Estudios Geol., 52: 147-160 (1996)

EL JURASICO SUPERIOR DE LA SIERRA DE ARALAR (GUIPUZCOA Y NAVARRA): CARACTERIZACION SEDIMENTOLOGICA Y PALEOGEOGRAFICA

B. Bádenas *

RESUMEN

El análisis de facies realizado en el Jurásico superior de la Sierra de Aralar (Cuenca Vasco-Cantábrica oriental) ha permitido establecer nuevas precisiones en torno a la evolución sedimentaria y a la distribución paleogeográfica de los dominios de sedimentación. Se han reconocido dos secuencias deposicionales. La Secuencia inferior, de edad Oxfordiense, está constituida por packstone de peloides y bioclastos que hacia los dominios más distales pasan a wackestone de esponjas, ammonites y belemnites. Estas facies se depositaron en la zona media de una rampa que presentó sus dominios distales abiertos hacia el SW. La Secuencia superior, de edad Oxfordiense superior-Kimmeridgiense, está formada por cuatro tipos de facies. Las facies arenosas y facies de ooides, bioclastos e intraclastos corresponden al desarrollo de un delta y de barras submareales someras situadas en los dominios internos de la rampa. Las facies de ooides y peloides y las facies coralinas se interpretan como bajíos y arrecifes desarrollados en las zonas medias de la rampa. Esta rampa presentó sus dominios distales abiertos hacia el SE. El área fuente del material detrítico correspondería a un paleorrelieve situado al N, que formó parte del denominado Macizo del Ebro.

La Secuencia inferior presenta un dispositivo progradante de facies, que se ha interpretado como correspondiente al cortejo de alto nivel del mar. La Secuencia superior muestra un dispositivo retrogradante-progradante, que constituyen respectivamente los cortejos transgresivo y de alto nivel del mar. La comparación de estas secuencias con las definidas en la cuenca ibérica permite establecer un posible control tectono-eustático en la evolución sedimentaria de las facies en las cuencas del E de Iberia.

Palabras clave: *Jurásico superior, Cuenca Vasco-Cantábrica oriental, rampa carbonatada, evolución sedimentaria.*

ABSTRACT

Facies analysis carried out in the Upper Jurassic of the Sierra de Aralar (Eastern Basc-Cantabric Basin), give new information on the sedimentary evolution and palaeogeographic distribution of the sedimentary domains. Two depositional sequences are defined. The Lower Sequence is Oxfordian in age and includes two types of facies, developed in middle ramp areas. The more proximal peloidal and skeletal packstones grades to the SW into the more distal sponge, ammonite and belemnite wackestones. The Upper Sequence expands from Late Oxfordian to Kimmeridgian and consists of four types of facies. Both the sandy and the oolithic, skeletal and intraclastic facies were developed in the inner ramp areas (delta front and associated subtidal shoals). In the middle ramp areas, sedimentation was dominated by both the oolithic and peloidal and the coraline facies. The carbonate ramp was opened to the SE. The source for the clastic material, located to the N, were the elevated areas of the Ebro Massif.

The Lower Sequence shows a progradational facies arrangement, which has been interpreted as a highstand systems tract. The Upper Sequence display a retrogradational-progradational evolution, which would define both a transgressive and highstand systems tract. The comparison of these sequences to the ones previously defined in the Iberian basin allows to state that the driving mechanism creating the accommodation in the basin was related to regional, tectono-eustatic changes.

Key words: *Late Jurassic, East Basc-Cantabric basin, carbonate ramp, sedimentary evolution.*

* Departamento Ciencias de la Tierra (Estratigrafía). Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

Introducción

La Sierra de Aralar (provincias de Guipúzcoa y Navarra) es una alineación montañosa formada principalmente por materiales jurásicos (fig. 1A). En las cotas más altas de la Sierra se encuentran los afloramientos del Jurásico superior. Con una dirección E-W y una extensión de aproximadamente 20 km, estos afloramientos ofrecen excelentes condiciones para analizar los diferentes tipos de facies y, en especial, su distribución lateral y vertical.

Este sector incluye los afloramientos jurásicos más surorientales de la cuenca Vasco-Cantábrica, que a su vez son los primeros afloramientos jurásicos al N del denominado Estrecho de Soria (fig. 1B). En este sentido, el interés de la caracterización sedimentológica de estos materiales radica no sólo en ofrecer una reconstrucción paleoambiental y paleogeográfica de la sedimentación en este sector de la cuenca, sino también en establecer su relación con los dominios de sedimentación más meridionales de la cuenca Ibérica.

El análisis estratigráfico de los materiales del Jurásico superior de la Sierra de Aralar fue abordado por Villalobos (1971), Villalobos y Ramírez del Pozo (1971) y Soler y José (1971). En trabajos posteriores, los materiales de este período son objeto de un análisis más detallado (Duvernois *et al.*, 1972; Floquet y Rat, 1975; Floquet *et al.*, 1977; Bulard *et al.*, 1979), que incluye unas primeras interpretaciones sedimentológicas de las facies y la realización de modelos paleogeográficos.

El objetivo de este trabajo es realizar el análisis sedimentológico del Jurásico superior de la Sierra de Aralar, estableciendo los diferentes tipos de facies y su distribución. En concreto, se estudiaron nueve perfiles cuya situación se indica en la figura 2. Las facies fueron caracterizadas mediante los métodos tradicionales de análisis sedimentológico en campo y laboratorio. Las muestras recogidas en el campo se estudiaron en secciones pulidas y láminas delgadas mediante lupa binocular y microscopio petrográfico. El esquema de distribución de facies obtenido ha permitido establecer modelos paleoambientales y paleogeográficos, así como reconstruir la evolución sedimentaria durante este período.

La incorporación de la Estratigrafía Secuencial como herramienta para el análisis de cuencas ha permitido establecer nuevas vías de estudio que complementan los criterios tradicionales de correlación litoestratigráfica. La aplicación de esta metodología en los materiales del Jurásico superior de la Sierra de Aralar y su comparación con las secuencias definidas en la cuenca Ibérica aporta nuevas precisiones sobre las características evolutivas de las facies durante este período.

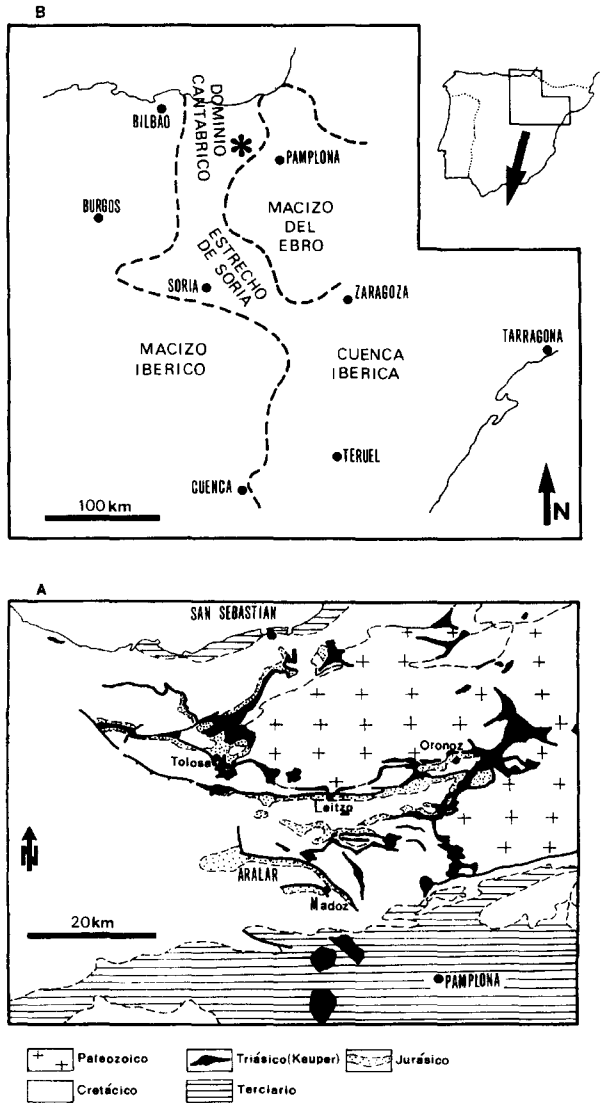

Fig. 1.—A: Distribución de las principales unidades en la cuenca Vasco-Cantábrica oriental (modificado de Floquet y Rat, 1975). B: Esquema paleogeográfico de las cuencas marinas del E de Iberia durante el Jurásico superior (modificado de Alonso y Mas, 1990).

