

Estratigrafía y evolución sedimentaria del Oxfordiense superior-Titónico inferior en Ricla (Zaragoza)

Stratigraphy and sedimentary evolution of the upper Oxfordian-lower Tithonian in Ricla (Zaragoza)

B. Bádenas (*), M. Aurell (*), I. Pérez-Urresti (**) y G. Delvene (**)

(*) Área de Estratigrafía, Dpto. Ciencias de la Tierra, Univ. Zaragoza, 50009-Zaragoza

(**) Área de Paleontología, Dpto. Ciencias de la Tierra, Univ. Zaragoza, 50009-Zaragoza

ABSTRACT

The Upper Jurassic of Ricla consists of three depositional sequences. The HST of the lower one (Oxfordian Sequence) corresponds to the marls and marly limestone and sandstone of the lower part of the Sot de Chera Fm. The reported data and the correlation to proximal areas of the basin allows to precise the age of the upper boundary of the sequence (topmost Planula Subbiozone). The identification of an unconformity on top of the Ricla Mb (middle part of the Loriguilla Fm) allows to differentiate two sequences (Kimmeridgian sequence-1 and Kimmeridgian sequence-2), in which the TST and the HST have been recognized. The age of the boundary between both sequences is located in the middle late Kimmeridgian.

Key words: stratigraphy, Upper Jurassic, Iberian Basin.

Geogaceta, 24 (1998), 35-38

ISSN: 0213683X

Introducción

Los afloramientos situados al norte de Ricla (Zaragoza) tienen un especial interés en el estudio del Jurásico Superior de la Cuenca Ibérica. Su emplazamiento paleogeográfico entre los dominios de sedimentación someros y distales de la cuenca ha permitido correlacionar las unidades del Jurásico Superior definidas en ambos dominios (Alonso *et al.*, 1989; Aurell, 1990). Además, sus excepcionales condiciones de exposición han favorecido la realización de diversos estudios sedimentológicos (Aurell 1990; Ramajo, 1996; Bádenas, 1997) y bioestratigráficos (Meléndez, 1989; Bello, 1995; Pérez-Urresti, 1996).

El objeto del presente trabajo es mostrar los avances en el estudio estratigráfico de los materiales del Oxfordiense superior-Titónico inferior en los afloramientos de Ricla. En concreto, se revisa el esquema litoestratigráfico, precisando las características litológicas y la edad de las unidades, y se establece un nuevo esquema estratigráfico-secuencial, en el que se definen las etapas de evolución sedimentaria en relación con los cambios relativos del nivel del mar.

Litoestratigrafía y Bioestratigrafía

Los materiales del Oxfordiense superior-Titónico inferior que afloran al Norte

de Ricla han sido estudiados en 8 perfiles estratigráficos (Fig. 1). Dichos materiales corresponden a tres unidades litoestratigráficas: Fm. Margas de Sot de Chera, Fm. Ritmita cálcarea de Loriguilla (en la que se diferencia el Mb. Calizas oolíticas y areniscas de Ricla) y Fm. Calizas con corales de Torrecilla, cuya distribución se muestra en la Fig. 2.

Fm. Sot de Chera. Presenta una potencia entre 100 m y 170 m. En esta unidad se han reconocido tres tramos. El *tramo inferior* se sitúa sobre la Fm. Calizas con esponjas de Yátova y tiene una potencia próxima a 10 m. El límite entre ambas unidades corresponde al límite entre las *Subbiozonas Berrense* y *Bimammatum* (ver en Fig. 3 la distribución de las biozonas de ammonites). Está constituido por margocalizas con intercalaciones de calizas limosas con fósiles (en especial, ammonites y belemnites) en bancos decimétricos. En estos materiales se reconocen ammonites de las *Subbiozonas Bimammatum* (*Epipeltoceras bimammatum* (Oppel) y *Orthosphinctes alternans* Enay) y *Hauffianum* (entre los que destaca *Orthosphinctes tiziani* Oppel).

