

Microcodium en calizas del Eoceno Medio (Luteciense) de la Sierra de la Pila (Prebético Interno, Murcia)

Microcodium in Middle Eocene (Lutetian) limestones of Sierra de la Pila (Internal Prebetic, Murcia)

J.M. Molina y L.M. Nieto

Departamento de Geología. Universidad de Jaén. Campus Universitario. 23071 Jaén.
jmmolina@ujaen.es, lmnieto@ujaen.es

ABSTRACT

Microcodium is a calcitic microfeature, mainly interpreted as root calcification products of terrestrial plants on carbonate-rich substrates, that is abundant in Paleogene successions of the peri-Tethyan realm. In the Betic Cordillera most of *Microcodium* appears as reworked in calcarenites interbedded in pelagic sedimentary rocks. In this study we analyse outcrops with *in situ* *Microcodium* aggregates located in Sierra de la Pila (Internal Prebetic, Murcia province). *Microcodium* appears on top of Lutetian (Middle Eocene) platform limestones and shows: 1) cylindrical morphologies showing «corn-cob» colonies longitudinally, and «rosette» structures in transverse section, and 2) individual or plural globular morphologies, similar to «rosettes» in section. *Microcodium* is interpreted as developed in calcic paleosols, related with a seasonal semiarid climate, before the boundary Middle-Upper Eocene and the important climatic change marked with the beginning of the transition from the extreme global warmth of the early Eocene «greenhouse» climate to the present glaciated state.

Key words: *Microcodium*, paleosols, Middle Eocene, Internal Prebetic, Betic Cordillera

Geogaceta, 44 (2008), 111-114
ISSN: 0213683X

Introducción

El Paleógeno de bastantes sucesiones alpino-mediterráneas se caracteriza por la presencia de *Microcodium*, rasgo característico de muchas calcretas y paleosuelos calcáreos. Las acumulaciones de *Microcodium in situ* aparecen en ambientes continentales de tipo palustre, fluvial y más raramente kárstico. Para *Microcodium* se ha propuesto principalmente un origen a partir de raíces, como un producto de calcificación de micorrizas, asociaciones de hongos y raíces de árboles y plantas (Kosir, 2004).

En la Cordillera Bética, la mayoría de *Microcodium* aparece re TRABAJADO en calcarenitas, principalmente de edad Paleoceno, intercaladas entre sedimentos pelágicos o hemipelágicos. Los prismas disgregados de *Microcodium* fueron redepositados en plataformas marinas como depósitos de tormentas, o en áreas más profundas como turbiditas. Estas calcarenitas de *Microcodium* redepositado proceden de la erosión de paleosuelos calcáreos y son por tanto un buen criterio para el reconocimiento de ambientes de exposición subaérea en áreas relativamente próximas (Molina *et al.*, 2003, 2006). Sin embargo,

son muy escasas las referencias acerca de *Microcodium* formando colonias o agregados completos *in situ* como los que describiremos en este trabajo. Este *Microcodium in situ* se caracteriza por la estructura intacta original de sus individuos formando agregados, con límites netos entre los prismas de calcita, y por la ausencia de señales de erosión y transporte.

En afloramientos de la Sierra de la Pila (Prebético Interno, Norte de la provincia de Murcia) se han encontrado magníficos ejemplos de *Microcodium* con desarrollo y crecimiento del mismo sobre el sedimento y a favor de éste, sin que haya sufrido ningún tipo de resedimentación. El objetivo principal de este trabajo es dar a conocer la microfacies de estas estructuras, analizadas mediante microscopía óptica, y plantear su significado desde un punto de vista paleogeográfico y paleoclimático.

Los afloramientos estudiados se sitúan en la Sierra de la Pila, localizada al Este de la población de Cieza (Región de Murcia, Figs. 1A y B). Desde un punto de vista geológico, los materiales cenozoicos fueron atribuidos al Prebético por Jerez-Mir *et al.* (1974). Teniendo en cuenta que se encuentran en concordancia con los mate-

riales del Cretácico que afloran en la parte meridional de esta unidad (secciones de la Garapacha y Lomas de Planes), atribuidos por Nieto (1997) al Prebético Interno, se considera que pertenecen a este último dominio geológico (Fig. 1C).

