

Descripción e interpretación de los
afloramientos del Carbonífero Inferior en las
proximidades de Peñarroya-Pueblonuevo
(Córdoba, España)

*Description and interpretation of the Lower
Carboniferous outcrops in the vicinities of
Peñarroya-Pueblonuevo (Córdoba, Spain)*

Pedro CÓZAR y Sergio RODRÍGUEZ¹

RESUMEN

Se analiza una serie de afloramientos de caliza situados en la Unidad de San Antonio-La Juliana cerca de la localidad de Peñarroya-Pueblonuevo. Estas calizas se encuentran junto al cabalgamiento de dicha unidad sobre los materiales westphalienses de la Cuenca de Peñarroya-Belmez-Espiel. En la cartografía de la zona que hemos realizado a escala 1:10.000 se comprueba que son una serie de afloramientos aislados, afectados estructuralmente por la proximidad del cabalgamiento.

En las calizas se han levantado tres secciones estratigráficas; además se han revisado otros afloramientos de la zona descritos en trabajos anteriores de otros autores. Las secciones se describen detalladamente y el análisis de las mismas lleva a interpretar los sedimentos como de plataforma somera, encontrando ambientes desde supramareales hasta de plataforma externa.

Se han determinado las asociaciones de foraminíferos de los diferentes niveles carbonáticos, identificando las Zonas 14, 15 y 16, las cuales corresponden al Viseense superior. Considerando que la edad de la Unidad de San Antonio-La Juliana, en la que están incluidos los afloramientos de calizas que hemos descrito, es Serpujoviense, los hemos interpretado como olistolitos.

Palabras clave: Ossa-Morena, Viseense superior, Unidad de San Antonio-La Juliana, Olistolitos, Endothyraeos.

¹ Depto. U.E.I. de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológica e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM). Ciudad Universitaria. 28040 Madrid, E-mail: Sergrodr@eucmax.sim.ucm.es

ABSTRACT

Some limestone outcrops located in the San Antonio-La Juliana Unit near the town of Peñarroya-Pueblonuevo have been studied. These limestones are close to the thrust of such unit on the Westphalian rocks of the Peñarroya-Belmez-Espiel Basin. Detailed map of the area (1:10.000) proved that limestones are isolated outcrops, affected by the vicinity of the thrust.

Three stratigraphic sections have been studied; we also revised some outcrops previously described by other authors in the same area. These sections are described in detail; they are regarded as developed in a shallow platform, from supratidal to external platform.

The foraminifera assemblages belong to the Zones 14, 15 and 16 (upper Viséan). Considering that the age of the San Antonio-La Juliana Unit is Serpukhovian, and that the limestone outcrops are included in this unit, we have interpreted the limestones as olistolites.

Key words: Ossa-Morena, upper Viséan, San Antonio-La Juliana Unit, Olistolite, Endothyracean.

INTRODUCCIÓN

Los materiales estudiados se encuentran en la hoja 879 Peñarroya-Pueblonuevo del MAGNA a escala 1:50000, los afloramientos se disponen al Oeste de la mencionada localidad, limitados hacia el Sur por la carretera nacional 432, entre esta población y Fuente Obejuna. Hacia el Norte, el límite son los afloramientos de la Cuenca de Peñarroya-Belmez-Espiel, que en este sector tiene una litología predominante de conglomerados (Fig. 1).

Aunque la zona está muy cubierta por rañas, entre éstas afloran masas de calizas en canteras de explotación de esta roca. Por ello los afloramientos no tienen una gran continuidad lateral. Éstos se encuadran en la Unidad de San Antonio-La Juliana (CÓZAR, 1998), aunque en este sector las características propias de esta unidad no son bien identificables. La edad de la Unidad es Serpujoviense inferior (E_1 y E_2) para los sedimentos autóctonos, aunque también existen sedimentos alóctonos (como son los tratados en el trabajo presente), que se emplazaron en este periodo, pero la edad de estas rocas heredadas es Viséense superior. Los materiales autóctonos apenas afloran en este sector, por lo que no son objeto de estudio aquí.

Hacia el NO y N se encuentra la mina de carbón de Peñarroya, gracias a la que se dispone de algunos datos de la estructura de la zona. Estos datos fueron

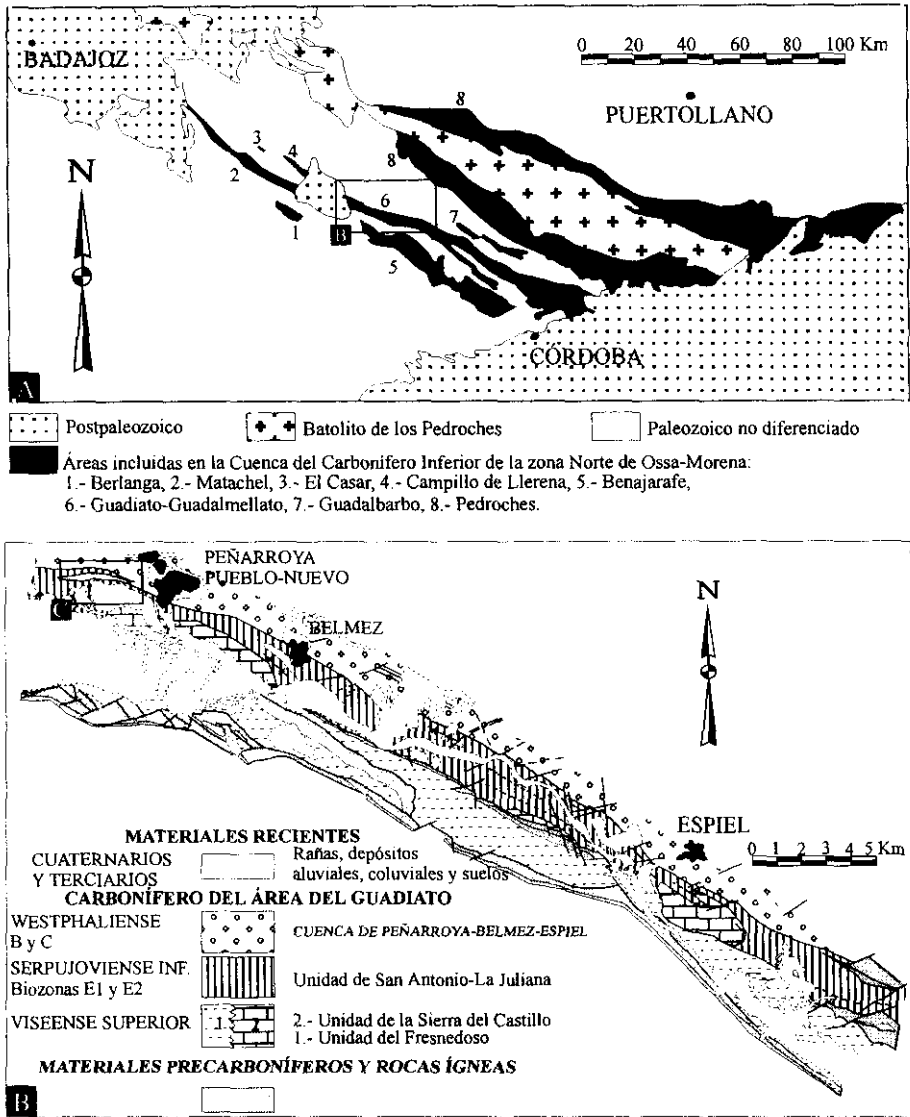


Figura 1.—Localización de la zona de estudio. A: Áreas que se incluyen en la Cuenca del Carbonífero Inferior de la zona Norte de Ossa-Morena. B: Esquema geológico del sector Norte del Área del Guadiato. C: Zona cartografiada en detalle en la Fig. 2.
 Figure 1.—Location of the studied area. A: Areas included in the northern zone Lower Carboniferous Ossa-Morena Basin. B: Geologic outline of the North sector of the Guadiato Area. C: Mapped zone in Fig. 2.

obtenidos mediante sondeos realizados para la prospección de capas de carbón. Podemos destacar la información proporcionada por ORTUÑO (1971), WAGNER *et al.* (1983), WAGNER *et al.* (1984), y WAGNER & JURADO (1988). En ellos se describe la estructura de la Unidad de San Antonio-La Juliana como un flanco de sinclinal que se adapta a la curvatura del cabalgamiento sobre los materiales westphalienses.

Algunas de las secciones estudiadas corresponden a los cortes II y III del trabajo de MAMET & MARTÍNEZ (1981), destacando que el corte III está levantado en la misma cantera en la que se han realizado otros estudios, en uno de ellos (FALCES, 1998), se analiza la asociación de corales encontrada en la cantera sin levantar columna estratigráfica.

Este estudio se basa en los cortes más cercanos a Peñarroya, que son muestreados para el análisis de los foraminíferos en lámina delgada, pero al analizar la sucesión se incluyen los datos de las secciones de estos autores, ya que consideramos interesante presentar el mayor número de datos posibles acerca de la bioestratigrafía de los afloramientos calizos; además tuvimos la oportunidad de revisar las láminas delgadas de estos trabajos, tanto en la Universidad Complutense de Madrid como en la de Montreal, y en general, compartimos las determinaciones que se realizaron sobre las mismas. Los foraminíferos que hemos analizado pertenecen en su mayor parte a los endothyráceos, aunque también se han encontrado algunos representantes poco evolucionados de los fusulináceos. La escala bioestratigráfica de referencia utilizada es la de MAMET (1974). Se han estudiado cinco afloramientos (Fig. 2). Para la localización del resto de secciones, ver el trabajo de MAMET & MARTÍNEZ (1981, pág. 107).

Los afloramientos se encuentran en un pinzamiento que se produce entre los materiales del Westphaliense y los de la Unidad de San Antonio-La Juliana. Los materiales de esta banda forman un sinclinal, estructura corroborada por los datos obtenidos a partir de varios sondeos realizados por las empresas que explotan el carbón de la zona, pudiendo encontrarse bloques calizos a bastantes m de profundidad, por debajo de los materiales westphalienses. Al Norte del afloramiento la zona está limitada por los conglomerados y pizarras del Westphaliense, que están cabalgados por los materiales de la Unidad de San Antonio-La Juliana; un poco más al Norte se supone que vuelven a aparecer estos materiales, hecho que no se ha podido constatar debido a que el área en cuestión se encuentra dentro de la zona de laboreo de la mina, a la cual no hemos tenido acceso. Al Sur, la zona está ocupada por conglomerados poligénicos con matriz arenosa (rañas), de edad Terciario-Cuaternario, que cubren todos los materiales del Carbonífero hasta las proximidades de la cola del Embalse de Sierra Boyera, donde vuelven a aflorar.

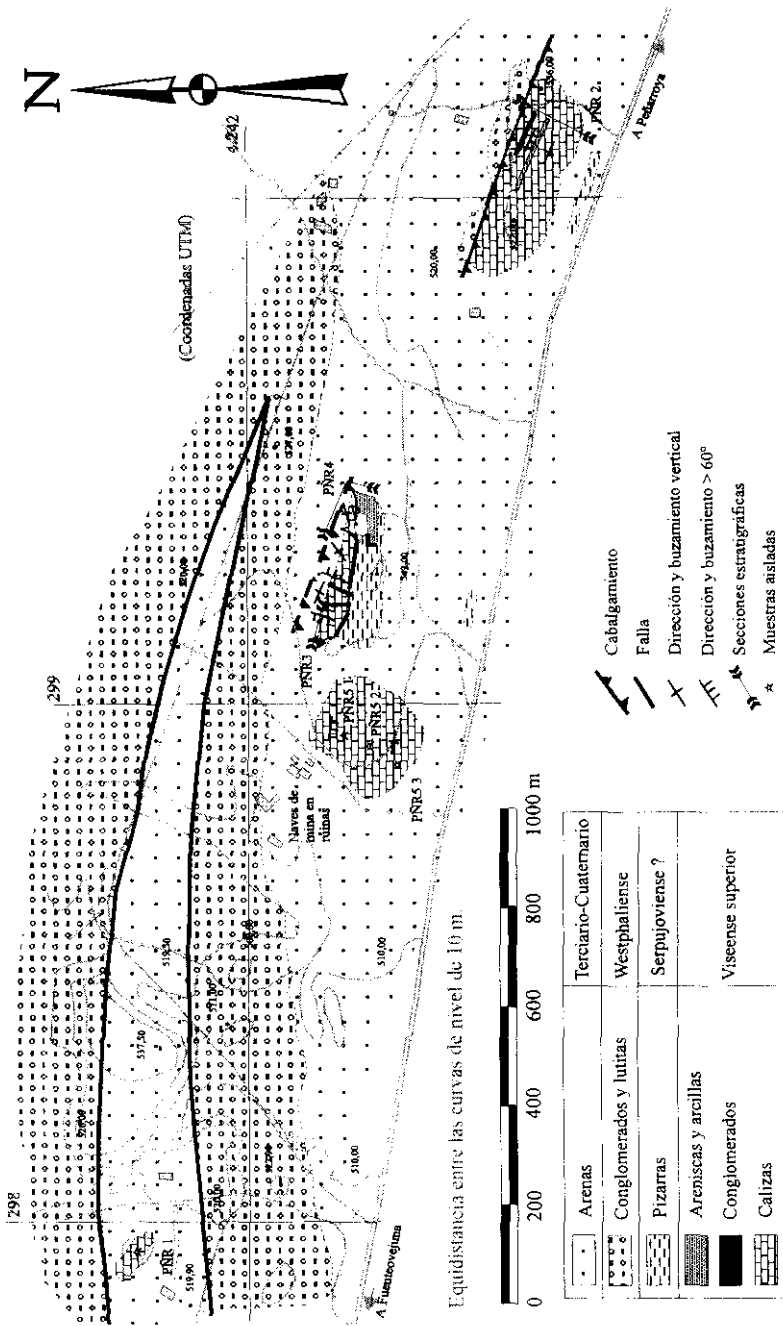


Figura 2.—Mapa geológico de la zona de Peñarroya.
Figure 2.—Geologic map of the Peñarroya area.

En la zona más importante de calizas es en la que hemos levantado la Sección de Peñarroya 2 (PÑR2), situada al SE del área. La calizas afloran en una serie de pequeñas canteras donde se puede ver el contacto directo con el Westphaliense. El contacto es mecánico, produciendo un pequeña banda de brechificación en los materiales más próximos. Probablemente por algún tipo de efecto de arrastre, la base de las calizas está formando un pequeño anticlinal, hecho que permite determinar la polaridad de la sección. Las calizas de los tramos basales son muy masivas, mientras que a mitad de la sección comienzan a aparecer areniscas, conglomerados y calizas más margosas (menos compactas); por último en este afloramiento, los bloques de calizas vuelven a ser masivos (tramo 13 de PÑR 2). En la actualidad este tramo es fácilmente localizable, ya que está siendo utilizado como vertedero de escombros. Estas calizas llegan gradualmente a ser cubiertas por las rañas hacia el Sur, quedando solo pequeños afloramientos de pizarras y areniscas.

Lateralmente este bloque está totalmente cubierto, incluso en los materiales de la Cuenca de Peñarroya-Belmez-Espiel, por lo que la relación con el resto de las secciones no es directa. La zona donde están levantadas las Secciones de Peñarroya 3 (PÑR3) y Peñarroya 4 (PÑR4) se encuentra hacia el O-NO del anterior. No se observa la relación con el Westphaliense, aflorando solo las calizas, conglomerados, areniscas y pizarras. El bloque está intensamente fallado, definiéndose de esta manera tres bloques principales en las calizas; se trata de un anticlinal con dirección N155° E, con un bloque central limitado por dos fallas de similar dirección. Este bloque central tiene una dirección de estratificación de N110° E, y la relación y posición estratigráfica con los dos bloques adyacentes es bastante confusa. En el flanco O está levantada PÑR3, y en el flanco E PÑR4. Los materiales de esta segunda sección comienzan con la misma dirección que en el otro flanco, pero progresivamente van girando, disponiéndose en una dirección más E-O. En el sector Sur del área aparecen unas pizarras y areniscas discordantes en la zona del centro y de la Sección de PÑR3, mientras que están concordantes a techo de PÑR4. Nosotros interpretamos este contacto como mecánico.

