

# CARACTERIZACIÓN ESTRATIGRÁFICA Y SEDIMENTOLÓGICA DEL VISEENSE SUPERIOR DE SIERRA BOYERA (ÁREA DEL GUADIATO, SO DE ESPAÑA)

P. Cózar y S. Rodríguez

*Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria s/n., 28040 Madrid (e-mail: Sergrodr@eucmax.sim.ucm.es).*

**Resumen:** En este trabajo se presentan los resultados obtenidos a partir de la investigación realizada en la sucesión estratigráfica del Viseense superior que aflora en el área de Sierra Boyera, al sureste de Peñarroya-Pueblonuevo (Córdoba). Se ha cartografiado el área, se han estudiado y muestreado numerosos afloramientos y se ha levantado una sección estratigráfica en la zona en donde el afloramiento de calizas es más continuo (sección de Sierra Boyera). Con ello se ha llevado a cabo la caracterización del ambiente sedimentario en que se depositaron los materiales carboníferos, las variaciones existentes dentro de éste, así como la datación precisa de dichos materiales. En Sierra Boyera, el ambiente deposicional correspondería al de una plataforma dominada por las tormentas (en la zona interna), con desarrollo de montículos microbianos en condiciones submareales (en la zona externa). Al noroeste, adyacentes a Sierra Boyera pero sin continuidad estratigráfica con ésta, afloran potentes masas de brechas calcáreas que corresponderían a depósitos de tipo debris flow (afloramientos de Antolín 1, 3 y 4). Las asociaciones de foraminíferos presentes, aunque pobres, han permitido datar los materiales como Viseense superior y se ha podido precisar que el desarrollo de los montículos microbianos tuvo lugar durante la cronozona 15 de foraminíferos (parte media del Viseense superior).

**Palabras clave:** Endothyraeos, montículos microbianos, depósitos de tormentas, debris flows, Viseense superior, Unidad de la Sierra del Castillo, Ossa-Morena.

**Abstract:** The results obtained during the geological study of Sierra Boyera, southeast of Peñarroya-Pueblonuevo, Córdoba Province, are shown in this paper. The area has been mapped and many outcrops have been studied and sampled. A stratigraphic section has been described in the area where calcareous outcrops are more continuous. The Carboniferous deposits of Sierra Boyera were formed in an inner, storm-dominated marine platform, and in a deeper outer platform where microbial mounds developed. Thick masses of calcareous breccias interpreted as debris flow deposits crop out north-westwards from the Sierra Boyera Section, but no stratigraphical continuity between both areas is observed. The foraminiferal assemblages in these deposits are poor, but enough for dating the rocks. The age of the sediments embraces most of the late Viséan, but the microbial limestones of Sierra Boyera were mostly developed during the foraminiferal chronozone 15 (middle part of the late Viséan).

**Key words:** Endothyraean, microbial mounds, storm-deposits, debris flow, late Viséan, Sierra del Castillo Unit, Ossa-Morena.

P. Cózar y S. Rodríguez (1999): Caracterización estratigráfica y sedimentología del Viseense superior de Sierra Boyera (Área del Guadiato, so de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (1): 91-104

El objetivo de este trabajo es dar a conocer la estratigrafía y algunos aspectos sedimentológicos de los materiales de edad Viseense que afloran en Sierra Boyera. Ésta se encuentra al sureste de las localidades de Belmez y Peñarroya-Pueblonuevo, y se extiende por el margen septentrional del embalse de Sierra Boyera (Fig. 1).

Las rocas carboníferas de Sierra Boyera se incluyen dentro de la Unidad de la Sierra del Castillo, enclavada en la denominada Área del Guadiato (Cózar y Rodríguez, 1999). Esta unidad está constituida por materiales predominantemente carbonáticos, de edad Viseense superior; al noroeste limita con la Unidad de San Antonio-La Juliana y al suroeste con la Unidad del Fresnedoso y con materiales precarboníferos.

El Área del Guadiato ha sido incluida habitualmente en la Zona de Ossa-Morena, aunque según el criterio de diferenciación de grandes dominios en el Macizo Ibérico puede ser también situada en la Zona Centroibérica o en el límite entre ambas (ver Burg *et al.*, 1981; Azor *et al.*, 1994; Martínez-Poyatos *et al.*, 1998).

Hasta el momento, los únicos trabajos previos existentes en las proximidades de Sierra Boyera, eran las secciones levantadas por Mamet y Martínez (1981) y Moreno-González (1999), en la zona de las Caleras Bajas, al noroeste de Sierra Boyera y dentro también de la Unidad de la Sierra del Castillo.

Los límites de los afloramientos estudiados son difíciles de establecer con precisión, dado que, o están

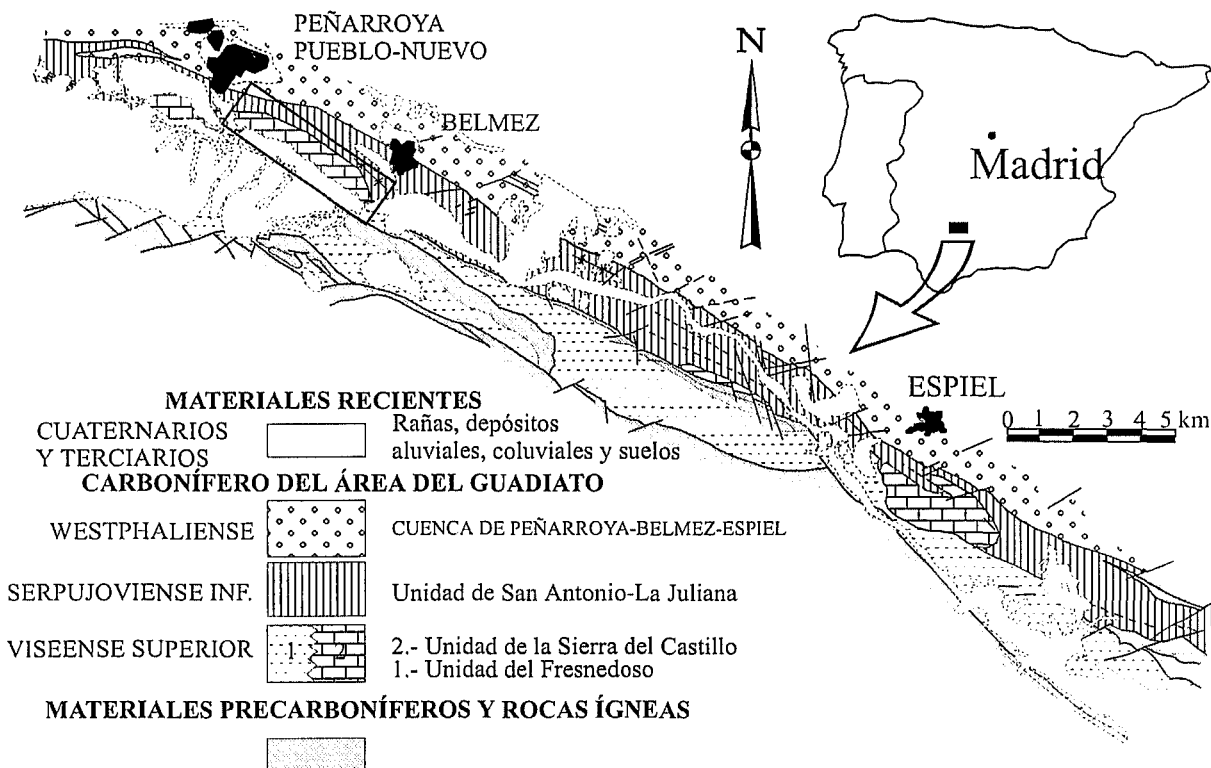


Figura 1.- Localización de la zona de estudio y esquema geológico del sector norte del Área del Guadiato. La zona indicada en el rectángulo corresponde al área cartografiada en detalle en la figura 2 (modificado de Cózar y Rodríguez, 1999).

