

Análisis secuencial y sedimentología del Lías en los Pirineos centrales

X. RAMÓN

I.G.M.E. División de Geología, Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid

RESUMEN

El Megaciclo del Lías, en los Pirineos centrales, está limitado en la base por un nivel de brechas ferruginosas (Brecha de Dubar) o su equivalente lateral de edad Hettangiense, y a techo por una superficie de erosión ferruginizada intra-Aaleniense. Dentro de este Megaciclo se han reconocido seis Secuencias Deposicionales (Sec. I a VI) que coinciden a grandes rasgos con las principales unidades. Las dos primeras secuencias I y II, están formadas por carbonatos en facies de plataforma interna (evaporitas, colapsobrechas, dolomías y ciclos oolitos-estromatolitos somerizantes). Las cuatro restantes secuencias III a VI, son de tipo somerizante y estratocreciente, y se caracterizan por carbonatos en facies de plataforma externa (margas, calizas nodulares, lumaquelas y calizas oncolíticas). Las seis secuencias están formadas por depósitos en facies de Alto Nivel (*high stand*). Los límites secuenciales corresponden a una amalgamación del máximo regresivo con el máximo transgresivo representado por un *hard-ground*. El análisis secuencial, no obstante, es difícil por la complejidad tectónica que dificulta la correlación lateral directa entre facies de plataforma y cuenca, y por la escasez de fósiles.

La sedimentación del Lías, en los Pirineos centrales, tuvo lugar en un ambiente de plataforma carbonatada. Las dos Secuencias Deposicionales inferiores (Sec. I y II) están constituidas por depósitos de plataforma interna y las cuatro restantes (III a VI) están constituidas por depósitos de plataforma externa. El cambio en el ambiente deposicional está relacionado con la fase de *rifting* durante la formación del Margen Continental pasivo del Tethys. Cada Secuencia Deposicional está considerada como un depósito de Alto Nivel (*high stand*) y no se observan depósitos de Bajo Nivel (*low stand*).

Los límites secuenciales inferior y superior del Megaciclo del Lías podrían corresponder a las discontinuidades de Haq *et al.* (1987), 210 m.a. y 117 m.a. respectivamente. Haq *et al.* (1987) diferencia en el Megaciclo del

Lias once ciclos (o Secuencias Depositionales), lo que contrasta con los seis ciclos diferenciados en los Pirineos centrales. La falta de coincidencia en el número de ciclos puede explicarse por el hecho de que los materiales estudiados pertenecen a un dominio paleogeográfico de plataforma y no todas las secuencias de Haq *et al.* (1987) llegaron a depositarse, estando representadas por hiatos.

Palabras clave: Secuencias deposicionales, Lias, Pirineos.

ABSTRACT

The Lower Jurassic (Liassic) Megasequence of the south-central Pyrenees (Fig. 1) is represented by inner and outer carbonate platform facies. The Lower Megasequence boundary occurs as a subaerial surface and is represented in outcrop by a Lower Hettangian ferruginous breccia. The upper Megasequence boundary occurs as an erosional unconformity of Middle Aalenian age. Six depositional sequences, bounded by sequence boundaries, are recognized (Fig. 2): A) The two oldest sequences (Sec. I-II) are comprised of inner-carbonate platform facies (evaporites, collapse breccias, dolomites, and cyclic stromatolitic-oolitic cycles); B) The four youngest sequences (Sec. III-VI) are comprised of outer-carbonate platform facies marls, nodular limestones, floodstones, and oncolitic limestones, and each sequence shows a thickening- and shallowing-upward character. Depositional sequences I-VI consist of high-stand facies.

The sequence boundaries are concordant surfaces where a sharp transition from shallower to deeper facies occurs. These conformable surfaces are an amalgamation of the maximum repressive surface (without erosion) and the flooding surface (hardground). Lowstand facies have not been recognized in the south-central Pyrenees.

The lower and upper Megasequence boundaries are correlated with the 210 m.y. and the 117 m.y. sequence boundaries of Haq *et al.* (1987). Haq *et al.* (1987) distinguished eleven depositional sequences within those Megasequence boundaries, but in the south-central Pyrenees I only recognized six. The lack of similarity between the Pyrenean and «Global» liassic sequences is attributed to time of no deposition on the Pyrenean platform. Faunistic gaps have been recognized in the Pyrenees.

Key words: Depositional sequences, Lias, Pirineos.

INTRODUCCION

El área de estudio se sitúa en la vertiente española de los Pirineos centrales y abarca desde la zona del Pedraforca, en el límite de las provincias

de Lérida y Barcelona, a los afloramientos más occidentales de la provincia de Huesca (Fig. 1). Los principales afloramientos en la zona septentrional son los del Pedraforca, Sierra de Prada, Zona de Pont de Suert-Bonansa y Sierra del Turbón-río Isábena. Y en la zona meridional son los de la Sierra del Montsec y Sierras marginales. Todos los afloramientos se encuentran en las láminas cabalgantes superiores pirenaicas (Muñoz *et al.*, 1986) de la Unidad Sur-Pirenaica Central y manto del Pedraforca. El Lías en los Pirineos centrales puede dividirse a grandes rasgos en unidades litológicas; con carácter informal, de base a techo son (Figura 2):

— **BRECHA FERRUGINOSA.** Este es el nivel denominado «Tufs volcaniques» por Peybernes y Papón (1968); «Brecha ferruginosa» por Garrido (1973); «Tufs volcaniques et Cinérites» por Faure (1984), y se considera como el equivalente a la brecha descrita por Dubar (1925) en los Pirineos franceses. Edad: Hettangiense.

