

*El Pliensbachense de la Rama Aragonesa
de la Cordillera Ibérica:
Análisis de facies y establecimiento de secuencias*

*The Pliensbachian of the Aragonese branch of the Iberian Chain:
Facies analysis and identification of shallowing-upward sequences*

A. P. BORDONABA Y M. AURELL

ABSTRACT

The Pliensbachian of the Aragonese branch of the Iberian Chain is represented by Almonacid de la Cuba, Cerro del Pez and Barahona formations. These sediments are constituted by marls and limestone organized in shallowing-upward sequences. All of them are represented in the lower part by marls and mudstone that change to wackestone and packstone. The top of the sequence is a ferruginous crust, generally bioturbated. This represents the decrease in the sedimentation velocity and a shallowing event. The sediments were deposited in a carbonate ramp, changing from middle to outer environments. The most shallowing facies were located in the south, where there is an evidence of the developing of reefal facies. The deeper facies were deposited in the north, corresponding to open environments. This work shows the correlation of six third-order shallowing-upward sequences in the Pliensbachian sediments. The origin of these sequences is related to sea level oscillations and conditioned by auto-cyclic processes.

Keywords: Pliensbachian, shallowing-upward sequences, carbonate ramp, Iberian Chain.

RESUMEN

El Pliensbachiense en el sector scentral de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica está representado por las formaciones Almonacid de la Cuba, Cerro del Pez y Barahona. Estos sedimentos están constituidos principalmente por margas, calizas y margocalizas. Dichas litofacies se organizan en secuencias de somerización. Todas ellas están representadas en la base por margas que presentan niveles de calizas mudstone. Estas pasan a calizas wackestone y packstone en los niveles superiores. El techo de las secuencias está formado por una superficie encostrada, bioturbada y ferruginizada que representa un evento de disminución de la velocidad de sedimentación y relativa somerización. El depósito de estos materiales se produjo en una rampa carbonatada, desde la parte media a la externa. Las facies más someras se localizan al sur, donde se desarrollaron localmente facies arrecifales. Al norte aparecen facies más profundas, que corresponden a dominios más abiertos. En este trabajo, se establecen y correlacionan seis secuencias transgresivo-regresivas de tercer orden dentro del Pliensbachiense. Su origen ha sido relacionado con variaciones relativas del nivel del mar a escala regional, condicionadas por procesos autocíclicos.

Palabras clave: Pliensbachiense, secuencias de somerización, rampa carbonatada, Cordillera Ibérica

INTRODUCCIÓN

La sedimentación en las cuencas del este de Iberia durante el Jurásico Inferior tuvo lugar en una plataforma epicontinental, que presenta una evolución general de profundización a lo largo de toda la megasecuencia Hettangiense-Toarciense (Fig. 1). Al final del Triásico (Rhaetiense), gran parte de las cuencas del este de Iberia estaban ocupadas por una extensa plataforma carbonatada, en la que se sedimentaron facies de calizas y dolomías en ambientes de llanura de marea y submareales someros, correspondientes a la Fm. Dolomías tableadas de Imón. Una etapa de tectónica extensional en torno al tránsito Triásico-Jurásico produjo la fragmentación de esta plataforma, lo que queda reflejado en el registro por una importante discontinuidad sedimentaria (San Román y Aurell, 1992; Salas y Casas, 1993). Por encima de esta discontinuidad, se encuentra una unidad de dolomías masivas, evaporitas y brechas (Fm. Cortes de Tajuña), correspondiente al depósito en ambientes de sabkha y llanura de mareas que se desarrollaron durante el Hettangiense.

La sedimentación durante el Sinemuriense (parte inferior de la Fm. Cuevas Labradas), tuvo lugar en una extensa plataforma carbonatada, que presentaba sus dominios más abiertos hacia el norte y noroeste (Giner, 1980). En torno al límite Sinemuriense-Pliensbachiense existe una discontinuidad sedimentaria ligada a un evento transgresivo que implica el depósito de facies relativamente profundas, de rampa media. En consecuencia, en la parte central de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, se depositan facies de calizas nodulosas y ligeramente bioclásticas (parte superior de la Fm. Cuevas Labradas) durante parte del Pliensbachiense inferior. Tras una etapa de no sedimentación, tiene lugar una profundización que da lugar al depósito de

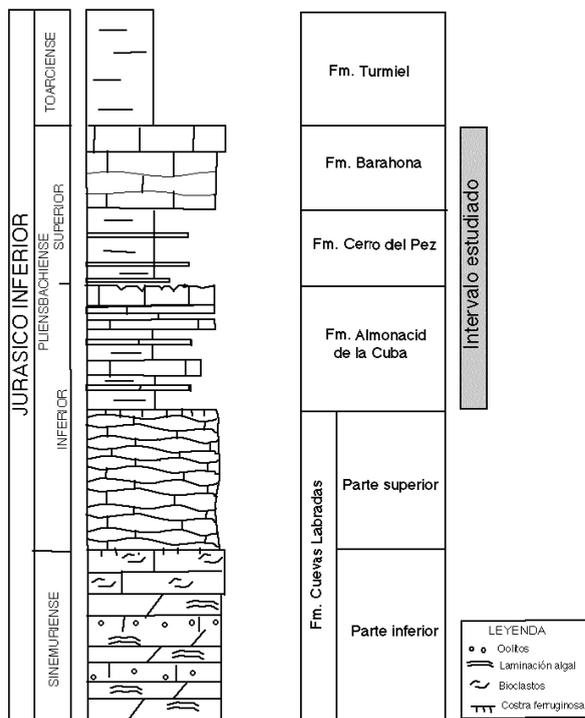


FIG. 1.- Columna estratigráfica.
FIG. 1.- Stratigraphic section.