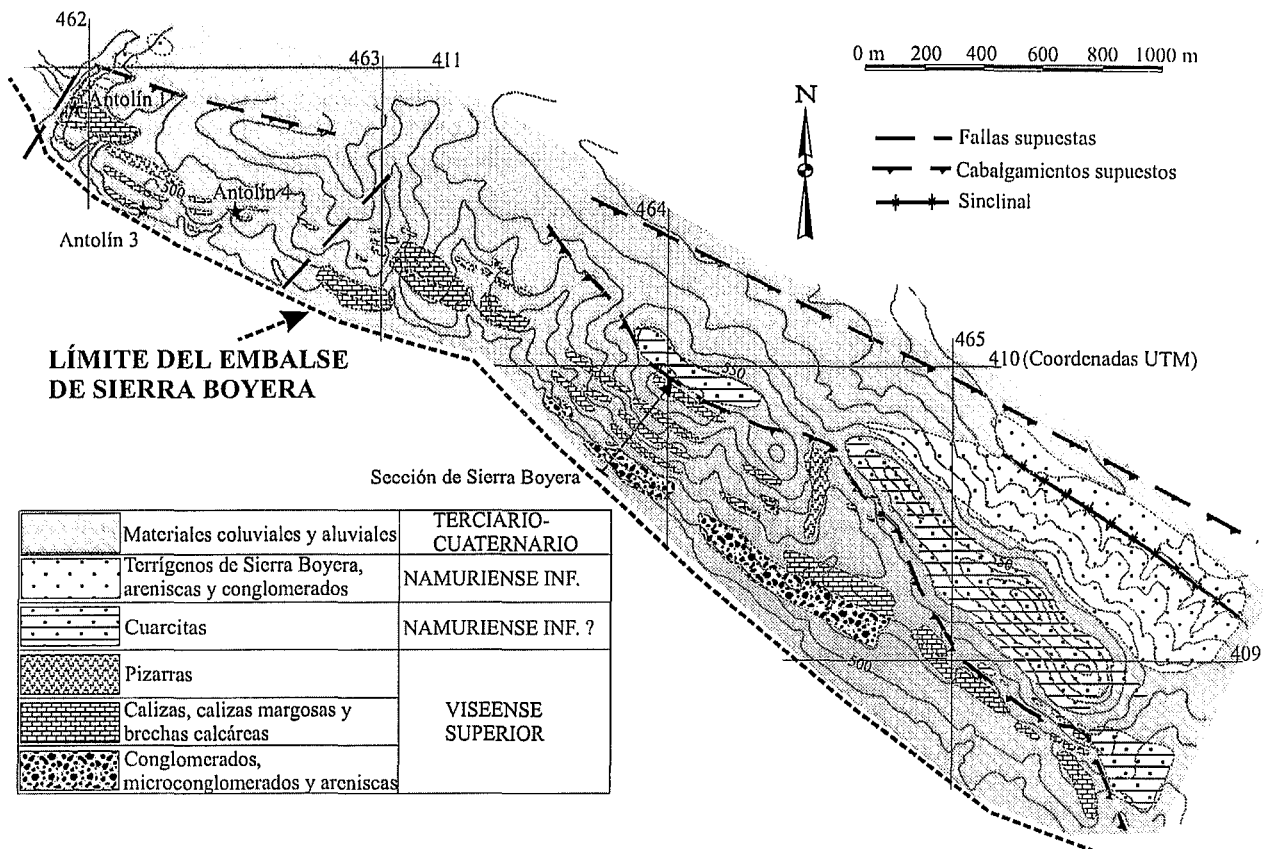
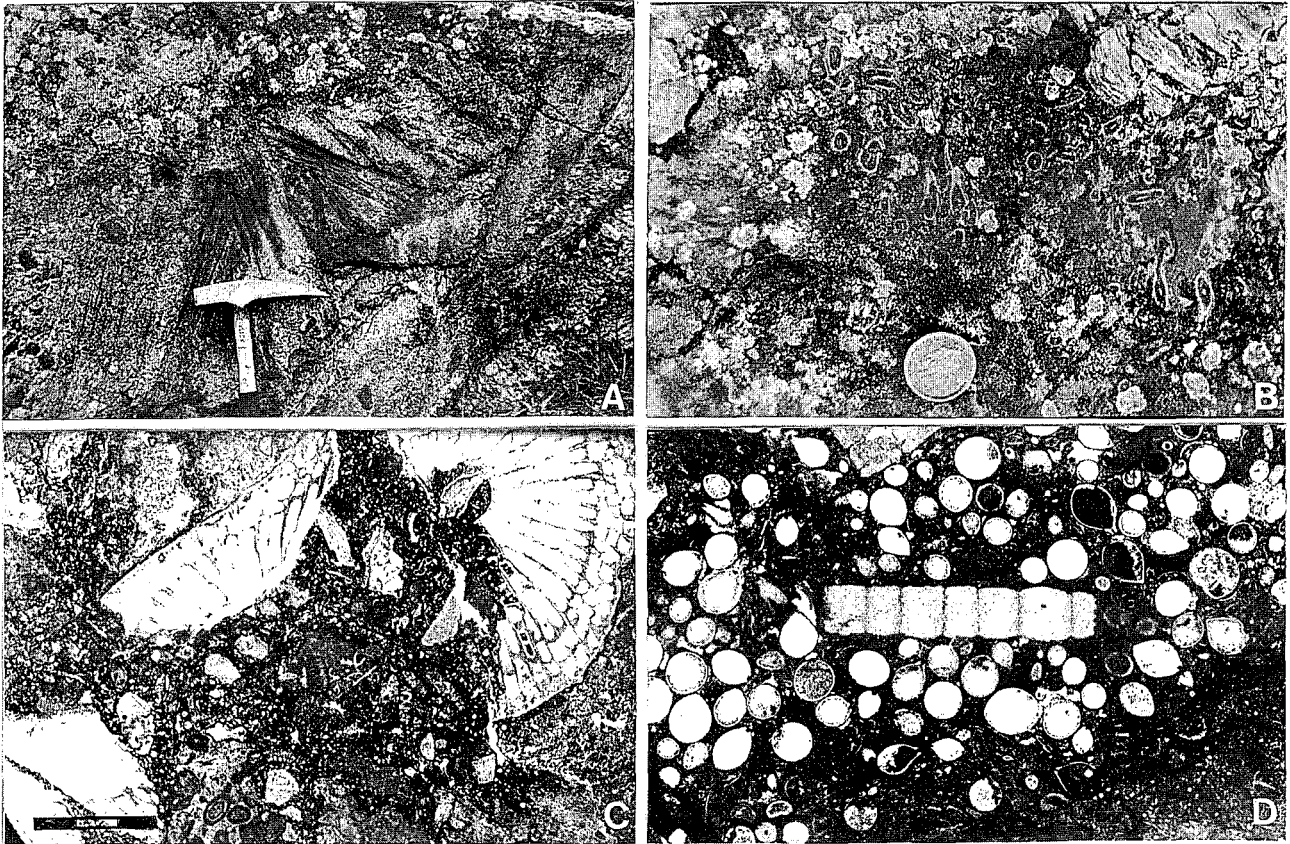


Figura 2.- Mapa geológico de Sierra Boyera.



**Figura 3.-** A. Conglomerados pertenecientes a los Terrígenos de Sierra Boyera en la localidad del Cerro Apolinar; se observan abundantes restos de troncos arrastrados; la cabeza del martillo mide 17,5 cm. B. Antolín 1, brecha calcárea compuesta por litoclastos en los que destacan ramas del coral rugoso *Siphonodendron*; se pueden ver las ramas del coral totalmente fracturadas y distribuidas al azar (comparar con la figura 3C); el diámetro de la moneda es 2,5 cm. C. Antolín 1, rudstone de litoclastos con fragmentos de *Siphonodendron*; la división de la reglilla es un milímetro. D. Antolín 4, litoclasto en el que se observan abundantes secciones de *Saccamminopsis fusulinaeformis* (McCoy); la división de la reglilla es un milímetro.

cubiertos por las aguas del embalse, o por la presencia de potentes depósitos terciarios y cuaternarios. El límite meridional es resuelto por Apalategui y Roldán (1985) mediante un cabalgamiento. El límite septentrional es también mecánico, y pone en contacto los materiales viseenses de Sierra Boyera con materiales de los denominados Terrígenos de Sierra Boyera (Fig. 2), pertenecientes a la Unidad de San Antonio-La Juliana (Cózar y Rodríguez, 1999). Se trata de conglomerados y areniscas siliciclásticas y han sido datados mediante restos vegetales (Fig. 3A) como Namuriense inferior (Wagner *et al.*, 1983).

Los Terrígenos de Sierra Boyera aparecen en otras secciones a techo de los materiales marinos de la Unidad de San Antonio-La Juliana datados como Serpukhoviense (Rodríguez *et al.*, 1996; Cózar y Rodríguez, 1999). Consisten en conglomerados y areniscas siliciclásticas y en esta zona afloran junto a cuarcitas que presentan algunos niveles con braquiópodos. Estos han sido determinados por Martínez-Chacón (*com. pers.*) como Schubertellidae indeterminado, *Composita* sp., *Cleiothyridina* sp., *Anthraothyridina* sp., *Parallelora*? n. sp., *Crurithyris*? sp., *Martynopsis*? sp. y *Punctospirifer*? sp. La asociación no precisa más que Carbonífero, probablemente Carbonífero inferior. No es posible asegurar, por el momento, si estas cuarcitas están relacionadas con los carbonatos que son objeto de este estudio o pertenecen a la sucesión de Terrígenos de Sierra Boyera, ya que los contactos están cubiertos. Sin

embargo, se interpreta que pertenecen a la sucesión de Terrígenos de Sierra Boyera por su disposición y presencia de materiales semejantes a otros afloramientos de la Unidad de San Antonio-La Juliana.

Para la caracterización bioestratigráfica, estratigráfica y sedimentológica de Sierra Boyera se han estudiado en detalle una serie de puntos (Antolín 1-4, Fig. 2) y se ha levantado una columna en la zona donde la sucesión es más completa y continua.

Las principales litologías representadas en el área de estudio corresponden a calizas, composicional y texturalmente variadas, y a conglomerados. Los conglomerados predominan en la base de la sucesión y aparecen interestratificados con brechas calcáreas y lutitas, siendo hacia a techo, cada vez menos frecuentes.

La escala bioestratigráfica de foraminíferos empleada en la datación de los materiales está basada en el trabajo de Mamet (1974), con las modificaciones regionales que se presentaron en Cózar-Maldonado (1998). La cronozonas obtenidas corresponden a las Zonas 14 y 15 de Mamet (1974), en el Viseense superior.

