

Análisis sedimentológico y bioestratigráfico de afloramientos del Serpujoviense inferior (Mississippiense) en las proximidades de Adamuz (Córdoba, SO de España)

Sedimentological and biostratigraphical analysis of lower Serpukhovian rocks (Mississippian) in the proximity of Adamuz (Córdoba, SW Spain)

Pedro Cózar¹, Sergio Rodríguez² y Ramón Mas³

CÓZAR, P., RODRÍGUEZ, S. y MAS, R. 2004. Análisis sedimentológico y bioestratigráfico de afloramientos del Serpujoviense inferior (Mississippiense) en las proximidades de Adamuz (Córdoba, SO de España). [Sedimentological and biostratigraphical analysis of lower Serpukhovian rocks (Mississippian) in the proximity of Adamuz (Córdoba, SW Spain)]. *Coloquios de Paleontología*, **54**: 115-130.

Resumen: Se han estudiado tres secciones con potentes registros de sucesiones estratigráficas y dos afloramientos de reducidas dimensiones en los materiales mississippienses al NO de Adamuz. Los materiales han sido interpretados como facies de talud constituidas por una sedimentación hemipelágica, en las que se emplazaron frecuentes olistolitos, debris flows, deslizamientos y turbiditas. Gran parte de los olistolitos y de los clastos contenidos en los debris flows son asignados al Viséense superior, pero algunos olistolitos, turbiditas y wackestones de espículas de esponjas (probablemente también facies autóctonas del talud) muestran asociaciones de foraminíferos y algas del Pendleense (Serpujoviense inferior). En consecuencia, la edad del depósito en su conjunto es asignado al Pendleense.

Los datos estratigráficos, bioestratigráficos y sedimentológicos reconocidos en estos afloramientos son comparables a los descritos en el Área del Guadiato, que contiene uno de los escasos registros de rocas carbonáticas de edad Pendleense en la región. Sin embargo, también se han reconocido diferencias significativas con el Área del Guadiato, por lo que la correlación directa entre ambas plantea algunas dudas, ya que las condiciones tectónicas que prevalecieron durante la sedimentación en ambas zonas parece que fueron ligeramente distintas.

Palabras clave: Estratigrafía, Bioestratigrafía, Carbonífero, Sierra Morena, España.

Abstract: Three thick stratigraphic sections and two small outcrops have been studied in Mississippian rocks to NW Adamuz. These rocks have been interpreted as slope facies, containing a hemipelagic background sedimentation, with common olistolites, debris flows, slumps and turbidite beds. The majority of the olistolites and clasts embedded in the debris flows are assigned to the late Viséan, but some olistolites, turbidite beds and wackestones of sponge spicules (likely also background sedimentation), exhibit foraminiferal and algal assemblages assigned to the Pendleian (early Serpukhovian). Thus, the age of the entire deposit is considered as Pendleian in age. Stratigraphic, biostratigraphic and sedimentological features of this area in Adamuz are similar to those described in the literature from the Guadiato Area, which contains one of the scarce record of Pendleian carbonate rocks in the region. However, some differences have been also recognised, and thus, the correlation between the Guadiato Area and Adamuz is questionable, because the tectonic conditions which controlled the sedimentation in both areas are slightly different.

Key words: Stratigraphy, Biostratigraphy, Carboniferous, Sierra Morena, Spain.

INTRODUCCIÓN

Los afloramientos de edad carbonífera son comunes en la provincia de Córdoba, pero no todos ellos han

sido estudiados en detalle, y en algunos casos, el conocimiento de los mismos se reduce a algunas nociones generales de su litología o estratigrafía. Uno de estos afloramientos, de los cuales apenas si se dispone de da-

¹ UEI y Dpto. de Paleontología, Instituto de Geología Económica CSIC-UCM y Facultad de Ciencias Geológicas, José Antonio Novais 2, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid (España), e-mail: pcozar@geo.ucm.es

² Dpto. y UEI de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas e Instituto de Geología Económica CSIC-UCM, José Antonio Novais 2, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid, España. e-mail: sergrodr@geo.ucm.es

³ Dpto. y UEI de Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas e Instituto de Geología Económica CSIC-UCM, José Antonio Novais 2, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid, España e-mail: ramonmas@geo.ucm.es

tos, son los niveles lutíticos con intercalaciones calcáreas entre las localidades de Adamuz y Obejo, al Noroeste de la ciudad de Córdoba (Fig. 1). Salvo la excepción realizada durante la elaboración de la Serie MAGNA (APALATEGUI *et al.*, 1985a), no existe ningún otro trabajo que haya analizado estos materiales. APALATEGUI *et al.* (1985a) denominaron estos afloramientos como Carbonífero de la Cuenca del Guadiato, y se reconocieron bandas de rocas semejantes a las descritas en la zona del Valle del Río Guadiato, y de los que se conocían más datos estratigráficos y bioestratigráficos (APALATEGUI *et al.*, 1985b, 1985c). Los afloramientos se asignaron al Viseense superior-Namuriense debido a la presencia del coral rugoso *Clisiophyllum* cf. *keyserlingi* MCCOY y los braquiópodos: *Schurchertella* sp., *Echinoconchus* sp., *Megachonetes* cf. *sillyi* (THOMAS), *Kotria* sp., *Anthrolepirifer* (?) sp., *Unispirifer* (?) sp., *Schirophoria* sp., *Goniophoria* cf. *monostrosa* (YASNISSHESKY), *Girtyella* (?) sp., y *Linoproducivae* sp. La datación de los materiales carbonatados se debe fundamentalmente a trabajos como WEISFLOG (1963) o MAMET & MARTÍNEZ (1981). En WEISFLOG (1963) se pueden encontrar listados de braquiópodos y MAMET & MARTÍNEZ (1981) estudiaron las asociaciones de algas y foraminíferos en afloramientos al noroeste del Área del Guadiato, donde, debido a su proximidad con la cuenca de carbón de Peñarroya-Belmez-Espiel (WAGNER & JURADO, 1988), el análisis de los materiales carboníferos se desarrolló en mayor medida. Recientemente, desde el año 1992, se han venido desarrollando diversos proyectos de investigación en las rocas mississippienses en el Área del Guadiato, aportándose nuevos datos al conocimiento de estas series pizarrosas del Serpujoviense inferior con olistolitos del Viseense, mediante el análisis de numerosas secciones estratigráficas (e.g. CÓZAR, 1998; CÓZAR & RODRÍGUEZ, 1999a, 1999b, 2004). En consecuencia, el Área del Guadiato se va a considerar en este trabajo como el patrón de referencia y comparación de las diferentes características observadas en los afloramientos en las proximidades de Adamuz, área en la que por ahora, se han podido analizar pocos afloramientos.

En la zona de Adamuz los olistolitos son de gran tamaño y, generalmente, más abundantes que en el Área del Guadiato. Dichos olistolitos, normalmente afloran en la parte alta de los cerros y, aunque los valles que los rodean suelen ser estrechos y profundos,

sólo dan lugar a escasos afloramientos de los términos predominantemente pizarrosos asociados que, con frecuencia, presentan delgadas intercalaciones de otras litologías como calizas o areniscas. Este hecho condiciona significativamente la calidad de los muestreos y en sí mismo, que la relación directa entre los olistolitos y las pizarras sea sólo observada ocasionalmente. Se han analizado tres secciones que presentan bastante continuidad estratigráfica, La Urraquilla Baja, Río Varas, y el Arroyo de Concejo (Fig. 1). Adicionalmente, se han encontrado otros afloramientos, El Cuchillar y Niño Bonito (Fig. 1), con series estratigráficas de espesores reducidos, no más de 40 m, pero que aportan datos significativos a la hora de contrastar la continuidad lateral de los intervalos estratigráficos y asociaciones de microfósiles reconocidas en las mencionadas secciones.

El contexto geológico de la zona de Adamuz, como en la mayor parte de los afloramientos carboníferos en Sierra Morena es controvertido. Estos afloramientos se localizan en la denominada Zona de Ossa Morena (LOTZE, 1945), zona que ha sido ampliamente debatida por algunos autores debido a su polémico borde Norte, el Batolito de los Pedroches (e.g. BURG *et al.*, 1981; QUESADA, 1990; WAGNER, 1999). La presencia de diversas fallas de cizalla en la región (APALATEGUI *et al.*, 1990), ha dado como resultado la amalgamación de diversos bloques con sucesiones estratigráficas distintas (WAGNER, 1999). Los modelos tectónico-sedimentarios generales que se han publicado (e.g. GABALDÓN *et al.*, 1983a; COLMENERO *et al.*, 2002), no explican satisfactoriamente todas las diferentes sucesiones estratigráficas en esta región, y la relación entre las mismas. En consecuencia, estos afloramientos de la provincia de Córdoba son referidos al nombre geográfico de Sierra Morena, que sirve al lector exclusivamente de referencia para su localización geográfica.

