

Distribución y ordenación de *Microcodium* en la Formación Tremp: anticlinal de Campllong (Pirineos Orientales, provincia de Barcelona)

ARRIBAS, M^a. E¹, ESTRADA, R², OBRADOR, A² y RAMPONE, G³

¹Dpto. Petrología y Geoquímica e Instituto de Geología Económica. Facultad de Geología. Universidad Complutense. 28040 - Madrid.

²Dpto. de Geología. Área de Estratigrafía. U.A.B., Bellaterra. 08193 - Barcelona.

³Virgen de Montserrat 180. 08041 - Barcelona.

Resumen: La abundancia excepcional de *Microcodium* en los sedimentos continentales de la Formación Tremp en el anticlinal de Campllong (Llinás de Berga, Provincia de Barcelona) es un rasgo característico en este tipo de sedimentos, igual que ocurre en otros puntos de los Pirineos. Diferentes facies litológicas (limos, calizas, areniscas y conglomerados) ricas en *Microcodium* se asocian en tres secuencias sedimentológicas de: a) somerización lacustre b) paleosuelos calcimorfos y c) relleno de canales fluviales. Los *Microcodiums* desarrollados *in situ* aparecen como individuos (colonias) dispersos y como agregados. Los agregados pueden ser masivos, rellenar cavidades ramificadas y formar a techo de capas entramados muy tupidos a modo de tapices. Los prismas disgregados y los fragmentos de individuos de *Microcodium* se presentan como componentes retrabajados y en ocasiones rellenan cavidades producidas por anélidos. El porcentaje de *Microcodium* en cada facies y a lo largo de cada secuencia varía considerablemente (5-100%). La abundancia excepcional de *Microcodium* sugiere una importante exposición subaérea en la zona más distal de un abanico aluvial, donde tendría lugar el desarrollo de una cubierta vegetal, responsable de un posible proceso de calcificación de raíces.

Palabras clave: *Microcodium*, paleosuelos, *Girvanella*, Formación Tremp, Garumniense

Abstract: The exceptional abundance of *Microcodium* in the continental sediments of the Tremp Formation along the Campllong anticline (Llinás de Berga, Provincia de Barcelona) is a characteristic feature of these deposits, the same as in others localities of the Pyrenees. The Tremp Formation materials of this area show different lithological facies (silts, limestones, sandstones and conglomerates) rich in *Microcodium* which can be associated in three sedimentological sequences: a) lacustrine somerization, b) palaeosol and c) fluvial channel. The petrological study of these sediments shows a great number of prismatic calcite structures of *Microcodium* both *in situ* or reworked. Likewise, *Microcodium* occur with great variety: disperse, massive, filling root structures or at the top of some levels like a mat. The percentage of *Microcodium* in each sequence and within each interval can vary considerably (5-100%), generally increasing towards the top. The exceptional abundance of *Microcodium* suggest major subaerial exposure in the most distal part of a flood-plain, where calcitic rhizcretions formed beneath a cover vegetation.

Key words: *Microcodium*, palaeosols, *Girvanella*, Tremp Formation, Garumnian

Arribas, M.E., Rampone, G., Estrada, R. y Obrador, A. (1996): Distribución y ordenación de *Microcodium* en la Formación Tremp: Anticlinal de Campllong (Pirineos Catalanes, Provincia de Barcelona). *Rev. Soc. Geol. España*, 9 (1-2): 9-18.

El término *Microcodium* fue utilizado por Glück (1912) para describir un tipo de cristales de calcita que consideraba de origen orgánico y que atribuyó a la calcitización de un tipo de alga Codiácea. Esta hipótesis fue rebatida por Jodot (1935) y Moret (1952) al proponer un origen inorgánico. Años más tarde se siguió atribuyendo este tipo de estructuras a algas calcitizadas (Johnson, 1961; Wray, 1977; Mamet y Roux, 1982). Lucas y Montenat (1967), Bodegart (1974) y Bodegart *et al.*, (1975) interpretan el *Microcodium* como el producto de mineralización bioinducida por bacterias filamento-

sas. Klappa (1978) encuentra argumentos a favor de un origen orgánico para la formación de *Microcodium* a partir de la calcificación de micorrizas y desecha definitivamente un origen puramente inorgánico. Jaillard (1991) observa estructuras calcíticas muy parecidas al *Microcodium* que relaciona con procesos de calcitización de las raíces de determinadas especies de plantas mediterráneas. Posteriormente, Calvet *et al.* (1991) interpretan el *Microcodium* como un producto edáfico, resultado de la calcitización de parte de los tejidos vegetales de las raíces de ciertas plantas típicas de la vegeta-

