

SEDIMENTACION MARINA SOMERA ENTRE SEDIMENTOS PELAGICOS EN EL DOGGER DEL SUBBETICO EXTERNO (SIERRAS DE CABRA Y DE PUENTE GENIL, PROVINCIA DE CORDOBA)

J. M. MOLINA, P. A. RUIZ-ORTIZ Y J. A. VERA

TRABAJOS DE
GEOLOGIA



Molina, J. M., Ruiz-Ortiz, P. A. y Vera, J. A. (1985).—Sedimentación marina somera entre sedimentos pelágicos en el Dogger del Subbético externo (Sierras de Cabra y de Puente Genil, Prov. de Córdoba). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 15, 127-146. ISSN 0474-9588.

En el Jurásico de la Unidad del Camarena-Lanchares (Subbético externo) el Dogger está representado por calizas oolíticas, de más de 200 m de espesor, que están intercaladas entre sedimentos pelágicos con fauna de ammonites. En estos materiales se describen colonias de corales, en gran parte en posición de vida, que tienen un gran desarrollo en el afloramiento de la Sierra Gorda de Puente Genil. Se describen igualmente estratificaciones cruzadas de gran escala en las calizas oolíticas y oncolíticas claramente visibles en las canteras de la Sierra de Cabra. En el techo de las calizas oolíticas hay superficies que indican una interrupción sedimentaria. En la Sierra de Cabra destacan por su gran abundancia los diques neptúnicos relacionados con dicha superficie. Se trata de cavidades labradas por erosión (posiblemente subaérea) en las calizas oolíticas durante la interrupción sedimentaria e iniciada a partir de fisuras formadas en una fase de deformación coincidente con el final de la sedimentación de las calizas oolíticas. Todos los argumentos expuestos en este trabajo permiten concluir que el depósito de las calizas oolíticas tuvo lugar en un medio de plataforma marina somera, que se implantó sobre las facies pelágicas infrayacentes. Con ello se descarta un origen de tipo turbidítico como ha sido propuesto para materiales de la misma edad y misma posición estratigráfica en otros dominios alpinos (Mallorca y Alpes meridionales).

The Dogger of the Camarena-Lanchares tectonic unit (Northern External Subbetic) is made up by ooid limestone (oolites) thickest than 200-m under-and overlid by ammonite-bearing pelagic sediments. Coral colonies, often in growth position, occurring very well developed in the outcrops of these materials to the southeast of Puente Genil (Sierra Gorda), are described in this paper. Cross-bedded oncolites and oolites, very apparents in the quarries of the Sierra de Cabra, are also described. The top of this lithostratigraphic unit is a disconformity, which have associated neptunian dykes very abundants in the Sierra de Cabra. They were generated by erosion, probably subaerial, from fractures originated in a deformation stage coinciding with the end of the oolite sedimentation. All the exposed arguments allow to conclude that the oolite sedimentation took place in a shallow shelf environment which was established over the underlying pelagic facies. A turbiditic origin to these materials, such as have been proposed to materials of the same age and stratigraphic position of other alpine areas (Mallorca and southern Alps) is therefore put aside.

J. M. Molina y P. A. Ruiz-Ortiz, Departamento de Geología, Colegio Universitario de Jaén y Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias de la Universidad de Granada. J. A. Vera, Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada. Manuscrito recibido el 21 de enero de 1985.

INTRODUCCION

En las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas se han delimitado un conjunto de dominios paleogeográficos de acuerdo con los tipos de

facies que presentan los materiales jurásicos y cretácicos. En los últimos años se han publicado trabajos que afectan al conjunto de la cordillera, donde se plantea con detalle la división en dominios y la evolución paleogeográfica

(Azema *et alt.*, 1979; García-Hernández *et alt.* 1980). Igualmente se han publicado trabajos sobre el modelo de margen continental donde tuvo lugar el depósito; este margen sería de tipo atlántico, de un área con corteza continental adelgazada de algunos centenares de kilómetros de anchura (Vera 1981).

Los dominios paleogeográficos de rango mayor son: la Zona Prebética, caracterizada por presentar materiales jurásicos y cretácicos de facies marinas someras con episodios costeros y continentales, y la Zona Subbética en la que a partir del Lias medio se presentan facies pelágicas. Entre ambos dominios se intercala el «Dominio intermedio» (Ruiz-Ortiz 1980) de afinidad subbética pero con entidad propia. Dentro de la Zona Subbética se han diferenciado, a su vez, tres dominios paleogeográficos: uno corresponde al área central subsidente (Subbético medio) y los otros dos fueron menos subsidentes, en el Jurásico y Cretácico, constituyendo umbrales en la cuenca (Subbético externo y Subbético interno). La evolución paleogeográfica de estos dominios durante el Jurásico y Cretácico puede verse de manera gráfica en la colección de mapas de facies y paleogeográficos que presentan Azema *et alt.* (1979) para el conjunto de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas.

El presente trabajo se refiere a los materiales del Subbético externo de la provincia de Córdoba y más concretamente a la Unidad del Camarena-Lanchares (Vera *et alt.* 1984) delimitada dentro del mismo. Esta unidad es equivalente lateral de la de Grajales-Mentidero definida por Sanz de Galdeano (1973) al sur de Jaén. En las provincias de Córdoba y Jaén el Subbético externo está constituido por varias unidades; la más septentrional (Camarena-Lanchares o Grajales-Mentidero) se caracteriza por presentar el Dogger formado por un potente paquete (200 a 300 m.) de calizas oolíticas, lo que contrasta con el resto del Subbético externo (p. ej. unidades de Gaena, del Ventisquero, etc.) donde el Dogger es de facies pelágicas.

En la Unidad del Camarena-Lanchares las calizas oolíticas del Dogger descansan sobre materiales del Lías superior de facies pelágicas y sobre ellas se encuentran concordantemente los materiales del Malm de facies *ammonítico rosso*, igualmente pelágicos. Las calizas oolíticas del Dogger han sido interpretadas como depósitos marinos someros; así se puede ver en

los mapas de facies y paleogeográficos de la cuenca (Azema *et alt.* 1979, Fig. 11) y en las reconstrucciones palinspásticas de la misma (García-Hernández *et alt.* 1980). Se consideran como depósitos en el borde meridional de una plataforma carbonatada, que se extendería desde el continente, ocupando toda la Zona Prebética y el Dominio intermedio. Sin embargo el aspecto más notable en el caso que aquí se estudia, como también ocurre en las calizas oolíticas (Fm. Jabalcuz, Ruiz-Ortiz 1980) del Dominio intermedio, es que las calizas oolíticas se intercalan entre materiales de facies pelágicas.

Trabajos recientes en otras áreas alpinas mediterráneas sobre calizas oolíticas del Dogger intercaladas entre facies pelágicas han propuesto interpretaciones genéticas diferentes. En los Alpes meridionales Bosellini *et alt.* (1981) las consideran como depósitos turbidíticos semejantes a los de la «Tongue of the ocean» en la proximidad de las Bahamas y ligados al desmantelamiento de las plataformas carbonatadas adyacentes; esta interpretación la basan en la geometría de los cuerpos sedimentarios y en las secuencias de estructuras visibles. En la Sierra de Artá (Mallorca) las calizas oolíticas del Dogger han sido interpretadas (Alvaro *et alt.* 1983) como depósitos en un talud carbonático ligados a flujos de sedimentos por gravedad. En otros contextos y edades se han estudiado calizas oolíticas intercaladas entre sedimentos pelágicos y también se han interpretado como redepósitos de tipo turbidítico; este es el caso de los materiales del Toarcense-Aalenense que estudian Wright y Wilson (1984) al oeste de Portugal (norte de Lisboa).

Estos trabajos, de gran interés por cuanto que modifican interpretaciones anteriores según las cuales las calizas oolíticas se depositaron en medios someros, han motivado que sean reestudiadas con detalle las calizas oolíticas del Dogger de las Cordilleras Béticas, aplicando nuevas metodologías. Ruiz-Ortiz (1980), en un trabajo anterior a los descritos, estudia con detalle la Fm. Jabalcuz en las Unidades intermedias, al sur de Jaén, y la interpreta como depósitos marinos someros; los materiales pelágicos infrayacentes (Fm. Baños) los considera como poco profundos (unos doscientos metros). En un trabajo posterior Ruiz-Ortiz (1982) describe, en las calizas oolíticas de Dogger del Jabalcuz, estratificaciones cruzadas de gran escala unidireccionales argumento que utiliza a favor de su

interpretación anterior. En un primer trabajo de los firmantes (Molina *et al.* 1983 a) se hace una revisión de las calizas oolíticas del Dogger del Subbético externo en las provincias de Jaén y Córdoba y la Unidad intermedia del Jabalcuz, y aportan datos a favor de su origen marino somero. En un trabajo reciente (Molina *et al.* 1984) describen, por primera vez, colonias de corales relacionadas con facies oncolíticas en el Dogger de la Unidad del Camarena-Lanchares (Subbético externo) en las sierras de Cabra y de Puente Genil, con lo que aportan un argumento decisivo para confirmar el origen marino somero de estos materiales y descartar interpretaciones que los ligen a procesos turbidíticos o afines. En otros trabajos (Molina *et al.* 1983 b; Vera *et al.* 1984) se han descrito diques neptúnicos en el techo de las calizas oolíticas del Dogger de la Sierra de Cabra (Unidad del Camarena-Lanchares) que implican fases de erosión, algunas de ellas claramente con emersión, lo que constituye un nuevo argumento. La hipótesis de trabajo actual consiste en considerar las calizas oolíticas del Subbético externo y de amplios sectores de las Unidades intermedias como depósitos de plataforma carbonatada somera, al tiempo que se considera como poco profundo el depósito de los materiales pelágicos

infrayacentes y posiblemente también los suprayacentes en extensas áreas.

En este trabajo se estudian con detalle los materiales del Dogger del Subbético externo en las Sierras de Cabra y de Puente Genil (Fig. 1) y se aportan nuevos datos sobre su interpretación genética. Para ello se han estudiado minuciosamente la geometría de las unidades estratificadas en las calizas oolíticas y la morfología del techo de las mismas donde se pueden ver rasgos propios de discontinuidades estratigráficas (*hard-ground*, niveles condensados, diques neptúnicos, etc.). Con todos los datos se hace una interpretación sobre la génesis de estos materiales en el contexto de la evolución del margen continental.

SERIE ESTRATIGRAFICA

Como se ha dicho anteriormente, los materiales que se estudian en este trabajo corresponden a la Unidad del Camarena-Lanchares (Vera *et al.* 1984) diferenciada dentro del Subbético externo. Esta aflora desde los alrededores de Puente Genil hasta el sureste de Jaén, donde Sanz de Galdeano (1973) la denominó unidad de Grajales-Mentidero, constituyendo la unidad tectónica más baja y paleogeográficamente la más septentrional de este dominio. La serie estratigráfica de la misma (Fig. 2 A) se puede levantar en la localidad tipo, en un estrato-tipo compuesto.

En los materiales jurásicos se pueden diferenciar cinco unidades litoestratigráficas, no definidas formalmente (números 1 al 5 de la Fig. 2 A). La unidad más inferior (1 de la Fig. 2 A) corresponde al Lías infradomerense y está constituida por dolomías en la base y calizas en la parte superior; sus facies son semejantes a las que presentan los materiales de la misma edad en otras series subbéticas, y son depósitos propios de medios de plataformas marinas carbonatadas, con episodios mareales que posteriormente se han dolomitizado parcialmente. La unidad termina con unos niveles de calizas de crinoides, igualmente semejantes a los de otros cortes dentro de la Zona Subbética.