Los materiales carboníferos están limitados al Norte por materiales del Proterozoico-Ordovícico de la Unidad alóctona del dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina (e.g. filitas, esquistos y gneises). Hacia el Sur, afloran principalmente pizarras, cuarzoesquistos y micaesquistos (Precámbrico-Ordovícico) del Grupo de Sierra Albarraña (Dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano) (APALATEGUI *et al.*, 1985a). El contexto estratigráfico básica-

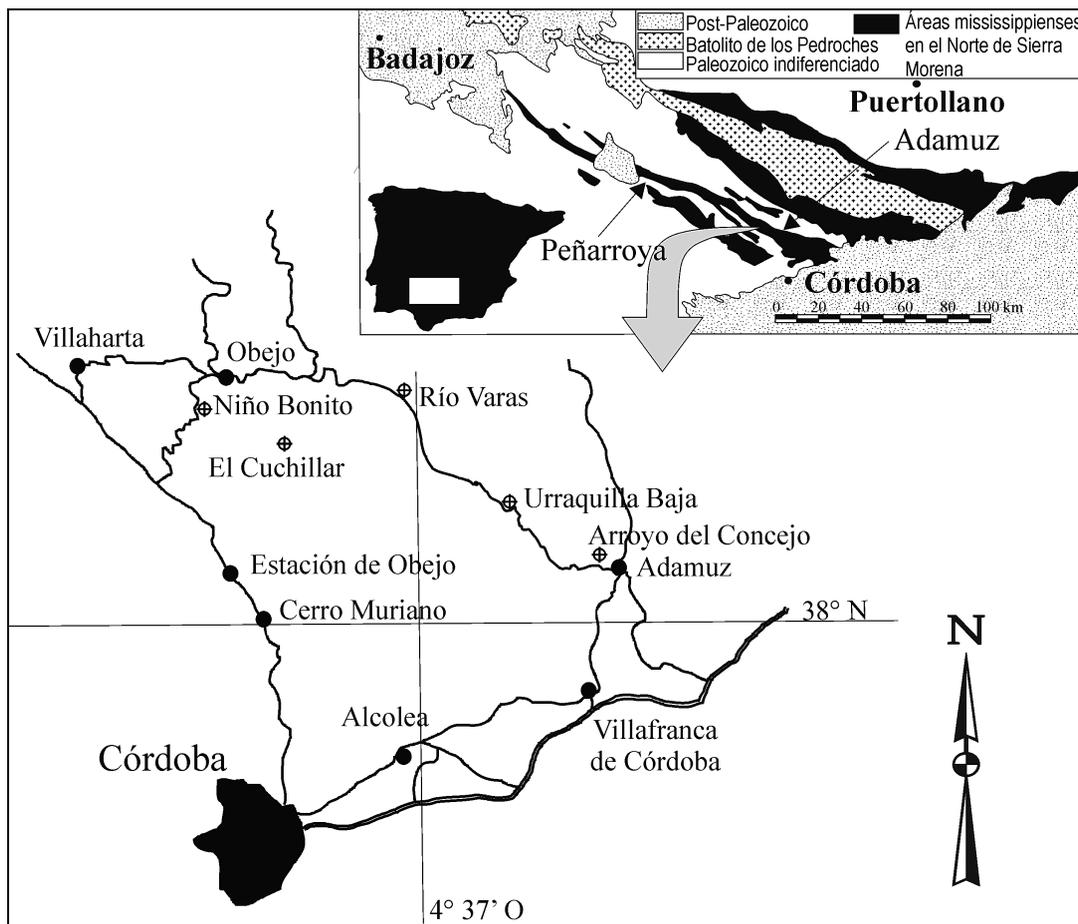


Figura 1.- Localización de las secciones al NO de Adamuz.
 Figure 1.- Location of the stratigraphic sections to NW Adamuz.

mente se reduce al trabajo de APALATEGUI *et al.* (1985a), que describieron los materiales como la Unidad detrítica-carbonatada, dividida en tres tramos: tramo detrítico-carbonatado (Viseense-Namuriense), tramo lutítico-arenoso-conglomerático (Viseense-Westfaliense), y el tramo lutítico con algunas pasadas de conglomerados (Viseense-Westfaliense). En el presente trabajo sólo se van a analizar secciones localizadas en el “tramo detrítico-carbonatado”, en concreto en la banda más meridional de las dos que reconocieron APALATEGUI *et al.* (1985a). Estas dos bandas constituirían respectivamente el flanco meridional y septentrional de una gran sinclinal, cuyo eje estaría representado por el “tramo lutítico con algunas pasadas de conglomerados”.

DESCRIPCIÓN Y BIOSTRATIGRAFÍA DE LAS SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS Y AFLORAMIENTOS

SECCIÓN DE LA URRAQUILLA BAJA

Esta sección tiene una potencia de 550 m (Fig. 2), y tanto su base como techo están cubiertos por materiales cuaternarios. La base de la sección se sitúa en las coordenadas 38°03'22"N; 4°34'46"O, justo en una pronunciada curva en la carretera entre Adamuz y Obejo, a unos 6 km al O-NO de Adamuz, situada entre los cortijos de la Urraquilla Baja, y las ruinas del cortijo de la Urraquilla Alta. Los primeros 350 m de la sección han sido medidos y muestreados siguiendo los niveles que

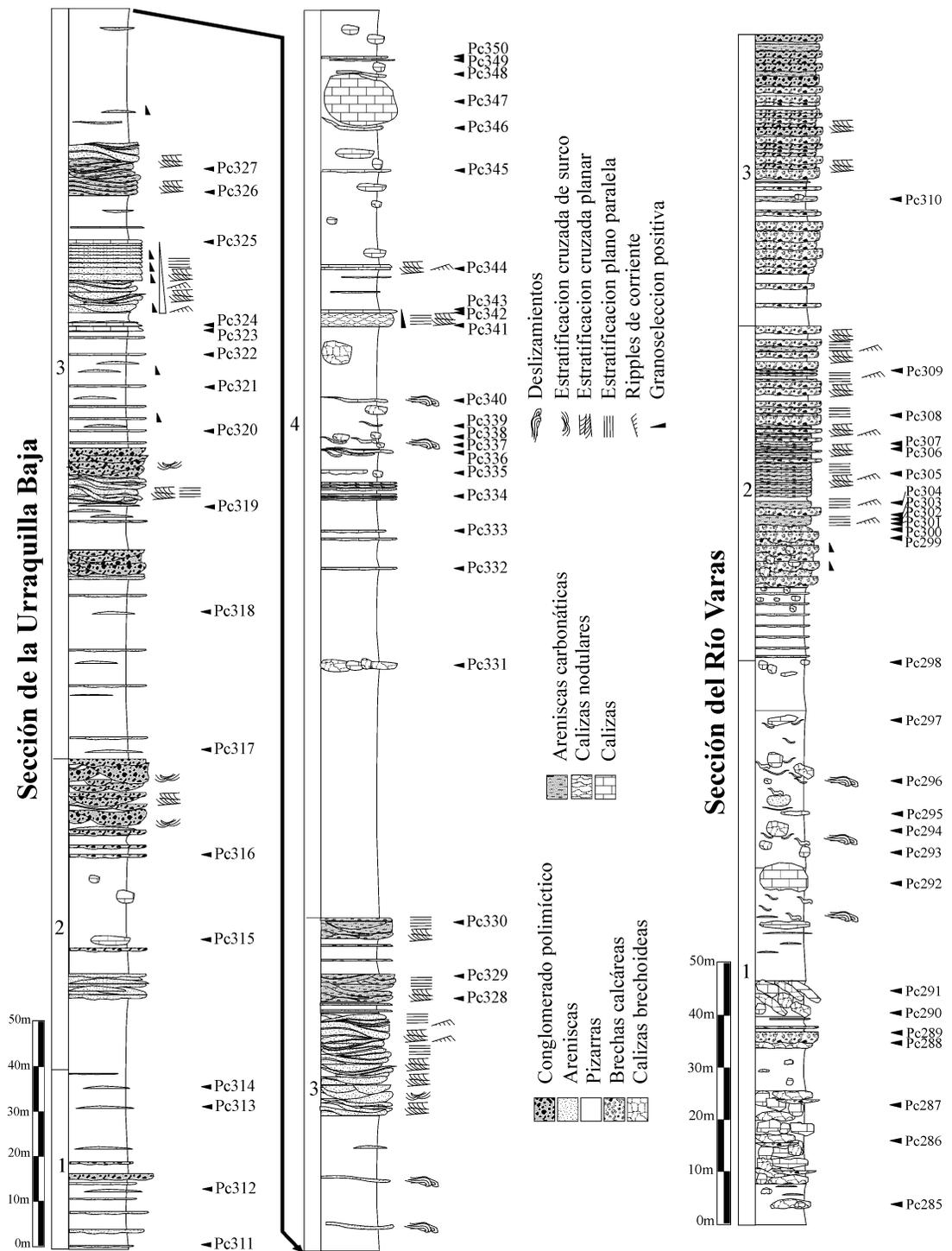


Figura 2.- Secciones estratigráficas de La Urraquilla Baja y Río Varas.
Figure 2.- Urraquilla Baja and Río Varas stratigraphic sections.

afloran en la trinchera de la carretera en dirección a Adamuz. A partir de estos, el resto de la sección ha sido levantada partiendo de los mismos niveles de areniscas en las ruinas del cortijo la Urraquilla Alta, en dirección N-NE.

Los primeros 40 m de la sucesión están compuestos básicamente por pizarras, cuyo único contenido paleontológico de macrofauna son crinoides y braquiópodos (principalmente productídeos). Frecuentemente aparecen intercalados niveles de areniscas y calizas, así como algún banco de conglomerado polimíctico, mayoritariamente compuestos de grandes clastos redondeados de cuarcita (escala centimétrica). La base de los bancos de arenisca y conglomerado es erosiva. El banco de conglomerados tiene un espesor de 2 m aproximadamente, y los de areniscas varían entre 0,1 y 0,5 m. Las capas de calizas tienen un espesor que oscila entre 0,1 y 0,4 m, y su morfología es lenticular, con techos ligeramente convexos. Los bancos de calizas de menor espesor (0,1-0,2 m) tienen morfologías más tabulares. Las calizas son predominantemente micríticas, básicamente *wackestones*, con diversos bioclastos apenas seleccionados ni orientados. Intraclastos y oncoides son relativamente comunes en estas facies. Las principales microfacies de las calizas son *wackestones-packstones* con braquiópodos y granos de cuarzo o *packstones* intraclásticos. Los oncoides encajan en la definición de RIDING (1983) de cianolitos, ya que tienen perfectamente preservados los tubos de *Girvanella*. Además de esta cianobacteria, también se han reconocido algas calcifoliales (*Fasciella* y *Calcifolium*) y el alga problemática *Aphralysia*.