una sucesión de margas y margocalizas, que ha sido denominada Fm. Almonacid de la Cuba (Comas Rengifo, 1985; Comas Rengifo *et al.*, 1999) y que se desarrolla durante la mayor parte del Pliensbachiense inferior. Por encima, el Pliensbachiense superior está representado por facies más profundas con margas, pertenecientes a la Fm. Cerro del Pez, y calizas bioclásticas de rampa media a externa, que constituyen la Fm. Barahona (Goy *et al.*, 1976). Al final del Pliensbachiense disminuye la tasa de sedimentación y se produce una superficie encostrada y ferruginizada.

En el presente trabajo, se han estudiado las formaciones Almonacid de la Cuba, Cerro del Pez y Barahona en la parte central de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, entre las localidades de Ariño, al norte y Castel de Cabra, al sur (Fig. 2). Se ha tomado como límite inferior la ruptura sedimentaria de la base de la Fm. Almonacid de la Cuba (intrabiozona Jamesoni, Pliensbachiense inferior) (Comas Rengifo, 1985), representada por una superficie bioturbada, encostrada y ferruginizada y como límite superior, la superficie encostrada a techo de la Fm. Barahona (límite Pliensbachiense-Toarciense).

El análisis secuencial del Pliensbachiense de la Cordillera Ibérica ha puesto de manifiesto la existencia de dos secuencias de depósito de extensión regional; una

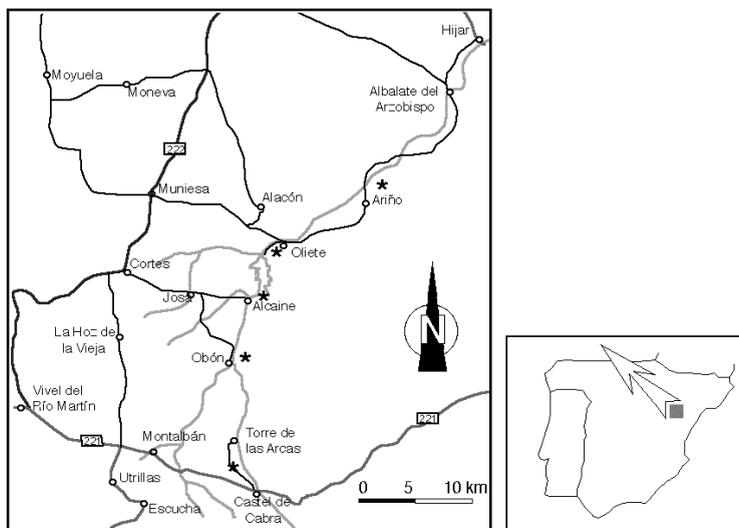


FIG. 2.- Situación geográfica del sector de estudio.
FIG. 2.- Geographic location of the study area.

inferior, de edad aproximada Pliensbachiense inferior (incluye la Fm. Almonacid de la Cuba) y otra superior, de edad Pliensbachiense superior (correspondiente a las formaciones Cerro del Pez y Barahona). Ambas secuencias corresponden a la secuencia J1.2 de Giner (1980) y a las UTS V y VI de Yébenes *et al.* (1988). En este trabajo se han identificado las variaciones de facies y correlacionado secuencias de mayor orden dentro de estas dos secuencias, permitiendo establecer la evolución paleogeográfica del sector.

ANÁLISIS DE FACIES

FM. ALMONACID DE LA CUBA

La Fm. Almonacid de la Cuba es exclusiva del sector central de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Ha sido estudiada previamente por Comas-Rengifo (1985) y Comas-Rengifo *et al.* (1999). Su edad es Carixiense (Pliensbachiense inferior) y se extiende entre las biozonas Jamesoni (parte superior), IbeX y Davoei (parte inferior) (Comas-Rengifo, 1985).

La Fm. Almonacid de la Cuba está formada fundamentalmente por dos litofacies; una de calizas y otra de margas y margocalizas. En general, las calizas se presentan estratificadas en capas de irregulares a nodulosas y alternan con niveles de margas y margocalizas. Estas facies se organizan en secuencias de somerización más o menos rítmicas de marga-caliza. Los fósiles que aparecen son braquiópodos (*Zeilleria*,

Terebratula, *Lobothyris*, *Tetrahynchia*, *Cuersithyris*, *Plesiothyris*, *Gibbirhynchia* y *Aulacothyris*), bivalvos (*Gryphaea* y *Pholadomya*), pectínidos, ostréidos, gasterópodos, briozoos, serpúlidos, corales, algas (*Paleodasycladus*, *Girvanella*, *Uragiella*, *Solenopora* y *Cayeuxia*) (Bordonaba *et al.*, 2000) y ammonites (*Uptonia*, *Tropidoceras*, *Acanthopleuroceras*, *Metadoceras*, *Radstokiceras*, *Liparoceras*, *Aegoceras* y *Productylioceras*) (Comas-Rengifo, 1985).

Esta unidad no presenta estructuras sedimentarias destacables, excepto en ocasiones, niveles bioclásticos con granoclasificación normal atribuidos a *tempestitas*, que se generan por acumulación de restos bioclásticos a partir de corrientes densas inducidas por tormentas. Además, se reconocen superficies encostradas que están colonizadas por organismos y presentan galerías de bioturbación de crustáceos.