Muy cerca del sector anterior, pero sin ninguna relación observable, afloran los niveles de Peñarroya 5 (PÑR5), que están compuestos por una serie de calizas masivas, tanto brechoideas como bioclásticas, intensamente karstificadas, con una estratificación muy confusa, contraria entre los sectores donde parece observarse con una cierta nitidez; creemos que ésta es N110° E, pero no es un hecho que hayamos podido constatar con total certeza, y no llegamos a descartar la existencia de fallas que no hayamos localizado, o que sean una serie de bloques independientes.

Hacia el NO aparece el último afloramiento de calizas constatado, PÑR1, originalmente descrito en una pequeña cantera, estudiada mediante corales rugosos con diseppimento, corales rugosos sin diseppimentos (FALCES, 1998), y foraminíferos (Corte III, MAMET & MARTÍNEZ, 1981). En la actualidad este afloramiento se encuentra dentro de los terrenos de la mina, y no hemos podido muestrearlo para foraminíferos, solamente hemos podido estudiar las láminas realizadas para corales de los dos primeros autores citados, determinando los foraminíferos encontrados en la matriz de los cálices de corales, y revisar las láminas del tercero de los trabajos en Montreal. Es muy probable que con los constantes movimientos de tierra que ha sufrido el área de la mina, hayan aflorado otros niveles carbonatados, lo que intentaremos constatar y muestrear en el futuro.

Los materiales que hemos muestreado en todas las secciones son de edad Viseense superior, estando representadas las Zonas 14, 15 y 16. Puesto que las características sedimentológicas de los sedimentos no son de «debris flow», y las pizarras y areniscas que circundan todas estas calizas son de edad Serpujoviense, tenemos que llegar a la conclusión de que se trata de grandes olistolitos, los cuales están afectados mecánicamente debido a su proximidad con el cabalgamiento de la Unidad de San Antonio-La Juliana sobre el Westphaliense.

ESTRATIGRAFÍA

MAMET & MARTÍNEZ (1981) figuran una serie de cortes de los cuales el II y III están situados en el área de Peñarroya. El corte III, situado a lo largo del Arroyo del Albardao, está compuesto fundamentalmente por lutitas y areniscas con algunos bancos de calizas, en los que se pueden encontrar «wackestone» peloidales, «packstone» bioclásticos peloidales, loferitas, y «wackestone» algales. La asociación es de la Zona 14.

En Peñarroya 1 (Corte II de MAMET & MARTÍNEZ, 1981) se encuentran microfacies «grainstone» de «grapestone», «bafflestone» y «boundstone» algales, «grainstone» oolíticos, y estromatolitos.

El afloramiento también está muestreado para el estudio de corales rugosos FALCES (1998). En dichas muestras hemos podido revisar la matriz que se encuentra junto con los corales, relativamente escasa en la mayoría de los casos, de manera que hemos obtenido pocas secciones de foraminíferos, y no demasiado buenas. Los foraminíferos son *Earlandia vulgaris* (RAUSER-CHERNOUSOVA & REIFLINGER), *Pseudolituotuba gravata* (CONIL & LYS), *Consobrinella* sp., *Forschia* sp., *Latiendothyra* sp., *Globoendothyra* sp., *Omphalotis* sp., *Ha-*

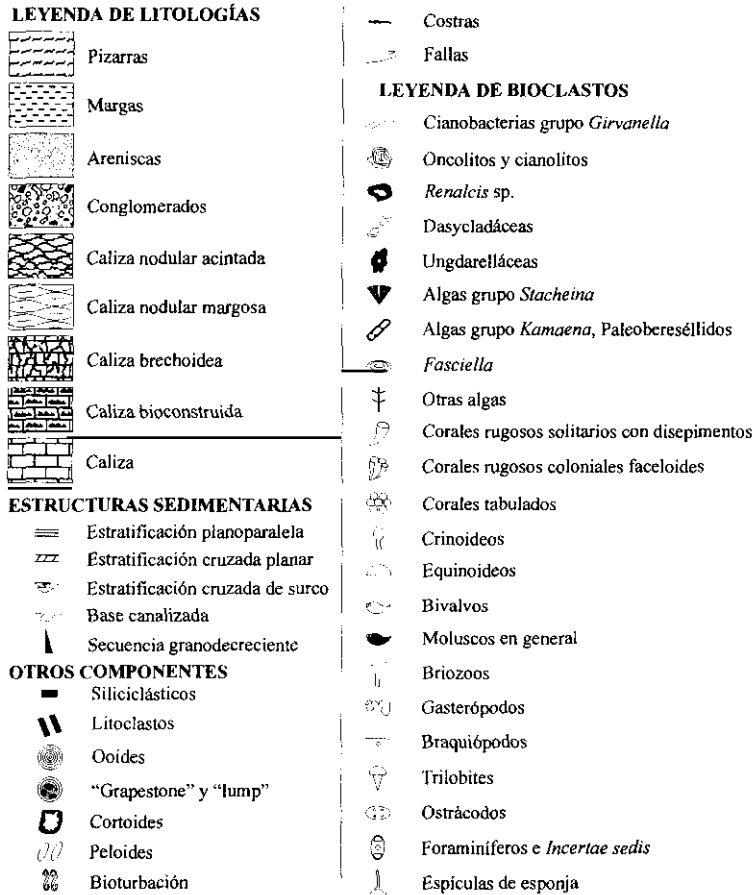


Figura 3.—Leyenda de las secciones estratigráficas.
 Figure 3.—Symbols of the stratigraphic sections.

plophragmella sp., *Pseudoendothyra* sp., *Archaediscus* sp., *Archaediscus* ex gr. *krestovnikovi* RAUSER-CHERNOUSSOVA, *Archaediscus* ex gr. *chernoussovens* MAMET, y los *Incertae sedis*, *Archaeosphaera* sp., *Diplosphaerina inaequalis* DERVILLE emend. BROWNE & POHL, *Tuberitina* sp., y *Saccamminopsis fusulinaeformis* (MCCOY). La asociación es igualmente representativa de la Zona 14, aunque debido a la pobreza de los cortes encontrados, la mayoría de los taxones se han dejado en nomenclatura abierta. Este problema no es solucionable, ya que en estos momentos es imposible el acceso al afloramiento. En lo que respecta a las microfacies, se encuentran «wackestone», «packstone» bioclásticos,

«wackestone» de espículas de esponjas y peloides (agregados micríticos). Como se puede ver en relación con las muestras del trabajo de MAMET & MARTÍNEZ (1981), las microfacies son diferentes, por lo tanto tenemos un amplio espectro de las mismas, y nos indica que en una sección tan corta, tenemos variación de ambientes de sedimentación muy importante, o por el contrario que nos encontramos en una zona de destrucción y acumulación de litoclastos de diferentes ambientes, probablemente zonas de acumulación de olistolitos o «debris flow».

PEÑARROYA 2 (Figs. 4 y 5; Lám. 1, figs. 1, 3 y 5-8)

La sección está levantada en dirección NNE-SSO, con una potencia total de 94 m. La base de la sección tiene las coordenadas de 5° 17' 10" O y 38° 17' 50" N y está situada en unas pizarras pelíticas, fuertemente trituradas, que no siempre afloran. Unos m por debajo (hacia el NNE), aparecen los conglomerados del Westphaliense justo al Norte del cabalgamiento general entre las dos zonas, que lateralmente llega a hacer desaparecer las pizarras. Entre las pizarras y el nivel 1 de la sección el contacto también es mecánico. La potencia máxima de las pizarras puede ser de unos 10 m aproximadamente.

Tramo 1. 8 m de calizas «packstone» masivas en bancos métricos, con estratificación cruzada de surco entre los bancos. Entre los componentes podemos encontrar abundantes siliciclásticos (20%), el otro componente mayoritario son los crinoideos, en un porcentaje similar, y los grandes litoclastos. Con porcentajes bastante más reducidos, que pueden oscilar entre el 1% y el 4%, hay «grapestone», corales rugosos solitarios con disepimientos, corales tabulados, ungdarelláceas, foraminíferos, *Girvanella*, equinoideos y *Koninckopora*. Los componentes están muy fracturados, con una selección granocreciente debido fundamentalmente a una mayor concentración de los siliciclásticos en la base de los bancos; la transición entre la zona basal con terrígenos y la zona más bioclástica es más o menos neta, sin apreciarse discontinuidades ni superficies erosivas; observando los bioclastos alargados se puede ver que están orientados. Muchos bioclastos tienen envueltas algales y sobre todo están afectados por perforaciones y micritización, lo que les encuadra en la categoría de cortoides. La asociación de foraminíferos e *Incertae sedis* encontrada es indicativa de la Zona 14.

Tramo 2. 8 m de calizas nodulares bien estratificadas, en bancos decimétricos, separados por costras calcáreas, diagenéticamente bastante alteradas, con recristalizaciones y dolomitizaciones. De *visu* se observa que son bioclásticas, con bioclastos gruesos rodeados por una matriz fina, con una cierta orientación paralela a la estratificación. Los componentes fundamentales son «grapestone», braquiópodos y *Koninckopora* (20%, 15% y 15% respectivamente), completando la microfacies con equinoideos, crinoideos, foraminíferos, gasterópodos, bivalvos, ungdarelláceas, corales tabulados, algas indeterminadas, briozoos y ostrácodos. Hemos definido como «grapestone» grandes lito-

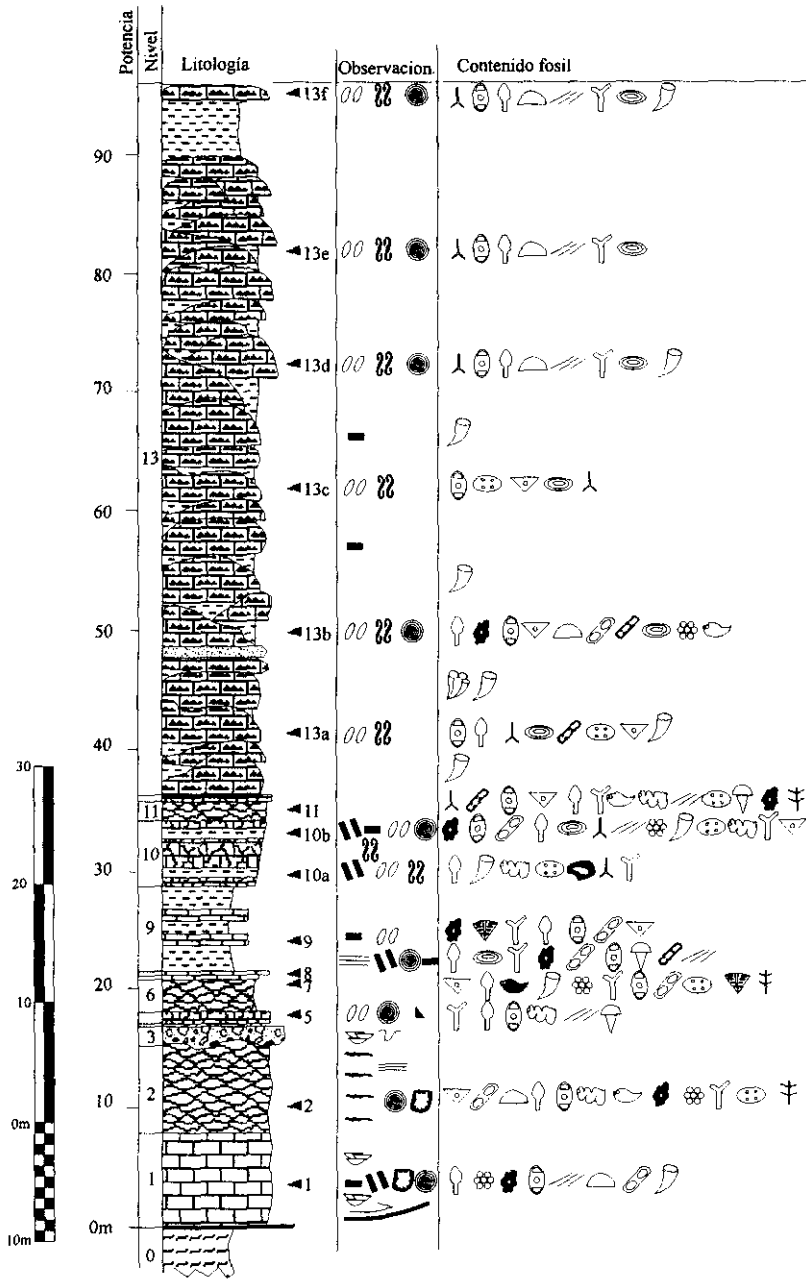


Figura 4.—Sección estratigráfica de Peñarroya 2.
Figure 4.—Peñarroya 2 stratigraphic section.

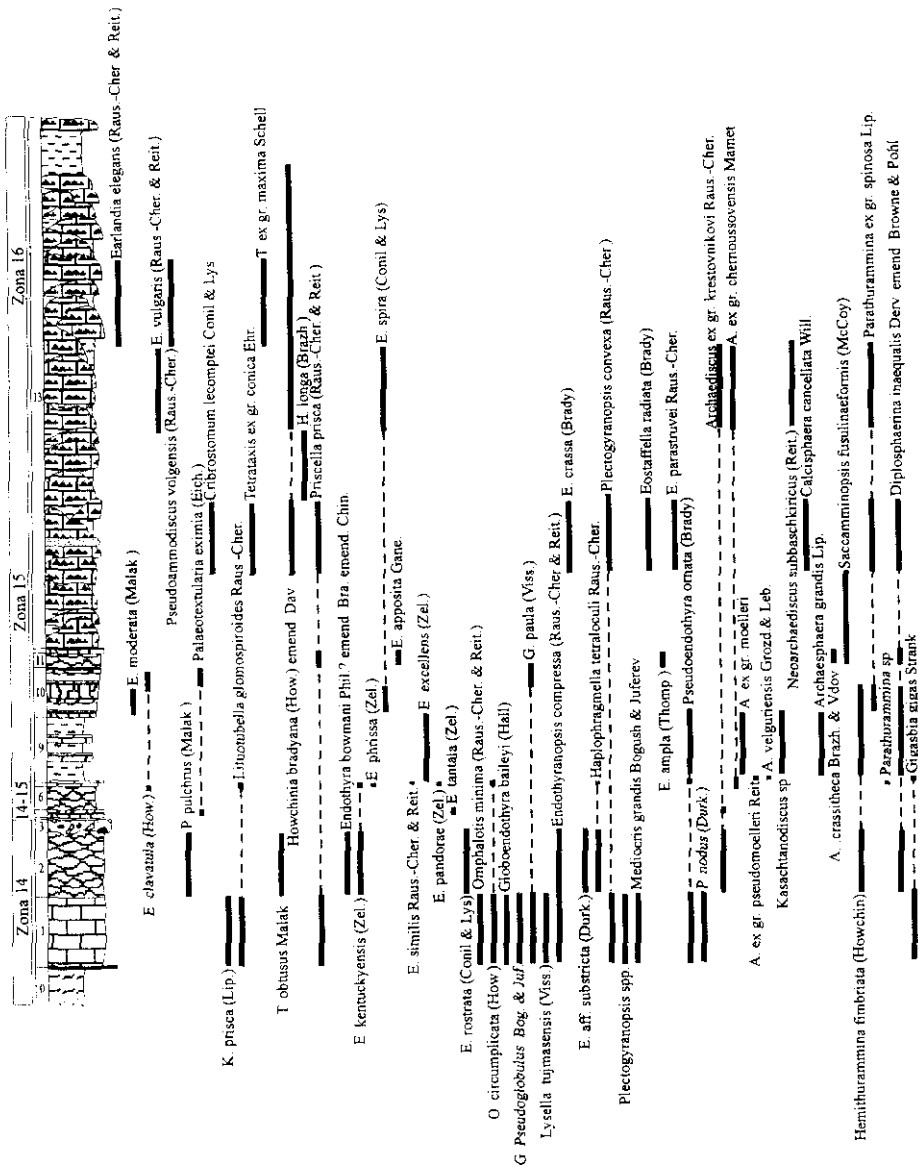


Figura 5.—Distribución de foraminíferos e Incertae sedis en la sección de Peñarroya 2.
 Figure 5.—Foraminifers and Incertae sedis distribution in the Peñarroya 2 section.

clastos de igual composición que la matriz, pero con una envuelta de cianobacterias bastante ancha, que rodea por completo los elementos, con morfologías irregulares y que en elementos alargados, como conchas de braquiópodos, se podrían denominar «protooncoides». Muchos elementos podrían encuadrarse dentro de la categoría de cortoides. El grado de fragmentación es relativamente bajo, mayor en la matriz, pero con una baja selección, lo que posibilita la existencia de los grandes fragmentos, dando aspecto casi de «floatstone», pero no totalmente de acuerdo con el concepto, de forma que se puede definir mejor como «packstone». No se observan orientaciones, ni selección, y los elementos están muy poco empaquetados, estando muy dispersos en la matriz. La asociación de foraminíferos e *Incertae sedis* corresponde a la Zona 14.