El tramo segundo de la sección, aproximadamente hasta los 108 m, comienza con una serie lutítica (pizarras). Capas lenticulares de arenisca, que suelen constituir cuerpos canalizados amalgamados (o coalescentes), afloran entre los 55 y 60 m. A continuación, aparece un primer banco de conglomerados, los cuales, hacia techo del tramo son frecuentes, en un intervalo de unos 20 m de potencia. Los conglomerados son polimícticos, con bases erosivas canaliformes y estratificaciones cruzadas de surco y planar. En algunos de los niveles de conglomerados, los clastos tienen un diámetro medio de unos 10 cm, mientras que en otros, la media es de 1-2 cm. Ocasionalmente se encuentran bancos de escasa potencia (centimétrica) de areniscas a techo de los conglomerados. Entre los 65 y 85 m se encuentran olistolitos redondeados de caliza recristalizada de escala métrica. Raramente, en este tramo también afloran intercalaciones lenticulares de escala centimétrica de calizas *packstone* con ooides.

El siguiente tramo diferenciado llega hasta los 350 m. Este tramo es similar al previamente descrito, con predominio de las facies siliciclásticas y escasas calizas, pero en este intervalo no se han reconocido bloques de caliza como los del tramo anterior. Por el contrario, los niveles de calizas son generalmente lenticulares, de escasa potencia y extensión lateral. En la parte intermedia del tramo, la continuidad de estas capas es un poco más marcada. Las rocas fundamentales de este tramo son las pizarras, pero con frecuentes bancos de areniscas (en ocasiones con cemento carbonatado), microconglomerados y conglomerados. Los bancos de conglomerados muestran geometrías canaliformes y bases erosivas, con estratificación de surco muy marcada. El tamaño medio de los clastos en los conglomerados es de varios centímetros, y en los microconglomerados de unos milímetros. Las capas de areniscas muestran estratificaciones de surco, y frecuentemente están amalgamados entre sí. Se observan secuencias grano y estrato-decrecientes en la parte media del tramo (c. 215-222 m). También se observa granoselección positiva en las capas delgadas de areniscas que afloran intercalados en las pizarras. En los potentes bancos amalgamados de areniscas se observa un amplio espectro de estructuras sedimentarias: estratificación cruzada planar, plano-paralela y *ripples* de corriente. El espesor de las capas de areniscas intercalados en las pizarras oscila entre 0,1 y 0,4 m, y los estratos en los paquetes de capas amalgamadas oscila entre 0,2 y 0,8 m, y alguno de los bancos oscila entre 0,6 y 0,7 m. La base de los estratos es ligeramente erosiva y en ocasiones (c. 280-300 m) afloran algunos niveles de areniscas con ligera deformación plástica. A su vez, se observan pasadas milimétricas de pizarras entre las areniscas amalgamadas. No se ha reconocido contenido paleontológico en las pizarras.

Las microfacies de los niveles de caliza son *wackestone-packstone* de intraclastos, granos de cuarzo y diversos bioclastos. En algunos niveles, los braquiópodos son relativamente abundantes, en otros, los restos fósiles más abundantes son las espículas de esponjas (macrocleras). En una de las muestras (PC321; Fig. 2), que es un *packstone* de intraclastos, éstos llegan a alcanzar grandes tamaños (hasta 1,5 cm de diámetro). Se han muestreado varios niveles de areniscas híbridas, en los que sólo se han reconocido granos de cuarzo y cementos carbonatados. Solamente en la muestra cogida a techo del tramo (PC330), las espículas de esponjas son relativamente abundantes, además de contener algunos foraminíferos. La muestra PC323 es un *grainstone*, con bio-

clastos muy retrabajados y rotos, bien seleccionados, y frecuentes aoujgálidos (algas rojas / problemática), moluscos y braquiópodos. El empaquetamiento de los bioclastos es alto. Generalmente, las calizas no contienen algas, o su contenido en microflora se reduce a aoujgálidos y rodofitas. Las únicas dasycladales reconocidas son *Nanopora* (PC323-324) y "*Windsoporella*" (PC324).

El último tramo de la sección (350-550 m) contiene más margas que los tramos precedentes, no se encuentran bancos de conglomerados y las areniscas casi no llegan a aflorar. Los bloques redondeados de calizas son comunes. No se ha reconocido contenido paleontológico en las pizarras ni en las margas. Los bloques de calizas tienen diámetros que oscilan entre 1 m y 15 m, y pueden aflorar aislados, intercalados en las pizarras o concentrados en bandas. El tipo de caliza de los bloques es variable, calizas masivas, bioclásticas o brechoideas. Capas lenticulares de calizas (0,1-0,4 m de espesor) también afloran intercalados con las lutitas y margas, con abundantes braquiópodos, gasterópodos y corales rugosos. A los 480 m, las calizas son nodulares, en bancos de 0,05-0,08 m. Entre los 450 m y 460 m, las calizas están deformadas (*slumps*). En algunos de los bancos de calizas es posible reconocer estratificación cruzada planar y plano-paralela.

Los únicos niveles de areniscas aislados se sitúan en el intervalo entre los 485 m y 493 m, siendo bancos lenticulares de escasa potencia (0,01-0,02 m). En el tramo de caliza situado a los 483 m (1 m de potencia), las calizas afloran en capas de 0,05-0,4 m de espesor, con bioclastos muy fragmentados, secuencias granoderecientes y laminaciones planoparalelas. En el techo de las capas, se observan areniscas de grano fino con laminación cruzada planar y *ripples* de corriente. Localmente (e.g. 525 m), se observan brechas calcáreas, con bases erosivas y claramente canaliformes.

Las microfácies de las calizas son: (1) *grainstones* de intraclastos, ooides y crinoides densamente empaquetados, (2) *wackestones* con intraclastos, (3) *rudstones* con diferentes tipos de intraclastos, y (4) *packstones* intraclásticos.

En los intraclastos se ha determinado una cierta diversidad de algas dasycladales, tales como *Koninckopora*, *Coelosporella* o *Nanopora*. Sin embargo, en las facies tipo wackestone, o en la matriz entre los intraclastos, el contenido algar se reduce exclusivamente a aoujgálidos, calcifoliales (e.g. *Fasciella*, *Calcifolium*) y rodofitas. Solamente en la muestra PC338, con bioclastos muy fragmentados y seleccionados, se ha determinado *Nanopora*.

En esta sección de La Urraquilla Baja, la presencia de los foraminíferos *Eostaffellina*, *Endothyranopsis sphaeri-*

ca (RAUZER-CHERNOUSOVA), *Planospirodiscus taimyricus* SOSSIPATROVA, *Janischewskina* cf. *typica* MIKHAILOV (Fig. 3.15), *Tubispirodiscus simplicissimus* BROWNE & POHL (Fig. 3.13) y *Loeblichia ammonoides* (BRADY), así como frecuentes *Asteroarchaediscus* (Figs. 3.10 y 3.12) desde los niveles basales de la sección, permiten asignar el afloramiento al Pendleense (comparar con CÓZAR, 2003).

SECCIÓN DEL RÍO VARAS

Esta sección está medida en la trinchera del tramo nuevo de carretera en el puente sobre el Río Varas, en la carretera entre Adamuz y Obejo, aproximadamente a unos 11 km al O-NO de Adamuz. La base de la sección se sitúa en una pronunciada curva hacia el norte, en las coordenadas 38°04'55"N-4°37'43"O. Por debajo se observa una zona cubierta, aproximadamente de unos 40 m, y a continuación, grandes olistolitos (algunos alcanzan más de 50 m de potencia y centenares de metros lateralmente). Estos olistolitos están compuestos de caliza masiva, en ocasiones dolomitizada, y en los que se han reconocido fragmentos de corales rugosos de edad Viseense, entre los que se identifican representantes de los géneros *Siphonodendron*, *Lithostrotion* y *Dibunophyllum*. La base de la sección se encuentra localizada exactamente en los primeros niveles pizarrosos que afloran después del tramo cubierto. La relación entre estos tramos y los grandes olistolitos es incierta debido al tramo cubierto, de manera que, debido a variaciones en la orientación de los olistolitos y algunas fallas reconocidas en el techo de la sucesión, este tramo cubierto podría representar una zona de falla. Las fallas que se han reconocido a techo de la sucesión provocan que esa parte de la misma este triplicada, dando como resultado una aparente mayor potencia. La potencia máxima medida de las rocas es de 227 m. En el techo, la sección está cubierta por terrazas cuaternarias del Río Varas. Esta sección se sitúa solamente a unos 5,5 km al NO de la de La Urraquilla Baja, pero en una banda de afloramientos carboníferos totalmente distinta, aunque también incluida en la banda meridional de APALATEGUI *et al.* (1985a). Esta banda carbonífera tiene una anchura de 1-2 km, pero los afloramientos en este valle son muy escasos debido al recubrimiento del Terciario-Cuaternario. En consecuencia, la sección solamente representa una pequeña parte de la sucesión contenida en esta banda, que seguramente debe ser muy superior, pues en la vertiente Sur del valle, a lo largo de 3 km en la carretera, se observan afloramientos discontinuos de