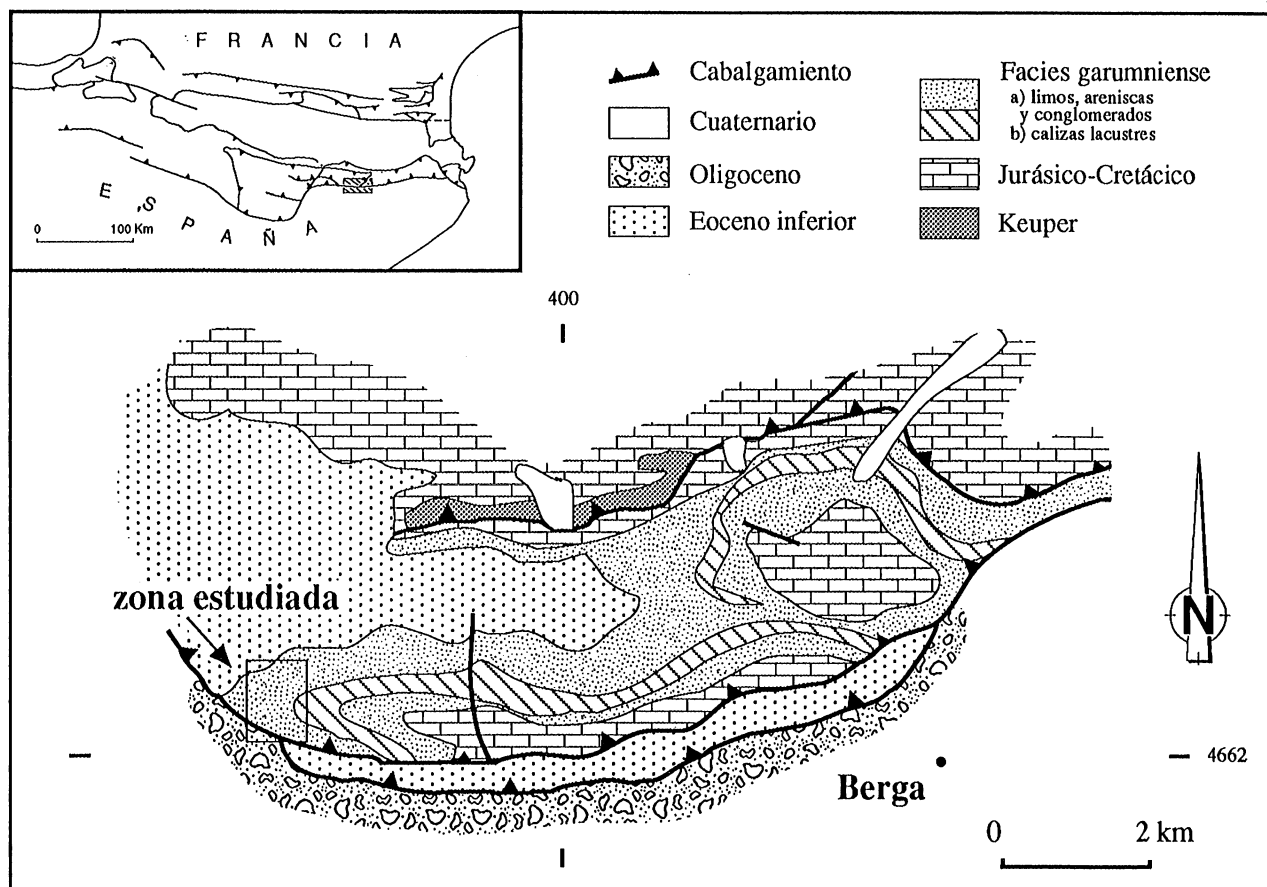


Figura 1.- Contexto geológico del Manto inferior del Pedraforca y ubicación de la zona de estudio.

ción tipo garriga, siendo por lo tanto un buen marcador paleogeográfico y paleoclimático. Según estos autores cada individuo de *Microcodium* correspondería a una raíz y cada cristal de calcita (prisma) a una célula del tejido vegetal.

Además de todos estos trabajos, dentro de los cuales se discute el posible origen del *Microcodium*, han sido varios los autores que han relacionado la presencia de *Microcodium* con distintos ambientes de sedimentación continental (Freeman *et al.*, 1982; Freydet y Plaziat, 1982; Llompert y Krauss, 1982; Nickel, 1982; Rampone *et al.*, 1987; Rossi, 1993 y Rossi, en prensa; Álvarez-Sierra *et al.*, 1994). En algunos casos se puso de manifiesto la relación lateral de los ambientes de desarrollo de *Microcodium* con ambientes de mayor salinidad como mangroves (Nassichuk *et al.*, 1986) y marismas (Rossi, 1993; Álvarez-Sierra *et al.*, 1994).

Rampone *et al.*, (1987) establecen un modelo de distribución y organización del *Microcodium* en sedimentos continentales de la Formación Tresp en el área de Llinás de Berga (provincia de Barcelona), donde queda patente la relación entre *Microcodium* y huellas de raíces. Dichos autores diferenciaron entre *Microcodium in situ* (desarrollo y crecimiento de individuos sobre el sedimento y a favor de éste) y *Microcodium* retransportado (prismas disgregados de los individuos o colonias y transportados dentro de la cuenca como un componente intracuenal más).

Los sedimentos continentales correspondientes a la Formación Tresp en el área de Llinás de Berga, constituyen un buen ejemplo para el estudio de *Microcodium*, debido al desarrollo excepcional que presentan. El objetivo principal de este trabajo es llegar a un mejor conocimiento de estas estructuras, para así poder esclarecer su posible origen. Con esta finalidad se ha realizado un análisis de facies y secuencial, para poder así entender la distribución ambiental de estas estructuras. Además se han analizado la morfología y textura de los individuos de *Microcodium*, así como la abundancia de los mismos en cada facies para poder establecer secuencias de aparición, posición espacial dentro del sedimento, relación de facies, distribución ambiental, *etc.* Por otra parte se han aplicado técnicas de microscopía óptica para el estudio morfológico y textural del *Microcodium*, así como para el estudio de las microfacies, y microscopía electrónica de barrido para un mejor reconocimiento de la microestructura interna, tanto de los individuos como de los prismas.

Contexto geológico

Los materiales estudiados pertenecen a la Formación Tresp (Mey *et al.*, 1968) conocida en la literatura como facies Garumniense y datada como Cretácico superior - Paleoceno. Dichos materiales forman parte del flanco norte y terminación periclinal occidental del anticlinal de Campllong (Llinás de Berga, provincia de Barcelona).

Este pliegue, de dirección NE-SW y de vergencia al SE, se localiza en el extremo meridional del manto del Pedraforca, que corresponde a una de las diversas unidades de corrimiento, desplazadas hacia el S, existentes en la vertiente meridional del Pirineo oriental. La edad de emplazamiento de este manto es Luteciense inferior-medio, con una edad absoluta de aproximadamente 51 Ma (Martínez *et al.*, 1988). Estos mismos autores subdividen el manto del Pedraforca en dos unidades distintas que han sido denominadas como manto superior y manto inferior. El manto inferior del Pedraforca está constituido por materiales del Keuper, Jurásico, Cretácico superior y Eoceno inferior (Fig. 1). La serie litológica del Cretácico superior-Eoceno inferior, está formada en su parte basal por conglomerados cuarcíticos (Formación de Adraén) seguidos por calizas y calizas margosas de edad Campaniense-Maestrichtiense (Formación de Bona) y lutitas, areniscas y calizas (Formación Tremp). Los materiales más modernos aflorantes son las calizas con Alveolinas de edad Ilerdiense (Formación del Cadí). En los bordes S

y SE del manto aflora una serie conglomerática de edad Eoceno inferior de carácter sintectónico que fosiliza el frente del Manto del Pedraforca (Garrido Megías, 1972, y Martínez y Vergés, 1994).

Estratigrafía

En la zona prepirenaica, la sucesión estratigráfica de la Formación Tremp está representada por materiales fluviolacustres de edad Maastrichtiense-Paleoceno. La potencia es muy variable dependiendo de la localización de los afloramientos (250 m - 800 m). Dentro de esta sucesión se han diferenciado tres tramos fundamentales, de los que el inferior y superior son de carácter marcadamente detrítico y el intermedio carbonático. Los materiales que afloran en la terminación periclinal del anticlinal de Campllong pertenecen al tramo superior de la Formación Tremp. La potencia máxima visible de esta sucesión litológica en el área de Llinás de Berga es de 200 m aproximadamente y está constituida por limos, areniscas

