

Fig. 2.—Corte geológico interpretado de la paleofosa tectónica: 1. Dolomías del Subbético Externo cabalgante. 2. Fm. Camarena. 3. Fm. Ammonítico Rosso Superior. I y S. Secuencias estratigráficas inferior y superior respectivamente. F. Paleofalla.

Fe y Mn que se asocian a los mismos. La ausencia de estos rasgos en algunas fracturas, que de acuerdo con su posición y orientación podrían ser paleofallas, puede ser debida a que hayan quedado enmascarados o borrados por la reactivación de las mismas durante la estructuración de la cordillera.

Conclusiones

La repetición de la secuencia estratigráfica del Calloviense medio-Tithónico inferior en facies Ammonítico Rosso, no es debida en este caso como en principio podría suponerse, a una actividad tectónica posterior a la sedimentación, sino justo al contrario: la tectónica distensiva que en el Jurásico medio afectó a la cuenca subbética (fase de *rifting*, Vera, 1988), generó un relieve que fue posteriormente compensado por la sedimentación en el Jurásico superior. La sedi-

mentación rellenó las cavidades, en este caso una fosa tectónica de fondo escalonado, mientras que en las partes más elevadas de los bloques levantados de las fallas se darían episodios de erosión (subaérea o submarina) o de no-depósito. El relieve actual es pues un relieve jurásico heredado, de manera que en muchos puntos donde aflora el Jurásico superior, como el aquí descrito, no es porque se haya preservado en el bloque hundido de fallas más recientes, sino porque fue ahí, en el fondo de una fosa tectónica jurásica, donde únicamente se depositó.

La tectónica distensiva jurásica jugó un papel esencial en la estructuración de este área del Subbético Externo, controlando la sedimentación del Jurásico superior, así como en la génesis de la discontinuidad del Bathoniense medio-superior. En este sentido su papel fue más esencial y relevante que la karstificación subaérea de los

bloques que a consecuencia de ella quedaron emergidos. Sólo un detallado análisis bioestratigráfico y sedimentológico permite descifrar los resultados de su actividad, como en el ejemplo aquí descrito.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado en el seno de los proyectos de investigación PB87-0971 y 0887 subvencionados por la CICYT. El profesor J. Sandoval ha determinado los ammonites del Jurásico medio y el profesor J. A. Vera revisó el manuscrito; a todos, nuestro reconocimiento.

Referencias

- Molina, J. M. (1987): *Tesis Doctoral*, Univ. de Granada, 518 pp.
 Molina, J. M.; Ruiz-Ortiz, P. A. y Vera, J. A. (1985): *Trabajos de Geología*, 15, 127-146.
 Molina, J. M.; Ruiz-Ortiz, P. A. y Vera, J. A. (1989): *XII Cong. Nac. Sedimentología*, Bilbao, Comunicaciones, 149-152.
 Ruiz-Ortiz, P. A.; Molina, J. M. y Vera, J. A. (1985): *6th European Reg. Meet. I.A.S.*, Lleida, Abstract, 403-406.
 Vera, J. A. (1988): *Rev. Soc. Geol. Española*, 1, 373-391.
 Vera, J. A.; Molina, J. M. y Ruiz-Ortiz, P. A. (1984): Libro Homenaje a Luis Sánchez de La Torre, *Publ. Geol.*, 20, 141-162.
 Vera, J. A.; Ruiz-Ortiz, P. A.; García-Hernández, M. y Molina, J. M. (1988): In: *Paleokart*, Springer-Verlag, Berlín, 364-384.

Recibido el 30 de septiembre de 1989

Aceptado el 10 de octubre de 1989

Cavidades kársticas con relleno de Calloviense Superior y Oxfordiense Inferior (Subbético Externo; Sierra de Estepa, provincia de Sevilla)

J. M. Castro (*); A. Checa (*) y P. A. Ruiz-Ortiz (**)

(*) Dpto. Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada. 18071 Granada.

(**) Dpto. Estratigrafía y Paleontología. Univ. de Granada. Facultad de Ciencias Experimentales, Jaén. 23071 Jaén.

ABSTRACT

Upper Callovian and Lower Oxfordian materials have been found in the area of Estepa (External Subbetic). Karstification of the underlying ooid limestones of the Middle Jurassic, would give rise to large and deep karstic cavities. The extremely unusual apparition of materials of the quoted ages is explained as the local deposition of pelagic and crinoidal sediments in the deepest karstic cavities submerged just after the sea level rise beginning in the Callovian, in a non depositional and even erosional regional setting.