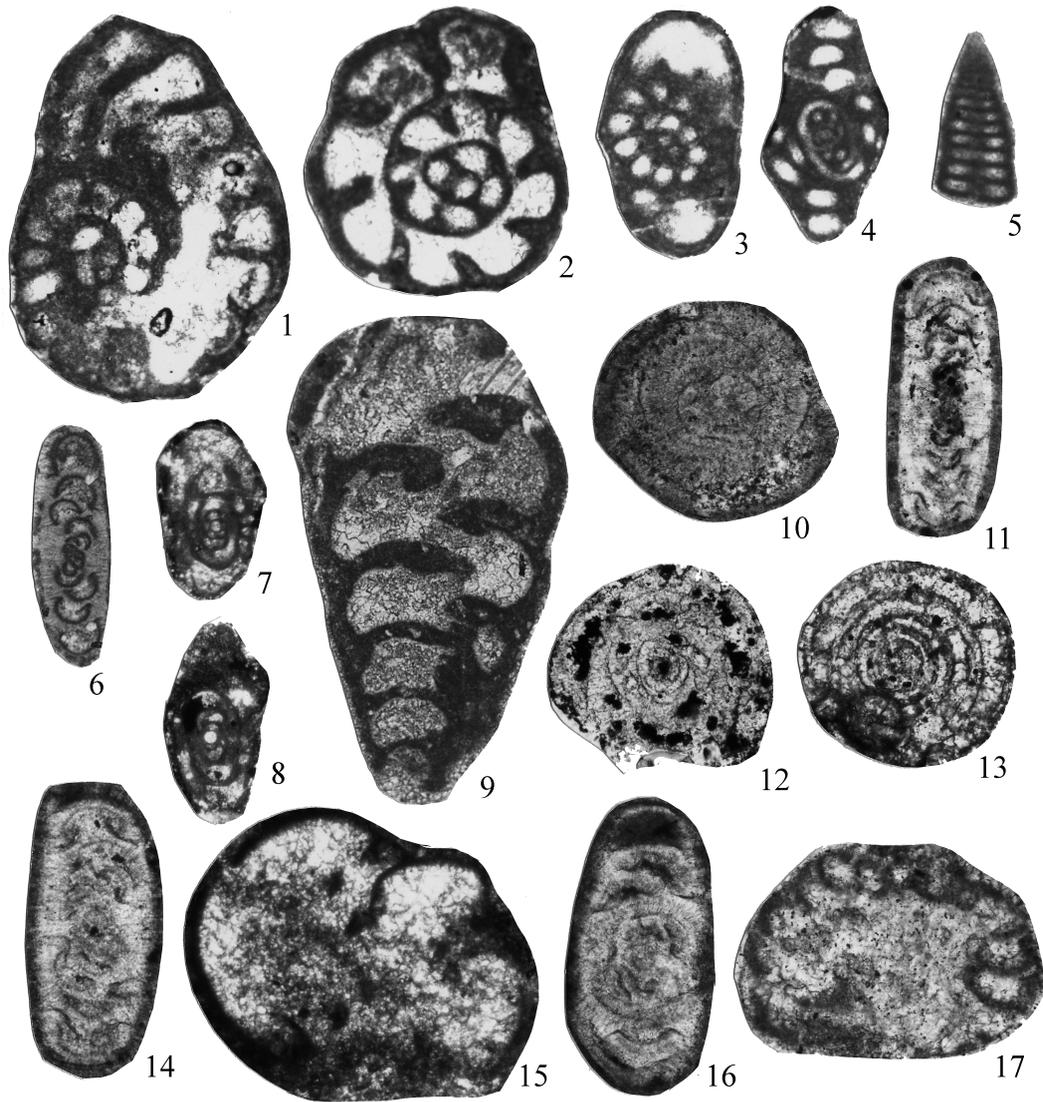


Figura 3.—/Figure 3.— Foraminíferos y algas seleccionados / Selected foraminifera and algae. 1. *Pojarkovella pegnarroyensis* CÓZAR, PC363-1956/35, Arroyo del Concejo, Viséense superior/late Viséan, x 65. 2. *Endothyranopsis crassa* (BRADY), PC360-1956/31, Arroyo del Concejo, Viséense superior/late Viséan, x 65. 3. *Pojarkovella* cf. *efremovil* (VDOVENKO & ROSTOVCEVA), PC354-1956/29, Arroyo del Concejo, Viséense superior/late Viséan, x 65. 4. *Brunsia irregularis* (RAUZER-CHERNOUSOVA), PC368-1956/39, Arroyo del Concejo, Viséense superior/late Viséan, x 65. 5. *Vissariotaxis compressa* (BRAZHNIKOVA), PC373-1957/3, Arroyo del Concejo, Viséense superior/late Viséan, x 65. 6. “*Nodosarchaediscus*” *demaneti* (CONIL & LYS), PC366-1956/38, Arroyo del Concejo, Viséense superior/late Viséan, x 65. 7. *Eostaffella parastruvei* RAUZER-CHERNOUSOVA, PC340-2145/17, Urquilla Baja, Pendleense/Pendleian, x 40. 8. *Eostaffella kashirica* RAUZER-CHERNOUSOVA, PC340-2145/16, Urquilla Baja, Pendleense/Pendleian, x 40. 9. *Consobrinella*? sp., PC286-1952-10, Río Varas, Viséense superior/late Viséan, x 65. 10. *Asteroarchaediscus baschkiricus* (KRESTOVNIKOV & THEODOROVICH), PC333-1956/6, Urquilla Baja, Pendleense/Pendleian, x 155. 11. *Planospirodiscus minimus*? (GROZIDLOVA & LEBEDEVA), PC408-1957/5, El Cuchillar, Pendleense/Pendleian, x 155. 12. *Asteroarchaediscus baschkiricus* (KRESTOVNIKOV & THEODOROVICH), PC321-1955/36, Urquilla Baja, Pendleense/Pendleian, x 155. 13. *Tubispirodiscus* sp., PC318-1952/39, Urquilla Baja, Pendleense/Pendleian, x 155. 14. *Neoarchaediscus parvus* (REITLINGER), PC333-1956/10, Urquilla Baja, Pendleense/Pendleian, x 155. 15. *Janischewskina* cf. *typica* MIKHAILOV, PC319-2146/17, Urquilla Baja, Pendleense/Pendleian, x 40. 16. *Neoarchaediscus* cf. *incertus* (GROZIDLOVA & LEBEDEVA), PC333-1946/4, Urquilla Baja, Pendleense/Pendleian, x 155. 17. *Howchinia gibba* (MOELLER), PC399-1957/4, Niño Bonito, Pendleense/Pendleian, x 155.

una sucesión con un alto grado de buzamiento que presenta frecuentes olistolitos así como deslizamientos de los materiales más blandos intercalados.

La sección se puede dividir en tres tramos (Fig. 2). El basal, que llega hasta casi los 110 m, está compuesto por sedimentos margosos a la base, más pizarrosos en el resto del tramo, en los que no se ha reconocido restos de fósiles. Frecuentemente, existen bloques de calizas intercalados en las margas y pizarras, los cuales son generalmente de escala métrica, 1-4 m, redondeados y sin continuidad lateral. Su composición es variada (caliza masiva, bioclástica o brechoidea). Se han reconocido brechas a los 47 m. Entre los 60 m y 100 m, se encuentran niveles lenticulares de caliza replegados, pero su continuidad lateral es de escasos metros. La concentración de bloques calcáreos decrece hacia el techo del tramo, siendo comunes entre los 10 m y 25 m, entre los 40 m y 47 m (donde se observan imbricados entre sí), mientras que a techo son bastante escasos, y generalmente de 1-1,5 m de diámetro. Se han observado algunos depósitos de microconglomerados con base erosiva hacia la base de la sección, pero estos bancos son raros. A partir de los 50 m, aparecen niveles lenticulares de areniscas intercaladas en pizarras.

Las microfácies reconocidas en las calizas son *packstones-grainstones* oolíticos, *wackestones-packsstones* intraclásticos, *grainstones* de intraclastos, siliciclásticos y ooides, *floatstones-rudstones* de facies microbiales, y *packstones* de espículas de esponjas. En alguno de los bancos de calizas se observan laminaciones plano-paralela, cruzada planar, granoselección y bioturbación. Las asociaciones de algas son diversas, y se pueden reconocer varios géneros de aoujgálicos, un único género de calcifolia (*Fasciella*), y frecuentes especímenes de dayscladales como *Koninckopora*, *Kulikia* y *Nanopora*. Las asociaciones de foraminíferos están dominadas por representantes de los géneros *Omphalotis*, *Endothyranopsis*, *Consobrinella*, *Pseudoendothyra*, *Eostaffella*, *Forschia*, "*Nodosarchaediscus*", *Endothyra* y *Archaediscus*.

El segundo tramo (120-170 m) está compuesto por una sedimentación mixta de areniscas/microconglomerados y brechas calcáreas. En la base del tramo, las brechas y areniscas son dominantes, y en ocasiones se llega a observar algún pequeño bloque de calizas (0,5-1 m de diámetro) intercalado en las brechas. Hacia el techo del tramo, las brechas pasan a contener un porcentaje mayor en siliciclásticos, y aparecen intercaladas con niveles de areniscas. Las areniscas tienen un cierto porcentaje de clastos de carbonatos. La mayor

parte de los estratos tienen bases erosivas, son granodecrecientes y con laminaciones plano-paralelas en sus techos. Las capas de areniscas tienen un espesor inferior a los 0,1 m, son granodecrecientes, y muestran laminación plano paralela y *ripples* de corriente. La estratificación cruzada planar es rara, fundamentalmente se encuentra entre los 140 m y 150 m. En las brechas de la base, todos los clastos están ligeramente redondeados, y son fundamentalmente de carbonatos, con escasos cantos de cuarcitas, areniscas y pizarras. Hacia el techo, los cantos de cuarcitas son mayoritarios, y bastante más redondeados que a la base. En la zona donde se observan bancos de potentes de brechas (0,5 m) intercalados con niveles de areniscas y microbrechas de escasa potencia (0,1 m), los niveles delgados se adaptan a la morfología de los bancos potentes, aflorando totalmente amalgamados. Las pizarras son raras.

Solamente se han muestreado las partes con componentes de grano fino de alguna de las secuencias, y básicamente, todas las muestras puede calificarse como areniscas híbridas. La microfauna determinada es muy escasa, con una ausencia total de microflora, pero donde se puede destacar la presencia de los foraminíferos *Asteroarchaediscus* (PC301) y *Neoarchaediscus* (PC303).