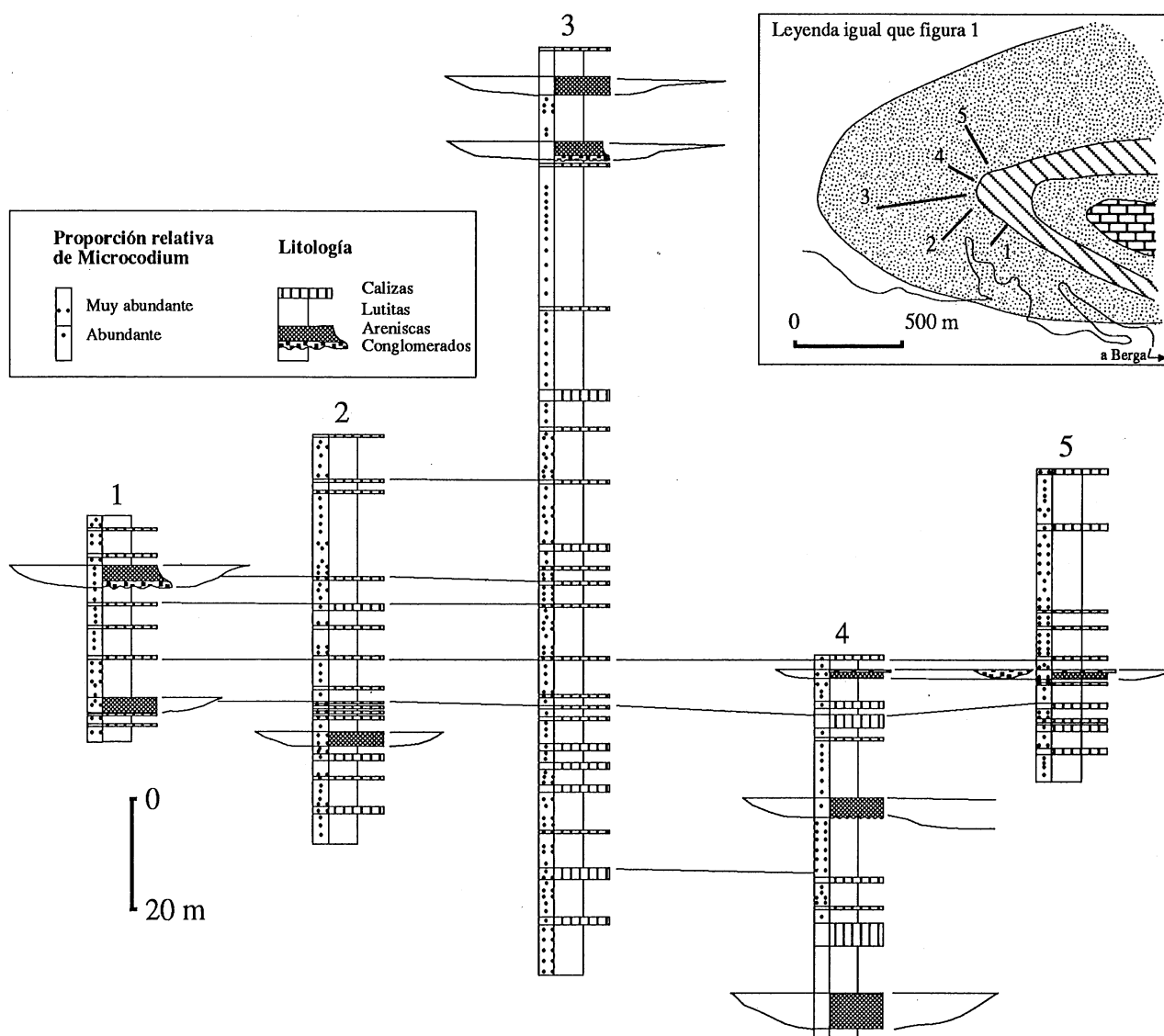


Figura 2.- Localización de las secciones estratigráficas y panel de correlación de las mismas, en el que se puede visualizar la abundancia relativa de *Microcodium*.

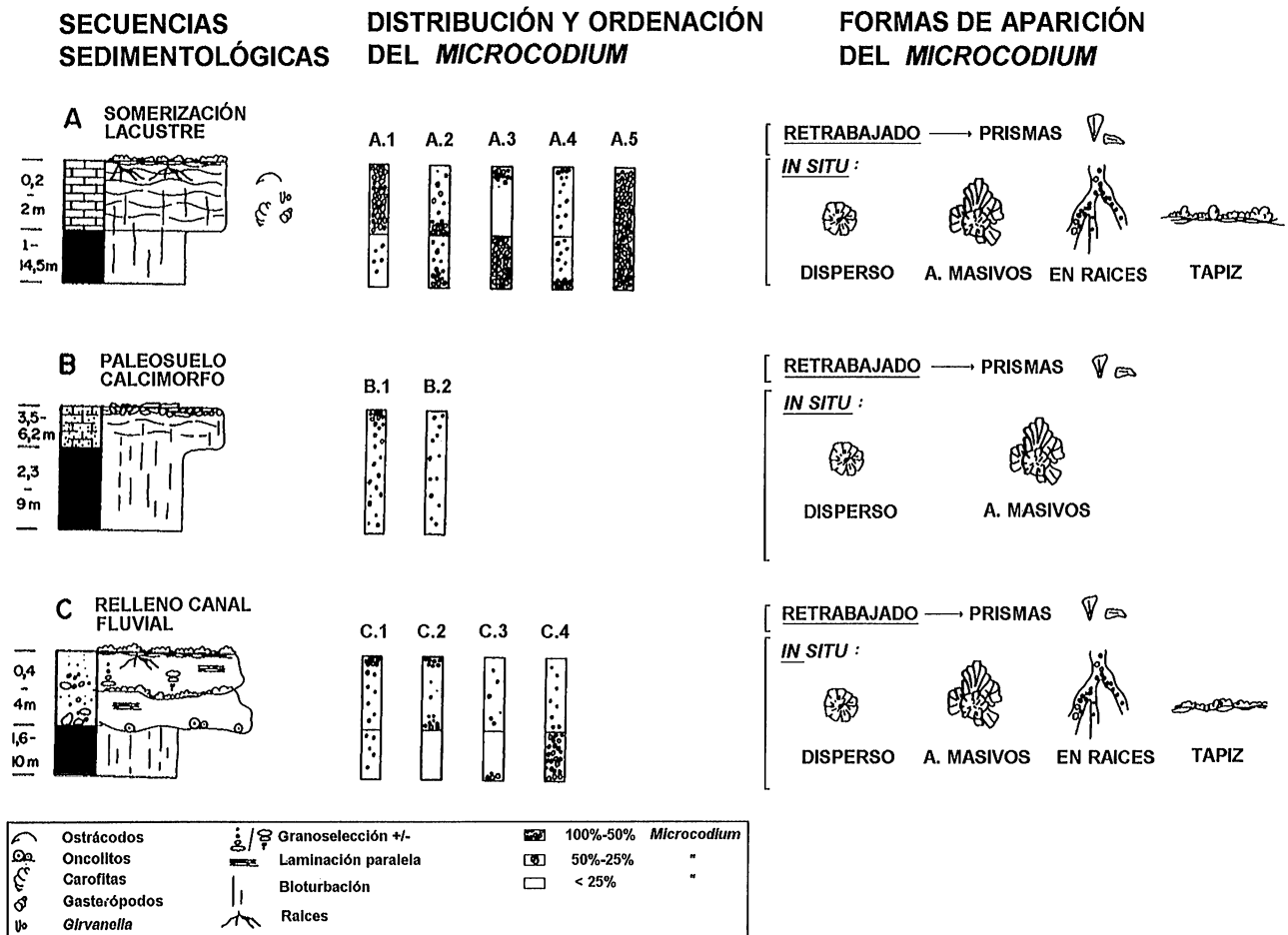


Figura 3.- Distribución y ordenación de *Microcodium* en las principales secuencias sedimentológicas. A1-A5, B1-B2 y C1-C4 son secuencias de distribución de *Microcodium* en las respectivas secuencias sedimentológicas, donde queda reflejado el % de *Microcodium* en cada litología.

y conglomerados (interpretados como sedimentos fluviales) que intercalan con carbonatos lacustres-palustres. Estos materiales han sido caracterizados a partir del estudio de cinco columnas estratigráficas (Fig. 2) y presentan estructuras de tipo *Microcodium* en proporciones muy elevadas.