Descripción y distribución de facies

Los nueve perfiles estratigráficos estudiados se proyectaron sobre una línea de orientación E-W (fig. 2), que representa el trazado del panel de correlación de perfiles (fig. 3). En éste se muestra la distribución de los diferentes tipos de facies dife-

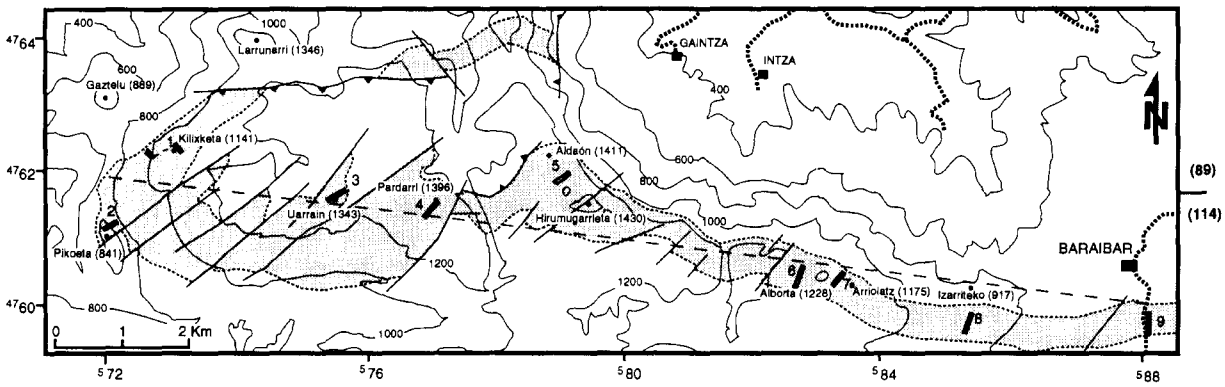

Fig. 2.—Esquema topográfico de la Sierra de Aralar, en el que se indica la situación de los nueve perfiles estudiados y la distribución cartográfica del Jurásico Superior. La línea de orientación W-E corresponde al panel de correlación de perfiles.

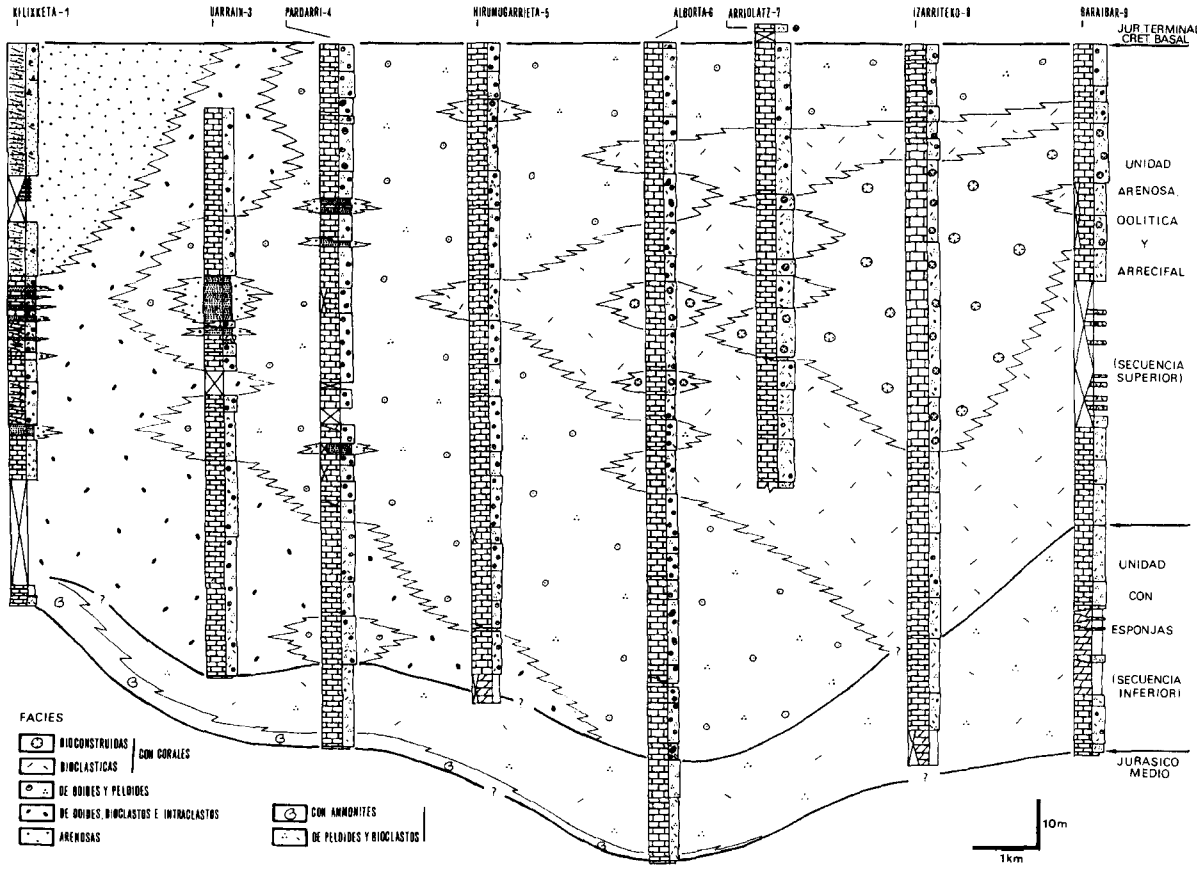

Fig. 3.—Panel de correlación de perfiles (ver situación en fig. 2), en el que se indica la distribución de los diferentes tipos de facies en las dos unidades estratigráficas definidas.

renciadas. El nivel inferior de correlación corresponde al techo de las calizas micríticas del Jurásico medio, de edad Calloviense (Soler y José, 1971; Duvernois *et al.*, 1972; Floquet y Rat, 1975; Bulard *et al.*, 1979). El límite superior se corresponde con la aparición de un nivel conglomerático con cantos del Jurásico superior y de calizas lacustres con *Characeas* («Purbeck» de edad Jurásico terminal-Cretácico basal, según Soler y José, 1971; Portlandiense probable según Duvernois *et al.*, 1972; Floquet y Rat, 1975; Bulard *et al.*, 1979).

A continuación se describen las principales características de cada tipo de facies. La descripción completa de las mismas se recoge en las tablas 1, 2 y 3.

Facies de peloides y bioclastos

Sobre las calizas micríticas del Jurásico medio se reconoce un grupo de facies constituido por packstone de peloides y bioclastos. Se organizan en bancos tabulares de 0,2-0,5 m de potencia y contienen abundantes nódulos de sílex y calcáreos. La microfacies presenta peloides redondeados y heterométricos, que localmente muestran transición a intraclastos. Estos intraclastos tienen un diámetro medio de 2 mm y son en su mayoría micríticos. Son abundantes los bioclastos de equinodermos y foraminíferos bentónicos, y es de destacar también la presencia de espículas de esponjas y localmente de tuberoides.

Dentro de estas facies se ha diferenciado una subfacies caracterizada por la presencia de ammonites y belemnites. En la base de los perfiles más occidentales son packstone de peloides y bioclastos con ammonites y belemnites. En los perfiles de Kilixketa y Pikoeta se reconocen wackestone y mudstone de bioclastos con ammonites, belemnites, fragmentos de esponjas y niveles de acumulación de peloides y bioclastos. En la base de ambos perfiles se ha reconocido un nivel con acumulación de ammonites, atribuidos según Floquet y Rat (1975) y Bulard *et al.* (1979) a la base del Oxfordiense medio (*Dichotomosphintes antecedens* y *Dichotomosphintes* sp.).

Facies arenosas

Las facies arenosas se reconocen en la parte occidental de la sierra y es en el perfil de Kilixketa donde están mejor representadas. En este perfil se reconocen tres subfacies que se suceden en la vertical y que muestran diferentes texturas y estructuras.

Subfacies de areniscas de grano medio a grueso. Se localizan en la parte media del perfil y están dispuestas en bancos tabulares de 0,3 a 0,5 m de espesor. Constituyen el término inferior de secuencias de 1 a 3 m de potencia, cuyo término superior está constituido por facies de ooides, bioclastos e intraclastos. En los perfiles más orientales aparecen en forma de paquetes arenosos de hasta 8 m de potencia o como cuñas intercaladas en facies carbonatadas.

Subfacies de margas y areniscas con ripples. A techo de la subfacies anterior aparece un conjunto de 8,5 m de potencia formado por una alternancia de margas y areniscas de grano fino con formas de lecho tipo ripples en niveles de 0,1 a 0,3 m de potencia.