Dentro de esta formación se han diferenciado las siguientes facies:

Margas: De colores verde amarillentos, se disponen en la base de las secuencias, con espesores entre 15 y 45 cm. Presentan niveles de calizas margosas intercalados. La litofacies margosa constituye un porcentaje importante de la formación, si bien dicha proporción disminuye frente a los niveles carbonatados hacia la parte superior.

Mudstone margoso: Se trata de una facies de caliza margosa. Las calizas se disponen en capas de entre 10 y 15 cm de potencia, aunque a veces pueden superar los 35 cm. La matriz es micrita margosa, a veces algo arenosa y de color beige a verde claro. Entre la micrita se presentan pequeños restos de bioclastos, de pocas micras a milimétricos, generalmente no identificables. Además existen fragmentos de braquiópodos de mayor tamaño. La matriz puede estar bioturbada, aparece porosidad frecuente y zonas de acumulación de hierro.

Wackestone: Se presenta en capas de unos 20 cm de potencia. La matriz está formada por micrita marrón. Los bioclastos están recristalizados y constituyen entre el 10 y 25 % de la muestra. Estos son principalmente braquiópodos, gasterópodos y crinoides, con tamaños de varios milímetros a centímetros. La matriz puede estar bioturbada y existen generalmente zonas de acumulación de hierro.

Packstone de bioclastos: Esta facies se dispone estratificada en capas de poco espesor, menores de 10 cm. La matriz es micrita de color ocre a marrón claro, generalmente recristalizada. Los bioclastos más comunes son gasterópodos, bivalvos, foraminíferos y braquiópodos. Todos estos restos tienen un tamaño de pocas micras a milímetros, se encuentran recristalizados o en proceso de micritización. También se reconocen numerosos intraclastos dispersos que están formados por micrita ferruginizada con *Tubiphytes*. A veces, los bioclastos están empaquetados, se acumulan en láminas paralelas a la estratificación interpretadas como niveles de *tempestitas*. Esta facies suele estar bioturbada, principalmente por crustáceos. Presenta porosidad vacuolar abundante y acumulaciones ferruginosas.

Packstone de ostréidos: Esta facies se reconoce muy localmente. Está formada por bioclastos de ostréidos de tamaño centimétrico que están recristalizados. Además contiene bioclastos de otros bivalvos, braquiópodos y crinoides, de tamaños milimétricos, que se acumulan en láminas. Contienen numerosos intraclastos ferruginizados.

Packstone de corales y algas: Se disponen en bancos de morfología tabular y espesores de entre 10 y 20 cm, que generalmente suelen aparecer a techo de las secuencias, asociadas a los últimos estratos más potentes. Están formadas por nume-

rosos bioclastos de gasterópodos, braquiópodos y de bivalvos, aunque se reconocen también placas de crinoideos, radiolas de equinodermos, ostréidos, briozoos, algas y numerosos foraminíferos. Destaca la presencia de fragmentos de corales coloniales ramosos y algas de tallas de hasta 4 cm. Las algas son solenoporáceas (muy abundante *Solenopora*), dasycladáceas (*Uragiella* y *Paleodasycladus*) y cianofíceas (*Cayeuxia*). Se reconocen intraclastos dispersos micríticos y redondeados (1-2 mm de diámetro), alguno de los cuales corresponde a fragmentos de costras algales que presentan abundantes serpúlidos. Los restos se encuentran poco clasificados con tamaños entre pocos milímetros a varios centímetros. A veces muestran laminación producida por la acumulación de los bioclastos como tempestitas, bajo la acción de tormentas. La matriz es de micrita arenosa generalmente recrystalizada a microesparita, aunque en ocasiones se reconocen parches de esparita entre los bioclastos. Se diferencian zonas de matriz margosa de color gris, que están relacionadas con bioturbaciones. Esta facies suele presentar ferruginización asociada.

FM. CERRO DEL PEZ

La Fm. Cerro del Pez fue definida por Goy *et al.* (1976) en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. La edad de esta formación es Domeriense (Pliensbachiense superior) y comprende la biozona Davoei y parte inferior de la Stokesi. La Fm. Cerro del Pez está bien representada al norte de la Cordillera Ibérica, mientras que en el sector levantino no aparece dicha formación, por tratarse de facies más someras (Gómez, 1979). La litofacies es de margas con algunas intercalaciones de calizas nodulosas. Los niveles margosos tienen espesores de 20 a 50 cm y los bancos calizos, de 10 a 25 cm, presentan ocasionalmente ferruginizaciones a techo. Los fósiles que presenta son braquiópodos (*Lobothyris*, *Zeilleria*, *Plesiothyris*, *Tetrarhynchia*, *Aulacothyris*, *Terebratula* y *Gibbirhynchia*), crinoideos, bivalvos (*Pholadomya*), pectínidos, ostréidos, gasterópodos y ammonites (*Protogrammoceras*) (Comas-Rengifo *et al.*, 1999).

Dentro de esta formación se han diferenciado tres facies:

Margas: De color gris a verde claro. Su potencia oscila entre 20 a 50 cm y presentan finos niveles interstratificados de calizas. Contienen escasos bioclastos y ammonites dispersos.

Mudstone: Se presentan en capas de 10 a 25 cm, ligeramente onduladas. La micrita de color gris claro, presenta localmente bioclastos de tamaños milimétricos. Están bioturbadas, lo que se manifiesta por un cambio de color.