La segunda unidad (2 de la Fig. 2 A) es una ritmita de calizas micríticas y margas con un color gris que indica depósito en medio reductor. Presentan nódulos de sílex y óxidos de hierro, y en lámina delgada espículas de esponjas y radiolarios calcitizados. Contienen fauna de

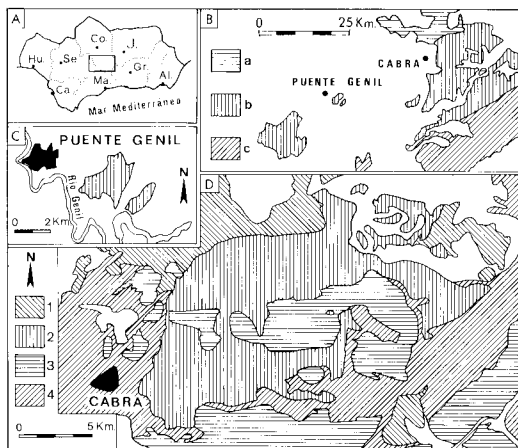


Fig. 1.—Localización geográfica y geológica de los sectores estudiados. A.—Situación geográfica de la región representada en la Fig. 1 B. B.—Situación geológica de las sierras de Puente Genil y de Cabra (Leyenda: a.—Unidades intermedias; b.—Subbético externo; c.—Subbético medio). C.—Afloramientos jurásico-cretácicos de la Sierra de Puente Genil. D.—Afloramientos de la Unidad del Camarena-Lanchares en la Sierra de Cabra (Leyenda: 1.—Unidades intermedias; 2.—Unidad del Camarena-Lanchares; 3.—Otras unidades del Subbético Externo; 4.—Materiales triásicos).

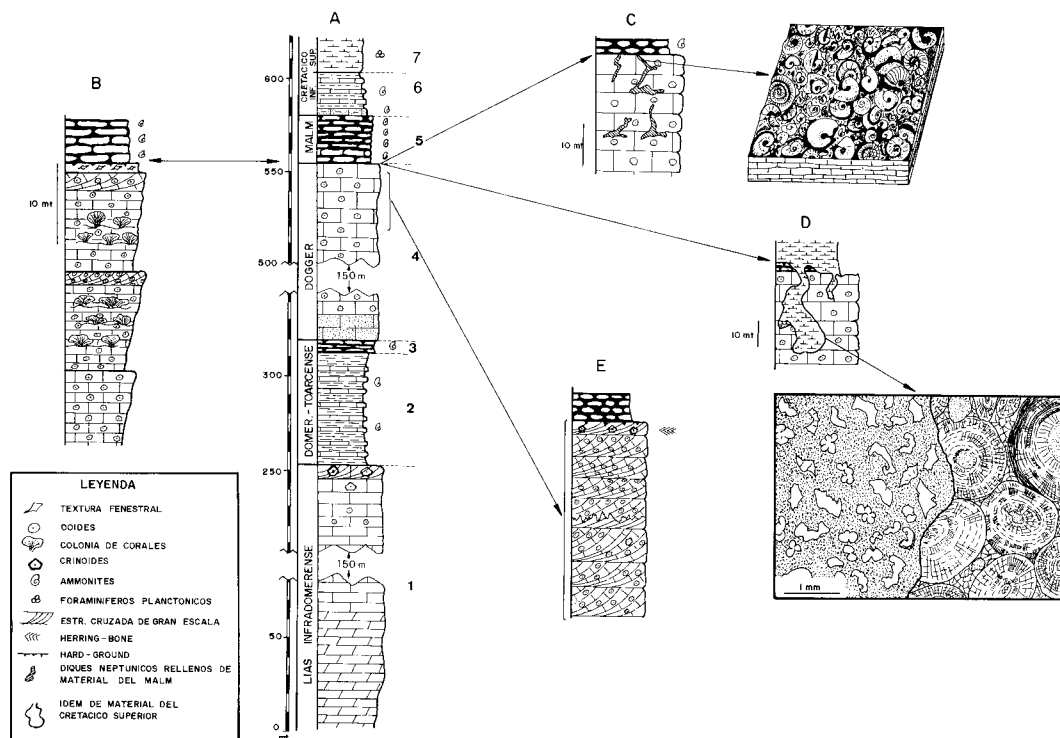


Fig. 2.—Serie estratigráfica de la Unidad del Camarena-Lanchares (Subbético externo septentrional).—A.—Serie tipo de los materiales jurásicos y cretácicos (la descripción de las unidades 1 al 7 se realiza en el texto). B.—Corte parcial correspondiente a la Sierra Gorda de Puente Genil, donde las colonias de corales alcanzan el máximo desarrollo. Obsérvense las megasecuencias descritas en el texto. C.—Diques neptúnicos con relleno de material pelágico del Calloviense y, además localmente, del Malm (pro parte) correspondiente a la Sierra de Cabra. El detalle inspirado en Wendt (1976) refleja la gran cantidad de ammonites de pequeño tamaño que se observan en el relleno de las fisuras más superficiales. D.—Diques neptúnicos de morfología kárstica con relleno de material Cretácico superior (incluido Albense superior), correspondiente al sector próximo a la fuente del Espino (Sur de Luque). En el detalle se observa, en el dibujo realizado a partir de una lámina delgada, el contacto entre las calizas oolíticas (roca encajante) y el relleno del dique formado por una biomicrita con gran abundancia de foraminíferos planctónicos. E.—Detalle de la estructura interna de las calizas oolíticas (en su parte superior) en el sector de los Lanchares (Sierra de Cabra), observada en las canteras más meridionales. Se observan estratificaciones cruzadas de gran escala (*sets* de 1 a 3 m de espesor) unidireccionales con abundantes estilolitos, y lentejones de calizas bioclásticas (de crinoides). En el techo hay niveles de calizas de crinoides con estructuras herring-bone, coronados con un *hard-ground*.

ammonites del Domerense. Se trata, por tanto, de materiales pelágicos con características semejantes a los de la misma edad del resto de la Zona Subbética.

La tercera unidad (3 de la Fig. 2 A) es un paquete de calizas nodulosas de facies *ammonítico rosso*, con niveles de margas intercalados, de color rojo violáceo y abundante fauna de ammonites del Toarcense. Como en la unidad anterior se trata de materiales claramente pelágicos; se diferencian de aquellos en que la velocidad de sedimentación en éstos fue muy baja, lo que unido a una fuerte bioturbación dio lugar a las calizas nodulosas.

La cuarta unidad (4 de la Fig. 2 A) es el conjunto de calizas oolíticas anteriormente aludido en la introducción y objeto principal de estudio en este trabajo. Su potencia varía de 200 a 300 m según los cortes y destaca en el paisaje por dar un relieve kárstico muy desarrollado, así como por existir canteras para su explotación comercial como piedra ornamental. En las sierras de Cabra y de Puente Genil dominan las oosparitas (*grainstones* formadas mayoritariamente por ooides). Como variaciones se pueden destacar la presencia, hacia la base, de niveles con «filamentos» y hacia la mitad superior de lentejones de calizas de crinoides con algunos

metros de espesor. Termina la unidad con un *hardground* que jalona una discontinuidad estratigráfica, con características que después se detallarán, y que ha suministrado fauna de ammonites del Bathonense superior (Busnardo *et al.* 1981). Esta unidad ha suministrado una microfaua de *Protopenneroplis striata* Weynschenk, *Lucasella cayeuxi* Lucas y *Trocholina* gr. *palastiniensis* Henson, lo que unido con los datos de ammonites antes citados permiten datar las calizas oolíticas como Dogger.

La quinta unidad (5 de la Fig. 2 A) es el «Ammonítico rosso superior», formado por calizas nodulosas con abundante fauna de ammonites del Calloviense (localmente), Oxfordense, Kimmeridgense, Tithónico y Berriasense. Presenta facies muy parecidas a las de los materiales pelágicos de la misma edad y litología en otras unidades y dominios paleogeográficos de las Cordilleras Béticas. Su reducido espesor, junto con el hecho de estar representadas todas las biozonas, indica sin duda que la velocidad de sedimentación fue muy baja. Vera (1984 a) da un valor medio de 1 a 2,5 mm/1.000 años, para estos materiales en el conjunto de la cordillera. La sedimentación de este tipo de *ammonítico rosso* esencialmente calizo, que comprende varios pisos, tuvo lugar en umbrales poco subsidentes dentro de la cuenca pelágica.

El Cretácico tiene poco desarrollo, ya que en total no supera los 400 m y con frecuencia su potencia es mucho menor. El Cretácico inferior está formado por una alternancia rítmica de calizas micríticas, algo margosas, con margas; presenta abundante fauna de ammonites, a menudo piritizados. Localmente el Cretácico inferior puede faltar por laguna estratigráfica (Fig. 2 D). El Cretácico superior está representado por la «formación capas rojas» constituida por calizas micríticas y margocalizas con una abundante fauna de foraminíferos planctónicos; la matriz micrítica en gran parte está formada por cocolitos.

El resto de la serie estratigráfica de esta unidad se observa en pocos sectores debido a la erosión posterior o a los cabalgamientos de las unidades tectónicas superiores. Por otra parte la litología margosa de los términos postcretácicos contribuye a que sean muy escasos los buenos cortes para el muestreo. El Paleógeno está formado por margas blancas con intercalaciones de calcarenitas con abundantes macroforaminíferos. El Mioceno inferior es también predominantemente margoso.

La serie estratigráfica mesozoica (Fig. 2 A) descrita se completaría con los términos más inferiores de edad triásica, de facies germánica, entre los que destacan, por su desarrollo, los de facies Keuper que sirven de nivel de despegue de las unidades tectónicas.

La serie mesozoica de la Unidad del Camarena-Lanchares tiene gran semejanza con otras series descritas en el Subbético externo en puntos muy distantes, excepción hecha del término de calizas oolíticas del Dogger. En efecto, en las demás unidades del Subbético externo de esta transversal (p. ej., Unidad de Gaena, Unidad del Ventisquero, etc.) y en otras transversales (como el área comprendida entre Huéscar y Fortuna) no aparecen estas calizas oolíticas y el Dogger está representado por materiales pelágicos, en especial de tipo *ammonítico rosso* con abundante fauna de ammonites. Las calizas oolíticas del Dogger se extienden desde la sierra de Estepa hasta el sureste de Jaén, limitándose a la unidad más septentrional del Subbético externo de este área. Su continuidad deducida hacia el norte sería con la Fm. Jabalcuz del Dominio intermedio y más al norte aún con los materiales carbonatados de la Zona Prebética.