El *tramo medio* presenta entre 45 m y 90 m de potencia. Está constituido por margocalizas bioturbadas con bioclastos y fósiles dispersos (ammonites, belemnites, bivalvos), con intercalaciones

de calizas limosas en bancos decimétricos. La sucesión se hace progresivamente más arenosa, de manera que la parte superior del tramo está constituida por margas arenosas con micas y fragmentos de vegetales, con intercalaciones de areniscas de grano fino en bancos decimétricos. A la base del tramo se han reconocido ejemplares de *Subnebrodites proteron* (Nitzopoulos) del *Horizonte Proteron* (*Subbiozona Planula*). Por encima, se reconocen ejemplares de *Subnebrodites planula* (Quenstedt), especie característica del *Horizonte Planula* (*Subbiozona Planula*).

El *tramo superior* tiene entre 50 m y 70 m de potencia. Su límite con el tramo medio representa un cambio litológico neto. Está constituido por margas y margocalizas con bioclastos, con intercalaciones de calizas limosas con bioclastos en bancos decimétricos, que son más abundantes en la parte superior del tramo. La sucesión se caracteriza por la abundancia de bivalvos (Delvene, 1997). Su límite con la unidad suprayacente (Fm. Loriguilla) es gradual y se ha situado en la base de unos niveles de calizas bioclásticas con corales solitarios. En la parte inferior del tramo se encuentran ejemplares de *Sutneria galar* (Oppel) y *Orthosphinctes gigantoplex* (Quenstedt) de la *Subbiozona Galar*, mientras que en la base de la Fm.

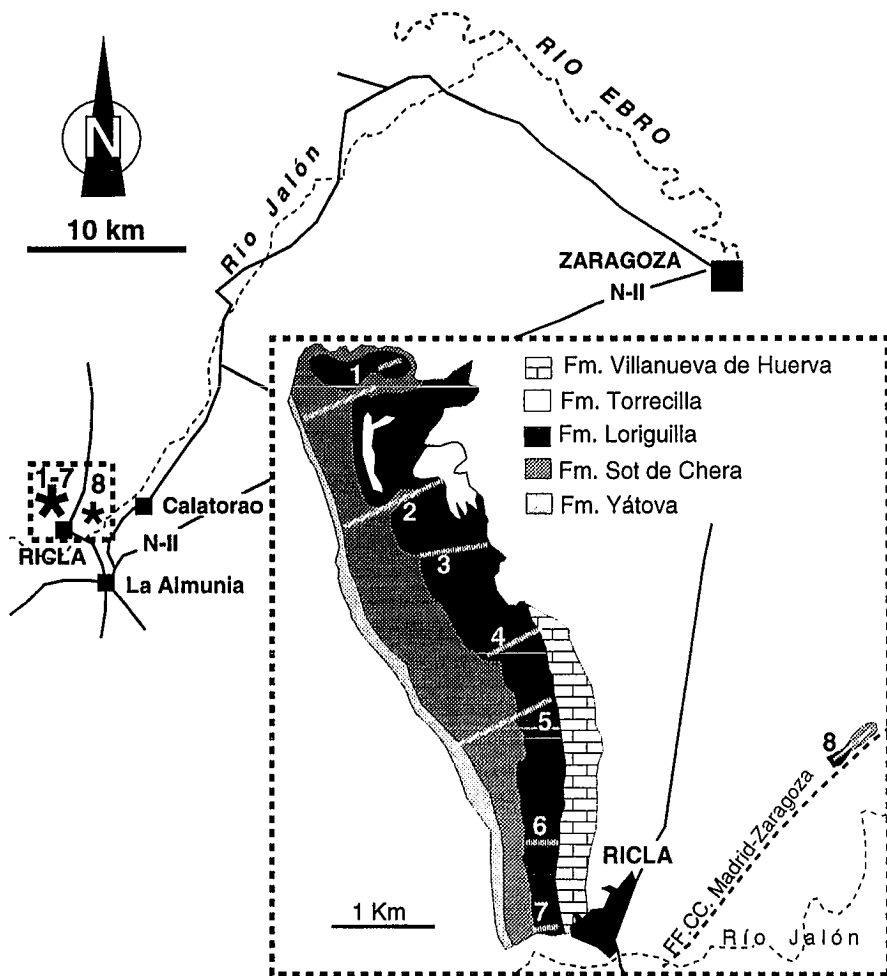


Fig. 1- Situación geográfica y geológica, en la que se muestra la situación de los perfiles estudiados.

Fig. 1- Geographical and geological setting, showing the location of studied sections.

