

# FORAMINÍFEROS CRIPTOBIÓTICOS EN EL ALBIENSE SUPERIOR - CENOMANIENSE INFERIOR DE LA CORDILLERA IBÉRICA. REFLEXIONES SOBRE UNAS ESTRUCTURAS PROBLEMÁTICAS EN *Lithocodium*

Antonietta CHERCHI<sup>1</sup>, Alvaro GARCÍA<sup>2</sup>, Rolf SCHROEDER<sup>3</sup>  
y Manuel SEGURA<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Dipartimento di Scienze della Terra. Università di Cagliari. 09127 Cagliari. Sardegna (Italia).

<sup>2</sup> Departamento de Estratigrafía. Universidad Complutense. 28040 Madrid (España).

<sup>3</sup> Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität. 60064 Frankfurt a. Main (Deutschland).

<sup>4</sup> Departamento de Geología. Universidad de Alcalá de Henares. 28871 Alcalá de Henares (España).

Cherchi, A., García, A., Schroeder, R. y Segura, M. 1995. Foraminíferos criptobióticos en el Albiense superior-Cenomaniense inferior de la Cordillera Ibérica. Reflexiones sobre unas estructuras problemáticas en *Lithocodium*. [Cryptobiotic foraminifera in the Upper Albian-Lower Cenomanian of the Iberian Ranges. Reflections on some problematic structures in *Lithocodium*]. *Revista Española de Paleontología*, **10** (2), 284-293. ISSN 0213-6937.

## ABSTRACT

Numerous layers containing cryptobiotic foraminifera have been discovered in the Upper Albian - Lower Cenomanian sequence of the Puerto del Remolcador section (Iberian Ranges, eastern Spain). The majority of the specimens bored bio- and lithoclasts, whereas *Tolypammina vagans* (Brady) has colonized the chambers of a lituolid foraminifer. Structures found within the cavities of the problematic organism *Lithocodium aggregatum* Elliott, which were interpreted as cryptobiotic foraminifera, do not belong to that group, but could be formed by other endolithic organisms or by *Lithocodium* itself. The horizons containing cryptobiotic foraminifera are deposited in an environment of high energy and of major depth (ca. 10-20 m), and correspond to high-stand stages.

**Keywords:** Albian, Cenomanian, cryptobiotic foraminifera, Spain, paleoecology.

## RESUMEN

En el Albiense superior - Cenomaniense inferior del corte del Puerto del Remolcador (Cordillera Ibérica, Maestrazgo, Castellón) se han encontrado numerosos niveles conteniendo foraminíferos criptobióticos. Se hallan, no sólo formas perforantes en bio- y litoclastos, sino también ejemplares de *Tolypammina vagans* (Brady) habitando dentro de la concha de un lituólido. Estructuras en el interior de cavidades del problemático organismo *Lithocodium aggregatum* Elliott, que han sido interpretadas como foraminíferos criptobióticos, no pertenecen a este grupo, y podrían estar formadas o por otros organismos endolíticos o por el mismo *Lithocodium*. Los niveles con foraminíferos criptobióticos están sedimentados en ambientes de alta energía y de profundidad relativamente mayor (10-20 m), que se sitúan en los cortejos de alto nivel del mar de las secuencias deposicionales.

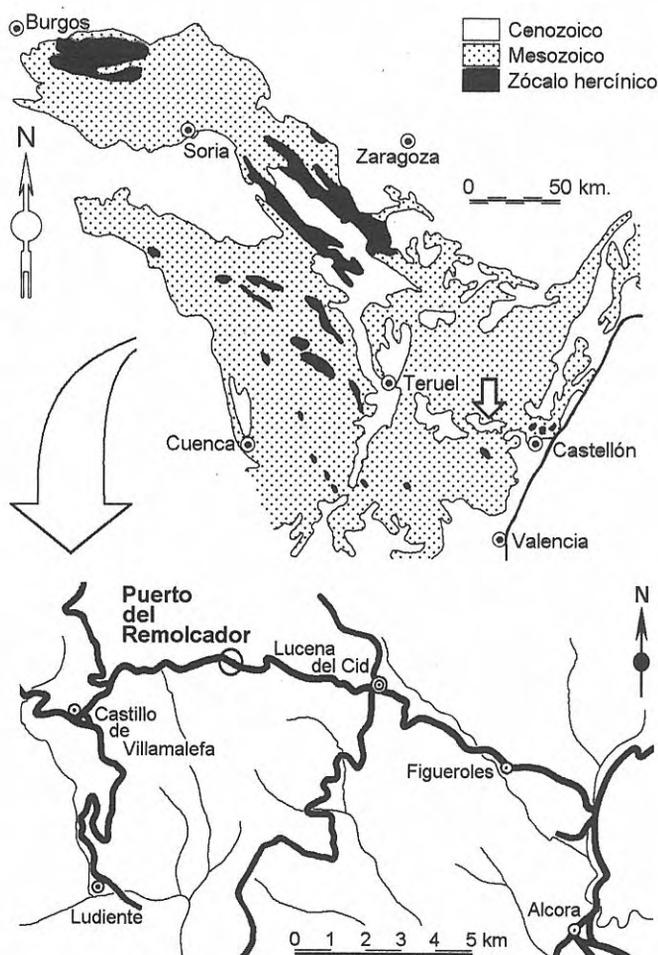
**Palabras clave:** Albiense, Cenomaniense, foraminíferos criptobióticos, España, paleoecología.

## INTRODUCCIÓN

El término de "foraminíferos criptobióticos" ha sido introducido por Matteucci (1978; con referencia al concepto del "cryptobion", creado por Morton y Challis, 1969) para los individuos que viven en microcavidades ("criptas"). Según su modo de vida se puede diferenciar dos tipos:

Un primer tipo de individuos son los que se fijan

durante su estadio embrional en la superficie de los aloquímicos, tanto en los bioclastos como en los litoclastos. Tras perforar una galería relativamente corta, producen una cripta, que aumenta su diámetro proporcionalmente a la evolución ontogenética del foraminífero. Durante toda su vida quedan en esta cripta, en donde pueden reproducirse por esquizogonia (Cherchi y Schroeder, 1994). Estas perforaciones son realizadas por los pseudópodos, mediante una bioerosión química.



**Figura 1.** Situación geológica en la Cordillera Ibérica del afloramiento del Albense-Cenomanense del Puerto del Remolcador, y localización geográfica del mismo.

Un segundo tipo de individuos son los que ocupan huecos ya existentes, como espacios primarios de esqueletos, conchas vacías y microcavidades producidas por otros organismos en los litoclastos y bioclastos.

Esta actividad bioerosiva de los foraminíferos perforantes, en ocasiones puede favorecer considerablemente la destrucción de los substratos calcáreos, por la disolución de una parte de sus carbonatos. Estos procesos producen microkarsts y contribuyen a la formación de partículas sedimentarias.