LAS CALIZAS OOLITICAS DEL DOGGER DE LAS SIERRAS DE CABRA Y DE PUENTE GENIL

Antes de exponer las características de los materiales se van a realizar unas consideraciones sobre la nomenclatura utilizada con el fin de evitar errores. Los términos «oolítico» y «oncolítico» se utilizarán como adjetivos de las calizas para denominar tipos de rocas, ya que su uso está muy generalizado en lengua castellana. Sin embargo para los elementos texturales no se utilizarán los nombres de «oolitos» y «oncolitos» sino aquellos otros más amplios que los han sustituido en la nomenclatura internacional: ooide y oncoide, y que corresponden a tipos de granos revestidos (*coated grains*). Con el término de «ooide calizo» se denominan las partículas carbonatadas con un núcleo y una envoltura laminada concéntrica y/o radial; se utilizan para diferentes tamaños aunque algunos autores usan el término «pisoides» para denominar «ooides» de más de 2 mm de diámetro. Richter (1983) clasifica los ooides carbonatados en cinco tipos en función de la estructura interna de la envoltura o corteza. El término «oncoide»

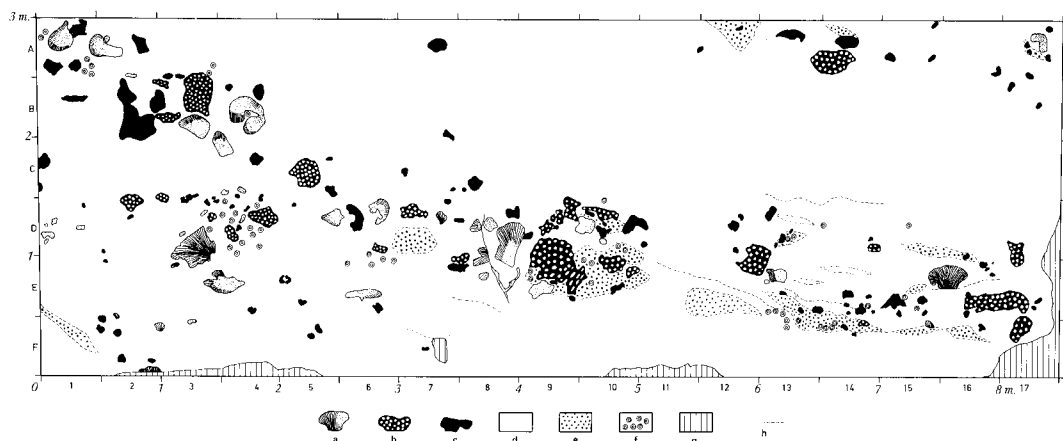


Fig. 3.—Esquema a escala de la distribución de las colonias de corales en las calizas oolíticas del Dogger en la Sierra Gorda de Puente Genil realizado en la pared de una cantera abandonada. Leyenda: a, b y c.—Corales (corresponden a los tipos a, b y c descritos en el texto). d.—Caliza formada mayoritariamente por ooloides y oncooides. e.—Calizas de bioclastos, ooloides y oncooides de gran tamaño. f.—Niveles de concentración de oncooides de gran diámetro. g.—Áreas ocultas o no visibles. h.—Superficies de estratificación. Obsérvese cómo las colonias de corales se concentran siguiendo la estratificación de las calizas.

se utiliza en el sentido de Dahanayake (1977) para denominar a partículas en las que a partir de un núcleo crece una corteza formada por laminaciones micríticas, laminaciones grumosas o laminaciones formadas por organismos.

En la unidad litoestratigráfica que aquí se denomina «calizas oolíticas del Dogger» destacan, por su frecuencia en todos los cortes, los niveles formados mayoritariamente por ooides. Desde el punto de vista textural dominan los ooides de tipo tangencial (tipo I de la clasificación de Richter 1983) con una corteza de estructura concéntrica (Fig. 6 b) y un diámetro medio de 1 mm. Estos ooides son también conocidos en la bibliografía especializada como «ooides (u oolitos) de tipo bahamiano», por ser depósitos muy característicos en las Bahamas. Su núcleo es un intraclasto, un bioclasto o un peloide y su corteza suministra a las partículas una mayor esfericidad a medida que aumenta el diámetro. Con menor frecuencia se encuentran, además, ooides micríticos y ooides «cerebroides».

Especial interés se presta, en este trabajo, al estudio de las variaciones texturales, las estructuras sedimentarias y la forma de la estratificación en estos materiales.

Como variaciones texturales más notables se pueden destacar, en primer lugar, la presencia de niveles formados mayoritariamente por oncooides. En general se asocian con ooides, de manera que estos se colocan entre los oncooides

(Fig. 6 a y c) y más raramente se presentan formando de modo casi exclusivo el armazón de la roca (Fig. 6 d). En superficie alterada (Fig. 6 e) destacan por su belleza, siendo explotadas estas rocas como piedra ornamental. En su estructura interna se pueden distinguir tres tipos de recubrimientos: a) Láminas finas, lisas y concéntricas de micrita; b) Láminas más irregulares y rugosas, constituidas por restos algales, micrita grumosa, pequeños pelooides, foraminíferos o bioclastos y vacuolas rellenas de esparita; c) Revestimientos micríticos no laminados, de aspecto homogéneo, con restos algales y vacuolas rellenas de esparita en algunos sectores. La forma de los oncooides es variada, dominando la esférica con el núcleo muy centrado y existiendo, además, la alargada, elipsooidal y asimétrica. Son frecuentes los oncooides compuestos por varios núcleos que inicialmente tienen corteza propia para pasar, después, a una corteza única envolvente de todos ellos (Fig. 6 d). Su diámetro medio es de 1,5 cm y el máximo observado es de 3,5 cm. Presentan frecuencias máximas, los oncooides, con diámetros de 5 mm y 2 mm. En algunos de ellos se han observado perforaciones de forma redondeada de hasta 0,4 mm de diámetro y rellenas de pelooides. Según la clasificación de Flügel (1982) son mayoritariamente oncooides micríticos y respecto a la clasificación de Dahanayake (1977) pertenecen fundamentalmente a los tipos I y III.

Otra variación textural es la presencia de niveles micríticos con texturas fenestrales; este hecho puesto de manifiesto en los cortes de la sierra Gorda de Puente Genil ha sido interpretado por Molina *et al.* (1984) como ligado a una fluctuación del nivel del mar que implantaría un episodio mareal donde la acción del oleaje fuese prácticamente nula.

Otro hecho muy notable desde el punto de vista textural es la presencia de niveles de calizas de crinoides (*grainstones*) formados por una gran acumulación de bioclastos de crinoides, y localmente de braquiópodos, que en los estratos cruzados pueden presentar ordenamientos de tamaño en secuencias tanto granocrecientes como granodecrecientes. Los niveles de calizas de crinoides son discontinuos y desaparecen de unos cortes a otros; su mayor desarrollo lo tienen, dentro del área estudiada, en los términos superiores de la unidad litoestratigráfica en la Sierra de Cabra.

Finalmente otro hecho a destacar, desde el punto de vista textural es la presencia de colonias de corales y la relación de las mismas con la roca encajante, lo que se tratará más adelante.

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

En el conjunto de las calizas oolíticas de la Sierra de Cabra y de Puente Genil la estratificación se observa con dificultad, debido a la karsificación reciente. Sin embargo en diversos cortes y, en especial, en las numerosas canteras existentes se puede obtener una información totalmente fiable de la geometría de los estratos así como de sus estructuras sedimentarias de ordenamiento interno.

Las superficies de estratificación vienen marcadas por la presencia de niveles de concentración de bioclastos (crinoides) o por la existencia de niveles micríticos laminados. Un criterio de segundo orden es la presencia de estilolitos ya que estos en la mayoría de los casos son paralelos a la estratificación. Los estratos son potentes (1 a 6 m) y sólo varían hacia el techo de la formación donde los estratos presentan potencias, normalmente, inferiores al metro.

Dentro de los estratos, en numerosos sectores se observan magníficos ejemplos de estratificaciones cruzadas. El mejor ejemplo conocido hasta el momento se tiene en la cantera más meridional de los Lanchares (Sierra de Cabra) donde se observan unos 25 m de materiales con

estratificaciones cruzadas de gran escala; se trata de *sets* de 1 a 3 m de espesor y en los que dentro de los estratos cruzados se observa granuloclasificación inversa y normal en especial en bancos con bioclastos y/o oncolitos. En otros cortes como en los de la Sierra Gorda de Puente Genil se han visto ejemplos menos espectaculares (Fig. 6 f) pero de gran interés por su relación directa con las colonias de corales.

Se ha intentado deducir la forma de los cuerpos rocosos y se llega a conclusiones provisionales de que la forma de los estratos (*bedforms*) es lenticular con espesores de pocos metros y extensiones del orden del kilómetro en la horizontal. Estas son las morfologías y magnitudes que Hine (1977, 1983) describe en las Bahamas, para cuerpos sedimentarios formados en medios

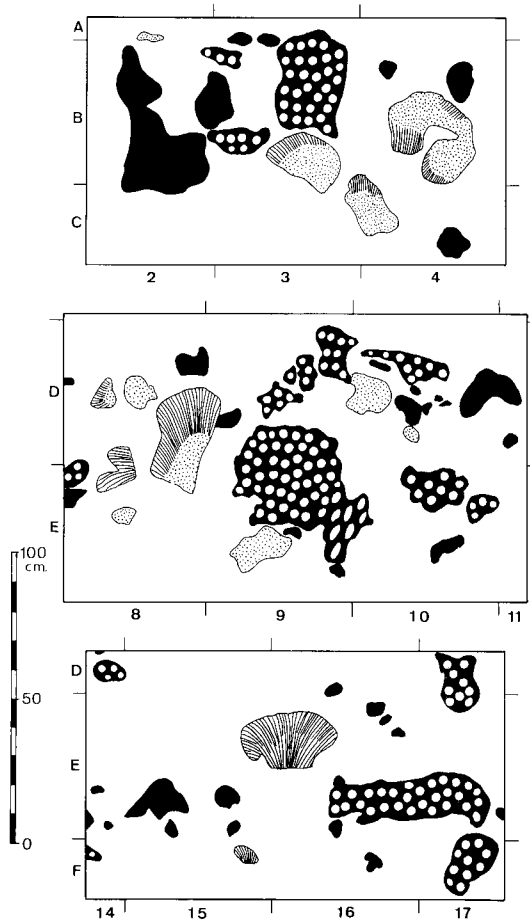


Fig. 4.-Detalles de la distribución de las colonias de corales de la Fig. 3 (se indica su posición por las cuadrículas). Leyenda igual que en la Fig. 3.

cuya profundidad está comprendida entre 2 y 6 m.

COLONIAS DE CORALES

En la Sierra Gorda de Puente Genil se han reconocido multitud de colonias de corales, especialmente visibles en los cortes de las canteras abandonadas. En la Sierra de Cabra, por el contrario, las colonias son bastante escasas y tan solo se han observado en las canteras más septentrionales de los Lanchares.

Con el fin de dar una idea lo más objetiva posible de la abundancia y distribución de las colonias de corales, en la Sierra Gorda de Puente Genil, se ha realizado un dibujo a escala (Fig. 3) en una pared de una cantera abandonada, en la que se ha acotado un rectángulo de $3 \times 8,5$ m, el cual se ha subdividido en cuadrículas, de 50 cm de lado, denominadas A a F en la vertical y 1 a 17 en la horizontal (Figs. 3 y 4). Los posibles errores cometidos al realizar el esquema nacen de la eventual omisión de colonias existentes no reconocibles a simple vista debido a factores diversos (micritización, disolución, etc.). En la Fig. 4 se reproducen, a mayor escala, tres detalles del dibujo anterior (ver la indicación de cuadrículas) donde se pueden observar la relación de las diferentes colonias. El primer dato que se deduce de dichas figuras es la existencia de concentraciones de colonias de corales en bandas que se disponen paralelas a los planos de estratificación; este hecho se interpreta considerando que a lo largo del tiempo hubo episodios más favorables para la génesis de las mismas. Otro hecho destacable es la frecuencia de colonias de corales cuya posición con respecto a los planos de estratificación indica que están en posición de vida, lo que es especialmente visible cuando se trata de corales con tecas finas ya que ello facilita ver su geometría original (Figs. 7 b, d, y e). Se han llegado a ver colonias que superan los dos metros de longitud (Fig. 7 a) y otras de tamaño menor especialmente bien visibles por efectos de la erosión posterior (Fig. 7 c y e).