Subfacies de areniscas y microconglomerados con estratificación cruzada. A techo del perfil se diferencia un paquete de unos 25 m de potencia constituido por areniscas de grano grueso a microconglomerados. En el perfil de Pikoeta forman un tramo de 20 m de potencia. La característica principal es el amplio desarrollo de laminación cruzada planar y en surco y estratificación cruzada, generalmente planar. Los sets de laminación cruzada tienen potencias de 0,1 a 0,2 m y los de estratificación cruzada de 0,5 m a 1,5 m. El sentido de progradación de estos cuerpos arenosos es dominante hacia el SW y los ángulos de reposo se sitúan en torno a los 20°. Presentan niveles de acumulación de cantos de cuarzo que son más abundantes en la base de los bancos y a techo del tramo.

Facies de ooides, bioclastos e intraclastos

El máximo desarrollo de esta facies se sitúa en la parte occidental de la sierra, donde coexisten con las facies arenosas. Se trata de packstones de ooides, bioclastos e intraclastos, que se disponen en bancos tabulares de 0,3-0,5 m de potencia. En el perfil de Kilixketa presentan morfología de barras progradantes con laminaciones cruzadas planares y en surco, y aparecen a techo de secuencias cuyo término inferior está constituido por facies arenosas. La potencia de las barras se sitúa entre 0,2 y 1 m y disminuye hacia techo del perfil. El sentido de progradación oscila entre el S y el W y los ángulos de reposo se sitúan en torno a los 20°.

La microfacies presenta ooides de formas regulares esféricas, cuyos núcleos son principalmente bioclastos (los más abundantes, miliólidos y equinodermos). El tipo de envuelta más representada es la formada por láminas micríticas inferiores y 1 ó 2 láminas esparíticas exteriores (tipo mixto 1-3: Strasser, 1986). Los bioclastos más abundantes son de equinodermos, crinoides, algas solenoporáceas y miliólidos. Entre los intraclastos predominan los fragmentos de facies bioconstruidas con corales y los micríticos.

Facies de ooides y peloides

En la parte central de la sierra aparecen ampliamente desarrolladas facies que tienen a los ooides y peloides como principales componentes. Se diferencian en concreto subfacies oolíticas y subfacies oolíticas y peloidales, que aparecen asociadas formando secuencias de hasta 10 m de potencia. Se presentan en estratos tabulares de 0,3 a 0,5 m de potencia y muestran niveles laminados con acumulación de bioclastos, sobre todo de equinodermos, crinoides y corales.

Subfacies oolíticas. Se trata de packstone y grainstone de ooides. Los ooides tienen formas esféricas a ovoidales y láminas que se adaptan a la forma del núcleo, que generalmente es bioclástico. El tipo de envuelta más representado es el tipo mixto 1-3. Los bioclastos pueden ser localmente abundantes y entre ellos destacan equinodermos, crinoides y bivalvos.

Subfacies oolíticas y peloidales. Se trata de packstone y grainstone de peloides y ooides. Los ooides son similares a los presentes en las subfacies oolíticas, si bien en los núcleos destacan sobre todo miliólidos y peloides. Los peloides son redondeados y heterométricos. Localmente son abundantes los bioclastos de equinodermos, crinoides, bivalvos y miliólidos y los oncoides con envueltas regulares de tipo I y II-III (Dahanayake, 1977).

Facies coralinas

En la parte oriental de la sierra se reconocen facies caracterizadas por la presencia de organismos coloniales, especialmente corales. Se han diferenciado dos subfacies: subfacies bioconstruidas, y subfacies bioclásticas con fragmentos de corales.

Subfacies de bioconstrucciones de corales, chaetétidos y algas. El mayor desarrollo de esta subfacies aparece en el perfil de Izarriteko. Debido a la karstificación de los materiales no es posible observar la morfología de las bioconstrucciones. El aspecto en campo es de niveles aparentemente tabulares de potencia métrica. Las facies son framestone principalmente de corales y chaetétidos, y en menor proporción de algas (solenoporáceas, *Cayeuxia*) y briozoos. Estos organismos aparecen

Tabla 1.—**Características de las facies de peloides y bioclastos y arenosas**

Facies	1- FACIES DE PELOIDES Y BIOCLASTOS	2- FACIES ARENOSAS		
Sub facies	Packstone de peloides y bioclastos, y localmente intraclastos. En los perfiles occidentales pasan a wackestone y mudstone con ammonites y belemnites	Areniscas de grano medio a grueso. Calizas arenosas	Margas y areniscas de grano fino con ripples	Areniscas y microconglomerados con estratificación cruzada
Geometría	Estratos tabulares de 0.2-0.5 m. Localmente hasta 1 m.	Estratos tabulares de 0.3-0.5 m	Niveles de 0.1-0.3 m	Estratificación cruzada planar en sets de 0.5-1.5 m. Angulos de reposo en torno a 20°. Dirección de progradación dominante hacia el SW. Estratos tabulares de 0.5-1m
Estructuras	Nódulos de silex y calcáreos. Ocasionalmente laminación con acumulación de bioclastos. Bioturbación localmente	Laminación horizontal. Localmente laminación cruzada planar. Bioturbación y galerías verticales. Cantos blandos dispersos	Ripples. Cantos de cuarzo subredondeados en la base de los niveles arenosos	Laminación cruzada planar y en surco en sets de 0.1-0.2 m. Láminas centimétricas con acumulación de cantos redondeados de cuarzo. Diámetro max°-1 cm y med.-0.5 cm. Cantos micríticos angulosos.
Componentes — Fósiles Bioclastos	10-30%. Más abundantes: *N* o. En menor proporción: *Sol.* *Cy.* sol. y col. espículas de esponjas y tuberoides, en los perfiles occidentales	Bioclastos dispersos.		Localmente 15%. Talla< 1 cm. Muy abundantes: En menor proporción: *Sol.* *Das.*
Componentes — Ooides	Dispersos. Envueltas con láminas micríticas finas tipo 1.			Ocasionalmente 10%. Esféricos. Envueltas: micríticas finas interiores y 1-2 láminas esparíticas exteriores (tipo mixto 1-3). Núcleos: clastos de cuarzo y bioclastos
Componentes — Peloides	Transición peloides-intraclastos. Hasta 40% y 30% respectivamente. Peloides generalmente redondeados pero heterométricos. Intraclastos de diámetro med. en torno a 2 mm y máx°. 3 cm. Redondeamiento variable. Tipos: Micríticos muy abundantes. Fragmentos de encostramientos algales de facies bioconstruidas. Fragmentos de facies con espículas de esponjas y tuberoides. De la propia facies			
Componentes — Intraclastos				Dispersos < 5%. Tipos: Fragmentos de encostramientos algales de facies bioconstruidas. Packstone-grainstone de ooides y peloides. Micríticos
Componentes — Oncoides				
Componentes — Extraclastos	5-10% de limo de cuarzo. Micas. Restos vegetales localmente	Clastos de cuarzo angulosos tamaño arena media a gruesa. Micas dispersas.	Areniscas con clastos de cuarzo tamaño arena fina. Localmente clastos de cuarzo de hasta 0.5 cm	40-50%. Clastos de cuarzo angulosos tamaño arena media, gruesa y microconglomerado.
Cemento. Matriz	Matriz micrítica parcialmente recristalizada	Generalmente bien cementadas. Cemento microesparítico	Bien cementadas. Cemento micro-esparítico	Cementación variable siguiendo la laminación. Cemento microesparítico
Clasificación	Ligeramente heterométricas	Heterometría	Homometría	Heterometría

LEYENDA: -crinoides, -equinodermos, -bivalvos, -ostréidos, -gasterópodos, -corales, -briozoos, -braquiópodos, -chaetétidos, -esponjas, *Sol.* -algas solenoporáceas, *Cy.* -*Cayeuxia*, -lituólidos, -miliólidos, *Cly.* -*Clypeina*, *Ac.* -*Acicularia*, *Das.*- algas dasicladáceas, *N* o -*Nautiloculina oolithica*, -belemnites, -ammonites.