### Descripción de los afloramientos y estratigrafía

En la figura 2 puede observarse la localización exacta de los afloramientos de Antolín 1, 3, y 4, y de la sección de Sierra Boyera.

### Antolín 1

Este afloramiento posee una potencia de unos 15 m aproximadamente y se localiza en las coordenadas geográficas de 5° 15' 50" O, y 38° 17' N. La base está cubierta por las aguas del embalse, y su techo pasa a niveles lutíticos. Unos 4 m por encima afloran bancos de conglomerados, que por su litofacies (tipos de cantos, colores de alteración, etc.) y son equiparables a los conglomerados incluidos en los Terrígenos de Sierra Boyera. En la base del afloramiento Antolín 1, aparecen bancos lenticulares de caliza (facies A), sobre el que se dispone un litosoma de brechas calcáreas (facies B). En la base y lateralmente afloran lutitas cuya estratificación queda truncada por la base erosiva del litosoma de calizas.

**Facies A.** Consiste en lentejones de caliza bioclástica, con una continuidad lateral de 1 a 2 m y una potencia de los estratos decimétrica. Lateralmente están cubiertos. La microfacies son *wackestone-packstone* de espículas de esponja, de composición silíceas. Además, son muy abundantes los fragmentos de briozoos, crinoides, algas indeterminadas y litoclastos. Otros componentes encontrados son fragmentos de foraminíferos, moluscos, palaeobereséllidos, trilobites, equinoideos, braquiópodos, corales rugosos y litoclastos. Existe una gran variedad en la composición tanto en los litoclastos como en los bioclastos. Los foraminíferos determinados son *Earlandia elegans* (Rauser-Chernousova y Reitlinger), *Pseudolituotuba gravata* (Conil y Lys), *Endothyra bowmani* Phillips? emend. Brady emend. China, *Endothyra spira* (Conil y Lys), y el *Microproblematica Saccaminopsis fusulinaeformis* (McCoy).

**Facies B.** Consiste en un litosoma irregular de brecha calcárea. Los litoclastos son angulosos y heterométricos, con un tamaño que habitualmente oscila desde *pebble* (2-6,4 mm) hasta *cobble* (6,4-25,6 mm), pero llegando a existir algunos de tamaño *boulder* (>25,6 mm) con diámetros métricos. La brecha es clastosportada, observándose muy poca micrita entre los litoclastos. En la pasta se observan abundantes litoclastos de pequeño tamaño, granos de cuarzo, cantos de cuarcita y de pizarra. La composición de los litoclastos es variada independientemente de su intervalo modal, pudiendo agruparse en tres tipos fundamentales:

B.1. Litoclastos bioclásticos y peletoidales (Blatt *et al.*, 1972), entre los que se reconocen fragmentos de crinoides, foraminíferos, *Koninckopora*, algas indeterminadas, ungdarelláceas, moluscos, *Radiosphaeroporella*, equinoideos, *Girvanella*, y siringopóridos.

B.2. Litoclastos de *Siphonodendron-Renalcis*. El componente más destacable son fragmentos de colonias del coral rugoso *Siphonodendron* (Figs. 3B y 3C). Entre los litoclastos son abundantes los fragmentos de braquiópodos y crinoides, con tamaño calcarenfítico, micrita y pequeños litoclastos. La estructura original faceloide del coral dejó una serie de huecos entre las ramas, que están ocupadas en su mayor parte por cianobacterias (*Renalcis*), encontrándose en la microfacies

una asociación *Siphonodendron-Renalcis* que es totalmente atípica en el registro geológico del Carbonífero. Estos dos organismos asociados, hacen que la bioconstrucción original pudiera ser resistente al oleaje.

B.3. Litoclastos de *grainstone* de ooides, *grapestones* y litoclastos (en cantidades similares) y oncooides superficiales en porcentajes algo inferiores. Otros componentes accesorios son *Koninckopora*, palaeobereséllidos, ungdarelláceas, foraminíferos, equinoideos y crinoides. Los ooides encontrados en las muestras más altas de la sucesión pueden alcanzar tamaños de hasta 2-3 mm.

Las asociaciones de foraminíferos y *Microproblematica* determinados en estos litoclastos son *Earlandia elegans* (Rauser-Chernousova y Reitlinger), *Earlandia vulgaris* (Rauser-Chernousova y Reitlinger), *Forschia* sp., *Vissariotaxis exilis* (Vissarionova), *Archaeidiscus* ex gr. *kokjubensis* Rauser-Chernousova, *Archaeidiscus* ex gr. *moelleri* Rauser-Chernousova, *Nodosarchaeidiscus* sp., *Endothyra* sp., *Priscella prisca* (Rauser-Chernousova y Reitlinger) *Endothyra obsoleta* Rauser-Chernousova, *Endothyra similis* Rauser-Chernousova y Reitlinger, *Endothyra bowmani* Phillips? emend. Brady emend. China, *Omphalotis circumplicata* (Howchin), *Omphalotis minima* (Rauser-Chernousova y Reitlinger) *Endothyranopsis compressa* (Rauser-Chernousova y Reitlinger) *Plectogyranopsis convexa* (Rauser-Chernousova), *Plectogyranopsis* sp., *Pseudotaxis eomima* (Rauser-Chernousova) *Tetrataxis* sp., *Tetrataxis* ex gr. *conica* Ehrenberg emend. Moeller, *Consobrinella consobrina* (Lipina), *Koskinobigenerina prisca* (Lipina), *Palaeotextularia* sp., *Diplosphaerina inaequalis* (Derville) emend. Conil *et al.*, *Saccaminopsis fusulinaeformis* (McCoy) y *Gigasbia gigas* Strank.

### Antolín 3

En la base del afloramiento se observa un litosoma de brechas calcáreas clastosportadas con una potencia total de 10 m y una extensión lateral de unos 20 m. Las brechas están constituidas por litoclastos angulosos bioclásticos de tamaño *pebble-boulder*. Los laterales aparecen cubiertos. A continuación, sobre el litosoma se reconoce una sucesión margosa de unos 20 m de potencia, bastante continua, en la que se intercalan niveles cenimétricos de caliza margosa muy bioclástica canalizados de escala métrica (1-2 m) compuestos por brechas calcáreas clastosportadas, con litoclastos bioclásticos del tamaño *pebble-cobble*.

Los niveles de caliza margosa están compuestos fundamentalmente por braquiópodos, abundantes granos de cuarzo, fragmentos de crinoides, foraminíferos, bivalvos, gasterópodos, y heterocorales. En porcentajes inferiores aparecen oncooides, *Koninckopora*, siringopóridos y ostrácodos. Se observa una ligera orientación de los braquiópodos y fragmentos alargados, pero con una selección baja.

Los foraminíferos determinados son *Pseudoammodiscus volgensis* (Rauser-Chernousova), *Lituobella glomospiroides* Rauser-Chernousova, *Archaeidiscus* ex