La razón principal de este modo de vida endolítico es sobre todo la necesidad de protegerse contra las turbulencias del agua en los ambientes muy agitados. En esos ambientes muy energéticos, el microhábitat críptico constituye por eso un nicho ecológico en el que también pueden vivir los foraminíferos de pared relativamente delgada. Además, las criptas representan un refugio contra los ataques de diversos organismos depredadores, que abundan en los ambientes arrecifales y periarrecifales.

Numerosos ejemplos de foraminíferos criptobióticos, actuales y fósiles (Jurásico - Terciario), han sido

recopilados y discutidos por Cherchi *et al.* (1990) y Cherchi y Schroeder (1991; 1992).

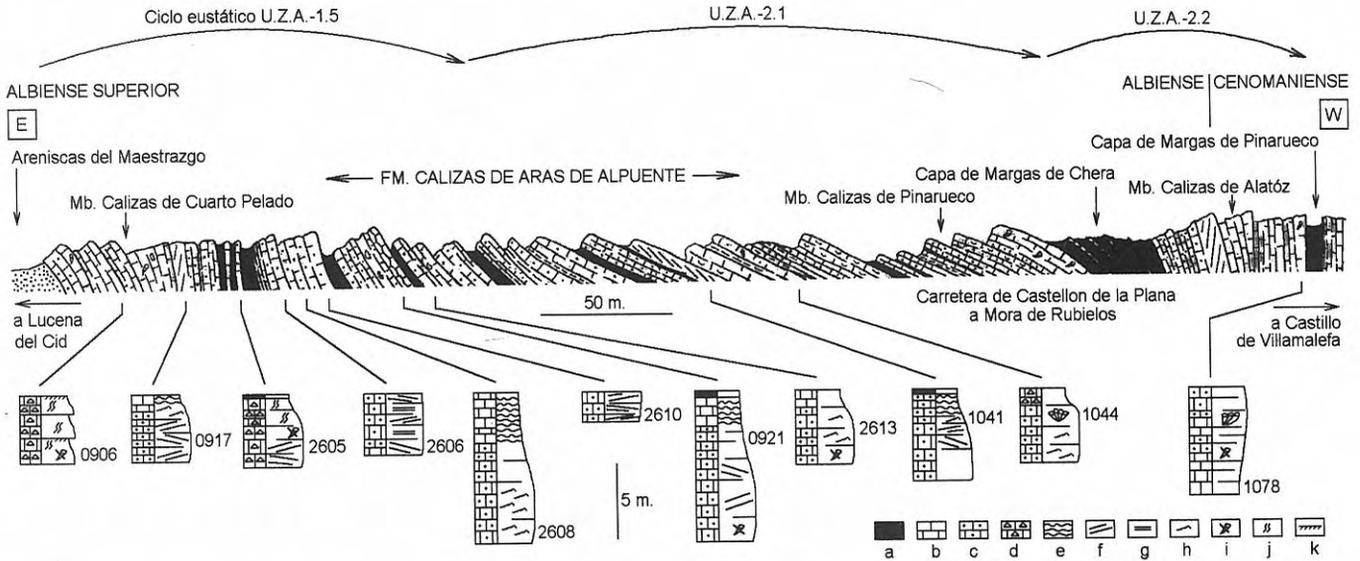
Hasta ahora, los foraminíferos criptobióticos fósiles siempre habían sido descritos en muestras estratigráficamente aisladas. Sin embargo, en el curso de un estudio del Albense superior - Cenomaniense inferior del corte del Puerto del Remolcador (Cordillera Ibérica, Maestrazgo, Castellón de la Plana) (Schroeder *et al.*, 1993) hemos encontrado tales formas en numerosos niveles de una sucesión estratigráfica continua. Ello permite una mejor interpretación de sus ambientes sedimentarios, y la determinación de su posición estratigráfica dentro de las secuencias deposicionales, en el contexto de la estratigrafía secuencial del Albense - Cenomaniense de la Cordillera Ibérica (García *et al.*, 1993). Así, puede precisarse ahora, que junto a una considerable turbulencia, son necesarias una cierta profundidad y una neta marinidad, para la presencia de microformas de vida criptobiótica. En la sucesión sedimentaria del Puerto del Remolcador, estas condiciones concurren dentro los cortejos de alto nivel del mar de las sucesivas transgresiones, en los ápices de sus secuencias deposicionales.

## SITUACIÓN GEOLÓGICA

El Maestrazgo es una de las zonas geológicamente mejor individualizables de la Cordillera Ibérica, ocupando dentro de ésta una posición nororiental (Fig.1). Está caracterizada por: aflorar principalmente materiales cretácicos; alcanzar estos depósitos uno de los mayores espesores de la Cordillera Ibérica, principalmente los del Cretácico Inferior y Medio; y presentar en superficie una estructura tectónica subtabular, compartimentada por estrechas y alargadas bandas de dirección ibérica, en la que los materiales mesozoicos aparecen intensamente plegados y fallados.

El afloramiento del Puerto del Remolcador (al que recientemente se ha rebautizado como Puerto del Revolcador) está situado en las inmediaciones de Lucena del Cid (Castellón de la Plana) (Fig.1), en las proximidades del borde oriental del Maestrazgo. Ha sido primeramente cartografiado por Martín *et al.* (1972), reseñado más tarde por González Lastra (1983), establecida su estratigrafía por García *et al.* (1989), estudiada su fauna de alveolínidos por Calonge (1989) y recientemente se ha descrito detalladamente y estudiado su bioestratigrafía por Schroeder *et al.* (1993). Es una de las sucesiones sedimentarias más interesantes del Albense superior-Cenomaniense superior de la Cordillera Ibérica, pues presenta el mayor espesor de este intervalo, y también la mayor proporción de facies carbonatadas marinas. Por el contrario, tiene los inconvenientes de: estar afectado por algunas pequeñas dislocaciones tectónicas, que aunque son fácilmente reconstruibles, no dejan de ser un factor de incertidumbre; y el que su sucesión estratigráfica tiene una pobre y monótona expresión morfológica.

En el Puerto del Remolcador, el Albense superior - Cenomaniense inferior está formado por calizas detríticas ocreas (packstones y grainstones, bioclasticos y oolíticos) a las que acompañan micritas (wackestones de diversos tipos),



**Figura 2.** Corte estratigráfico del Albiense superior - Cenomaniense inferior (Formación Calizas de Aras de Alpuente, Vilas *et al.*, 1982) en la subida oriental del Puerto del Remolcador (Castellón de la Plana, Comunidad Valenciana), a lo largo de la Carretera comarcal de Castellón de la Plana a la Puebla de Valverde (Teruel), entre las localidades de Lucena del Cid y Castillo de Villamalefa. La columna estratigráfica detallada de este afloramiento está descrita en Schroeder *et al.*, 1994. Sólo para las muestras con foraminíferos criptobiontes, se indica su número de archivo y su situación en las secuencias sedimentarias, y la localización de estas secuencias en la sucesión estratigráfica. Leyenda: a, margas; b, calizas; c, calcarenitas; d, calizas de orbitolinas (“orbitolinitas”); e, calizas nodulosas; f, estratificación oblicua planar; g, laminación paralela de alto régimen; h, ripples; i, fragmentos de rudistas; j, bioturbaciones; k, superficies rubefactadas.

calizas de rudistas o calizas de ostreidos, así como margas ocre y verdes, con ostreidos o bioclastos.