Tramo 3. Desde 30 cm hasta 2 m de conglomerados con cantos de cuarcita y caliza, bien redondeados, de unos 2 cm de centil, color rojizo. La base es fuertemente erosiva, presentando una importante cicatriz.

Tramo 4. 20 cm de arenisca de grano medio a fino, con secuencias granoderecientes, de color amarillento, con estratificación cruzada de surco. Este tramo está ligado genéticamente al anterior, correspondiendo a las facies de menor energía de un canal siliciclástico.

Tramo 5. 1 m de calizas brechoideas, con bastantes vetas de calcita atravesando los bancos, dispuestas de forma estratodecreciente, con un primer banco de mayor potencia seguido de bancos decimétricos y discontinuos, de escasa continuidad lateral, rodeados por lutitas. El banco basal tiene una base plana adaptándose a la morfología preexistente de las areniscas, y el techo también es plano. La microfacies de este banco es un «grainstone» peloidal, que es el componente fundamental, aunque los peloides parecen agregados de micrita, con una matriz más o menos recristalizada a su alrededor. También existen «pellets» fecales. El resto de componentes no aparecen en más de un 1%, siendo muy escasos y poco variados, solamente «grapestone», briozoos, crinoides, foraminíferos, trilobites, gasterópodos y *Girvanella*. Todos los componentes aparecen en grandes litoclastos, aunque debido a la fuerte recristalización o gran cantidad de venas de calcita, es difícil precisar si los litoclastos que se observan son una textura original o se deben a algunos de los procesos anteriormente citados, siendo entonces una textura secundaria o diagenética. Los bioclastos no tienen ningún tipo de selección, ni casi fragmentación. El único foraminífero determinado es un posible corte de *Palaeotextularia eximia?* (EICHWALD), con lo que la Biozona 15 podría estar ya representada, pero debido al mal desarrollo de la capa fibrosa del ejemplar, vamos a dejar con dudas la determinación tanto del ejemplar como de la Zona.

Tramo 6. 3 m de calizas nodulares iguales que las del tramo 2.

Tramo 7. 30 cm de calizas bioclásticas, en un banco tabular, fácilmente identificable de *visu* por tratarse de lo que podríamos denominar una lumaquela de conchas. En la microfacies se puede ver que se trata de un «packstone» fundamentalmente de braquiópodos y moluscos (bivalvos y gasterópodos). Otros componentes importantes son los crinoides, corales rugosos solitarios con diseppimentos y corales tabulados. Componentes minoritarios son los briozoos, ostrácodos, foraminíferos y diversos tipos de algas, *Koninckopora* y *Stacheiina*. Los bioclastos están muy fragmentados y presentan una ligera selección, con una orientación de los fragmentos alargados paralela a la estratificación; están densamente empaquetados. Los moluscos están recristalizados, de forma que salvo por el tipo de corte de la concha, es imposible diferenciar el porcentaje de cada uno. La asociación de foraminíferos refleja una Zona 14, por no llegar a tener elementos guía de la Zona 15.

Tramo 8. 60 cm de calizas bioclásticas, tableadas, con laminación paralela. Los componentes mayoritarios son crinoides, litoclastos y ooides de estructura tangencial y algunos radiales, tanto regulares como irregulares; en mucha menor proporción aparecen diferentes tipos de algas (codiáceas, *Girvanella*, palaeobeseréllidos, ungdarelláceas, *Fasciella* y dasycladáceas como *Koninckopora*), briozoos, foraminíferos y trilobites. La fragmentación es alta y la selección muy buena, con una clara orientación. Los procesos de cementación son importantes, así como una ligera dolomitización. La microfacies es de tipo «packstone». Los componentes están densamente empaquetados.

Como se puede comprobar de la lista de foraminíferos en la Fig. 5, éstos datan la muestra como Viseense superior, pero sin llegar a precisar más; por el contrario, tenemos malos cortes de *Palaeotextularia* sp., no determinables a nivel específico, pero que nos precisan la asociación como de la Zona 15.

Tramo 9. 7 m compuestos fundamentalmente por margas con dos bancos decimétricos de calizas masivas con muchos terrígenos. Los bancos de calizas tienen sobre todo pseudopeloides, algas (ungdarelláceas, *Stacheiina* y *Koninckopora*), además de briozoos, foraminíferos, braquiópodos y crinoides. La fragmentación es alta y la selección muy buena, con una ligera orientación paralela. La matriz está densamente empaquetada. La microfacies es un «packstone» afectado por dolomitización y silicificación. Si vemos las características citadas y las comparamos con las del tramo 8, vemos que son semejantes, diferenciándose únicamente en que en este tramo el tamaño de los componentes es menor. La asociación de foraminíferos e *Incertae sedis* no es muy representativa.

Tramo 10. 6 m compuestos por una alternancia de margas y bancos decimétricos de calizas brechoideas masivas. A techo se observa que los bancos tienen un cierto componente conglomerático, con cuarcitas. En la caliza hemos muestreado dos niveles, uno a base y otro a techo del tramo. En la muestra de base se observa que son litoclastos angulares, y otros redondeados de doloesparita; en los litoclastos los componentes son peloides, briozoos, crinoides, corales rugosos solitarios, gasterópodos, espículas de esponja, ostrácodos y cianobacterias (*Renalcis*). La brecha está fuertemente dolomitizada en los cementos, y bioturbada; la microfacies de los litoclastos varía desde «mudstone» a «grainstone» peloidal, efecto producido por los diferentes grados de bioturbación. Hay mucha porosidad de tipo fenestral y «vug». Los bioclastos son escasos y muy repartidos por la matriz, encontrándose de diversos tamaños. El segundo nivel muestreado, a techo, es también una brecha, pero distinta de la anterior, de litoclastos, pero con algunos siliciclásticos, influenciado por el carácter conglomerático de estos últimos niveles. En los litoclastos, la diversidad es mayor que en la muestra anterior, además de los ya citados siliciclásticos, también «grapestone», peloides, algas (ungdarelláceas, *Fasciella*, *Koninckopora* y *Girvanella*), foraminíferos, crinoides, espículas de esponja, corales tabulados, corales rugosos solitarios, ostrácodos, gasterópodos, briozoos y braquiópodos. En este subtramo además la fragmentación es mayor y está menos bioturbada. El empaquetado es muy denso, con algunos contactos suturados y lineales. La microfacies está alterada por una ligera dolomitización, oxidación y silicificación. Los foraminíferos encontrados en el segundo tramo corroboran que la asociación pertenece a la Zona 15.

Tramo 11. 2 m de calizas arenosas nodulares en bancos mal definidos, acintados, cuyo componente mayoritario son las espículas de esponja, y en porcentajes muy inferiores hay una diversidad importante de algas (codiáceas, *Girvanella*, ungdarelláceas, algas indeterminadas y del grupo de *Kamaena*), foraminíferos, braquiópodos, crinoides,

briozoos, bivalvos, gasterópodos, ostrácodos, trilobites, todos ellos con una fragmentación y selección media, con laminación cruzada. La microfacies es un «wackestone», muy recristalizado.

Tramo 12. 30 cm de calizas brechoidea igual a tramos anteriores ya comentados (tramo 10).

Tramo 13. 60 m de calizas brechoideas masivas en grandes bancos de potencia métrica, localmente pueden aparecer margas intercaladas, más abundantes a techo del tramo, y a unos 14 m de la base un banco de 50 cm de areniscas. Por debajo de este nivel siliciclástico aparece la única colonia de corales rugosos encontrada en la sección. En la parte media de la sección, los siliciclásticos pueden aparecer más o menos frecuentemente. Los corales rugosos solitarios son muy abundantes a lo largo de todo el tramo, sobre todo a base del mismo. Hemos muestreado seis niveles para poder analizar las variaciones de microfacies y foraminíferos; en el subtramo 13a, aparecen sobre todo peloides, además de foraminíferos, *Fasciella*, crinoides, espículas de esponja, algas de grupo de *Kamaena*, ostrácodos y braquiópodos. La microfacies sufre dolomitización y silicificación, y una fuerte bioturbación; su aspecto varía entre un «wackestone» peloidal y «mudstone» de espículas. El subtramo 13b, es más variado, con peloides, «grapestone», crinoides, ungdarelláceas, foraminíferos, braquiópodos, equinoideos, dasycladáceas variadas, sobre todo *Koninckopora*, *Fasciella*, corales tabulados y bivalvos; la alteración diagenética es menor; la microfacies vuelve a poderse definir de forma dual, desde «grainstone» peloidal a «wackestone» de crinoides y algas, en función del área observada. El subtramo 13c es un «mudstone» peloidal con foraminíferos, ostrácodos, braquiópodos, *Fasciella* y espículas de esponja. Como se puede ver, tanto la cantidad como la diversidad de bioclastos en relación con los tramos precedentes es mucho menor, hecho que va a ser una tónica hasta el final del tramo; se observan muchos bandeados micríticos típicos de fábricas criptalgares. Los subtramos 13d, 13e, y 13f son muy similares al 13c, de «mudstone» a «wackestone» con los mismos componentes, peloides, «grapestone», espículas de esponja, foraminíferos, *Girvanella*, crinoides, briozoos y *Fasciella*. Los foraminíferos del subtramo 13b siguen siendo característicos de la Zona 15, mientras que ya en el 13c la aparición de *Neoarchaediscus subbaschkiricus* (REITLINGER) es representativo de la Zona 16.

PEÑARROYA 3 (Figs. 6 y 7)

Las coordenadas de la base de la sección son 5° 17' 35" O y 38° 18' 5" N, y está levantada en dirección O-NO, en el interior de una pequeña cantera de caliza, de forma circular, con el lado E de la misma compuesta por venas de calcita de hasta tres m de potencia, debido a la existencia de una gran falla, la cual utilizaremos como base de la sección. La estratificación dentro de la cantera tiene dirección N155°E, con un buzamiento variable entre 45°-80° SO.

Tramo 1. 15 m de alternancia de calizas bioclásticas y calizas nodulares, ambas con un gran contenido en terrígenos, sobre todo las segundas. La calizas bioclásticas se disponen en bancos decimétricos de morfologías más o menos tabulares, y pasan gra-

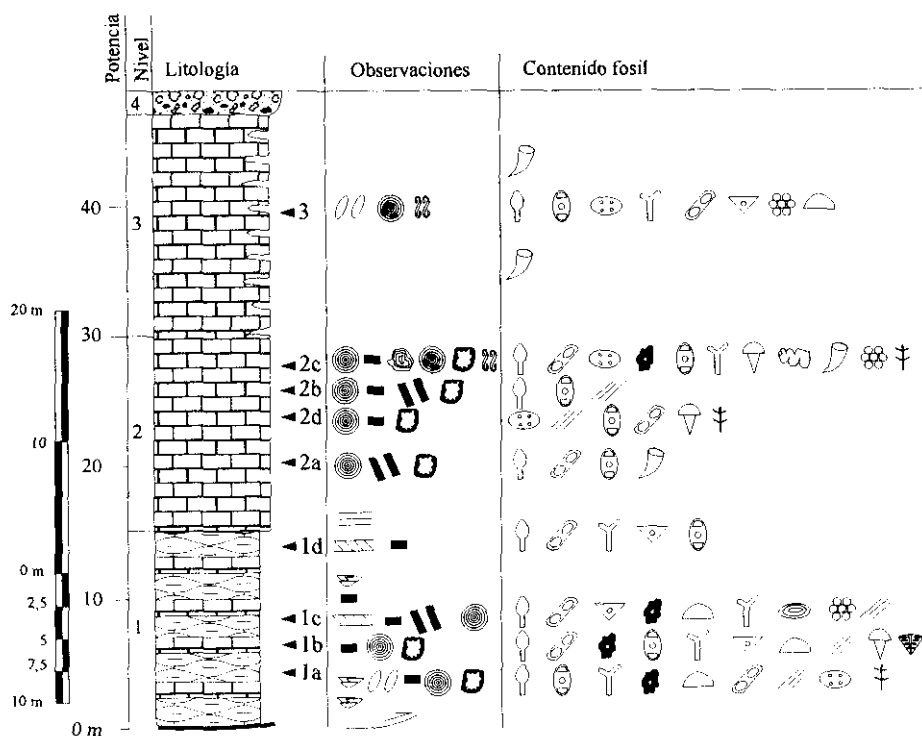


Figura 6.—Sección estratigráfica de Peñarroya 3.
 Figure 6.—Peñarroya 3 stratigraphic section.

dualmente a nodulares, que ocupan subtramos de mayor potencia, hasta 2 m; esta transición se realiza mediante el cambio vertical gradual entre tres facies: bioclástica gruesa, bioclástica fina y caliza margosa, pudiéndose reconocer en las dos primeras estratificaciones cruzadas de surco, planar y plano-paralela. A unos 5 m de la base, se ha realizado un muestreo de las tres facies que marcan la transición, así como un tramo bioclástico situado a 11 m de la base (1d).