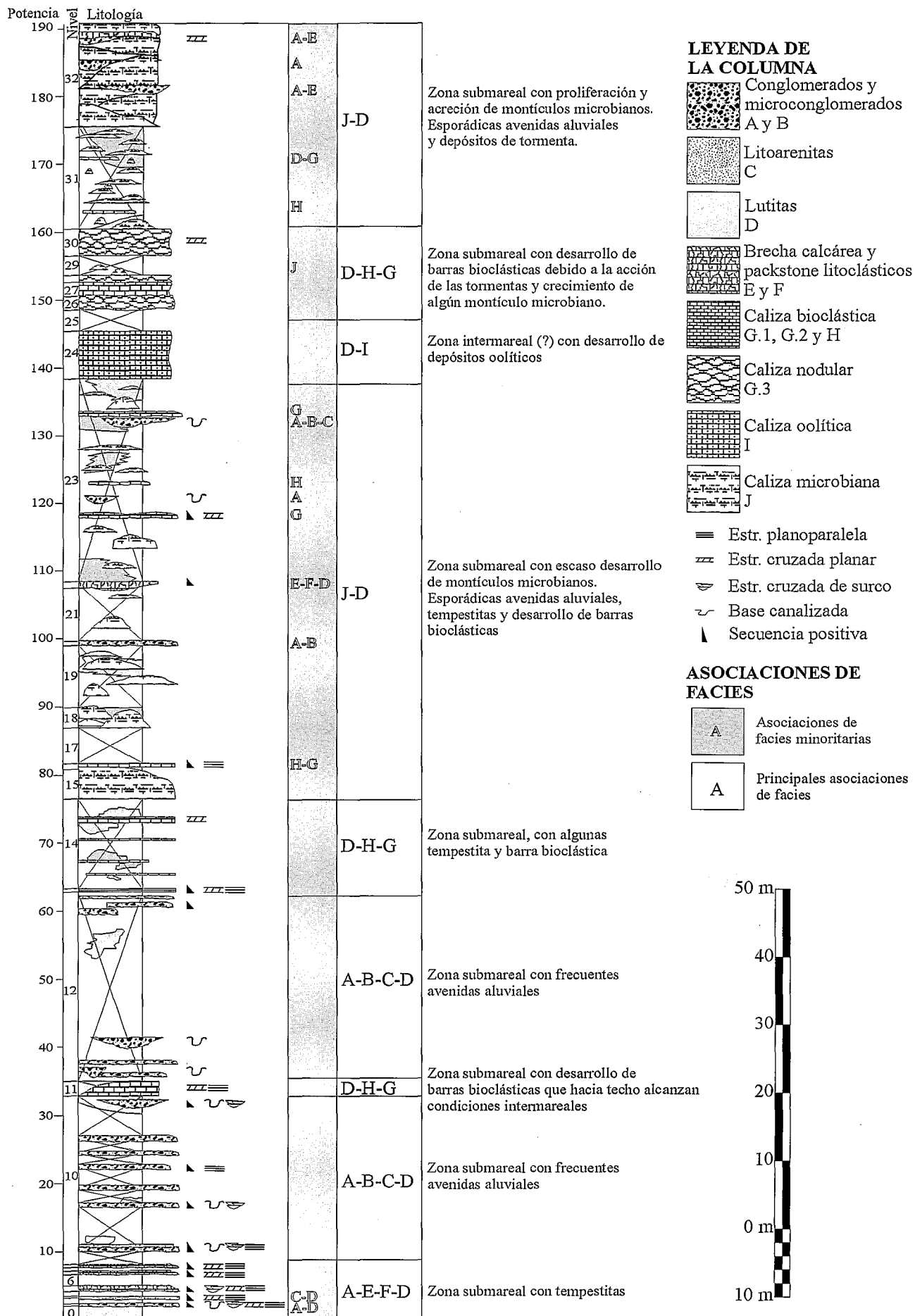


Figura 4.- Columna estratigráfica de Sierra Boyera.



gr. *moelleri* Rauser-Chernousova, *Priscella prisca* (Rauser-Chernousova y Reitlinger), *Globoendothyra baileyi* (Hall), *Mediocris mediocris* (Vissarionova), y *Koskinobigenerina prisca* (Lipina).

*Antolín 4*

En este afloramiento se distinguen varios litosomas compuestos por brechas calcáreas clastosoportadas. Se observan tres litosomas mayores de tamaño métrico, no quedando expuesta la relación entre éstos, ya que la zona está muy cubierta. Los litoclastos presentan tamaños *pebble-cobble*; algunos están muy bioturbados y recristalizados, mientras que otros apenas sí lo están y son fundamentalmente bioclásticos. En estos últimos se han reconocido briozoos, bivalvos, gasterópodos, espículas de esponja, y crinoides, siendo muy abundantes los restos del *Microproblematica Saccamminopsis fusulinaeformis* (McCoy) (Fig. 3D).

*Sierra Boyera*

Se trata del mayor afloramiento de toda la zona, y el único en donde se ha podido levantar una sección estratigráfica relativamente continua de los materiales aflo-

rantes (Fig. 4). La base se localiza en las coordenadas geográficas de 5° 14' 40" O, y 38° 16' 30" N, y se encuentra situada en la orilla del embalse. Las capas basales tienen una dirección N150°E, con un buzamiento 35° NE, manteniéndose esta disposición en el resto de la sucesión. Los foraminíferos determinados en la sección están expresados gráficamente en la figura 5.

A pesar del amplio espectro composicional, característico en los materiales carbonáticos del Carbonífero, se ha podido diferenciar y agrupar un total de diez facies cuya distribución en la sucesión de Sierra Boyera puede verse en la figura 4.

*Facies A.* Bancos tabulares y lenticulares, con potencias que oscilan desde escasos centímetros hasta un metro, de conglomerados polimícticos con cantos silíceos y carbonáticos, de hasta 10 cm de diámetro máximo y de 1 a 4 cm de media. La fábrica es clastosoportada aunque en algún estrato o zona del mismo puede ser matrizsoportada. En los bancos lenticulares la extensión lateral varía desde 1 m hasta unos pocos metros. La base de los estratos es erosiva y en ocasiones canalizada. La matriz es principalmente siliciclástica. Los cantos silíceos son redondeados mientras que los litoclastos carbonáticos son muy angulosos, con fragmentos bioclásticos incluidos (crinoides y braquiópodos).

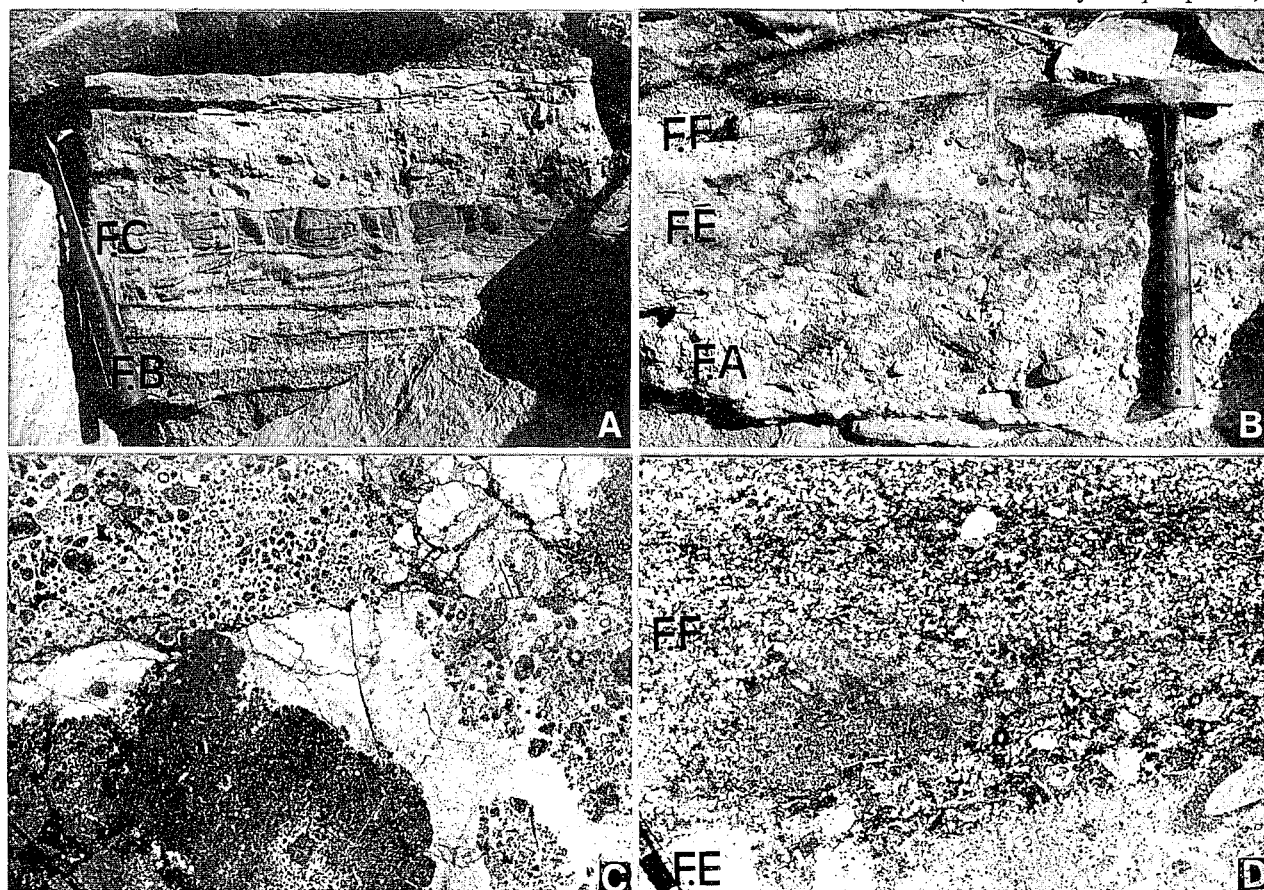


Figura 6.- Sierra Boyera. A. Microconglomerado (Facies B) donde se observan dos secuencias granodecrecientes, pasando a litoarenitas (Facies C) hacia el techo de las secuencias; las bases de las secuencias son ligeramente erosivas, la primera más que la segunda; se pueden ver laminaciones plano paralelas y cruzadas; la segunda secuencia destaca por la presencia de clastos de dos a tres centímetros en su zona basal; la longitud del martillo es 33 cm. B. Conglomerado en la base (Facies A), pasando a brechas calcáreas (Facies E) con abundantes cantos de siliciclásticos redondeados; el banco está formado por una única secuencia, y que hacia techo se encuentran un *packstone* litoclástico (Facies F); la base es canalizada y erosiva; comparar con la figura 6C; la longitud del martillo es 33 cm. C. Brecha calcárea (Facies E); la división de la reglilla es un milímetro. D. Brecha calcárea (Facies E, en la base de la fotografía), pasando a *packstone* de litoclastos (Facies F), con abundantes granos de cuarzo y cuarcita; la muestra está recogida en los últimos 10 centímetros del banco de la figura 6B; la división de la reglilla es un milímetro.



**Figura 7.-** Sierra Boyera. A. Caliza bioclástica en la que destacan conchas de braquiópodos, perfectamente alineadas, con laminación planoparalela (Facies G.1); comparar con la figura 7B; el diámetro de la moneda es 2,5 cm. B. *Grainstone-packstone* de *Koninckopora* (Facies G.1); la división de la reglilla es un milímetro. C. *Packstone-grainstone* de briozoos (Facies G.2); la división de la reglilla es un milímetro.