Loriguilla, por encima de los bancos de calizas con corales solitarios, se han reconocido ejemplares rodados de ammonites de la *Biozona Acanthicum*. De acuerdo con estos datos, el tramo superior corresponde al intervalo Oxfordiense terminal-Kimmeridgiense Inferior *p.p.* (Fig. 3).

Fm. Loriguilla. Presenta una potencia total de hasta 120 m. En ella se han diferenciado dos tramos, separados entre sí por el Mb. Ricla. El tramo inferior tiene una potencia máxima de 70 m y presenta de base a techo la siguiente sucesión litológica: hasta 5 m de calizas bioclásticas con corales solitarios en niveles decimétricos, con intercalaciones margosas (*niveles de corales solitarios*); hasta 32 m de margas y margocalizas muy bioturbadas con intercalaciones de calizas limosas y localmente areniscas de grano fino en bancos decimétricos; y hasta 33 m de una sucesión rítmica de margas arenosas y calizas arenosas bioturbadas, cuyo término margoso disminuye progresivamente de potencia.

El Mb. Ricla tiene una potencia máxima de 27 m, que disminuye hacia el Sur. Está constituido por areniscas y microconglomerados bioclásticos con morfologías de canal y laminación cruzada, y calizas oolíticas, localmente arenosas y bioclásticas, con estratificación cruzada planar de gran escala.

El tramo superior presenta hasta 64 m de potencia y se encuentra en relación de cambio lateral de facies con la Fm. Torrecilla. Su parte inferior está constituida por ritmos caliza (mudstone)-marga, con predominio del primer término. Se reconocen niveles intercalados de potencia centimétrica a métrica y morfología diversa (*ripples*, barras, niveles tabulares), constituidos por calizas packstone y grainstone con proporciones variables de ooides, granos de cuarzo, bioclastos e intraclastos. La parte superior del tramo está constituida por ritmos caliza (mudstone a wackestone limoso)-marga con niveles intercalados de calizas packstone con bioclastos. El límite superior de la Fm. Loriguilla es el contacto

con las lutitas y calizas con carofitas, atribuidas por Soria *et al.* (1997) a la Fm. Villanueva de Huerva (Valanginiense Superior-Hauteriviense). Teniendo en cuenta la presencia de ammonites de la *Biozona Acanthicum* sobre los niveles de corales solitarios y la relación de cambio lateral de facies entre el tramo superior y la Fm. Torrecilla, la edad de la Fm. Loriguilla es Kimmeridgiense inferior (parte superior)-Titónico inferior.

Fm. Torrecilla. Se reconoce únicamente en el sector septentrional (perfil 2, Fig. 2). Está constituida por framestone de corales, chaetétidos y algas con morfología de *patche* de potencia métrica y niveles de floatstone y rudstone, de 0.5 m de potencia. Las calizas arrecifales se desarrollan en un tramo de hasta 26 m de potencia y se interdigitan con los materiales del tramo superior de la Fm. Loriguilla. La edad de la Fm. Torrecilla es Kimmeridgiense superior-Titónico inferior (Errenst, 1984; Wnentd-Juber, 1990).

Estratigrafía secuencial y Evolución sedimentaria

Los datos estratigráficos expuestos, junto con los procedentes del análisis de facies abordado en otros trabajos (ver por ejemplo, Bádenas, 1997 y 1998), permiten reconstruir la evolución sedimentaria de los materiales estudiados en relación con las variaciones relativas del nivel del mar. Además, la comparación con los datos procedentes de otros sectores de la Cuenca Ibérica permite hacer precisiones al esquema estratigráfico-secuencial previamente establecido. En concreto, Aurell (1991) diferencia en el Jurásico superior dos secuencias de depósito, denominadas Secuencia Oxfordiense y Secuencia Kimmeridgiense. En el presente trabajo se precisan las características de los materiales de la parte superior de la primera secuencia y, dentro de la Secuencia Kimmeridgiense, se diferencian dos secuencias de depósito, denominadas Secuencia Kimmeridgiense-1 y Secuencia Kimmeridgiense-2 (Fig. 3).