PÑR3/1a. La muestra es más correcto denominarla como «grainstone» de terrígenos, pero en algunas zonas está muy cerca en sus porcentajes como para ser denominada como arenisca de cemento carbonático. Los terrígenos son fundamentalmente pequeños granos de cuarzo anguloso. La acumulación de los cuarzos define una laminación cruzada planar de bajo ángulo, e incluso pasa a ser plano paralela. Entre los elementos de composición calcárea dominan los crinoideos y pseudopeloides. Estos elementos y la esparita constituyen el mayor porcentaje de la microfacies, reduciéndose el bajo porcentaje restante a unos pocos fragmentos de ooides, foraminíferos, briozoos, ungdarelláceas, equinoideos, *Koninckopora*, *Girvanella*, ostrácodos y algas indeterminadas. Muchos componentes son cortoides, con fuertes procesos de micritización. El grado de fragmentación es alto, teniendo fragmentos tanto angulosos como bien re-

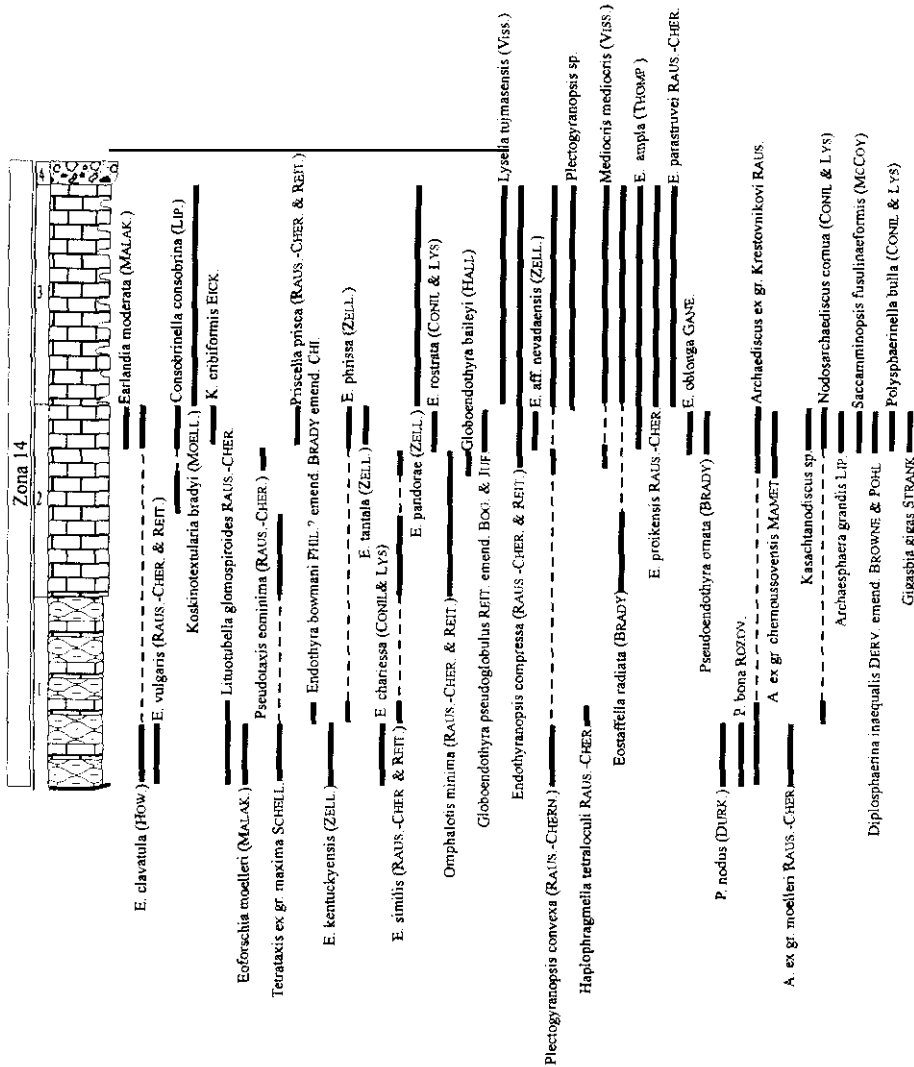


Figura 7.—Distribución de foraminíferos e Incertae sedis en la sección de Peñarroya 3.
Figure 7.—Foraminifers and Incertae sedis distribution in the Peñarroya 3 section.

dondeados. La selección es alta, como hemos indicado anteriormente se observan laminaciones y orientaciones. El empaquetamiento de los componentes no es muy denso. Los procesos diagenéticos de reemplazamiento por silicificación comienzan a ser importantes. Los foraminíferos encontrados son representativos de la Zona 14.

PÑR3/1b. «Grainstone» de crinoides y terrígenos, aunque localmente puede ser

más un «packstone». En el segundo componente están englobados tanto granos de cuarzo como de cuarcita, sumando entre los dos un porcentaje ligeramente inferior al de los crinoides. Entre estos dos componentes y la esparita llegan a sumar más de un 90% de la microfácies, siendo el resto de componentes bastante minoritarios; entre estos podemos observar ooides, ungdarelláceas, *Koninckopora*, foraminíferos, briozoos, braquiópodos, equinoideos, *Girvanella*, trilobites y algas de la familia de Stacheiniidae. Muchos de éstos, y sobre todo los crinoides están afectados por micritización, formando cortoides en toda su periferia. La selección es buena, observándose una ligera orientación de los bioclastos alargados. El grado de fragmentación es medio, con muchos elementos de bordes angulosos e irregulares, no redondeados. El empaquetamiento es bastante denso. En general el tamaño de muchos bioclastos es bastante grande. Los foraminíferos determinados representan la Zona 14.

PÑR3/1c. «Wackestone»-«packstone» de crinoideos. Éste es el componente fundamental, llegando a alcanzar porcentajes desde un 20% hasta un 45%. También podemos encontrar en grandes porcentajes ooides y terrígenos, tanto cuarzos aislados como fragmentos de cuarcitas. El resto de la microfácies se completa con *Koninckopora*, equinoideos, *Fasciella*, briozoos, litoclastos, braquiópodos, ungdarelláceas y corales tabulados. Muchos de los elementos están afectados por procesos de micritización, llegando a formar cortoides. En ocasiones, hay bioclastos con una gran envuelta de cianobacterias, que recuerdan a los estadios iniciales de oncoides (protooncoides). La selección es muy baja, ya que existen fragmentos muy pequeños y muy grandes. El grado de fragmentación es alto en algunos de los componentes, con bordes angulosos. El empaquetado no es muy denso. La micrita es totalmente dominante en relación con la esparita, que es apenas visible. Entre los bioclastos no se han encontrado foraminíferos.

PÑR3/1d. Arenisca de grano grueso y cemento carbonático. Hemos utilizado esta definición ya que los fragmentos de cuarzo y cuarcita pueden oscilar en porcentajes cercanos al 50%. Estos componentes, sobre todo los cuarzos son de pequeño tamaño, angulosos, mientras que las cuarcitas son mayores y más redondeadas. La micrita observable puede alcanzar el 20%, mientras que la esparita sólo constituye el 5%, por lo que según Dunham sería un «packstone» (de terrígenos). También puede llegar a tener hasta un 20% de fragmentos de crinoides. Además se encuentran *Koninckopora*, briozoos, foraminíferos y braquiópodos. Todos estos elementos, excepto los foraminíferos, son de gran tamaño, con un moderado grado de fragmentación, y distribuidos en la microfácies entre los terrígenos. El nivel es equivalente en facies a PÑR3/1c. Los foraminíferos encontrados no han podido ser determinados a nivel específico, pudiendo citarse solamente *Archaediscus* sp., *Endothyra* sp., *Eostaffella* sp. y Tournayellidae. Esta asociación apenas si es representativa de ninguna zona.

Tramo 2. 15 m en la base de caliza masiva bioclástica o de ooides de pequeño tamaño, y que en el campo se ve que a techo parecen más oolíticas, ya que el tamaño de los ooides es mayor, y por tanto más fácilmente identificables. Los bancos pueden tener una potencia desde unos 20-30 cm, hasta llegar a un metro. En los niveles bioclásticos se pueden reconocer crinoides, corales rugosos solitarios y fragmentos de conchas de braquiópodos, pero los bioclastos de gran tamaño no son muy abundantes. A 5 m de la base se toma la primera muestra de las calizas donde se aprecian más bioclastos (PÑR3/2a); en los niveles de transición entre calizas bioclásticas y oolíticas se ha muestreado otro nivel (PÑR3/2b); de las calizas oolíticas se ha tomado otra muestra situada a 12 m de la base (PÑR3/2c). Hay también intercalados bancos de aspecto microconglomerático; se ha muestreado uno situado a 9 m de la base (PÑR3/2d).

PÑR3/2a. «Grainstone» oolítico, los ooides pueden llegar a formar hasta un 60% de la microfacies, tienen fábricas radiales, con morfologías irregulares en muchos casos. El porcentaje de esparita es del 35%, que junto al de los ooides suman el 95%, siendo el resto de clastos componentes minoritarios. Entre estos podemos citar litoclastos, crinoides, *Koninckopora* y foraminíferos. Muchos de éstos son cortoides, con los bordes bien micritizados. La fragmentación es nula, encontrándose todos los elementos completos o casi completos, siendo generalmente del mismo tamaño, marcando de esta forma una buena selección. Como se puede apreciar, la diversidad de los componentes es muy baja, por el contrario, esta misma diversidad en los núcleos de los ooides es alta, pudiéndose encontrar cuarzos, pizarras, cuarcitas, braquiópodos, otros ooides, crinoides, *Koninckopora*, ungdarelláceas, *Girvanella*, gasterópodos, bivalvos, foraminíferos y heterocorales; pero dentro de éstos los más importantes son los terrígenos. Hacia techo de la muestra aparecen un pequeño porcentaje de micrita, además de enriquecerse en crinoides. La asociación de foraminíferos no es demasiado representativa.

PÑR3/2d. «Grainstone» oolítico con terrígenos. En general la microfacies es muy similar a la anterior, con igual porcentaje de oolitos o ligeramente superior, y probablemente un mayor contenido en núcleos de siliciclásticos; además hasta un 5% de fragmentos de cuarcitas, con lo que el porcentaje global de los terrígenos de la microfacies es netamente superior. Los componentes observables son ostrácodos, *Girvanella*, foraminíferos, *Koninckopora*, trilobites y algas indeterminadas. Muchos de los bioclastos están micritizados externamente. El grado de fragmentación es moderado, la selección media y el empaquetamiento alto. La asociación de foraminíferos no es demasiado representativa.

PÑR3/2b. «Packstone»-«wackestone» de ooides; el porcentaje de estos es inferior al de las muestras precedentes, no llegando a alcanzar más de un 50% del total, aunque el resto de bioclastos o componentes no son mucho más abundantes, ya que el volumen es ocupado fundamentalmente por micrita y algo de esparita. En función de la abundancia de micrita, puede haber zonas con características más propias de «wackestone», de ahí la dualidad en la clasificación según DUNHAM (1962) que hemos asignado a la muestra. Los ooides son de fábrica radial. Otros componentes que se encuentran son litoclastos, terrígenos (cuarzo), foraminíferos, crinoides, *Girvanella*, protooncooides y cortoides. En los núcleos de los oolitos se observan *Girvanella*, crinoides, foraminíferos, *Koninckopora*, briozoos, equinoideos, ungdarelláceas y gasterópodos. El grado de fragmentación es bajo, la selección media. Esta muestra tiene de nuevo una asociación muy representativa de la Zona 14.

PÑR3/2c. «Packstone»-«grainstone» oolítico. La tendencia general al decrecimiento en el porcentaje de oolitos sigue siendo válido, ya que en esta muestra no llegan a alcanzar un 40% de la misma. Por el contrario, el porcentaje en el resto de componentes se sigue incrementando, y el de micrita-esparita se mantiene más o menos en relación con la muestra anterior. Los oolitos son de diámetro mayor que en muestras anteriores, y siguen siendo de fábrica radial fundamentalmente. En los núcleos se observan crinoides, foraminíferos, briozoos, braquiópodos, bivalvos, *Koninckopora*, *Girvanella*. Los componentes inorgánicos son pequeños porcentajes de cuarzo, oncooides, «grapestone» o litoclastos con envueltas algales externas, cortoides. Los bioclastos en orden decreciente de abundancia son crinoides, *Koninckopora*, ostrácodos, foraminíferos, ungdarelláceas, briozoos, trilobites, gasterópodos, algas indeterminadas, corales tabulados y *Radiosphaeroporella*. El grado de fragmentación es bajo, con una selección muy irregular, existiendo zonas bien seleccionadas mientras que otras no lo

están en absoluto. El grado de empaquetamiento es bajo. En las zonas mejor seleccionadas, el tamaño medio de los componentes es menor que el de la muestra PÑR3/2b. Se observan «burrows», así como el grado de bioturbación es más elevado que en muestras anteriores. Los foraminíferos encontrados pertenecen a la Zona 14.

Tramo 3. 17 m de calizas bioclásticas-brechoideas, con intercalaciones de niveles más micríticos, con un menor relieve en el campo. Los bancos tienen un espesor de unos 30 cm a 80 cm, y son muy frecuentes los crinoides y corales rugosos solitarios con disepimentos. Las microfacies son desde «wackestone» a «mudstone», con los porcentajes tanto de componentes orgánicos como inorgánicos muy variables; en general, los peloides pueden suponer desde un 5% hasta un 30%, siendo su origen la recristalización de la matriz, dejando agregados de micrita. Esta misma recristalización hace que los porcentajes de micrita y esparita sean también muy variables (de 40%-80% y 5%-40% respectivamente). El resto de componentes son «grapestone», foraminíferos (relativamente abundantes), crinoides (relativamente abundantes), ostrácodos, briozoos, braquiópodos, corales tabulados, *Koninckopora* y equinoideos. No se aprecia apenas fracturación, ni selección; el empaquetado es poco denso. El grado de bioturbación es alto. La asociación de foraminíferos e *Incertae sedis* es indicativa de la Zona 14.

Tramo 4. 2 m de conglomerado polimíctico, fundamentalmente con grandes cantos de cuarcita, bien redondeados, con diámetros centimétricos. El contacto con el tramo anterior no es bien visible, parece bastante lineal, erosivo, pero no se llegan a definir bases canalizadas. El techo del tramo está cubierto.

PEÑARROYA 4 (Figs. 8 y 9; Lám. 1, Figs. 2, 4)

La base de la sección tiene unas coordenadas de 5° 17' 50" O y 38° 18' 6" N. Está muy próxima a la sección anterior, y al igual que ésta, en una pequeña cantera. Como dijimos al comienzo, en el afloramiento se ve un pequeño anticlinal fallado, en uno de cuyos flancos hemos levantado la sección de Peñarroya 3, y en el otro hemos levantado la de Peñarroya 4. Por debajo de los niveles que vamos a describir como Peñarroya 4 se pueden reconocer los tres primeros tramos de la sección anterior. Las capas giran progresivamente, de forma que la dirección de la estratificación cambia desde N155°E (igual que en el otro flanco), hasta alcanzar una dirección N110°E. Por lo tanto, la sección se comienza en niveles equivalentes al tramo 4 de Peñarroya 3, cuya potencia se puede apreciar mejor en este sector, aunque sus características no son tan conglomeráticas. Los conglomerados en este flanco del anticlinal aparecen intercalados con los niveles definidos como PÑR3/3, y tienen porcentajes similares de cantos de cuarcitas y de brechas calcáreas, hecho en el que se basará la interpretación sedimentológica.

Tramo 1. 8 m de areniscas de grano fino en bancos decimétricos. No se aprecian estructuras sedimentarias.

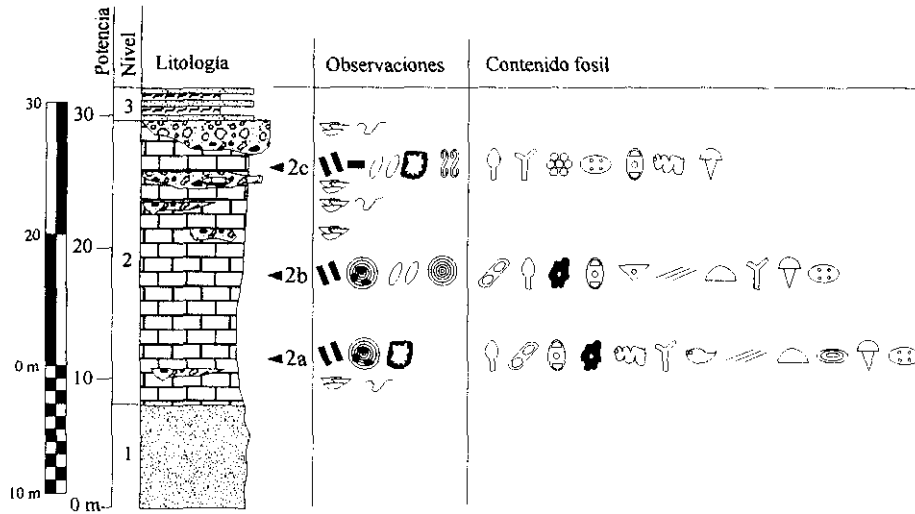


Figura 8.—Sección estratigráfica de Peñarroya 4.
 Figure 8.—Peñarroya 4 stratigraphic section.

