

les marginales), corresponde, en realidad, a dos Unidades genéticas diferentes (U_1 y U_2).

La datación detallada de estas UTS no es posible actualmente, ya que tan sólo se conoce un yacimiento con fauna atribuida al Aquitaniense en las proximidades del área (yacimiento de Ayerbe, estudiado por Crusafont y Pons, 1969), cuya situación estratigráfica corresponde a los conglomerados superiores de Riglos según Puigdefábregas (1975) y, por consiguiente, a la megasecuencia superior de la UTS U_1 .

Relaciones tectónica-sedimentación

La evolución secuencial de las UTS es una respuesta a la variación de la actividad tectónica: las megasecuencias granocrecientes representan momentos de diastrofismo acelerado, durante los cuales progresa el plegamiento antiformal del cabalgamiento frontal pirenaico y se generan sucesivas unidades cabalgantes. Las megasecuencias gra-

nodecipientes representan una actividad tectónica decelerada, durante la cual se inicia la fosilización de las unidades cabalgantes previamente generadas.

Considerando la evolución estructural del área (Barbed *et al.*, 1988; Pocoví *et al.*, en este volumen) se puede establecer la siguiente secuencia temporal desde el Oeste hacia el Este:

- Entre Fuencalderas y Agüero la unidad cabalgante de San Felices es fosilizada por la UTS C_2 .
- Entre Agüero y Riglos la unidad cabalgante de Punta Común es fosilizada por la UTS U_1 .
- De Riglos hacia el Este, las distintas escamas de la unidad de Riglos van siendo fosilizadas por la megasecuencia superior de la UTS U_1 y por la UTS U_2 .

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado dentro del Proyecto nº 0826/84 de la CAICYT.

C. Arenas es becaria del Consejo Asesor de Investigación de la Diputación General de Aragón.

Referencias

- Berbed, F.; Martínez, M. B.; Millán, H.; Navarro, J. J. y Pocoví, A. (1988): *Symp. Geol. Pyrenees and Betics*, abstr., pp. 71.
- Crusafont, M. y Pons, J. M. (1969). *Acta Geol. Hisp.*, 4 (5), 124-125.
- González, A.; Pardo, G. y Villena, J. (1988): *XII Congr. Geol. España.*, Simposios, 175-184.
- Hirst, J. P. P. y Nichols, G. J. (1986): *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 8, 247-258.
- Pocoví, A.; Millán, H.; Navarro, J. J. y Martínez, M. B. (1990): *Geogaceta*, 8.
- Puigdefábregas, C. (1975): *Pirineos*, 104, 188 pp.
- Soler, M. y Puigdefábregas, C. (1970): *Pirineos*, 96, 5-20.

Recibido el 1 de febrero de 1990
Aceptado el 23 de febrero de 1990

La Formación Marín: redepósito de material jurásico durante el Mioceno (zona Subbética)

J. Rey**, J. Martínez-Gallego* y J. A. Vera*

* Dpto. Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada.

** Escuela Universitaria Politécnica. 23700 Linares (Jaén).

ABSTRACT

An important volume about resedimented materials during the Burdigalian has been confused with the oolite Dogger even today. This article determines the Marín Formation, lithostratigraphic unit that includes this rocks. It will be characterized by the prevalence of the conglomeratic beds (A facies), with planktonic foraminifera in the matrix.

Key words: *resedimented materials; Burdigalian; Subbetic zone.*

Geogaceta, 8 (1990), 94-96.

Introducción

El Subbético Interno, en el sector oriental de la cordillera, al Norte de Zarcilla de Ramos (provincia de Murcia), se caracteriza por presentar un potente Dogger oolítico y un Malm, de espesores muy reducidos, con facies de calizas nodulosas.

En la vertiente sur de la Sierra del Almirez, las calizas oolíticas presentan una particularidad: muestran un aspecto brechoide, en la que los cantos aparecen rodeados por matriz mar-

gosa de colores verdosos. La superficie de corte en las canteras permiten su observación neta. Un estudio de la microfauna de esta matriz revela datos sorprendentes: este conjunto, cartografiado como jurásico (Baena, 1972) es, sin embargo, del Mioceno. Las considerables potencias, más de cien metros, y la importancia tectosedimentaria de estos materiales, hace inevitable englobarlos dentro de una nueva unidad litoestratigráfica.