Wackestone a packstone: Esta facies aparece muy localmente. Se trata de niveles de espesor entre 5 y 10 cm de calizas grises a marrones que contienen numerosos restos de bioclastos de tamaño milimétrico. Los más comunes son bivalvos, gasterópodos, crinoideos y braquiópodos que se encuentran recrystalizados.

FM. BARAHONA

La Fm. Barahona fue definida en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica por Goy *et al.* (1976). La edad de esta formación es Domeriense (Pliensbachiense

superior) y se extiende por las biozonas Stokesi (parte superior), Margaritatus y Spinatum (parte inferior). En este sector de la Cordillera Ibérica, se trata de un conjunto de calizas bioclásticas, de tonos marrones a ocre. La litofacies varía de wackestone a packstone. Los planos de estratificación son generalmente ondulados, por lo que las calizas tienen aspecto noduloso. Pueden presentar algunos niveles de margas intercalados, si bien estos disminuyen hacia techo. Contiene abundantes fósiles. Los más representativos son bivalvos (*Gryphaea* y *Pholadomya*) y belemnites. Además, abundan los restos de ostréidos, braquiópodos (*Lobothyris*, *Terebrátula*, *Plesiothyris*, *Zeilleria*, *Spiriferina*, *Aulacothyris*, *Quadrirhynchia* y *Rhynchonella*), gasterópodos, crinoideos y pectínidos. Los ammonites no son muy frecuentes, pero se han encontrado *Protogrammoceras*, *Arietoceras* y *Pleuroceras* (Comas-Rengifo *et al.*, 1999).

Las estructuras y texturas debidas a bioturbación son muy abundantes y destruyen las estructuras de depósito. Es habitual encontrar láminas de acumulación de bioclastos interpretadas como tempestitas. Además existen niveles que muestran desarrollo de superficies encostradas, con abundantes bioclastos, en ocasiones bioturbadas y perforadas.

Dentro de esta formación se han diferenciado las siguientes facies:

Packstone de bioclastos: Es la facies más común, es muy homogénea y está bien representada en todo el sector. Las calizas se presentan en capas de morfología nodulosa de unos 15 cm de potencia, aunque en ocasiones pueden presentar potencia mayor. La matriz es micrita arenosa, de color ocre y presenta porosidad vacuolar abundante. Los bioclastos están muy fragmentados y su tamaño es milimétrico. Corresponden a restos de crinoideos y braquiópodos fundamentalmente, que están recristalizados y algunos en proceso de micritización. Se reconocen además fragmentos de intraclastos micritizados. A veces, todos estos restos se disponen en láminas, atribuidas a tormentas y que alternan con otras láminas de micrita peletoidal. En esta facies es muy común el desarrollo de estructuras de bioturbación, generalmente secciones circulares de trazas cilíndricas, producidas por crustáceos.

Packstone de bioclastos grandes: Esta facies se reconoce localmente y su extensión lateral y vertical es reducida. Se dispone en capas de potencia centimétrica, que se encuentran a techo de los estratos nodulosos. Son capas de acumulación de bioclastos (*lumaquelas*) asociadas a costras ferruginizadas. La matriz es micrita de color marrón a gris y se presenta en algunas zonas recristalizada a microesparita. Los restos se encuentran bien empaquetados. Entre los bioclastos, predominan los belemnites y bivalvos; ostréidos y pectínidos, de varios centímetros, muy característicos de esta formación. También abundan las placas de crinoideos, gasterópodos y braquiópodos. Es muy común encontrar en esta facies porosidad vacuolar, en torno al 3%.

Wackestone de bioclastos: Esta facies aparece generalmente en la base de la formación. Se presenta en estratos nodulosos, de unos 15 cm de potencia. La matriz es micrita arenosa de color ocre a marrón, que comúnmente se encuentra recristalizada. Presenta algunos restos de ostréidos y de braquiópodos, de varios milímetros a centímetros, recristalizados. En la matriz se reconocen zonas bioturbadas, generalmente son morfologías circulares a elipsoidales, de diferente color. Además, desarrolla ferruginización asociada a esta bioturbación. Presenta porosidad vacuolar abundante.

ANÁLISIS SECUENCIAL

En los sedimentos del Pliensbachense, se ha llegado al reconocimiento de seis secuencias de somerización o transgresivo-regresivas. Estas secuencias se atribuyen a secuencias de tercer orden y se integran dentro de dos secuencias de menor orden, equivalentes respectivamente a la Fm. Almonacid de la Cuba y a las Fms. Cerro del Pez y Barahona. A su vez, las seis secuencias están formadas por secuencias de mayor orden (4º o 5º orden), de espesor métrico, que han sido caracterizadas en la sección de Almonacid de la Cuba por Comas-Rengifo *et al.* (1999).

La representación sintética y correlación de las seis secuencias diferenciadas se muestra en la figura 3. Las secuencias muestran una tendencia general que se inicia con sedimentos margosos de rampa externa y pasa, de forma gradual, a depósitos bioclásticos de rampa media. Las secuencias se encuentran limitadas por superficies encostradas, bioturbadas y ferruginizadas, que representan superficies de removilización, con frecuencia cementadas tempranamente (*hardgrounds*). La evolución de la secuencia indica una disminución progresiva de la velocidad de sedimentación y/o interrupción más o menos prolongada de ésta. El contenido en carbonatos aumenta, frente a la proporción de margas, hacia la parte superior de la secuencia.