Debido a la recristalización que afecta a los corales, que no permite reconocer septos y trabéculas, no se han podido clasificar con precisión. No obstante se han llegado a diferenciar tres tipos (Figs. 3 y 4) en función de la forma, tamaño y disposición de sus coralitas:

Tipo a.—Corales de tecas cilíndricas, paralelas o subparalelas, libres lateralmente y formando

manojos (tipo faceloide); el diámetro de las tecas suele ser de 1,5 mm y existe poco espacio entre las mismas (Fig. 7 b y f).

Tipo b.—Corales también de tipo faceloide pero con coralitas de mayor diámetro (valor medio de unos 6 mm) y más separadas lateralmente (Fig. 8 d y e).

Tipo c.—Corales masivos (Fig. 7 a), generalmente muy recristalizados de modo que no se pueden apreciar los límites entre las tecas. No obstante, a veces, en lámina delgada se pueden observar éstas, en contacto unas con otras y con paredes fusionadas o formando series lineales (Fig. 8 b).

En cuanto a la morfología de las colonias se presentan fundamentalmente cuatro formas de crecimiento: 1.—Semiesférico (Fig. 7 b y Fig. 4, cuadrícula E-16), 2.—De cuenco o cáliz. 3.—Tubular o planar (Fig. 7 a, parte superior) 4.—Irregular (Fig. 7 a, parte inferior). Estas morfologías son más comunes en medios de aguas agitadas y con baja velocidad de sedimentación (James 1983). Algas rojas encostrantes, tipo *Thaumapoporella* sp., se encuentran asociadas a algunas de estas colonias, pero poco desarrolladas.

Especial interés tiene el estudio de la relación entre las colonias de corales y la roca encajante. Las colonias están en el seno de calizas oolíticas (Fig. 7 a, b, c y d y Figs. 3 y 4) de manera que los materiales formados por ooides y oncooides las envuelven (Fig. 7 f). En lámina delgada se puede observar con detalle la relación entre ambos; las colonias quedan rodeadas por las *grainstones* de ooides y oncooides (Fig. 8 a, c, d y e) con un contacto bastante neto; se observan ooides, de pequeño tamaño y peloides dentro de los huecos de los corales (Fig. 8 b, c y d) y en el interior de las tecas (Fig. 8 e) por lo que se puede asegurar que las colonias de corales fueron «enterradas» por las calizas oolíticas acabando con el crecimiento de los organismos y ocupando los huecos, tanto entre corales como dentro de los mismos, las partículas transportadas. En facies marginales a la colonia se pueden ver corales con envolturas micríticas (Fig. 8 f) que forman parte de la roca como aloquímicos, lo que indica que durante el depósito de dicha roca se destruían parcialmente las colonias de corales. Este hecho concuerda con la aparición de frecuentes colonias de corales que no están en posición de vida y facies bioclásticas donde abundan los restos de los mismos.

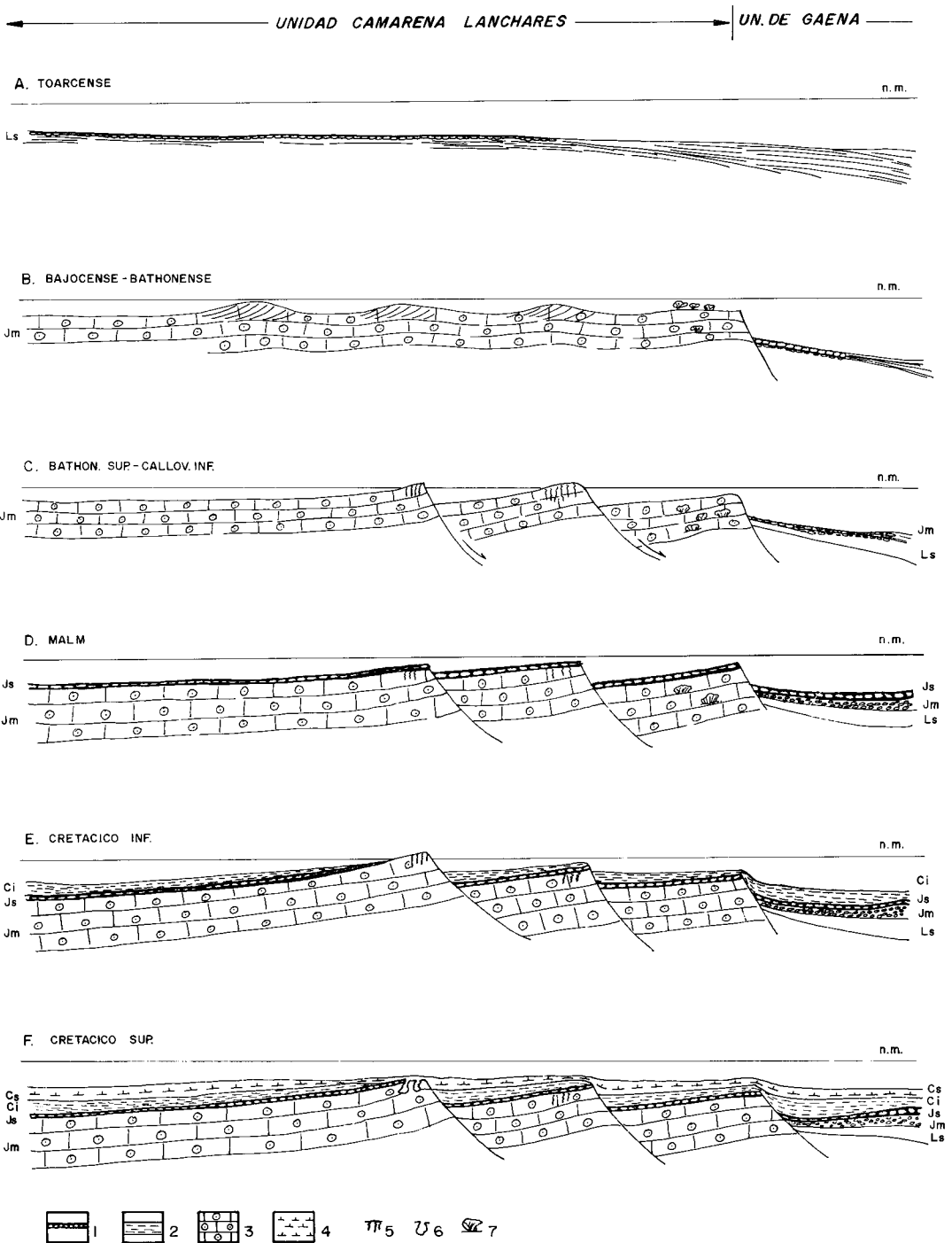


Fig. 5.-Reconstrucción hipotética simplificada y sin escala de la evolución de la cuenca sedimentaria (explicación en el texto).
 Leyenda: 1.-Calizas nodulosas de facies *ammonítico rosso*. 2.-Facies pelágicas (ritmitas de calizas micríticas y margas). 3.-Calizas oolíticas del Dogger. 4.-Fm. capas rojas del Cretácico superior. 5.-Diques neptúnicos con relleno de material pelágico del Calloviano y, localmente además, del Malm. 6.-Diques neptúnicos rellenos de material del Cretácico superior (incluido además el Albense superior). 7.-Corales.

En las proximidades de las colonias de corales representadas en las Figs. 3 y 4 pueden observarse estratificaciones cruzadas de gran escala (Fig. 6 f) en los términos inmediatamente superiores a la banda de concentración de colonias. Este hecho implica que el enterramiento de las colonias se hizo por la acción de corrientes de tracción que transportaban los ooides y oncooides.

En un trabajo anterior (Molina *et al.* 1984) se hacía una interpretación sobre la génesis de las colonias de corales en el contexto del depósito de las calizas oolíticas; dicha interpretación se mantiene, amplía y matiza en este trabajo. La sedimentación de las calizas oolíticas tuvo lugar en áreas de plataforma carbonatada con profundidades comprendidas entre 2 y 6 m. En estas condiciones se formaban cuerpos sedimentarios lenticulares que migraban lateralmente como los que Hine (1983) describe para materiales del Holoceno de las Bahamas. Una bajada relativa del nivel del mar dejaría al medio en unas condiciones en las que la energía fuese mucho menor, sin que pudieran actuar en él las corrientes y las olas; incluso pudo haber emersiones temporales de los materiales ya depositados. En estos episodios de descenso del nivel del mar se formarían niveles micríticos laminados con texturas fenestrales, niveles de calizas oncolíticas con matriz micrítica o simplemente se produciría la litificación de los materiales previamente depositados. En cualquiera de los casos el resultado sería la formación de un fondo duro sobre el que se inicia posteriormente la colonización por los corales. El final de la fase de crecimiento de las colonias de corales sería la vuelta a las condiciones de depósito iniciales, por una subida relativa del nivel del mar, y la reanudación de la sedimentación de las *grainstones* con ooides y oncooides. Lo primero que ocurriría, lógicamente, sería el relleno de los huecos que existieran tanto entre las colonias

como dentro de las mismas; a continuación se enterrarían en su totalidad las colonias de corales pasándose de nuevo al depósito de las calizas oolíticas. El proceso se repite varias veces dando lugar a diversas secuencias donde alternan niveles de corales, con niveles de calizas oolíticas sin corales (Molina *et al.* 1984, Fig. 2) las cuales a su vez forman parte de megasecuencias de escala decamétrica (Fig. 2 B) donde alternan episodios de varias secuencias simples, como los descritos, con otros de calizas oolíticas con estratificaciones cruzadas.

