundamentalmente formada por secuencias, de 1 a 3 m de espesor, de *mudstone/wackstone (M/W)* en la base y *grainstones (G)* oolíticos y/o bioclásticos, en la parte superior. Estas secuencias se originan por la progradación de bancos (*shoals*) oolíticos y bioclásticos sobre zonas deprimidas y con baja energía donde se sedimentan *M* y *W*.

En el techo de esta unidad existen facies extensivas (aunque no generalizadas) de *grainstones* bioclásticos y areniscas silíceas, que se presentan principalmente rellenando depresiones erosionales muy laxas que se relevan lateralmente (aportes terrígenos distribuidos en la plataforma por corrientes marinas someras), formando bancos de calizas arenosas y canales erosionales con relleno multiepisódico de secuencias positivas de gravas y arenas con estratificación cruzada de surco.

*Edad.*—Hettangiense?-Sinemuriense inferior, inclusive, en función de la edad de las unidades infra y suprayacentes.

*Espesor.*—Oscila entre 156 y 300 m, representando un litosoma eminentemente tabular, producto de una subsidencia diferencial poco acentuada (Fig. 2A). La subsidencia más importante, que en términos generales estuvo compensada por la sedimentación, por lo que se mantuvo el carácter muy somero de las facies, ocurrió en dos franjas centrales, situadas respectivamente al S y al N de la zona de Reinosa (Fig. 2A).

*Límites.*—El límite con el sistema sedimentario subyacente es una superficie de truncación erosional que bisela una unidad de dolomías tableadas, que podrían ser equivalentes a la Formación Dolomías tableadas de Imón y parte de las facies detríticas del Trías (Fig. 2A). En el techo de la unidad localmente existen costrificaciones ferruginosas poco desarrolladas y/o fuerte recristalización (esparitización) de las facies calcáreas.

*Interpretación.*—Este sistema sedimentario representa probablemente una macrosecuencia deposicional desarrollada durante un período de tiempo en el que la sedimentación marina de plataforma somera tendía a compensar el lento ascenso relativo del nivel marino.

### **Plataforma pelágica del Lías inferior-Bajociense (Fig. 2A)**

*Ambientes sedimentarios.*—Plataforma abierta de tipo pelágico/ hemipelágico en la que se diferencian dos secuencias sedimentarias principales de distinta polaridad ambiental. La inferior presenta una tendencia de profundización desarrollándose unos surcos pelágicos más subsidentes