**Facies B.** Estratos tabulares de microconglomerados polimícticos con matriz carbonática-silíceo. Los estratos muestran secuencias granodecrecientes de escala decimétrica, con laminación plano paralela, cruzada planar y paralela ondulada (Fig. 6A). Los clastos son fundamentalmente fragmentos de cuarcitas y granos de cuarzo, aunque también se encuentran fragmentos de caliza masiva, bioclástica y encrinítica. Se observan grandes fragmentos de corales rugosos. El diámetro de los cantos varía entre 2 y 5 mm, aunque se observan algunos cantos de tamaño centimétrico (1 a 4 cm) localizados de forma dispersa en la base y zona media de los estratos. Cuando no aparece la Facies A en la base, la base de B es erosiva.

**Facies C.** Estratos tabulares de litoarenitas, con potencias que oscilan entre 5 y 20 cm. Presentan secuencias granodecrecientes con laminación plano paralela y cruzada planar (Fig. 6A). Predominan los granos de cuarzo, aunque también aparecen frecuentemente lito-clastos carbonáticos.

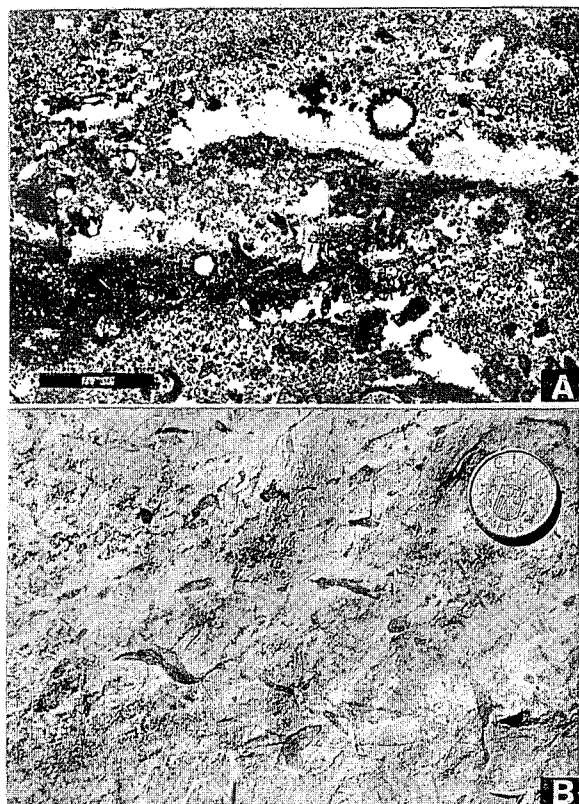
**Facies D.** Lutitas verdes pizarrosas con clastos dispersos, que presentan intercalaciones milimétricas y centimétricas de areniscas; a menudo aparecen interestratificadas entre microconglomerados, aunque lo normal es que afloren mal.

**Facies E.** Bancos tabulares y lenticulares de brechas calcáreas, tanto matrizsoportadas (Fig. 6B) como clastoportadas (Fig. 6C), con potencias desde centimétricas hasta decimétricas. Las bases son erosivas y en ocasiones canalizadas, y presentan secuencias granodecrecientes con laminación plano paralela a techo. Los litoclastos son angulosos, con un tamaño *pebble-cobble*. La composición mayoritaria de los litoclastos es peletoidal (Fig. 6C), en ocasiones con algunos granos de cuarzo. El resto de bioclastos y elementos están incluidos en los litoclastos. Además de los peletoides, aparecen briozoos, *Koninckopora*, ostrácodos y cianobacterias, en porcentajes muy bajos.

**Facies F.** Estratos tabulares de calizas litoclásticas. La potencia de los estratos es centimétrica, desde 10 hasta 20 cm (Fig. 6B). Se observa laminación plano-paralela y cruzada planar y secuencias granodecrecientes. Las microfacies son *packstones* fundamentalmente de pseudopeloides, aunque también se observan algunos litoclastos de tamaño *pebble* (Fig. 6D). En porcentajes altos, superiores al 25%, se observan terrígenos, fundamentalmente granos de cuarzo, aunque también se encuentran cantos de cuarcitas y areniscas. Los bioclastos más importantes son los braquiópodos (10%), ungdarelláceas (10%) y crinoides (15%). El resto de bioclastos son minoritarios, con porcentajes inferiores o iguales al 1%, y entre los que se pueden citar briozoos, *Koninckopora*, trilobites, equinoideos, ostrácodos, foraminíferos, *Fasciella*, algas del tipo de *Stacheiina*, palaeobereséllidos, y otras algas indeterminadas. También aparece algún oolite. Los porcentajes de micrita y esparita son muy bajos. La selección de los componentes es media, aunque se encuentran ordenados en secuencias granodecrecientes. El grado de fragmentación es muy alto, y el del empaquetamiento también.

**Facies G.** Estratos lenticulares de calizas bioclásticas en ocasiones nodulosas, cuyas microfacies son *grainstone-packstone*. La extensión lateral y potencia de los estratos es de pocos metros. Se han observado tres tipos fundamentales en función de su composición:

G.1. Niveles con conchas de braquiópodos (Fig. 7A), constituidos principalmente por grandes fragmentos de *Koninckopora* (Fig. 7B). El resto de componentes son minoritarios y corresponden a briozoos, trilobites, moluscos, ungdarelláceas, algas indeterminadas, crinoides, *Fasciella*, corales tabulados (siringopóridos) y bivalvos. Los peloides son fundamentalmente bahamitas. La selección es claramente bimodal, estando la



**Figura 8.-** Sierra Boyera; A. *Wackestone* peletoidal (Facies J), destaca de la microfacies su bioturbación, así como las cavidades de pequeño tamaño. La división de la reglilla es un milímetro. B. Caliza masiva bioconstruida (Facies J) con cavidades con una disposición preferencial paralela a la estratificación; los rellenos micríticos y de siliciclásticos de las cavidades son de colores rojizos; el diámetro de la moneda es 2,5 cm.

fracción gruesa constituida por fragmentos de dasycladáceas y grandes braquiópodos y la fracción fina por la matriz micrítica con los peloides y el resto de componentes. El grado de empaquetamiento es relativamente alto. Esto, junto con el gran tamaño de los braquiópodos y dasycladáceas, hace que la microfacies sea prácticamente un *rudstone*. La orientación de los bioclastos es muy marcada y define una laminación plano paralela y cruzada planar. A techo de los bancos es frecuente la porosidad frenestral con rellenos esparíticos.

G.2. Niveles con briozoos (Fig. 7C). Estos pueden llegar a constituir el 30% de la roca, y en porcentajes altos también se reconocen crinoides (20%) y braquiópodos (10%). Los terrígenos son también abundantes, pudiendo aparecer granos de cuarzo y fragmentos de areniscas. Se encuentran litoclastos de diversa naturaleza, totalmente micríticos, esparíticos, así como espículas. El resto de componentes son pseudopeloides, *Fasciella*, equinoideos, ungdarelláceas, ostrácodos, trilobites, foraminíferos, siringopóridos, corales rugosos y *Koninckopora*. Muchos de estos elementos aparecen como cortoides, ya que los procesos de micritización son muy frecuentes. Los procesos de silicificación son también bastante comunes. El grado de selección es en general bajo y los elementos están formando secuencias granodecrecientes poco marcadas. El grado de fragmentación es moderado y la orientación de los ele-

mentos alargados marca una laminación plano paralela no muy marcada.

G.3. Niveles constituidos fundamentalmente por espículas de esponja silíceas. Estas facies se encuentran principalmente en las calizas nodulosas. También aparecen en porcentajes altos briozoos y litoclastos de tamaño *pebble* (15% y 10% respectivamente). El resto de bioclastos mayoritarios son *Fasciella*, crinoides, foraminíferos, gasterópodos, trilobites, ostrácodos, equinoideos, ungdarelláceas, corales rugosos, *Aphralysia*, además de algunos granos de cuarzo y peloides. La selección es de baja a moderada y el grado de fragmentación medio. Las espículas y el resto de elementos alargados están formando una estratificación cruzada de bajo ángulo, adaptada a la forma ondulada de los estratos.

*Facies H.* Estratos tabulares, ocasionalmente lenticulares, con una potencia que varía entre 10 y 20 cm. Las microfacies son *packstone-wackestone* bioclásticos con una gran diversidad de componentes, encontrándose fundamentalmente briozoos, crinoides y espículas de esponja. Otros elementos comunes son los peloides, tanto bahamitas como pseudopeloides. También se observan *Koninckopora*, ungdarelláceas, *Fasciella*, braquiópodos, foraminíferos y trilobites, así como algún oide. Muchos de los elementos están afectados por procesos de micritización, pudiendo encontrarse casi totalmente micritizados o tan sólo con el borde externo micritizado. Tanto la micrita como la esparita son bastante abundantes, y están parcialmente dolomitizadas, no afectando esta dolomitización a los bioclastos. La selección es bastante baja y el grado de fragmentación alto, siendo la densidad de empaquetamiento intermedia. La orientación de las espículas marca una estratificación cruzada planar, apenas apreciable ya que son los únicos elementos orientados.