Litoestratigráficamente estos materiales se incluyen en la Formación Calizas de Aras de Alpuente, unidad que fue definida en la Cordillera Ibérica suroccidental por Vilas *et al.* (1982) y que posteriormente fue extendida a toda la Cordillera Ibérica por García *et al.* (1989), respetando como miembros regionales los definidos por Canérot (1982), pero con algunas modificaciones en sus límites. De acuerdo con esto, se asigna la parte inferior de la sucesión sedimentaria allí aflorante, al Miembro Calizas de Cuarto Pelado; la zona intermedia, al Miembro Margas y Calizas de Pinarueco, ambos comprendiendo rocas del Albiense superior (Schroeder *et al.*, 1993); y la parte superior, con una edad Vraconiense - Cenomaniense inferior, al Miembro Margas y Calizas del Puerto de Villarroya.

Un análisis secuencial detallado permite reconocer la presencia de tres secuencias deposicionales de tercer orden, organizadas en parasecuencias y secuencias de 4º y 5º orden, todas ellas formadas por calcarenitas, con un nivel de margas o limolitas en la base, y con las facies más marinas hacia la parte alta de cada secuencia o parasecuencia.

### AMBIENTE SEDIMENTARIO Y CONSIDERACIONES PALEOECOLÓGICAS

Estos depósitos corresponden a una extensa plataforma carbonatada abierta hacia el Tetis. A ella se adosa en su margen occidental, hacia el Macizo Hespérico, una pequeña cuña siliciclástica de depósitos

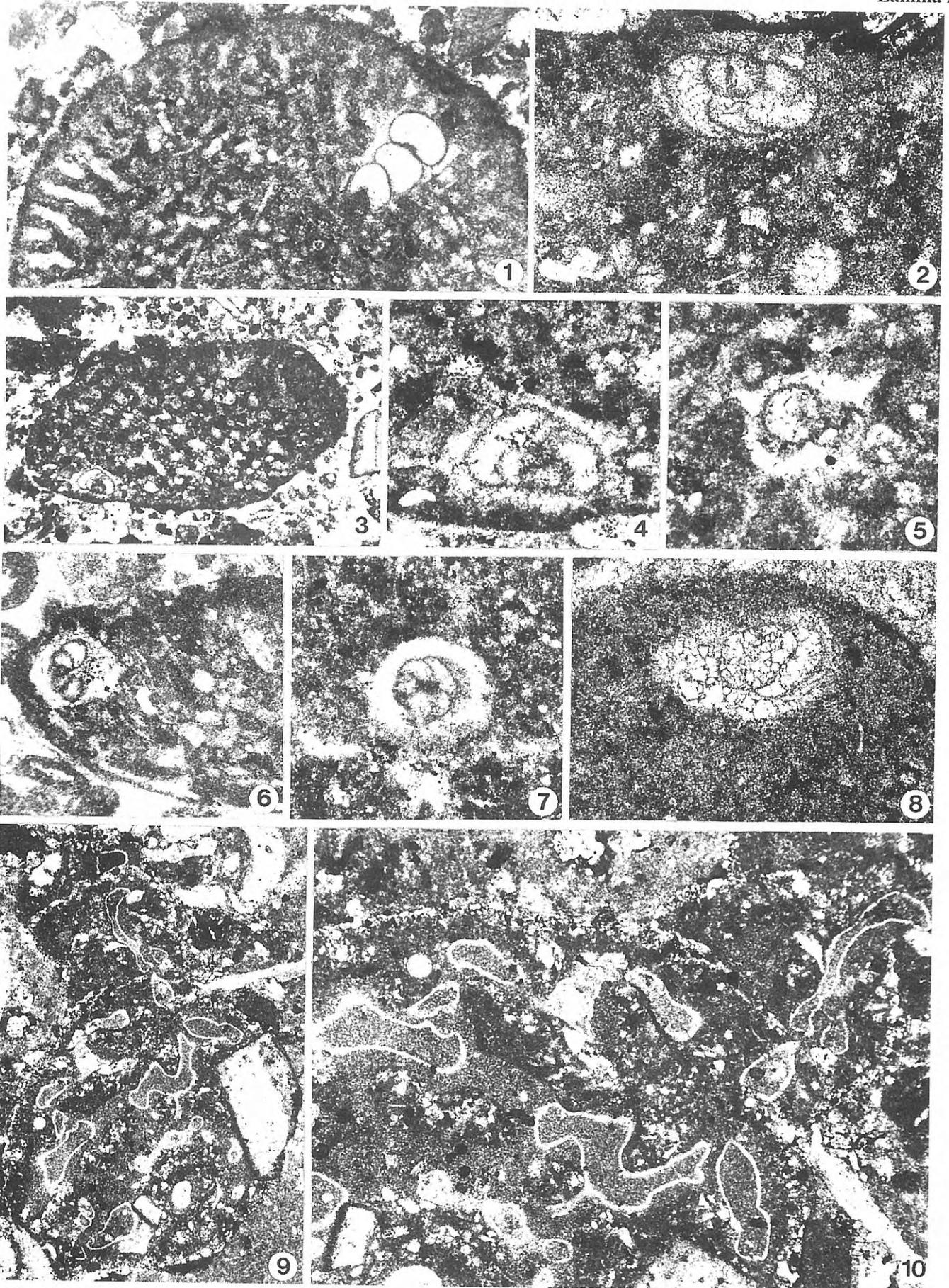
#### Lámina I

Foraminíferos criptobióticos en bio y litoclastos del Albiense superior del Puerto del Remolcador (Cordillera Ibérica, Maestrazgo, Castellón de La Plana).

- 1 *Orbitolina* sp. (sección horizontal conteniendo un foraminífero rectilíneo (muestra 2610, lámina 20167), x60.
- 2-6 Criptas con foraminíferos espirales en el interior de orbitolinas.- 2: Muestra 2605, lámina 20162, x150.- 3: Muestra 2606, lámina 20163, x40.- 4: Detalle de la

Fig. 3, x150.- 5: Cripta con canales radiales (muestra 1044, lámina 21579), x150.- 6: Muestra 0917, lámina 21552, x60.