En este trabajo, además de describir las características de esta nueva

formación, y esbozar su génesis, se quiere plantear la posibilidad que materiales del Mioceno Inferior-Medio, tan problemáticos y mal conocido en nuestra cordillera, pudieran aparecer bajo facies que nos recuerden otra edad, y por tanto, cartografiados como tales, como ya apuntaron Roldán-García y García Cortés (1988).

Formación Marín

Esta nueva unidad litoestratigráfica recibe su nombre de las canteras

Marín, situadas en los alrededores de la Piedra del Almirez, donde se explota como roca ornamental. Es aquí donde estos materiales alcanzan las mayores potencias, donde se reconocen con más claridad sus facies y donde se observan mejor las estructuras sedimentarias, en gran parte debido a la explotación en canteras.

La base de la Formación aparece en contacto mecánico con la Formación Camarera (Molina, 1987), mediante una falla. Esta fractura puede seguirse en cartografía (fig. 1A) algunos kilómetros.

En el labio levantado de la falla, las calizas oolíticas del Dogger (Fm. Camarena) presentan una red de fisuras y bolsadas rellenas por margas y margocalizas, cuya escasa fauna no ha permitido determinar la edad del relleno.

En el labio hundido, aparece la Fm. Marín, constituida básicamente por una megabrecha de cantos centimétricos de calizas oolíticas del Dogger. En ocasiones se intercalan peque-

ras y bolsadas rellenas por margas y margocalizas, cuya escasa fauna no ha permitido determinar la edad del relleno.