El último tramo de la sección (170-227 m) comienza con una sedimentación fundamentalmente lutítica, con intercalaciones de brechas polimícticas, pero en las que dominan los clastos redondeados de cuarcitas. Estas brechas son más comunes progresivamente hacia el techo, con un tamaño mayor de los clastos, terminando en una serie de bancos de conglomerados polimícticos clasto-soportados. Estos conglomerados tienen escasos clastos de caliza angulosa, y están compuestos básicamente por cantos de rocas metamórficas muy redondeados y con diámetros que alcanzan los 15-20 cm. En la zona media del tramo, todavía se localiza algún bloque de caliza de unos 0,4 m de diámetro.

Todas las asociaciones encontradas en el tramo basal de la sección son representativas del Viseense superior, con un predominio de los géneros de foraminíferos *Omphalotis*, *Endothyra* y *Archaediscus*, y la presencia de taxones como *Forschia*, *Nevillea*, *Brunsia*, *Plectogyranopsis*, *Pojarkovella*, y de las algas *Koninckopora* y *Saccaminopsis*. El rango estratigráfico de estos últimos taxones no se extiende hasta el Namuriense en el Área del Guadiato (CÓZAR, 2003; CÓZAR & RODRÍGUEZ, 2004), ni en ninguna cuenca del Tethys occidental (comparar con MAMET, 1974 o CONIL *et al.*, 1991). La única microfauna que se ha reconocido

como autóctona es la encontrada en los niveles PC301-303, que es representativa de la zona 17 de foraminíferos, o base del Pendleense (CÓZAR, 2003; CÓZAR & RODRÍGUEZ, 2004). No obstante, los foraminíferos contenidos en estos niveles son muy escasos, indicando que la plataforma carbonatada o área fuente de estas faunas, estaba bastante alejada de los depósitos que se están estudiando, ya que estos foraminíferos sólo vivían en ambientes de plataforma (e.g. MAMET, 1977; GALLAGHER, 1998).

ARROYO DEL CONCEJO

Esta sección está medida a lo largo del camino lateral al Arroyo del Concejo, a 1 km al O de Adamuz (Fig. 1). La base de la sección está seleccionada en los primeros afloramientos de pizarras carboníferas, casi a unos 200 m (cubiertos) del contacto con el substrato ordovícico, siendo sus coordenadas 38°03'N; 4°31'55"O. El espesor total de la sección es 1.267 m (Fig. 4), por lo que se considera una transversal bastante representativa de los materiales carboníferos en este sector. No se han observado pliegues o fallas que puedan duplicar la sucesión, tanto en foto aérea como observaciones de campo, pero en este sector, el espesor aparente de la banda de afloramientos carboníferos es mayor que en su prolongación hacia el NO.

El tramo basal (170 m) está compuesto por pizarras, con frecuentes intercalaciones de areniscas, en estratos de escaso espesor, menos de 10 cm, más comunes hacia la parte superior del tramo. Entre los 50 y 60 m afloran calizas nodulares totalmente recrystalizadas.

El segundo tramo de la sección (170-840 m) está constituido por pizarras con bloques de calizas intercalados, de escala métrica. Próxima a la base del tramo (200-220 m), aflora un subtramo de caliza brechoidea en bancos de escala métrica y apariencia tabular. Los bloques de caliza tienen microfacies variadas, desde *wackestone* a *grainstone*, y sus principales componentes son ooides, algas, braquiópodos y crinoides. Entre los 723 m y 733 m existe otro banco de brechas calcáreas. En ocasiones, los bloques de calizas afloran dispersos en las pizarras, pero en otras partes de la sucesión están densamente empaquetados en subtramos de gran potencia, como son los intervalos 362-408 m y 492-568 m. Existen otros subtramos de menor potencia, en los que los bloques están también densamente empaquetados, tales como a 250-262 m, 300-308 m, 340-350 m, 431-439 m, 660-678 m y 783-796 m (Fig. 4).

El tramo tercero está compuesto fundamentalmente por materiales siliciclásticos (790-995 m). En su base se encuentran frecuentemente capas de areniscas (con espesores de 0,1-0,2 m), intercalados en las pizarras, y localmente bancos de conglomerados polimícticos clasto-soportados con bases erosiva y compuestos fundamentalmente de cantos de cuarcitas redondeadas y de tamaño relativamente pequeño (menor de 5 cm de diámetro). El techo del tramo es similar a la base, pero en la zona intermedia (910-960 m) predominan las pizarras. Pequeños bloques de calizas afloran raramente a la base del tramo.

El tramo final de la sección (995-1267 m) es similar al segundo, con frecuentes bloques redondeados de caliza, intercalados y bastante dispersos en una serie pizarrosa. Igualmente, los bloques pueden estar concentrados y densamente empaquetados en bandas, como ocurre a 1042-1052 m, 1122-1205 m y 1238-1267 m.

Los microfósiles determinados en los litosomas de caliza son variados en todos los tramos, pero se puede destacar la presencia de comunes dasycladáceas (e.g. *Koninckopora*, "*Windsoporella*"), palaeoberesélidos, aoujgálidos, calcifoliales (*Fasciella*), y *Saccaminopsis*, así como los foraminíferos *Endothyranopsis crassa* (Fig. 3.2), Palaeotexturáridos, *Brunsia* (Fig. 3.4) *Vissarionovella* y *Pojarkovella* (Figs. 3.1, 3.3).

En el Arroyo del Concejo, ninguna de las capas de caliza se puede considerar autóctona, pero debido a la aparente continuidad de los afloramientos carboníferos desde la zona de La Urraquilla Baja, la edad del depósito es asignada al Pendleense. Las asociaciones reconocidas en los bloques alóctonos son asignadas a biozonas de foraminíferos del Viseense superior (zonas 14 y 15) (CÓZAR, 2003), que sería la edad de la plataforma fósil que se estaba desmantelando.

AFLORAMIENTO DEL NIÑO BONITO

El afloramiento del Niño Bonito (coordenadas 38°06'10" N-4°49'53"O), contiene un gran olistolito (25 m de diámetro), con algunas capas de calizas nodulares por debajo del olistolito, intercaladas en pizarras (de unos 40 m de potencia en su conjunto). Sobre el olistolito se encuentran 6 m de calizas brechoideas. Se han muestreado 9 niveles en las capas de calizas, 3 en las calizas nodulares de la base y 6 en las calizas brechoideas del techo.

Las calizas nodulares de la base son *wackestone* de espículas de esponjas o *packstone* intraclástico. Estos

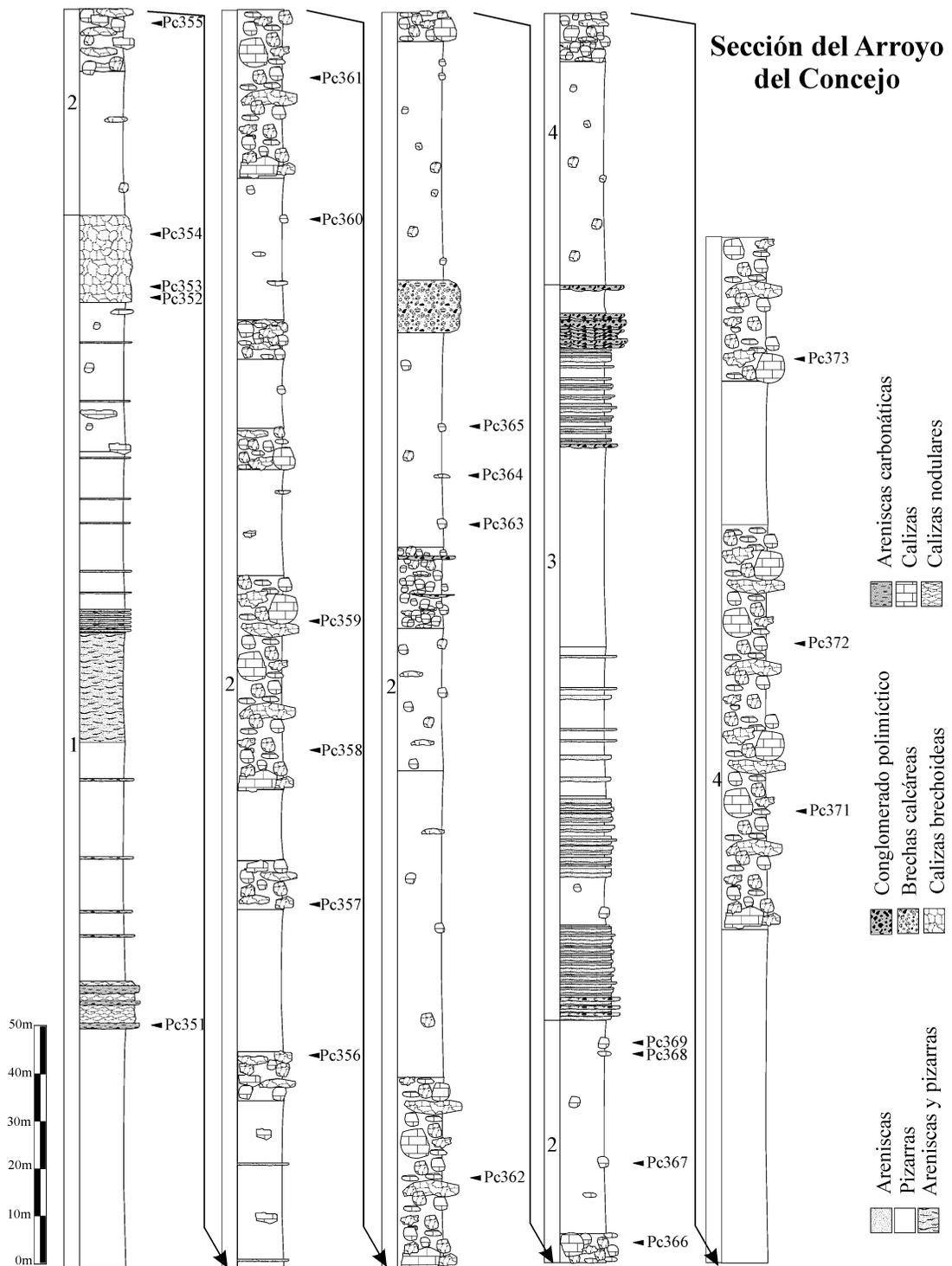


Figura 4.- Sección estratigráfica del Arroyo del Concejo.
 Figure 4.- Arroyo del Concejo stratigraphic section.

niveles son similares a los de La Urquilla Baja que han sido interpretados como sedimentación autóctona del talud y turbiditas. La muestra más bioclástica contiene los foraminíferos *Asteroarchaediscus baschkiricus* (KRESTOVNIKOV & THEODOROVICH), *Howchinia gibba* (MOELLER) (Fig. 3.17) y frecuentes *Neoarchaediscus* spp. Esta asociación sólo se ha encontrado en el Pendleense del Área del Guadiato (CÓZAR, 2003), confirmando el carácter autóctono de los estratos.