La Fm. Almonacid de la Cuba incluye las secuencias I a IV. Su potencia conjunta varía entre 22 m en Castel de Cabra y 32 m en Ariño. Las facies más comunes son margas y mudstone. Hacia la parte superior aparecen términos wackestone a packstone estratificados en capas poco potentes. De modo general, desde el perfil de Castel de Cabra hasta el perfil de Ariño se observa un incremento gradual en el espesor y el contenido en margas, así como una disminución progresiva de la proporción de bioclastos.

Secuencia I: En los perfiles de Ariño a Obón, la secuencia se inicia con niveles de margas con intercalaciones de calizas mudstone, en estratos de 10 cm. En Castel de Cabra, las margas están escasamente representadas y predominan los niveles de wackestone bioclástico. En la parte superior de esta secuencia aparece un tramo formado por varias secuencias estratocrecientes de calizas mudstone, que muestran una costra a techo.

Secuencia II: Se inicia con un nivel margoso y margocalcáreo, al que siguen calizas mudstone. El último nivel es un packstone, sobre el que se desarrolla una costra, en ocasiones bioturbada y perforada. En Castel de Cabra la secuencia está formada por una serie de bancos wackestone-packstone irregulares, con intercalaciones margosas, en los que destacan la presencia de algas calcáreas, corales coloniales, crinoides, ostréidos, braquiópodos y bivalvos (Bordonaba *et al.*, 2000). A techo aparece un nivel packstone bioclástico, que además presenta intraclastos de costras algales.

Secuencia III: Predominan las margas, entre las que se intercalan calizas mudstone bioturbadas. El último banco es más bioclástico y su techo es una superficie ferruginizada. En Castel de Cabra sin embargo, aparecen capas packstone con niveles de tempestitas bioclásticas.

Secuencia IV: Al norte del sector, la secuencia se inicia con un tramo potente de calizas mudstone que pasan a wackestone y niveles packstone. En Obón y Castel de

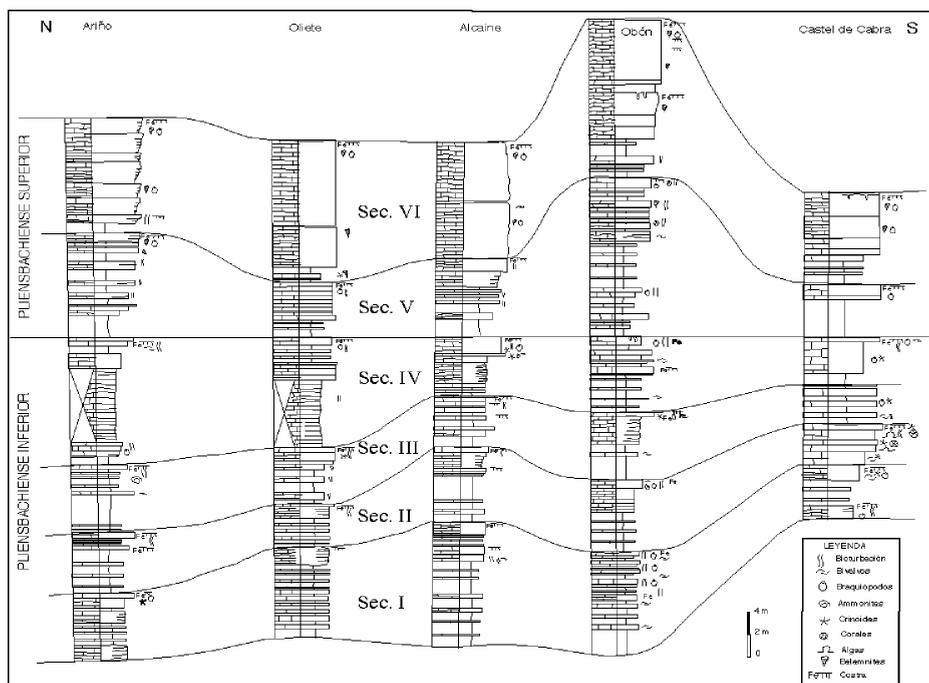


FIG. 3.- Correlación de las secuencias estratigráficas en las columnas estudiadas.
 FIG. 3.- Correlation of stratigraphic sequences in the studied sections.

Cabra aparecen niveles de margas y mudstone en la base, que pasan a calizas wackestone, dispuestas en bancos de hasta un metro. El techo de la secuencia es una superficie bioturbada y ferruginizada.

Las formaciones Cerro del Pez y Barahona incluyen las secuencias V y VI. Su potencia total oscila entre 13 y 30 m.

Secuencia V: El tramo inferior de la secuencia, que corresponde a la Fm. Cerro del Pez, son margas verdes, que pueden presentar alternancia de finos niveles mudstone. Se pueden diferenciar en ocasiones, secuencias de mayor orden de profundización (Comas-Rengifo *et al.*, 1999). El tramo superior está formado por calizas wackestone y packstone, con numerosas tempestitas de bioclastos. A techo, se desarrollan varios niveles con bioturbación y una costra ferruginizada. En Obón, esta secuencia es relativamente potente, si bien presenta características similares al resto del sector.