- 7-8 Criptas con foraminíferos espirales en litoclastos.- 7: Muestra 2608, lámina 20165, x150.- 8: Muestra 2613, lámina 20170, x150.
- 9,10 *Tolypammmina vagans* (Brady 1879) en el interior de las cámaras de un foraminífero lituóldo.- 9: Muestra 0921, lámina 21556, x30.- 10: Detalle de la Fig. 9, x60.



costeros. Se trata de una plataforma somera, con una alta energía, en la que principalmente se desarrollan y acumulan depósitos de barras sublitorales, dando secuencias calcareníticas no muy típicas (Mas y Alonso, 1992). No se conocen en superficie afloramientos del límite externo de la plataforma y por ello no se sabe su tipo de transición a las facies pelágicas de cuenca, aunque cabe suponer que son similares a las que afloran en las Cordilleras Béticas.

Las muestras que contienen los foraminíferos criptobiontes se localizan en grandes barras calcareníticas de 6 a 10 m de espesor y energía decreciente. Su límite inferior es una superficie neta y bastante plana, que trunca los depósitos infrayacentes. Está formada en la base por calcarenitas mal clasificadas, que engloban grandes fragmentos de rudistas. En el centro, estas secuencias están formadas por calcarenitas en bancos con megarriples, y hacia el techo, dejan paso a depósitos más finos con ripples y restos de organismos más someros, como ostreidos. A veces están truncadas por otras secuencias, pero incluso éstas respetan la tendencia general de energía decreciente. El análisis de facies nos muestra que las calcarenitas que contienen los foraminíferos criptobiontes corresponden a las barras que alcanzan un mayor desarrollo, las cuales se depositaron con una mayor lámina de agua y en unas condiciones de alta a muy alta energía.

La posición de las barras de calcarenitas que contienen los foraminíferos criptobiontes dentro de las secuencias deposicionales aporta también una interesante información, ya que se sitúan hacia el centro de la secuencia (Fig. 2), salvo la última, que está situada en la parte superior, entre sus facies marinas más abiertas, e inmediatamente por encima de las superficies transgresivas.

Analizando el conjunto de datos estratigráficos, sedimentológicos y paleogeográficos se observa que los foraminíferos criptobiontes se han reconocido en unas posiciones concretas del registro estratigráfico del Cretácico Medio de la Cordillera Ibérica. En los intervalos de mayor marinidad de la cuenca sedimentaria, esto es, en los ápices de las transgresiones del Albiense superior, Albiense terminal-Vraconiense y Cenomaniense inferior. Sedimentológicamente, en las facies de mayor energía y desarrolladas bajo una mayor lámina de agua. Paleogeográficamente, en las posiciones más internas de la cuenca sedimentaria. Por todo ello, resulta evidente que la concurrencia de unas condiciones de neta marinidad y alta energía es necesaria para el desarrollo de esta peculiar forma de vida nerítica.

## DESCRIPCIÓN DE LOS FORAMINÍFEROS CRIPTOBÍOTICOS

### Foraminíferos perforantes

Las muestras 0917, 2605, 2606, 2608, 2610, 2613, 1041, 1044 y 1078 del corte del Puerto del Remolcador (véase Fig. 2) contienen numerosos foraminíferos que han excavado una cripta en el interior de bioclastos (orbitolinas) (Lám. I, figs. 1-6) y litoclastos (Lám. I, figs. 7,8). Casi todos los

ejemplares están situados inmediatamente debajo de la superficie de estos elementos (Lám. I, figs. 2-4, 6, 8).

Las criptas, de forma irregularmente globular o elipsoidal, cuyo diámetro oscila generalmente entre 0,16 y 0,26 mm (Lám. I, fig. 1: por lo menos 0,35 mm), tienen siempre dimensiones claramente mayores que las de los foraminíferos que viven en su interior. Por este motivo, se puede excluir la posibilidad de que las formas encontradas dentro de las orbitolinas representen ejemplares aglutinados. El espacio entre el foraminífero y la pared de la cripta está generalmente esparitizado, aunque en algunos raros casos puede estar parcialmente rellenado con micrita (Lám. I, fig. 2).

Las paredes de las criptas presentan a veces convexidades que se prolongan en canales dirigidos radialmente (Lám. I, fig. 5). Ya Heron-Allen (1915) había supuesto que tales canales, partiendo también de las criptas ocupadas por el foraminífero actual *Cymbaloporella tabellaeformis* (Brady), podrían servir "for the accomodation of the extruded pseudopodia of the Foraminifer". Matteucci (1980) opina que *C. tabellaeformis* probablemente se alimenta durante su vida endolítica, por medio de pseudópodos, de la flora endobiótica presente en la capa superficial de los clastos carbonáticos. Esta opinión podría, por lo menos, explicar parcialmente el hecho de que las criptas se encuentran en la mayoría de los casos en la zona micritizada por la actividad de talofitas perforantes o inmediatamente debajo de esta zona (Lám. I, figs. 2,4,6). También se puede presumir que una parte de estos canales ha llegado a la superficie del substrato, de lo que se deduce que los foraminíferos eran capaces de alimentarse no sólo de la película orgánica (sobre todo bacterias) que cubría la superficie de los clastos, sino también de capturar partículas alimenticias suspendidas (Matteucci, 1980).

Los foraminíferos encontrados en las criptas de nuestro material pertenecen por lo menos a dos tipos estructurales. La mayoría de los ejemplares (Lám. I, figs. 2-4, 6-8) representa un tipo trocoespiral. Se pueden diferenciar formas juveniles dentro de criptas relativamente pequeñas y globulares (Lám. I, fig. 7), y formas adultas en el interior de criptas grandes y aplanadas (Lám. I, figs. 2,4,8). El segundo tipo podría ser una forma uniserial y casi rectilínea (Lám. I, fig. 1). Nuestro material no es suficiente para la determinación de ambos tipos.

### *Tolypammina vagans* EN EL INTERIOR DE UN LITUÓLIDO

#### *Tolypammina vagans* (Brady, 1879) (Lám. I, figs. 9, 10)

- \*1879 *Hyperammina vagans* Brady, 33, Lám. 3, Fig. 5.
- 1944 *Tolypammina vagans* (Brady); Frenzen, 327-328, Lám. 18, Fig. 1-5.
- 1960a *Tolypammina* sp.; Seibold y Seibold, 304, Fig. 8.
- 1960b *Tolypammina* sp.; Seibold y Seibold, 323-324, Lám. 7, Fig. 8; Lám. 8, Fig. 16.
- 1968 *Tolypammina vagans* (Brady); Oesterle, 712-714, Fig. 11.
- 1973 *Tolypammina vagans* (Brady); Kazmierczak, Lám. 19-24.