Parte superior de la Secuencia Oxfordiense. Según Aurell (1990), el límite superior de la Secuencia Oxfordiense se observa con claridad en las zonas proximales de la cuenca (sector de Veruela), donde existe una discontinuidad sedimentaria entre las areniscas y microconglomerados de frente deltaico de la parte superior de la Fm. Aldealpozo y las margas de ambientes submareales de la Fm. Sot de Chera. Por debajo de las areniscas se encuentra una sucesión margosa (parte inferior de la Fm. Aldealpozo), en la que

se encuentran ammonites de la *Subbiozona Hauffianum*. En la base de la Fm. Sot de Chera se ha reconocido un ejemplar de *Orthosphinctes gidoni* de la parte alta de la *Subbiozona Planula*. En Ricla, existe una discontinuidad sedimentaria dentro de la Fm. Sot de Chera, que se manifiesta por el límite brusco entre una sucesión granocreciente (tramo inferior y medio) y una sucesión margosa de medios submareales más abiertos (tramo superior). Teniendo en cuenta la evolución sedimentaria observada en ambos sectores, se puede establecer la correlación entre el tramo inferior y medio de la Fm. Sot de Chera y la Fm. Aldealpozo, de modo que estos dos tramos pertenecerían a la parte superior de la Secuencia Oxfordiense (cortejo de alto nivel del mar, Fig. 3), cuyo límite superior corresponde a la parte alta de la *Subbiozona Planula*. Esta correlación es coherente con los datos paleontológicos disponibles.

El depósito del tramo inferior y medio de la Fm. Sot de Chera tuvo lugar en condiciones submareales y de creciente influencia siliciclástica, que refleja la progradación de los sistemas deltaicos en zonas más proximales. La tasa de sedimentación fue elevada, al menos a techo del cortejo, ya que el tramo medio muestra una potencia de hasta 90 m, que corresponde a un intervalo temporal inferior a una subbiozona. La variación de espesor del tramo medio podría estar en relación con la actividad tectónica sinsedimentaria, que daría lugar a la formación de un surco sedimentario en la zona septentrional de Ricla (Fig. 2).

Secuencia Kimmeridgiense-1. Su límite inferior refleja un evento transgresivo, que viene indicado por el descenso brusco de los componentes siliciclásticos y la abundancia de bivalvos en los materiales del tramo superior de la Fm. Sot de Chera (Delvene *et al.*, 1998). El cortejo transgresivo corresponde al tramo superior de la Fm. Sot de Chera y a la parte basal de la Fm. Loriguilla (Fig. 3). Se trata de depósitos de ambientes submareales, probablemente de la zona de tránsito entre rampa media y externa. A techo del cortejo (niveles con corales solitarios), existen evidencias de bajas tasas de sedimentación (presencia de superficies ferruginizadas, abundantes organismos colonizadores de sustratos duros, tales como serpúlidos, bivalvos, corales solitarios, y oncoides polifásicos; Bádenas, 1997).

El cortejo de alto nivel del mar corresponde al tramo inferior de la Fm. Loriguilla, y al Mb. Ricla (Fig. 3). Durante este cortejo, la subida lenta y la estabilización del nivel del mar, combinada con