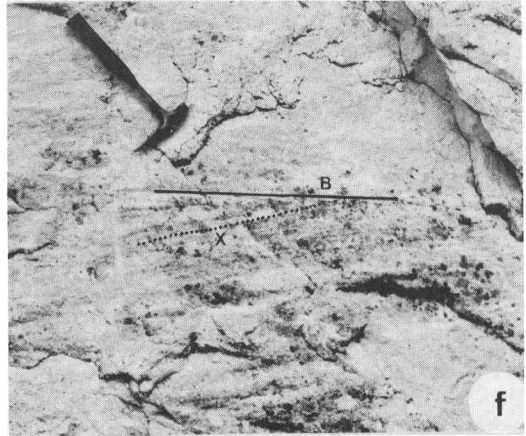
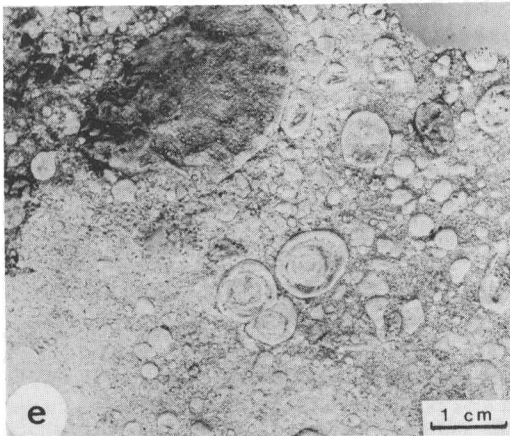
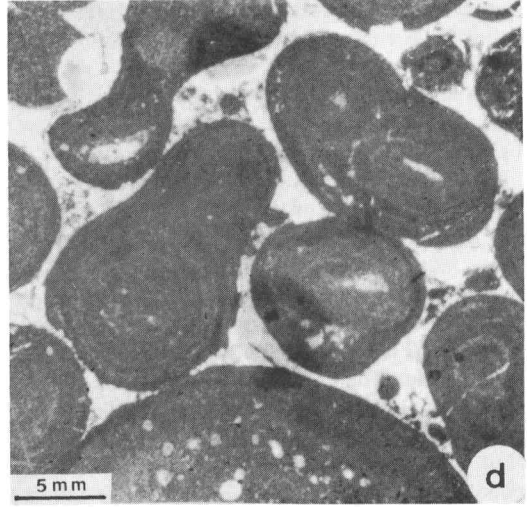
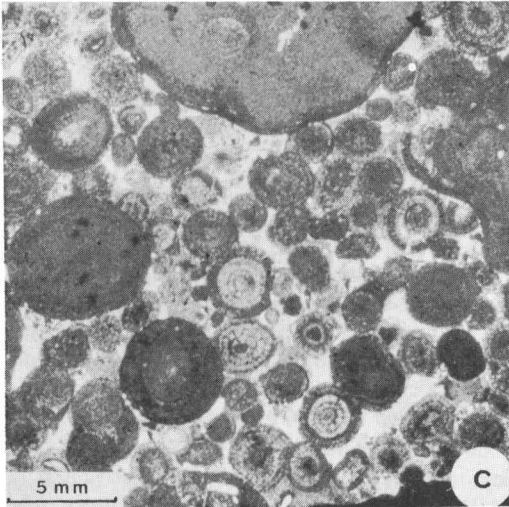
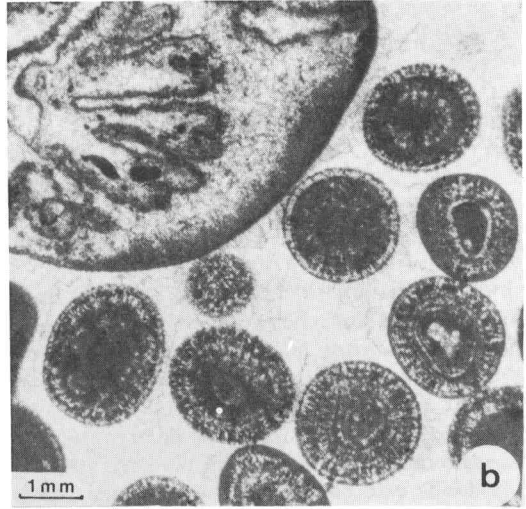
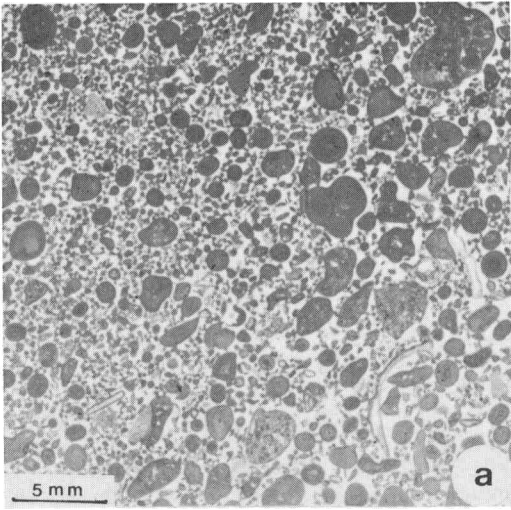
MORFOLOGIA Y CARACTERISTICAS DEL TECHO DE LAS CALIZAS OOLITICAS

El techo de las calizas oolíticas del Dogger muestra siempre rasgos propios de una discontinuidad estratigráfica, con morfología y características cambiantes de unos cortes a otros.

En numerosos sectores muestra un *hard-ground* con desarrollo desigual; se trata de una superficie endurecida por una litificación precoz y cubierta de óxidos de hierro. Las variaciones consisten en el mayor o menor desarrollo de las mineralizaciones, en la morfología de la propia superficie (plana o ligeramente erosiva) y en la existencia, o no, de niveles de condensación adosados a la propia superficie. Uno de los puntos donde mayor desarrollo alcanza el *hard-ground* es en las proximidades de la fuente de los Frailes (Sierra de Cabra) donde la superficie es ligeramente erosiva con cavidades poco profundas similares a las de tipo kárstico; esta superficie está cubierta por una costra de óxidos de hierro y sobre ella hay un estrato de caliza pelágica roja con abundante fauna de ammonites con concha, belemnites y dientes de peces, en cuyo seno se encuentran unos grandes nódulos de tipo oncolítico ferruginosos de hasta 4 cm de diámetro.

Fig. 6.—Microfacies y aspecto de campo de las calizas oolíticas del Dogger.

- a) Microfacies de una caliza formada por ooides y oncooides, con cemento esparítico; los oncooides (simples o compuestos) tienen mayor diámetro que los ooides.
- b) Ooides con textura concéntrica simétricos; se observa un bioclasto de coral con envoltura micrítica (cortóide según Flügel 1982).
- c) Detalle de una *grainstone* formada por oncooides y ooides. Los oncooides son del tipo I y III de la clasificación de Dahanayake (1977) y los ooides son esencialmente concéntricos; se observan algunos ooides claramente micritizados.
- d) Oncooides de tipo I y III (varios de ellos compuestos); se observan vacuolas de pequeño tamaño rellenas de esparita.
- e) Fotografía de campo de las calizas oncolíticas en la Sierra de Cabra.
- f) Estratificaciones cruzadas de las calizas oolíticas de la Sierra Gorda de Puente Genil, muy próxima a los afloramientos de las colonias de corales de las figuras 3 y 4.



En otros cortes no se observa claramente el *hard-ground* y lo que destaca en ellos (p. ej. Puente Genil) es la textura del último nivel de la formación carbonatada. Se trata de un nivel de caliza micrítica con textura fenestral (Fig. 2 B) que marca un mínimo en la profundidad del depósito calizo justo en el techo de la formación. A continuación se tiene una laguna estratigráfica que afecta al Calloviense y a la base del Oxfordense.

Otra variación es la referida al aspecto morfológico de las superficies de la discontinuidad, que en numerosos puntos es propio de un relieve kárstico, con morfología muy irregular. Debido a la intensa karstificación reciente de los materiales a veces es difícil de asegurar que se trate de un paleokarst; sin embargo hay casos donde esto es seguro ya que se tiene cavidades de morfología claramente kárstica que penetran en las calizas oolíticas y que están rellenas de calizas nodulosas del Malm o materiales más modernos.

En la Sierra de Cabra se han descrito diques neptúnicos por primera vez por Molina *et al.* (1983 b). En un trabajo más reciente (Vera *et al.* 1984) se estudian con carácter monográfico los diques neptúnicos de un total de 18 localidades distintas en la Sierra de Cabra. Definen dos tipos muy diferentes: el primero (Fig. 2 C), el más frecuente, es de fisuras y cavidades que penetran en las calizas oolíticas hasta un máximo de 20 m (normalmente menos de 8 m) que tienen relleno de caliza pelágica del Calloviense y más localmente, además, de materiales igualmente pelágicos del Malm. El segundo tipo (Fig. 2 D) corresponde a grandes bolsadas que penetran en las calizas oolíticas hasta 130 m, contando desde el techo de las mismas, con morfología claramente kárstica y con relleno de material marino pelágico del Cretácico superior (incluido el Albense superior).

DIQUES NEPTÚNICOS RELLENOS POR MATERIAL JURÁSICO

Se observan preferentemente en la parte meridional de la Sierra de Cabra (ver localización en fig. 1 de Vera *et al.* 1984) en especial en el arroyo Jarcas y en las proximidades de los cortijos de Bernabé y Navazuelo. Se pueden reconocer numerosos ejemplos de los tipos definidos por Wendt (1971): tipo S (paralelos a la estratificación) frecuentes en el arroyo Jarcas y

tipo Q (oblicuos a la estratificación) abundantes en los otros sectores.

El relleno de los diques es de calizas micríticas con abundantes fósiles y bioclastos (Fig. 9 e) entre ellos ammonites, secciones de belemnites, *aptychus*, braquiópodos y más localmente «protoglobigerinas». Esta litología del relleno contrasta fuertemente con la de la roca encajante de caliza oolítica (Fig. 9 f) tanto en el color (rosado el relleno y blanco la roca encajante) como en la textura y la microfacies. En lámina delgada se pueden observar con detalle las características del contacto entre la roca encajante y el relleno de la cavidad. En la Fig. 9 a, b y c se ve el carácter erosivo de la superficie y como ésta corta a los ooides; el relleno del dique presenta gran abundancia de restos de ammonites. En el campo se observan concentraciones de ammonites muy pequeños en los rellenos de los diques en especial los más superficiales (Fig. 2 C). En profundidad los diques reducen su tamaño y quedan limitados a rellenos de pequeñas fisurillas (Fig. 9 c) donde no penetran los ammonites dada su escasa dimensión.

Vera *et al.* (1984) describen diques neptúnicos ligados a rellenos de fracturas en las proximidades del cortijo de Bernabé que relacionan con una fase de fracturación acaecida al final del Bathonense, que afecta a toda la región produciendo un basculamiento de bloques, en relación con el cual tuvieron lugar, localmente, depósitos de brechas (Molina *et al.* 1983 b) sobre las que no se trata en este trabajo.

La fisuración que afectó al techo de las calizas oolíticas, previamente litificadas, marcó el inicio de la génesis de los diques neptúnicos. A partir de las fisuras se inician fenómenos de disolución que agrandan y cambian su morfología. Se producen disoluciones coincidentes con la superficie de estratificación que dan cavidades que al rellenarse constituyen los diques de tipo S. La morfología de las cavidades es similar a la kárstica por lo que muy probablemente la erosión fuese subaérea. Por el momento no se han observado espeleotemas en las paredes de los diques que pudieran confirmar el carácter subaéreo de la erosión. Sin embargo, en el seno de las calizas nodulosas de facies *ammonítico rosso* superiores, muy cerca de su base, si se han observado espeleotemas que indican emergencias posteriores, por lo que es muy probable que hubiese también emersión antes del inicio