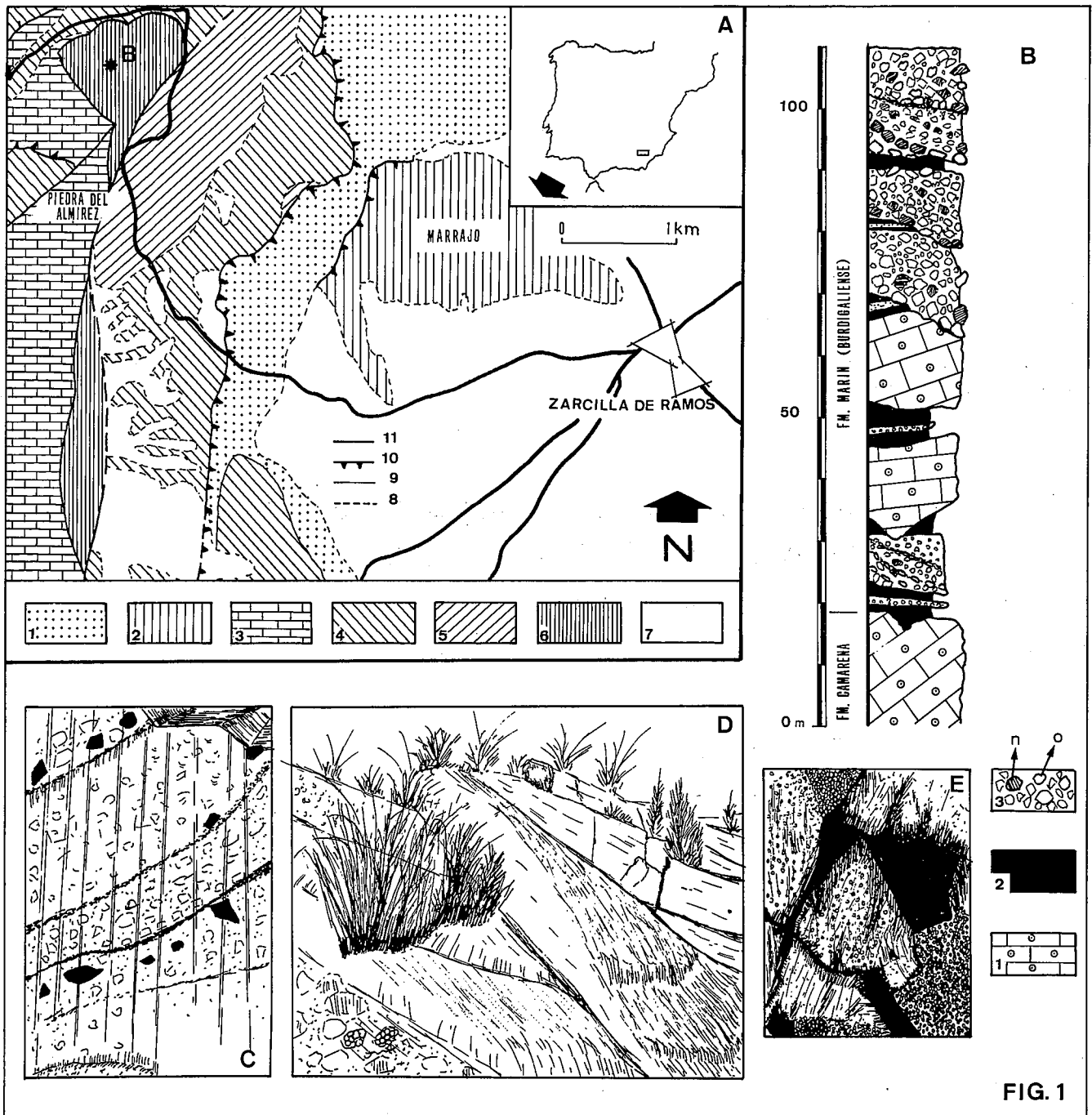


Fig. 1.—A) Cartografía geológica del sector estudiado. 1. Triás. 2. Jurásico (Unidad del Marrajo, Subbético Medio). 3. Dogger oolítico (Unidad del Almirez, Subbético interno). 4. Cretácico. 5. Terciario calcarenítico. 6. Formación Martín (Burdigaliense). 7. Cuaternario. 8. Contacto concordante. 9. Contacto mecánico. 10. Cabalgamiento. 11. Falla. B) Columna estratigráfica sintetizada de la Formación Marín. 1. Dogger oolítico (Fm. Camarena). 2. Margas con fauna planctónica del Burdigaliense. 3. Brecha constituida por cantos de caliza oolítica (a) y calizas nodulosa roja del Malm (b). C) Corte en una cantera en el que se puede observar un buzamiento aparente de la formación. Los cantos oscuros representan las calizas nodulosas del Malm. D) Formación Marín a partir de una fotografía de campo. E) Detalle del contacto entre cantos y matriz.

ños niveles ricos en cantos de calizas nodulosas rojas, con microfacies características del Jurásico Superior. La matriz margosa de la brecha suele ser escasa, por lo que sistemáticamente los cantos soportan el sedimento. Esta matriz contiene abundantes foraminíferos planctónicos (fig. 2). Los levigados efectuados en ella han permitido identificar: *Globigerinita dissimilis* (Cushman y Bermúdez), *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr y Collins), *Globigerina venezuela* Herberd y *Globigerinoides tribulus* (Reuss) en la base de la formación y, en otras muestras, la asociación: *Globigerinoides sicanus* de Setefani, *Globoquadrina altispira* (Cushman y Jarvis), *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr y Collins), *Globorotalia acrostoma* Wezel y *Globorotalina trilobus* (Reuss), dataría un Burdigaliense para la formación.

No se conoce la potencia total ya que no aflora el techo debido a los contactos mecánicos. De todas formas, los espesores mínimos medidos en la formación superan los cien metros (fig. 1B).

Facies y estructuras sedimentarias

Las Facies A (Mutti, 1979) están prácticamente generalizadas en toda la formación. Los niveles suelen ser del orden métrico, con un aspecto desorganizado y caótico (A₂). Algunos lechos presentan una organización granodecreciente a techo, comenzando por cantos a veces decimétricos que pasan hacia arriba a elementos centimétricos (A₁).

Esta megabrecha muestra una estratificación en bancos métricos, que se acuñan hacia la falla que sirve de límite en la formación en su parte basal. Sin embargo, hay que señalar que muchos elementos aparecen distorsionados por contactos mecánicos posteriores que dificultan las observaciones.