Los materiales cenozoicos más antiguos que afloran en esta región son unas margas, calizas margosas y areniscas, que fueron datadas por Jerez-Mir *et al.* (1974) como Paleoceno-Ypresiense. Estos materiales se disponen concordantemente sobre la Formación Capas Rojas, de edad Cretácico Superior. Sobre aquellos, aparecen unas calizas blancas, en bancos potentes, que, localmente hacia techo cambian a unas calizas y calcarenitas tableadas; Jerez-Mir *et al.* (1974) dataron estos carbonatos como Luteciense. Posteriormente, Ortiz y Molina (2003) han precisado mediante el estudio de foraminíferos la edad de estas calizas como pertenecientes a la Biozona y Subzona de *Globigerapsis kugleri* del Luteciense (Eoceno Medio). Encima de estas calizas y areniscas, concordantemente pueden observarse unas arenas y conglomerados, que por su posición estratigráfica fueron atribuidos al Oligoceno – Aquitaniense inferior por

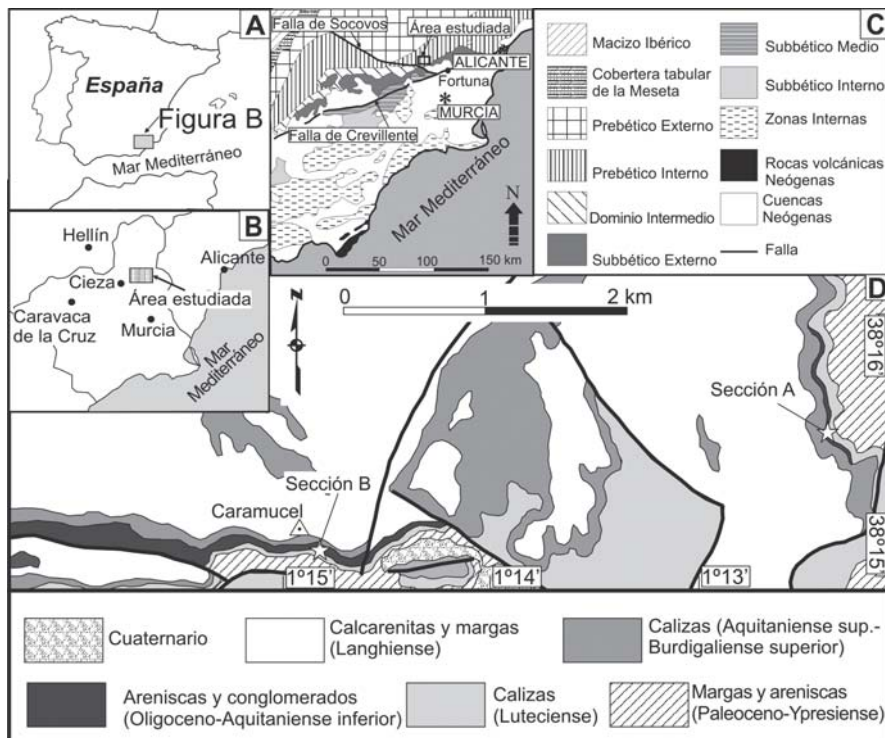


Fig. 1.- A y B: Situación geográfica de la región estudiada. C: Situación geológica. D: Mapa geológico simplificado a partir de Jerez-Mir *et al.* (1974) de la región considerada y posición de las secciones estratigráficas estudiadas.

Fig. 1.- A and B: Geographic location of the studied region. C: Geological situation. D: Simplified geological map from Jerez-Mir *et al.* (1974) of the studied region and position of the studied stratigraphic sections.

