

Fig. 3.—Mapa de isopacas de la Fm. «L.A. ab T.» para la región estudiada. Las letras corresponden a las iniciales de las principales poblaciones.

Comparación y variaciones: En la región de Ayllón-Atienza, adyacente al WNW, Hernando (1977) establece la unidad «T.2» «Lutitas de Cuevas de Ayllón», que ocupa una posición estratigráfica equivalente a la Fm. «L.A. ab. T». Las variaciones de espesor señaladas para dicha unidad «T.2», 6 m. a 18 m., son también coincidentes con los rangos de variación observados en la Fm. «L.A. ab. T.», 0 m. a 13,2 m. La escasez de datos cronoestratigráficos impide por el momento corroborar esta correlación.

En la región de Molina de Aragón, adyacente hacia el SSE, Ramos (1979) asigna edad Ladiniense a la Fm. «L.A. ab. T.», basándose en asociaciones palinológicas. Las facies son bastante similares a las de nuestra región, pero las diferencias consisten en que además parecen niveles de conglomerados y

calcretas, mostrando por tanto, un carácter más «proximal». Los espesores son también más reducidos, hecho que confirma la tendencia a la disminución de espesores hacia el NW, señalada por Ramos (1979).

Conclusiones

— Se identifica por primera vez la Formación «Limos y Areniscas abigarrados de Torete» en esta región desde Alcolea del Pinar hacia el N.

— Constituye el registro más noroccidental de dicha Fam. dentro de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

— Se establecen las variaciones de facies, tanto en sentido lateral como vertical, dentro de la región.

— Esta identificación permite esta-

blecer la correlación entre las áreas adyacentes, hacia WNW y SSE.

— Asimismo, posibilita la correlación con áreas más alejadas dentro de la Península, tales como Catalánides, ya que es equivalente a «M2» de Virgili (1958).

— El carácter discordante y erosivo del límite inferior de la Fm. «L.A. ab. T.», permite reestructurar las secuencias del Triásico de la región NW de la Rama Castellana, poniendo en evidencia que dicha Fm. pertenece al ciclo del Muschelkalk y no al del Buntsandstein, como se venía considerando (García-Gil, 1989).

Referencias

- García-Gil, S. (1989): Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid (inédita), 621 p., 29 láms.
- García-Gil, S. (en prensa): *Bol. R.S.E.H.N.*, 85 (1-2).
- García-Gil, S. y Sopena, A. (1988): II Congreso Geológico de España. Simposios, 223-230.
- Hernando, S. (1977): *Sem. Estrat. (Ser. Monogr.)*, 2, 1-408.
- Ramos, A. (1979): *Sem. Estrat. (Ser. Monogr.)*, 6, 1-313.
- Sopena, A. (1979): *Sem. Estrat. (Ser. Monogr.)*, 5, 1-329.
- Virgili, C. (1958): *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 69, 1-586.

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

Caracterización de la secuencia Oxfordiense en el sector central de la Cordillera Ibérica

M. Aurell*, A. Meléndez* y G. Meléndez*

* Dpto. Geología, Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

ABSTRACT

In the central Iberian Chain (E. Spain) the regional, tectonoeustatic events seem to have determined the development and distribution of facies. The lowstand deposits correspond to a thin, condensed level of Fe-oolitic limestone, developed during the Lower Oxfordian. The transgressive systems tract corresponds to the deposition of the Middle Oxfordian sponge-limestone facies (up to Schilli Subzone). The highstand systems tract corresponds to a prograding invasion of terrigenous sediments on the platform from the western, emerged massifs, between Bifurcatus and lowermost Planula Zones.

Key words: Oxfordian, Iberian Chain, Sequence Stratigraphy, Eustacy.

Geogaceta, 8 (1990), 73-76.

Introducción

El importante número de datos paleontológicos y de análisis de facies disponibles, procedentes del estudio de los materiales del Oxfordiense de un amplio sector de la Cordillera Ibérica (provincias de Zaragoza y Teruel, fig. 1) permite la caracterización de una serie de cortejos sedimentarios dentro de la denominada Secuencia Oxfordiense. El análisis de la distribución de facies y potencias observadas dentro de cada uno de estos cortejos permite hacer precisiones en torno a su evolución, mostrando la influencia en la sedimentación que han tenido diversos factores.