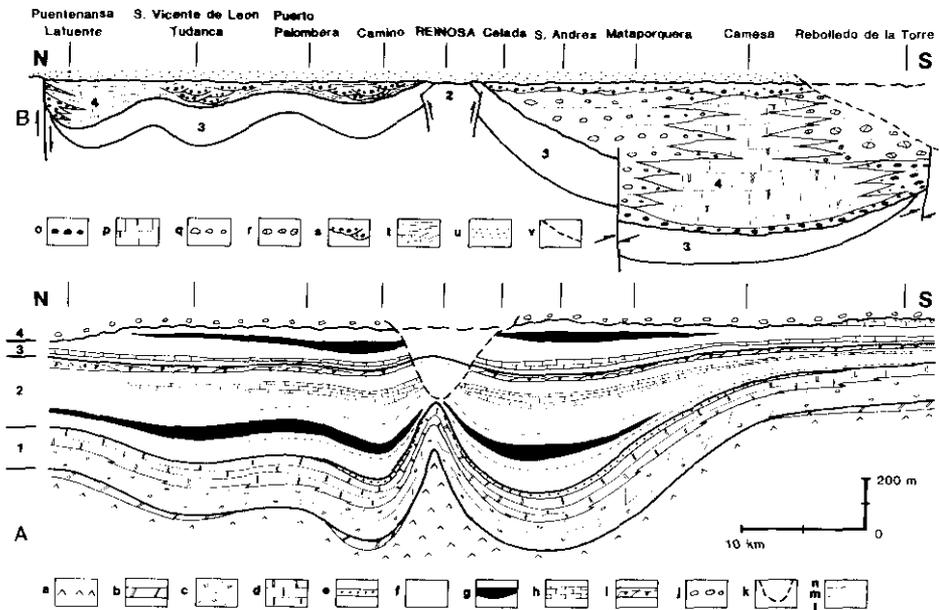


Fig. 2.—Sistemas sedimentarios del Jurásico de la parte occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica: A) Jurásico marino, B) Jurásico continental. 1) Plataforma carbonática somera (Lias inferior), 2) Plataforma pelágica (Lotharingiense-Bajociense), 3) Plataforma pelágica (Bathoniense-Calloviense), 4) Sistemas fluviales, aluviales y lacustres (Malm). a) Keuper, b) dolomías tableadas, c) facies de «sabkha», d) facies calcáreas de plataforma media, e) facies terrigenas, f) margas y magocalizas, g) facies euxinicas, h) calizas pelágicas, i) calizas espongiolíticas de plataforma energética, j) facies continentales, k) superficie de erosión cretácica, l) m) y n) isócronas de los límites: Z. Obtusum/Z. Oxynotum, Lotharingiense/Carixiense y Domeriense/Toarciense, respectivamente; o) facies aluviales de área fuente siliciclástica, r) facies aluviales de áreas fuente carbonatada, s) facies fluviales, t) facies palustres y lacustres, u) Cretácico inferior, v) superficie de erosión cretácica.

Fig. 2.—Jurassic sedimentary systems of the western part of the Basque-Cantabrian Basin; A) marine Jurassic, B) continental Jurassic. 1) shallow-water carbonate platform (Lower Lias), 2) pelagic platform (Lotharingian-Bajocian), 3) pelagic platform (Bathonian-Callovian), 4) fluvial, alluvial and lacustrine systems (Malm). a) Keuper, b) thin-bedded dolomites, c) sabkha facies, d) middle platform carbonate facies, e) terrigenous facies, f) marls and marlstones, g) euxinic facies, h) pelagic limestones, i) sponge limestones of energetic platform, j) continental facies, k) cretaceous erosional surface, l), m) and n) isocron lines of the following boundaries: Z. obtusum/Z. Oxynotum, Lotharingian/ Carixian and Domerian/Toarcian; o) alluvial facies of siliciclastic source area, r) alluvial facies of carbonatic source area, s) fluvial facies, t) palustrine and lacustrine facies, u) Lower Cretaceous, v) Cretaceous erosional surface.

que culminaron con la formación de cuencas euxínicas. La secuencia superior tiene una tendencia de somerización, evolucionando al techo a una plataforma bioconstruida relativamente somera (Fig. 2A).

*Espesor sedimentario.*—Varía fuertemente en sentido lateral oscilando entre 80 y 500 m, lo que indica la existencia de una fuerte subsidencia diferencial durante su formación, con la aparición de zonas de surco y de alto sedimentario relativo (Fig. 2A). El espesor de las facies de esponjas es escaso y poco variable (10-24 m). Las facies euxínicas son discontinuas lateralmente y su espesor medio es de 40 m.

*Edad.*—En las zonas de surco abarca desde el Lotharingiense inferior (Zona de *Obtusum*) hasta el Bajociense superior (Zona de *Parkinsoni*). En las zonas de alto sedimentario (Fig. 2A), los primeros depósitos corresponden a la Zona de *Oxynotum* (Lotharingiense medio), lo que refleja una discontinuidad estratigráfica en el límite con la unidad de plataforma carbonática somera.

*Límites.*—El límite inferior parece ser concordante y continuo en las zonas de surco y con discontinuidad en las zona de alto sedimentario, en donde probablemente, aparece *onlap* marino (Fig. 2A). El límite superior lo marca el cambio brusco y generalizado de las condiciones de sedimentación en el techo de la unidad de esponjas.