Jerez-Mir *et al.* (1974). Estos materiales no siempre aparecen, de forma que sobre las calizas del Luteciense pueden encontrarse carbonatos del Aquitaniense superior – Burdigaliense superior (según Jerez Mir *et al.*, 1974). En estos casos se detecta una discontinuidad estratigráfica que al menos abarcaría desde el Eoceno superior al Aquitaniense inferior.

Estratigrafía: facies y microfacies

En este trabajo se han analizado dos secciones estratigráficas (A y B, Figs. 1D y 2). En ambas secciones, sobre las calizas del Luteciense afloran los materiales clásticos del Oligoceno – Aquitaniense inferior y, sobre éstos últimos las calizas del Aquitaniense superior – Burdigaliense superior. Mientras que en la sección A los sedimentos clásticos tienen una potencia de 1,5 m, en la columna B estos materiales muestran espesores de 12 m (Fig. 2).

En estas secciones la parte alta de las calizas del Luteciense se caracteriza por mostrar colores blancos y bancos de 0,5 a 1 m de potencia, con microfacies de *grainstone* de peloides y bioclastos con foraminíferos bentónicos (*Alveolina* sp., *Nummulites* sp., *Discocyclus* sp., *Assilina*

sp., *Heterostegina* sp. y *Miliolidae*), briozoos, algas coralíneas, placas de equinodermos, crinoides y algunos foraminíferos planctónicos (*Globigerinatheka* sp. y *Globigerinidae*). En la sección A, el techo de estos materiales se presenta como una superficie irregular, con pátinas de óxidos de Fe y con microfacies de *grainstone* de peloides con *Microcodium* dispuesto en colonias organizadas, foraminíferos bentónicos (*Alveolina* sp., *Nummulites* sp. y *Miliolidae*), algas coralíneas y bioclastos diversos. En la sección B, la parte alta de las calizas de *Nummulites* muestra secuencias somerizantes, con desarrollo de niveles de calcretas. El *Microcodium* se dispone en la base de estos últimos niveles. La superficie de techo de las calizas del Luteciense, en la sección B, es plana y se desarrolla sobre un nivel que tiene también microfacies de *grainstone* de peloides con aloquímicos similares a los descritos para la sección A.

Hasta el momento, los materiales terrígenos atribuidos al Oligoceno – Aquitaniense inferior no han aportado datos que permitan concretar más su edad. En esta unidad estratigráfica predominan las arenas, localmente de colores rojos, con intercalaciones de niveles de conglome-

merados que pueden mostrar muros de morfologías canaliformes y techos planos. En la sección B pueden observarse cambios laterales de facies entre los conglomerados y unas areniscas calcáreas. En los niveles de conglomerados predominan los cantos de cuarcita redondeados y de tamaño centimétrico. A partir del cambio de facies tan brusco entre las calizas del Luteciense y los clásticos descritos con anterioridad, de las características del techo de los carbonatos y de la presencia de *Microcodium*, parece clara la existencia de una discontinuidad estratigráfica, de la que, de momento, no ha sido posible delimitar la amplitud de la laguna asociada.

Por último, las calcarenitas del Aquitaniense superior – Burdigaliense superior muestran microfacies de *packstone* de bioclastos diversos, como briozoos, braquiópodos, algas, foraminíferos bentónicos (*Heterostegina* sp.) y planctónicos (*Globoquadrina* sp., *Globigerinoides*) e intraclastos micríticos.