Los principales elementos paleogeográficos que actuaron durante el Oxfordiense están representados en la fig. 1. En el margen occidental de la cuenca se encuentra el macizo de la Meseta. Este bloque se comporta, durante el Oxfordiense, como un margen de tipo pasivo. Al N se localiza el macizo del Ebro, que es un accidente más activo en lo que se refiere a aportes detríticos, especialmente a partir del Oxfordiense superior. En el brazo de mar existente entre ambos macizos, tiene lugar el depósito de facies muy someras, entre las que predominan los carbonatos de lagoon y llanuras de mareas (Alonso y Mas, 1989).

Al SE queda el denominado umbral de Ejulve. Se trata de un accidente formado durante la fase de activación tectónica que tiene lugar durante el Jurásico medio, y que permanece como una estructura heredada en el transcurso del Jurásico superior, momento en que actúa como un elemento pasivo que es recubierto progresivamente por las facies marinas, como consecuencia de las sucesivas fases de inundación que tuvieron lugar durante este intervalo temporal.

Los cortejos sedimentarios de la Secuencia Oxfordiense

En la fig. 2 puede verse una representación sintética de la distribución temporal de las unidades de la Secuencia Oxfordiense en diversos perfiles del sector central de la Cuenca ibérica. De acuerdo con los datos disponibles, se propone la subdivisión de esta secuencia en una serie de cortejos sedimentarios.

1. *El cortejo de bajo nivel.* Se encuentra limitado en su parte inferior

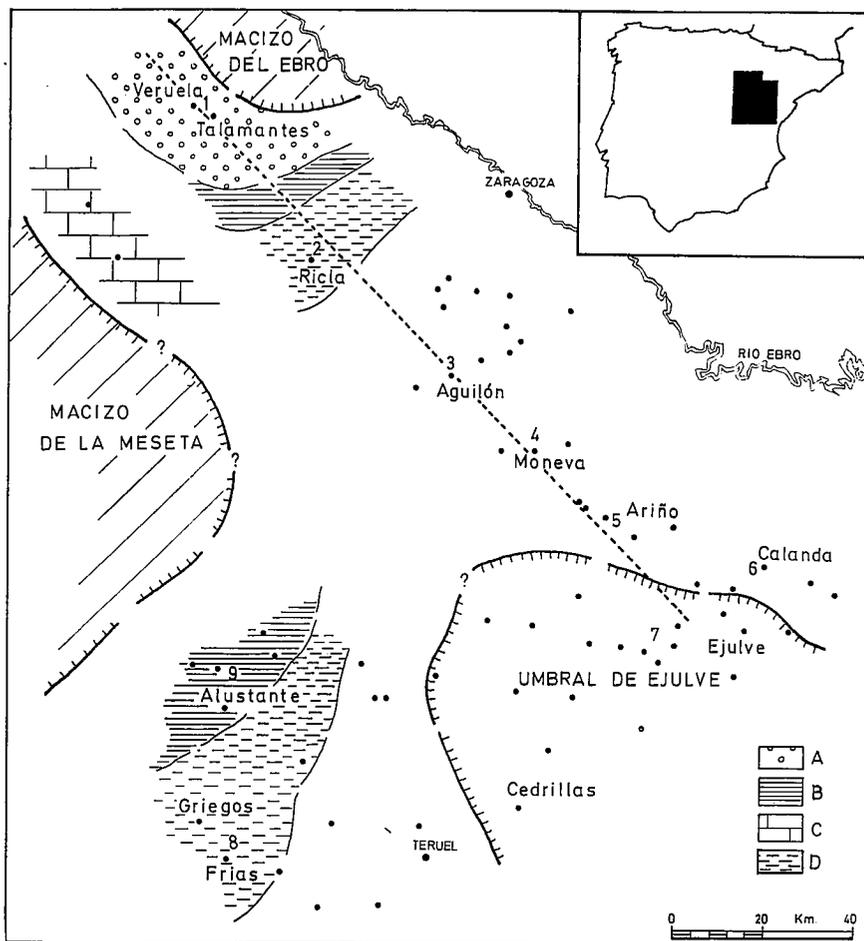


Fig. 1.—Situación de los perfiles estudiados y de los principales accidentes paleogeográficos que condicionan la sedimentación durante el Oxfordiense. Se señalan asimismo las facies presentes, en las zonas más marginales, durante el Oxfordiense superior: A, Areniscas y microconglomerados. B, Margas arenosas. C, Carbonatos de lagoon y llanuras de marea. D, Margas (a partir de la parte media de la Biozona *Bimammatum*).