*Facies I.* Bancos tabulares bien estratificados de caliza oolítica, con una potencia de 20 a 30 cm. Se observa una continuidad lateral superior a los 10 m (recubiertos lateralmente). Las microfacies son *packstones* oolíticos. Los ooides constituyen un 60% de la microfacies, con un tamaño medio entre 0,6 y 0,9 mm. El resto de componentes corresponden a granos de cuarzo de escasa madurez, fragmentos de areniscas, y algunos crinoides. Destaca el tamaño de los clastos de areniscas, que llegan a ser de 1,2-1,4 mm de diámetro. La matriz es fundamentalmente micrítica. Los núcleos de los ooides se encuentran formados por fragmentos de pizarras, areniscas de grano grueso a fino, cuarcitas, algunos crinoides, palaeobereséllidos, y foraminíferos. Los ooides están bastante recrystalizados, pero se observa que la textura original era radial en la mayoría, aunque en otros era tangencial. Los ooides radiales son superficiales, mientras que los tangenciales presentan de 4 a 6 bandas. Los ooides no son demasiado esféricos. La selección es bastante buena.

*Facies J.* Litosomas dómicos de caliza masiva con cavidades, que gradualmente adquieren aspecto brechoideo hacia el techo. Los litosomas tienen una potencia de 1-5 m. Las cavidades pueden ser centimétricas (>

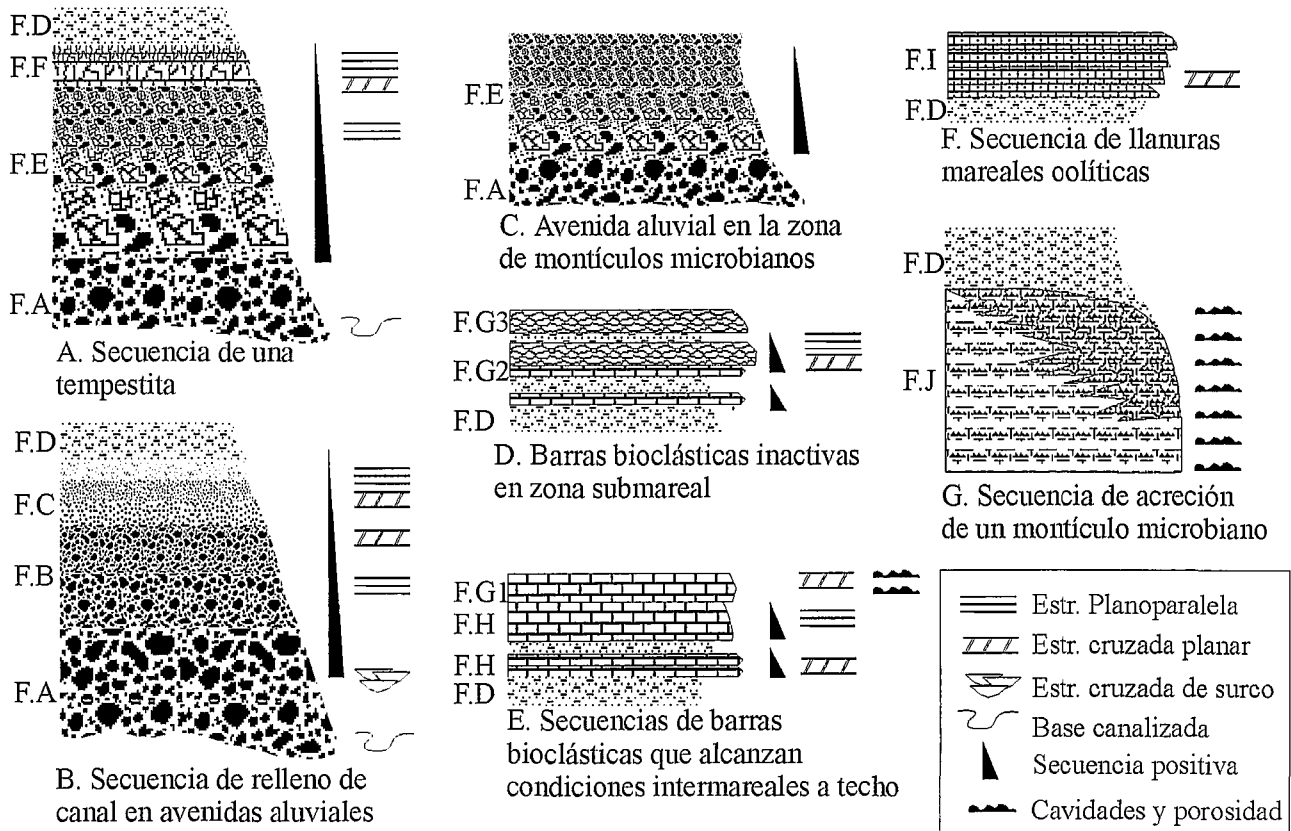


Figura 9.- Principales secuencias obtenidas a partir de las asociaciones de facies; sin escala.

5 cm), tipo estromatactoidea de base plana y techo interdigitado, o pequeñas fenestras (< 3 cm, Fig. 8), y pueden aparecer tapizadas por cementos radiales (Bathurst, 1959) y rellenas con sedimento interno siliciclástico en relación geopetal, de colores rojizos, característicos en el campo. Las microfases corresponden a *mudstone-wackestone* peletoidales (Fig. 8A). El contenido bioclástico observable es bajo, siendo los crinoides los más abundantes con un 5%, seguidos por los braquiópodos, *Koninckopora*, briozoos, *Girvanella*, ostrácodos, gasterópodos, foraminíferos, moluscos recristalizados, heterocorales, corales rugosos y *Fasciella*. Existe un pequeño porcentaje de bahamitas y *lumps*. La selección de los clastos es prácticamente nula y el grado de fragmentación es bajo, apareciendo la fábrica bioturbada.

En la sucesión de Sierra Boyera se han observado diferentes asociaciones de facies representadas en diferentes partes de la sección (Fig. 4). En los primeros 8 m de la sucesión, predominan las asociaciones de facies tipo A-E-F-D, E-F-D, E-D, de las que se obtiene una secuencia ideal A-E-F-D (Fig. 9A).

Los siguientes 50 m están representados por las asociaciones de facies A-B-C-D, C-D, B-D, A-D, A-C-D, de las que se obtiene una secuencia ideal A-B-C-D (Fig. 9B).

Desde la zona media de la columna hasta el techo se dan preferentemente las asociaciones de facies J-D (Fig. 9G).

El resto de asociaciones de facies son casos puntuales a lo largo de la columna, encontrándose a unos 33 m, a 62 m y a 149 m de la base la asociación de facies D-H-G (Fig. 9D y 9E).

De forma aislada, y sin relación alguna con las anteriores se observa la asociación de D-I (Fig. 9F), localizada a 138 m desde la base.

### Interpretación sedimentológica

El afloramiento de Antolín 1 corresponde a un depósito de tipo *debris flow*, en el que encontramos bloques angulosos de caliza de ambientes sedimentarios muy agitados (caliza oolítica), bioconstruidos (caliza de *Siphonodendron*) y ambientes poco agitados (caliza de espículas de esponja). El empaquetamiento tan denso que se observa entre los bloques de caliza y pequeños litoclastos es similar a los depósitos de *debris flow* descritos por Herbig (1984), Cook y Mulling (1983) o los expuestos por Enos y Moore (1983) con litoclastos procedentes de la destrucción de arrecifes. El tipo de flujo fue bastante denso, dejando un depósito básicamente clastosoportado (Nardin *et al.*, 1979; Lowe, 1982). Esta interpretación es válida igualmente para los depósitos observados en los afloramientos Antolín 3 y 4.

En este último afloramiento, a diferencia de los anteriores, están expuestos los materiales blandos entre los que aparecen interestratificados los depósitos de *debris flow*. Los niveles de concentración de bioclastos intercalados en las margas son depósitos resedimentados por flujos densos. En su conjunto, este tipo de depósitos denota la existencia de una cierta pendiente deposicional.

En la sección de Sierra Boyera se ha definido una serie de asociaciones de facies que sintetizan las rela-

ciones entre las facies observadas. Un dato diferenciable en relación con los afloramientos anteriores es que el escaso material blando que aflora son lutitas, sin que se hayan podido localizar margas.

Las asociaciones de facies A-B-C-D representan episodios de descargas clásticas (cantos de cuarcitas redondeadas) procedentes del continente, reflejando avenidas aluviales, con las típicas bases canalizadas, secuencias elementales granodecrecientes, y estructuras tractivas en los términos más finos (Fig. 9B). Todo ello indica que las avenidas aluviales corresponden a corrientes de turbidez con baja viscosidad y alta densidad (Lowe, 1982). En ocasiones, estos depósitos no tienen la base canalizada, lo que indica que su depósito fue en manto. La cantidad de carbonatos de la plataforma que fueron erosionados y añadidos al depósito de la avenida es relativamente baja.

La asociación de facies con una secuencia ideal es A-E-F-D se ha interpretado como tempestitas (Fig. 9A). El primer hecho que destaca es que sus términos están compuestos fundamentalmente por litoclastos carbonáticos angulosos de diverso tamaño. Las bases son erosivas, pero en ningún caso se han llegado a observar bancos netamente canalizados. La destrucción de los carbonatos de la plataforma y redistribución del material deja toda una serie de estructuras por decrecimiento de la energía que están agrupadas en los términos de Nelson (1982). Los términos más finos no están presentes en estas secuencias, y no se observan *ripples*, apareciendo únicamente laminación plano paralela hacia techo de los estratos.