Descripción de las microfacies de *Microcodium*

Se trata de las típicas estructuras de *Microcodium* de tipo (a) de Esteban (1972) o de tipo 1 de Plaziat (1984), compuestas por agregados de cristales de calcita de forma alargada. Estos cristales tienen geometría prismática o ligeramente piramidal y miden 0,5 mm de longitud y 0,05 mm de anchura por término medio, aunque se han observado distintos tamaños desde 0,3 a 0,9 mm de longitud y entre 0,03 y 0,12 mm de anchura. Estos cristales de calcita forman agregados en crecimientos de dos tipos: 1) forma cilíndrica, con aspecto longitudinal de mazorca de maíz o de palmera (Fig. 3A), o transversalmente dispuestos de un modo radiado alrededor de un eje central con microesparita, y 2) formas globulares individuales o en grupos, en ambos casos compuestas por los cristales poliédricos de calcita dispuestos según un modelo o distribución radial respecto a un canal o núcleo central, relleno de microesparita (Fig. 3B). Generalmente los agregados presentan un borde microesparítico más transparente de 0,01 a 0,05 mm de espesor y una parte interna de color más grisáceo (Figs. 3A-E). En algunos casos los agregados de *Microcodium* se encuentran total o parcialmente recrystalizados a calcita esparítica de neoformación, siendo difícil reconocer los límites entre los distintos individuos prismáticos (Fig. 3F).

Un aspecto interesante y problemático es la capacidad de *Microcodium* para

producir la corrosión del material carbonatado encajante, de modo que es posible observar nummulites, bioclastos o peloides corroídos por los agregados de *Microcodium* (Figs. 3D y E). Los agregados de *Microcodium* de forma alargada suelen presentar un aspecto ramificado (Figs. 3C y D) que se parece notablemente a las huellas de raíces.

Interpretación y discusión

Las características de las calizas del Luteciense son propias de carbonatos depositados en plataformas someras, de aguas limpias y buena iluminación, que favorecieron el desarrollo de algas coralináceas. La sedimentación en esta plataforma se interrumpió, pudiendo quedar emergida y desarrollándose sobre estos carbonatos procesos edáficos, puestos de manifiesto por la presencia de *Microcodium*. Estos carbonatos fueron posteriormente cubiertos por los materiales terrígenos del Oligoceno-Aquitaniense inferior, de origen fluvial de acuerdo con los rasgos descritos en el apartado anterior.

Microcodium es un rasgo común de paleosuelos y paleokarsts, y aparte de la polémica sobre su origen primario, a partir de bacterias, hongos, raíces o micorrizas, todos los autores modernos coinciden en asignarle un origen edáfico ligado a substratos ricos en carbonato cálcico: suelos hidromorfos de llanura de inundación (*pseudogleys*), suelos palustres, calcretas y discontinuidades sobre rocas carbonatadas. De un modo más específico muchos investigadores lo consideran como el resultado de la calcitización de parte de los tejidos de vegetales de las raíces de ciertas plantas típicas de la vegetación de tipo garriga, siendo por tanto un buen marcador paleogeográfico y paleoclimático (Klappa, 1978; Arribas *et al.*, 1996; Rossi, 1997; Kosir, 2004). En definitiva la aparición *in situ* de agregados de *Microcodium* en facies marinas someras como las aquí estudiadas siempre indica exposición subaérea y modificación pedogénica del sedimento y rocas carbonatadas en clima de tipo semiárido estacional.

El registro de *Microcodium* es relativamente raro, con su máxima abundancia en el Paleógeno inferior (especialmente en el Paleoceno y Eoceno Inferior), y después en el Mioceno (Kosir, 2004). Sin embargo, las buenas condiciones climáticas y paleoambientales para la generación de *Microcodium* pudieron continuar hasta el Eoceno Medio. De acuerdo con Murru *et al.* (2003) la paleolatitud del área estudiada durante el Luteciense me-