por la discontinuidad basal, que hemos datado como Calloviense terminal (Biozona *Lamberti*, parte media), teniendo en cuenta que los materiales de esta edad son los más recientes de cuantos se registran en la Secuencia Calloviense precedente. Esta discontinuidad implica la exposición subaérea de la mayor parte de la plataforma. Los depósitos de bajo nivel de la Secuencia Oxfordiense están formados por una delgada capa con ooides ferruginosos o por sus equivalentes laterales (facies biomicríticas, *Ricla*). En ella se encuentran generalmente los taxoregistros correspondientes a las Subzonas *Bukowskii* (Biozona *Cordatum*) y *Vertebrale* (Biozona *Plicatilis*). Se trata de un nivel de removilización, en el que se detecta una laguna registrática entre el Oxfordiense inferior y medio. El relieve heredado del Calloviense, significa una llanura muy homogénea y extensa, con una zona de

umbral (alto de Ejulve) que permaneció emergida durante el intervalo temporal correspondiente al cortejo de bajo nivel. En las zonas marinas someras adosadas a este umbral tendría lugar la formación de la mayor parte de los ooides y pisoides ferruginosos, que son redistribuidos a lo largo de la plataforma (fig. 3,I).

2. *El cortejo transgresivo.* El límite inferior de este cortejo sedimentario es la superficie transgresiva, cuyo momento de formación situamos en la parte inferior de la Biozona *Transversarium*, cuando queda inundada toda la cuenca. También las zonas localizadas bajo la influencia del umbral de Ejulve, donde la Secuencia Oxfordiense está representada por facies intraclásticas y bioclásticas (packstone generalmente), con frecuentes señales de removilización. Fuera de las zonas de influencia de este umbral, se encuentran de 2 a 5 m. de calizas de

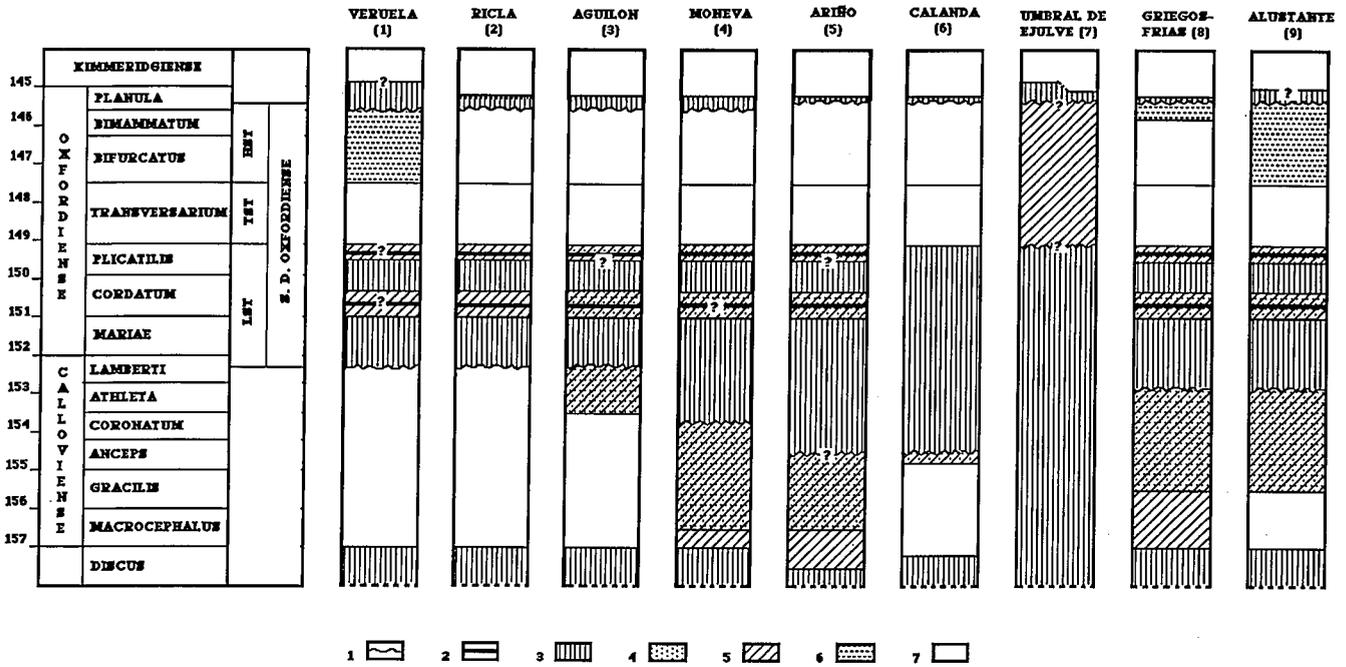


Fig. 2.—Perfiles sintéticos realizados en el sector central de la Cordillera Ibérica, en los que se muestra la amplitud de las lagunas estratigráficas existentes en el intervalo Calloviense-Oxfordiense. La situación de los perfiles puede verse en la fig. 1. Leyenda: 1. Límite de secuencia; 2. taxorregistro presente; 3. laguna estratigráfica; 4. facies con ooides ferruginosos; 5. registro sedimentario muy reducido; 6. predominio de las facies detríticas; 7. predominio de las facies carbonatadas.