Tramo 2. 21,5 m compuestos fundamentalmente por calizas masivas bioclásticas, en las que se intercalan cuerpos lenticulares de conglomerados. Los bancos de caliza tienen un espesor de más de 0,5 m, y en la base de los niveles son frecuentes los crinoides, braquiópodos, corales rugosos solitarios con diseipimentos, y litoclastos de colores más oscuros, lo que le confiere un aspecto brechoideo. Los conglomerados representados en la Fig. 8 se recoge un amplio espectro de características diversas tales como grandes bancos de caliza con pequeños cuerpos conglomeráticos que pueden tener la base canalizada o no, y que están englobados totalmente por la caliza, como si la sedimentación se realizara simultáneamente; otra variante observada en los conglomerados está compuesta por un microconglomerado de cantos cuarcíticos, con grandes cantos de caliza, y con cementación carbonática, estos bancos tienen la base erosiva más o menos canalizada; por último, también aparecen bancos de conglomerados de cantos de cuarcita fundamentalmente, pero que pueden tener alguno de caliza, muy redondeados, de gran tamaño, y con cemento siliciclástico, con la base erosiva y bien canalizada. Aunque el orden de descripción de los tipos conglomeráticos no se cumple exactamente a lo largo del tramo, ésta es la tendencia general que sigue, terminado el tramo en un banco de 1 a 3 m del último tipo de conglomerado descrito. En las calizas se han muestreado tres niveles, uno a la base (PÑR4/2a), otro hacia la mitad (PÑR4/2b); estas dos muestras no parecen *a priori* muy relacionadas con los conglomerados. Por último un tercer nivel (PÑR4/2c), que se encuentra a techo del tramo, en unos bancos de calizas intercalados entre los dos bancos de mayor potencia de conglomerados.

PÑR4/2a. «Wackestone» a «packstone» de litoclastos. Se han definido como litoclastos aunque al igual que en alguna muestra de secciones anteriores, éstos tienen una gran envuelta externa algal, propia de los «grapestone» u oncoïdes. El resto de componentes en orden decreciente son crinoides, *Koninckopora*, foraminíferos, ungdare-

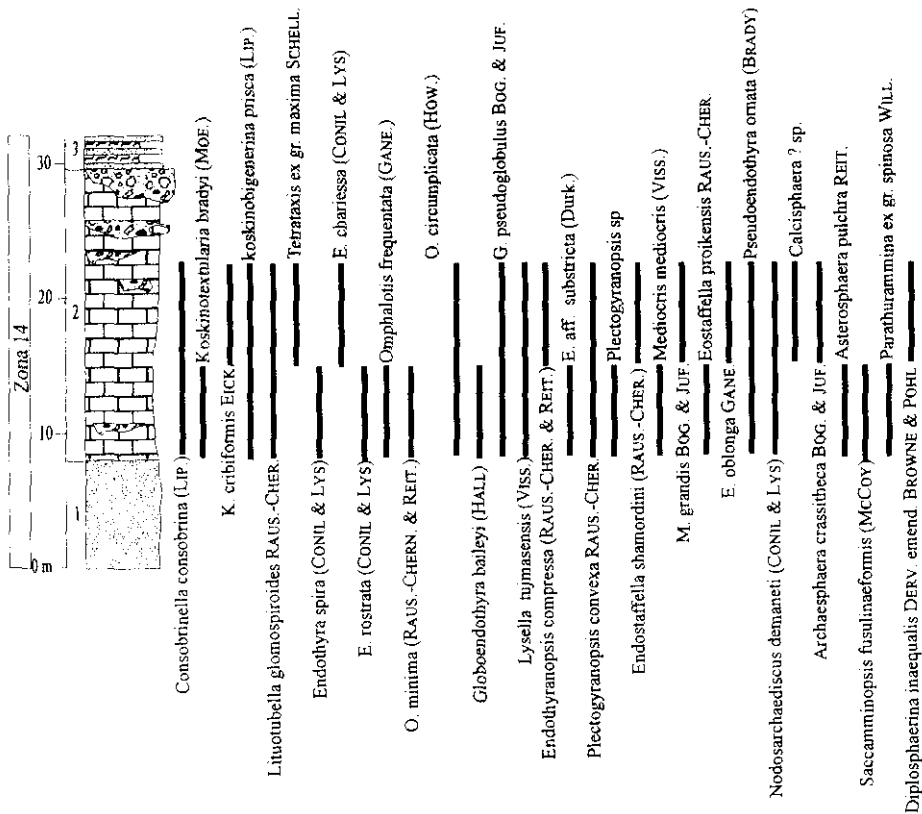


Figura 9.—Distribución de foraminíferos e Incertae sedis en la sección de Peñarroya 4.
 Figure 9.—Foraminifers and Incertae sedis distribution in the Peñarroya 4 section.

láceas, gasterópodos, briozoos, bivalvos, *Girvanella*, equinoideos, *Fasciella*, trilobites, ostrácodos. Los bioclastos se encuentran tanto fragmentados como enteros, con una escasa selección y un bajo grado de empaquetamiento; la compactación del sedimento es ligeramente mayor que en otras facies similares. En muchos bioclastos se observan procesos de micritización y algunos llegan a estar totalmente micritizados en su periferia (cortoides). La matriz es pseudoesparita ligada a procesos de recristalización, no siendo por tanto una textura original. Como único representante en material terrígeno aparecen arcillas (residuo insoluble). La asociación de foraminíferos tiene los taxones guía suficientes como para incluirla en la Zona 14.

PÑR4/2b. «Wackestone» de algas. Se ha escogido un término tan amplio como algas, ya que dentro de éstas están agrupadas tanto *Koninckopora* como ungdarelláceas, así como también se incluyen en esta denominación un pequeño porcentaje de «grapestone». Los componentes deposicionales de origen inorgánico como litoclastos son muy frecuentes (10%). Además existen pequeños porcentajes de peloides y ooides.

Otros bioclastos frecuentes son los crinoides y foraminíferos, en porcentajes del 3% al 5%, y a continuación con porcentajes inferiores al 1%, aparecen braquiópodos, *Girvanella*, equinoideos, briozoos, ostrácodos y trilobites. La fragmentación de los clastos es irregular, generalmente baja. No se observa selección ni orientación en los componentes. La densidad de empaquetamiento es baja. Existen ligeros procesos de micritización en algunos bioclastos. La matriz está fundamentalmente compuesta por pseudoesparita (en relación 2:1 respecto a micrita), debida a procesos de recristalización de la micrita. Los foraminíferos e *Incertae sedis* determinados representan la Zona 14.

PÑR4/2c. «Wackestone» de crinoides y briozoos. Los porcentajes son muy variables en función del sector analizado, ya que varían entre un 5-30% para los crinoides y un 10-20% en briozoos. Esta variación es común en otros componentes, por ejemplo, micrita 3-20%, esparita de 5-30%, cuarzo 1-20%, peloides 2-30%, mientras que otros componentes tienen porcentajes pequeños pero significativos, cuarcitas 2-3%, tabulados 1%. Componentes minoritarios son ostrácodos, foraminíferos, gasterópodos y trilobites. Existen bastantes cortoides. El grado de fragmentación es nulo, con los clastos no orientados ni seleccionados. El sedimento está bioturbado. Los foraminíferos son muy escasos, y sólo se ha podido determinar una sección de *Terrataxis* sp.

Tramo 3. Se han medido 2,5 m de una alternancia de areniscas y lutitas. Este tramo está bastante cubierto hacia techo, pero en los escasos afloramientos encontrados, la fracción lutítica cada vez es más abundante. *A priori*, parece que este tramo está en continuidad con los anteriores, pero no descartamos que se trate de niveles de naturaleza y edad diferente relacionados por una paraconformidad.

PEÑARROYA 5

El afloramiento está compuesto por unos 80 m de calizas bioclásticas y brechoideas que afloran al SE de las naves de la mina en ruina, ligeramente al SO de la sección de Peñarroya 3. La estratificación es muy confusa, en la parte más septentrional del afloramiento es NO-SE, pero al Sur del afloramiento, cerca de la carretera se observa con una dirección N-S. Este efecto se debe a la fuerte alteración superficial que sufren las calizas. Debido a este problema no se ha levantado ninguna sección, y solamente se han cogido tres muestras formando una pequeña diagonal en el afloramiento. La relación espacial con Peñarroya 3 no está clara debido a que hay una zona cubierta; además, por su potencia, tendría que englobar tanto la sección de Peñarroya 3 como Peñarroya 4, y no se encuentran areniscas ni conglomerados como aparecen en esta última sección. Por el grado de alteración y aspecto general del afloramiento, recuerdan tanto al nivel PÑR2/13 como PÑR3/3. Una vez analizadas las facies y la bioestratigrafía, se considera equivalente al nivel encontrado en el techo de Peñarroya 2.

PÑR5-1. «Wackestone» de crinoides, los cuales son el componente mayoritario junto con los fragmentos de *Koninckopora*, que suelen presentarse en grandes fragmentos, subredondeados o ligeramente angulosos; el resto de componentes son también

de origen orgánico, tales como braquiópodos, foraminíferos, algas indeterminadas, algas del grupo de *Kamaena*, *Fasciella*, heterocorales, ungdarelláceas y equinoideos. El grado de fragmentación es medio, no muy acusado; los bioclastos no están ni seleccionados, ni orientados, y el grado de empaquetamiento es muy bajo, llegando a tener hasta un 65% de micrita que engloba los componentes. Por efectos tectónicos y diagenéticos la facies es de tipo brechoide, pero no se considera que corresponda a ningún tipo de textura original. Los foraminíferos encontrados han sido determinados como *Endothyra mosquensis* REITLINGER, *Endothyranopsis crassa* (BRADY), *Archaeodiscus* sp., *Consobrinella* sp., *Tetrataxis* sp., *Eostaffella* sp.; y los *Incertae sedis* *Archaeosphaera crassa* LIPINA, *Archaeosphaera grandis* LIPINA, *Archaeosphaera crassithecica* BRAZHNIKOVA & VDOVENKO. Esta asociación, aunque un poco escasa en taxones, es lo suficientemente representativa de la Zona 15.

PÑR5-2. «Wackestone» de briozoos y crinoides; localmente es tipo «packstone». Dentro de los componentes aparece un pequeño porcentaje de litoclastos (<2%), y porcentajes minoritarios de foraminíferos, equinoideos, ostrácodos, trilobites y gasterópodos. El grado de fragmentación es bajo excepto para los crinoides que sí están muy fracturados. No se observa selección ni orientación. El empaquetado de los componentes es poco denso. El sedimento está muy bioturbado, y se ven «burrows» en las láminas. Debido a esta bioturbación, algunas zonas con bioclastos de menor tamaño dan la impresión de estar ligeramente seleccionadas. Los foraminíferos determinados son *Vissariotaxis compressa* (BRAZHNIKOVA), *Howchinia bradyana* (HOWCHIN) emend. DAVIS, *Priscella prisca* (RAUSER-CHERNOUSSOVA & REITLINGER), *Eostaffella paratruei* RAUSER-CHERNOUSSOVA, *Archaeodiscus* ex gr. *moelleri* RAUSER-CHERNOUSSOVA, *Viseidiscus monstratus* (GROZDILOVA & LEBEDEVA), *Nodosarchaeodiscus conili* (BOZORGNIA), y los *Incertae sedis* *Calcisphaera* ? sp. y *Diplosphaerina inaequalis* DERVILLE emend. BROWNE & POHL. La asociación pertenece a la Zona 15.

PÑR5-3. «Mudstone», que en algunas áreas puede clasificarse como «wackestone». El porcentaje más significativo está compuesto por un 5 % de litoclastos peloidales, de tamaño variable. El resto de componentes son minoritarios, observándose crinoides, ostrácodos, ooides, equinoideos, foraminíferos, briozoos, braquiópodos y algas indeterminadas. Los procesos de micritización son muy importantes en los bordes de muchos bioclastos, llegándose a formar cortoides. En relación con este último hecho, hay que destacar que muchas de las zonas que incluidas como micrita, parecen estructuras de cianobacterias y bioclastos totalmente micritizados, lo que influiría notablemente en los porcentajes composicionales de la microfacies. La bioturbación también es importante, destacando la presencia de «burrows». La fragmentación es escasa. La selección nula. La orientación inexistente. El empaquetamiento muy poco denso. Los foraminíferos son escasos, y sólo se ha determinado *Endothyra* sp. y *Eostaffella* sp., lo que no nos da ninguna idea de la bioestratigrafía de la muestra.

INTERPRETACIÓN SEDIMENTOLÓGICA. DISCUSIÓN

PEÑARROYA 2

Los primeros depósitos de la sección corresponden a una llanura mareal, en la que primeramente están representadas cuerpos canalizados, relacionados

con canales de escaso poder erosivo, donde se depositaban materiales de las barras o depósitos intermareales, con los bioclastos orientados, con una gran mezcla de componentes y formas (SHINN, 1983), así como mezcla de bioclastos de diferentes subambientes. En estas llanuras mareales en las que el aporte calcarenítico era dominante, en momentos de menor energía se depositaron materiales micríticos así como aportes de terrígenos de granulometría fina, que llegan esporádicamente en episodios intermitentes (MARKELLO & READ, 1981).

Por encima de estas zonas de barras y canales se encuentran otros depósitos más micríticos, con calizas nodulares, que se encuadrarían también en la llanura intermareal, pero en este caso los datos indican que el medio estaría ligeramente protegido por el subambiente descrito previamente, con los bioclastos menos fragmentados, delimitando una especie de charcas («ponds»), afectados por las mareas altas y tormentas, que aportan grandes clastos. Una característica fundamental es la periódica exposición subaérea de los materiales, hecho marcado por las frecuentes costras calcáreas existentes, que serían el reflejo de subambientes supramareales en la citada llanura mareal. El proceso de nodulización de estos sedimentos creemos que se debe a la bioturbación existente y los periodos de no sedimentación durante los momentos de exposición (KENNEDY & JUIGNET, 1974; KENNEDY & GARRISON, 1975). Estas oscilaciones del nivel del mar no son cuantitativamente importantes, y solamente reflejan la emersión parcial de los canales, en concreto de los «levees», los cuales tienden rápidamente a formar costras (dolomíticas o no dolomíticas), que son una fuente importante de litoclastos en el canal (SHINN, 1973, 1983). La diferencia en relación a la falta de estructuras de la migración lateral del canal como en llanuras típicamente siliciclásticas se debería a la distorsión del sedimento producida por la bioturbación (SHINN, 1983).

Este ambiente cambia bruscamente y llega a estar erosionado por canales en los que se depositaban materiales siliciclásticos que indican una velocidad de corriente progresivamente decreciente, los cuales cabría interpretar como canales deltaicos, de espesor muy variable. El aporte de los terrígenos es principalmente externo al ambiente, pudiendo encontrarse el material margoso erosionado englobado en la matriz o como cantos, pero siendo éste apenas representativo en relación con los cantos de cuarcita que dominan en su composición; este tipo de ambientes con una composición puramente siliciclástica son muy comunes dentro del dominio de Ossa-Morena, como es el caso los complejos deltaicos en Virgen de la Peña (MORENO *et al.*, 1996), constituidos por materiales clasto soportados, polimícticos, redondeados, y en este caso con matriz arenosa, sin embargo en el Área del Guadiato, tanto los clastos

como la matriz tienen un cierto contenido carbonático. Sistemas de canales semejantes, que cortan llanuras mareales tanto antiguas como modernas, «lagoons» o islas barrera, se describen en JINDRICH (1969), BOWEN *et al.*, (1974) o RIZZI & BRAITHWAITE (1996).