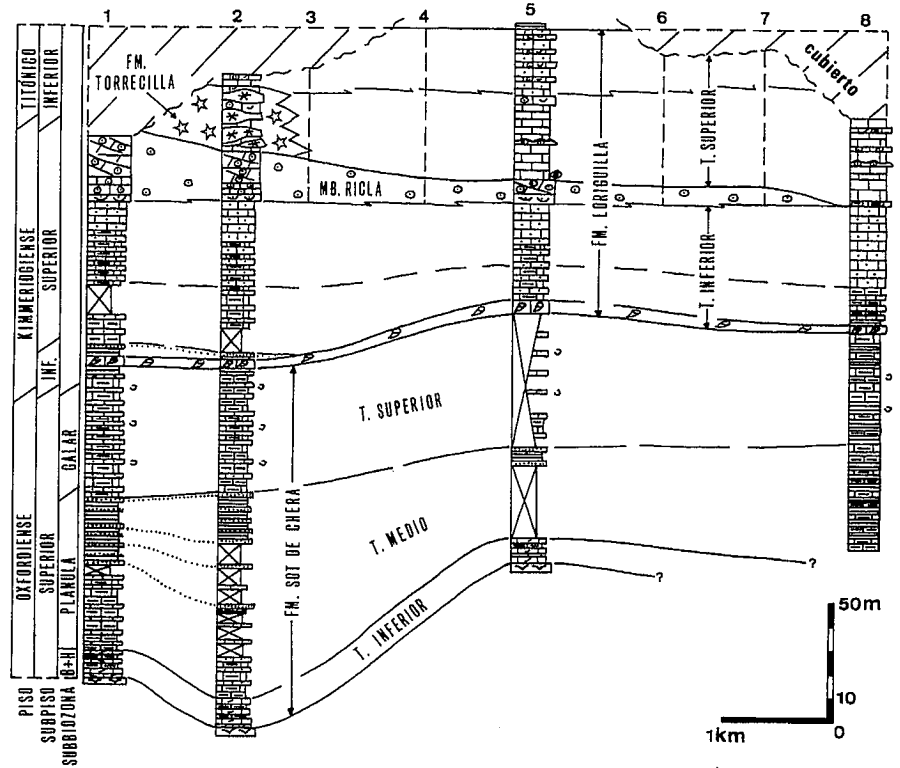


Fig. 2- Representación sintética y correlación de los perfiles realizados, en la que se muestra la distribución de las unidades litoestratigráficas diferenciadas.

Fig. 2- Synthetic representation and correlation of the studied sections, showing the distribution of the distinguished lithostratigraphic units.

Piso	Biozonas y Subbiozonas de ammonites	Secuencias de depósito- cortejos sedimentarios	Unidades litoestratigráficas diferenciadas en este trabajo	
			N	S
TITÓN.	?	SECUENCIA KIMMERID-2	HST	Fm. Torrecilla
	<i>Hybonotum</i>		TST	Fm. Loriguilla (tramo superior)
KIMMERIDGIENSE SUPERIOR	<i>Beckeri</i>	?	HST	Mb. Ricla
	<i>Eudoxus</i>		TST	Fm. Loriguilla (tramo inferior)
	<i>Acanthicum</i>			niveles de corales solitarios
	<i>Divisum</i>			
KIMMERIDGIENSE INFERIOR	<i>Hypsilocyclum</i>	SECUENCIA KIMMERIDGIENSE-1	TST	tramo superior
	<i>Platynota</i>			
OXFORDIENSE SUPERIOR	<i>Planula</i>	SECUENCIA OXFORD.	HST	Fm. Sot de Chera
				<i>Galar</i>
	<i>Hauffianum</i>			tramo inferior
	<i>Bimammatum</i>			
	<i>Berrense</i>			
	<i>Semimammatum</i>			Fm. Yátova

Fig. 3- Distribución cronoestratigráfica de las unidades litoestratigráficas, las secuencias de depósito y los cortejos sedimentarios diferenciados.

Fig. 3- Chronostratigraphic distribution of the lithostratigraphic units, depositional sequences and systems tracts distinguished.

la alta productividad de carbonato y los aportes siliciclásticos, da lugar una progresiva somerización. La parte inferior del cortejo está representada por sedimentos margosos y micríticos de rampa externa, que pasan a techo a sedimentos micríticos de rampa media con mayor influencia siliciclástica y abundantes niveles de tempestitas amalgamadas. En la parte superior del cortejo tiene lugar la rápida progradación de dunas oolíticas y arenosas y depósitos asociados de rampa media e interna (Mb. Ricla).

Secuencia Kimmeridgiense-2. Su límite inferior se sitúa a techo del Mb. Ricla y representa un evento transgresivo, ya que supone el paso brusco de dunas oolíticas y arenosas a facies arrecifales y micríticas (Fm. Torrecilla y tramo superior de la Fm. Loriguilla). Además, la inundación viene reflejada por la presencia de niveles oncolíticos sobre el Mb. Ricla (Bádenas, 1997). El cortejo transgresivo está representado por facies de rampa media (arrecifales en la zona más proximal y micríticas con depósitos de tormenta en su zona distal). El cortejo muestra una componente agradacional, lo que implica que la subida relativa del nivel del mar se ve compensada por la elevada productividad de carbonato en la zona más proximal de la rampa media (facies arrecifal). Los flujos de tormenta resedimentan parte del exceso de carbonato producido en las zonas someras hacia dominios más distales de la rampa media (ver Bádenas, 1998).

El cortejo de alto nivel del mar está representado por facies micríticas limosas y facies bioclásticas de rampa interna (últimos materiales del tramo superior de la Fm. Loriguilla), que progradan sobre las facies de rampa media del cortejo anterior. Su carácter progradante está en relación con el ascenso lento y la estabilización del nivel del mar y la elevada productividad de carbonato. El límite superior de la secuencia representa una importante discontinuidad en la sedimentación, que implica la instalación de sistemas aluviales y lacustres, y cuya laguna

estratigráfica asociada afecta al Jurásico terminal-Cretácico basal.