aspecto masivo con frecuentes esponjas (fig. 3,II). Estas calizas se encuentran coronadas por una superficie endurecida y ferruginizada, que consideramos como la superficie de *downlap* de esta secuencia. Su desarrollo tiene lugar a techo de la Biozona *Transversarium*.

3. *Cortejo de alto nivel*. En un momento de estabilización del nivel del mar, se produce la progradación, sobre la rampa carbonatada, de las facies detríticas: areniscas y microconglomerados con distribuciones de tipo deltaico (sector de Veruela-Talamantes) y margosas (sector de Pozuel del Campo-Alustante; Aurell y Meléndez, 1989) (fig. 3,III). Los depósitos más distales de este dispositivo progradante están constituidos por una alternancia de calizas y margas con esponjas que, entre las localidades de Moneva y Calanda, contienen una alta proporción de granos de glauconita. El límite superior de esta secuencia ha podido ser datado como correspondiente a la base de la Biozona *Planula* (Subzona *Planula*). Entre Ricla y Moneva la detención en la sedimentación es más precoz (techo de la Biozona *Bimammatum*, fig. 2). Entre las localidades de Frías y Griegos, se reconoce una discontinuidad menor en la parte media de la Biozona *Bimammatum* (fig. 2).

Evolución de la Secuencia Oxfordiense. Factores de control

En la fig. 3 se ha representado una serie de estadios evolutivos correspondientes al depósito de la Secuencia Oxfordiense. El punto de partida es

el de una llanura de escasa pendiente, cubierta por una delgada lámina de agua. A partir del límite Oxfordiense inferior-medio tiene lugar un ascenso del nivel del mar rápido y continuado, que tiene una fuerte componente eustática, ya que la subsidencia en este

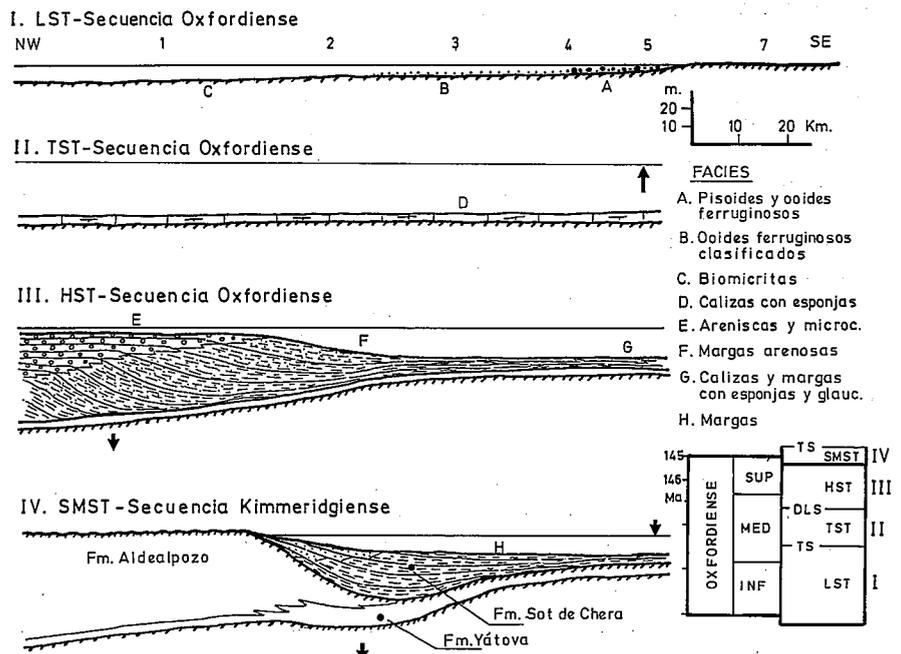


Fig. 3.—Evolución de la Secuencia Oxfordiense en el sector central de la Cuenca Ibérica. La situación del corte a través del que se expresa esta evolución se encuentra en la fig. 1.

período debió ser muy escasa (Salas, 1987, cuantifica su valor en 2,3 m./Ma. en el Maestrazgo). Un ascenso del nivel del mar de algunas decenas de metros en poco más de 2 Ma., son suficientes para explicar los fenómenos observados (velocidades ligeramente superiores a 1 cm./1000 años). La tasa de producción de carbonatos en la rampa durante este intervalo temporal (unos 0,3 cm./1000 años) es incapaz de compensar el espacio creado durante esta fase de ascenso eustático.