*Interpretación.*—Constituye un sistema deposicional complejo, originado por el drowning de la plataforma del Lías inferior (fuerte ascenso relativo del nivel marino) con el consiguiente desarrollo de condiciones pelágicas. Durante este tiempo se desarrolló una marcada subsidencia diferencial, lo que hizo que en los surcos más subsidentes se generaran, principalmente durante el Carixiense medio, cuencas euxínicas por la escasa alimentación (*starved basin*) que no compensaba la subsidencia. El Carixiense medio pudo representar por tanto un período de máxima subsidencia diferencial. En las zonas de alto sedimentario relativo (p. e. Rebolledo de la Torre, Fig. 2A) la discontinuidad basal puede explicarse por un proceso de *onlap* marino sobre el alto sedimentario que representa el abombamiento de la plataforma carbonática del Lías. Las diferencias de espesor sedimentario parecen deberse fundamentalmente a un esquema de las facies pelágicas divergentes hacia los surcos, más que a condensación sedimentaria o hiatos en las zonas de alto sedimentario. A partir del Toarciense las condiciones pelágicas son más homogéneas con tendencia a que la sedimentación compense o supere ligeramente el ascenso relativo del nivel marino. Esta tendencia parece acentuarse brusca y fuertemente en el techo del sistema sedimentario con el desarrollo de la plataforma bioconstruida de esponjas. El espesor comparativamente pequeño de la unidad (10-25 m), en contraste con su gran extensión lateral y su edad relativamente uniforme a escala de cuenca, demuestra una clara y casi total amortiguación de la subsidencia diferencial, si bien localmente (Puentenansa, Fig. 2A) hubo actividad sinsedimentaria de fallas (García-Mondéjar et al., 1986).

Por otro lado, el desarrollo muy frecuente de facies de carácter energético (*grainstones*, acúmulos de detritus removilizados de esponjas, etc.), hace pensar en condiciones de plataforma relativamente somera (bien por encima del nivel de base del oleaje o al menos por encima del nivel de base en condiciones de tempestad) y nivel marino relativamente estable. Estas condiciones debieron favorecer la expansión de las facies (acreción lateral de la unidad) y su retrabajamiento más o menos importante.

Dentro de ese complejo sistema deposicional se pueden establecer secuencias o ciclos de menor envergadura en función de la relación sedimentación/subsidencia. Igualmente dentro de él existen hiatos caracterizados bioestratigráficamente que delimitan otras tantas secuencias deposicionales.

### **Plataforma pelágica del Dogger superior (Fig. 2A)**

*Ambientes sedimentarios.*—Facies de plataforma pelágica: sucesiones rítmicas de margas y calizas (*M/W*) y secuencias de distinto rango y espesor (5, 10, 50, 100 m) de margas, margocalizas y calizas (*M/W* de filamentos). Facies de surcos o cuencas euxínicas: lutitas y/o margas laminadas.

*Espesor.*—Sólo se conoce el espesor conservado, dado que el límite superior es una superficie erosiva intrajurásica. El espesor máximo conservado es 220 m (Fig. 2A). La existencia de variaciones laterales del espesor sedimentario por unidad de tiempo (para facies similares), indica que la subsidencia diferencial continuaba pero era menos acentuada que en el sistema sedimentario precedente.

*Edad.*—Abarca desde el Bathoniense inferior (Zona de *Zigzag*) al menos hasta el Calloviense inferior.

*Límites.*—El límite inferior está marcado por el cambio brusco y generalizado de las facies energéticas de *grainstones* bioclásticos, a las facies de *wackestones* de filamentos de plataforma pelágica. El límite superior es una truncación erosional que implicó emersión generalizada.

*Interpretación.*—Constituye un sistema deposicional de plataforma pelágica originado por un nuevo *drowning* de la plataforma espongiolítica somera formada en el techo del sistema precedente. El fuerte ascenso relativo del nivel marino provocó nuevamente el descenso de la relación sedimento/subsidencia y la aparición de las típicas facies pelágicas de margas y *M/W* de filamentos.

Dentro de este sistema se distinguen dos secuencias sedimentarias principales. Durante el desarrollo de la primera (Bathoniense pro-parte) la subsidencia diferencial no fue muy acentuada, desarrollándose una sucesión fundamentalmente calcárea de plataforma pelágica en sentido estricto. Posteriormente se acentuó la subsidencia diferencial. En las zonas con hundimiento más fuerte (coincidentes en términos generales con los surcos del sistema sedimentario precedente) la relación sedimentación/subsi-

dencia disminuyó drásticamente, dando lugar a la formación de nuevas cuencas euxínicas en el Dogger superior (fig. 2A). Posteriormente se expandieron nuevamente las facies rítmicas de margas y calizas de plataforma pelágica/hemipelágica.