Secuencia VI: El término inferior, poco potente, está representado bien por margas con niveles mudstone o por calizas mudstone. Los tramos medio y superior están formados por varios bancos de calizas wackestone y packstone, nodulosas, que contienen grandes bioclastos y presentan abundantes perforaciones y bioturbación en el

techo de las capas. En Alcaine no existen margas y aparecen los niveles packstone sobre una costra bioturbada y con abundantes fósiles. En Obón la secuencia está representada por un conjunto muy potente. El techo de la secuencia es en todos los casos una costra ferruginizada y bioturbada, que indica un episodio de disminución de la velocidad de sedimentación.

RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL Y PALEOGEOGRÁFICA

El análisis de facies y el establecimiento de secuencias llevado a cabo en las formaciones Almonacid de la Cuba, Cerro del Pez y Barahona, aporta nuevos datos que permiten precisar el ambiente de sedimentación y la paleogeografía durante el Pliensbachiense en el sector central de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica.

La sedimentación de la Fm. Almonacid de la Cuba tuvo lugar en una rampa externa a media de baja energía. En ella se produjo la sedimentación de materiales terrígenos finos y de fangos carbonatados. Los fondos se encontraban bajo el nivel del oleaje, aunque ocasionalmente se verían afectados por el oleaje de tormentas, lo que produciría el lavado de parte del fango carbonatado y la acumulación de bioclastos en pequeños niveles o lentejones bioclásticos. Las corrientes densas inducidas por las tormentas originaron los niveles de tempestitas. La relación lateral entre las facies en los perfiles estudiados indica que las zonas más proximales se encontraban al sur (Castel de Cabra), mientras que los dominios relativamente distales se emplazaban al norte (Ariño). Localmente, en el sector de Castel de Cabra, se desarrollaron zonas arrecifales, como indican los niveles de packstone bioclástico con restos de corales y algas (Bordonaba *et al.*, 2000) (Fig. 4). Estos reflejarían la existencia de dominios someros en una zona de tránsito entre la rampa interna y media, donde crecieron praderas de crinoides, corales ramosos y algas calcáreas. Su destrucción por el oleaje provocaría la acumulación de los clastos originados en niveles de tempestitas, que en esta zona somera se presentan como niveles amalgamados. Mar adentro, en las zonas de rampa media (Obón), tan solo se encuentran niveles de tempestitas de menor espesor, dispersas entre las facies de mudstone a wackestone, que incluyen una asociación de fósiles que corresponde a medios de mayor profundidad (gasterópodos, braquiópodos, crinoides, bivalvos). Hacia el norte (Ariño), se encontrarían los dominios de rampa externa.

La Fm. Cerro del Pez se sedimentó en un medio de rampa externa, bien comunicada con el mar abierto, lo que indica una profundización, con instalación progresiva de condiciones marinas de baja energía sobre la plataforma.

Con la Fm. Barahona se inicia de nuevo la somerización. La sedimentación se produjo principalmente en una rampa media de amplia extensión geográfica, en la cual existió una gran proliferación de organismos. Durante las tempestades se producía la remodelación de los fondos, provocando el transporte de bioclastos y de fango carbonatado y su acumulación en bancos bioclásticos. Algunos de estos bancos pudieron quedar emergidos generando un sistema de isla barrera y creando ambientes de baja energía en determinados dominios (Gómez, 1991). Entre estos eventos de mayor energía, existían periodos de sedimentación lenta. En este tiempo,

tendría lugar la formación de las superficies encostradas, perforadas por organismos y ferruginizadas. A mitad del depósito de la Fm. Barahona tuvo lugar una profundización, con depósito de margas de rampa externa, a partir de la cual se inicia una nueva secuencia de somerización.

DISCUSIÓN

En el sector de estudio se han diferenciado seis secuencias dentro del Pliensbachiense. Se trata de secuencias transgresivo-regresivas, o más concretamente, de secuencias de somerización en las cuales se reconoce un breve episodio transgresivo, la mayoría de las veces escasamente representado por un nivel condensado sobre el cual existe un episodio regresivo bien desarrollado. Los límites de las secuencias son superficies de inundación. Las secuencias diferenciadas presentan espesores relativamente uniformes a lo largo del sector de estudio, que oscilan entre 4 y 15 m. La duración aproximada de estas secuencias oscila entre media biozona (secuencias I y II), una biozona (secuencias III y IV) y algo más de una biozona (secuencias V y VI). Considerando una duración para el Pliensbachiense de aproximadamente 8 m.a. (Palfy *et al.*, 2000) y atribuyendo una duración similar para sus diferentes biozonas, cada secuencia representaría entre 0,6 y 2 m.a. Por su duración, espesor y características, podrían ser atribuidas a secuencias de tercer orden. Duval *et al.* (1998) asignan una duración de entre 0,5 a 3 m.a. a estas secuencias.

En toda el área estudiada, de unos 40 km² de extensión, se han reconocido estas seis secuencias del Pliensbachiense. En otras áreas de la Cordillera Ibérica, como en Almonacid de la Cuba (Comas-Rengifo *et al.*, 1999) o en la Cadena Costero Catalana, en Alfara (Comas-Rengifo *et al.*, 1998), se reconocen más de 50 secuencias de somerización dentro del Pliensbachiense, si bien se trata de las secuencias elementales de orden superior (4^º orden), que presentan una potencia mucho menor, de 0,5 a 2 m. Debido a la diferencia de escala en la definición de secuencia, no es posible correlacionar las secuencias definidas en este trabajo con las identificadas previamente en otros sectores de la cuenca.