En un momento de estabilización del nivel del mar se produce la progradación de los bancos detríticos marginales. Este dispositivo tiene una componente agradacional baja, de acuerdo con la escasa tasa de subsidencia de la cuenca durante este intervalo temporal. Teniendo en cuenta la distribución de potencias observada, y el espacio disponible en el inicio de esta progradación, esta subsidencia debe ser mayor en las zonas marginales de la plataforma. En un último episodio, como consecuencia del descenso eustático finioxfordiense, tiene lugar el desplazamiento de la línea de costa y del depocentro de la cuenca mar adentro (inicio del depósito del cortejo de

bajo nivel de la Secuencia Kimmeridgiense, SMST, fig. 3,IV).

Las discontinuidades, límite inferior y superior de esta secuencia, no encuentran ningún equivalente claro entre las numerosas propuestas en la supuesta curva eustática global de Haq *et al.* (1987). Sin embargo, en numerosos puntos de Europa, como en Borgoña (Floquet *et al.*, 1989) o al N de Suiza (Gygi y Persoz, 1986), la distribución de facies y discontinuidades observadas durante el Oxfordiense es extraordinariamente similar. Este hecho sugiere que estas discontinuidades están en relación con eventos eustáticos de tipo regional. En este sentido, el modelo propuesto por Cloething *et al.* (1985) (cambios tectono-eustáticos a escala regional, producidos por la modificación en los campos de *stress* intraplacas) parece coherente con los hechos observados, en tanto que ofrece además unos valores en la velocidad de los movimientos eustáticos acordes con las observaciones realizadas.

Agradecimientos

Los resultados obtenidos en este trabajo se han visto enriquecidos por

las discusiones mantenidas con los Drs. R. Mas y R. Salas. Queremos agradecer también la colaboración prestada por Blanca Fontana y J. C. Escudero. Este trabajo ha sido realizado en el ámbito de los proyectos P CB-6/89 de la D.G.A. y el Int. Res. Project.: I/62819 de la VW Stiftung Werke.

Referencias

- Alonso, A. y Mas, R. (1989): *Cuad. Geol Ibérica*, 13 (in litt.).
 Aurell, M. y Meléndez, G. (1989): *XII Congr. Español de Sediment.*, Bilbao, I, 187-190.
 Cloething, S.; McQueen, H. y Lambeck, K. (1985): *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 75, 157-166.
 Haq, B. U.; Handenvol, J. y Vail, P. R. (1987): *Science*, 235, 1156-1166.
 Floquet, M.; Laurin, B.; Laville, P.; Marchand, J. C.; Menot, J. C.; Pascal, A. y Thierry, J. (1989): *Bull. Centres Rech. E. P. Elf-Aquitaine* 13 (1), 133-165.
 Gygi, R. A. y Persoz, F. (1986): *Eclogae geol Helv.*, 79 (2), 385-454.
 Salas (1987): *Tesis Doctoral*, Univ. Central de Barcelona, 345 p.

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

Caracterización bioestratigráfica de la Biozona Transversarium (Oxfordiense medio) en el sector oriental de la Cordillera Ibérica (*)

B. Fontana y G. Meléndez*

* Dpto. Geología, Univ. de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

ABSTRACT

In NE Iberian Chain (E. Spain), the Transversarium Zone is developed in sponge limestone facies. All the subzones of this biozone have been characterised by means of ammonites. The basal, Parandieri Subzone, is only represented in the northwestern part of the studied area (Ricla). The uppermost, Rotoides Subzone, recently defined, has been recognised in all the localities.

Key words: *Biostratigraphy, Middle Oxfordian, Transversarium Zone, Iberian Chain, Ammonites.*

Geogaceta, 8 (1990), 76-78.

Introducción

Los estudios bioestratigráficos sobre las sucesiones de ammonoideos en el Oxfordiense medio de la Cordillera

Ibérica han experimentado un notable incremento en los últimos años (Meléndez, 1984). La biozonación clásica propuesta por el Grupo Francés del Jurásico (Cariou *et al.*, 1971), basada

en las sucesiones de Cardiocerátidos y Perisphinctidos, ha sido objeto de diversas modificaciones por distintos autores (Brochwicz-Lewinski, 1976; Meléndez *et al.*, 1985), con objeto de