### Cuencas aluvio-lacustres del Malm (Fig. 2B)

*Ambientes.*—Sistemas aluviales, fluviales, palustres y lacustres, desarrollados en cuencas tectónicamente activas de dimensiones relativamente pequeñas.

*Facies y litologías.*—Facies aluviales y fluviales: conglomerados de cantos silíceos o carbonatados, areniscas o calcarenitas y lutitas rojas con intercalaciones más o menos importantes de paleocaliches. En los sistemas aluviales, las facies conglomeráticas se sitúan en los márgenes de las distintas cuencas, acuñándose hacia las partes centrales de las mismas (Fig. 2B). En los sistemas fluviales, por el contrario, los conglomerados ocupan preferentemente las zonas axiales de las cuencas, organizándose en secuencias positivas de 2 a 5 m de espesor individual. Facies palustres: arcillas calcáreas y margocalizas masivas, con desarrollo más o menos importante de rizocreaciones. Aparecen principalmente en las cuencas del sector septentrional del área de estudio («Cuenca de Aguilar»). Son calizas masivas, en bancos métricos ocasionalmente separadas por delgadas intercalaciones margosas. Contienen abundantes fósiles de agua dulce, principalmente carofitas (tallos y oogonios) y ostrácodos de agua dulce. En detalle, las microfacies de las calizas son muy variadas, predominando facies energéticas (*grainstones* intraclásticos y oncolíticos) en zonas lacustres marginales y facies M/W en las partes centrales de la cuenca (Pujalte y Robles, 1988).

*Espesor.*—Muy variable, con rápidos cambios laterales, incluso en distancias muy cortas. El máximo espesor conocido es de 900 metros en el corte de Mataporquera (Fig. 1). En el sector de Aguilar ronda los 600 m. Es de resaltar que el depocentro principal del Jurásico continental se sitúa en una zona de alto relativo del Jurásico marino (Fig. 2), lo que demuestra el cambio sustancial en las pautas de subsidencia entre ambos conjuntos.

*Edad.*—Como se indica anteriormente, la edad es dudosa. Es claramente post-Caloviense (o post-Oxfordiense inferior) y se atribuye al Malm por su posición estratigráfica y secuencial. No puede descartarse, sin embargo, que los materiales aquí considerados pudieran pertenecer en parte al Cretácico basal.

*Límites.*—El límite inferior de la unidad es una neta superficie de truncación erosional, que separa bruscamente las facies marinas pelágicas de las facies continentales. Sin embargo, salvo en zonas marginales de las cuencas, no existe discordancia angular apreciable entre ambos conjuntos de facies (Fig. 2B).

El límite superior lo marca también un cambio litológico brusco (lutitas rojas sobre conglomerados en la Cuenca de Aguilar; areniscas siliciclásticas azoicas sobre facies palustres en el sector septentrional). En la cuenca de Aguilar es demostrable una relación de *onlap* de la unidad suprayacente (Grupo Cabuérniga) sobre el techo de la Formación Aguilar (Pujalte, en prensa).

*Interpretación.*—El importante cambio paleogeográfico que registran esos sistemas continentales está causado por los movimientos kimméricos ligados a las fases iniciales del *rifting* en el Golfo de Vizcaya. Estos produjeron la surrección generalizada, aunque desigual, del fondo marino, de manera que las zonas más elevadas quedaron expuestas a la erosión, en tanto que las sucesiones continentales se acumularon en depresiones tectónicamente activas.

## ANÁLISIS DE CUENCA Y CONCLUSIONES

El análisis y la correlación de las principales asociaciones de facies y la caracterización de sus límites a escala regional, han permitido evidenciar cuales fueron los principales factores que condicionaron la génesis y la evolución de los sistemas sedimentarios jurásicos de la parte occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica. El control fundamental del desarrollo de los sistemas sedimentarios y de sus variaciones laterales, lo ejercieron los movimientos verticales y laterales ligados a la evolución tectónica de la propia cuenca y las variaciones del nivel marino, en parte debidas a la tectónica regional (variaciones relativas) y en parte de carácter eustático.