En los niveles brechoideos muestreados en el techo de la sección se identifican dasycladáceas como "*Windsoporella*" y "*Velebitella*", algas que vivieron en ambientes muy someros de plataforma y que por tanto no pudieron desarrollarse en el ambiente de talud en el se emplazaron olistolitos de hasta 25 m de diámetro. Además, entre los escasos foraminíferos identificados, no existe ningún índice del Pendleense, pero se han determinado especímenes de *Planohowchinia* y *Vissariotaxis*. Estos dos géneros sólo se han identificado juntos en sedimentos asignados a la zona 15 (parte media del Viseense superior) en el Área del Guadiato (CÓZAR, 2000; CÓZAR & MAMET, 2001).

AFLORAMIENTO DE EL CUCHILLAR

En el afloramiento de El Cuchillar (coordenadas 38°05'45"N-4°47'06"O) sólo se observan algunos pequeños bloques de calizas, menores de 1 m de diámetro (olistolitos), con capas de caliza intraclástica, y todo el depósito intercalado en pizarras (c. 20 m de potencia). Se han muestreado 4 niveles de caliza intraclástica y 2 olistolitos. La microfacies de las muestras es packstone de intraclastos, crinoides o siliciclásticos, densamente empaquetados y bastante bien seleccionados. Las características de las microfacies y la presencia de los olistolitos justifica su interpretación como depósitos resedimentados. La presencia de frecuentes *Neoarchaediscus* y *Planospirodiscus* (Fig. 3.11) permite asignar estos sedimentos al Pendleense (CÓZAR, 2003). Estos géneros aparecen en el Viseense terminal, pero son extremadamente raros, así que su abundancia puede interpretarse como Pendleense.

La microfacies reconocida en los dos olistolitos es un grainstone de ooides, en consecuencia de plataforma somera. Además, estos grainstones contienen frecuentes fragmentos de dasycladáceas, tales como *Cabriropora*, "*Velebitella*", "*Windsoporella*" y *Coelosporella*. Estas dasycladáceas son habituales en las barras del Pendleense en el Área del Guadiato (CÓZAR & RODRÍGUEZ, 2004), aunque todas ellas están pre-

sentes desde el Viseense. La asociación de foraminíferos no es muy diversa, ni contiene abundantes ejemplares, pero la aparición de *Neoarchaediscus* spp. y *Endothyranopsis sphaerica* permite asignar los olistolitos al Pendleense.

INTERPRETACIÓN DEL REGISTRO SEDIMENTARIO ESTUDIADO. DISCUSIÓN

En líneas generales, cabe interpretar que los sedimentos descritos se habrían depositado en el contexto de un talud orlando el pie de la pendiente (*base-of-slope apron*) de una plataforma que aportaba tanto material carbonatado como siliciclástico. Las facies reconocidas en esta sucesión guardan un marcado paralelismo con las que caracterizan a estos sistemas de depósito que orlan algunas plataformas carbonatadas y que fueron propuestos por MULLINS & COOK (1986) como alternativa a los abanicos submarinos. Es de destacar la presencia de múltiples niveles con facies ligadas a procesos de resedimentación, entre las que se encuentran: olistolitos (de calizas viseenses) originados por caída de rocas desde escarpes; *slumps*; debritas originadas por *debris flows*; niveles conglomeráticos polimícticos, capas de areniscas gradadas con estructuras tractivas y lechos planos y de calizas *grainstones* y *packstones* también con laminaciones paralelas; las tres últimas facies ligadas a flujos turbidíticos más o menos densos. Convendría hacer notar también que el material resedimentado podría proceder desde plataformas fósiles viseenses expuestas durante posibles *lowstands* o pulsos tectónicos (etapas de caída relativa del nivel del mar con pérdida de acomodación), a plataformas carbonatadas activas coetáneas productoras de sedimento (oolitos, bioclastos, etc.). Además, se producirían etapas con fuerte influencia siliciclástica ligadas posiblemente al desarrollo de abanicos deltaicos (*fan deltas*) en las zonas someras, los cuales, en relativo poco espacio, conectarían con zonas profundas en un contexto similar al de los abanicos deltaicos de tipo talud (*slope-type fan deltas*) propuestos por WESCOTT & ETHRIDGE (1990). Tanto a la base como al techo, se observa un frecuente emplazamiento de olistolitos (bloques de calizas), los escasos niveles de brechas calcáreas asociadas con estos olistolitos se interpretan como *debris flows*. Los niveles de areniscas, en los que son comunes las estructuras sedimentarias tractivas, se interpretan como depósitos de turbiditas proximales. Ejemplos sistemas de *aprons* que guardan similitudes con los

aquí interpretados (aunque también diferencias fundamentalmente derivadas de sus diferentes edades) han sido estudiados por JAMES & STEVENS (1986) en el registro Cambro-Ordovícico del Oeste de Terranova, por ENOS (1977) en el Cretácico medio del Este de Méjico y por MCLREATH (1977) en el Cámbrico medio de las Montañas Rocosas en Canadá. Otros ejemplos de taludes orlando el pie de las pendientes de las plataformas (*base-of-slope aprons*) están bien documentados a lo largo de márgenes escarpados relacionados con fallas en plataformas triásicas y jurásicas del dominio alpino (WRIGHT & BURCHETTE, 1996), en este sentido es de destacar el trabajo de EBERLI (1987) en el Jurásico de los Alpes orientales suizos.

En el contexto de estos sistemas de depósito, los bancos de calizas intercalados que aparecen en el sector de Adamuz se han interpretado como representativos de dos tipos de sedimentación. Por una parte están las calizas con ooides y bioclastos muy fragmentados, seleccionados y en ocasiones intraclásticos, que pueden presentar estratificaciones cruzadas y *ripples* de corriente preservados en areniscas a techo de los bancos, por lo que se interpretan igualmente como depósitos de turbiditas. Por el contrario, los bancos de calizas en los que predominan los *wackestones* con grandes bioclastos, sin orientación ni selección se interpretan como sedimentación autóctona en el talud. La relativa falta de luz en el ambiente sedimentario queda marcada por la virtual ausencia de algas dasycladales, que prácticamente sólo se encuentran en intraclastos re trabajados de ambientes de plataforma somera, o como pequeños talos de *Nanopora*. Esta dasycladal ha sido reconocida frecuentemente en depósitos turbidíticos de talud en las secciones de San Antonio y Lavadero de la Mina en el Área del Guadiato (CÓZAR & RODRÍGUEZ, 2004).

Las rodofitas, aoujgálidos y calcifoliales, se encuentran frecuentemente en las facies autóctonas de la parte alta del talud, y aunque el inicio del talud podría estar a poca profundidad, estas algas admiten rangos batimétricos y de escasez de luz muy superiores a las dasycladales. De hecho, la presencia de estas algas ha sido utilizada en algunas cuencas para definir el comienzo de la zona disfótica (e.g. LEES & MILLER, 1985, 1995; SOMERVILLE *et al.*, 1992; MADI *et al.*, 1996). Las cianobacterias (*Girvanella*) que constituyen grandes oncooides a la base de la sección de La Urquilla baja, también toleran amplios rangos batimétricos y de luminosidad (WRAY, 1977), por lo que el desarrollo de estos oncooides no tiene por qué ser indicativo de facies muy

someras. De hecho, oncooides similares en composición, pero de mayor tamaño, han sido descritos en la sección de San Antonio en el Área del Guadiato (CÓZAR *et al.*, 2003). El análisis de los oncooides en CÓZAR *et al.* (2003) y de las asociaciones de facies adyacentes, concluyó con la interpretación de un ambiente de sedimentación y formación de los oncooides desde la parte superior del talud hasta los sedimentos de plataforma externa. En consecuencia, un ambiente de sedimentación semejante al que se le atribuye gran parte de la sucesión en La Urquilla Baja. En esta sección, a diferencia de otras semejantes en el Área del Guadiato (CÓZAR & RODRÍGUEZ, 2004), no se han reconocido sedimentos de plataforma somera a techo de la sucesión y, por el contrario, los olistolitos afloran hasta el techo de la sucesión.