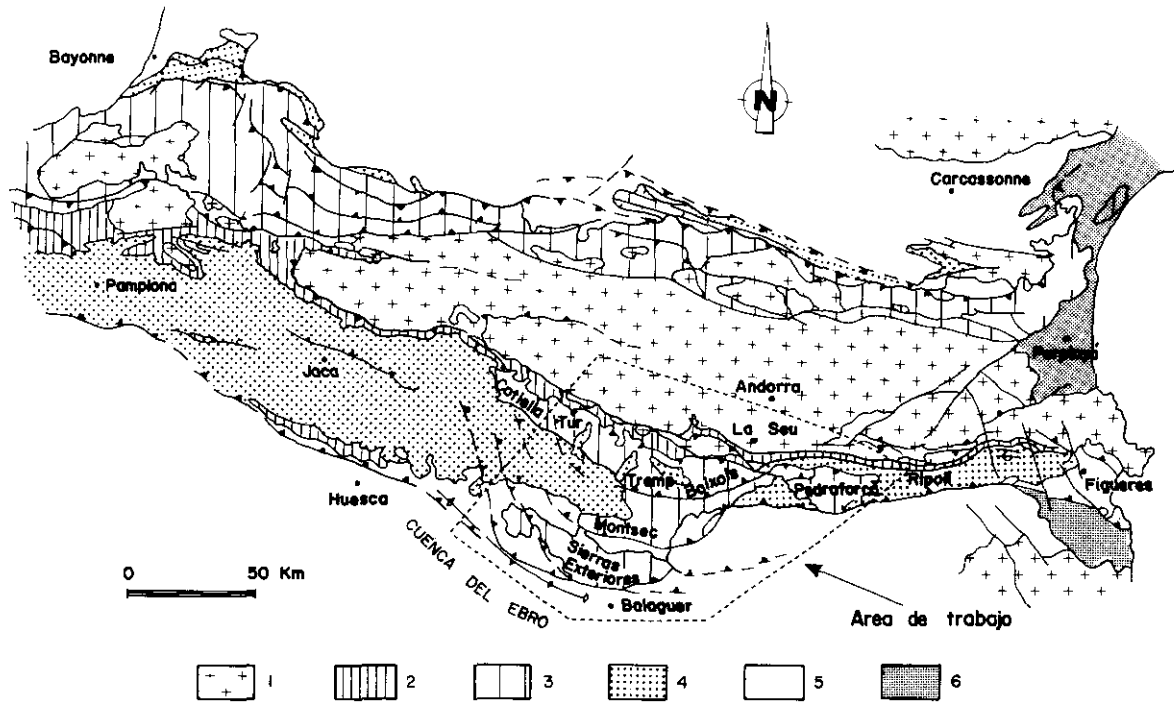
— **CALIZAS DOLOMITICAS BITUMINOSAS.** Esta unidad equivale al tramo «Caliza con Ostrácodos y Calcoesquistos Bituminosos» de Garrido (1973), y al término C del tramo «Calcaire de *Diademopsis*» de Faure (1984). Edad: Hettangiense.

— **BRECHA DOLOMITICA.** Este tramo se ha reconocido siempre como tal (Peybernes y Papón, 1968; Garrido, 1973) o como «Carniolas» (Faure, 1984). Las brechas pasan lateralmente en las zonas más meridionales a importantes depósitos de anhidrita. El conjunto de brechas y evaporitas equivale a los términos a y b del «Complexe Evaporitique Basal» de Faure (1984). Edad: Hettangiense.

— **CALIZAS LAMINADAS Y CALIZAS OOLITICAS.** La unidad equivale a la «Calcaire Lithographique bleu à Microrhythmes» o «Calcaires Rubannées» y «Calcaires Oolithiques» de Peybernes y Papón (1968), «Calizas y Dolomías listadas» y «Calizas Oolíticas» de Garrido (1973). Término del «Complexe Evaporitique Basal» y términos a y b de las «Calcaires à Microrhythmes» de Faure (1984). Edad: Hettangiense terminal en la base y Sinemuriense el resto.

— **MARGOCALIZAS Y CALIZAS LUMAQUELICAS.** Esta unidad engloba distintos niveles de margas y calizas. Peybernes y Papón (1968) utilizan los términos «Marnes et Calcaires roux Ferrugineux». Garrido (1973) lo describe como «Margas Inferiores» y «Barra de Pecten y Belemnites». Faure (1984) lo subdivide en «Marno-Calcaires à Pectinidés», «Marnes à Arieticeratinées», «Calcaires Bioclastiques Roux», «Calcaires Marneux» y «Marnes à Brachiopodes». Edad: Pliensbachense, Toarciense inferior-medio.

— **MARGAS Y CALIZAS CON ONCOLITOS.** Esta unidad equivale a las «Marnes Noires et Marnocalcaires à *Gryphaea sublobata* DESH» (Peybernes y Papón, 1968); «Margas superiores» (Garrido, 1973) y «Marnes à Dumortierinées et Calcaires à Oncolithes» Faure (1984). Edad: Toarciense superior, Aalenense inferior.