Los limos de color rojizo dominan en todas las series estudiadas. Por lo general se presentan muy bioturbados y se asocian a calizas masivas y/o nodulosas de poca potencia pero marcada extensión lateral. Esta continuidad lateral ha permitido la correlación física entre las diferentes secciones realizadas (Fig. 2). Son frecuentes las intercalaciones lenticulares de areniscas y conglomerados que presentan base erosiva y, por lo general, grano-clasificación positiva. Frecuentemente incluyen oncoides y estructuras estromatolíticas en la base.

Secuencias sedimentológicas y *Microcodium*

Las diferentes facies litológicas observadas (limos, margas, calizas, areniscas y conglomerados) se asocian en tres secuencias básicas de ordenación litológica y que corresponden a las siguientes secuencias sedimentológicas: A) somerización lacustre B) paleosuelos calcimorfos y C) relleno de canales fluviales (Fig. 3).

Secuencia A: somerización lacustre

Los limos presentan estructuras de bioturbación animal (*burrows*) muy desarrolladas y diversos colores de hidromorfismo (naranjas, rosas y grises). El tránsito con el nivel superior, calizas masivas/calizas nodulares, es neto. Las calizas presentan nodulización y estructuras de bioturbación animal y vegetal. Las calizas presentan tres tipos de microfacies: *mudstones* con *Girvanella*, calcarenitas con prismas de *Microcodium* y *mudstones* con Caráceas. En las microfacies de *mudstones* con *Girvanella*, los componentes fundamentales son filamentos de cianobacterias con microestructura muy semejante al género *Girvanella* descrito por Danielli (1981). Además se han reconocido restos de moluscos, calcificaciones de tallos vegetales y Ostrácodos. Los filamentos son pequeños tubos micríticos de longitud comprendida entre 100 μ y 0,5 mm, y secciones transversales de 30 μ . Morfologías muy parecidas han sido atribuidas por Colin y Vachard (1977) a *Girvanella palustris*. Monty y Hardie (1976) describen fangos micríticos con *Girvanella*, en ambientes de marismas asociados lateralmente a una llanura de marea. Rossi (1993) y Álvarez-Sierra *et al.* (1994) han descrito estas mismas microfacies en sedimentos de edad Cretácico superior-Paleógeno en diversos puntos de los Pirineos, asi-

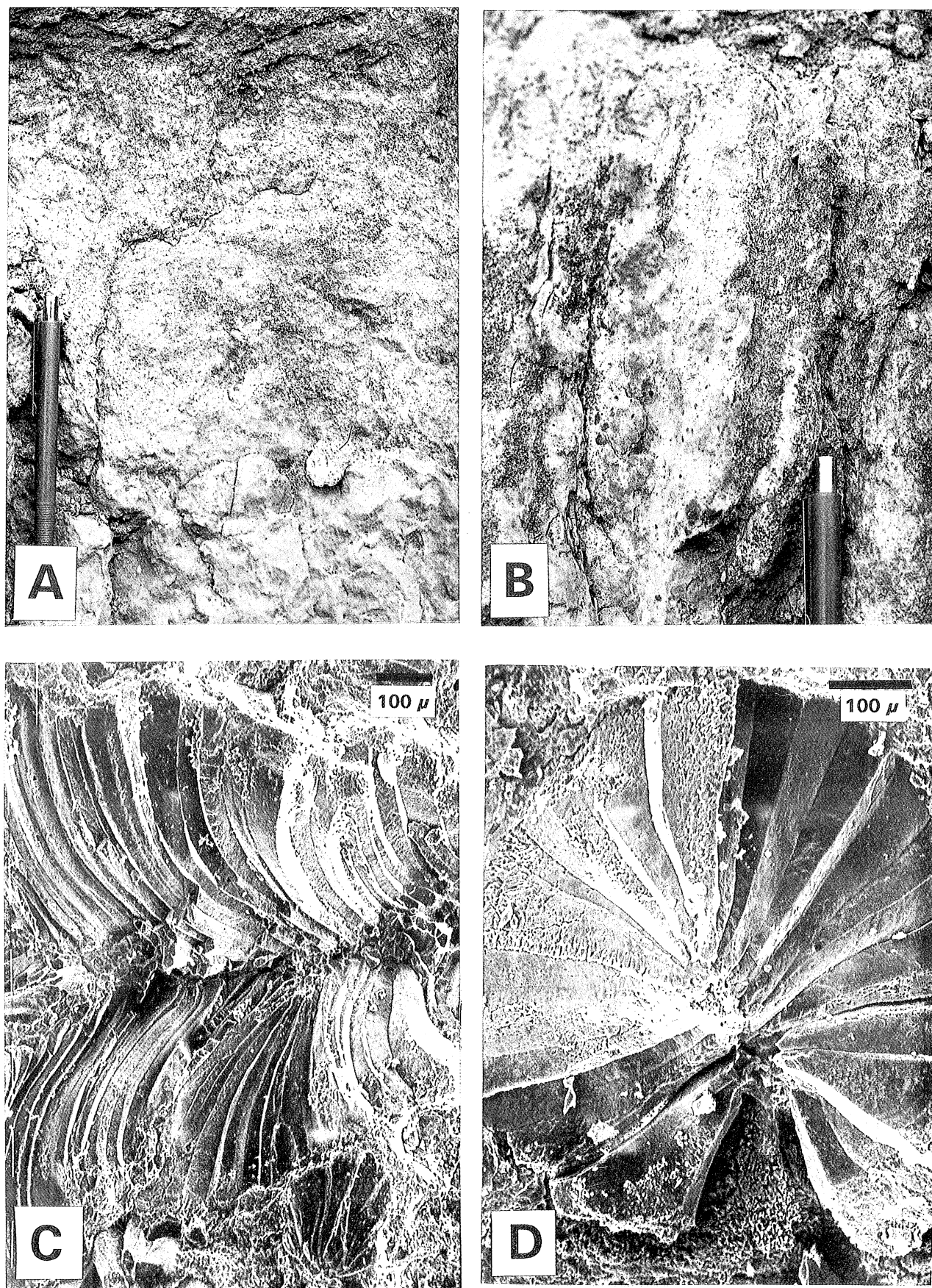


Figura 4.- Secuencia de somerización lacustre. A = Tapiz de *Microcodium* a techo de calizas nodulosas y rellenando estructuras de bioturbación; B = *Microcodium* rellenando estructuras de bioturbación animal (*burrows*) y vegetal (raíces); C = Sección longitudinal de un individuo de *Microcodium* con morfología *corn-cob* de prismas inclinados; D = Sección transversal de un individuo de *Microcodium* con morfología en roseta.

mismo asociados a depósitos de llanura de marea. Esta microfacies se caracteriza por la ausencia de *Microcodium* y forma los niveles inferiores del término calcáreo.

Las calcarenitas con prismas de *Microcodium* corresponden a un tipo de microfacies lacustre, donde los prismas se presentan constituyendo hasta un 50% del total de la roca y proceden de la disgregación de individuos o colonias. Los prismas aparecen dispersos como un componente intracuencial retrabajado. Otros componentes presentes son intraclastos y granos extracuenciales siliciclásticos como: cuarzos mono y policristalinos, feldespatos y fragmentos de roca metamórfica. Estas facies clásicas se localizan en la base del término y corresponde a un tipo de sedimento lacustre no afectado por el crecimiento de *Microcodium* *in situ*.