- 1983 *Tolypammina vagans* (Brady); Gaillard, 213-214, Fig. 99; Lám. 19, Fig. 5, 7, 8.  
 1991 *Tolypammina vagans* (Brady); Schmalzriedt, 90-91, Lám. 2, Fig. 5; Lám. 3, Fig. 1-13.  
 1994 *Tolypammina vagans* (Brady); Munk, 355, Lám. 2, Fig. 1-15.

En un gran foraminífero lituólido, probablemente estreptoespinal con estadio final uniserial y rectilíneo (muestra 0921, lám. delgada 21556), y cuyas cámaras están bien marcadas por granos de cuarzo aglutinados, aparecen en su interior numerosos foraminíferos criptobióticos de forma bastante irregular (Lám. I, fig. 9).

Estos foraminíferos se presentan en lámina delgada como secciones irregularmente tubulares y curvas u ovaladas (0,06-0,12 mm de diámetro y hasta 0,52 mm de largo) mostrando a veces pequeñas papilas (Lám. I, fig. 10). La pared relativamente fina (0,015-0,02 mm de espesor) y de color blanco está compuesta de granos minúsculos de cuarzo. Los individuos singulares no solo se limitan a una única cámara del lituólido, sino que pueden extenderse a través de una abertura a la cámara colindante (Lám. I, fig. 9: parte rectilínea; fig. 10, mitad inferior: parte espiral).

Las secciones descritas coinciden perfectamente con las que Gaillard (1983, Lám. 19, figs. 5, 7, 8) ha figurado de las capas de Birmensdorf (Oxfordiense del Jura meridional, Francia) y atribuido a *Tolypammina vagans* Brady, 1879.

La concha de *T. vagans* está compuesta por un prolóculo globular u ovalado al que sigue una cámara tubular e irregularmente torcida. La pared bastante delgada consiste en una capa de granos finos de cuarzo.

No sólo una importante variabilidad natural determina la forma de las tolypamminas, sino también ciertas condiciones ecológicas del entorno inmediato. Desde hace tiempo es conocido que las tolypamminas jurásicas se fijaban parcial o completamente, no sólo sobre la superficie de esponjas (p. ej. en sus costras algales; Gaillard, 1983), sino también en el interior y sobre todo dentro del sistema de canales de los lithístidos (Feifel, 1930; Frentzen, 1944). El mismo modo de vida se puede demostrar en otros foraminíferos aglutinantes del Jurásico Superior: Wagenplast (1972) y Schmalzriedt (1991) han señalado thuramminas, tolypamminas y *Placopsilina cenomana* d'Orbigny, del Oxfordiense - Kimeridgiense de Alemania meridional, mostrando en su superficie impresiones del esqueleto de hexactinélidos. Todavía no está completamente aclarado si estos foraminíferos colonizaban exclusivamente esponjas parcial o completamente muertas (Schmalzriedt, 1991) o si podrían también habitar como comensales de individuos vivos, utilizando en este último caso los nutrientes aportados por la circulación de agua dentro de los canales (Feifel, 1930; Wagenplast, 1972; Kazmierczak, 1973). Sea como fuere, los foraminíferos que pasaban su vida como organismos criptobióticos en las esponjas, se adaptaban en gran parte a la morfología de los canales y del esqueleto, produciendo a veces conchas bastante irregulares.

También las tolypamminas del Puerto del Remolcador se amoldan claramente a la morfología interior de las cámaras del lituólido (Lám. I, fig. 10). Esta observación y las dimensiones considerables de las conchas indican que los

individuos no han sido transportados en estado adulto por medio de corrientes en el interior del lituólido, sino que han entrado durante su fase juvenil en la concha vacía del macroforaminífero, donde estuvieron protegidos para el resto de su vida.

## ESTRUCTURAS PROBLEMÁTICAS EN EL INTERIOR DE

### *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT

(Lám. II, figs. 1-4)

Una lámina delgada (nº 21541) de la muestra 0906 contiene un magnífico ejemplar del organismo problemático *Lithocodium aggregatum* Elliott, 1956. Este ejemplar de 1,7 cm de anchura (la parte más típica está representada en la Lám. II, fig. 1) se presenta como una costra micrítica muy irregular, que esta atravesada de cavidades de diferente forma, tamaño y dirección.

Estructuralmente se puede subdividir esta costra en dos zonas:

1.- Una zona interna, caracterizada por cavidades de aspecto tubular (en sección perpendicular a la superficie de la costra), relativamente anchas (0,15-0,3 mm de diámetro) y laberínticas (Lám. II, fig. 4: parte superior), que pueden ensancharse formando en este último caso cavernas irregulares (Lám. II, fig. 1: parte izquierda; Lám. II, fig. 2: parte inferior; Lám. II, fig. 3). Estas cavidades contienen frecuentemente estructuras de pared relativamente delgada y de contorno redondeado.

2.- Una zona externa, formada por una capa de tubos muy delgados (0,05 mm de diámetro) y dirigidos perpendicularmente a la superficie de la costra (Lám. II, fig. 2: margen izquierdo; Lám. II, fig. 4: margen derecho de la costra). La parte distal de estos tubos puede bifurcarse varias veces en tubitos cortos y más delgados, situados directamente debajo de la superficie de la costra, mientras que la parte proximal desemboca en las cavidades de la zona interna (Lám. II, fig. 4: margen superior de la costra).

Las costras de *Lithocodium aggregatum* están fijadas sobre substratos diversos (restos de fósiles y litoclastos). La base de la mayor parte de nuestro ejemplar es la zona externa de una costra anteriormente formada (Lám. II, fig. 1: banda negra situada en la base de la parte izquierda), mientras que otra parte (Lám. II, fig. 1: sector derecho) está fijada sobre un tallo algal (*Polystrata alba* Pfender?; véase también Lám. II, fig. 4).

La posición sistemática de *Lithocodium* es todavía muy discutida. Elliott (1956) y la mayoría de los autores posteriores atribuyen el género a las algas (Udoteaceae o Codiaceae, según los autores). Las cavidades anchas de la zona interna corresponderían en este caso a los filamentos medulares, mientras que los tubos de la zona externa podrían ser comparados con los filamentos corticales. Sin embargo, otros autores (Maurin *et al.*, 1985; Camoin y Maurin, 1988) opinan que las costras han sido formadas por cianobacterias; mientras que Banner *et al.* (1990) han contradicho esta teoría.

De un interés especial en relación con nuestro tema

son las estructuras redondeadas ya mencionadas en el interior de las cavidades de la zona interna de *L. aggregatum*.