La aparición y el desarrollo lateral y vertical de cada uno de los tres sistemas sedimentarios marinos (Lías-Calloviense inferior), estuvieron condicionados fundamentalmente por la subsidencia diferencial y por las variaciones del nivel marino. La subsidencia diferencial, originada por flexiones del sustrato y fenómenos halocinéticos, y los cambios del nivel marino (principalmente ascensos relativos bruscos e importantes, seguidos de periodos duraderos con una variación relativa pausada), controlaban la relación sedimentación/subsidencia y en consecuencia la profundidad y carácter de la cuenca.

Durante el Lías inferior (desarrollo del sistema sedimentario de plataforma carbonática somera) ya se esbozaron en la cuenca zonas de distinto comportamiento que, con un carácter más o menos acusado, permanecieron hasta el Calloviense (a lo largo del desarrollo del resto del Jurásico marino). Los extremos de la transversal estudiada (Puentenansa-Lafuente en el Norte, y Camesa-Rebolledo de la Torre, en el Sur) corresponden a las zonas menos subsidentes (Fig. 2A). En la parte central (zona de Reinosa) se esboza una ligera intumescencia (producida por halocinesis precoz de las facies Keuper), mientras que a uno y otro lado de la misma se desarrollaron dos franjas más subsidentes, donde el espesor sedimentario del Lías

inferior alcanzó el doble que en los extremos Norte y Sur (Fig. 2A). En estas zonas más subsidentes se produjo la dispersión y acúmulo (en condiciones someras) de los materiales terrígenos que, procedentes del W u WSW, entraron en la cuenca en el Sinemuriense inferior-medio, y que constituyen el techo del sistema sedimentario del Lías inferior.

La sedimentación de tipo pelágico que marca el inicio del sistema sedimentario del Lotharingiense-Bajociense (sistema de plataforma pelágica), comenzó en las zonas previamente más subsidentes en el Lotharingiense inferior (Zona de *Obtusum*) sin discontinuidad apreciable con el sistema subyacente. Por el contrario, estos depósitos basales tienen una terminación de *onlap* marino hacia las zonas menos subsidentes, como se ha demostrado al menos para el alto sedimentario relativo del sector meridional (Camesa-Rebolledo de la Torre) (Fig 2A), donde la sedimentación pelágica comenzó en el Lotharingiense medio (Zona de *Oxynotum*).

Las variaciones internas, de facies y potencias, del sistema de plataforma pelágica, demuestran que durante gran parte de su evolución se acentuó la subsidencia diferencial iniciada en el Lías inferior. Se individualizaron claramente dos amplios surcos fuertemente subsidentes, de orientación aproximada E-W. Ambos surcos quedaban parcialmente individualizados entre sí por el alto sedimentario relativo de Reinosa (de naturaleza halocinética) y estaban flanqueados, por el norte y por el sur, por sendas zonas menos subsidentes (Lafuente-Puentenansa y Camesa-Rebolledo de la Torre, respectivamente), como se indica en la figura 2A. La subsidencia diferencial entre las zonas de surco y las de alto sedimentario relativo, debió alcanzar su máximo en el Carixiense (Zonas de *Jamesoni-Ibex*), como puede deducirse del desarrollo de típicas facies euxínicas en los surcos y de su acuñamiento parcial o total hacia los altos sedimentarios relativos, especialmente hacia el área meridional (Camesa-Rebolledo). La deformación halocinética de la zona central se aceleró durante este tiempo con respecto al Lías inferior. La subsidencia diferencial se amortiguó en el Bajociense superior, siendo prácticamente inexistente durante el Bajociense terminal (Zona de *Parkinsoni*), como lo demuestra el desarrollo relativamente homogéneo de la plataforma espongiolítica, con la que culmina el sistema del Lías superior-Bajociense.

Durante este tiempo el nivel del mar sufrió unas variaciones relativas bastante acusadas. Al menos hasta el Carixiense inclusive la tendencia general fue de ascenso relativo, iniciándose después una tendencia a la estabilización y un posterior descenso relativo que culminó con el desarrollo de la plataforma espongiolítica relativamente somera del Bajociense terminal.