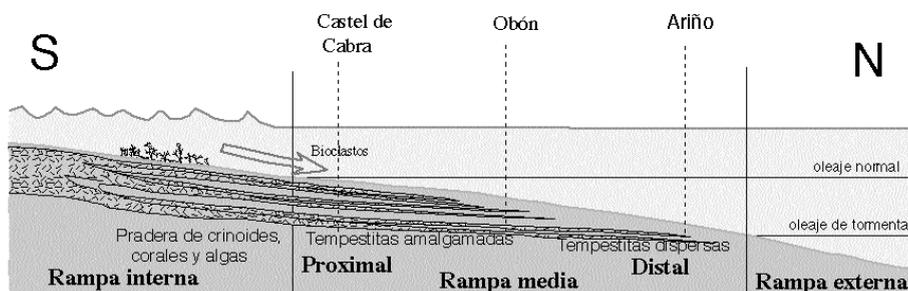


FIG. 3.- Modelo paleoambiental del Pliensbachiense en el sector estudiado. (Secuencia II)

FIG. 3.- Palaeoenvironmental model for the Pliensbachian in the studied area. (Sequence II)

Por otro lado, varios autores han reconocido secuencias de tercer orden en los sedimentos del Pliensbachiense. De Graciansky *et al.* (1997) reconocen en la cuenca del sur de Francia 7 secuencias. Posteriormente, De Graciansky *et al.* (1998a) reconocen en Francia 8 secuencias. De Graciansky *et al.* (1998b) diferencian en los sedimentos del Pliensbachiense, tanto en el dominio Boreal como en el Tethys, un total de 8 secuencias de somerización, de las cuales 3 tienen lugar en el Pliensbachiense inferior y 5 en el superior. Souhel *et al.* (1998) reconocen 6 secuencias en el Pliensbachiense del Atlas Central de Marruecos. Todos estos autores han considerado las dos secuencias del Pliensbachiense inferior y superior como de 2º orden y las secuencias diferenciadas como de tercer orden. Dentro de estas secuencias reconocen secuencias de 4º orden, que atribuyen a ciclos de Milankovitch.

La correlación entre las secuencias de tercer orden definidas en este trabajo y las establecidas para otras cuencas, resulta en ocasiones complicada, debido a la resolución biostratigráfica. No obstante, las discontinuidades del límite inferior de la secuencia I (límite Fm. Cuevas Labradas superior-Fm. Almonacid de la Cuba), del límite de las secuencias IV-V (límite Fm. Almonacid de la Cuba-Fm. Cerro del Pez) y el límite superior de la secuencia VI (límite Fm. Barahona-Fm. Turmiel), son isocronos al menos en los dominios europeos y pueden ser atribuidos a variaciones del nivel del mar globales (Hallam, 1987). La correlación de los restantes límites entre secuencias con las secuencias propuestas por De Graciansky (1998b) es más problemática. Se podría tratar de discontinuidades regionales, debidas a procesos tales como la tectónica local, las variaciones en la subsidencia o el aporte sedimentario de la propia cuenca. Por tanto, de modo general, el origen de las seis secuencias diferenciadas en este trabajo, se asocia a eventos de profundización-somerización, inducidos por la combinación entre la tectónica local y las variaciones globales del nivel del mar.

CONCLUSIONES

El Pliensbachiense en el sector scentral de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica está representado por las formaciones Almonacid de la Cuba, Cerro del Pez y Barahona. Estos sedimentos se organizan en secuencias de somerización, representadas en la base por margas con niveles de calizas mudstone que pasan a calizas wackestone y packstone. El techo de las secuencias está formado por una superficie encostrada, bioturbada y ferruginizada que representa un evento de disminución de la velocidad de sedimentación y cierta somerización.

El Pliensbachiense ha sido dividido en dos secuencias de segundo orden, correspondientes, a grandes rasgos, al Pliensbachiense inferior y superior. Dentro de ellas, se han diferenciado seis secuencias transgresivo-regresivas de tercer orden. Las seis secuencias identificadas se reconocen en todo el sector de estudio, aunque su número y espesor es diferente al descrito por otros autores en otras cuencas. Los límites entre las secuencias de segundo orden parecen estar ligados a eventos regionales de variación del nivel del mar, mientras que las secuencias de tercer orden están más condi-

cionados por factores tectónicos locales. Hasta el momento, no existen suficientes datos con los que corroborar la influencia eustática en el origen de estas secuencias.

El depósito de estos materiales se produjo desde la parte media a externa de una rampa carbonatada. La reconstrucción paleoambiental inferida en este trabajo, sugiere la presencia de una zona de umbral sedimentario en el sector de Castel de Cabra desarrollado durante el Pliensbachiense inferior. En esta zona de umbral, situada al sur se desarrollan las facies coralinas y hacia el norte, se extiende la rampa homoclinal, con facies más profundas, que corresponden a dominios más abiertos. Este hecho se confirma con la reducción de potencia hacia el sur de los sedimentos del Pliensbachiense inferior. Durante el Pliensbachiense superior la rampa presentaría los dominios más abiertos al norte, si bien, no existen evidencias de la presencia de una zona de umbral al sur.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución a los proyectos “Ambientes sedimentarios, registro paleontológico y evolución tectosedimentaria del Mesozoico del Parque Cultural del río Martín” (P35/97) y “Modelos sedimentarios, estructurales y corticales integrados de las Cuencas de Rift Mesozoicas de la Cadena Ibérica, sectores central y Septentrional” (PB98-1260-C02-02). Agradecemos a Alfonso Yébenes y Javier Rey sus comentarios y sugerencias que han contribuido a mejorar el manuscrito original.