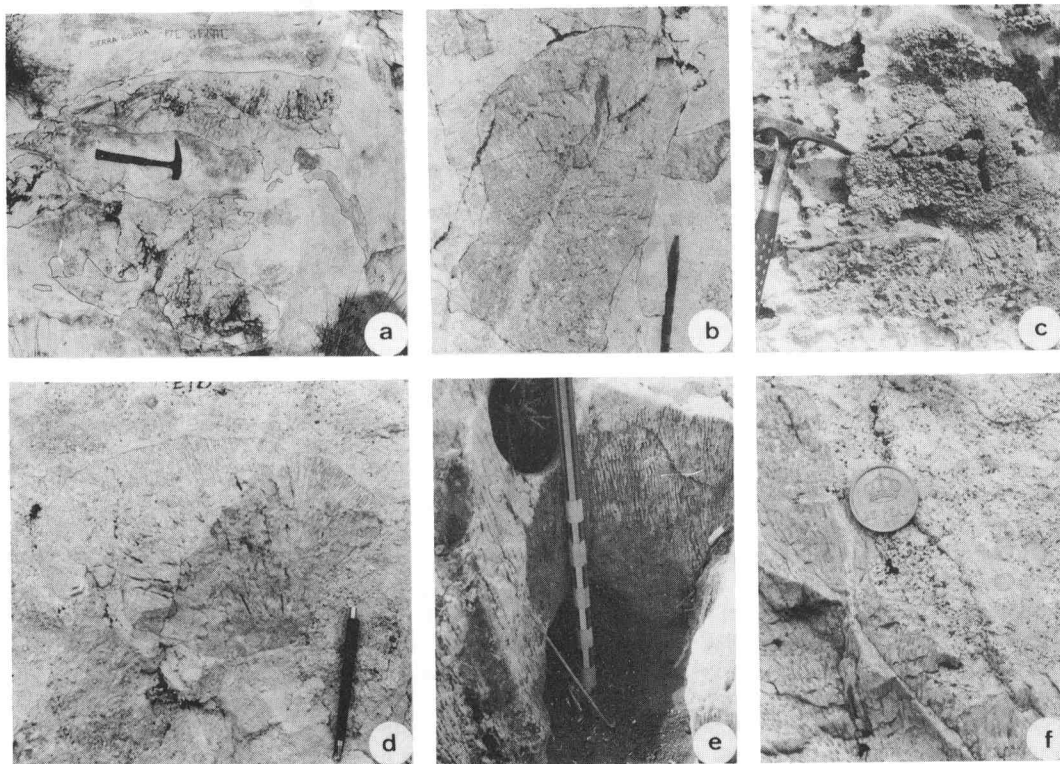


Fig. 7.—Fotografías de colonias de corales en el afloramiento de calizas oolíticas del Dogger en la Sierra Gorda de Puente Genil.
 a) Colonias de corales de tipo masivo de grandes dimensiones; el máximo alargamiento coincide con la estratificación.
 b) Colonia de coral en posición de vida envuelta por las calizas oolíticas y oncolíticas (corresponde a la cuadrícula D-8 de la figura 4).
 c) Colonia de coral esferoidal en posición de vida.
 d) Colonia de coral hemisférico de la cuadrícula E-15-16 (ver Fig. 4).
 e) Aspecto de las colonias de corales en superficies algo alteradas.
 f) Detalle del borde de una de las colonias de corales envuelta por las calizas oncolíticas.

del depósito de las mismas. Recuérdese al respecto que en algunos cortes el nivel superior de la formación de calizas oolíticas muestra características claramente mareales.

Fenómenos de este tipo y edad han sido descritos en otros puntos de la cordillera (Martín-Algarra *et al.* 1983; Seyfried 1979). En los Cárpatos para edades algo más modernas Misík (1979) describe ejemplos espectaculares de diques neptúnicos que penetran en calizas arrecifales infrayacentes.

DIQUES NEPTÚNICOS CON RELLENO DE MATERIAL CRETÁCICO

Los mejores ejemplos se pueden observar inmediatamente al sur de las localidades de Luque y Zuheros, en la parte septentrional de Sie-

rra de Cabra, en las proximidades de la Fuente del Espino.

Se trata de cavidades con morfología claramente kárstica de grandes dimensiones, de hasta 130 m de profundidad (medida desde el techo de las calizas oolíticas) y anchuras que pueden superar los 25 m. Son grandes bolsadas rellenas mayoritariamente por material pelágico del Cretácico superior (incluido, además, el Albense superior), con alto contenido en foraminíferos planctónicos. Los niveles que fosilizan el contacto de la discontinuidad estratigráfica, en el techo de las calizas oolíticas, han suministrado microfauna de *Planomalina buxtorfi* (Gandolfi) del Albense superior lo que permite decir que la reanudación de la sedimentación tuvo lugar en este tiempo. Es más que probable que el relleno de los diques se iniciara en este

momento, e incluso antes, como en el caso que González-Donoso *et al.* (1983) describen para el Penibético. Localmente aparecen, además, materiales del Malm con facies *ammonítico rosso* lo que implica que la génesis de estos diques neptúnicos tuvo lugar en dos fases superpuestas; quiere esto decir que los diques se pudieron formar en una etapa de erosión, con emersión, anterior al Cretácico superior pero que la erosión se produjera a partir de diques de la primera generación, agrandándolos de manera notable, pero conservando, al menos, parte del relleno anterior.

INTERPRETACION GENETICA

El conjunto de los datos anteriormente expuestos, así como las interpretaciones genéticas parciales que se acaban de realizar sobre los materiales y sobre la morfología de la superficie de estratificación, nos permite hacer una interpretación genética global en el contexto de la evolución del margen continental.

La presencia de colonias de corales en posición de vida es una prueba indiscutible del origen marino somero de las calizas oolíticas del Dogger. La presencia, además, de estratificaciones cruzadas de gran escala en amplios sectores implica la acción de importantes corrientes de tracción en el fondo, argumento igualmente importante a favor del origen marino somero. La morfología lenticular, deducida para los cuerpos rocosos de las calizas oolíticas y los bancos de crinoides, es comparable con la descrita por Hine (1983) en Las Bahamas para materiales formados a una profundidad de 2 a 6 m. La implantación de las colonias de corales implica una interrupción en el proceso de formación de los ooides, que se interpreta como ligado a bajadas relativas del nivel del mar (Molina *et al.* 1984) quedando en condiciones mareales con menos de 2 m de profundidad e in-

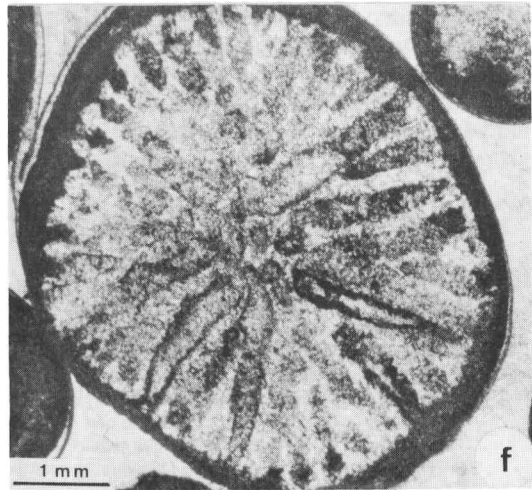
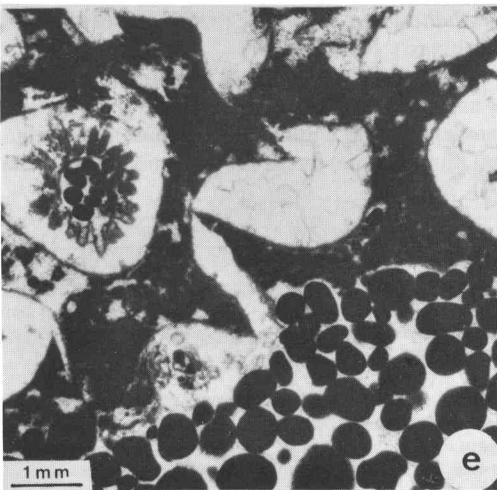
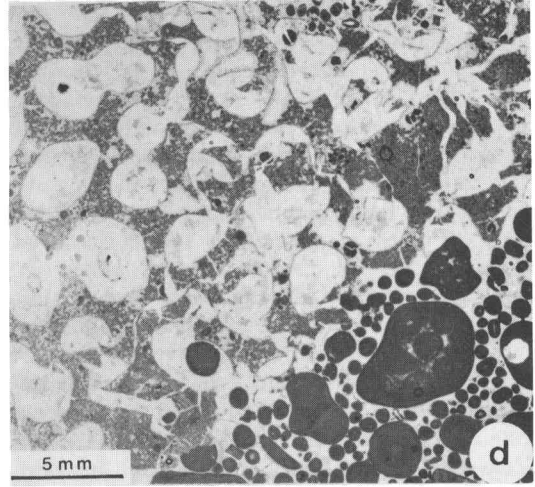
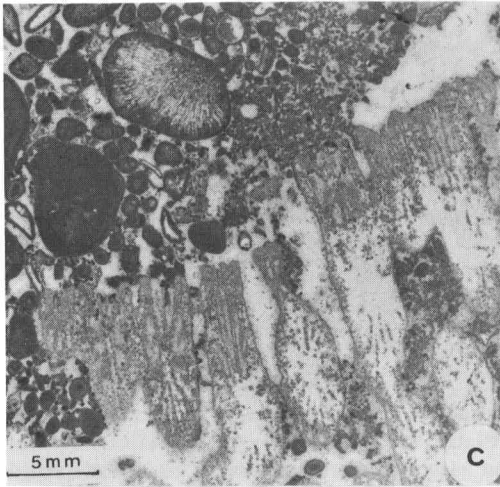
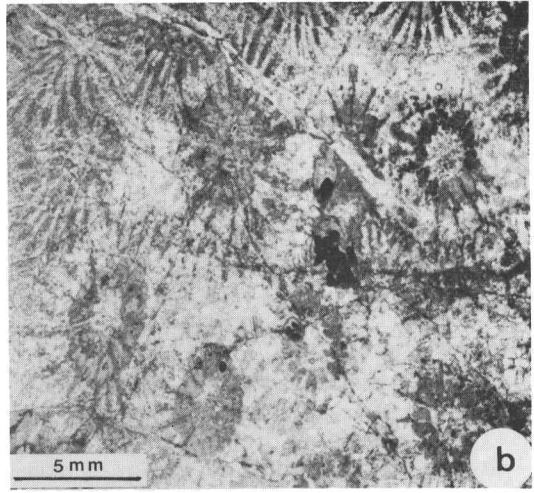
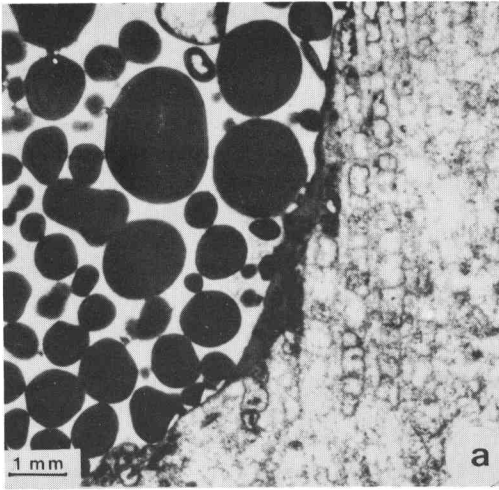
cluso con áreas parcialmente emergidas. Tras el endurecimiento del fondo se inicia la colonización por parte de los corales, que se interrumpe cuando se reanudan las condiciones iniciales del depósito tras una subida relativa del nivel del mar. Las fluctuaciones relativas del nivel del mar se deben, especialmente, a la alternancia de episodios de estabilidad y de subsidencia en la cuenca, que a su vez pueden estar relacionados con movimientos de fallas lítricas que afecten al margen continental.

Es, por tanto, evidente que el depósito de las calizas oolíticas del Dogger de la Unidad del Camarena-Lanchares (Subbético externo) tuvo lugar en condiciones de plataforma marina somera con escasa profundidad (2 a 6 m) y con episodios aún más someros e incluso con emersiones temporales y locales. Al final de la sedimentación en la región de Puente Genil se produce una emersión que queda reflejada en un nivel de calizas micríticas laminadas con textura fenestral. En toda la región se produce una interrupción sedimentaria que da lugar a una laguna estratigráfica que en general afecta al Calloviense y Oxfordense basal; sólo aparecen materiales de esta edad en niveles condensados adosados a los *hard-grounds* o en el relleno de los diques neptúnicos. No hay pruebas definitivas para asegurar que en la Sierra de Cabra hubiese emersión durante esta interrupción sedimentaria, pero la morfología kárstica de los diques como localmente de la propia superficie de contacto casi permiten confirmarlo. El hecho de que en umbrales más meridionales de esta misma cuenca sedimentaria, hubiese emersiones en esta edad (Martín-Algarra *et al.* 1983) es otro argumento importante a favor de que aquí hubiese ocurrido.