Modificado de SOUQUET y PUIGDEFABREGAS (1986)

Fig. 1.—Esquema geológico de los Pirineos y localización del área de trabajo. 1. Basamento hercínico; 2. Mesozoico de la zona Surpirenaica, 3. Mesozoico de la zona Nordpirenaica y en las unidades cabalgantes superiores del Sur, 4. Terciario (sólo Paleógeno) incorporado en las unidades cabalgantes, 5. Terciario en la actual cuenca de Antepaís, 6. Plioceno y Cuaternario.

Fig. 1.—Geological sketch map of Pyrenees, showing location of the area of study; 1. Hercynian basement; 2. Mesozoic in the South Pyrenean zone, 3. Mesozoic in the North Pyrenean zone and in the Southern Upper thrust sheets, 4. Tertiary (only Paleogene) incorporated in thrust sheets; 5. Tertiary on the present foreland; 6. Pliocene and Quaternary.

Estas unidades litológicas forman el Megaciclo del Lías. En el Megaciclo del Lías se han reconocido seis Secuencias Deposicionales (Sec. I a VI) limitadas por siete discontinuidades, refiriéndonos a ellas por las siglas (A, B..., G) y que se describen a continuación (Fig. 2).

Estableciendo una correlación entre este esquema y el diagrama de ciclos eustáticos de Haq *et al.* (1987), se observa una falta de coincidencia en el número de secuencias que se tratará de explicar en base al estudio sedimentológico y a la bioestratigrafía existente.

DESCRIPCION Y SEDIMENTOLOGIA DE LAS UNIDADES LITOLOGICAS

Brecha ferruginosa

El límite Triásico-Jurásico se localiza en un nivel de limos, arcillas y margocalizas ferruginosas, situado por encima de un tramo de calizas atribuidas al Rhetiense por diversos autores (Dubar, 1925; Jacob, Fallot, Astre, Ciry, 1927; Garrido, 1973, y Faure, 1984, entre otros). En el Montsec la brecha se sitúa en discordancia sobre dichas calizas e incluso directamente sobre los tramos margosos del Keuper (Garrido, 1973). Dicho límite se corresponde con una importante etapa de fractuación Rhetiense-Hettangiense (Giner, 1980).

Esta unidad comprende un tramo de espesor variable de 5 a 8 m de arcillas y margocalizas ferruginosas con intraclastos y ocasionalmente cantos resedimentados de ofitas espilitizadas (diabasa o basalto).

La unidad se reconoce tan sólo en las áreas del Montsec y del río Isábena. Se le atribuye una edad Hettangiense inferior por comparación con su equivalente en la Cuenca de Aquitania, datada por Bouroullec y Deloffre (1969).

Calizas dolomíticas bituminosas

A excepción de las zonas en las que no aflora la base del Lías este tramo se reconoce en todas las sucesiones estratigráficas. Tiene un espesor de 8 a 12 m y está formado por calizas dolomíticas de color gris-negro, localmente bituminosas y presenta una estratificación regular de orden centimétrico. La textura suele ser micrítica (*mudstone*) reconociéndose ocasionalmente una laminación planoparalela fina. Los fósiles son escasos destacando la presencia de Ostrácodos, Lamelibranquios y Equinodermos. Según Garrido (1973) en la mitad de la unidad existe un nivel con radiolas

de Equinodermos (*Diademopsis*) considerado en la cuenca de Aquitania como el límite Hettangiense inferior-Hettangiense superior.

En la cuenca de Aquitania se describe un tramo de dolomías con características similares a las descritas, en el que se reconocen laminaciones de tipo estromatolítico. La materia orgánica responsable de los indicios de hidrocarburos se atribuye a la formación de los tapices algales. Este tramo lo interpretan como un depósito preevaporítico (Curnelle, 1983). Por la similitud de facies y posición en la serie estratigráfica, se considera que esta unidad se formó en una plataforma interna restringida con un ambiente de tipo intermareal-supramareal con la formación de mallas algales y con aportes de materia orgánica de probable origen continental (Curnelle, 1983).

Brecha dolomítica

Esta unidad es la más característica del Lías inferior. Tiene un espesor de 40 a 60 m y está formada por dolomías y brechas dolomíticas con abundantes estructuras de disolución. La unidad pasa lateralmente en los afloramientos más meridionales (Sierras Marginales) y en la Depresión del Ebro (sondeos) a depósitos de anhidrita. La Zona de Anhidrita tiene un espesor de 160 a 230 m (sondeos: Lopin-1, Ballobar, Sariñena, Ebro-2), alcanzando los 350-400 m en los sondeos de Bujaraloz-1 y Benabarre-1. Se considera que la edad de esta unidad es Hettangiense por correlación con la Zona de Anhidrita en los sondeos de la Cuenca de Aquitania (Delmas *et al.*, 1971).

La presencia de nódulos de anhidrita entre las dolomías, reconocida en sondeos (Delmas *et al.*, 1971), sugiere que la formación de éstas tuvo lugar en un ambiente de plataforma evaporítica restringida intermareal-supramareal, de tipo Sabkha, en el que coexistía una sedimentación carbonatada (tapices algales, fangos carbonatados, pellets fecales...) con la precipitación de evaporitas. Posteriormente el conjunto se dolomitizó, la disolución de los nódulos de anhidrita y la meteorización actual da al conjunto un aspecto oqueroso y brechoide.