REFERENCIAS

- BORDONABA, A. P., BÁDENAS, B., AURELL, M. (2000): La unidad Almonacid de la Cuba en el sector de Obón-Castel de Cabra (Teruel). *Geotemas*, 1 (2): 163-166.
- COMAS-RENGIFO, M. J. (1985): *El Pliensbachiense de la Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral. Fac. Ciencias Geológicas. Univ. Complutense de Madrid. 591 p.
- COMAS-RENGIFO, M. J., GÓMEZ, J.J., GOY, A., RODRIGO, A. (1998): El Sinemuriense y Pliensbachiense en la sección de Alfara, Cordillera Costero-Catalana (Tarragona). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 24: 173-184.
- COMAS-RENGIFO, M. J., GÓMEZ, J.J., GOY, A., HERRERO, C., PERILLI, N., RODRIGO, A. (1999): El Jurásico inferior en la sección de Almonacid de la Cuba (sector central de la Cordillera Ibérica, Zaragoza). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 25: 27-57.
- DE GRACIANSKY, P. CH., DARDEAU, G., DUMONT, T., JACQUIN, T., MARCHAND, D., MOUTERDE, R., VAIL, P. (1997): Depositional sequence cycles, transgressive-regressive facies cycles, and extensional tectonics: example from the Southern Subalpine Jurassic basin, France. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5: 709-718.
- DE GRACIANSKY, P. CH., DARDEAU, G., DOMMARGUES, J., DURLET, C., MARCHAND, D., DUMONT, T., HESSELBO, S., JACQUIN, T., GOGGIN, V., MEISTER, C., MOUTERDE, R., REY, J., VAIL, P (1998 a): Ammonite biostratigraphic correlation and early Jurassic sequence stratigraphy in France: Comparisons with some U. K. sections. In: P. Ch. de Graciansky, J. Hardenbol, Th. Jacquin, P. Vail.

- (eds.) *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. Society for Sedimentary Geology (SEPM), Special publication, 60: 583-622.
- DE GRACIANSKY, P. CH., JACQUIN, T., HESSELBO, S. (1998 b): The Ligurian cycle: An overview of lower Jurassic 2nd-order transgressive-regressive facies cycles in Western Europe. In: P. Ch. de Graciansky, J. Hardenbol, Th. Jacquin, P. Vail. (eds.) *Mesozoic and Cenozoic Séquence Stratigraphy of European Basins*. Society for Sedimentary Geology (SEPM), Special publication, 60: 467-479.
- DUVAL, B., CRAMEZ, C., VAIL, P. (1998): Stratigraphic cycles and Major marine source Rocks. In: P. Ch. de Graciansky, J. Hardenbol, Th. Jacquin, P. Vail. (eds.) *Mesozoic and Cenozoic Séquence Stratigraphy of European Basins*. Society for Sedimentary Geology (SEPM), Special publication, 60: 43-51.
- GINER, J. (1980): *Estudio sedimentológico y diagenético de las facies carbonatadas del Jurásico de las Catalánides, Maestrazgo y Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica*. 315 p. Tesis Doctoral. Dpto. Geología Universidad de Barcelona.
- GÓMEZ, J. J. (1979): *El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica*. 686 p. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Seminario de Estratigrafía (Serie Monografías), 4.
- GÓMEZ, J. J. (1991) : Jurásico. In: Hoja geológica num. 40 (Daroca). *Mapa Geológico de España E. 1: 200.000*. I.T.G.E. Madrid. 31-82.
- GOY, A., GÓMEZ, J. J., YÉBENES, A. (1976): El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Mitad norte I. Unidades litoestratigráficas. *Estudios Geológicos*, 32: 391-423.
- HALLAM, A. (1987): Radiations and extinctions in relation to environmental change in the marine Lower Jurassic of northwest of Europe. *Palaeobiology*, 13: 152-168.
- PALFY, J. SMITH, P., MORTENSEN, J. (2000): In: R. L. Halla and P. L. Smith (eds.). *Advances in jurassic Research 2000*. GeoResearch Forum, 6: 181-182
- SALAS, R., CASAS, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the Eastern Iberian Basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- SAN ROMÁN, J., AURELL, M. (1992): Palaeogeographical significance of the Triassic-Jurassic unconformity in the north Iberian basin (Sierra del Moncayo, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99: 101-117.
- SOUHEL, A. EL HARIKI, K., CHAFIKI, D., CANEROT, J. (1998): Stratigraphie séquentielle et evolution géodynamique du Lias (Sinemurien terminal-Toarcien moyen) de l'Atlas de Beni-Mellal (Haut Atlas central, Maroc). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169, 4, 527-536.
- VAN BUCHEM, F., KNOX, R. (1998): Lower and middle Liassic depositional sequences of Yorkshire (U.K.). In: P. Ch. de Graciansky, J. Hardenbol, Th. Jacquin, P. Vail. (eds.) *Mesozoic and Cenozoic Séquence Stratigraphy of European Basins*. Society for Sedimentary Geology (SEPM), Special publication, 60: 545-559.
- YÉBENES, A., COMAS-RENGIFO, M. J., GÓMEZ, J. J., GOY, A. (1988): Unidades tectosedimentarias en el Lias de la Cordillera Ibérica. *Abstract III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España*, Logroño. 108-109.

Recibido / Received : 8/11/01

Aceptado / Accepted: 13/02/02