La gran influencia de siliciclásticos en la plataforma decrece en gran medida a partir de tramo siguiente (tramo 5), donde los aportes desde el continente aunque presentes, no llegan a alcanzar los valores porcentuales anteriores.

Este tramo 5 representa ambientes litorales protegidos, donde se implantan pequeños «lagoons» restringidos, con una baja diversidad y con los elementos bastante completos.

Después de esta fase, quedaron registrados de nuevo los mismos ambientes mareales (llanura mareal semirestringida) que se dieron antes de la avenida de siliciclásticos (tramo 2).

Este nivel está coronado por un fuerte evento de tormenta (tramos 7 y 8), durante el que se acumularon una gran cantidad de bioclastos en zonas someras, formándose depósitos de alta energía de carácter esencialmente tractivo, y siendo el transporte en masa apenas apreciable (HAYES, 1967; KREISA, 1981; AIGNER, 1985).

El tramo 9 debe corresponder a ambientes submareales de la llanura mareal, con bastante influencia de los terrígenos que apenas está modificado por las olas o mareas, pero donde localmente aparecen bancos de composición más carbonatada, con laminación paralela, altamente empaquetados, que recuerdan al evento de tormenta anteriormente citado, aunque en este caso no se forman las coquinas, probablemente por la menor disponibilidad de conchas en el medio, aunque sí se desarrolla la típica laminación paralela de alta energía (KREISA, 1981; KELLING & MULLING, 1975), la cual se forma en el episodio «Sb» (NELSON, 1982), equivalente a la secuencia vertical de estructuras de BOUMA (1962), como «Tb» para depósitos turbidíticos. Entre las facies predominantemente intermareales (tramo 6), y las de mayor carácter submareal (tramo 9), solamente se encuentran los depósitos de tormenta ya citados, por lo que a techo de estos últimos puede existir un pequeño hiato sedimentario, o que la transición entre ambos ambientes no quede bien reflejada en los sedimentos, ya que no es habitual un cambio tan brusco entre ambos ambientes de sedimentación.

A partir de este tramo la evolución es homogénea, en lo que se refiere al tipo de ambiente submareal, aunque en primer lugar (tramo 10), hay alternancias de ambientes submareales influenciados por terrígenos con facies de «lagoons» (carbonáticos). Los factores que controlan este tipo de ambiente son

dos, el primero son los aportes de terrígenos desde el continente, que, aunque importantes, no se consideran como el factor principal o dominante. El segundo factor es el paso a ambientes restringidos o semirestringidos por la formación de barreras geográficas con el mar abierto (WILSON, 1975). Este segundo es el factor que hemos considerado dominante, estando representada esta barrera por el tramo 13, que más tarde interpretaremos.

El tramo 10, con un alto grado de brechificación, debe su aspecto general a procesos de removilización, no tanto por mareas, como por tormentas, que rebasan la barrera geográfica, dando lugar a la formación de litoclastos en los «lagoons», gracias a la rápida cementación en ambientes carbonatados, provocando la rotura por las zonas peor cementadas del paleosustrato existente (MATTER, 1967; JAMES, 1980; SHINN, 1983). El tramo 11 corresponde a un episodio en la plataforma donde las condiciones semirestringidas son alteradas, depositándose sedimentos de mar abierto o plataforma profunda.

Posteriormente, tramo 12, las condiciones de la plataforma vuelven a asemejarse al tramo 10, en ambientes submareales protegidos o de plataforma interna.

El último gran episodio sedimentario es el encuadrado en el tramo 13, que aunque con características no muy bien definidas, consideramos que corresponden a una serie de bioconstrucciones de microesponjas o microbiolitos (NEUWEILER, 1993; REITNER, 1993; REITNER *et al.*, 1995; PICKARD, 1996), de morfología tabular (LEES & MILLER, 1995), de ahí que no sea fácilmente distinguible; localmente también existen pequeños biohermos de corales coloniales y corales solitarios (SOMERVILLE *et al.*, 1996), en el que llegan a estar englobados localmente tanto bioclastos como componentes no esqueléticos. Otra de las razones por la que no son unas facies típicas es la ausencia de estromatolitos (STENZEL & JAMES, 1995), elemento primordial en otros afloramientos del mismo tipo. Por la relativa cantidad y diversidad de los bioclastos, se trata de facies relativamente someras, no comparables a los «Waulsortian Mud Banks», que se consideran mucho más profundos. Se han encontrado facies muy someras, como los biohermos de corales, pero no se han llegado a observar superficies erosivas o de truncación, ni elementos de medios de alta agitación (como ooides), ni pátinas de oxidación, por lo que estos «mounds» no llegaron a emerger en ningún momento, aunque los consideramos como un medio eficaz de crear zonas de sombra, favoreciendo las condiciones semirestringidas que hemos observado en ambientes anteriormente descritos. Con estas características consideramos que no deben ser demasiado profundos. Localmente a techo puede aparecer sedimentación lutítica (pizarras) propia de la plataforma externa.

PEÑARROYA 3

El tramo basal de la sección corresponde a facies de llanura mareal, en el litoral de una plataforma mixta, en la que en ocasiones predominan los componentes carbonatados, y en otras, los terrígenos son los mayoritarios. En las facies más calcáreas se encuentran elementos de alta energía, llegando a formar «grainstone», con estratificación cruzada, propia de barras, donde los terrígenos llegan en pequeñas cantidades (SHINN, 1983). A continuación los canales van siendo paulatinamente colmatados por terrígenos y micrita, lo que se puede explicar de dos formas, por un lado el aumento brusco en la cantidad de los aportes y por otro, la propia dinámica del medio de aportes continuos. Es más probable esta segunda opción, ya que el tamaño de los cuarzos y cuarcitas es mayor en bancos más bioclásticos y con más carbonato, que en las facies nodulares con un mayor contenido general en siliciclásticos, de forma que algunas podrían calificarse como areniscas. La aparición y colmatación de todas estas zonas de pequeños canales intermareales explicaría la existencia de las estratificaciones cruzadas de surco. Si consideramos esta hipótesis como válida, se puede deducir que los tramos nodulares, corresponden al relleno de zonas de canales en momentos de baja energía y temporalmente representan periodos mucho más amplios que los depósitos de zonas de intercanales, con una mayor velocidad de sedimentación (DOTT, 1983).

Este tipo de canales, aunque carbonatados, debido al fuerte contenido en siliciclásticos, y a su comportamiento mixto, no presentan superficies erosivas típicas de los carbonatos bioclásticos, sino que funcionan como los canales de las llanuras de marea siliciclásticas; existen secuencias granodecrecientes y estratificaciones cruzadas en los laterales del canal, pero no llegan a tener grandes migraciones laterales. Dentro de las plataformas carbonatadas se acepta actualmente que la migración de canales tanto en la llanura como en islas barreras, cuando el grado de cementación o estabilización (praderas de algas) es alto se debe en muchos de los casos al efecto de tormentas (HALLEY *et al.*, 1983). Si no es así, los canales pueden tener migración lateral, al igual que en canales siliciclásticos, tal y como fue demostrado por SHINN *et al.* (1969) en la Isla de Andros, en Bahamas.

Este tipo de efectos y características no están muy estudiados debido a que las plataformas mixtas tampoco lo han sido, estando asimiladas la mayoría de estas plataformas a uno de los tipos extremos, siliciclástica o carbonatada, pudiendo leerse en ocasiones que la llegada de terrígenos inhibe la producción de carbonato, de modo que nunca existirían plataformas mixtas. Creemos que el término está desgraciadamente mal utilizado ya que a escala geológica de tiempo, tendría que ser reemplazado por «reduce».

Raras son las ocasiones en las que claramente se especifica que el estudio está basado en Plataformas mixtas, «Mixed carbonate siliciclastic inner ramp» (HERBIG & WEBER, 1996), aunque las descripciones de las mismas en la literatura son abundantes, y se pueden ver una gran cantidad de modelos diferentes, tales como KELLING & MULLIN, 1975; FAIRCHILD, 1980; PFEIL & READ, 1980; KREISA, 1981; MARKELLO & READ, 1981, 1982; RUPPEL & WALKER, 1982; BRETT, 1983 y RIZZI & BRAITHWAITE, 1996. Para una lista más detallada se puede ver BUUD & HARRIS (1990), donde están recopilados los trabajos clásicos en el tema.

Los sedimentos del tramo 2, se consideran en su conjunto como facies marales, con una gran abundancia de ooides con núcleos de terrígenos y fábrica radial con morfologías irregulares, lo que denota ambientes muy someros, ligeramente restringidos, propios de la zona intermareal en una llanura de marea donde la energía es baja de forma que posibilita la formación principal de la componente radial de los ooides, a la vez que la agitación necesaria para que estos los envuelva por todos sus lados, a la vez que debido a su proximidad al continente, los aportes de terrígenos son de morfologías irregulares, de gran tamaño, en grandes cantidades. El ambiente debía ser lo suficientemente somero como para permitir la alta producción de carbonato, sin llegar a establecer condiciones permanentemente supramareales por otra parte sometido a importantes aportes de terrígenos. La energía debería ser media para permitir la formación de fábricas radiales en los ooides, a la vez que ser capaz de mover los ooides de este gran tamaño. Como estas condiciones son casi incompatibles entre sí, es más que probable que los momentos de mayor energía sean episódicos y no permanentes. Tal vez debido a la mayor componente carbonatada de las facies, suponemos que la llanura se comportó como carbonática no canalizada, ya que debido a la alta precipitación de carbonato, y consecuentemente de cementación temprana del sustrato, los canales no suelen formarse si no existen tormentas o algún tipo de evento catastrófico que erosione los materiales preexistentes y forme dichos canales.

El tramo 3 está caracterizado por bancos de caliza bioclástica, que se va enriqueciendo en micrita, donde no aparecen ooides ni terrígenos. Los bioclastos tienen un aspecto totalmente diferente, mejor preservados que en facies anteriores, mucho más completos y con una mayor diversidad, reflejando condiciones más estables, más asimilables a una zona ya propiamente submareal, pero con un cierto grado de lavado de la matriz, lo que indica que los sedimentos se depositaron con una baja energía relativa, como por encima del nivel de base normal del oleaje, capaz de modificar el sedimento, pero sin llegar a alterarlo, fragmentarlo y orientarlo en exceso.

El conglomerado polimítico a techo de la sección es semejante al tramo 3 de Peñarroya 2, pero que a diferencia de éste, no tiene la base canalizada, puede que ligeramente erosiva, pero que en lugar de representar facies de canal de depósitos deltaicos, son facies más distales, depósitos en manto, que se adapta a la morfología preexistente de los bancos calcáreos. Al considerar la relación proximidad-distalidad de ambos bancos, un hecho que favorece lo anteriormente expuesto es que mientras en Peñarroya 2 aparecen en facies intermareales (facies proximales deltaicas), en esta otra sección, lo hace en facies submareales (facies algo más distales deltaicas).

PEÑARROYA 4

Esta sección está muy próxima a la anterior, en el otro flanco de un pequeño anticlinal fallado, donde se pueden reconocer las facies de la sección previa, y en ésta sólo hemos incluido los nuevos materiales aflorantes. En Peñarroya 3 terminaba con un banco de conglomerado depositado en manto, que aquí está reflejado por una zona de llanura siliciclástica, de granulometría arenosa, de la que no se puede precisar demasiado el ambiente ni las estructuras ya que aflora en la parte alta de una pared de cantera, sin acceso a los niveles de buen afloramiento; únicamente mencionar que por debajo de este tramo, en niveles no representados, aparecen calizas con canales de conglomerados intercalados, denotando la alta actividad de las facies deltaicas.

El único tramo calcáreo de esta sección tiene facies típicas de ambientes submareales, generalmente tranquilos, pero con algún episodio más energético, con removilización y fracturación de los bioclastos, así como un ligero lavado de la matriz, aunque esto no sea lo dominante en el medio, lo que hace pensar en una profundidad no demasiado elevada, propia de una zona somera próxima al litoral en la plataforma. En el tramo destaca la presencia de brechas y conglomerados de diferentes tipologías, por un lado facies canalizadas, asimilables a procesos deltaicos, muy erosivos, así como depósitos no canalizados, menos erosivos, depósitos en manto, además de otro tipo de brechas conglomeráticas de base y laterales irregulares, que engloba muchos cantos calcáreos, los cuales consideramos como rellenos de paleokarstificaciones. Éstas se deberían a súbitas oscilaciones en el nivel del mar, que provocaron la disolución y precipitación del carbonato por exposición subaérea (ESTEBAN & KLAPPA, 1983; RIZZI & BRAITHWAITE, 1996; VANSTONE, 1996). Después de un gran canal de conglomerados a techo del tramo, las facies vuelven a estar dominadas por los terrígenos, tanto areniscas como pizarras, y con una relación algo incierta con

los materiales precedentes, pudiendo existir una falla. Estas oscilaciones del nivel del mar y la presencia de grandes canales deltaicos nos han servido de base de correlación entre las secciones de Peñarroya 2 y 4.

PEÑARROYA 5

No vamos a interpretar en profundidad las muestras aisladas que hemos recogido, solamente ubicaremos los sedimentos en un ambiente submareal muy somero próximo al litoral, al igual que muchos de los sedimentos de otras secciones próximas y de edad semejante.

CONCLUSIONES

El estudio de los foraminíferos (Lám. 2) de las secciones estratigráficas estudiadas ha permitido establecer la correlación bioestratigráfica entre ellas, teniendo como referencia las Zonas 14, 15 y 16. Además de este criterio también hemos utilizado en la correlación los efectos provocados por las oscilaciones bruscas del nivel del mar, que han quedado reflejados como paleokarts, así como la presencia de conglomerados en facies deltaicas (Fig. 10).

Los niveles basales de la sucesión, fundamentalmente los datados como de la Zona 14, han sido interpretados como de ambientes inter y submareales, someros, próximos a la costa, ya que son habituales las llegadas de materiales siliciclásticos con tamaño conglomerático, en facies canalizadas. Progresivamente los ambientes van siendo más profundos, dando paso a ambientes de plataforma somera, en un primer momento afectadas por las tormentas, y por tanto entre el nivel de base del oleaje habitual y el nivel de base de las tormentas (plataforma interna); estos materiales están datados como de la Zona 15. Los sedimentos que se encuentran en el techo ya no están afectados por las tormentas, por lo que han sido interpretados de plataforma externa; éstos han sido datados como parte superior de la Zona 15 y Zona 16. Los materiales encontrados en todo el Visense superior reflejan una secuencia transgresiva, típica en el dominio del Tethys para el intervalo de tiempo considerado.