Lo que sí tuvo lugar fue una fase de fracturación (Vera *et al.* 1984) que afectó a los materiales del Dogger y produjo una red de fisuras en el techo de los mismos que estarían previamente

Fig. 8.—Microfacies de las colonias de corales y de su relación con las calizas oolíticas que las envuelven.

- a) Borde de una colonia de coral envuelta por oncoides que forman una *grainstone*.
- b) Aspecto en lámina delgada de las colonias de corales de tipo masivo; obsérvese en el centro de la fotografía ooides rellenando huecos.
- c) Detalle del borde de una colonia de corales y de los rellenos de huecos por ooides de pequeño tamaño y peloides. En la caliza superior se observan cortoides formados a partir de bioclastos de corales.
- d) Microfacies de un borde de una colonia de corales del tipo b referido en el texto y de los rellenos de sus huecos por ooides.
- e) Detalle del contacto entre la colonia de corales y las calizas oolíticas, así como del relleno de las tecas por ooides y peloides.
- f) Coral rodado con envoltura micrítica que se encuentra en las calizas oolíticas próximas a las colonias de corales.



litificados. A partir de las fisuras, en la fase de erosión posterior, se forman las cavidades de los diques neptúnicos. Cuando se reanuda la sedimentación, de características pelágicas, los primeros depósitos tienen lugar en el seno de dichas cavidades y una vez rellenas éstas se fosiliza el contacto como así describieran para otras regiones de esta cordillera González-Donoso *et alt.* (1983). La historia sedimentaria tiene una recurrencia al producirse una segunda fase (tal vez más) de génesis de diques que son los que se rellenan por materiales del Cretácico superior con morfología claramente kárstica, con lo que hay que aceptar una nueva fase de emersión (ésta segura) durante algún momento del Cretácico inferior.

Otro hecho incontestable es que los materiales marinos someros (calizas oolíticas del Dogger) se intercalan entre materiales de facies pelágicas. Esto significa que hay una secuencia de somerización (*shallowing-upward*) que termina con emersión a final del Dogger. Es evidente que estas secuencias se pueden explicar más fácilmente cuando los materiales pelágicos infrayacentes fuesen poco profundos. No hay argumentos a favor de una gran profundidad del depósito de estos materiales y solo por comparaciones con sedimentos actuales afines es usual que entre los investigadores de dominios alpinos se les considere como relativamente profundos (más de 1.000 m). Diversos investigadores han cuestionado estas profundidades para los sedimentos pelágicos del Jurásico de esta cordillera (Seyfried 1979; Ruiz-Ortiz 1980; Vera 1981) y han considerado que el depósito pudo tener lugar a profundidades inferiores (o muy inferiores) a los 1.000 m. Farinacci *et alt.* (1981) plantean un modelo alternativo para explicar la sedimentación pelágica jurásico-cretácica en los Apeninos considerando que las profundidades son muy reducidas y que el carácter pelágico viene marcado por la lejanía del conti-

nente y escasez de aportes más que por la batimetría.

Los materiales infrayacentes a las calizas oolíticas del Dogger, en el área aquí estudiada, son de una parte la ritmita de calizas micríticas y margas del Domerense y, de otra, los materiales de facies *ammonítico rosso* del Toarcense. Braga *et alt.* (1981) han estudiado materiales semejantes a estos últimos en otros sectores de la cordillera y consideran que su depósito pudo ser poco profundo (algunos centenares de metros). Pensamos que estos sedimentos pelágicos infrayacentes fuesen depósitos que, no hubiesen superado los 500 m de profundidad o incluso menos, por lo que la implantación de la plataforma marina somera sobre ellos es más fácilmente explicable.

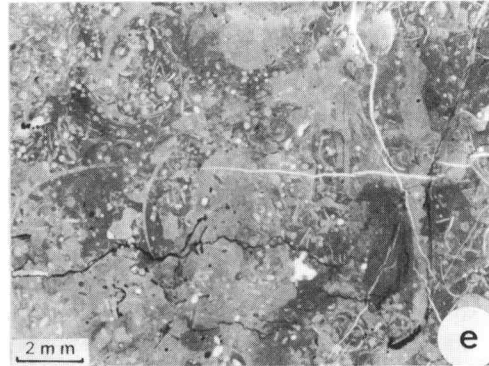
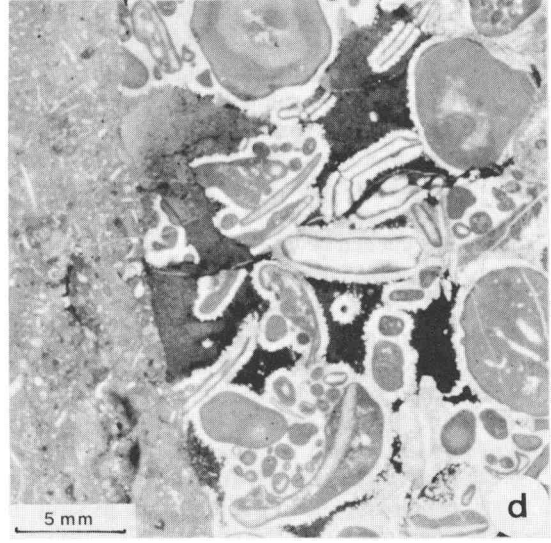
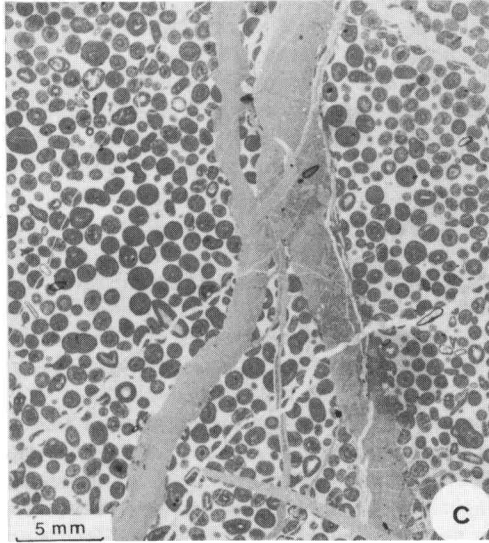
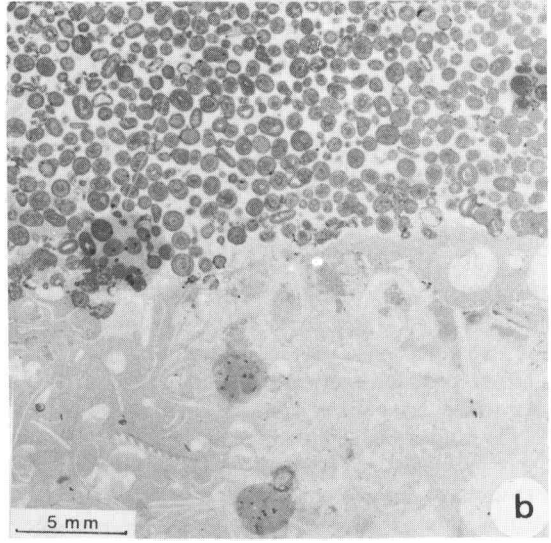
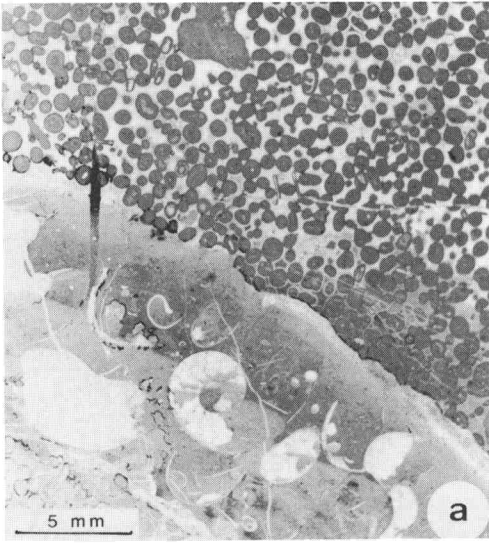
Si ordenamos en el tiempo los distintos fenómenos acaecidos y los emplazamos lateralmente de una manera lógica podremos elaborar un gráfico de la evolución genética en el contexto del margen continental, como el de la Fig. 5. Dicha figura, sin escala vertical, representa de manera esquemática la posición relativa de los materiales en la horizontal. Un gráfico más fiable tendría que ser tridimensional haciendo previamente la reconstrucción palinspástica. En la figura no se tienen en cuenta los depósitos de brechas de la Loma de las Piedras tratados por Molina *et alt.* (1983 b) por el carácter local de los mismos.

La historia sedimentaria comienza en el Toarcense (Fig. 5 A) cuando la sedimentación pelágica domina en todo el Subbético externo, con cambios laterales desde áreas con depósito de materiales de facies *ammonítico rosso* a otras donde se forma la ritmita de las calizas micríticas y margas.

Al iniciarse el Dogger se implanta una plataforma carbonatada somera en el área correspondiente a la Unidad del Camarena-Lanchares, mientras que hacia el sur (Unidad de Gaena

Fig. 9.—Diques neptúnicos en el seno de las calizas oolíticas del Dogger, rellenos de material pelágico del Calloviense (a veces, además, del Malm) correspondientes a la Sierra de Cabra.

- a y b) Detalles del contacto entre la caliza oolítica (roca encajante) y las calizas pelágicas que rellenan el dique; obsérvese la gran cantidad de ammonites en la caliza pelágica.
- c) Diques neptúnicos de pequeño tamaño.
- d) Detalle de un borde de un dique donde se observan efectos de disolución en el cemento esparítico de la roca encajante. El relleno es de caliza pelágica con «protoglobigerinas» del Oxfordense.
- e) Microfacies de la caliza pelágica que rellena los diques neptúnicos.
- f) Muestra pulida donde se observa el contacto entre la roca encajante (caliza oolítica) y el dique neptúnico. Se observa granuloclasificación de los ooides en la roca encajante.



y equivalentes) la sedimentación sigue siendo pelágica. El límite paleogeográfico entre ambas unidades podría ser una fractura como se indica en la Fig. 5.

Durante el Dogger (Fig. 5 B) tiene lugar la sedimentación de las calizas oolíticas en un medio clásico de plataforma carbonatada en la que local y temporalmente se forman episodios de colonias de corales y niveles oncolíticos. Al final del Bathonense, tras una litificación de los materiales, se produce la fracturación de la plataforma dando bloques basculados cuyas partes más elevadas pudieron quedar emergidas. En ellas se produce erosión y se forman cavidades dentro de las calizas oolíticas, las cuales una vez reanudada la sedimentación, con características pelágicas, se rellenan formando los diques neptúnicos. La erosión se inicia a partir de las fisuras que se habían formado en la fase de fracturación anteriormente citada; por su parte la reanudación de la sedimentación debería ocurrir tras una subida relativa del nivel del mar.