Key words: External Subbetic, Upper Callovian, Lower Oxfordian, Paleokart, Rosso Ammonítico, Stratigraphic Break, Ammonite.

Geogaceta, 7 (1990), 61-63.

Introducción

El conocimiento de la existencia de materiales del Calloviense superior y Oxfordiense inferior en facies Ammonítico Rosso y asociadas, típicamente mediterráneas, es muy reducido. En lo que respecta a las Cordilleras Béticas, las únicas referencias previas corresponden a Sequeiros (1974), que pone de manifiesto la existencia de Calloviense superior (a partir de *Orioides cayeuxi*) en el área de Loja (Subbético Interno; provincia de Granada), y Checa y Sequeiros (1988), que citan materiales de edad Calloviense superior (presumiblemente zona de Athleta) y Oxfordiense inferior (Zonas de Athletoides y Renggeri, sensu Sapunov, 1976) en los alrededores de Fortuna (Subbético Externo; provincia de Murcia). En el resto de la zona Subbética no se conocen estos materiales, ya que existe una laguna estratigráfica que abarca desde el Bathoniense superior hasta la base del Oxfordiense medio (Vera *et al.*, 1988). El reciente estudio en curso (Castro, in prep.) del sector de Estepa (Subbético Externo; provincia de Sevilla) (fig. 1), ha revelado la existencia de Calloviense superior y Oxfordiense inferior asociados a un paleokarst desarrollado en el techo de la Fm. Camarena (Dogger, p.p.) (Molina, 1987). El presente trabajo constituye un primer avance sobre estas facies, su contenido faunístico y significado paleogeográfico.

Estratigrafía

La serie de la Sierra de Estepa está constituida en su base por un potente

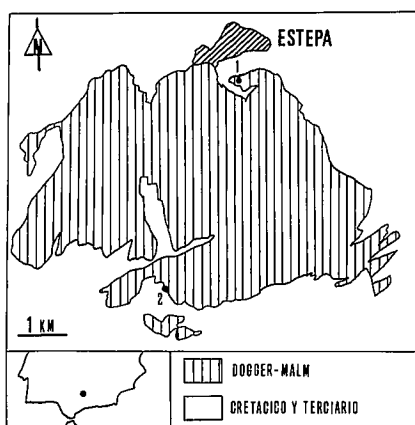


Fig. 1.—Localización geográfica y localización afloramientos estudiados. 1: Calloviense superior. 2: Oxfordiense inferior.

conjunto carbonatado de calizas de facies mareales y calizas oolíticas con corales (Fm. Camarena) depositadas durante el Dogger (hasta el Bathoniense medio-superior). Sobre estas calizas reposa la Fm. Ammonítico Rosso Superior (Molina, 1987) de edad Jurásico superior. El contacto entre ambas formaciones es una discontinuidad marcada por un *hardground* que lateralmente pasa de forma gradual a un paleokarst. El *hardground* es un nivel con abundante macrofauna en el que existen costras centimétricas de óxidos de Fe y Mn, entre las que aparece una micrita roja; se asocian además lechos discontinuos constituidos por acumulaciones de crinoides.

La superficie del paleokarst presenta unas cavidades amplias, escalonadas en ocasiones (fig. 2B), sin grandes fisuras que penetren profundamente en la formación infrayacente y, por tanto, sin que apenas existan diques neptúnicos. Son frecuentes las morfologías condicionadas por escarpes de paleofracturas de pequeño salto (fig. 2C) fosilizadas por las calizas nodulosas del Malm. Estas morfologías abiertas pueden generar importantes desniveles en el techo de la Fm. Camarena, detectables normalmente a escala cartográfica, de hasta decenas de metros.

Los primeros depósitos que fosilizan el paleokarst se corresponden con tres tipos esenciales de facies:

1) Brechas: están constituidas por cantos angulosos de caliza oolítica envueltos en una matriz de caliza pelá-

gica roja y tapizan la superficie del paleokarst de una manera discontinua.

2) Nivel muy calcáreo, de unos 20 cm. de potencia, constituido por lechos micríticos rojos con *Protoglobigerinas*, ammonites y gasterópodos, intercalados con otros lechos calcareníticos de base erosiva que contienen abundantes crinoides y otros bioclastos. Estos últimos niveles, texturalmente *packstones*, contienen oolitos procedentes de la formación infrayacente, así como numerosos estromatolitos pelágicos, posiblemente fosfatados, de forma redondeada y diámetro medio de 3 mm.