Secuencias semejantes a éstas han sido descritas por Howard y Reineck (1972), Kreisa (1981) y Aigner (1985). A diferencia de éstos, una estructura que no aparece es la estratificación cruzada *hummocky*. Se interpreta esta ausencia en razón de los escasos depósitos de materiales finos en los que se ha observado esta estructura en otros afloramientos de la cuenca.

En las asociaciones de facies D-H-G predominan los carbonatos bioclásticos, con una alta diversidad y abundancia de bioclastos. Las diferentes asociaciones de restos fósiles se pueden ordenar batimétricamente. Los niveles donde son comunes las dasycladáceas y productidos son los que denotan los ambientes más someros, ya que las praderas de dasycladáceas actuales se han encontrado a una profundidad de hasta 30 m, pero son mucho más comunes a unos 5 m de profundidad (Wray, 1977; Gallagher, 1998). Por el contrario, los niveles con abundantes fenestélidos (briozoos) y espículas silíceas de esponja son clásicamente atribuidos a ambientes más profundos. En concreto, Horbury y Adams (1996) sitúan facies semejantes, en intervalos de al menos 20 m de profundidad.

En muchos niveles de la sección, las concentraciones de estos bioclastos quedan reflejadas en la abundancia de facies *packstones*, en las que también se observan laminaciones plano paralela y cruzada planar, que se interpretan como la acumulación producida por tormentas (Figs. 9D y 9E), o en fase inicial de forma-

ción de una barra calcarenítica (Harris, 1979). La secuencia más completa está representada en los niveles de *Koninckopora*, que llegan a reflejar secuencias de somerización a techo.

La asociación de facies J-D representa la proliferación y expansión de comunidades bentónicas microbianas. En la sección se puede clasificar como desarrollo extensivo de montículos microbianos (Gutteridge, 1995), caracterizado por el desarrollo de pequeños montículos (escala métrica) creciendo de forma aislada entre ellos y extendiéndose en la lateral. Los montículos microbianos son fácilmente caracterizables por su geometría cómica, textura micropeloidal, presencia de cavidades y cementos radiaxiales. La diversidad de componentes existentes, entre los que destacan las cianobacterias y dasycladáceas, los sitúa en la zona fótica y los hace comparables a la Fase D de Lees y Miller (1985). A menudo, interestratificados entre los montículos, aparecen depósitos de la asociación tipo A-E (Fig. 9C), que representarían descargas clásticas que truncan y erosionan el crecimiento de los montículos, reanudándose de nuevo el crecimiento sobre los depósitos de conglomerados y brechas. Moreno-González (1999) interpreta este tipo de depósitos como avenidas aluviales, en la zona de desarrollo de los montículos. También es común en esta facies J la formación de brechas a techo de los montículos. Este mismo autor planteó varias hipótesis para explicar la brechificación: aproximación al nivel de base del oleaje, tormentas y exposiciones subaéreas. Se podrían plantear otras más: acción de las mareas, erosión provocada por las avenidas aluviales, diagenéticas (por compactación diferencial), etc. Ninguna de éstas en sí misma explica todas las características observadas en las brechas, y debe tratarse de la interacción de varias a la vez.

La asociación de facies D-I se caracteriza por la gran cantidad de ooides existentes en la facies I. Se pueden destacar dos hechos en los niveles correspondientes a esta facies: en primer lugar, que el 95% de los núcleos está constituido por granos de cuarzo con un bajo grado de madurez; y, en segundo lugar, que las fábricas radiales son mucho más abundantes que las tangenciales. Que los núcleos sean casi exclusivamente granos de cuarzo indica un área fuente de siliciclásticos próxima. Se ha interpretado que las fábricas radiales son mayoritarias en ambientes donde la energía no fue constante, existiendo periodos de baja energía que favorecieron el crecimiento radial de los cristales (Loreau y Purser, 1973). Por el contrario, Heller *et al.* (1980) interpretaron el paso de los ooides tangenciales a radiales por su comportamiento hidrodinámico en relación a su tamaño, de forma que los ooides menores de 0,6 mm son tangenciales, y los mayores son radiales. En estos niveles no se ha identificado que esta diferencia esté relacionada con ningún diámetro crítico.

Los bancos se depositaron en condiciones intermareales, y cabría interpretarlos como barras oolíticas en una zona submareal o como depósitos de llanura intermareal. Por la proximidad a un área fuente de siliciclásticos, así

como la alternancia con periodos de baja energía se considera como más probable la segunda opción.

La mayor parte de las facies que se han encontrado en la sección de Sierra Boyera se desarrollaron en zonas submareales de la plataforma interna, aunque aparecen de forma esporádica facies intermareales (Facies I) y exposiciones subaéreas (Facies G.1). El crecimiento, proliferación y acreción de los montículos aumenta hacia el techo de la sucesión, lo que se interpreta como una profundización (Moreno-González, 1999). Si se tiene en cuenta que en la sección de Sierra Boyera han sido reconocidas las Zonas 14 (?) y 15 de foraminíferos, esta transgresión representaría los únicos restos registrados en la zona del ciclo glacioeustático de tercer orden D5b de Ramsbottom (1973).

La Unidad de la Sierra del Castillo es una unidad estructural en la que los bloques procedentes de diferentes ambientes de sedimentación pueden llegar a aflorar juntos. En el área estudiada no existe ninguna relación sedimentaria directa entre las facies de plataforma interna en condiciones submareales reconocidas en la sección de Sierra Boyera, y los depósitos relacionados con flujos gravitatorios en la zona de Antolín. El afloramiento de la zona de Antolín no es lo suficientemente bueno como para definir si se trata de un talud *sensu stricto*, o una ligera ruptura de la pendiente en zonas distales de la plataforma. El contacto actual entre los afloramientos de Antolín y Sierra Boyera se ha interpretado como una falla, ya que están muy próximos y no se observa continuidad de las capas, por lo que no se puede precisar cual era el tipo de relación paleogeográfica que existía entre ambas áreas.

### Bioestratigrafía

En algunos niveles de Antolín 1 los únicos taxones típicos de la Zona 15 que se han encontrado corresponden a grandes acumulaciones de *Saccamminopsis* o presencia de *Palaeotextularia*. A pesar de esta escasez de formas típicas, provisionalmente asignamos todo el conjunto a la Zona 15. Igualmente, en Antolín 4, la abundancia de *Saccamminopsis* corresponde a la Zona 15. No se debe olvidar que estas dataciones están basadas en los foraminíferos encontrados en los litoclastos, por lo que, en sí, dichas cronozonas corresponden al momento en el que los carbonatos fueron producidos, y no al momento en el que tuvo lugar el depósito de tipo *debris flow*, y que al menos, debe ser también de la Zona 15 como mínimo.

En Antolín 3, la asociación solamente indica una Zona 14, pero se considera que no es muy representativa, ya que si se considera la zona de Antolín 1 como una zona con deslizamientos, la edad de éstos tuvo que ser la misma, aunque en los litoclastos los foraminíferos que se encuentran pertenezcan a zonas diferentes. Por tanto, al afloramiento de Antolín 3 también se le puede asignar al menos una Zona 15.

En el corte de Sierra Boyera (Fig. 5), al igual que en otras secciones del Guadiato, la presencia de foraminí-

feros es bastante escasa, y por tanto las determinaciones no siempre están basadas en un número de cortes de foraminíferos adecuado. En la primera muestra seleccionada, un corte lateral no bien orientado de *Vissariotaxis compressa* (Brazhnikova) justificaría la datación de la muestra como de la Zona 15, aunque, debido a la mala calidad del corte, no se puede asegurar. En los niveles 13a y 17 aparecen los primeros ejemplares de *Endothyranopsis crassa* Brady. Además, la presencia de *Saccamminopsis fusulinaeformis* (McCoy) no comienza a ser abundante hasta el nivel 27. Se van a considerar válida la datación de la Zona 15 a partir de las determinaciones de *Endothyranopsis crassa* (Brady); por tanto, casi toda la sección estaría comprendida en la Zona 15.

Un hecho que se ha considerado para contrastar estas dataciones es la semejanza de los ambientes de sedimentación, y por tanto de la sucesión, con los afloramientos de La Casa de las Caleras (Moreno-González 1999). En esta localidad, el desarrollo de montículos microbianos se produce fundamentalmente a partir de la Zona 15, mientras que en la Zona 14 de este afloramiento, se identifica una llanura mareal muy extendida, que no aparece en Sierra Boyera

### Conclusiones

En este trabajo se ha descrito la sucesión estratigráfica del área de Sierra Boyera, cuya importancia radica en que junto a los afloramientos de la Sierra del Castillo (Cózar-Maldonado, 1996) presentan un amplio espectro de ambientes sedimentarios que caracterizan a la unidad estructural del mismo nombre y propuesta por Cózar y Rodríguez (1999). Estos afloramientos estarían representados por facies de la plataforma interna, de origen carbonatado y fundamentalmente dominada por las tormentas. Hay algunos afloramientos que representan ambientes dominados por flujos gravitatorios en la zona de Antolín, aunque este tipo de depósitos es más común en los sedimentos de la Unidad del Fresnedoso.

Las facies encontradas en la zona de Antolín son fundamentalmente brechas calcáreas producto de flujos de tipo *debris flow* y depósitos margosos y lutíticos circundantes. Entre las facies identificadas en la sección de Sierra Boyera, unas han sido interpretadas como avenidas aluviales (asociación de facies A-B-C-D), otras como tempestitas (asociación de facies A-E-F-D), otras como sedimentos de la zona intermareal (asociación de facies D-I) y submareal (asociación de facies D-H-G), y por último, otras debidas al desarrollo extensivo de montículos microbianos (asociación de facies J-D).