Las series de anhidrita aflorantes son monótonas y regulares, formando un bandeado por la alternancia de las anhidritas con delgados niveles de dolomías o arcillas dolomíticas grises. Estas acumulaciones de anhidrita se depositaron en cuencas donde la subsidencia era mayor en relación a la plataforma. En un contexto paleogeográfico, en algunas zonas de la actual Depresión del Ebro existieron depocentros o cuencas y la actual zona de los Pirineos actuaba como una plataforma y umbral relativo. Una situación paleogeográfica semejante, se da en los Pirineos franceses (plataforma), respecto a la Cuenca de Aquitania (cuenca). Este modelo coincide con el mapa de distribución de facies de las dolomías y evaporitas del Hettangiense, propuesto por Giner (1980, Fig. nº 12, pág. 83).

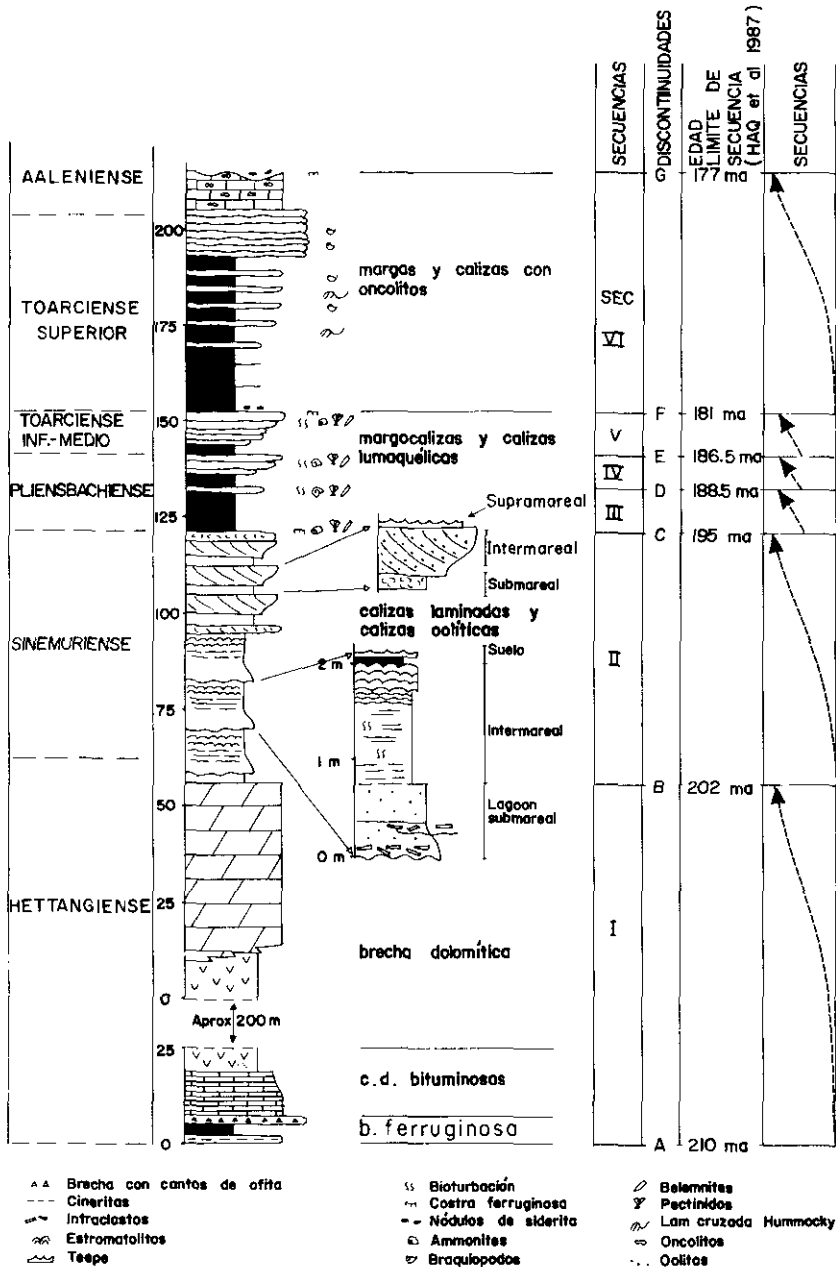


Fig. 2.—Columna estratigráfica de síntesis del Lias en los Pirineos Centrales, unidades lito-lógicas, ciclos sedimentarios y Secuencias Depositionales.

Fig. 2.—Synthetic stratigraphic lag of the Liassic of the Central Pyrenees, lithological units, sedimentary cycles and depositional sequences are shown.

Calizas laminadas y calizas oolíticas

El espesor de esta unidad oscila entre 25 y 70 m. Está formada por calizas laminadas (de origen algal), calizas oolíticas, calizas bioclásticas y niveles con brechas de intraclastos. En algunos casos (río Isábena y Camarassa), se diferencia un tramo inferior, formado por calizas algales y un tramo superior formado por calizas oolíticas (Fig. 2). El contenido en fósiles en el tramo inferior es escaso, pero se reconocen Lamelibranquios, Gasterópodos, Ostrácodos, Equinodermos (Crinoideos). Los fósiles reconocidos en el tramo superior son: Lamelibranquios, Braquiópodos, Gasterópodos, Ostrácodos, Serpúlidos, Ostréidos, Equinodermos (Crinoideos), Políperos, algas Cianofíceas y algas Codiáceas. Se han reconocido los siguientes géneros y especies (de microfósiles):

Ammobaculites sp., *Epistomina* sp., *Lituosepta* sp., *Haurania* sp., *Paleodascycladus* sp., *Heteroporella* sp., *Glomospira* sp., *Acicularia* sp., *Pseudocyclamina* sp., *Pseudofenderina* cf. *butterlini* (BRUN), *Mayncina* cf. *termieri* (HOTT), *Favrenia* cf. *prusensis* (PAR), *Lingula* gr. *pupa* (TERQ), *Cayeuxia liassica* (LE MAITRE), *Sestrophaera liassica* (PIA), *Thaumtoporella parvovesiculifera* (RAIN), *Haurania* cf. *amiji* (HENSON), *Involutina liassica* (JONES).