AGRADECIMIENTOS

La investigación se llevó a cabo gracias a la subvención de los proyectos DGYCIT PB91-0083 y PB96-0842. También agradecemos la colaboración

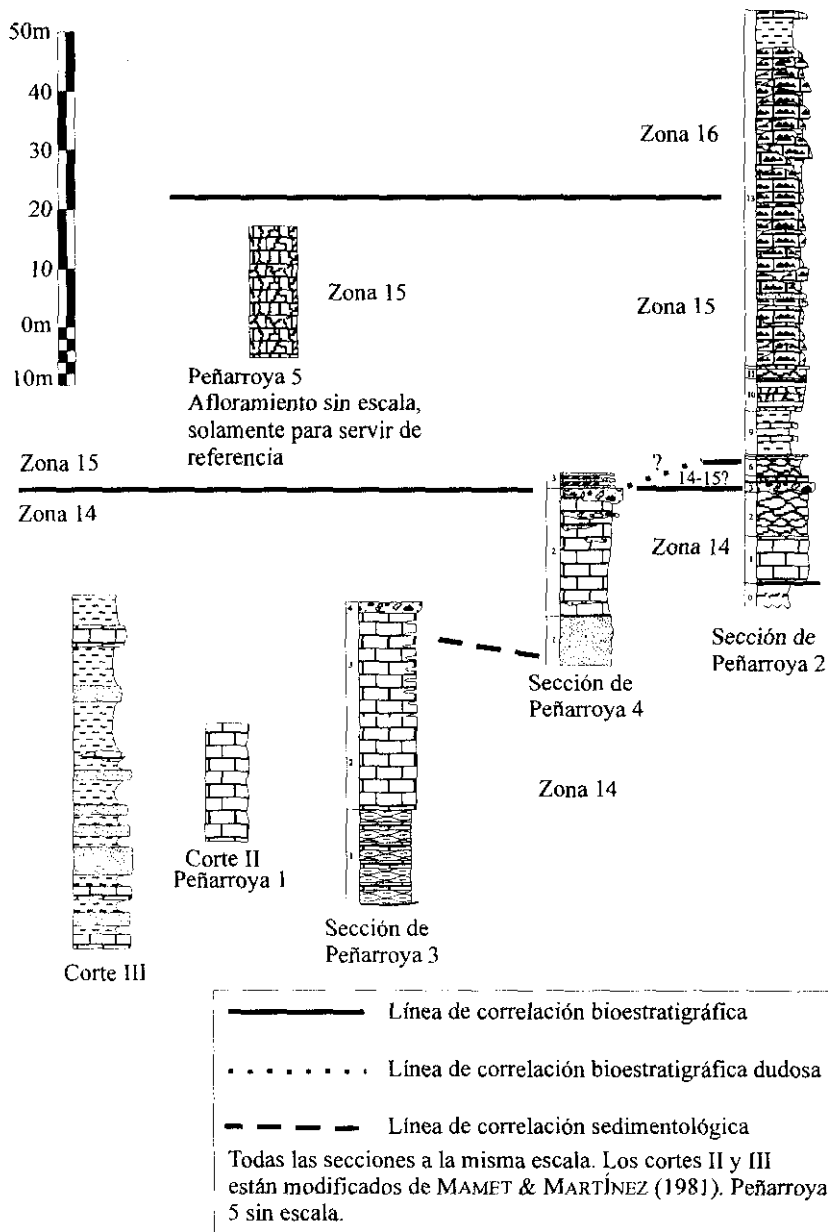


Figura 10.—Correlación bio y litoestratigráfica de los afloramientos estudiados por MAMET & MARTÍNEZ (1981) y las secciones levantadas en este trabajo.
 Figure 10.—Bio- and litostratigraphic correlation of the outcrops studied by MAMET & MARTÍNEZ (1981), and in this paper.

del Dr. Bernard L. Mamet en la visita que realizó uno de los autores a Montreal. El manuscrito ha sido significativamente mejorado gracias a las recomendaciones realizadas por los revisores, el Dr. R. Mas y el Dr. A. Perejón.

Recibido el día 8 de enero de 1999

Aceptado el día 24 de febrero de 1999

BIBLIOGRAFÍA

- AIGNER, T. 1985. *Storm depositional Systems*. 174 págs. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- AIGNER, T., HAGDORN, H. & MUNDLOS, R. 1978. Biohermal, biostromal and storm-generated coquinas in the Upper Muschelkalk. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlung*, **157**: 42-52.
- BOUMA, A. H. (1962). *Sedimentology of some flysch deposits*. 168 págs. Elsevier Scientific Publications, Amsterdam.
- BOWEN, Z. P., RHOADS, D. C. & MCALESTER, L. 1974. Marine benthic communities in the Upper Devonian of New York. *Lethaia*, **7**: 93-120.
- BRENNER, R. L. & DAVIES, K. D. 1973. Storm-generated coquinoid sandstone: Genesis of high-energy marine sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana. *Geological Society of America Bulletin*, **84**: 1685-1698.
- BRETT, C. E. 1983. Sedimentology, facies and depositional environments of the Rochester Shale (Silurian, Wenlockian) in Western New York and Ontario. *Journal of Sedimentary Petrology*, **53**(3): 947-971.
- BUDD, D. A. & HARRIS, D. M. (Eds.) 1990. Carbonate-Siliciclastic Mixtures. *Society for Sedimentary Geology*, reprint series number **14**: 272 págs.
- CÓZAR, P. 1998. *Bioestratigrafía con foraminíferos del Carbonífero Inferior del sector Norte del Área del Guadiato (Córdoba)*. Tesis doctoral de la Universidad Complutense de Madrid. 590 págs. Inédita.
- DOTT, R. H. 1983. Episodic sedimentation-How normal is average? How rare is rare? Does it matter? *Journal of Sedimentary Petrology*, **53**(1): 5-23.
- DUNHAM, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **1**: 108-121.
- ESTEBAN, M. & KLAPPA, C. F. 1983. Subaerial exposure environment. In: *Carbonate depositional environments*, P. A. SCHOLLE, D. G. BEBOUT & C.H. MOORE, Eds. *The American Association of Petroleum Geologists Memoir* **33**: 1-54.
- FAIRCHILD, I. J. 1980. Sedimentation and origin of a Late Precambrian dolomite from Scotland. *Journal of Sedimentary Petrology*, **50**(2): 423-446.
- FALCES, S. 1998. *Estudio de los corales rugosos solitarios y sin disepimientos del Carbonífero de Ossa-Morena septentrional*. Tesis doctoral de la Universidad Complutense de Madrid, 620 págs. Inédita.
- HALLEY, R. B., HARRIS, P. M. & HINE, A. C. 1983. Bank margin environment. In: *Carbonate depositional environments*. P. A. SCHOLLE, D. G. BEBOUT & C. H. MOORE, Eds. *The American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **33**: 464-506.

LÁMINA 1

- Figura 1.—Sección Peñarroya 2, donde se puede ver desde el nivel 2, tramo 3, y los tramos 4 a 6. La cabeza del martillo marca la polaridad de la sección (hacia la derecha). Desde este punto se observa como la base del tramo de conglomerados (número 3) es erosiva y canalizada.
- Figura 2.—Peñarroya 4, tramo 2. Brechas calcáreas intercaladas en el tramo de calizas masivas y groseramente estratificadas. Los cantos tienen tamaños que pueden oscilar entre uno y diez cm de diámetro. La composición de los clastos es siempre carbonática, como las calizas que lo rodean. Los litosomas tienen bordes irregulares, y han sido interpretados como paleokarsts.
- Figura 3.—Peñarroya 2, tramo 7. Nivel de acumulación bioclástica por efecto de las tormentas. La mayor parte de los bioclastos observados en la fotografía son moluscos y braquiópodos. Existe una ligera laminación paralela, así como una secuencia granodecreciente de los bioclastos. La base del nivel es claramente erosiva (flecha). La Fig. 6 es una lámina delgada de este mismo nivel.
- Figura 4.—Peñarroya 4, tramo 2, nivel 2b. Lámina delgada. «Wackestone» de algas, donde se observan *Koninckopora*, *ungdarelláceas* y «grapestone». También son abundantes los litoclastos. Otros elementos que se pueden observar los crinoides, foraminíferos (*Koskinobigenerina* sp.), y braquiópodos. La densidad de empaquetamiento es baja, sin selección ni orientación. El depósito es interpretado como originado en una llanura submareal.
- Figura 5.—Peñarroya 2, tramo 2. Lámina delgada. «Packstone»-«floatstone» de «grapestone»; se observa que los «grapestone» aquí definidos son grandes litoclastos con envueltas de cianobacterias, con tamaños centimétricos, y que denominado como «protooncoides». Existen abundantes braquiópodos y *Koninckopora*; además de crinoides, equinoideos, foraminíferos y *ungdarelláceas*. La fragmentación es escasa. No se observan ni orientación ni selección. El depósito es interpretado como originado en una llanura intermareal.
- Figura 6.—Peñarroya 2, tramo 7. Lámina delgada. «Packstone» de braquiópodos y moluscos. Otros elementos son los crinoides, briozoos y algas. Los bioclastos están fragmentados y con una ligera selección y orientación plano-paralela en relación a la estratificación (la polaridad es hacia la parte superior de la fotografía). Con una alta densidad de empaquetamiento. El depósito es interpretado como originado en un nivel de tormenta.
- Figura 7.—Peñarroya 2, tramo 9. Lámina delgada. «Packstone» de pseudopeloides, algas, granos de cuarzo, etc. La fragmentación es alta, con los bioclastos bien seleccionados. El empaquetamiento es muy denso. El depósito es interpretado como originado en una llanura submareal, modificado por las tormentas.
- Figura 8.—Peñarroya 2, tramo 10, nivel 10a. Lámina delgada. Brecha calcárea o *rudstone* de litoclastos, muy angulares. En los litoclastos el componente más abundante son los peloides. Los litoclastos más redondeados están dolomitizados. En la matriz que los rodea se pueden apreciar muchas arcillas. El depósito es interpretado como originado por brechificación debido al aumento de la energía en la sedimentación.

En las Figs. 4-8 la división de la regilla es un milímetro.

PLATE 1

- Figure 1.—Peñarroya 2 Section, where showing unit 2, 3, and 4-6. Section polarity toward the right. Note the scoured base of the conglomerate (unit 3).
- Figure 2.—Peñarroya 4, unit 2. Calcareous brechoid limestone between massive and thick bedded limestone. The clasts diameter oscillate between one and ten centimeters. The composition of the clasts is always carbonatic. The lithosomes have irregular borders in all the lateral ones, and they have been interpreted as paleokarsts.
- Figure 3.—Peñarroya 2, unit 7. Level of bioclastic accumulation by storm effects. Most of the bioclasts are mollusks and brachiopods. We can observe a slight parallel-lamination, as well as a normal grading. The base of the level is scoured (arrows). Fig. 6 shows the same level in thin section.
- Figure 4.—Peñarroya 4, unit 2, level 2b. Thin section. Wackestone of algae, showing *Koninckopora*, *ungdarellaceans*, some grapestone and abundant lithoclasts. Other elements that can be observed are crinoids, foraminifers (*Koskinobigenarina* sp), and brachiopods. Low packing, having neither sorting nor orientation. The deposit is regarded as produced in subtidal environment.
- Figure 5.—Peñarroya 2, unit 2. Thin section. Packstone-floatstone of grapestone; the grapestone are big lithoclasts bounded by cyanobacteria crusts. They could be also called protooncoids. There are abundant brachiopods and *Koninckopora*; also crinoids, equinoids, foraminifers and *ungdarellaceans*. The fragmentation is scarce. The clasts are poorly sorted. The deposit is regarded as produced in intertidal environment.
- Figure 6.—Peñarroya 2, unit 7. Thin section. Packstone of brachiopods and mollusks. Other elements are crinoids, bryozoans and algae. The bioclasts are broken and show slight sorting and plane-parallel orientation (polarity is toward up). High packing density. The deposit is regarded as produced in a storm level (tempestite).
- Figure 7.—Peñarroya 2, unit 9. Thin section. Packstone of pseudopeloids, algae, quartz grains, etc. High fragmentation regarded, with well sorted bioclasts. High packing density. The deposit is regarded as produced in a subtidal environment, modified by the storms.
- Figure 8.—Peñarroya 2, unit 10, level 10a. Thin section. Calcareous breccoid limestone or rudstone of very angular lithoclasts. Peloids are the most common component in the lithoclasts. The most rounded lithoclasts are dolomitized; clay is common around the lithoclasts. The brecciation is regarded as due to increasing of energy in the lagoon.

Scale division = 1 mm at Figs. 4-8.