Endo (1961, Lám. 5, fig. 3; Lám. 15, fig.2), que ha encontrado por primera vez estas estructuras en el interior de *Lithocodium japonicum* (un sinónimo de *L. aggregatum*, según Banner *et al.*, 1990), las interpretó como esporangios del alga. Posteriormente, varios autores han figurado estructuras similares, pero sin comentarlas: Ramalho (1971, Lám. 28, fig. 4) en el "Kimmeridgien moyen - Portlandien" de los alrededores de Lisboa; Misik (1979, Lám. 2, fig.1) en el interior de *Lithocodium morikawai* Endo, 1961 (sinónimo de *L. aggregatum*, según Banner *et al.*, 1990) del Urganiano de los Cárpatos occidentales; Steiger y Wurm (1980, Lám. 29, fig. 1) en el Jurásico Superior del Salzkammergut, Austria. Las estructuras reproductoras de las udoteáceas recientes están situadas tanto en el interior como fuera del talo (Hillis-Colinvaux, 1984); estas últimas no tienen muchas posibilidades de llegar a ser fosilizadas. "Estructuras reproductoras" encontradas por varios autores dentro de udoteáceas fósiles, no muestran ninguna característica citológica que pudiera sustentar tal interpretación (Mu, 1991).

Leinfelder *et al.* (1993) presentaron una explicación muy diferente de estas estructuras. Ellos han encontrado en el interior de *Lithocodium aggregatum* proveniente del Jurásico Superior de Portugal, numerosos ejemplares de un foraminífero uniseriado, rectilíneo o curvo, con apertura singular y en posición central (Lám. 42, fig. 4), que determinan como *Bulloporella* aff. *laevis* (Sollas), atribuyendo a la misma especie también secciones que se corresponden con nuestras estructuras de contorno redondeado. Además, suponen que durante su estado juvenil, estos foraminíferos han empezado a perforar galerías, tanto en la superficie de bioclastos como en el substrato directo de *Lithocodium*. El conjunto de las cámaras formadas en esta primera fase ontogenética se adapta perfectamente a los contornos de las galerías. Por el contrario, las cámaras del estado tardontogenético se forman fuera de las galerías, sobre la superficie del substrato o en las cavernas de *Lithocodium* y presentan por eso una forma muy irregular. Finalmente, estos autores piensan que "*Bulloporella*" puede también desarrollarse dentro de las cavernas de *Lithocodium* sin perforar en su estado juvenil.

Nuestras observaciones coinciden solamente en parte con las conclusiones de Leinfelder *et al.* (1993):

1.- Las secciones longitudinales atribuidas por estos autores a "*Bulloporella* aff. *laevis*" (Lám. 42, figs. 4, 7) pertenecen en realidad a *Troglotella incrustans*, un foraminífero descrito por Wernli y Fookes (1992) en un complejo arrecifal del Kimmeridgiense de Francia.

2.- *T. incrustans* nunca ha perforado su substrato, sino que coloniza cavidades tubulares ya existentes (p. ej. perforaciones producidas por otros organismos). El foraminífero está situado en la cavidad, siempre con la pared apertural dirigida hacia el exterior y con el ápice hacia el interior; por eso no es capaz de profundizar el tubo por actividad perforante.

3.- No hay ninguna indicación de que *T. incrustans* pueda desarrollarse completamente en las cavidades de *Lithocodium* (Leinfelder *et al.*, 1993, fig. 7B: 2'-3'). La imagen que pudiera sugerir dicha interpretación (Leinfelder *et al.* 1993, Lám. 42, fig.4) muestra un ejemplar que durante su primera fase ontogenética ha colonizado una cavidad tubular de *Lithocodium*, formando cámaras muy regulares. Las cámaras subsiguientes del mismo individuo han sido formadas en una cavidad colindante muy irregular, adaptándose morfológicamente al hueco.

4.- Las secciones con contorno redondeado, figuradas por Leinfelder *et al.* (1993, Lám. 42, fig.2), que se corresponden con las estructuras encontradas dentro de las cavidades de nuestro ejemplar de *Lithocodium* (Lám. II), no pertenecen ni a "*Bulloporella*" ni a *Troglotella*, y merecen por eso un examen más detallado. Estas estructuras presentan un contorno circular (Lám. II, fig. 2: cuadrante superior derecho), oval (Lám. II, fig. 3), irregularmente redondeado (Lám. II, fig. 4: cuadrante superior derecho), en forma de clavo (Lám. II, fig. 2: parte superior) o de pipa (Lám. II, fig. 4: cuadrante inferior izquierdo). Ellas se encuentran aisladas (Lám. II, fig. 4: centro), agrupadas en cadenas (Lám. II, fig. 4) o pueden formar un mosaico muy irregular (Lám. II, fig. 2: parte inferior); existiendo transiciones entre estos dos últimos tipos. Frecuentemente se adaptan con perfección a los contornos de las cavidades y por eso no cabe duda que han sido formados cuando las cavidades ya existían. Sobre todo el aspecto en forma de mosaico de algunos conjuntos, pero también la falta de aberturas excluye en nuestra opinión una interpretación como foraminíferos criptobióticos.