Dentro de la macrosecuencia Lotharingiense-Bajociense se han evidenciado, por criterios bioestratigráficos, algunas discontinuidades de escasa magnitud temporal. Suelen ser más evidentes o representar mayor tiempo en las zonas de alto sedimentario relativo, como ocurre con la dis-

continuidad situada en la base del Aalenense, que en la zona de Rebolledo de la Torre (Alto sedimentario relativo del extremo meridional) abarca las subzonas *Aalensis* y *Buckmani*.

En el Bathoniense inferior (Zona de *Zigzag*) ocurrió nuevamente un importante ascenso relativo del nivel marino y el consecuente drowning de la recién reconstruida plataforma espongiolítica, que quedó cubierta por facies pelágicas. Esa superficie isócrona de cambio litológico marca el límite entre los sistemas sedimentarios del Lotharingiense-Bajociense y del Bathoniense-Calloviense y consideramos que representa también el límite de sendas macrosecuencias deposicionales.

Durante el Bathoniense y Calloviense se generalizaron las condiciones pelágicas que caracterizan el tercer y último sistema sedimentario marino del Jurásico. La subsidencia diferencial se acentuó nuevamente, desarrollándose un sistema de surcos y altos sedimentarios relativos similar al existente durante el desarrollo de la macrosecuencia Lotharingiense-Bajociense (Fig. 2A). En los surcos nuevamente se forman facies cuxínicas, que se acuñan hasta desaparecer en el alto sedimentario de la parte meridional (Camesa-Rebolledo) e igualmente en la zona septentrional (Fig. 2A). El final de la evolución del sistema sedimentario del Bathoniense-Calloviense ocurrió por la emersión generalizada producida por los movimientos kimméricos ligados a las fases iniciales del *rifting* del Golfo de Vizcaya. En esas condiciones se desarrolló una superficie erosiva, que no supuso en su origen la formación de fuertes paleorrelieves dentro del área estudiada y que marca el límite con las facies del Jurásico continental.

Durante el Malm, la sedimentación tuvo lugar en condiciones enteramente continentales, en cuencas tectónicamente muy activas, controladas en buena parte por fallas tardihercínicas reactivadas. La distribución y pautas de subsidencia de tales cuencas guarda poca relación con la del Lías y Dogger (Fig. 2). Se trata ahora, en efecto, de cuencas de pequeñas dimensiones aunque alguna de ellas fuertemente subsidente, que aparecen más o menos desconectadas entre sí, siendo en unos casos de naturaleza endorreica y en otros con drenaje deficiente. La mayor y más subsidente de las mismas es la Cuenca de Aguilar, descrita con cierto detalle por Pujalte (1988) y Pujalte y Robles (1988). Su localización coincide aproximadamente con la del antiguo alto relativo de Camesa-Rebolledo (Fig. 2B), y contenía principalmente sistemas aluviales y lacustres. Entre Reinosa y Puentenansa se desarrollaron otras cuencas, de pequeñas dimensiones transversales, en las que predominaron sistemas palustres, fluviales y aluviales.

El final de la macrosecuencia del Malm fue provocado por una nueva pulsación tectónica, ocurrida hacia el tránsito Jurásico-Cretácico, que determinó la llegada generalizada a la Cuenca de materiales siliciclásticos, así como un nuevo cambio en las pautas de sedimentación.

## AGRADECIMIENTOS

Las determinaciones bioestratigráficas reseñadas en el texto han sido realizadas por: Comas, M.J.; Fernández López, S.; Goy, A. y Ureta, S. del Departamento de Paleontología, de la Universidad Complutense de Madrid, a quienes expresamos nuestra gratitud. Este trabajo es una contribución al proyecto de investigación X-86.053, subvencionado por el Dpto. de Educación, Universidades e Investigación del Gobierno Vasco.