El tramo inferior se interpreta como facies de llanura intermareal-supramareal con un color gris claro, característico, de oxidación (Shinn, 1983) y el tramo superior se interpreta como facies submareales con un color gris oscuro, característico de reducción (Shinn, 1983). En conjunto representa un sistema de agradación en un ciclo transgresivo con el *onlap* de las facies submareales sobre la llanura intermareal-supramareal.

Se considera que esta unidad es de edad Sinemuriense por una datación establecida con algas Dasycladáceas y Codiáceas (Delmas *et al.*, 1971; Faure, 1984).

Las facies de llanura intermareal-supramareal, o tramo inferior, están ordenadas en ciclos somerizantes de unos 2 m de espesor (Fig. 2), que incluyen: un término basal con base erosiva, un *lag* de intraclastos con formas lenticulares con 1 a 10 cm de espesor, que da paso a un tramo constituido por *grainstones-packstones* de bioclastos y/o peloides con unos 60-70 cm de espesor; un término medio de unos 130 cm de fangos peletoidales (*mudstones-wackestones*) localmente bioturbados; y un término superior en que se observa un incremento de laminaciones algales hacia techo, los últimos 30 cm están formados por estromatolitos planares con algunas ondulaciones [*stratiform cryptalgal sheets* (Hoffman, 1976)]. Estos ciclos pueden estar limitados a techo por 5-15 cm de limos y arcillas carbonosos, y algún nivel con estructuras de desecación (grietas, *tepees*). Estos ciclos coinciden en lo esencial con los modelos «*stromatolite sequence*» (James, 1984) y «*protected, lower energy*» (Wright, 1984).

Las facies submareales o tramo superior están ordenadas en ciclos de

orden métrico (Fig. 2) formados por barras oolíticas y/o bioclásticas (*shoals*) sobre sedimentos de tipo *mudstone-wackestone* con fragmentos de algas, peloides o bioclastos. Este término inferior tiene un espesor de 0,5 a 2 m y las barras oolíticas de 1,5 a 4 m. Las barras oolíticas pueden llegar a presentar estructuras de exposición subaérea a techo, caracterizadas por *mudstones* carbonatados con estructuras *tepee*.

La unidad de calizas laminadas y calizas oolíticas, finaliza con un *hard-ground* bien desarrollado con una superficie perforada por organismos endobiontes, un nivel de pirita y un tramo con oolitos ferruginosos, Ammonites, Pectínicos y Belemnites (discontinuidad C).

Margocalizas y calizas lumaquéllicas

El espesor de este tramo varía entre 15 y 25 m pudiendo alcanzar excepcionalmente los 40 m. Está formado por margas y margocalizas con dos intercalaciones de calizas lumaquéllicas de poco espesor y otra de 2 a 6 m, con la que finaliza el tramo. Estas lumaquelas suelen tener a techo un *hard-ground* asociado (discontinuidades D, E, F) (Fig. 2). El último nivel lumaquéllico equivale a la «Barra de Pecten y Belemnites» de Garrido (1973).

Los fósiles más característicos de este tramo son los braquiópodos, Pectínidos, Belemnites y Ammonites. En el trabajo de Faure (1984) se establece una biozonación por Ammonites, reconociéndose la existencia de numerosos hiatos. En base a esta biozonación, se considera que este tramo tiene una edad que comprende el Carixiense, Domeriense y Toarciense inferior-medio. Otros fósiles reconocidos son: en las margocalizas, Crinoides, Lamelibranquios, Ostrácodos, *Glomospira* sp., *Lenticulina* sp.; en las calizas lumaquéllicas, Lamelibranquios, Braquiópodos, Crinoides, Gasterópodos, Ostrácodos, Lagénidos, Textuláridos, Ophthalmidos, *Lingulina* cf. *tenera* BORN, *Lenticulina* sp., *Astaculina* sp., *Saracenaria* sp., *Ammodiscus* sp., *Glomospira* sp.

En esta unidad se reconocen unos ciclos que tienen una correspondencia directa con las secuencias que se definen en este artículo. Estos son ciclos somerizantes de colmatación y pueden tener entre 9 y 17 m de espesor. La sucesión tipo para uno de estos ciclos empieza con la sedimentación de margas con alguna intercalación de margocalizas. Estos niveles de margocalizas son cada vez más nodulares e incrementan su proporción respecto a las margas hacia el techo de la sucesión, hasta formar un tramo con calizas nodulares amalgamadas, rico en fósiles y con abundante bioturbación (calizas lumaquéllicas). La formación de estas facies está asociada a la disminución progresiva de la tasa de sedimentación y a la gradual somerización por colmatación de la cuenca. El punto con menor tasa de sedimentación se encuentra en la parte alta del ciclo, con la formación de las calizas lumaquéllicas nodulares. La bioturbación indica también, un

escaso aporte de sedimentos y la abundancia de fósiles se produce, por el efecto de acumulación a través del tiempo, frente a la baja proporción de sedimento depositado. Estos ciclos suelen finalizar con un *hard-ground* con costra ferruginosa y en ocasiones un nivel de acumulación de fósiles ferruginosos (nivel de condensación), a techo puede existir un horizonte de nódulos arcillosos con siderita. Se considera que estos ciclos se formaron por debajo del nivel de oleaje, en un ambiente de plataforma externa.