Tabla 2.—**Características de las facies de ooides, bioclastos e intraclastos y de ooides y peloides**

Facies		3- FACIES DE OOIDES, BIOCLASTOS E INTRACLASTOS	4- FACIES DE OOIDES Y PELOIDES	
Sub facies		Generalmente packstone. Localmente grainstone	Oolíticas. Packstone y grainstone de ooides	Oolíticas y peloidales. Packstone y grainstone de ooides y peloides
Geometría		Estratos tabulares de 0.3-1 m. Barras progradantes de 0.2-1 m de potencia. Potencia de las láminas cruzadas 10-20 cm. Contactos inferiores tangenciales. Angulos de reposo en torno a 20°. Dirección de progradación entre S y W.	Estratos tabulares de techos planos de 0.3-0.5 m. Ocasionalmente hasta 1m. Localmente estratificación cruzada planar y en surco en sets de 0.5-1 m Secuencias de hasta 10 m de potencia con subfacies oolíticas a la base y oolíticas y peloidales a techo	
Estructuras		Laminación cruzada planar y horizontal (láminas centimétricas con concentración de cantos de cuarzo redondeados o de bioclastos). Granodecrecimiento. Bioturbación. Localmente huellas de escape.	Laminación horizontal (láminas de potencia centimétrica con acumulación de ooides de mayor diámetro y bioclastos, sobre todo). Ocasionalmente laminación cruzada planar. Niveles de acumulación de clastos de corales en los perfiles orientales. Bioturbación a techo de los bancos	
Componentes	Fósiles Bioclastos	10-25%. Hasta 40% localmente. Talla< 1 cm. Bajo redondeamiento. Más abundantes: *Sol.* En menor proporción: *Ac.* *Cly.* *Cy.* *N o*	Localmente abundantes hasta 30%. Talla< 2 cm. Bajo redondeamiento. Más abundantes: En menor proporción: *N o* *Cy.* *Sol.* , otros foraminíferos	Localmente hasta 20%. Talla< 1.5 cm. Bajo redondeamiento. Más abundantes: En menor proporción: *Ac.* *Cly.* *Cy.* *Sol.* *N o*, otros foraminíferos
	Ooides	Hasta 35%. Esféricos. Diámetro < 2 mm. Envueltas: micríticas finas interiores y 1-2 láminas esparíticas exteriores (tipo mixto 1-3). También tipo 3 y 4. Núcleos: abundantes , en menor proporción *Sol.* *Cy.* *Ac.* *N o* , peloides e intraclastos. Localmente agregados	Hasta 60%. Esféricos a ovoidales. Diámetro < 2 mm. Envueltas más abundantes: láminas micríticas finas interiores y 1-2 láminas esparíticas exteriores (tipo mixto 1-3). Tb láminas tipo 1 y tipo 3. Núcleos: *Sol.* *N o* , intraclastos y peloides. Localmente agregados	Hasta 40%. Similares a los presentes en las subfacies oolíticas. Entre los núcleos destacan por su abundancia: *N o* y otros foraminíferos
	Peloides	Ocasionalmente. Naturaleza similar a los intraclatos o bien como fase inicial de los ooides	Dispersos	Hasta 30%. Redondeados y hetero-métricos. Diámetro < 0.5 mm
	Intraclastos	10-25%. Localmente hasta 35%. Diámetro med. 2-3 mm, max°1 cm. Bajo redondeamiento. Tipos: Fragmentos de encostramientos algales de facies bioconstruidas con corales. Packstone-grainstone de ooides, y de ooides y peloides. Mudstone y mudstone con bioclastos.	Hasta 10%. Redondeamiento moderado. Diámetro máx° 2-3 mm. Tipos: Fragmentos de encostramientos algales de facies bioconstruidas. Micríticos. Micríticos con bioclastos. De la propia facies	Dispersos. De naturaleza similar a los presentes en las subfacies oolíticas.
	Oncoides			Hasta 30%. Formas regulares y diámetro med. 2-3 mm. Láminas tipo I y II-III con estructuras algales posiblemente de *Girvanella*. Núcleos: peloides, ooides, bioclastos e intraclastos similares a los presentes en la facies. Destacan los fragmentos de encostramientos algales
	Extraclastos	Localmente 5%. Limo de cuarzo y clastos de cuarzo tamaño arena fina a media	Limo de cuarzo disperso en los perfiles más occidentales	Limo de cuarzo disperso en los perfiles más occidentales
Cemen-to. Matriz		Matriz micrítica parcialmente recristalizada. En los grainstone cementos primarios en empalizada.	Matriz micrítica parcialmente recristalizada. Cemento microesparítico	Matriz micrítica parcialmente recristalizada. Cemento microesparítico
Clasifi-cación		Heterometría	Heterometría Ocasionalmente homometría	Heterometría

Tabla 3.—**Características de las facies de corales**

Facies		Bioclásticas con fragmentos de corales. Packstone, localmente grainstone de ooides, peloides, intraclastos y bioclastos, entre los que destacan los fragmentos de corales	5- FACIES CON CORALES
Sub facies			Bioconstruidas de corales, chaetétidos y algas. Framestone
Geometría		Estratos tabulares de 0.3-1.5 m	Generalmente bancos tabulares de 0.5-1 m de potencia. Localmente hasta 3 m. Dificil observación de la morfología de las bioconstruciones, debido a la karstificación de los materiales. Localmente cuñas intercaladas de facies micríticas con bioclastos
Estructuras		Localmente, laminación horizontal (láminas centimétricas con acumulación de bioclastos, entre ellos ⊕ ⌂ ⚔), granodecrecimiento y bioturbación.	Organismos bioconstructores generalemente como fragmentos de orden centimétrico. Diámetro máximo observado 30 cm. Ocasionalmente en posición de crecimiento.
Componentes	Fósiles Bioclastos	10-35%. Talla centimétrica. Muy abundantes: ⊕ ⌂ ⌂ ⚔ ⬭ En menor proporción ⚒ ⚠ ⊖ *Sol.* *Cy.* ⚑ ▽ ⬮ Los bioclastos de organismos bio-constructores muestran restos de encostramientos algales	Fósiles. Bioclastos: 10-50% BIOCONSTRUCTORES: Principales ⊕ ⌂ en menor proporción ⚠ *Sol.* *Cy.* ORGANISMOS ASOCIADOS: muy abundantes ⚔ ⚇ aparecen también ⬭ ⚒ ⬭ perforantes afectando tanto a la costra como a los organismos bioconstructores ORGANISMOS ENCOSTRANTES: ver en Encostramiento algal OTROS BIOCLASTOS: ▽ ⊖ *No* ⚑ ⚒ (generalmente dispersos en el encostramiento o en el sedimento interno) Generalmente muy fragmentados
	Ooides	15-30%. Formas esféricas. Diámetro en torno a 1mm. Envueltas más abundantes: láminas micríticas interiores y 1-2 esparíticas exteriores (tipo mixto 1-3). También ooides con láminas tipo 1 y tipo 3 dispersos. Núcleos: ⚔ ⊕ ⬭ ⚠ ⚒ A veces agregados	
	Peloides	Transición peloides e intraclastos. Hasta 40% de cada uno. Diámetro de los intraclastos hasta 1 cm. Redondeamiento variable, incluso angulosos. Tipos: Muy abundantes fragmentos de encostramientos algales de facies bioconstruidas. En menor proporción fragmentos de packstone de ooides y de la propia facies	Encostramiento algal: Hasta 50%. Costras microbianas con dos tipos de fábrica: - Fábrica micrítica densa. Es la fábrica dominante. - Fábrica peloidal (textura packstone-grainstone de peloides heterométricos de grano muy fino). Gran cantidad de espículas de esponjas en la costra, especialmente en la fábrica micrítica. MICROORGANISMOS ENCOSTRANTES: más representados *Bacinella, Lithocodium*, en menor proporción, ⬮ ⚠ *Sol.* *Thaumatoporella, Bullopora, Tubiphytes, Koskinobullina* Los microorganismos encostrantes se sitúan preferentemente sobre los organismos coloniales. Límites y contactos externos de la costra difusos
	Intraclastos		
	Oncoides	Dispersos. Similares a los presentes en el sedimento interno de las facies bioconstruidas	Sedimento interno: 10-30%, CAVIDADES de la estructura con relleno de textura wackestone-packstone formado por: - fragmentos de los encostramientos algales - peloides - oncoides de tipo I (< 2 mm) y tipo II y III (< 3mm) con núcleos bioclásticos - bioclastos - espículas de esponjas - ocasionalmente ooides de tipo 1 - limo de cuarzo disperso Localmente cavidades con cemento esparítico
	Extraclastos	Ocasionalmente limo de cuarzo disperso	
Cemento. Matriz		Matriz micrítica parcialmente recristalizada. Cemento microesparítico	
Clasificación		Alta heterometría	Alta heterometría