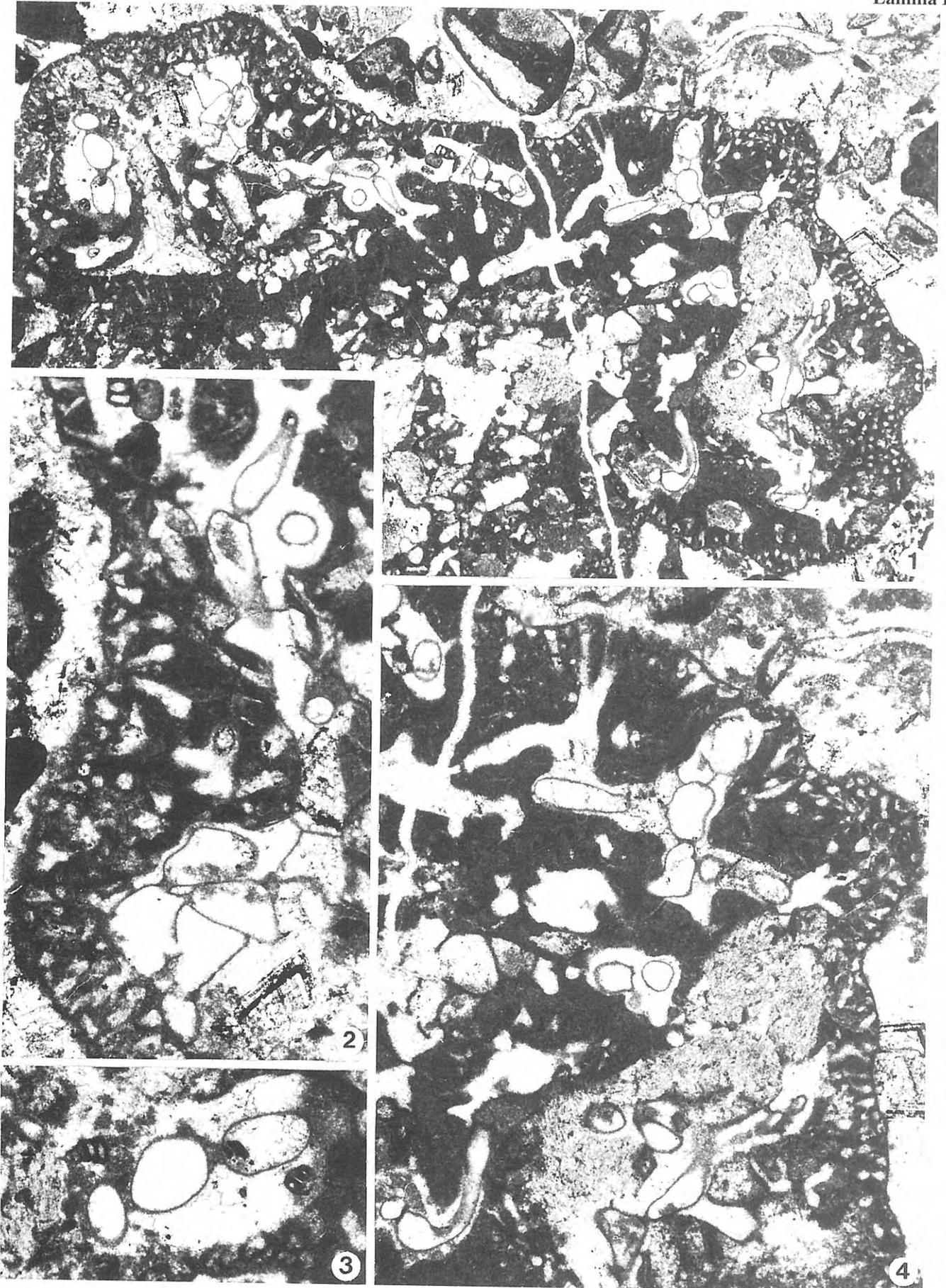
No queremos excluir la posibilidad de que las estructuras pudieran haberse formado por otros organismos que hubieran ocupado las cavidades, pero hay que tomar también en consideración que estos elementos estructurales pudieran pertenecer al propio *Lithocodium*. A este respecto, remitimos a las formaciones morfológicamente muy parecidas, que Gusic ha encontrado (1977, Lám. 2, fig.2; Lám. 3-5) en el interior de las cámaras del foraminífero *Biokovina gradacensis* Gusic, del Liásico medio de Croacia meridional, presentándose en lámina delgada como elipses parcialmente aisladas, vesículas o paredes formando a veces una red muy irregular. Gusic supone que estas

## Lámina II

1-4 *Lithocodium aggregatum* Elliott, 1956. Albiense superior del Puerto del Remolcador (Cordillera Ibérica, Maestrazgo, Castellón). Muestra 0906, lámina 21541.-

1: Vista de conjunto, x21,5.- 2: Detalle (parte izquierda de la Fig. 1) mostrando en la mitad inferior estructuras en forma de mosaico, x54.- 3: Detalle (margen izquierda de la Fig. 1), x54.- 4: Detalle (parte derecha de la Fig. 1), x54.

Lámina II



“diaphragm-like structures” son comparables a las “phrenotecae” conocidas de varios grupos de los fusulínidos. Podría imaginarse que tales diafragmas han cerrado sectores abandonados por el protoplasma. Estructuras morfológicamente comparables y con la misma función son los dispimientos en el esqueleto de los Archaeocyatha y Rugosa y las vesículas de algunas esponjas calcáreas (Sphinctozoa). Algunas estructuras en el interior de *Lithocodium* figuradas por Segonzac y Marin (1973, Lám. 11, fig. 8) coinciden perfectamente con los dispimientos de dichos grupos.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido parcialmente subvencionado por la Acción Integrada HA93-015 entre la Universidad de Frankfurt am Main (Alemania) y la Universidad de Alcalá de Henares (España) y por el Proyecto PB93.0191 de la D.G.I.C.Y.T (Instituto de Geología Económica, CSIC-UCM).

## BIBLIOGRAFÍA

- Banner, F.T., Finch, M. and Simmons, M.D. 1990. On *Lithocodium* Elliott (Calcareous algae); its paleobiological and stratigraphical significance. *Journal of Micropaleontology*, **9** (1), 21-36.
- Brady, H.B. 1879. Notes on some of the Reticularian Rhizopoda of the “Challenger” Expedition. Part 1. On new or little known arenaceous types. *Quarterly Journal of Microscopical Science*, n. ser., **19**, 20-63.
- Calonge, A. 1989. *Bioestratigrafía del Cenomanense de la Cordillera Ibérica por foraminíferos bentónicos*. Tesis Doctoral. Editorial de la Universidad Complutense de Madrid, 558 pág.
- Camoin, G. et Maurin, A.-F. 1988. Rôles des microorganismes (bactéries, cyanobactéries) dans la genèse des “Mud-Mounds”. Exemples du Turonien des Jebels Biréno et Mrhila (Tunisie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, ser.II, **307**, 401-407.
- Canérot, J. 1982. Ibérica Central-Maestrazgo. In: *El Cretácico de España* (Ed. Universidad Complutense), 273-344.
- Cherchi, A. et Schroeder, R. 1991. Perforations branchues dues a des Foraminifères cryptobiotiques dans des coquilles actuelles et fossiles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, ser. II, 111-115.
- Cherchi, A. und Schroeder, R. 1992. Ein besonderes Fossil. *Paläontologische Zeitschrift*, **66** (1-2), 9-10.
- Cherchi, A. and Schroeder, R. 1994. Schizogony of an Early Barremian cryptobiotic miliolid. *Bolletino della Società paleontologica italiana*, spec. vol., **2** (Studies on Ecology and Paleontology of Benthic Communities), 61-65.
- Cherchi, A., Kuss, J. e Schroeder, R. 1990. Foraminiferi criptobionti in gusci di *Orbitolina* e in bio- e litoclasti dell 'Albiano di Gebel Maghara (Penisola del Sinai, Egitto). In: *Atti del Quarto Simposio di Ecologia e Paleoeologia delle Comunità Bentoniche*, Sorrento 1-5, 11, 1988. (Ed. E. Robba). Museo Regionale di Scienze Naturali, Torino, 151-174.
- Elliot, G.F. 1956. Further records of fossil calcareous algae from the Middle East. *Micropaleontology*, **2** (4), 327-334.
- Endo, R. 1961. Calcareous algae from the Jurassic Torinosu Limestone of Japan. *Scientific Reports of the Saitama University*, ser.B (Endo Commemorative Volume), 53-75.
- Feifel, K. 1930. Über Foraminiferen der Schwammkalke des schwäbische weißen Jura. *Paläontologische Zeitschrift*, **12**, 42-47.
- Frentzen, K. 1944. Die agglutinierenden Foraminiferen der Birmensdorfer Schichten (*Transversarius*-Zone in Schwammfazies) des Gebietes um Blumberg in Baden. *Paläontologische Zeitschrift*, **23** (3-4), 317-342.
- Gaillard, G. 1983. Les biohermes à spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura méridional. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, **90**, 1-515.
- García, A., Segura, M., Calonge, A. y Carenas, B. 1989. Unidades estratigráficas para la organización de la sucesión sedimentaria de la plataforma Albiense-Cenomaniense de la Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **2** (3-4), 303-333.
- García, A., Segura, M., García-Hidalgo, J. and Carenas, B. 1993. Mixed Siliciclastic and Carbonate Platform of Albian-Cenomanian Age from the Iberian Basin, Spain. *American Association of Petroleum Geologists, Memoirs*, **56**, (Cretaceous Carbonate Platforms) 255-269.
- González-Lastra, J. 1983. El Cretácico superior de la hoja 1/200.000 nº 48 Vinaróz. Informe inédito. I.G.M.E.
- Gusic, I. 1977. A new foraminiferal family, Biokoviniidae, from the Jurassic of the Dinarids and its phylogenetic relationships. *Palaeontologia jugoslavica*, **18**, 1-31.
- Heron-Allen, E. 1915. Contributions to the study of the bionomics and reproductive processes of the foraminifera. *Philosophical Transactions of the royal Society of London* (B), **206**, 227-279.
- Hillis-Colinvaux, L. 1984. Systematics of the Siphonales. In: *Systematics of the Green Algae* (Eds. D.E.G. Irvine and D.M.John). Academic Press, New York, 271-296.
- Kazmierczak, J. 1973. *Tolypammina vagans* (Foraminiferida) as inhabitant of the Oxfordian siliceous sponges. *Acta palaeontologica polonica*, **18** (1), 95-115.
- Leinfelder, R.R., Nose, M., Schmid, D.U. and Werner, W. 1993. Microbial Crusts of the Late Jurassic: Composition, Palaeoecological Significance and Importance in Reef Construction. *Facies*, **29**, 195-230.
- Martín, M., Canerot, J. y Obis, A. 1972. Hoja 615 Alcora. *Mapa geológico de España 1/50.000*. (Ed. Instituto geológico y minero de España).
- Mas, J.R. y Alonso, A. 1992. La sedimentación carbonatada en mares someros. In: *Sedimentología* (Ed. A. Arche), **2**, 11- 87, C.S.I.C.
- Matteucci, R. 1978. Foraminiferi epibionti e criptobionti in gusci di Nummulitidi dell'Eocene medio del Gargano (Puglia). *Geologica romana*, **17**, 389-410.