Margas y calizas con oncolitos

La unidad está formada en la base por margas de color gris-negro, margocalizas con braquiópodos y lamelibranquios, un nivel con *Gryphaea sublobata* y un tramo superior de calizas con oncolitos sobre el que se localiza una costra ferruginosa de varios mm (Fig. 2). El espesor total varía según las zonas entre 30 y 70 m, de las que unos 12 m corresponden al tramo con braquiópodos y unos 10 m a las calizas con oncolitos, el resto corresponde al tramo inferior con mayor predominio de margas. Salvo algunas excepciones los tramos superiores de la unidad suelen estar dolomitizados. En la Sierra de Prada la sucesión tiene unos 85 m de espesor, la parte superior no está dolomitizada y puede observarse la costra ferruginosa con la que finaliza la unidad, ésta ya había sido puesta de manifiesto por Garrido (1973) y Peybernes (1976). El tramo de margas suele ser escaso en fósiles, mientras que en las margocalizas con braquiópodos se reconocen además: Lamelibranquios (*Gryphaea*), Crinoides, Gasterópodos, Ostrácodos, Lagénidos, Serpúlidos, *Spirillina* sp., *Lenticulina* sp., *Astaculus* sp., *Fronicularia* sp., *Nodosaria* sp., *Ammodiscus* sp. En el tramo de caliza con oncolitos se reconocen: Algas Cianofíceas (Oncolitos), Crinoides, Lamelibranquios, Ostrácodos, Gasterópodos, Serpúlidos, Briozoos, Lagénidos, *Lenticulina* sp., *Ammobaculites* sp., *Glomospira* sp., *Ammodiscus* sp., *Epistomina* sp., *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., *Planinvolutina* sp., *Rheinholdella* sp. Las aportaciones realizadas a la bioestratigrafía en esta unidad por Peybernes y Papón (1968), Garrido (1973), Peybernes (1976) y Faure (1984), permiten atribuirle una edad Toarciense superior, y Aalenense inferior para el tramo de calizas con Oncolitos.

La unidad, hasta el nivel de *Gryphaea sublobata*, forma un ciclo somerizante de colmatación, semejante a los descritos en la unidad anterior pero aparentemente con una mayor tasa de sedimentación a juzgar por la ausencia de niveles de condensación de fósiles.

La unidad se inicia con margas y alguna intercalación de margocalizas en estratos de 15 a 30 cm, estas intercalaciones son cada vez más numerosas y alternan con calizas arenosas con estructuras tractivas del tipo *hummocky*. Estas margocalizas y calizas arenosas llegan a formar un tramo con estratificación nodular y amalgamada con abundantes bioclastos (Braquiópodos, Lamelibranquios) y frecuentes niveles con gradación posi-

tiva. Estas intercalaciones de margocalizas se interpretan como depósitos de tormenta, observándose una progresiva somerización al pasar de forma gradual, de un ambiente deposicional situado por debajo del nivel de oleaje de tormenta (margas de la base) a un ambiente situado por encima y dominado por estos eventos. Esta evolución finaliza con el nivel de lumacaquelas con *Gryphaea sublobata* (0,5 a 2 m de espesor). A partir de este punto la sedimentación varía de forma brusca; con un tramo de unos 20 m de espesor de calizas nodulosas con oncolitos y crinoideos, la textura es de tipo *mudstone-wackestone* y finaliza con un *packstone* de crinoideos (encrinitas), el techo de este tramo está erosionado, observándose depresiones y montículos de escala centimétrica. Una costra ferruginosa de algunos milímetros de espesor está adosada a la superficie erosiva y por último un tramo de arcillas con siderita cubre a esta costra ferruginosa. Con la discontinuidad estratigráfica que representa este nivel finaliza la unidad (discontinuidad G) (Fig. 2). Se considera que este ciclo se formó en un ambiente de plataforma externa a plataforma interna, alcanzando el nivel de base de tormenta.

ANÁLISIS SECUENCIAL

El Megaciclo del Lías en los Pirineos centrales se divide en seis Secuencias Deposicionales (Sec. I a VI) que están limitadas por discontinuidades estratigráficas (A, B, C, D, E, F, G) (Fig. 2).

La equivalencia que se ha establecido entre las discontinuidades reconocidas y los límites de secuencia a escala global de Haq *et al.* (1987) se ha realizado basándose en los datos de campo y en la biozonación existente.

Todos los sedimentos que se depositaron en el ámbito paleogeográfico de los Pirineos durante el Lías son de plataforma y se considera que son depósitos de Alto Nivel (*high stand*) en el sentido de Haq *et al.* (1987). Los depósitos de Bajo Nivel (*low stand*) correspondientes no se localizan en este ámbito paleogeográfico, encontrándose en las zonas de plataforma distal y cuenca. Al estar la sucesión formada sólo por depósitos de *high stand*, los límites de secuencia coinciden o se superponen con la discontinuidad que indica el máximo transgresivo en un ciclo eustático en el sentido de Haq *et al.* (1987). Esta discontinuidad suele estar representada por un *hard-ground* o su equivalente lateral representado por un cambio litológico brusco, en las zonas más proximales. Por este motivo se ha considerado la base de los *hard-ground* del Pliensbachiense-Toarciense como límites de secuencia.