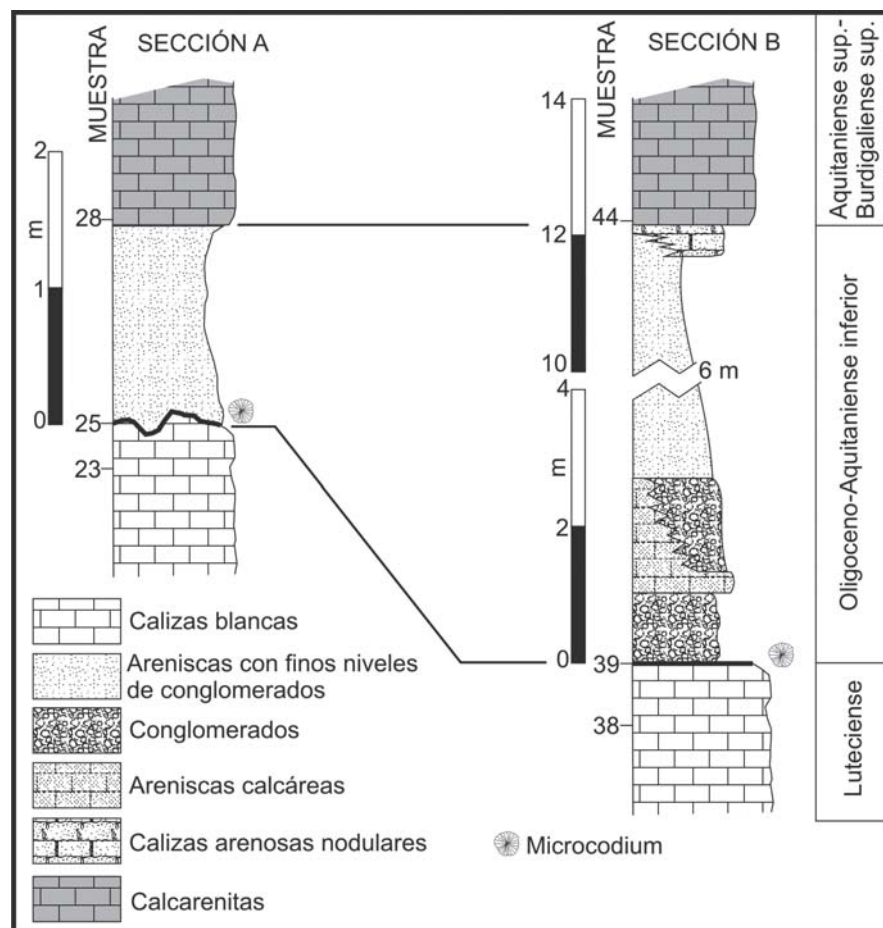


Fig. 2.- Secciones estratigráficas analizadas (véase su situación en la Fig. 1D).

Fig. 2.- Studied stratigraphic sections (their position is showed in Fig. 1D).

dio sería de unos 30° N que correspondería en la actualidad a una posición aproximadamente equivalente a la del borde septentrional del desierto del Sahara.

Aunque no se tienen datos precisos acerca de la edad de los materiales que fosilizan las calizas del Luteciense y de la duración de la discontinuidad estratigráfica ligada a este contacto, es muy probable que el desarrollo de los paleosuelos con *Microcodium* estudiados pudiera haberse producido antes del límite Eoceno Medio-Eoceno Superior. Este límite está relacionado con un importante enfriamiento climático global, que se inició hace unos 42 Ma (Tripathi *et al.*, 2005). En relación con el mismo los foraminíferos planctónicos sufrieron una de las crisis principales de su historia, y algunos grupos fósiles, como los moluscos tropicales de la costa Oeste de Norteamérica, desaparecieron (Molina, 2006). La causa desencadenante de este evento o crisis pudo ser la separación de las placas Antártica y Sudamericana con la apertura del estrecho de Drake y el consiguiente establecimiento de una corriente circumpolar antártica (Livermore *et al.*, 2005). Esto

provocaría la aparición de casquetes de hielo en el polo Sur; la acumulación de hielo y nieve produciría un aumento del efecto albedo, que haría descender notablemente la temperatura media del Planeta desde el Eoceno superior, y supondría el inicio del deterioro del clima en el límite Eoceno-Oligoceno y el crecimiento de extensos casquetes de hielo antárticos.