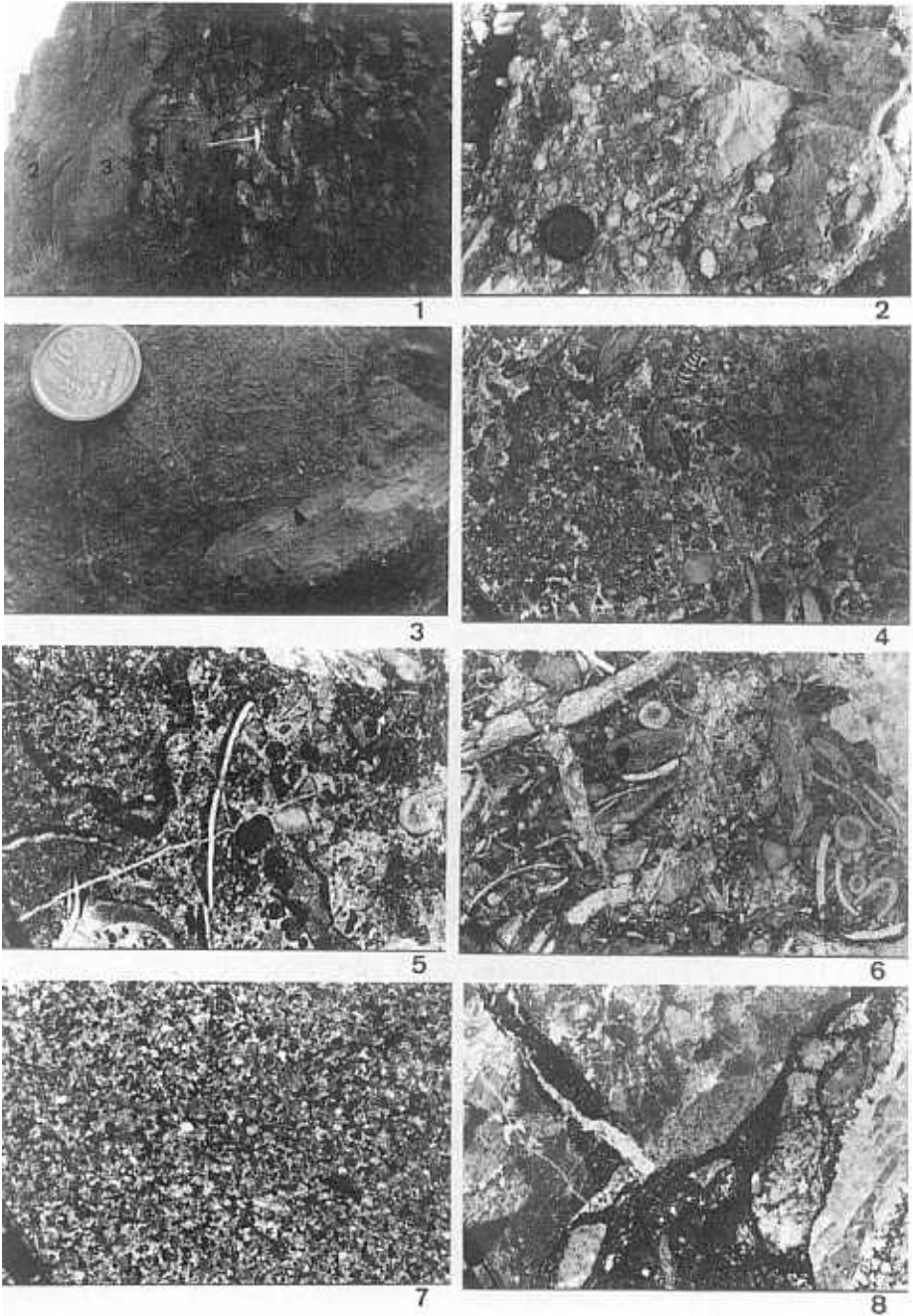


LÁMINA 1

LÁMINA 2/PLATE 2

- Figura 1.—*Howchinia bradyana* (HOWCHIN) emend. DAVIS. DPM-PÑR2/13d'-8, Sección de Peñarroya 2, Zonas 15-16 (x 155).
- Figura 2.—*Endothyra kentuckyensis* (ZELLER). DPM-PÑR2/7'-1, Sección de Peñarroya 2, Zonas 14-15 (x 65).
- Figura 3.—*Endothyra phrissa* (ZELLER). DPM-PÑR2/7-22, Sección de Peñarroya 2, Zonas 14-15 (x 65).
- Figura 4.—*Endothyra tantala* (ZELLER). DPM-PÑR3/2ch'-7, Sección de Peñarroya 3, Zonas 14-15 (x 65).
- Figura 5.—*Endothyra spira* (CONIL & LYS). DPM-PÑR4/2a'-22, Sección de Peñarroya 4, Zonas 14-16 (x 65).
- Figura 6.—*Endothyra chariessa* (CONIL & LYS). DPM-PÑR3/1a-6, Sección de Peñarroya 3, Zonas 14-15 (x 65).
- Figura 7.—*Endothyra pandorae* (ZELLER). DPM-PÑR2/7h'-2, Sección de Peñarroya 2, Zona 15 (x 65).
- Figura 8.—*Endothyra rostrata* (CONIL & LYS). DPM-PÑR4/2ah-18, Sección de Peñarroya 4, Zona 14 (x 65).
- Figura 9.—*Palaeotextularia eximia* (MOELLER). DPM-PÑR2/10b-1, Sección de Peñarroya 2, Zona 15 (x 95).
- Figura 10.—*Mediocris grandis* BOGUSH & JUFEREV. DPM-PÑR2/1-9, Sección de Peñarroya 2, Zona 15 (x 65).
- Figura 11.—*Omphalotis minima* (RAUSER-CHERNOUSSOVA & REITLINGER). DPM-PÑR4/2a-2, Sección de Peñarroya 4, Zonas 14-15 (x 65).
- Figura 12.—*Endothyra apposita* GANELINA. DPM-PÑR2/11-13, Sección de Peñarroya 2, Zona 15 (x 65).
- Figura 13.—*Globoendothyra baileyi* (HALL). DPM-PÑR3/2bh'-7, Sección de Peñarroya 3, Zona 14 (x 95).
- Figura 14.—*Globoendothyra pseudoglobulus* REITLINGER emend. BOGUSH & JUFEREV. DPM-PÑR4/2ah'-28, Sección de Peñarroya 4, Zona 14 (x 37).
- Figura 15.—*Tetrataxis* ex gr. *maxima* SCHELLWIEN. DPM-PÑR3/1a-10, Sección de Peñarroya 3, Zonas 14-16 (x 65).
- Figura 16.—*Lysella tujmasensis* (VISSARIONOVA). DPM-PÑR4/2ah-25, Sección de Peñarroya 4, Zona 14 (x 65).
- Figura 17.—*Lysella tujmasensis* (VISSARIONOVA). DPM-PÑR2/1h'-21, Sección de Peñarroya 2, Zona 14 (x 65).
- Figura 18.—*Haplophragmella tetraloculi* RAUSER-CHERNOUSSOVA. DPM-PÑR2/7h-7, Sección de Peñarroya 2, Zonas 14-15 (x 26).

Todas las muestras pertenecen a la colección de los autores en el Departamento de Paleontología de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid.

All samples are located in the collection of the authors at the Department of Paleontology, Geologic Sciences Faculty, Complutense University of Madrid.

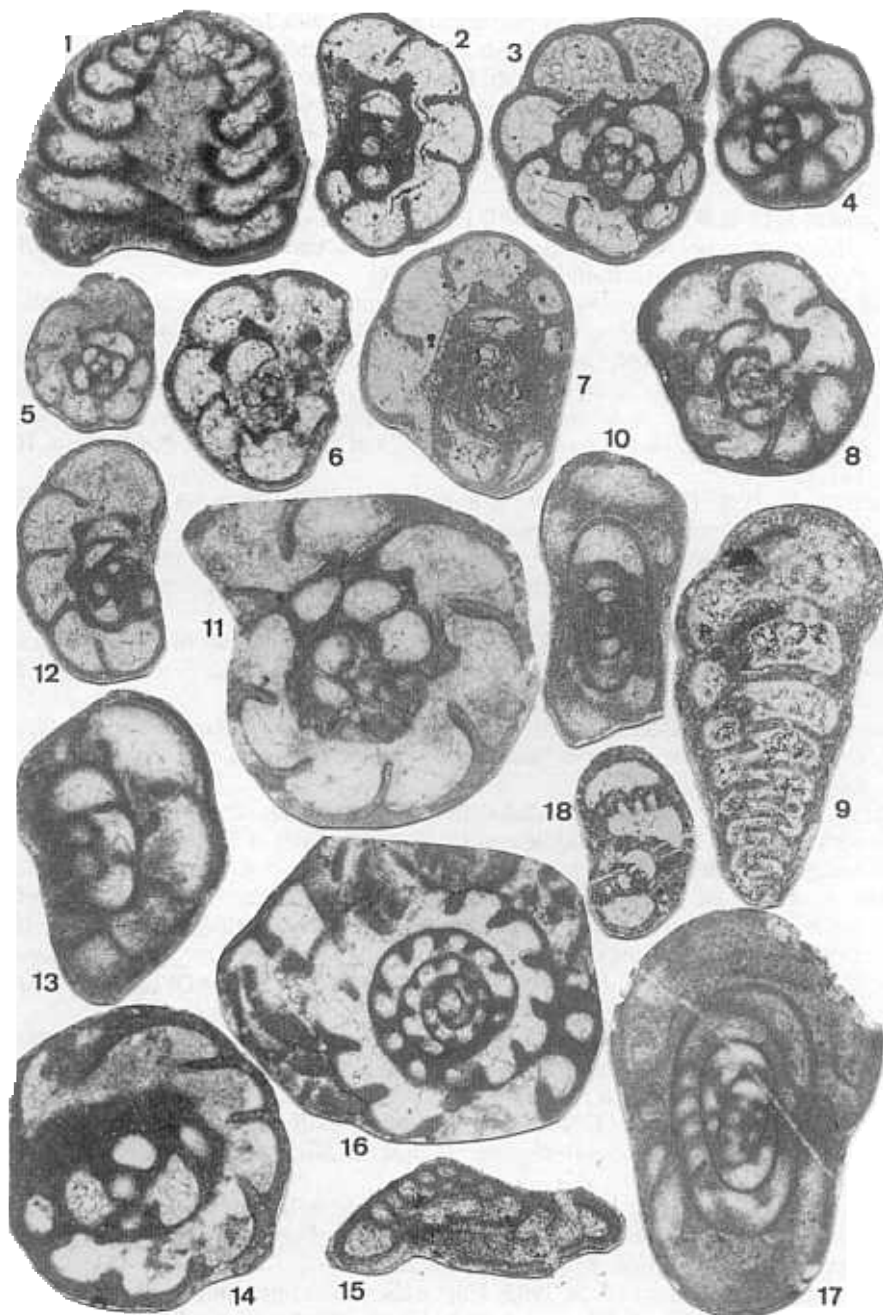


LÁMINA 2

- HAYES, M. O. 1967. Hurricanes as geological agents, south Texas coast. *The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, **51**(6): 937-956.
- HERBIG, H. G. & WEBBER, H. M. 1996. Facies and Stromatoporoid Biostromes in the Strunian (Latest Devonian) of the Aachen Region, Germany. In: *Global and Regional Controls on Biogenic Sedimentation I. Reef evolution*. J. REITNER, R. NEUWEILER & F. GUNKEL, Eds. *Research Reports-Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **2**: 359-364.
- HOWARD, J. D. & REINECK, H. E. 1981. Depositional facies of high-energy beach-to-offshore sequence: comparison with low-energy sequence. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, págs. 807-830.
- JAMES, W. C. 1980. Limestone channel storm complex (Lower Cretaceous) Elkhorn Mountains, Montana. *Journal of Sedimentary Petrology*, **50**(2): 447-456.
- JEFFERY, D. L. & STANTON, R. J. Jr. 1996. Biotic gradients on a homoclinal ramp: the Alamogordo Member of the Lake Valley Formation, Lower Mississippian New Mexico, USA. In: *Recent Advances in Lower Carboniferous Geology*. P. STROGEN, I. D. SOMERVILLE & G. LL. JONES, Eds. *Geological Society Special Publication*, **107**: 111-126.
- JINDRICH, V. 1969. Recent carbonate sedimentation by tidal channels in the lower Florida Keys. *Journal of Sedimentary Petrology*, **39**: 531-553.
- KELLING, G. & MULLIN, P. R. 1975. Graded limestone and limestone-quartzite couplets: Possible storm-deposits from the Moroccan Carboniferous. *Sedimentary Geology*, **13**: 161-190.
- KENNEDY, W. J. & GARRISON, R. E. 1975. Morphology and genesis of hardgrounds and nodular chalks in the Upper Cretaceous of southern England. *Sedimentology*, **22**: 311-386.
- KENNEDY, W. J. & JUIGNET, P. 1974. Carbonate banks and slump beds in the Upper Cretaceous (Upper Turonian-Santonian) of Haute Normandie, France. *Sedimentology*, **21**: 1-42.
- KREISA, R. D. 1981. Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of Southwestern Virginia. *Journal of Sedimentary Petrology*, **51**(3): 823-848.
- 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, Eds. *Special publication International Association of Sedimentologists*, **23**: 191-272.
- MAMET, B. L. 1974. Une zonation par foraminifères du Carbonifère inférieur de la Téthys occidentale. *Comptes Rendus 7.^e Congrès International du Carbonifère de Stratigraphie et Géologie*, **3**: 391-408.
- MAMET, B. L. & MARTÍNEZ, C. 1981. Late Visean Microfossils of the las Caleras Bajas Limestone (Cordoba, Spain). *Revista española de Micropaleontología*, **13**(1): 105-118.
- MARKELLO, J. R. & READ, J. F. 1981. Carbonate ramp-to-deeper shale shelf transitions of an Upper Cambrian intrashelf basin, Nolichucky Formation, Southwest Virginia Appalachians. *Sedimentology*, **28**: 573-597.
- MARKELLO, J. R. & READ, J. F. 1982. Upper Cambrian Intrashelf Basin, Nolichucky Formation, Southwest Virginia Appalachians. *The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, **66**(7): 860-878.

- MATTER, A. 1967. Tidal flat deposits in the Ordovician of western Maryland. *Journal of Sedimentary Petrology*, **37**: 601-609.
- MORENO, C., SIERRA, S. & SAEZ, R. 1996. Evidence for catastrophism at the Famennian-Dinantian boundary in the Iberian Pyrite Belt. In: *Recent Advances in Lower Carboniferous Geology*. P. STROGEN, I.D. SOMERVILLE & G.L.L. JONES, Eds. *Geological Society Special Publication*, **107**: 153-162.
- NELSON, C. H. 1982. Modern shallow-water graded sand layers from storm surges, Bering Shelf: A mimic of Bouma sequences and turbidite systems. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**(2): 537-545.
- NEUWEILLER, F. 1993. Development of Albian Microbialites and Microbialite Reefs at marginal platform areas of the Vasco-Cantabrian Basin (Soba Reef Area, Cantabria, N. Spain). *Facies*, **29**: 231-250.
- ORTUÑO, M. G. 1971. Middle Westphalian strata in South-West Spain. *Comptes Rendus 6.^º Congrès International du Carbonifère*, **3**: 1275-1293.
- PFEIL, R. W. & READ, J. F. 1980. Cambrian carbonate platform margin facies, Shady Dolomite, Southwestern Virginia, USA. *Journal of Sedimentary Petrology*, **50**(1): 91-116.
- PICKARD, N. A. H. 1996. Evidence for microbial influence on the development of Lower Carboniferous buildups. In: *Recent Advances in Lower Carboniferous Geology*. P. STROGEN, I. D. SOMERVILLE & G. LL. JONES, Eds. *Geological Society Special Publication*, **107**: 65-82.
- REITNER, J. 1993. Modern Cryptic Microbialite/Metazoan Facies from Lizard Island (Great Barrier Reef, Australia) Formation and Concepts. *Facies*, **29**: 3-40.
- REITNER, J. & NEUWEILLER, F (Coord.) 1995. Mud Mounds: A Polygenetic Spectrum of Fine-grained Carbonate Buildups. *Facies*, **32**: 1-70.
- RIZZI, G. & BRAITHWAITE, C. J. R. 1996. Cyclic emersion and channels within Dinantian limestone hosting the giant Zn-Pb deposit, Ireland. In: *Recent Advances in Lower Carboniferous Geology*. P. STROGEN, I. D. SOMERVILLE & G. LL. JONES, Eds. *Geological Society Special Publication*, **107**: 207-220.
- RUPPEL, S. C. & WALKER, K. R. 1982. Sedimentology and distinction of carbonate buildups: Middle Ordovician, East Tennessee. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**(4): 1055-1071.
- SHINN, E. A. 1973. Sedimentary accretion along the leeward, S.E. coast of Qatar Peninsula, Persian Gulf. In: *The Persian Gulf*. B. H. PURSER, Ed. págs. 199-209. Springer-Verlag, New York.
- SHINN, E. A. 1983. Tidal flat environment. In: *Carbonate depositional environments*, P.A. SCHOLLE, D.G. BEBOUT & C. H. MOORE, Eds. *The American Association of Petroleum Geologists, Memoir* **33**: 172-210.
- SHINN, E. A., LLOYD, R. M. & GINSBURG, R. N. 1969. Anatomy of a modern carbonate tidal flat Andros Island, Bahamas. *Journal of Sedimentary Petrology*, **39**: 1202-1228.
- SOMERVILLE, I. D., STROGEN, P., JONES, G. LL. & SOMERVILLE H. E. A. 1996. Late Viséan buildup at Kingscourt, Ireland: possible precursors for Upper Carboniferous bioherms. In: *Recent Advances in Lower Carboniferous Geology*. P. STROGEN, I. D. SOMERVILLE & G. LL. JONES, Eds. *Geological Society Special Publication*, **107**: 127-144.
- STENZEL, S. R. & JAMES, N. P. 1995. Shallow-water stromatolite mud-mounds on a Middle Ordovician foreland basin platform, western Newfoundland. In: *Carbonate*

- te Mud-Mounds, their origin and evolution.* C. L. V. MONTY, D. W. J. BOSENCE, P. H. BRIDGES & B. R. PRATT, Eds. *Special publication International Association of Sedimentologists*, **23**: 127-150.
- VANSTONE, S. 1996. The influence of climatic change on exposure surface development: a case study from the Late Dinantian of England and Wales. *In: Recent advances in Lower Carboniferous Geology.* P. STROGEN, I. D. SOMERVILLE & G. LL. JONES, Eds. *Geological Society Special Publication*, **107**: 281-303.
- WAGNER, R. H., COQUEL, R., GABALDÓN, V., ROBLEDO, J., QUESADA, C., HERNÁNDEZ, J. & RODRÍGUEZ, P. 1983. The Westphalian B of the Peñarroya-Belmez-Espiel Coalfield. *In: Field trip D, X Congrès International de Stratigraphie et Geologie du Carbonifère*, Madrid 1983.
- WAGNER, R. H. & JURADO, J. 1988. Geología de la cuenca carbonífera de Peñarroya y explotación de antracitas escondidas en un lentejón tectónico. *VII Congreso Internacional de Minería y Metalurgia*, págs. 225-241. Oviedo (Asturias).
- WAGNER, R. H., REDONDO, E. & JURADO, J. 1984. Actualidad de la investigación geológico-minera en la cuenca carbonífera del Guadiato (Córdoba). *VI Congreso Internacional de Minería y Metalurgia*, págs. 221-238. Barcelona, tomo I, Geología aplicada.
- WILSON, J. L. 1975. *Carbonate facies geologic history*. 469 págs. New York, Springer-Verlag.