3) Calizas nodulosas margosas, que en algunos puntos se disponen sobre un primer nivel de brechas de manto. Son muy margosas (más del 50% de arcilla), aunque probablemente hayan sufrido algún proceso de descalcificación posterior a su sedimentación; presentan una potencia máxima medida de 16 m. En estas facies los ammonites aparecen fracturados y dispuestos desordenadamente.

Consideraciones bioestratigráficas

Los afloramientos en los que se ha encontrado fauna del Calloviense superior y del Oxfordiense inferior son dos (fig. 1):

El Calloviense superior se ha datado en un nivel decimétrico extremadamente condensado del segundo tipo de facies descrito. A partir de la cartografía realizada se puede admitir que este afloramiento se encuentra en

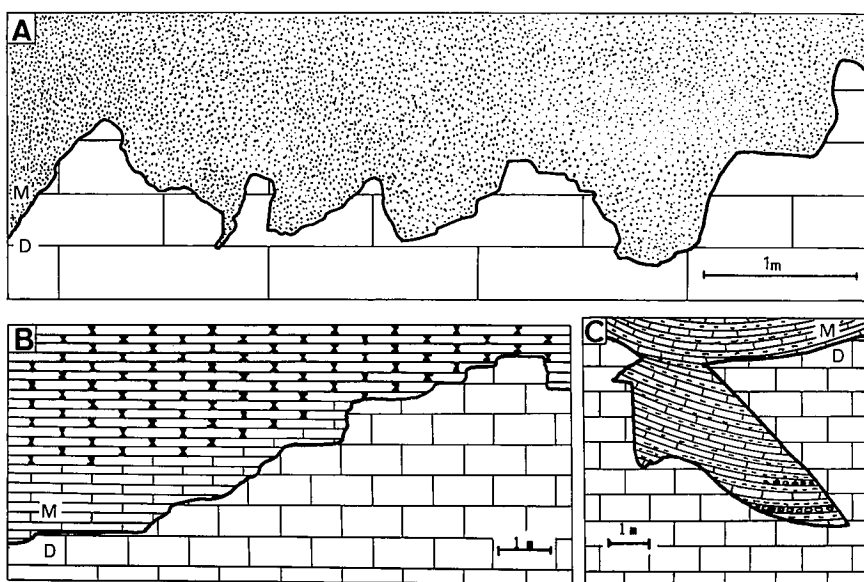


Fig. 2.—Morfologías de cavidades del paleokarst equivalentes a las que contienen materiales del Calloviense superior y Oxfordiense inferior. D: Dogger. M: Malm.