En la sección del Río Varas cabe destacar que todo el tramo basal está compuesto por lutitas del talud, en las que se intercalan frecuentes olistolitos del Viseense superior. La relativa reducción en el tamaño y número de los olistolitos hacia el techo, puede interpretarse como una mayor profundidad o distalidad de los sedimentos, pero no se han encontrado facies autóctonas con marcadores batimétricos o de luminosidad para contrastar esta hipótesis. Los tramos segundo y tercero se interpretan como secuencias de *debris flows* y turbiditas, en las que están representadas fundamentalmente la fracción gruesa de las turbiditas (T_{a-b} de BOUMA, 1962) hacia la base, y más de tipo *debris flow* hacia techo. El progresivo enriquecimiento en estos depósitos en material siliciclástico, e incremento en su tamaño sugiere una área fuente tectónicamente muy activa, donde se están erosionando materiales del basamento. Además, el incremento hacia techo del grado de redondez de los terrígenos, mientras que los clastos de carbonatos siguen siendo angulosos, sugiere que estos depósitos de tipo *debris flow*, están incorporando clastos pertenecientes al basamento pero que ya habían sido previamente re trabajados (e.g. en playas, ríos, abanicos deltaicos). Hacia el techo de la sección hay una mayor diversidad en el tipo de rocas metamórficas incorporadas como clastos en el depósito. De hecho, los *debris* del techo de la sucesión, con clastos más redondeados y de mayor tamaño, pueden ser interpretados como sedimentos más someros que el resto de la misma, donde las turbiditas y *debris flows* contienen clastos más angulosos y de menor tamaño. Sin embargo, el progresivo enriquecimiento en clastos de rocas metamórficas del basamento implica el desmantelamiento total de una cobertera con plataformas viseenses, y el progresi-

vo aumento de los aportes procedentes de unidades más antiguas.

La importancia del afloramiento de El Cuchillar radica en que en él se han reconocido olistolitos del Pendleense. Este mismo hecho se ha observado ocasionalmente en el Área del Guadiato (CÓZAR, 1998; CÓZAR & RODRÍGUEZ, 2004), lo que permite interpretar que, durante el Pendleense, a estos taludes situados al pie de las plataformas llegaban no solo los productos del desmantelamiento de plataformas fósiles anteriores (de edad Viseense), sino también de la destrucción de plataformas más o menos coetáneas (de edad Pendleense), que estarían siendo desmanteladas durante episodios de caída del nivel del mar relativo o porque las plataformas podría estar basculadas en relación al orógeno que estaba estructurándose. En estos pequeños olistolitos están representados los únicos niveles de facies de plataforma somera con barras oolíticas similares a las reconocidas en el Área del Guadiato (CÓZAR, 1998; CÓZAR & RODRÍGUEZ 2004).

COMPARACIÓN CON EL ÁREA DEL GUADIATO

Las secciones estudiadas tienen muchos caracteres en común con los sedimentos pendleenses del Área del Guadiato (comparar con CÓZAR & RODRÍGUEZ, 2004):

1. La edad del depósito.
2. Las características sedimentológicas, ya que básicamente, casi toda la sedimentación en la zona de Adamuz se asemeja a los depósitos de talud reconocidos en el Área del Guadiato, con frecuentes olistolitos.
3. El hecho de que los bloques de rocas del Viseense superior constituyen la mayor parte de los grandes olistolitos, mientras que los olistolitos de rocas del Pendleense son raros y de pequeño tamaño.
4. Ambas sucesiones se sedimentaron en contextos tectónicamente muy activos.
5. Caracteres sedimentológicos específicos, como son la formación de grandes oncoides en las partes superiores del talud.
6. Similares asociaciones de microfauna y microflora.

Sin embargo, también existen marcadas diferencias entre ambas zonas:

A) En la zona de Adamuz no se han llegado a reconocer las facies de plataforma. Es posible que los sedimentos basales de La Urquilla Baja correspondan a los sedimentos más someros de todos los observados,

no pudiendo descartar totalmente que la presencia de macrooncoides pudiera representar las facies de plataforma externa como en el Área del Guadiato. Además, algunos olistolitos han sido interpretados como representativos de barras oolíticas pendleenses, típicas facies de plataforma en el Área del Guadiato. Estos hechos se pueden interpretar como una total erosión de los sedimentos de plataforma en la zona de Adamuz.

B) El espesor máximo reconocido en los sedimentos del Pendleense del Área del Guadiato es de unos 600 m, incluyendo desde las facies de talud hasta las de plataforma. En la zona del Arroyo del Concejo se han llegado a medir más de 1200 m, y exclusivamente en facies de talud.

C) La cantidad, tamaño y número de bandas de olistolitos observados en la zona de Adamuz es muy superior a las encontradas en el Área del Guadiato, lo que se puede interpretar como una actividad tectónica mayor, y más prologada en el tiempo.

D) Los sedimentos fuertemente retrabajados en algunos de los conglomerados de la zona de Adamuz, así como la inclusión de numerosos clastos de rocas procedentes del basamento, tampoco han sido reconocidos en tal medida en el Área del Guadiato. Este hecho también se puede interpretar como una posible mayor actividad tectónica.

E) Mezcla de sedimentos, probablemente procedentes de áreas fuentes distintas, como es el caso de la sección del Río Varas, tampoco se han reconocido en el Área del Guadiato.

F) En los materiales del Pendleense del Área del Guadiato, se ha reconocido una secuencia continua de somerización en todas las secciones estratigráficas. En la zona de Adamuz, esta tendencia de somerización no es reconocida en ninguna de las secciones estudiada, aunque sí podría existir una tendencia a depósitos más proximales hacia el techo de la sección del Río Varas. Este dato se puede interpretar de dos formas diferentes: (1) que los sedimentos son demasiado profundos en el talud como para reconocer somerizaciones, o que de hecho (2), los sedimentos en la zona de Adamuz se hayan depositado en un contexto tectónico distinto.

G) Otra diferencia entre ambas zonas es que la presencia de materiales de edad Westfaliense en el sector de Adamuz (APALATEGUI *et al.*, 1985a) es muy discutible. Los restos de plantas atribuidos al Westfaliense (APALATEGUI *et al.*, 1985a) en las proximidades del embalse del Guadalmellato en materiales situados estratigráficamente por encima de la sucesión estudiada fueron asignados al Namuriense (R. Wagner, com. per.).

Por otra parte, la asociación de braquiópodos encontrada en estos materiales fue asignada al Viseense-Baschkiriense (APALATEGUI *et al.*, 1985a). Como se puede deducir por la presencia de braquiópodos, estos materiales son de origen marino, mientras que los materiales del Westfaliense (Langsetiense-Duckmantiense) del Valle del Guadiato son continentales (e.g. WAGNER 1999). En estos mismos materiales, caracterizados por la presencia de pizarras negras (*black shales*) hemos identificado recientemente restos de goniatites y trilobites, lo que confirma el carácter marino de los sedimentos. Estas facies son semejantes a las de la Unidad 6 en la cuenca de Los Santos de Maimona (RODRÍGUEZ *et al.*, 1992), que fueron interpretadas como marinas profundas. Facies semejantes sólo se han reconocido en el techo de la sucesión del Viseense superior en el Área del Guadiato, en las proximidades de la presa de Puente Nuevo.

H) Como se deduce del punto anterior, en el sector de Adamuz, el registro carbonífero sería en su totalidad de carácter marino, mientras que en el Área del Guadiato aparecen materiales continentales de edad Namuriense (WAGNER *et al.*, 1983), caracterizados por frecuentes canales de conglomerados y que representan la colmatación de la cuenca (GABALDÓN *et al.* 1983b; APALATEGUI *et al.*, 1985b, 1985c; CÓZAR, 1998; CÓZAR & RODRÍGUEZ, 1999b, 2004).

Los datos expuestos previamente sugieren que a pesar de las similitudes generales observadas entre los sedimentos en la zona de Adamuz y en el Área del Guadiato, las diferencias son lo suficientemente significativas para interpretar dos contextos tectono-sedimentarios distintos o partes distintas de las cuencas de *foreland* o antepaís que ha sido descritas para este sector de rocas carboníferas en Sierra Morena (e.g. QUESADA *et al.*, 1990).

CONCLUSIONES

Se han estudiado cinco afloramientos en los materiales del Pendleense (Serpujoviense inferior) al NO de Adamuz (Córdoba), que representan una sucesión estratigráfica de facies de talud.

Las facies de talud contienen una sedimentación de fondo básicamente de lutitas, en las que son frecuentes los olistolitos de edad Viseense superior y ocasionales los olistolitos de edad Pendleense. Las capas de turbiditas y *debris flows* son también frecuentes. En líneas generales, la edad de los depósitos, tipo de sedimenta-

ción y las asociaciones de microfauna y microflora son semejantes a las reconocidas en el Pendleense del Área del Guadiato. Sin embargo, también se han reconocido una serie de diferencias significativas: (1) ausencia de facies de plataforma, (2) mucho mayor espesor de los sedimentos, (3) mayor cantidad de olistolitos y mayor volumen de depósitos resedimentados, (4) mayor retrabajamiento e incorporación de rocas del basamento en los depósitos del talud, (5) aparente ausencia de una tendencia de somerización del registro estratigráfico y (6) ausencia de materiales continentales. Estas diferencias sugieren que quizás el contexto tectónico en el que se formaron estos sedimentos fue distinto del existente en el Área del Guadiato

AGRADECIMIENTOS

La lectura crítica del manuscrito por los Dr. P. BUSQUET y J. R. COLMENERO ha mejorado notablemente la versión definitiva del trabajo. Los gastos derivados de los trabajos de campo han sido sufragados por los proyectos BTE2000-1423 y BTE2003-2065 de la DGICYT. Es de agradecer la ayuda y comentarios realizados por R. Wagner en una excursión a través de región, con especial énfasis en sus comentarios sobre los materiales siliciclásticos y las plantas.

BIBLIOGRAFÍA

- APALATEGUI, O., BORRERO, J., ROLDÁN, F. J. & SOUBRIER, J. 1985a. *Mapa Geológico de España, 1:50.000: Adamuz, 902, 16-36.* 51 pp. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- APALATEGUI, O., EGUILUZ, L. & QUESADA, C. 1990. Ossa-Morena Zone: Structure. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R. D. DALLMEYER & E. MARTINEZ-DÍAZ, Eds. pp. 280-291. Springer-Verlag, Berlin.
- APALATEGUI, O., GARROTE, A., ROLDÁN, F. J. & SÁNCHEZ-CARRETERO, R. 1985b. *Mapa Geológico de España, 1:50.000: Peñarroya-Pueblonuevo, 879, 1435.* 62 pp. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- APALATEGUI, O., HIGUERAS, P., PÉREZ-LORENTE, F. & ROLDÁN, F. J. 1985c. *Mapa Geológico de España, 1:50.000: Espiel, 880, 15-35.* 58 pp. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- BOUMA, A. H. 1962. *Sedimentology of some flysch deposits.* 168 pp. Elsevier Scientific Publications, Amsterdam.
- BURG, J. P., IGLESIAS, M., LAURENT, PH., MATTE, PH. & RIBEIRO, A. 1981. Variscan intracontinental deformation: The Coimbra-Córdoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, **78**: 161-177.