- Matteucci, R. 1980. Oservazioni sul foraminifero endolitico *Cymbaloporella tabellaeformis* (Brady) nell'atollo di Malé (North Malé), Isole Maledive. *Geologica romana*, **19**, 267-274.
- Maurin, A.-F., Bernet-Rollande, M.C., Monty, C.L.V. and Nazhat, S. 1985. The microbial nature of Bacinellid textures - sedimentological bearings. *9th European regional meeting of sedimentology, Lérida*, 285-287.
- Misik, M. 1979. Jurassic and Cretaceous algae (Dasycladales excepted) from the West Carpathians. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, **3** (2), 705-712.
- Morton, J. E. and Challis, D. A. 1969. The biomorphology of Solomon Islands shores with a discussion of zoning patterns and ecological terminology. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London (B)*, **255**, 459-516.
- Mu, X. 1991. Fossil Udoteaceae and Gymnocodiaceae. In: *Calcareous Algae and Stromatolites* (Ed. R. Riding). Springer-Verlag, Berlin 146-166.
- Munk, C. 1994. Agglutinierte Foraminiferen aus Schwammkalkriffen des Oxfordium und Kimmeridgium der Nördlichen Frankenalb (Bayern). *Abhandlungen der österreichischen geologischen Bundes-Anstalt*, **50** (Libro homenaje Erik Flügel), 353-358.
- Oesterle, H. 1968. Foraminiferen der Typlokalität der Birnenstorfer-Schichten, unterer Malm (Teilrevision der Arbeiten von J. Kübler & H. Zwingli 1866-1870 und von R. Haeusler 1881-1893). *Eclogae geologicae Helvetiae*, **61** (2), 695-792.
- Ramalho, M.M. 1971. Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne (Portugal). *Serviços geológicos de Portugal, Memórias*, **19**, 1-212.
- Schmalzriedt, A. 1991. Die Mikrofauna in Schwämmen, Schwammriff- und "Normal"-Fazies des unteren und mittleren Malm (Oxfordium und Kimmeridgium, Ober-Jura) der westlichen und mittleren Schwäbischen Alb (Württemberg). *Tübinger Mikropaläontologische Mitteilungen*, **10**, 1-120.
- Schroeder, R., García, A., Cherchi, A. y Segura, M. 1993. El Albense-Cenomanense del Pto. del Remolcador (Cordillera Ibérica, Maestrat, Castelló): secuencias deposicionales y biozonación con grandes foraminíferos. *Geogaceta*, **14**, 69-72.
- Segonzac, G. et Marin, P. 1973. *Lithocodium aggregatum* Elliot et *Bacinella irregularis* Radoicic de l'Aptien de Teruel (Espagne); deux stades de croissance d'un seul et même organisme incertae sedis. *Bulletin de la Société géologique de France* (7), **14** (1972), 331-335.
- Seibold, E. and Seibold, I. 1960a. Foraminifera in sponge bioherms and bedded limestones of the Malm, south Germany. *Micropaleontology*, **6** (3), 301-306.
- Seibold, E. und Seibold, I. 1960b. Foraminiferen der Bank- und Schwammfazies im unteren Malm Süddeutschlands. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **109** (3), 309-438.
- Steiger, T. und Wurm, D. 1980. Faziesmuster oberjurassischer Plattform-Karbonate (Plassen-Kalke, Nördliche Kalkalpen, Steirisches Salzkammergut, Österreich). *Facies*, **2**, 241-284.
- Vilas, L., Mas, J.R., García, A., Arias, C., Alonso, A., Meléndez, N. y Rincón, R. 1982. Ibérica suroccidental. In: *El Cretácico de España*. (Ed. Universidad Complutense), 457-514.
- Wagenplast, P. 1972. Ökologische Untersuchung der Fauna aus Bank- und Schwammfazies des Weissen Jura der Schwäbischen Alb. *Arbeiten aus dem Institut für Geologie und Paläontologie an der Universität Stuttgart, Neue Folge*, **67**, 1-99.
- Wernli, R. et Fookes, E. 1992. *Troglotella incrustans* n.gen., n.sp., un étrange et nouveau foraminifère calcicavicole du complexe récifal kimmeridgien de Saint-Germain-de-Joux (Ain, France). *Bolletino della Società paleontologica italiana*, **31** (1), 95-103.

*Manuscrito recibido:* 8 de febrero, 1995

*Manuscrito aceptado:* 25 de abril, 1995