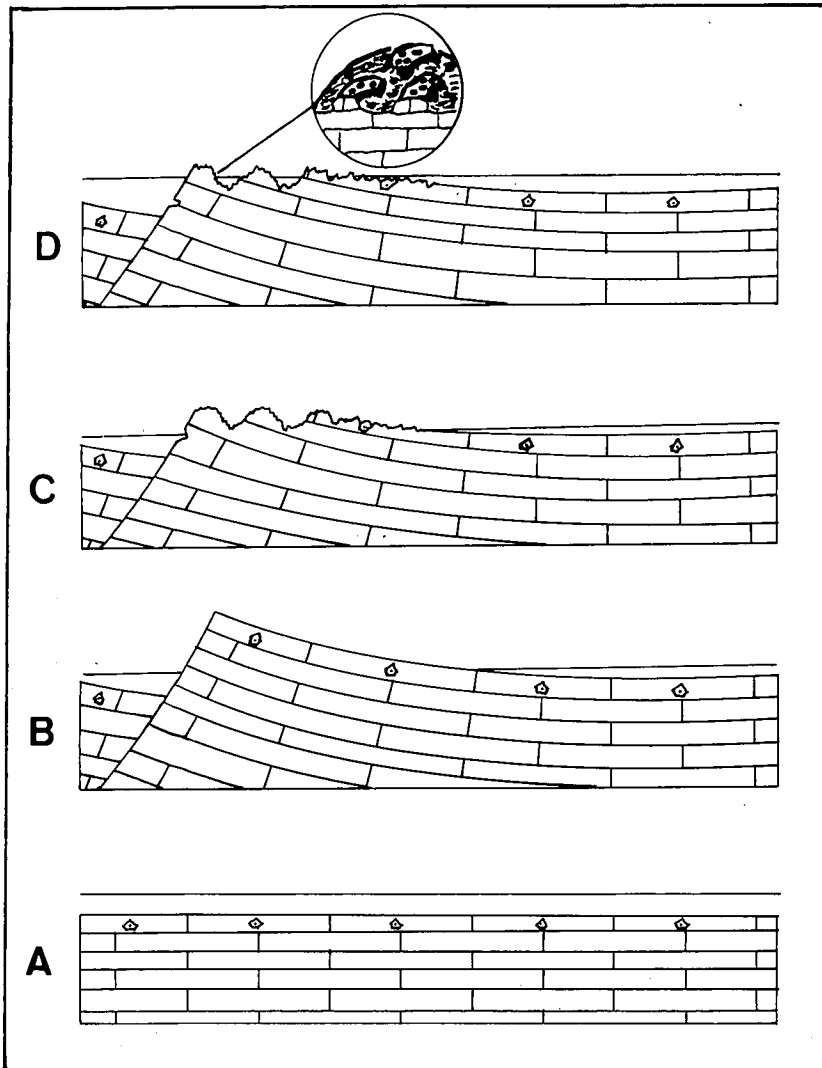


Fig. 3.—Modelo genético. A: Bathoniense inferior. B: Límite Bathoniense medio-superior. C: Calloviense medio. D: Calloviense superior-Oxfordiense inferior.

una depresión relativa en el conjunto del paleokarst, similar a la representada en la fig. 2B. La asociación registrada puede ser atribuida sin duda al Calloviense superior. Está compuesta por: *Orionoides* sp., *Metapeltóceras* sp. y *Euaspidoceras ferrugineum* JEAN-NET. La presencia de *Orionoides* sp. junto con *Peltoceratinae*, característicos de la zona de *Athleta*, permite correlacionar esta biozona con la de *Orionoides* propuesta por Sequeiros (1974). La zona de *Lamberti* no ha podido ser reconocida.

El Oxfordiense inferior se ha reconocido tan sólo en un punto, en las facies de tipo 3 (calizas nodulosas

margosas) en el extremo sur de la sierra, con una potencia de 8 metros. Se ha encontrado: *Otosphinctes* sp., *Prososphinctes matheyi* DE LORIOL, *Mirosphinctes* aff. *bukowski* CHOF-FAT, *Euaspidoceras* sp. y *Properisp-hinctes* sp. Esta asociación puede ser atribuida a la zona de *Rengeri* (sensu Sapunov, 1976).

Modelo genético

Una caída súbita del nivel del mar en el Bathoniense medio-superior en combinación con un basculamiento de bloques generado por fallas lístricas

(Vera, 1984; Molina, 1987; Vera *et al.*, 1988) (fig. 3B), provocó la emergencia de un área con la consiguiente karstificación, mientras que sobre la parte sumergida y prácticamente enrasada con el nivel del mar, se desarrolló un *hardground* (fig. 3C). El posterior ascenso del nivel del mar a partir del Calloviense (Vera, 1984) supuso la inmersión, al menos de las partes más deprimidas del paleokarst, con el inicio del depósito pelágico en las zonas más conectadas con el mar abierto (fig. 3D).

La particular asociación de facies de tipo 2, donde se ha datado el Calloviense superior, se interpreta como producto del depósito de un fango de *Protoglobigerinas* en las áreas más deprimidas y tranquilas y la colonización por crinoides y el crecimiento de estromatolitos pelágicos en los mogotes sumergidos del paleokarst (detalle en fig. 3D). Estos últimos materiales serían redepositados en las cavidades, intercalándose con los sedimentos fangosos, sin que localmente quedaran restos de los mismos en las partes altas o mogotes sumergidos donde se originaron.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado en el seno de los proyectos de investigación PB87-0971 y 0887 subvencionados por la CICYT.

Referencias

- Checa, A. y Sequeiros, L. (1988): *I Oxfordian Working Group Meeting*. Zaragoza.
- Molina, J. M. (1987): *Tesis Doctoral*, Univ. de Granada, 518 pp.
- Sapunov, I. G. (1976): *Geológica Balcánica*, Sofía, 6 (4), 19-36.
- Sequeiros, L. (1974): *Tesis Doctoral*, Univ. de Granada, 635 pp.
- Vera, J. A. (1984): *I Cong. Español de Geología*, Segovia, 3, 109-182.
- Vera, J. A.; Ruiz-Ortiz, P. A.; García-Hernández, M. y Molina, J. M. (1988): In: *Paleokarst*, Springer-Verlag, Belín, 364-384.

Recibido el 30 de septiembre de 1989
Aceptado el 10 de octubre de 1989