Los niveles margosos entre bancos suelen ser escasos, ya que por lo general los bancos de brechas se encuentran separados por superficies erosivas. Excepcionalmente, los lechos margosos llegan a tener dimensiones métricas. En ellos se han observado

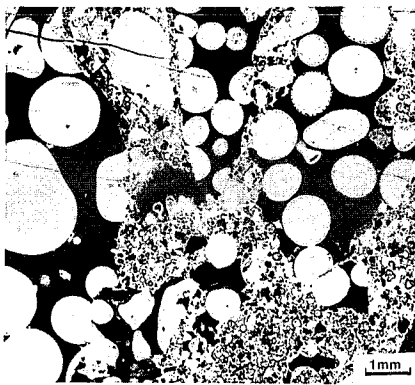


Fig. 2.—Vista en lámina delgada (fotografía en negativo) de las facies en la que se observan los cantos de calizas oolíticas con la matriz con foraminíferos planctónicos.

dos niveles decamétricos de caliza oolítica masiva que por sus microfacies proceden probablemente de la parte alta de la Fm. Camarena.

Consideraciones genéticas y analogía con otras formaciones

La morfología de la estratificación en las brechas, y su relación con la fractura que las separa de la Fm. Camarena, nos llevan a interpretar dicho contacto con una falla que propició la erosión de la Fm. Camarena y la acumulación de los detritus al pie del escarpe constituyendo las brechas. Según esto la falla que pone en contacto a la Fm. Camarena y la Fm. Marín, no sería posterior ni siquiera coetánea a las brechas que constituyen esta última, sino anterior y precursora de ellas. Por ello se la considera como una paleofalla, aunque pueda haber sido reactivada posteriormente.

En la base se generarían acumulaciones desorganizadas de cantos heterométricos y angulosos que constituirían cuñas de deyección ó *debris apron* (Nelson y Nilsen, 1984), facies ligadas a pulsos tectónicos durante el Burdigaliense. Precisamente será en estos momentos cuando tienen lugar las más importantes deformaciones que dan lugar a la individualización de los grandes conjuntos estructurales de las Zonas Externas (Martín-Algarra, 1987).

Este mismo autor reúne bajo la denominación de Grupo Viñuela un conjunto de formaciones de edad Burdigaliense inferior, que en algunas ocasiones pueden llegar a la parte baja del Burdigaliense superior (González-Donoso *et al.*, 1988), caracterizadas por una litología constituida básicamente por rocas terrígenas alimentadas por material de procedencia maláguide o alpujárride, reposando todas ellas de forma discordante sobre las Zonas Internas de la Cordillera.

Por tanto, el conjunto de formaciones del Grupo Viñuela, que se depositaba en los márgenes de las Zonas Internas durante la etapa paroxismal (Martín-Algarra, 1987), presenta características tectosedimentarias, aunque en otro dominio paleogeográfico muy diferente, equivalentes a las de la Fm. Martín.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Dr. P. A. Ruiz Ortiz (Univ. Granada) la lectura crítica del manuscrito. Sus observaciones y sugerencias han ayudado a mejorarlo. Este trabajo forma parte de los resultados obtenidos en el proyecto de investigación PB 87-0971 de la C.I.C.Y.T., organismo al que se agradece la ayuda.

Referencias

- Baena, J. (1972): Hoja 931 (Zarcilla de Ramos), del mapa geológico (1:50.000), Plan Magna. IGME.
- González-Donoso, J. M.; Linares, D.; Molina, E. y Serrano, F. (1988): *Rev. Soc. Geol. España*, 1, 53-71.
- Molina, J. M. (1987): Tesis Doctoral. Univ. Granada, 512 p.
- Martín-Algarra, A. (1987): Tesis Doctoral. Univ. Granada, 1171 p.
- Mutti, E. (1979): *Inst. Géol. Univ. Switzerland, Fribourg*, 1, 343-419.
- Nelson, C. H. y Nilsen, T. H. (1984): *SEPM Short Course*, 14, 404 p.
- Roldán García, F. J. y García Cortés, A. (1988): *II Congr. Geol. España, SGE*, 1, 189-192.

Recibido el 1 de febrero de 1990
Aceptado el 23 de febrero de 1990