Las microfacies de *mudstones con Caráceas* también presentan restos de Ostrácodos, moluscos, filamentos algales, tallos vegetales calcitizados e intraclastos. El cemento se encuentra ocupando cavidades de diferente morfología (halos, venas y microvenas), semejantes a las descritas por Esteban (1974) en caliches fósiles y por otros autores en carbonatos palustres (Freytet y Plaziat, 1982; Arribas, 1986; Arribas *et al.*, 1988). El proceso de cementación aparece junto a una marcada nodulización, que se traduce en la presencia de texturas grumelares y *clotted* (Arribas, 1986; Alonso *et al.*, 1992), muy frecuentes en sedimentos palustres afectados por procesos de bioturbación vegetal. En estas microfacies el *Microcodium* aparece tanto *in situ* como retrabajado.

Las calizas se interpretan como formadas en lagos de agua dulce, tal y como revelan los restos límnicos encontrados. Los lagos se desarrollarían sobre una llanura de inundación (limos), surcada por escasos canales. Las microfacies de carácter más lacustre, *mudstones con Girvanella* y calcarenitas con prismas de *Microcodium*, aparecen en la base del término superior y no se encuentran afectadas por exposición subaérea. En este caso, el *Microcodium* o bien no aparece o aparece en forma de prismas retrabajados, reflejando períodos erosivos en las áreas palustres y entradas de material detrítico en las áreas lacustres más profundas. La presencia, a techo de la secuencia, de estructuras debidas a procesos de exposición subaérea (pedogénesis) como: bioturbación vegetal (raíces), desarrollo de *Microcodium in situ*, nodulización, etc., reflejan una somerización gradual de los sistemas lacustres. Por otra parte, sobre los limos de la llanura de inundación, de naturaleza calcárea, se desarrollaría igualmente el *Microcodium*, así como otros procesos edáficos como: nodulización, bioturbación animal y vegetal, marmorización, etc.

Microcodium: Se presenta, tanto en los limos bioturbados como en las calizas (Fig. 3). En ocasiones la proporción de *Microcodium* parece aumentar a techo de la secuencia (Fig. 3, A.1). Otras veces su distribución dentro de cada facies es independiente (Fig. 3, A.2, A.3 y A.4). El *Microcodium* puede llegar a reemplazar por completo al total de la secuencia (Fig. 3, A.5). El estudio petrográfico del *Microcodium* permite diferenciar dos tipos: *Microcodium in situ* y retrabajado.

El *Microcodium in situ* se diferencia por la estructura intacta de los individuos, así como por los límites netos de los prismas de calcita y la ausencia de señales de erosión. Presenta varias formas de aparición (Fig. 3) dentro del sedimento (limos y/o calizas): individuos dispersos, agregados masivos, ocupando cavidades verticales interpretadas como estructuras de bioturbación vegetal, donde el *Microcodium* parece crecer en sentido descendente y siguiendo huellas de raíces, y a modo de tapices a techo de la secuencia (Fig. 4, A y B). En este último caso, los individuos de *Microcodium* se disponen según un crecimiento horizontal y con una alta densidad de individuos a techo de las calizas nodulosas, de manera semejante a los "estromatolitos de raíces" de Calvet y Juliá (1983) y a las calcretas laminares biogénicas descritas por Wright *et al.*, (1988). Asimismo, Montenat y Échallier (1977) y Laurain y Meyer (1979) describen un importante desarrollo de *Microcodium* en facies de calcretas biogénicas. Estos individuos presentan morfologías *corn-cob*, rosetas y lamelar (Fig. 4, C y D), y cuando crecen en agregados (colonias) en forma de tapices pueden presentar morfología globular. Cuando el *Microcodium in situ* aparece de forma masiva reemplazando por completo al primitivo sedimento calcáreo, los contactos entre las colonias son suturados, debido posiblemente a la competencia por el espacio entre las colonias durante su desarrollo.

El *Microcodium* retrabajado aparece en los dos términos de la secuencia. Son prismas sueltos de calcita, o bien dispersos en la matriz o bien rellenando cavidades originadas por bioturbación animal (*burrows*). Los prismas aparecen fragmentados y en ocasiones con límites erosionados.

Secuencia B: Paleosuelos calcimorfos

El tránsito entre los dos términos que constituyen la secuencia, limos bioturbados y calizas nodulosas, es gradual. Toda la secuencia está fuertemente bioturbada. Los limos presentan *burrows* cilíndricos no ramificados y rellenos por prismas y fragmentos de individuos de *Microcodium*, de longitud media 10 cm y diámetro comprendido entre 1 cm y 2 cm (Fig. 5, A). Los *burrows* presentan una estructura lamelar en menisco, tal y como describen Freytet y Plaziat (1982) para *burrows* de tipo estriotúbulos, muy comunes en paleosuelos hidromorfos y sedimentos lacustres. Rossi (en prensa) relaciona estos tipos de trazas fósiles en ambiente continental con la actividad de varios organismos invertebrados como: anélidos (acuáticos y terrestres), escarabajos y larvas de insectos. Además de la bioturbación animal tan desarrollada, los limos presentan una estructuración prismática vertical debida a la penetración de raíces en el sedimento y colores de hidromorfismo.

Las calizas nodulosas están constituidas fundamentalmente por prismas dispersos de *Microcodium* que se presentan en alta proporción de (60-90%). El resto de los componentes son granos extracuenciales siliciclásticos (cuarzo monocristalino y chert). La matriz es micrítica y