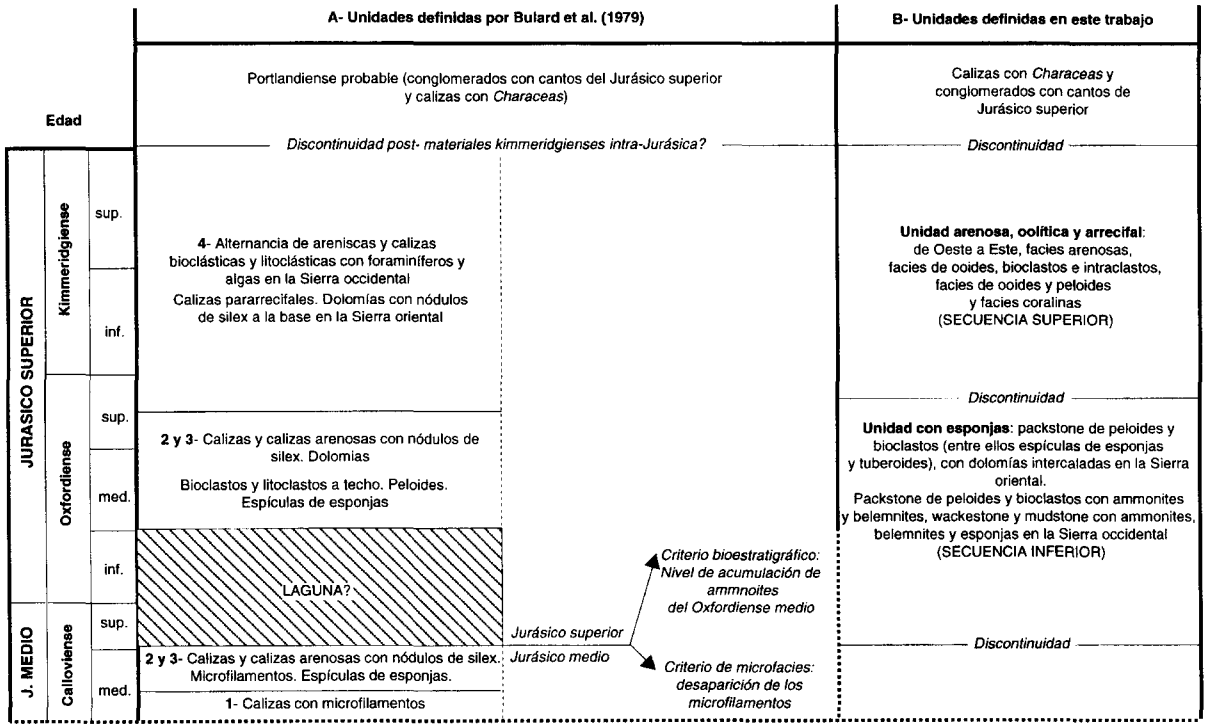

Fig. 4.—Edad y características litológicas de las unidades estratigráficas definidas en el Jurásico superior de la Sierra de Aralar.

generalmente como fragmentos de orden centimétrico (hasta 30 cm) y sólo ocasionalmente están en posición de crecimiento.

La microfacies muestra tres componentes o zonas principales. Por una parte aparecen fragmentos de organismos bioconstructores. Sobre estos fragmentos se desarrolla un encostramiento algal de morfología irregular que puede representar el 50 % en volumen de la roca. Se trata de una costra microbiana (en el sentido de Leinfelder *et al.*, 1993), que muestra como fábrica más abundante la fábrica micrítica densa y cuyo rasgo más característico es la abundancia de espículas de esponjas. Formando parte de la costra se reconocen organismos enconstrantes, entre los que destacan *Bacinella* y *Lithocodium*. Afectando a los fragmentos de organismos coloniales y ocasionalmente a la costra, aparecen organismos perforantes como bivalvos. Además se encuentran gasterópodos y equinodermos. Por último se reconocen cavidades con sedimento interno de textura wackestone-packstone con fragmentos de la costra, peloides, oncoides y bioclastos, en proporciones variables.

Subfacies bioclásticas con fragmentos de corales. Son generalmente packstone con proporciones variables de ooides, peloides, intraclastos y bioclastos. Aparecen en estratos tabulares de 0,3 a 1,5 m de potencia. Los ooides son similares a los presentes en las facies de ooides y peloides. Entre los bioclastos destacan por su abundancia los corales, chaetétidos, equinodermos, crinoides y bivalvos. La mayor parte de los intraclastos son fragmentos de facies bioconstruidas con corales. Los peloides son heterométricos y de redondeamiento variable y muestran en ocasiones un aspecto similar a los intraclastos de facies bioconstruidas.

Unidades estratigráficas

El análisis de facies realizado en este trabajo permite establecer ciertas precisiones al cuadro estratigráfico elaborado por otros autores para los materiales del Jurásico superior en la Sierra de Aralar. En la figura 4A se muestran las características litológicas y edad de las unidades definidas por Bulard *et al.* (1979). En el presente trabajo se han definido dos unidades (fig. 4B): una unidad basal que hemos denominado *Unidad con esponjas*, y una unidad superior que recibe el nombre de *Unidad arenosa, oolítica y arrecifal.*

Unidad con esponjas

La Unidad con esponjas está representada por la facies de peloides y bioclastos y muestra un progresivo aumento de espesor hacia la parte oriental de la sierra, donde alcanza potencias entre 40 y 50 m (perfil de Baraibar, fig. 3). Las facies que forman esta unidad muestran como característica más significativa la presencia de restos de esponjas.

El límite inferior de la unidad se sitúa a techo de las calizas micríticas del Calloviense, cuya característica principal es la presencia de microfilamentos (unidad 1 y parte inferior de las unidades 2 y 3 en fig. 4A). En la parte occidental de la sierra, en los perfiles de Kilixketa y Pikoeta el límite se encuentra en la base de un nivel de removilización con acumulación de ammonites de edad Oxfordiense

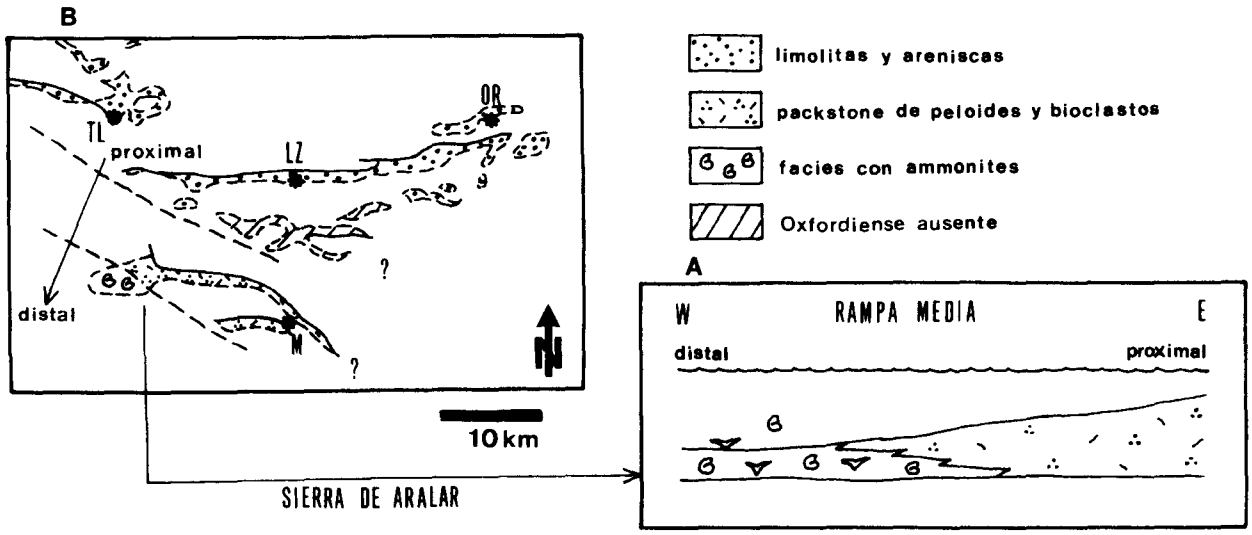

Fig. 5.—A: Modelo de sedimentación de las facies de la Unidad con esponjas. B: Esquema de distribución de facies de la Unidad con esponjas (Secuencia inferior) en los afloramientos jurásicos de la Cuenca Vasco-Cantábrica oriental (ver fig. 1A). Localidades: TL-Tolosa, LZ-Leitza, OR-Oronoz, M-Madoz.

medio. Bulard *et al.* (1979) sitúan el límite Jurásico medio-superior en la base de este nivel y establecen una posible laguna Calloviense superior-Oxfordiense inferior (fig. 4A). Según estos autores, el límite Jurásico medio-superior se manifiesta también en la desaparición de las calizas con microfilamentos en los primeros materiales correspondientes al Jurásico superior. Por otra parte, en los materiales situados sobre esta superficie estos autores citan la presencia de ammonites correspondientes al Oxfordiense medio y superior.