Otro resultado importante es la precisión en las dataciones. Las que existían en la zona eran vagas, muy amplias, y en ocasiones incorrectas, lo que complicaba bastante la comprensión de la estructura del área. Se ha concretado que los afloramientos estudiados corresponden en su amplia mayoría a la Zona 15 de foraminíferos. En la zona de Antolín, dos afloramientos han sido datados como Zona 15 y el restante como Zona 14. Estas dataciones están basadas en los foraminíferos obtenidos

de los litoclastos de las brechas calcáreas, por lo que se interpreta que el proceso de *debris flow* tuvo que producirse al menos en una edad correspondiente a la Zona 15. En la sección de Sierra Boyera las dataciones de la base son imprecisas, pudiendo corresponder a una Zona 14. A partir de los sedimentos datados como Zona 15, se produce el desarrollo extensivo de montículos microbianos, al igual que en el área de La Casa de las Caleras. Esto ha permitido el reconocimiento del ciclo glacioeustático de tercer orden que puede quedar plasmado a lo largo de la sucesión estratigráfica. En concreto, la sección de Sierra Boyera se puede correlacionar con el evento transgresivo del ciclo D5b de Ramsbottom (1973).

Este trabajo se ha realizado en el ámbito de los proyectos subvencionados PB91-0083 y PB96-0842. Nuestro agradecimiento a nuestra compañera A. Calvo, con la que realizamos la cartografía de la zona. Un reconocimiento aparte se merece la Dra. Martínez-Chacón, que amablemente accedió a realizar las determinaciones que le fueron posibles sobre el escaso material de braquiópodos que conseguimos muestrear. La revisión del manuscrito por M. Rodríguez-Martínez, dos anónimos revisores y el editor ha mejorado notablemente el mismo.

## Bibliografía

- Aigner, T. (1985): *Storm Depositional Systems*. Springer-Verlag, Berlin, 174 p.
- Apalategui, O. y Roldán, F.J. (1985): *Memoria del Mapa de Peñarroya-Pueblonuevo* (879). Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, IGME, Madrid, 62 p.
- Azor, A., González Lodeiro, F. y Simancas, J.F. (1984): Tectonic evolution of the boundary between the Central-Iberian and Ossa-Morena zones (Variscan belt, southwest Spain). *Tectonics*, 13: 45-61
- Bathurst, R.G.C. (1959): The cavernous structure of some Mississippian stromatolite reefs in Lancashire, England: *Jour. Geology*, 67: 506-521.
- Blatt, H., Middleton, G. y Murray, R. (1972): *Origin of sedimentary rocks*. Englewood Cliffs, New Jersey, 653 p.
- Burg, J.P., Iglesias, M., Laurent, Ph. Matte, Ph. y Ribeiro, A. (1981): Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Córdoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78: 161-177.
- Cook, H.E. y Mullins, H.T. (1983): Basin margin environment. En: Carbonate depositional environments (P.A. Scholle, D.G. Bebout y C.H. Moore, Eds.). *Amm. Asoc. Petr. Geol.*, Mem. 33: 540-617.
- Cózar, P. y Rodríguez, S. (1999): Propuesta de nueva nomenclatura para las unidades del Carbonífero Inferior del Área del Guadiato (Córdoba). *Bol. Geol. Min.*, 110: 237-254.
- Cózar-Maldonado, P. (1996): Biozonas de foraminíferos de la Sierra del Castillo (banda central de la Cuenca del Guadiato, Córdoba). *Col. Paleont.*, 48: 47-72.
- Cózar-Maldonado, P. (1998): *Bioestratigrafía con foraminíferos del Carbonífero Inferior del sector Norte del sector Norte del área del Guadiato (Córdoba)*. Tesis doctoral Universidad Complutense de Madrid, 590 p. (Inédita).
- Enos, P. y Moore, C.H. (1983): Fore-reef slope environment. En: Carbonate depositional environments (P.A. Scholle, D.G. Bebout y C.H. Moore, Eds.). *Amer. Assoc. Petr. Geol.*, Mem. 33: 508-537.
- Gallagher, S.J. (1998): Controls on the distribution of calcareous Foraminifera in the Lower Carboniferous of Ireland. *Mar. Micropal.*, 34: 187-211.
- Gutteridge, P. (1995): Late Dinantian (Brigantian) carbonate mud-mounds of the Derbyshire carbonate platform. En: Carbonate Mud-Mound: their origin and evolution (C. Monty, D.W.J. Bosence, P.H. Bridges y B. Pratt, Eds.). *Spec. Publ. Intern. Assoc. Sediment.*, 23: 289-307.
- Harris, P.M. (1979): *Facies anatomy and diagenesis of a bahamian ooid shoal*. Miami, Sedimenta VII, Univ. Miami, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, 163 p.
- Heller, P.L., Komar, P.D. y Pevear, D.R. (1980): Transport processes in ooid genesis. *Jour. Sediment. Petrol.*, 50: 943-952.
- Herbig, H.G. (1984): Rekonstruktion eines nicht mehr existenten Sedimentationsraumes-Die Kalkgerölle mit Karbon-Flysch der Malagiden (Betsische Kordillere, Südsanien). *Facies*, 11: 1-108.
- Horbury, A. D. y Adams, A. E. (1996): Microfacies associations in Asbian carbonates: an example from the Urswick Limestone Formation of the southern Lake District, northern England. En: Recent Advances in Lower Carboniferous Geology (P. Strogon, I.D. Somerville y G.L.I. Jones, Eds.). *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 107: 221-237.
- Howard, J.D. y Reineck, H.E. (1981): Depositional facies of high-energy beach-to-offshore sequence: comparison with low-energy sequence. *Amm. Asoc. Petr. Geol., Bull.*, 65: 807-830.
- Kreisa, R.D. (1981): Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of Southwestern Virginia. *Jour. Sediment. Petrol.*, 51: 823-848.
- Lees, A. y Miller, J. (1985): Facies variation in Waulsortian buildups. Part 2. Mid-Dinantian buildups from Europe and North America. *Geol. J.*, 20: 159-180.
- Loreau, J. P. y Purser, B. H. (1973): Distribution and ultrastructure of Holocen ooids in the Persian Gulf. En: The Persian Gulf (Purser B. H., Ed.). Springer-Verlang, Berlin, 279-328.
- Lowe, D.R. (1982): Sediment gravity flows II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Jour. Sediment. Petrol.*, 52: 279-297.
- Mamet, B.L. (1974): Une zonation par foraminifères du Carbonifère inférieur de la Téthys occidentale. 7<sup>o</sup> Cong. Inter. Stratig. Géol. Carbonifère, C.R. 3, Krefeld 1971, 391-408.
- Mamet, B.L. y Martínez, C. (1981): Late Viséan microfossils of the Las Caleras Bajas limestones (Córdoba, Spain). *Rev. Esp. Micropaleont.*, 13: 105-118.
- Martínez-Poyatos, D., Simancas, J.F., Azor, A. y González Lodeiro, F. (1998): La estructura del borde meridional de la zona Centroibérica (Macizo Ibérico) en el norte de la provincia de Córdoba. *Rev. Soc. geol. España*, 11: 87-94.
- Moreno-González, I. (1999): *Paleontología y sedimentología de los afloramientos de montículos fangosos en La Casa de la Calera (NW de Córdoba)*. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid, 176 p. (Inédita).
- Nardin, T.R., Hein, F.J., Gorsline, D.S. y Edwards, B.D. (1979): A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor system. En: Geology of continental slope (O.H. Pilkey y L.S. Doyle, Eds.). *Soc. Econ. Pal. Miner., Spec. Publ.* 27: 61-73.
- Nelson, C.H. (1982): Modern shallow-water graded sand layers from storm surges, Bering Shelf: A mimic of Bouma sequences and turbidite systems. *Jour. Sediment. Petrol.*, 52: 537-545.

- Ramsbottom, W. H. C. (1973): Transgressions and regressions in the Dinantian: a new synthesis of British Dinantian stratigraphy. *Proc. Yorkshire Geol. Soc.*, 39: 567-607.
- Rodríguez, S., Calvo, A., Cózar, P. y Falces, S. (1996): Sucesiones carbonatadas de edad Namuriense en la banda central de la cuenca del Guadiato (Córdoba). En: *Comunicaciones XII Jornadas de Paleontología* (T. Palacios y R. Gozalo, Eds.), Badajoz 1996, Universidad de Extremadura, 105-108.
- Wagner, R.H., Coquel, R. y Broutin, J. (1983): Mississippian floras of the Sierra Morena, SW Spain: a progress report. En: *Contributions to the Carboniferous Geology and paleontology of the Iberian Peninsula* (M.J. Lemos de Sousa, Ed.), Universidade do Porto, Faculdade de Ciencias, Mineralogia e Geologia, 101-126.
- Wray, J. L. (1977): *Calcareous algae*, Developments in Paleontology, vol. 4, Elsevier, Amsterdam, 185 p.

*Manuscrito recibido el 17 de julio de 1999*

*Aceptado el manuscrito revisado el 10 de abril de 2000*