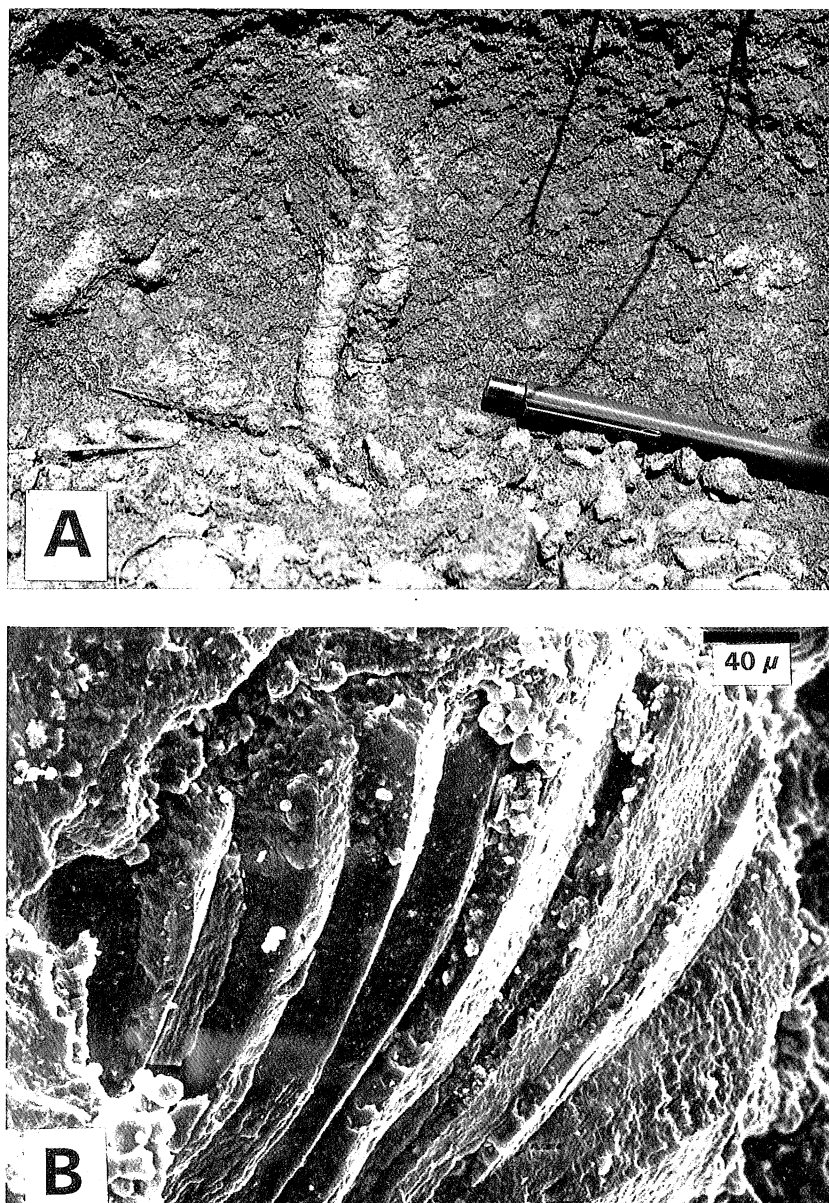


Figura 5.- Secuencia de paleosuelos calcimorfos. A = Limos bioturbados. *Burrows* cilíndricos con rellenos en menisco de prismas disgregados de *Microcodium*. B = Detalle de los límites erosionados de un fragmento de individuo de *Microcodium*.

arcillosa, lo que junto a los óxidos de hierro da una coloración amarillenta heterogénea. Además las calizas presentan una nodulización acusada y huellas de raíces.

La secuencia se interpreta como el resultado de la formación de suelos calcimorfos sobre limos en la llanura de inundación. El tránsito entre los términos es gradual, indicando una carbonatación progresiva hacia techo de la secuencia, donde además es patente una marcada nodulización, así como huellas de raíces.

Microcodium: Se presenta de manera dispersa a lo largo de la secuencia y se concentra a techo del término superior (Fig. 3, B.1 y B.2). La mayor parte del *Microcodium* se encuentra, tanto en los limos como en las calizas, en prismas sueltos o en fragmentos de individuos dispersos en la matriz (Fig. 5, B). No obstante se han observado individuos de *Microcodium in situ* de morfologías *corn-cob*, tanto dispersos como en agregados masivos, y con una mayor concentración a techo de la secuencia. Esto nos hace pensar en la posibilidad de que existan varias generaciones de *Microcodium* superpuestas, de mo-

do que las sucesivas generaciones rompen y modifican la estructura anterior originada por un *Microcodium* previo. Sobre una primera generación de *Microcodium* podría crecer una segunda generación, removilizando por completo el substrato calcáreo. Además, la actividad de determinados anélidos puede llegar a contribuir a la disgregación en prismas de un substrato calcáreo rico en *Microcodium*, y por otra parte producir rellenos con una ordenación de los granos de *Microcodium* en menisco (Rossi, en prensa). En este caso *Microcodium in situ* y *Microcodium* re TRABAJADO coexisten en el mismo sedimento.

Secuencia C: relleno de canal

Esta secuencia está formada por dos términos, uno inferior de limos muy bioturbados y otro superior de conglomerados calcáreos y/o areniscas (Fig. 3). El contacto entre ambos se realiza mediante una superficie erosiva. La bioturbación que afecta a los limos presenta las

mismas características que las descritas en las secuencias anteriores. El término superior puede estar constituido por uno o más canales amalgamados (Fig. 6, A). Cada canal presenta granoclasificación positiva y, en algunos casos es posible observar estratificación cruzada en surco de mediana escala y/o laminación paralela. También es frecuente la presencia de oncoides pudiendo presentar gran diversidad de tamaños y formas. Algunos tienen formas esféricas pudiendo alcanzar hasta 30 cm de diámetro, mientras que otros son cilíndricos y de tamaño

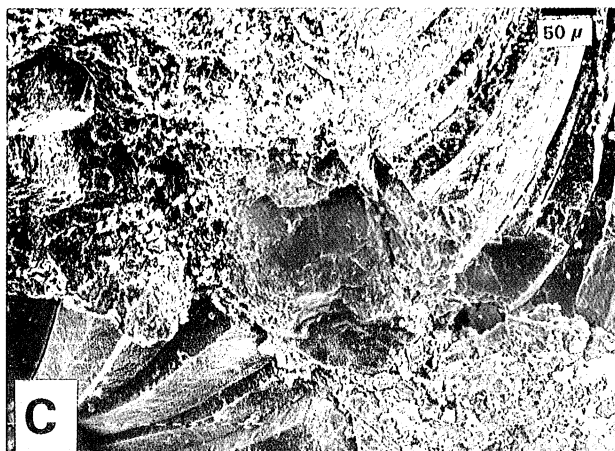


Figura 6.- Secuencia de relleno de canales fluviales. A = Canales amalgamados con desarrollo de un paleosuelo a techo. B = Vista en planta del paleosuelo. Individuos de *Microcodium* creciendo a modo de tapices. C = Detalle de fragmentos de individuos de *Microcodium* con bordes erosionados entre matriz micrítica e intraclastos.

mucho menor. Asimismo han sido observadas estructuras estromatolíticas de considerables dimensiones en la parte basal del relleno del canal. Las areniscas y conglomerados están constituidos por diferentes granos extra-cuencuales, tanto siliciclásticos (cuarzo monocristalino, chert..) como carbonatados (*packstones* de Miliólidos), e intracuencuales (prismas de *Microcodium*, *mudstones* con restos de organismos límnicos, fragmentos de paleosuelos calcimorfos con prismas de *Microcodium*, bioclastos..) cementados por esparita. De todos estos componentes, cabe destacar la abundancia en prismas y fragmentos de colonias de *Microcodium*. A techo de la secuencia se pueden desarrollar paleosuelos calcimorfos con una marcada estructuración prismática vertical y desarrollo de agregados de *Microcodium* globular a modo de tapices. La secuencia es interpretada como producto de la migración de canales fluviales sobre una llanura de inundación lutítica.

Microcodium: Se presenta tanto retrabajado como *in situ*. En este último caso, los individuos se asocian en agregados globulares que crecen a modo de tapices muy tupidos a techo de la secuencia y en relación al nivel de paleosuelo (Fig. 6, B), pudiendo ser el reemplazamiento del substrato calcáreo total (100%). También dentro del término detrítico (arenisca), el *Microcodium* puede aparecer *in situ* a modo de individuos dispersos o como agregados de individuos de aspecto masivo. En ambos casos, los individuos van corroyendo los clastos de naturaleza calcárea (Fig. 6, C), e introduciéndose por cavidades ramificadas, lo que marca una estrecha relación con huellas de raíces. En estas facies es muy frecuente el *Microcodium* retrabajado, como un componente intracuencal más.