Conclusiones

1. El *Microcodium* estudiado aparece en el techo de las calizas de Nummulites (Luteciense) que afloran en la Sierra de la Pila (Prebético Interno, provincia de Murcia). Estas calizas se depositaron en contextos de plataforma carbonatada somera, con aguas limpias y buena oxigenación.
2. El *Microcodium* se presenta como colonias o agregados completos *in situ*. Estos agregados están constituidos por cristales de calcita con geometría prismática o ligeramente piramidal. Se disponen de acuerdo con dos patrones: a)

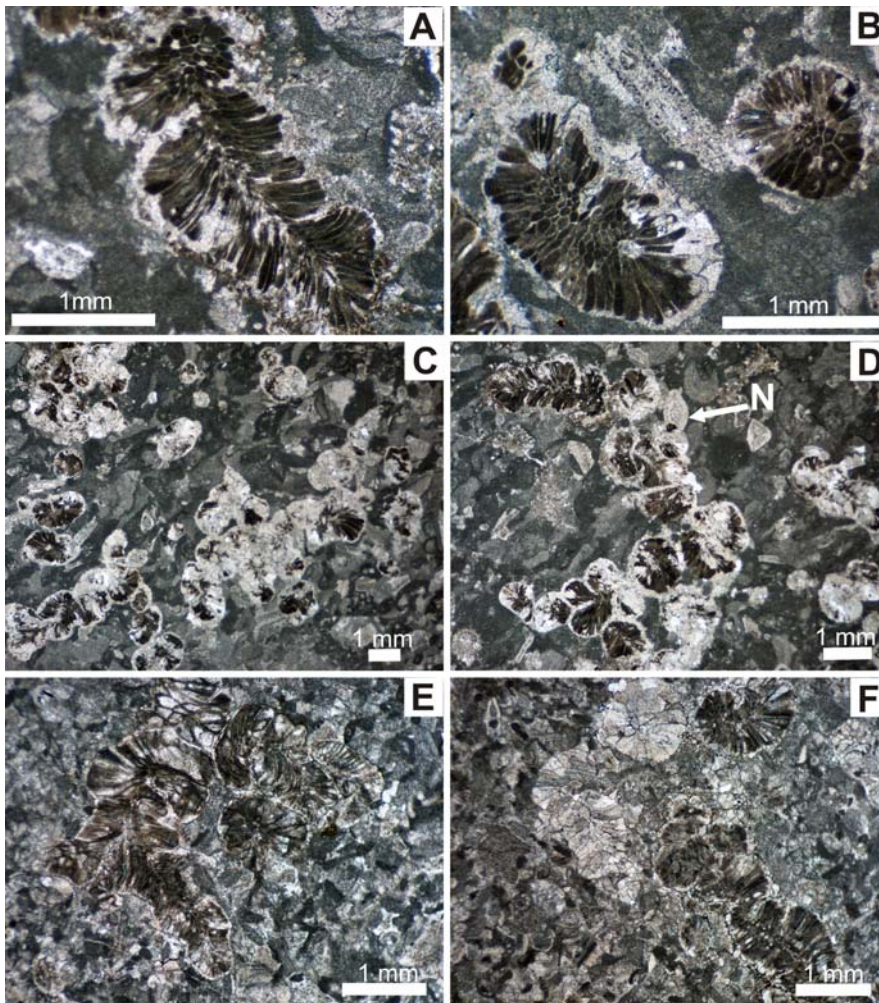


Fig. 3.- Microfacies de *Microcodium*. A. Sección longitudinal de *Microcodium* donde se observa la disposición de los distintos cristales de calcita prismáticos. B. *Microcodium* con formas globulares en las que se observan las secciones transversales de los prismas de calcita y el borde microesparítico de las mismas. C. Vista de conjunto de distintos tipos de agregados de *Microcodium*, en algunos casos de aspecto ramificado. D. Aspecto ramificado de los agregados de *Microcodium* con forma aproximadamente cilíndrica que recuerdan a huellas de raíces. La flecha (N) muestra un Nummulites corroído parcialmente por el crecimiento de *Microcodium*. E. Formas típicas en las que se observa el efecto corrosivo de *Microcodium* sobre la roca encajante. F. Agregados de *Microcodium* con formas globulares recristalizadas a calcita esparítica de neoformación, en la parte superior de la izquierda.