En el Jurásico superior la sedimentación fue pelágica en todo el dominio (Fig. 5 D) quedando totalmente fosilizados los diques neptúnicos por las calizas nodulosas de facies *ammonítico rosso*. La sedimentación tiene lugar en su conjunto en un contexto de umbral poco subsidente dentro de la cuenca sedimentaria.

Durante el Cretácico inferior hubo emersiones temporales de algunas áreas (Fig. 5 E) y durante las mismas se produce un relieve de tipo kárstico, formándose grandes cavidades que durante la sedimentación del Cretácico superior (Fig. 5 F) se rellenan formando así la segunda generación de diques neptúnicos.

En definitiva se trata de un área dentro del margen continental poco profunda en general como las que proponen Farinacci *et al.* (1981) para los Apeninos y Vera (1981, 1984 b) para las Cordilleras Béticas. En ella se implanta la plataforma carbonatada ocupando una parte de la cuenca que anteriormente era de características pelágicas. En la bibliografía se pueden encontrar ejemplos de facies carbonatadas someras del Dogger sobre materiales pelágicos del Lias superior, en áreas relacionadas con márgenes continentales no muy lejanos, durante el depósito, del margen de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Este es el caso de la formación Candeiros al oeste de Portugal (Wright y Wilson 1984). En el Rif meridional Faugeter (1982) describe materiales carbonatados y detri-

tos muy someros del Dogger sobre materiales pelágicos «profundos». En Argelia occidental Elmi (1982, Fig. 6) observa fenómenos de acreción locales de una plataforma carbonatada del Dogger, a partir de un horst, de manera que sobre los materiales del Lias superior pelágico, con *Zoophycos*, encuentra calizas oolíticas («dunas oolíticas») y calizas arrecifales. Por último en el Alto Atlas, al sur de Marruecos, Stanley (1981) estudia una secuencia somerizante (*shoaling-upward*) que empieza en materiales de facies pelágicas con *Zoophycos* del Aalenense-Bajocense y termina con calizas arrecifales de corales y algas del Dogger.

CONCLUSIONES

Las calizas oolíticas del Dogger de la Unidad del Camarena-Lanchares (Subbético externo) en la provincia de Córdoba son claramente materiales de facies marina somera. Se localizan intercalados entre materiales de facies pelágicas, y forman con respecto a los infrayacentes (Lias superior) una secuencia de somerización que termina con una fase de emersión al final del Dogger. No se trata, por tanto, de materiales redepositados como los descritos para las calizas oolíticas del Dogger de otros dominios alpinos mediterráneos (Bosellini *et al.* 1981; Alvaro *et al.* 1983), ni tampoco de turbiditas calcáreas como las del Jurásico superior del dominio intermedio estudiadas por Ruiz-Ortiz (1983) o, las del Toarcense-Aalenense del oeste de Portugal (Wright y Wilson 1984).

En el techo de las calizas oolíticas se observan diques neptúnicos rellenos de material pelágico. En unos casos el relleno es de caliza pelágica rosada del Calloviense (y a veces además de parte del Malm) con ammonites, y en otros es de calizas margosas y margas del Cretácico superior con una gran abundancia de foraminíferos planctónicos. Se trata de dos generaciones de diques neptúnicos que implican dos fases de erosión, una de ellas con seguridad en ambiente subaéreo con formación de cavidades y relleno posterior.

Se insiste en la idea de que los materiales pelágicos tanto infrayacentes como suprayacentes a estas calizas oolíticas no sean de grandes profundidades sino que en cualquiera de los casos su depósito se hubiese hecho por encima de la isobata de los 1.000 m y con frecuencia bastante más somero.

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer al Dr. García-Hernández, del Departamento de Estratigrafía de la Universidad de

Granada las dataciones de la microfauna y sus comentarios en la interpretación de las microfacies.

BIBLIOGRAFÍA

- Alvaro, M., Barnolas, A., del Olmo, P. y Simó, A. (1983).—Depósitos de talud carbonático en el Dogger de la Sierra de Artá. Mallorca. *X. Congreso Nacional de Sedimentología Mahón*, 4, 10-12.
- Azema, J., Foucault, A., Fourcade, E., García-Hernández, M., González-Donoso, J. M., Linares, A., Linares, D., López-Garrido, A. C., Rivas, P. y Vera, J. A. (1979).—*Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Secret. Publ. Univ. Granada, 83, pp. 46 láms.
- Bosellini, A., Masetti, D. y Sarti, M. (1981).—A jurassic «Tongue of the ocean» infilled with oolitic sands: The Belluno trough, Venetian Alps, Italy. *Marine Geology*, 44, 59-95.
- Braga, J. C., Comas, M. C., Delgado, F., García-Hernández, M., Jiménez, A., Linares, A., Rivas, P. y Vera, J. A. (1981).—The Liassic Rosso Ammonitico facies in the Subbetic Zone (Spain). Genetic consideration. In: A. Farinacci y S. Elmi (Ed.). *Proceeding Rosso Ammonitico Symposium*. Roma, 1980. Tecnoscienza, 61-76.
- Busnardo, R., Enay, R. y Geyssant, J. (1971).—Le Jurassique de la Fuente de los Frailes (Cabra, Andalusie), Biostratigraphie Sommaire. *Cuad. Geol. Iber.*, 2, 273-280.
- Dahanayake, K. (1977).—Classification of oncoids from the Upper Jurassic carbonates of the French Jura. *Sedimentary Geology*, 18, 337-353.
- Elmi, S. (1982).—L'évolution des monts de Rhar-Roubane (Algérie occidentale) au début du Jurassique. Livre Jubilaire G. Lucas: Géologie Sedimentaire. *Mém. Géologiques Univ. Dijon*. 401-412.
- Farinacci, A., Mariotti, N., Nicosia, U., Pallini, G. y Schiavinotto, F. (1981).—Jurassic sediments in the Umbro-Marchean Appenines: An alternative model. In: A. Farinacci y S. Elmi (ed.). *Proceeding Rosso Ammonitico Symposium*. Roma 1980. Tecnoscienza, 355-398.
- Faugeres, J. C. (1982).—La sédimentation jurassique sur la plate-forme continentale nord-ouest africaine (Maroc), témoin de l'évolution des bassins atlantique et mésogéen. Livre jubilaire G. Lucas. Géologie Sedimentaire. *Mém. Géologiques Univer. Dijon*. 413-423.
- Flügel, E. (1982).—*Microfacies analysis of limestones*. Springer-Verlag, Berlín. 633 pp.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A. C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J. A. (1980).—Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geol. Mijnbouw*, 59, 155-168.
- González-Donoso, J. M., Linares, D., Martín-Algarra, A., Rebollo, M., Serrano, F. y Vera, J. A. (1983).—Discontinuidades estratigráficas durante el Cretácico en el Penibético (Cordillera Bética). *Estudios Geológicos*, 39, 71-116.
- James, N. P. (1983).—Reef environments In: P. A. Scholle, D. G. Bebout y C. M. Moore (Eds.). *Carbonate Depositional Environments*. A.A.P.G. Mem, 83, 345-440.
- Hine, A. C. (1977).—Lily Bank, Bahamas: History of an active oolite sand shoal. *J. Sediment. Petrol.* 47, 1.554-1.581.
- (1983).—Relict sand bodies and bedforms of the Northern bahamas: Evidence of extensive early Holocene sand transport. In: T. M. Peryt (Ed.). *Coated grains*, Springer-Verlag, 116-131.
- Martín-Algarra, A., Checa, A., Olóriz, F. y Vera, J. A. (1983).—Un modelo de sedimentación pelágica en cavidades kársticas: La Almola (Cordillera Bética). *X Congreso Nacional de Sedimentología*. Mahón, 3, 21-25.
- Misik, M. (1979).—Estudio sedimentológico de las microfacies en el Jurásico del Klippe de Vrsatec (diques neptúnicos, facies arrecifales del Oxfordense). «En eslovaco, con resumen en inglés». *Zapadne Karpaty ser. geologie*, 5, 7-56.
- Molina, J. M., Ruiz-Ortiz, P. A. y Vera, J. A. (1983 a).—Algunos tipos de calizas oolíticas del Dogger de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. *X Congreso Nacional de Sedimentología*. Mahón, 3, 26-29.
- , — y — (1983 b).—Discontinuidades sedimentarias y procesos relacionados en el Jurásico medio-superior-Cretácico de la Sierra de Cabra (Subbético externo, Cordilleras Béticas). *X Congreso Nacional de Sedimentología*. Mahón, 5, 12-17.
- , — y — (1984).—Colonias de corales y facies oncólíticas en el Dogger de las Sierras de Cabra y Puente Genil (Subbético externo, provincias de Córdoba). *Estudios geológicos*, 40, 000-000.
- Richter, D. K. (1983).—Carbonate ooids: A synopsis. In: T. M. Peryt (Ed.). *Coated grains*. Springer-Verlag, 71-99.
- Ruiz-Ortiz, P. A. (1980).—*Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades intermedias (entre Castril -prov. de Granada- y Jaén)*. Tesis Univ. Granada. 272 pp.
- (1982).—Estratificaciones cruzadas de gran escala en las calizas oolíticas de la Formación Jabalcuz (Dogger). Dominio intermedio. Cordilleras Béticas. *Acta Geológica Hispánica*, 17, 271-275.
- (1983).—A carbonate submarine fan in a fault-controlled basin of the Upper Jurassic, Betic Cordillera, Southern Spain. *Sedimentology*, 30, 33-48.
- Sanz de Galdeano, C. (1973).—*Geología de la transversal de Jaén-Frailes (Provincia de Jaén)*. Tesis Univ. Granada. 274 pp.
- Seyfried, H. (1979).—Ensayo sobre el significado paleogeográfico de los sedimentos del Jurásico de las Cordilleras Béticas orientales. *Cuader. Geol. Univ. Granada*, 10, 317-348.
- Stanley, R. G. (1981).—Middle Jurassic Shaling of the Central high Atlas Sea Near Rich, Morocco. *J. Sediment. Petrol.* 51, 895-907.
- Vera, J. A. (1981).—Correlaciones entre las Cordilleras Béticas y otras cordilleras alpinas durante el Mesozoico. In: *Programa Internacional de Correlación Geológica*. P.I.C.G., Real Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat. Madrid, 2, 125-160.
- (1984 a).—Discontinuidades estratigráficas en materiales pelágicos: caracterización, génesis e interpretación. *I. Congreso Español de Geología*. Segovia, 3, 109-122.
- (1984 b).—Aspectos sedimentológicos en la evolución de los dominios alpinos mediterráneos durante el Mesozoico, Libro homenaje a Luis Sánchez de la Torre. *Publicaciones de Geología*, 20, 25-54.

- , Molina, J. M. y Ruiz-Ortiz, P. A. (1984).—Discontinuidades estratigráficas, diques neptúnicos y brechas sinsedimentarias en la Sierra de Cabra (Mesozoico, Subbético externo). Libro Homenaje a Luis Sánchez de la Torre. *Publicaciones de Geología*, 20, 141-162.
- Wendt, J. (1971).—Genese und fauna submarine spaltenfüllungen in Meditternean Jura. *Palaeontographia A*, 136, 122-192.
- (1976).—Submarine spaltenfüllungen. *Zbl. Geol. Paläont. Teil. II*, 245-251.
- Wright, J. y Wilson, R.C.L. (1984).—A carbonate submarine fan sequence from the Jurassic of Portugal. *J. Sediment. Petrol.*, 54, 394-412.