Modelo sedimentológico y distribución de *Microcodium*

La interpretación sedimentológica de los materiales estudiados coincide con la ya propuesta por Freeman *et al.* (1982) de un ambiente de sedimentación fluvial continental (Fig. 7). Nuevos datos sedimentológicos, como la presencia de cianobacterias de tipo *Girvanella*, en los depósitos carbonatados lacustres, parecen indicar un cierto carácter salobre y una posible relación lateral con ambientes de transición (Monty y Hardie, 1976; Nassichuk, *et al.*, 1986; Rossi, 1993 y Rossi, en prensa; Álvarez-Sierra *et al.*, 1994). La escasa presencia de canales de grandes dimensiones y bien desarrollados, la mayor frecuencia en los canales de rellenos arenosos y la gran abundancia de lutitas, indicarían zonas más distales de un abanico aluvial (Friend, 1978). Estas corresponderían a amplias llanuras de inundación lutíticas de baja pendiente y surcadas por escasos y esporádicos ríos de poca profundidad (Fig. 7). El desbordamiento de los ríos, en momentos de crecida, produciría la sedimentación sobre la llanura de inundación, a modo de mantos de arena (*sheets*) o limos. El abandono de estos canales, probablemente por avulsión, provocaría el relleno inmediato por arenas, dando lugar a la sucesión de facies que caracteriza la secuencia C. En las zonas intercanales más depri-

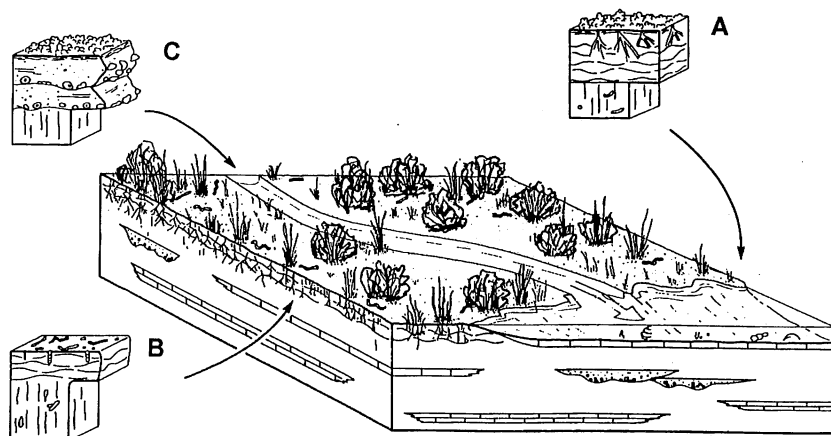


Figura 7.- Esquema de la interpretación paleoambiental propuesta para el área de estudio.

midas, tendría lugar un importante estancamiento de agua dulce. En función de la magnitud del estancamiento de agua, se podrían desarrollar desde pequeñas charcas palustres, hasta lagos carbonatados poco profundos con una cierta variación de facies. La sucesión de facies en estos subambientes lacustres queda recogida en la secuencia A. En determinadas zonas de la llanura de inundación, y debido a una prolongada exposición subaérea, tendría lugar la formación de suelos calcimorfos, tal y como queda reflejado en la secuencia B. En las zonas deprimidas, en donde los cursos de agua no eran importantes, tanto la ausencia de facies canalizadas de una cierta entidad como la composición esencialmente carbonatada de los materiales, sugieren frecuentes fluctuaciones del nivel freático ligadas a cambios estacionales. Las zonas encharcadas productoras de carbonato, una vez expuestas fueron tapizadas por una importante cubierta vegetal, responsable de la formación de estructuras de tipo *Microcodium*.

Conclusiones

Los sedimentos continentales de la Formación Tremp en el anticlinal de Campllong (Llinás de Berga, Provincia de Barcelona) se interpretan como formados en las áreas más distales de un abanico aluvial.

La presencia de *Girvanella* en algunos sedimentos carbonatados lacustres parece indicar una variación en la salinidad de las áreas lacustres y una posible relación lateral con ambientes de transición.

En todos los sedimentos fluvio-lacustres (barro carbonatado lacustre, arenas fluviales, limos bioturbados) aquí descritos, el *Microcodium* se presenta en cantidades espectaculares con una distribución y ordenación particular en cada tipo de secuencia (Fig. 3). A partir de todos los datos obtenidos del estudio detallado del *Microcodium*, tanto dentro de cada facies como a lo largo de cada secuencia, podemos inferir una relación estrecha con huellas de raíces, tal y como proponen diversos autores (Klappa, 1978; Calvet *et al.* 1991). Los rasgos más característicos que apoyan esta hipótesis son los siguientes:

1) La posición de los individuos de *Microcodium*, creciendo *in situ* sobre el sedimento y a favor de cavida-

des ramificadas descendentes, de igual manera que las huellas de raíces encontradas en muchos suelos calcimorfos (Freytet y Plaziat, 1982; Arribas, 1986). En este caso los individuos y agregados de *Microcodium* avanzan dentro de cada cavidad como un frente de reemplazamiento.

2) La aparición de *Microcodium in situ* formando entramados de gran competencia de crecimiento a modo de "tapices" muy tupidos a techo de calizas lacustres y relleno de canales, como ocurre en determinados tipos de calcretas biogénicas (Montenat y Échallier, 1977; Laurain y Meyer, 1979; Calvet y Juliá, 1983; Wright *et al.*, 1988).

3) La distribución y disposición de los individuos de *Microcodium*, dentro de las facies así como a lo largo de las secuencias sedimentológicas, refleja un claro paralelismo con la distribución de otro tipos de huellas de bioturbación vegetal (masiva, ramificada y horizontal) en secuencias de sedimentación continental, con un claro predominio a techo de las mismas (Cohen, 1982; Freytet y Plaziat, 1982; Arribas, 1986 y Arribas *et al.*, 1988).

4) La ausencia de individuos de *Microcodium in situ* en los sedimentos más lacustres (*mudstones* con *Girvanella*) no expuestos a exposición subaérea, está de acuerdo con el carácter edáfico y subaéreo del *Microcodium*.

Bibliografía

- Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P. y García del Cura, M.A. (1992): Palustrine sedimentation and associated features - granification and pseudomicrokarst in the Middle Miocene (Intermediate Unit) of the Madrid Basin, Spain. *Sedim. Geol.*, 76: 43-61.
- Álvarez-Sierra, M.A., Arribas, M.E., Ardévol, L., Civis, J., Daams, R., Krauss, S., López-Martínez, N., de la Peña, A., Soler, R., Vianey-Liaud, M., Lacasa, A., Marandat, Peláez-Campoamans, P., Sevilla, P. y Sigé, P. (1994): El límite Cretácico-Terciario en la sección de la Fontllonga (Cuenca de Ager, provincia de Lérida). *Pub. II Congreso del G.E.T., Jaca*, 23-26.
- Arribas, M.E. (1986): Petrología y Análisis Secuencial de los Carbonatos Lacustres del Paleógeno del Sector Norte de la Cuenca Terciaria del Tajo (Provincia de Guadalajara). *Cuad. Geol. Ibérica*, 10: 295-334.
- Arribas, M.E., Fernández, J. y García-Aguilar, J.M. (1988): Análisis sedimentológico de los materiales lacustres (Formación Gorafe-Huélago) del sector central de la Depresión de Guadix. *Estudios Geol.*, 44: 61-73.