Conclusiones

Los datos obtenidos han permitido precisar el esquema estratigráfico previamente definido. En la Fm. Sot de Chera se han diferenciado tres tramos. Los tramos inferior y medio son equivalentes laterales de la Fm. Aldealpozo, mientras que el tramo superior presenta las facies margosas y margocalcáreas más típicas de la Fm. Sot de Chera. Las características litológicas particulares de los dos tramos basales podrían justificar, en trabajos futuros, su definición formal como miembro de la Fm. Sot de Chera, al igual que lo propuesto para materiales de similar edad y litología en otros sectores de la cuenca (Mb. Alustante, Sierra Menera: Aurell, 1990). Por otra parte, el término Mb. Ricla se ha restringido a las calizas oolíticas y areniscas que se intercalan entre dos tramos bien diferenciados dentro de la Fm. Loriguilla. El tramo superior de esta formación se encuentra en relación de cambio lateral de facies con las facies arrecifales de la Fm. Torrecilla.

Los datos de los afloramientos de Ricla, y su correlación con sectores más proximales de la cuenca (Veruela), han permitido precisar la edad del límite entre las Secuencias Oxfordiense y Kimmeridgiense previamente definidas, como correspondiente a la parte alta de la *Subbiozona Planula*. Además, el reconocimiento de una discontinuidad a techo del Mb. Ricla, ha permitido diferenciar dos secuencias dentro de la Secuencia Kimmeridgiense, denominadas Secuencia Kimmeridgiense-1 y Secuencia Kimmeridgiense-2. El límite entre ambas se encuentra en la parte media del Kimmeridgiense superior y en ellas se han reconocido los cortejos transgresivo y de alto nivel del mar. Estas secuencias parecen tener valor a escala de cuenca, puesto que han sido identificadas en otros sectores marginales (Sierra de Albarracín: Bádenas y Aurell, 1997).

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al proyecto P35/97 de la D.G.A. G. Delvene e I. Pérez-Urresti se han beneficiado de las Becas de Investigación del Gobierno de Aragón y del Instituto de Estudios Turolenses.

Referencias

- Alonso, A., Aurell, M., Mas, R., Meléndez, A. y Nieva, S. (1989): *X Congreso Esp. Sedim., Bilbao*, v. 1: 175-178.
- Aurell, M. (1990): *Tesis Doctoral*, Dpto. Ciencias de la Tierra, Univ. de Zaragoza, 389 pp.
- Aurell, M. (1991): *Sediment. Geol.*, 73: 101-115.
- Bádenas, B. (1997): *Tesis Licenciatura*, Dpto. Ciencias de la Tierra, Univ. de Zaragoza, 120 pp.
- Bádenas, B. (1998): *Geogaceta* 24:31-34.
- Bádenas, B. y Aurell, M. (1997): *Cuad. Geol. Ibérica*, 22: 15-36.
- Bello, J. (1995): *Tesis Licenciatura*, Dpto. Ciencias de la Tierra, Univ. de Zaragoza, 138 pp.
- Delvene, G. (1997): *IV Congreso Jurásico de España*, 61-62 pp.
- Delvene, G., Ramajo, J. y Pérez-Urresti, I. (1998): *Coloquios de Paleontología*, 49:77-95.
- Errenst, Ch. (1984): *J. Dt. Geol. Ges.*, 135: 45-55.
- Meléndez, G. (1989): *Tesis Doctoral*, Univ. Complutense, Madrid (1984): Instituto de Estudios Turolenses, 418 pp.
- Pérez-Urresti, I. (1996): *Coloquios de Paleontología*, 48: 125-145
- Ramajo, J. (1996): *Tesis Licenciatura*, Dpto. Ciencias de la Tierra, Univ. de Zaragoza, 139 pp.
- Soria, A.R., Martín-Closas, C., Meléndez, A., Meléndez, N. y Aurell, M. (1997): *Estudios Geol.*, 51: 141-152.
- Wenttd-Juber, E. (1990): *Paleontographica Abt. A.*, Stuttgart, 214: 79-120.