Fig. 3.- *Microcodium* microfacies. A. Longitudinal section of *Microcodium* showing the individual prismatic crystals of calcite. B. *Microcodium* with globular shape and transverse sections of the calcite crystals showing the microsparitic border. C. General view of *Microcodium* aggregates, in some cases with a branched aspect. D. Cylindrical *Microcodium* aggregates with the shape of root molds. The arrow (N) points out a partially corroded nummulite by the *Microcodium* overgrowth. E. Typical morphologies showing the corrosive ability of *Microcodium* over the carbonate substrate. F. *Microcodium* aggregates with neomorphic calcite spar in the globular shapes (upper part in the left).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado con el soporte de las ayudas recibidas en el Grupo de Investigación RNM-200 de la Junta de Andalucía y del Proyecto de Investigación CGL2005-06636-CO2-01/BTE de la DGI. A. Piedra, Técnico del Laboratorio de Geología, preparó las láminas delgadas.

Referencias

- Arribas, M.E., Estrada, E., Obrador, A., y Rampone, G. (1996). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9, 9-18.
- Esteban, M. (1972). *Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas*, Univ. de Barcelona, 27, 65-81.
- Geel, T. (2000). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155, 211-238.
- Jerez-Mir, L., Jerez-Mir, F. y García-Monzón, G. (1974). *Mapa Geológico de España 1:50000, hoja 891 (Cieza)*. IGME.
- Klappa, C.F. (1978). *Sedimentology*, 25, 489-522.
- Kosir, A. (2004). *Journal of Sedimentary Research*, 74, 845-847.
- Livermore, R., Nankivell, Eagles, G. y Morris, P. (2005). *Earth and Planetary Science Letters*, 236, 459-470.
- Molina, E. (2006). *Revista Española de Paleontología*, 21, 159-173.
- Molina, J.M., Vera, J.A. y Aguado, R. (2003). *Geotemas*, 5, 175-179.
- Molina, J.M., Vera, J.A. y Aguado, R. (2006). En: *Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates* (A.M. Alonso-Zarza y L.H. Tanner, Eds.). Geological Society of America Special Paper, 416, 189-202.
- Murru, M., Ferrara, C., Da Pelo, S. e Ibba, A. (2003). *Comptes Rendus Geoscience*, 335, 227-238.
- Nieto, L.M. (1997). *La Cuenca Subbética Mesozoica en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas*. Servicio de Publicaciones de las Univ. de Murcia y Jaén, 562 p.
- Ortiz, S. y Molina, E. (2003). *Geotemas*, 5, 185-188.
- Plaziat, J.C. (1984). *Le problème des Microcodium : une mise au point*. En: *Le Domain pyrénéen de la Fin du Crétacé à la Fin de l'Eocène: Stratigraphie, Paléoenvironnements et Évolution paléogéographique*. Thèse, Univ. Paris-Sud II, 637-662.
- Rossi, C. (1997). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10, 371-391.
- Tripati, A., Backman, J., Elderfield, H. y Ferretti, P. (2005). *Nature*, 436, 341-346.

cilíndrico, con aspecto longitudinal en palmera, y b) formas globulares individuales o en grupos, constituidas por cristales poliédricos de calcita, dispuestos radialmente con respecto a un canal o núcleo central relleno de microesparita.

3. El *Microcodium* se desarrolló en contextos paleokársticos (sección A) o bien en relación con calcretas (sección B). Estos rasgos denotan una discontinuidad estratigráfica, tal vez generada por una importante

caída del nivel del mar, que expuso a los materiales depositados en la plataforma carbonatada en un clima continental semiárido y estacional.

4. Las condiciones óptimas para el desarrollo de *Microcodium* en las calizas del Luteciense quizás se debieron a una etapa de bonanza climática que tuvo lugar a nivel global durante el Eoceno Medio (Geel, 2000; Tripati *et al.*, 2005), previa al gran enfriamiento que acaeció en torno al límite Eoceno Medio – Superior.