## BIBLIOGRAFIA

- BRAGA, J.C.; COMAS-RENGIFO, M.J.; GOY, A. & RIVAS, P. (1985). Le Pliensbachien dans la chaîne cantabrique orientale entre Castillo Pedroso et Reinosa (Santander, Espagne). *Les Cahiers de l'Institut Catholique de Lyon*, 14, 65-83.
- BRENNER, P. (1976). Ostracoden und Charophyten des spanischen Wealden (Systematik, Ökologie, Stratigraphie, Paläogeographie). *Paleontographica Abt. A*, 152, 113-201.
- COMAS, M.C.; GARCIA-MONDEJAR, J. & PUJALTE, V. (1981). Parada 4.2.: Las calizas de Aguilar. In: Libro Guía de la Jornadas de Campo sobre el Jurásico superior y Cretácico inferior de la región Vasco-Cantábrico del Grupo Español del Mesozoico, 124-129.
- DAHM, H. (1966). Stratigraphie und Palaeogeographie in Kantabrischen Jura (Spanien). Tesis Un. Bonn. Beih. Geol. Jb., 44, 13-54.
- GARCIA-MONDEJAR, J.; OLORIZ, F.; PUJALTE, V. & SANDOVAL, J. (1986). Facies espongiolíticas del Dogger al W de Puentenansa (Santander). *Actas IV Congreso Nacional de Sedimentología* (Ed. Univ. Salamanca), 401-420.
- LEÓN, L. (1986). Aplicación de los perfiles eléctricos a la interpretación sedimentológica del «Complejo Purbeck-Weald» de la Cubeta de Polientes (Burgos). *Actas del IX Congreso Nacional de Sedimentología*, vol. I, 39-56.
- MELENDEZ HEVIA, F. (1976). El interés petrolífero del Jurásico marino de la parte SW de la cuenca Cantábrica. II Jornadas Nacionales de Petróleo y Gas Natural. Ponencia I: Exploración y Producción.
- PUJALTE, V. (1981). Precisiones sobre la posición estratigráfica de la Formación Aguilar. ¿Jurásico superior? (Norte de la provincia de Palencia). *Cuadernos de Geología*, 10, 229-234.
- PUJALTE, V. (1985). The Wealden Basin of Santander. In: García-Mondéjar et al. «Sedimentation and tectonics in the western Basque-Cantabrian area (Northern Spain) during Cretaceous and Tertiary times». Excursion Guidebook of the 6th European Regional Meeting. Lleida. Excursión nº 9, 351-371.
- PUJALTE, V. (1988). La cuenca lacustre de Aguilar de Campoo (Jurásico superior) y sus relaciones con la falla transcurrente de Ventaniella. II Congreso Geológico de España. Simposio sobre: Cuencas en régimen transcurrente, 135-144.
- PUJALTE, V. (in litt.). Macrosecuencias deposicionales del Oxfordiense-Barremiense de la región Vasco-Cantábrica: implicaciones estratigráficas y paleogeográficas. En curso de publicación en «Libro Homenaje a Rafael Soler, AGGPE».
- PUJALTE, V. & ROBLÉS, S. (1988). Evolución tectoestratigráfica de la Cuenca lacustre de Aguilar de Campoo (Malm. Palencia y Cantabria). *Instituto de Estudios Riojanos. Ciencias de la Tierra*, Geología, 95-114.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1969). Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de las facies Purbeckiense y Wealdense del Norte de España. Ediciones CEPESA, S.A., 68 págs..

- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971). Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (región cantábrica). *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 78, 357 págs.
- RAT, P. (1962). Contribution à l'étude stratigraphique du Purbeckien-Wealdien de la région de Santander (Espagne). *B.S.G.F.*, IV, 3-12.
- SALOMON, J. (1982). Les formations continentales du Jurassique supérieur-Cretacé inférieur (Espagne du Nord-Chaînes Cantabriques et NW Ibérique). Institut des Sciences de la Terre, Dijon, 227 págs.
- SBETA, A.M. (1985). Sedimentology of the marine and lacustrine Jurassic-basal Cretaceous carbonates in the SW Cantabrian Mountains of North Spain. 6th European Regional Meeting of Sedimentology. Abstract, 420-423.
- SCHUDACK, M. (1987). Charophyten flora und Fazielle entwicklung der Grenzschichten marine Jura/Wealden in den Nordwest Iberischen Ketten (Mit Wergleichen zu Asturien und Kantabrien). *Palaeontographica Abt. B.* 204, 1-180.
- SOLER, R. (1972). Las series jurásicas y el «purbeckiense»—neocomiense de Guernica. *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXIII-III, 221-230.