La presencia del nivel ferruginizado con ammonites indica que la edad de esta unidad en su parte basal es Oxfordiense medio. Teniendo en cuenta el criterio de los autores franceses (ausencia de microfilamentos y presencia de ammonites del Oxfordiense medio y superior), la Unidad con esponjas tiene una edad Oxfordiense medio-superior.

Unidad arenosa, oolítica y arrecifal

Esta unidad está constituida por los restantes tipos de facies diferenciadas y presenta una potencia máxima de 140 m (perfil de Alborta, fig. 3). En la parte occidental aparecen las facies arenosas y las facies de ooides, bioclastos e intraclastos, en la parte central las facies de ooides y peloides, y en la parte oriental las facies coralinas.

El límite inferior de esta unidad corresponde a un límite de facies significativo. En la parte occidental y central de la sierra este cambio es neto, puesto que las facies con esponjas pasan a facies de ooides, bioclastos e intraclastos o a facies de ooides y peloides. En la parte oriental de la sierra, dicho límite es menos marcado, ya que la facies coralina basal muestra bioclastos y peloides semejantes a los presentes en la Unidad con esponjas. Sin embargo, en esta facies no existen tuberoides, y las espículas de esponjas se encuentran formando parte de las costras microbianas.

Existen criterios adicionales de campo para situar dicho límite. Así, mientras en los materiales de la Unidad con esponjas existen abundantes nódulos de sílex, en la Unidad arenosa, oolítica y arrecifal éstos son escasos. El posible origen diagenético de los nódulos de sílex a partir de los restos de esponjas silíceas es coherente con esta distribución. Por otra parte, hacia la base de la Unidad arenosa, oolítica y arrecifal aparecen abundantes niveles de acumulación de equinodermos y crinoides, que no están presentes en la Unidad con esponjas.

La Unidad arenosa, oolítica y arrecifal se corresponde con la unidad 4 de Bulard *et al.* (1979), a excepción de las dolomías con nódulos de sílex (fig. 4). Según nuestros datos, dichas dolomías forman parte de la Unidad con esponjas, puesto que están intercaladas en las facies de esta unidad (perfil de Baraibar, fig. 3). En base a su contenido micropaleontológico, los autores mencionados datan la unidad 4 como Oxfordiense superior-Kimmeridgiense. Por encima de la Unidad arenosa, oolítica y arrecifal se encuentran las facies continentales de edad Jurásico terminal-Cretácico basal (facies «Purbeck»).

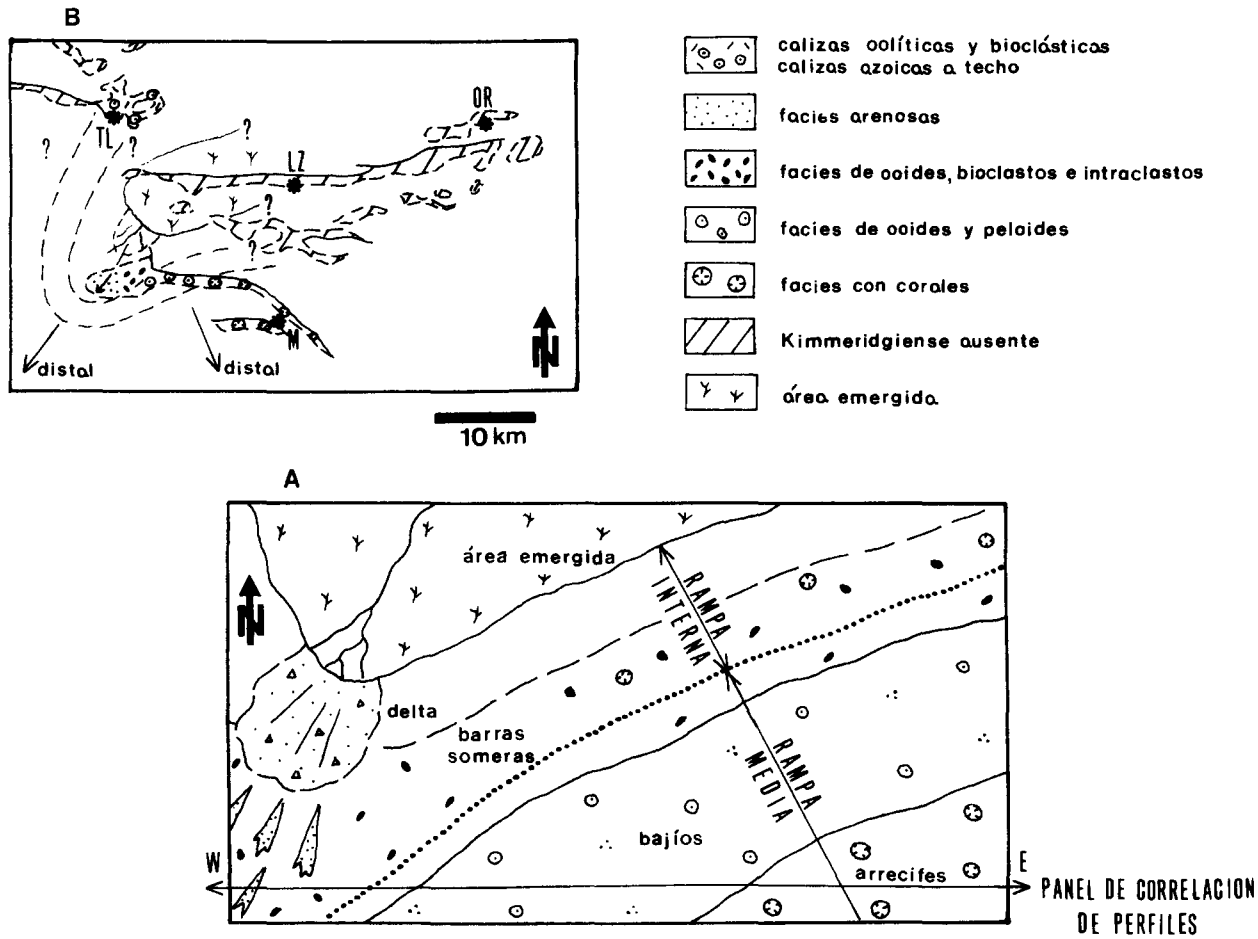

Fig. 6.—A: Dominios de sedimentación de la parte media de la Unidad arenosa, oolítica y arrecifal. B: Esquema de distribución de facies de la unidad arenosa, oolítica y arrecifal (Secuencia superior) en los afloramientos jurásicos de la cuenca Vasco-Cantábrica oriental (ver fig. 1A). Localidades: TL-Tolosa, LZ-Leitza, OR-Oronoz, M-Madoz.

Interpretación sedimentológica

Unidad con esponjas

La Unidad con esponjas está constituida en la parte oriental de la sierra por packstone de peloides y bioclastos. La variedad y tipo de bioclastos indican el carácter somero y abierto de estos sedimentos. La energía del medio debió de ser moderada, con episodios esporádicos de alta energía durante los cuales se formaron los intraclastos. Hacia la parte occidental de la sierra se encuentran facies más distales de wackestone y mudstone con ammonites y belemnites. La existencia de fragmentos de esponjas en estas facies indican que determinadas zonas de la rampa estarían colonizadas por estos organismos. Las espículas de esponjas y tuberoides presentes en los packstone procederían de estas zonas. A su vez, en los wackestone y mudstone de bioclastos aparecen niveles de acumulación de peloides y bioclastos que proceden de los dominios más someros, y que pueden ser interpretados como tempestitas. Por lo tanto, las facies representativas de la Unidad con esponjas se desarrollaron en las zonas de rampa media, entre el nivel de base de tormentas y el de oleaje de buen tiempo (fig. 5A). Los dominios proximales de la rampa estarían situados en la parte oriental de la sierra y los distales en la parte occidental.

Unidad arenosa, oolítica y arrecifal

Las características y distribución lateral de las facies que forman esta unidad permiten diferenciar distintos dominios de sedimentación y definir determinados elementos paleogeográficos (fig. 6A).

Facies arenosas y facies de ooides, bioclastos e intraclastos (rampa interna)

Ambos tipos de facies se localizan en la zona occidental de la sierra. La tendencia estrato y granocreciente que se observa en las facies arenosas implica la progradación de cuerpos arenosos con características similares a un delta. Las subfacies de areniscas de grano medio a grueso y de margas y areniscas con ripples pueden identificarse con las facies de prodelta y las subfacies de areniscas y microconglomerados con estratificación cruzada constituirían las facies de frente deltaico.