El Megaciclo global del Lías (Haq *et al.*, 1987) se subdivide en once secuencias deposicionales mientras que en los Pirineos sólo se reconocen seis. La ausencia de estas secuencias y sus respectivos límites (discontinuidades) podría explicarse por una dificultad en identificarlas en el campo o porque no están en el registro geológico, encontrándose (como hipótesis de

trabajo) sus equivalentes en forma de hiato. Tanto para las secuencias como para las discontinuidades no reconocidas, la dificultad en poder precisar su existencia o su ausencia (hiato) reside en dos factores: uno es que no se dispone de una biozonación detallada del Lías completo. Y otro es la imposibilidad de correlacionar lateralmente los cuerpos sedimentarios de plataforma con los de cuenca, debido a que siempre nos encontramos en el ámbito paleogeográfico que corresponde a la antigua plataforma del Lías, por lo que no se puede obtener una visión completa de todos los cuerpos sedimentarios y sus límites que constituyen un ciclo (secuencia deposicional) en el sentido de Haq *et al.* (1987).

Secuencia I

Está formada por las unidades litológicas «Brecha ferruginosa», «Calizas dolomíticas bituminosas» y «Brecha dolomítica». El límite inferior de la secuencia es la discontinuidad estratigráfica (A), constituida por la brecha ferruginosa. El límite superior es la discontinuidad (B), representado por un cambio litológico brusco. En ausencia de criterios cronoestratigráficos directos estas discontinuidades se atribuyen a los límites de secuencia, a escala global, 210 m.a. y 202 m.a. respectivamente de Haq *et al.* (1987).

Después de la brecha ferruginosa que coincide con el límite Triásico-Jurásico, la sedimentación durante el Lías de los Pirineos centrales tuvo lugar en una amplia plataforma del margen continental pasivo del Tethys. Empezando en un ambiente intermareal-supramareal relativamente uniforme (unidad Calizas dolomíticas bituminosas). Esta unidad se rompió con la formación de cubetas o depocentros en la plataforma, delimitados por altos relativos. En estas zonas de umbral se desarrolló una sedimentación carbonatada-evaporítica de tipo *Sabkha*, mientras que en la zona de cubeta el ambiente evaporítico favoreció la acumulación de algunos centenas de metros de anhidrita (unidad litológica brecha dolomítica-zona de anhidrita).

Secuencia II

Está formada por la unidad litológica «Calizas laminadas y Calizas oolíticas». El límite inferior de la secuencia es la discontinuidad (B). El límite superior es la discontinuidad (C) representada por un *hard-ground*, en ausencia de criterios cronoestratigráficos directos, esta discontinuidad se considera equivalente al límite de secuencia 195 m.a. de Haq *et al.* (1987). La sedimentación durante esta secuencia tuvo lugar en un ambiente de llanura mareal. La distribución de facies es relativamente homogénea en toda la plataforma, disponiéndose tanto sobre los depósitos de anhidrita como sobre las dolomías de la secuencia I. Esto nos indica que durante

la secuencia II desapareció la compartimentación de la plataforma en cubetas y umbrales. Este cambio en el ambiente deposicional se refleja por un cambio litológico brusco y se considera como un límite de secuencia (discontinuidad B).

Secuencias III a V

La asociación de facies es similar para todas estas secuencias, son secuencias somerizantes hacia techo, y están integradas en la unidad litológica «Margocalizas y calizas lumaquéllicas».

El límite inferior de la primera secuencia es la discontinuidad (C) y los límites sucesivos entre las tres secuencias son las discontinuidades (D, E, F), siendo (F) el límite superior de la secuencia V. Todas estas discontinuidades están representadas por un *hard-ground* y en ausencia de criterios cronoestratigráficos directos se consideran equivalentes a los límites de secuencia a escala global 188,5 m.a., 186,5 m.a. y 181 m.a. de Haq *et al.* (1987) respectivamente.

La sedimentación tuvo lugar en un ambiente de plataforma externa que contrasta con las secuencias deposicionales anteriores (de ambiente de plataforma interna). Este cambio se considera que está relacionado con la fase de apertura del Rift durante la formación del Margen Continental pasivo del Tethys.

Secuencia VI

Es una secuencia somerizante hacia techo y está formada por la unidad litológica «Margas y calizas con oncolitos». El límite inferior de la secuencia es la discontinuidad (F). El límite superior es la discontinuidad (G) representada por una superficie ferruginosa y erosiva. Esta discontinuidad se considera equivalente al límite de secuencia 177 m.a. de Haq *et al.* (1987).

La sedimentación en esta secuencia tuvo lugar en un ambiente de plataforma externa evolucionando a plataforma interna hasta alcanzar el nivel base del oleaje como lo demuestra la existencia de estructuras tractivas, algunos niveles con braquiópodos y lamelibranquios resedimentados con ordenación vertical positiva y por último el tramo con oncolitos.

CONCLUSIONES

En la Megasecuencia del Lías en los Pirineos centrales, se reconocen seis secuencias deposicionales y sus límites. Estos límites (A, B, C, D, E, F, G) se consideran equivalentes a los límites de secuencia de Haq *et al.*

(1987), 210 m.a., 202 m.a., 195 m.a., 188,5 m.a., 186,5 m.a., 181 m.a., 177 m.a. respectivamente (Fig. 2). El límite basal de la Megasecuencia del Lías (210 m.a.) corresponde a la base del Hettangiense y está representado por un nivel de arcillas ferruginosas localmente discordante. El límite G (177 m.a.) corresponde a una costra ferruginosa que se encuentra sobre materiales atribuidos al Aaleniense por la presencia de *Sarfatiella dubarti* (Peybernes, 1976) así como por la existencia en niveles inferiores de *Gryphaea sublobata* DESH (Garrido, 1973; Peybernes, 1976).