- COLMENERO, J. R., FERNÁNDEZ, L. P., MORENO, C., BAHAMONDE, J. R., BARBA, P., HEREDIA, N. & GONZÁLEZ, F. 2002. Carboniferous. In: *The Geology of Spain*. W. GIBBONS & T. MORENO, Eds. pp. 93-116. The Geological Society, London.
- CONIL, R., GROESSENS, E., LALOUX, M., POTY, E. & TOURNEUR, F. 1991. Carboniferous guide foraminifera, corals and conodonts in the Franco-Belgian and Campine basins. Their potential for widespread correlation. *Courier Forschungs-Institut Senckenberg*, **130**: 15-30.
- CÓZAR, P. 1998. *Bioestratigrafía con foraminíferos del Carbonífero Inferior en el Sector Norte del Área del Guadiato (Córdoba)*. 590 pp. Tesis doctoral de la Universidad Complutense de Madrid.
- 2000. Archæodiscidae y Lasiodiscidae (Foraminiferida) del Mississippense (Carbonífero) del Área del Guadiato (Suroeste de España). *Revista Española de Micropaleontología*, **32** (2): 193-212.
- 2003. Foraminiferal fauna and zonation from the Early Carboniferous of Guadiato Area (SW Spain): comparison with European and North African foraminiferal zonal schemes and its palaeobiogeographical implications. In: *Permo-Carboniferous carbonate platforms and reefs*. W. M. AHR, P. M. HARRIS, W. A. MORGAN & I. D. SOMERVILLE, Eds. pp. 162-177. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, **78**, & American Association of Petroleum Geologists Memoir, **83**, Tulsa.
- CÓZAR, P. & MAMET, B. L. 2001. *Planohowchinia* (Lasiodiscidae, Foraminiferida), a new late Viséan genus, southwestern Spain. *Journal of Foraminiferal Research*, **31** (3): 228-232.
- CÓZAR, P. & RODRIGUEZ, S. 1999a. Propuesta de nueva nomenclatura para las unidades del Carbonífero Inferior del Sector Norte del Área del Guadiato (Córdoba). *Boletín Geológico y Minero*, **110** (3): 237-254.
- 1999b. Síntesis sedimentológica del Carbonífero Inferior del Área del Guadiato (España). *Boletín Geológico y Minero*, **110** (6): 603-626.
- 2004. Pendleian (early Serpukhovian) marine carbonates from SW Spain: sedimentology, biostratigraphy and depositional model. *Geological Journal*, **39** (1): 25-47.
- CÓZAR, P., RODRIGUEZ, S. & SOMERVILLE, I. D. 2003. Large multi-biotic cyanoliths from relatively deep-water facies in the early Serpukhovian of SW Spain: composition, palaeoecology and depositional setting. *Facies*, **49**: 31-48.
- EBERLI, G. P. 1987. Carbonate turbidite sequences deposited in rift-basins of the Jurassic Tethys Ocean (eastern Alps, Switzerland). *Sedimentology*, **34**: 363-388.
- ENOS, P. 1977. Tamabra Limestone of the Poza Rica Trend, Mexico. In: *Deep-water carbonate environments*. H. E. COOK & P. ENOS, Eds. pp. 273-314. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication **25**, Tulsa.
- GABALDÓN, V., GARROTE, A. & QUESADA, C. 1983a. The Lower Carboniferous in the Southern Strip of the Guadiato Area. In: *Field Trip D. Carboniferous Geology of the Sierra Morena*. C. QUESADA & A. GARROTE, Codirec. pp. 32-39. X Congrès International de Stratigraphie et de Geologie du Carbonifère, EN. Adaro de Investigaciones Mineras, Madrid.
- GABALDÓN, V., WAGNER, R.H. & WINKLER-PRINS, C. 1983b. The Central Strip of the Guadiato Area (late Viséan-early Namurian). In: *Field trip d. Carboniferous Geology of the Sierra Morena*. C. QUESADA & A. GARROTE, Codirec. pp. 65-67. X. Congrès International de stratigraphie et de Geologie du Carbonifère, EN. Adaro de Investigaciones Mineras, Madrid.
- GALLAGHER, S. J. 1998. Controls on the distribution of calcareous Foraminifera in the Lower Carboniferous of Ireland. *Marine micropaleontology*, **34**: 187-211.
- JAMES, N. P. & STEVENS, R. K. 1986. Stratigraphy and correlation of the Cambro-Ordovician Cow Head Group, Western Newfoundland. *Geological Survey of Canada, Bulletin*, **366**: 1-143.
- LEES, A. & MILLER, J. 1985. Facies variation in Waulsortian buildups. Part 2. Mid-Dinantian buildups from Europe and North America. *Geological Journal*, **20**: 159-180.
- 1995. Waulsortian banks. In: *Carbonate mud-mounds: Their Origin and evolution*. C. L. V. MONTY, D. W. J. BOSENCE, P. H. BRIDGES & B. R. PRATT, B. R., Eds. pp. 191-271. International Association of Sedimentologists Special Publication **23**, Oxford.
- LOTZE, F. 1945. Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Teotektonische Forschungen*, Berlin **6**: 78-92. ("Observaciones respecto a la división de los variscidas de la Meseta Ibérica", Instituto Lucas Mallada. Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España, V: 149-166).
- MADI, A., BOURQUE, P. A. & MAMET, B. L. 1996. Dept-related ecological zonation of a Carboniferous carbonate ramp: Upper Viséan of Béchar Basin, Western Algeria. *Facies*, **35**: 59-80.
- MAMET, B. L. 1974. Une zonation par foraminifères du Carbonifère inférieur de la Téthys occidentale. In: *7 Congrès International de stratigraphie et Géologie du Carbonifère*, Comptes Rendus 3, pp. 391-408, Krefeld 1971.
- 1977. Foraminiferal zonation of the Lower Carboniferous methods and stratigraphic implications. In: *Concepts and Methods in biostratigraphy*. E. G. KAUFFMANN & J. E. HAZEL, Eds. pp. 445-462. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg.
- MAMET, B. L. & MARTÍNEZ, C. 1981. Late Viséan Microfossils of the Las Caleras bajas limestones (Córdoba, Spain). *Revista Española de Micropaleontología*, **13**: 105-118.
- MCILREATH, I. A. 1977. Accumulation of a Middle Cambrian, deep water limestone apron adjacent to a vertical submarine escarpment, southern Rocky Mountains, Canada. In: *Deep-water carbonate environments*. H. E. COOK & P. ENOS, Eds. pp. 113-124. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication **25**, Tulsa.
- MULLINS, H. T. & COOK, H. E. 1986. Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. *Sedimentary Geology*, **48**: 37-79.
- QUESADA, C. 1990. Ossa-Morena Zone: Introduction. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R. D. DALLMEYER & E. MARTÍNEZ-DÍAZ, Eds. pp. 249-251. Springer-Verlag, Berlin.
- QUESADA, C., ROBARDET, M., GABALDÓN, V. 1990. Ossa-Morena Zone: Stratigraphy. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, R. D. DALLMEYER & E. MARTÍNEZ-DÍAZ, Eds. pp. 273-279. Springer-Verlag, Berlin.
- RIDING, R. 1983. Cyanoliths (Cyanoids): Oncoids formed by Calcified Cyanophytes. In: *Coated grains*. T.M. PERYT, Ed. pp. 276-283. Springer-Verlag, Berlin.

- SOMERVILLE, I. D., PICKARD, N. A. H., STROGEN, P. & JONES, G. 1992. Early to mid-Viséan shallow water platform buildups, north Co. Dublin, Ireland. *Geological Journal*, **27**: 151-172.
- WAGNER, R. H. 1999. Peñarroya, a strike-slip controlled basin of Early Westphalian age in southwest Spain. *Bulletin of the Czech Geological Survey*, **74**: 3-24.
- WAGNER, R. H., COQUEL, R. & BROUTIN, J. 1983. Mississippian floras of the Sierra Morena, SW Spain: a progress report. In: *Contributions to the Carboniferous Geology and Paleontology of the Iberian Peninsula*. M. J. LEMOS DE SOUSA, Ed. pp. 101-126. Lemos de Sousa, Porto.
- WAGNER, R. H. & JURADO, J. 1988. Geología de la cuenca carbonífera de Peñarroya y explotación de antracitas escondidas en un lentejón tectónico. In: *VII Congreso Internacional de Minería y Metalurgia*, pp. 225-241, Asociación Nacional de Ingenieros de Minas de España, Oviedo.
- WEISFOG, D. J. 1963. *Stratigraphie des Unterkarbons in der Mulde von Velmez-Vacar (Provinz Córdoba, Spain)*. Tesis doctoral Universidad de Heidelberg, Heidelberg, 158 pp. (inérita).
- WESCOTT, W. A. & ETHRIDGE, F. G. 1990. Fan deltas-alluvial fans in coastal settings. In: *Alluvial fans: a Field Approach*. A. H. RACHOCKI & M. CHURCHI, Eds. pp. 195-211, Wiley, Chichester.
- WRIGHT, V. P. & BURCHETTE, T. P. 1996. Shallow-water carbonate environments. In: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (3rd ed). H. G. READING, Ed. pp. 325-394. Blackwell, London.

Manuscrito recibido el 15 de marzo de 2004

Manuscrito aceptado el 23 de julio de 2004