- Bodergat, A.M. (1974): Les Microcodiums, milieux et mode de développement. *Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon*, 62: 137-235.
- Bodergat, A.M., Triat, J.M. y Truc, G. (1975): L'origine organique des Microcodium: exemple du rôle des microorganismes dans la biocorrosion des roches carbonatées et la biosynthèse de la calcite en milieu continental. *IX Congrès International de Sedimentologie, Nice*, 2: 7-10.
- Calvet, F. y Juliá, R. (1983): Pisoids in the caliche profiles of Tarragona (NE Spain). In: *Coated Grains* (Peryt, T.M., ed.), Berlin, Springer-Verlag, 456-473.
- Calvet, F., Wright, V.P. y Giménez, J. (1991): Microcodium: descripción y origen. Implicaciones paleogeográficas, paleoclimatológicas y paleogeomorfológicas. *Pub. I Congreso del G.E.T., Vic*, 50-51.
- Cohen, A. (1982): Paleoenvironments of roots casts from the Koobi Fora Formation, Kenya. *Jour. Sed. Petrol.*, 52: 410-414.
- Colin, J.P. y Vachard, D. (1977): Une "Girvanella" dulcaquicole du Cenomanien du Sud-ouest de la France: Girvanella (?) Palustris Colin & Vachard n.p.s. *Rev. Paleobot. Palynol.*, 23: 293-302.
- Danielli, H.M.C. (1981): The fossil alga Girvanella Nicholson & Etheridge. *Bull. Brit. Mus. Nat. Hist., Geol. Series*, 35: 79-107.
- Esteban, M. (1974): Caliche textures and "Microcodium". *Boll. Soc. Geol. Italia.*, 92: 105-125.
- Freeman, T., Rosell, J. y Obrador, A. (1982): Oncolites from lacustrine sediments in the Cretaceous of north-eastern Spain. *Sedimentology*, 29: 433-436.
- Freytet, P. y Plaziat, J.C. (1982): Continental carbonate sedimentation and pedogenesis. Late Cretaceous and early Tertiary of Southern France. *Contrib. Sediment.*, 12: 217 pp.
- Friend, P.F. (1978): Distinctive features of some ancient river systems. En Miall A.D. ed. *Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5: 531-542.
- Garrido Megías, A. (1972): Sobre la colocación del manto del Pedraforca y sus consecuencias: una nueva unidad tectónica independiente, "el manto del Monsec". *Bol. Geol. Min.*, 83 (3): 242-248.
- Glück, H. (1912): Eine neue gesteinsbildende Siphonae (Codiacea) aus dem marinen Tertiär von Süddeutschland. *Mitteilungen der Badischen Geologischen Landesanstalt*, 7: 3-24.
- Jaillard, R. (1991): Structure and composition of calcified roots, and their identification in calcareous soils. *Geoderma*, 50: 197-210.
- Jodot, P. (1935): *Microcodium Elegans* Glück du Miocène de Bade ne semble pas être une Algue. *C. R. somm. Soc. Geol. France*, 4: 51-52.
- Johnson, J.H. (1961): *Limestone-building Algae and algal limestones*. Colorado School of Mines Special Publication, Boulder, CO, 277 p.
- Klappa, C.F. (1978): Biolithogenesis of Microcodium: elucidation. *Sedimentology*, 25: 489-522.
- Laurain, M. y Meyer, R. (1979): Paléooltération et paléosol: l'encroûtement calcaire (calcrete) au sommet de la crai, sous les sédiments éocènes de la Montagne de Reims. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 289 (D): 1211-1214.
- Llompart, C. y Krauss, S. (1982): Restos de moluscos y dinosaurios en formaciones estromatolíticas garumnienses al S del Monsec (Prov. de Lérida). *Bol. Geol. Min.*, 93-95: 371-378.
- Lucas, G. y Montenat, C. (1967): Observations sur les structures internes et le développements des Microcodium. *Bull. Soc. Geol. France* (7), 9: 909-918.
- Mamet, B.L. y Roux, A. (1982): Sur la présence de *Microcodium* (Algue?, *Incertae sedis?*) dans le Paléozoïque supérieur de l'Arctique canadien. *Can. Jour. Earth Sci.*, 19: 357-363.
- Martínez, A., Vergés, J. y Muñoz, J.A. (1988): Secuencias de progradación del sistema de cabalgamientos de la terminación oriental del manto del Pedraforca y relación con los conglomerados sinorogénicos. *Acta Geol. Hisp.*, 23: 119-128.
- Martínez, A. y Vergés, J. (1994): Sedimentación sintectónica eocena en el frente del manto inferior del Pedraforca. *Pub. II Congreso del G.E.T., Jaca*, 169-172.
- Montenat, C. y Échallier, J.C. (1977): L'importance des structures organiques du type *Microcodium* dans la constitution des croûtes calcaires pleistocènes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 285 (D): 2-6.
- Monty, C.L.V. y Hardie, L.A. (1976): *The geological significance of the freshwater blue-green algal calcareous marsh*. In: *Developments in Sedimentology*, 20: 447-477.
- Moret, L. (1952): Curieuses cristallisations de calcite, attribuées à tort à des Algues (*Microcodium*) dans la partie terminale du Crétacé supérieur Alpin et Pyrénéen. *C. R. R. Acad. Sci. Paris*, 235: 762-764.
- Mey, P.W.H., Nagtegaal, P.J.C., Roberti, K.J. y Hartevelt, J.J.A. (1968): Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 41: 221-228.
- Nassichuk, W.W., Davies, G.R. y Mamet, B.L. (1986): Microcodiaceans in the Viséan Emma Fiord Formation, Devon Island, Arctic Canada. *Paper Geol. Surv. Canada*, 86-1B: 467-470.
- Nickel, E. (1982): Alluvial-fan-carbonate facies with evaporites, Eocene Guarga Formation, Southern Pyrenees, Spain. *Sedimentology*, 29: 761-796.
- Rampone, G., Arribas, M.E., Estrada, R. y Obrador, A. (1987): Exceptional abundance of *Microcodium* in continental facies (Campllong anticline, NE Spain). *8th Europ. Reg. Mtg. Sediment. I.A.S. (Abstract-Book)*: 421-422.
- Rossi, C. (1993): *Sedimentología y Diagénesis del Paleoceno superior-Eoceno inferior en la Cuenca de Ager (Sierras marginales, Prepirineo de Lérida)*. Tesis Univ. Complutense, 324 pp.
- Rossi, C. (en prensa): Microcodium y trazas fósiles de invertebrados en facies continentales (Paleoceno de la Cuenca de Ager, Lérida). *Rev. Soc. Geol. España*.
- Wray, J.L. (1977): *Calcareous Algae*. In: *Developments in Paleontology and Stratigraphy*, 4: 185 pp.
- Wright, V.P., Platt, N.H. y Wimbledon, W.A. (1988): Biogenic laminar calcretes: evidence for calcified root mat horizons in paleosols. *Sedimentology*, 35: 603-620.

Manuscrito recibido el 12 de Abril de 1995
Aceptado el manuscrito revisado el 1 de Octubre de 1995