En el diagrama a escala global de Haq *et al.* (1987) se establecen para el Lías, once secuencias. Las secuencias y sus límites que no se reconocen en los Pirineos centrales se considera que están representadas en forma de hiato.

La sedimentación durante el Lías tuvo lugar en una amplia plataforma durante la formación del margen pasivo del Tethys. Las secuencias I y II se desarrollan en un ambiente de plataforma interna con poca profundidad. La secuencia I se caracteriza por una sedimentación de tipo evaporítico confinado, en las zonas con mayor profundidad y carbonatado-evaporítico tipo *sabkha* en la zona litoral o en los umbrales. La secuencia II se caracteriza por una sedimentación carbonatada de llanura mareal (submareal a supramareal) con la formación de tapices algales (estromatolíticos) y barras oolíticas. Las secuencias III, IV y V se desarrollan en un ambiente de plataforma externa con una relativa profundidad, la sedimentación es de tipo margoso y existen niveles con acumulación de fósiles y *hard-ground*. La secuencia VI se desarrolla en un ambiente de plataforma externa que evoluciona a plataforma interna hasta alcanzar el nivel de base del oleaje. La sedimentación es al principio margosa y termina con lumaquelas de fósiles resedimentados y niveles con oncolitos.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece la colaboración de Carmen Leal (C.G.S.) que ha realizado el estudio micropaleontológico de las láminas delgadas. También se agradece los comentarios críticos y lectura del manuscrito por parte de Toni Simó (Univ. Wisconsin), Antonio Barnolas (I.G.M.E.), Francesc Calvet (Univ. Barcelona) y Antonio Teixell (I.G.M.E.). El resumen en inglés ha sido facilitado por T. Simó y el trabajo ha sido mecanografiado por Ana R. Martínez (I.G.M.E.).

BIBLIOGRAFIA

- BOUROLLEC, J.; DELOFFRE, R. (1969). Interprétation sédimentologique et paléogéographique des microfacies jurassiques du Sud-Ouest Aquitain. *Bull. Centre Rech. Pau, S.N.P.A.*, V. 3, nº 2, pp. 287-328.

- CURNELLE, R. (1983). Evolution structur-sédimentaire du Trias et de l'Infralías d'Aquitaine. *Bull. Centre. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, nº 7, 1, pp. 69-99.
- DELMAS, M.; GARRIDO, A. y RIOS, L.M. (1971). Contribución al estudio del Jurásico de la cuenca de Graus-Tremp. *Cuad. Geol. Iber.*, vol. 2, pp. 591-606, Madrid.
- DUBAR, G. (1925). Etudes sur le Lias des Pyrénées Françaises. *Mém. Soc. Géol. du Nord.*, T. IX.
- FAURE, Ph. (1984). Le Lias de la partie centro-orientale des Pyrénées espagnoles. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 121, pp. 23-37.
- GARRIDO, A. (1973). Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional Pirenaica en su zona central. Tesis Doctoral, Granada, 395 p.
- GINER, J. (1980). Estudio sedimentológico y diagenético de las formaciones carbonatadas del Jurásico de los Catalánides, Maestrazgo y rama aragonesa de la Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral, Fac. Geología, Univ. Barcelona, pp. 316.
- HAQ, B.U.; HARDENBOL, J y VAIL, P.R. (1987). Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science*, V. 235, pp. 1156-1167, Washington.
- HOFFMAN, P. (1976). Stromatolite morphogenesis in Shark Bay, Western Australia. In: Walter, M.R. (Ed.), *Stromatolites*, Elsevier, Amsterdam, 261-271.
- JACOB, Ch.; FALLOT, P.; ASTRE, G. y CIRY, R. (1927). Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées Centrales et Orientales. *C.R. XIVème Congr. Géol. Intern.* pp. 36-41.
- JAMES, N.P. (1984). Shallowing upward sequences in carbonates. In: Walker, R.G. (Ed.), *Facies Models*. Geol. Assoc. Canada, Geoscience Canada Reprint Series 1, 109-119.
- MUÑOZ, J.A.; MARTINEZ, A. y VERGES, J. (1986). Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. *J. Struct. Geol.* 8 (3/4), 399-405.
- PEYBERNES, B. y PAPON, J.P. (1968). Etude stratigraphique des terrains antécénomanniens entre la Noguera Ribagorzana et l'Esera. *Bull. Soc. Hist. Nat.*, Toulouse, 104, 3, 4, pp. 333-349.
- PEYBERNES, B. (1976). Le Jurassique et le Cretacé inférieur des Pyrénées Franco espagnoles, entre la Garonne et la Méditerranée. Tesis Doctoral, és Sc. Nat., Univ. Toulouse, Imp. C.R.D.P., 459 p.
- SHINN, E.A. (1983). Tidal flat environment. In: Carbonate Depositional Environments, *AAPG Mem.* 33.
- SOUQUET, P.; PUIGDEFABREGAS, C. (1986). Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, pp. 173-203.
- WRIGHT, V.P. (1984). Peritidal carbonates facies models: A review. *Geol. Jour.*, vol. 19, pp 309-325.

Recibido 13 marzo 1989

Aceptado 19 junio 1989