Las facies de ooides, bioclastos e intraclastos son también facies someras, como viene indicado por la abundancia de fauna bentónica (miliólidos, algas solenoporáceas, equinodermos) y por la presencia de ooides característicos de medios someros de energía moderada a alta (ooides tipo mixto 1-3 y tipo 3). Los ooides de tipo 4 que existen localmente, son característicos de medios restringidos de baja energía (Strasser, 1986), y por ello debieron ser resedimentados desde dominios más someros. Los abundantes intraclastos son también resedimentados ya que son similares a las facies que se desarrollan lateralmente. Sin embargo, su bajo redondeamiento hace pensar en distancias de resedimentación cortas. Los intraclastos de mudstone y mudstone con bioclastos deben proceder de zonas someras restringidas, puesto que en el sector estudiado no se reconoce este tipo de facies. La abundancia de los intraclastos de facies bioconstruidas respecto a las facies de ooides y peloides, hace pensar que dichos fragmentos no proceden de las bioconstrucciones presentes en las zonas orientales de la sierra, sino de bioconstrucciones situadas en dominios internos de la rampa.

En ambos tipos de facies aparecen cuerpos con estratificación cruzada cuyo sentido de progradación es dominante hacia el SW. Tanto la baja dispersión de las medidas de progradación como los ángulos de reposo de los cuerpos progradantes (que indican un proceso de acreción más que de avalancha), son coherentes con flujos de tormenta. Todas estas características permiten interpretar que las facies arenosas y las facies de ooides, bioclastos e intraclastos se situarían en las zonas internas de la rampa y parte proximal de la rampa media. El sentido de progradación de las facies deltaicas arenosas indica que las áreas emergidas se localizarían en zonas más septentrionales.

Facies de ooides y peloides y facies coralinas (rampa media)

Las facies de ooides y peloides se desarrollan ampliamente en la parte central de la sierra. Se interpretan como bancos o bajíos arenosos oolíticos y peloidales, con presencia local de barras submareales. La abundancia de ooides de tipo mixto 1-3 implica un aumento de la energía del medio durante la formación de las envueltas oolíticas, que pasó de ser moderada en las fases iniciales a alta en las finales. Además, la presencia de ooides de tipo 3 y la adaptación de las láminas a la morfología de los núcleos confirman la tendencia al aumento de la energía del medio. La influencia en las facies de ooides y peloides de las facies desarrolladas lateralmente se manifiesta por la presencia de intraclastos de variable naturaleza (p. ej.: intraclastos de facies bioconstruidas), y por la existencia de niveles con acumulación de corales y otros bioclastos, que interpretamos como tempestitas.

Las facies coralinas se sitúan en la parte oriental de la sierra. Los corales se desarrollaron en los dominios someros de la rampa, con buena circulación marina. Los fragmentos de organismos coloniales son, en parte, transportados e incorporados a otros sedimentos (subfacies bioclásticas con corales). Sin embargo, la mayor parte de los mismos forman bioconstrucciones cementadas por las costras microbianas, que ejercen un efecto cohesivo y dan rigidez al edificio arrecifal. Por lo general son bioconstrucciones de aspecto tabular, de tipo biostromo. Los organismos encostrantes descritos en la costra son, según Leinfelder *et al.* (1993), característicos de arrecifes someros. Los procesos constructivos (crecimiento de las formas coralinas, efecto cementador de las costras) y destructivos (bioerosión y fragmentación por corriente y tormentas) de estas bioconstrucciones son similares a los descritos en los arrecifes kimmeridgienses situados en los dominios más meridionales de la Cuenca Ibérica (Sierra de Albarracín: Aurell y Bádenas, 1997).

Las subfacies bioclásticas constituyen los sedimentos interarrecifales, y muestran abundantes intraclastos procedentes de los arrecifes, además de ooides y peloides similares a los presentes en las facies oolíticas y peloidales. La baja proporción de los fragmentos de corales e intraclastos de la bioconstrucción en las facies de ooides y peloides implica que gran parte de los mismos permanecieron en los sedimentos interarrecifales. Los niveles de acumulación de bioclastos (especialmente de corales) en las facies de ooides y peloides y en las subfacies coralinas bioclásticas, se interpretan como niveles de tormenta. Por lo tanto, ambas facies se desarrollaron en la zona media de la rampa, por encima del nivel de base de tormentas. Las facies coralinas se situarían distalmente respecto a las facies de ooides y peloides.

La distribución de los dominios de sedimentación deducida para esta unidad, indica que las zonas más

proximales de la rampa se situarían en la zona occidental de la sierra y las distales en la zona oriental. Por otra parte, el sentido de progradación de las facies deltaicas indica que las áreas de aporte se encontraban en zonas septentrionales. En la figura 6A se muestra un esquema paleoambiental de los dominios de sedimentación, que corresponde a la parte media de la unidad. En este esquema paleogeográfico, se interpreta que la sección de la rampa estudiada sería ligeramente oblicua a una línea de costa, que presentaría un pequeño saliente de tierra en las zonas occidentales y un entrante de mar en las zonas orientales.

Discusión

Secuencias deposicionales y evolución sedimentaria

Las dos unidades estratigráficas diferenciadas en el Jurásico superior de la Sierra de Aralar, están formadas por una sucesión de estratos genéticamente relacionados. La presencia de discontinuidades que limitan estas unidades permite aplicar para las mismas el término secuencia de depósito, utilizado en Estratigrafía Secuencial (Mitchum, 1977). En este apartado se justifica los límites de las dos secuencias y se establece la evolución sedimentaria para cada una de ellas, teniendo en cuenta como principal factor las variaciones relativas del nivel del mar.

Unidad con esponjas-Secuencia inferior

La Unidad con esponjas abarca desde el Oxfordiense medio hasta el Oxfordiense superior p.p. Su límite inferior es una discontinuidad sedimentaria tipo paraconformidad asociada a una laguna estratigráfica que abarca el Calloviense superior-Oxfordiense inferior.

Las facies que forman esta secuencia muestran un dispositivo progradante (figs. 3 y 5A), con las facies de packstone de peloides y bioclastos de rampa más somera progradando sobre las facies con ammonites, belemnites y esponjas de rampa más distal. En términos de Estratigrafía Secuencial este dispositivo podría corresponder con el cortejo de alto nivel del mar (HST). El nivel basal de removilización con acumulación de ammonites pudo depositarse durante la fase inicial de inundación de la rampa.

Unidad arenosa, oolítica y arrecifal-Secuencia superior

La edad atribuida a esta unidad es Oxfordiense superior p.p.-Kimmeridgiense. Su límite inferior es una discontinuidad asociada a un cambio de facies generalmente neto. Teniendo en cuenta la paleogeografía deducida para las dos unidades diferenciadas, esta discontinuidad representa un cambio de polaridad de la rampa. Así, en la Secuencia inferior los dominios relativamente distales se sitúan al W, mientras que en la Secuencia superior éstos se sitúan al E. Por último, existe un salto brusco en la evolución de las facies, puesto que se pasa de un dispositivo progradante en la Secuencia inferior a un dispositivo retrogradante en la base de la Secuencia superior.

La Secuencia superior muestra un dispositivo retrogradante-progradante (fig. 3), que podría asimilarse a los cortejos transgresivo (TST) y de nivel del mar alto (HST), respectivamente. El techo del cortejo transgresivo o superficie de máxima inundación se correspondería con el momento de máxima expansión de las facies coralinas. Este hecho está en coherencia con la idea de que el máximo crecimiento de los arrecifes está relacionado con subidas del nivel de mar (transgresión o parte inicial del cortejo de nivel del mar alto; Leinfender *et al.*, 1994). El desarrollo de facies coralinas durante estas etapas ha sido observado también en el Jurásico superior de la Cuenca Ibérica (Bádenas *et al.*, 1993a; Bádenas y Aurell, 1997 y Aurell y Bádenas, 1997) y en el Estrecho de Soria (Alonso y Mas, 1990). Durante el cortejo de alto nivel del mar tiene lugar la progradación del complejo deltaico.

Implicaciones paleogeográficas

La comparación de los datos aportados en este trabajo con los presentados por otros autores en otros afloramientos del Jurásico superior de la cuenca Vasco-Cantábrica oriental, permite establecer un marco paleogeográfico general para este sector del Dominio Cantábrico.

En la figura 5B se muestra un esquema de distribución de facies para la Secuencia inferior, que incluye datos procedentes de afloramientos próximos al sector estudiado. Al N y NE de la Sierra de Aralar aparecen facies de limolitas y areniscas calcáreas (afloramientos situados entre Tolosa, Leitza y Oronoz: Garmendia y Robles, 1991). Estas facies representan términos más someros respecto a los estudiados en la Sierra de Aralar. Al SE de la Sierra de Aralar las facies son calizas y dolomías con nódulos de sílex, similares a las presentes en los dominios estudiados (afloramientos de Madoz y extremo oriental de la sierra: Villalobos y Ramírez del Pozo, 1971; Floquet y Rat, 1975; Floquet *et al.*, 1977; Bulard *et al.*, 1979). De acuerdo con estos datos y los obtenidos en este trabajo, puede inter-

pretarse que las bandas de facies mostraron una orientación NW-SE, y que los dominios más distales de la rampa estuvieron abiertos hacia el SW.

En la figura 6B se muestra un esquema de distribución de facies para la Secuencia superior. En los afloramientos de Tolosa, aparecen facies oolíticas y bioclásticas con estratificación cruzada y de calizas azoicas a techo (Garmendia y Robles, 1991). En los afloramientos de Madoz y del extremo oriental de la Sierra de Aralar aparecen calizas arrecifales (Floquet y Rat, 1975; Floquet *et al.*, 1977; Bulard *et al.*, 1979). Los materiales correspondientes a esta unidad están ausentes tanto en los afloramientos situados al NW de Tolosa, como en los afloramientos de Leitza-Oronoz.

Debido a las variaciones de potencia de los materiales jurásicos, Soler y José (1972) interpreta la presencia de altos y surcos en estos dominios de sedimentación. En el sector de Leitza define un umbral sedimentario (Alto fondo de Oreja-Areso), que se sitúa entre dos surcos de orientación E-W en los que la serie jurásica alcanza mayores espesores (Surco de Aralar y Surco de Tolosa). Durante el depósito de los materiales post-kimmeridgienses este umbral constituye un paleorrelieve que actuó como zona emergida hasta el depósito de los materiales del Cretácico en facies Urgon. La ausencia de los materiales correspondientes al Kimmeridgiense en el Alto fondo de Oreja-Areso y en los afloramientos situados al E, puede indicar que este alto comenzó a actuar como paleorrelieve durante el Kimmeridgiense. Este hecho explicaría la procedencia N del material detrítico de las facies deltaicas presentes en la parte occidental de la Sierra de Aralar. Este paleorrelieve formaría parte del Macizo del Ebro (ver fig. 1).

Conclusiones

El análisis sedimentológico del Jurásico superior de la Sierra de Aralar ha permitido definir dos secuencias deposicionales, que han sido denominadas Secuencia inferior y Secuencia superior. Estas secuencias son similares en edad y tipo de facies a las Secuencias Oxfordiense y Kimmeridgiense previamente definidas en la Cuenca Ibérica y en el Estrecho de Soria (Salas, 1989; Alonso y Mas, 1990; Aurell y Meléndez, 1993; Bádenas y Aurell, 1997).

Al igual que ocurre en la Secuencia inferior, en la Secuencia Oxfordiense (Calloviense terminal-Oxfordiense terminal) se desarrollan facies con esponjas (Fm. Yátova), que están ampliamente representadas en los dominios de la cuenca Ibérica, y con menor extensión en el Estrecho de Soria. En la Secuencia Kimmeridgiense (Oxfordiense terminal-Titónico inferior), en los dominios proximales de la cuenca Ibérica y en el Estrecho de Soria se desarrollan facies oolíticas y arrecifales (Fms. Torrecilla y Pozuel), similares a las presentes en la Secuencia superior definida en la Sierra de Aralar.

Esta equivalencia muestra que durante el Jurásico superior la variación de la acomodación con el tiempo (cambios relativos del nivel del mar) tuvo una evolución similar en las cuencas situadas al E de Iberia. Tal y como se ha propuesto en estudios previos (Aurell y Meléndez, 1993; Bádenas *et al.*, 1993b), el mecanismo que originó esta acomodación se interpreta como relacionado con cambios tectono-eustáticos de carácter regional.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado con una ayuda a la investigación concedida por la Diputación Foral de Navarra y por el proyecto de la DGICYT PB92-0862. Asimismo, agradezco a Marcos Aurell y a Juan José Gómez las sugerencias realizadas.

Referencias

Alonso, A., y Mas, J. R. (1990). El Jurásico superior en el sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria). *Cuad. Geol. Ibér.*, 14, 173-198.

Aurell, M., y Bádenas, B. (1997). The pinnacle reef of Jabaloyas (Laket Kimmeridgian, NE Spain): vertical zonation and associated facies related to sea level changes. *Cuad. Geol. Ibér.*, 22 (en prensa).

Aurell, M., y Meléndez, A. (1993). Sedimentary evolution and sequence stratigraphy of the Upper Jurassic in the central Iberian Chain, northeast Spain. En: Possamentier *et al.* (ed.), *Stratigraphy and facies associations in a Sequence Stratigraphic framework, Int. Assoc., Sediment., Spec. Pub.*, 18, 343-368.

Bádenas, B., Aurell, M., y Meléndez, A. (1993a). Características sedimentológicas, zonación y evolución de una rampa carbonatada dominada por tormentas (Kimmeridgiense, Cordillera Ibérica septentrional). *Rev. Soc. Geol. de España*, 6, 57-75.

Bádenas, B., Aurell, M., y Meléndez, A. (1993b). Estratigrafía Secuencial y Sedimentología del Jurásico superior del Noreste de la provincia de Albacete. *Estudios Geol.*, 49, 253-366.

Bádenas, B., y Aurell, M. (1997). El Kimmeridgiense de los Montes Universales (Teruel): distribución de facies y variaciones del nivel del mar. *Cuad. Geol. Ibér.* 22 (en prensa).

Bulard, P. F., Feuillée, P., y Floquet, M. (1979). Le limite Jurassique moyen-Jurassique supérieur dans la Sierra d'Aralar (Pyrénées basques espagnoles). *Cuad. Geol.*, 10, 179-196.

Dahanayake, K. (1977). Classification of oncoids from the Upper Jurassic carbonates of French Jura. *Sediment. Geol.*, 18, 337-353.

Duvernois, Ch., Floquet, M., y Humbel, B. (1972). *La Sierra de Aralar (Pyrénées basques espagnoles): estratigraphie, structure,* Mémoire synthétique, Thèses

de doctorat de 3e cycle. Inst. Sci. Terre, Univ. Dijon, 264 págs.

Floquet, M., y Rat, P. (1975). Un example d'interrelation entre socle, paléogéographie et structure dans l'arc pyrénéen basque: la Sierra de Aralar. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, 17, 497-512.

Floquet, M., Duvernois, C., y Humbel, B. (1977). La Sierra de Aralar, Le support sédimentaire et l'architecture dans le paysages. *Munibe*, 29, 167-194.

Garmendia, J. M., y Robles, S. (1991). Litoestratigrafía del Jurásico de Guipúzcoa y NW de Navarra. *Geogaceta*, 10, 6-9.

Leinfelder, R. R., Nose, M., Schmid, D., y Werner, W. (1993). Microbias crusts of the late Jurassic: composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. *Facies*, 29, 195-230.

Leinfelder, R. R., Krauter, M., Laternser, R., Nose, M., Schmid, D., Schweigert, G., Werner, W., Keupp, H., Brugger, H., Reehfeld-Kiefer, U., Schroeder, J., Reinhold, C., Koch, R., Zeiss, A., Schweizer, V., Christmann, H., Menges, G., y Lutherbacher, H. (1994). The origin of Jurassic reefs: current research development and results. *Facies*, 31, 1-56.

Mitchum, R. M., Jr. (1977). Seismic Stratigraphy and global changes of sea level. Part II: Glossary of terms used in seismic stratigraphy. En: C. E. Payton (ed.), *Seismic Stratigraphy, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 26, 53-62.

Salas, R. (1989). Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en las Cordilleras Ibérica oriental y Costero Catalana meridional. *Cuad. Geol. Ibér.*, 13, 121-157.

Soler y José, R. (1971). El Jurásico marino de la Sierra de Aralar (Cuenca Cantábrica occidental). *Bol. Geol. y Min.*, 82, 509-532.

Soler y José, R. (1972). El Jurásico y Cretáceo inferior de Leitza y Tolosa (Cuenca Cantábrica oriental). *Bol. Geol. y Min.*, 83, 582-594.

Strasser, A. (1986). Ooids in Purbeck limestones (Lowermost Cretaceous) of the Swiss and Frech Jura. *Sedimentology*, 33, 711-727.

Villalobos, L. (1971). Corte de Dos Hermanas y sección del nacedero de Iribas. *Cuad. Geol. Ibér.*, 2, 625-630.

Villalobos, L., y Ramírez del Pozo, J. (1971). Estratigrafía del Jurásico del NW de Navarra. *Cuad. Geol. Ibér.*, 2, 541-558.

Recibido el 29 de abril de 1996.
Aceptado el 27 de junio de 1996.