

*El Kimmeridgiense del Este
de la Península Ibérica:
Distribución de facies y evolución sedimentaria*

*The Kimmeridgian of the east
of the Iberian Peninsula:
facies patterns and sedimentary evolution*

BEATRIZ BÁDENAS y MARCOS AURELL

Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009-Zaragoza

RESUMEN

A partir de la revisión de los datos procedentes de 11 sondeos y 172 series locales se ha elaborado un mapa de isopacas y cuatro mapas de distribución de facies, que reflejan la evolución sedimentaria en las cuencas marinas localizadas al Este de la Placa Ibérica durante el Oxfordiense terminal-Titónico basal. El mapa de isopacas indica la presencia de una serie de surcos y umbrales sedimentarios, que se han relacionado con la actividad tectónica extensiva del inicio del *rift* Jurásico Superior-Cretácico Inferior.

Desde el punto de vista estratigráfico, los materiales estudiados corresponden a dos secuencias de depósito. La Secuencia-1 se inicia en la parte superior de la Biozona Planula del Oxfordiense superior, y se extiende hasta la parte media del Kimmeridgiense superior, mientras que la Secuencia-2 abarca hasta la base del Titónico. Tres de los cuatro mapas paleogeográficos elaborados corresponden a la Secuencia-1 (Oxfordiense terminal, Kimmeridgiense inferior, Kimmeridgiense superior). En dichos mapas se pone de manifiesto la relación lateral que existe entre los dominios de sedimentación distales de la Cuenca Ibérica (generalmente dominados por facies margosas y micríticas de rampa distal), y las facies arenosas, oolíticas y arrecifales localizados en los dominios más marginales o en las zonas más septentrionales (Estrecho de Soria, Cuenca Vasco-Cantábrica oriental). Dichos datos permiten discutir la relación genética entre ambos dominios de sedimentación, en especial entre las zonas

someras de elevada producción de carbonato, y las zonas distales o externas, donde predomina la acumulación de fango carbonatado.

Palabras clave: Jurásico Superior, Placa Ibérica, Rampa carbonatada.

ABSTRACT

A map showing the thickness distribution of the sedimentary units comprised from latest Oxfordian to earliest Tithonian in the Eastern part of the Iberian Plate, is presented in this work. We also shown four maps which display the facies distribution of Eastern Iberia along four successive stages. Base data for these maps were 11 well-logs and 171 measured sections. The thickness distribution map shows the existence of several furrows and sedimentary highs along the basin, which were originated during the tectonic extension of the onset of the Late Jurassic-Early Cretaceous Rift stage.

The studied units are arranged in two depositional sequences: Sequence-1 spans from latest Oxfordian (Planula Biozone p.p.) to early Late Kimmeridgian; Sequence-2 reached the lower part of the Tithonian. In our work we describe the distribution of the litostratigraphic units found in these sequences. At the onset of Sequence-1, a transgressive episode involved the flooding of the marginal areas and the linking between the northern and southern sedimentary realms (i.e., Basque-Cantabrian basin and Iberian basin). During Late Kimmeridgian-earliest Tithonian the progradation of the shallow reefal and oolitic facies over the outer ramp micritic facies took place.

The four reconstructed palaeogeographical maps show the lateral relationship between the outer ramp realms (dominated by marly and micritic facies, deposited below storm wave base) and the oolitic, sandy and reefal facies located in marginal areas (i.e., western Iberian basin, Soria Seaway and East Basque-Cantabrian basin). Coralgal reef had their maximal geographical extend along the marginal areas of the Iberian basin at the end of the Kimmeridgian. The results reported in our work allows to discuss on the genetic relationship between the different sedimentary domains of the carbonate ramp, specially between the shallow areas that had high carbonate productivity, and the outer areas, which were the site of the carbonate mud accumulation.

Key words: Late Jurassic, Iberian Plate, carbonate ramp

INTRODUCCIÓN

Durante el Mesozoico, al Este de la Placa Ibérica, se desarrollaron una serie de cuencas intracratónicas extensivas. Salas y Casas (1993) identifican

cuatro etapas en la evolución de estas cuencas, que son correlacionables con las principales fases de reorganización de las placas litosféricas del Atlántico Norte y Tethys Occidental. En concreto, diferencian dos etapas de *rift*, denominadas *Rift* Triásico y *Rift* Jurásico Superior-Cretácico Inferior, que alternan con otras dos de *postrift* (*Postrift* Jurásico Inferior-Medio y *Postrift* Cretácico Superior). El inicio del *Rift* Jurásico Superior-Cretácico Inferior, emplazado al final del Oxfordiense, se manifiesta por un brusco incremento en el espesor de las unidades sedimentarias en relación con surcos locales subsidentes, tales como el surco del Maestrazgo (Salas, 1987), el surco de Palomera (Aurell y Meléndez, 1989; Aurell y Bádenas, 1995) o el surco de Riela (Bádenas, 1997). Además, el basculamiento de bloques debido a la actuación de fallas normales de tipo lístrico durante el Oxfordiense terminal da lugar a la aparición de discordancias angulares, que han sido localmente reconocidas en la base de la Fm. Sot de Chera (Aurell *et al.*, 1997b).

Durante gran parte del Jurásico Superior, las plataformas marinas que se desarrollaron al Noreste de la Placa Ibérica estuvieron conectadas con las zonas marinas abiertas, tanto hacia el Sureste (mar del Tethys) como hacia el Noroeste (Atlántico Norte). La zona de conexión entre ambos dominios se estableció a través un corredor de mar de escasa profundidad, que fue denominado por Bulard (1972) Estrecho de Soria. Este estrecho estuvo limitado por las zonas emergidas del Macizo del Ebro y del Macizo Ibérico. Al Noreste se situaban los dominios de sedimentación de la Cuenca Vasco-Cantábrica oriental, al Sureste se extendían los dominios de la Cuenca Ibérica y, más al Sur, los de las Cuencas Béticas (Fig. 1).

El objeto de este trabajo es mostrar una síntesis estratigráfica y paleogeográfica de los materiales comprendidos entre el Oxfordiense terminal (Biozona Planula p.p.) y el Titónico basal del Noreste de la Península Ibérica. En concreto, los objetivos planteados son: (1) describir la geometría de la cuenca de sedimentación, a partir del estudio de la distribución de los espesores de las unidades sedimentarias; (2) mostrar las principales características estratigráficas del Kimmeridgiense de la Cuenca Ibérica, Estrecho de Soria y Cuenca Vasco-Cantábrica Oriental, a partir de la descripción de las unidades litoestratigráficas diferenciadas; (3) explicar la evolución sedimentaria y paleogeográfica del Kimmeridgiense, a partir de la elaboración de cuatro mapas en los que se muestran la distribución espacial de los principales tipos de facies.

La síntesis se ha realizado teniendo en cuenta los datos procedentes de diversos trabajos sobre la estratigrafía y evolución sedimentaria del Kimmeridgiense al Noreste de la Placa Ibérica, que incluyen el levantamiento de 172 serie locales y la interpretación de 11 sondeos (Fig. 2; Tabla 1). Dichos trabajos incluyen datos de los diferentes dominios de sedimentación del Noreste de la Placa Ibérica: el dominio Vasco-Cantábrico (Duvernois *et al.*, 1972; Soler y José, 1972; Bulard *et al.*, 1979; Garmendia y Robles, 1991; Bádenas, 1996), el Estrecho de Soria (Benke *et al.*, 1981; Errenst, 1984; Alonso *et al.*, 1986,

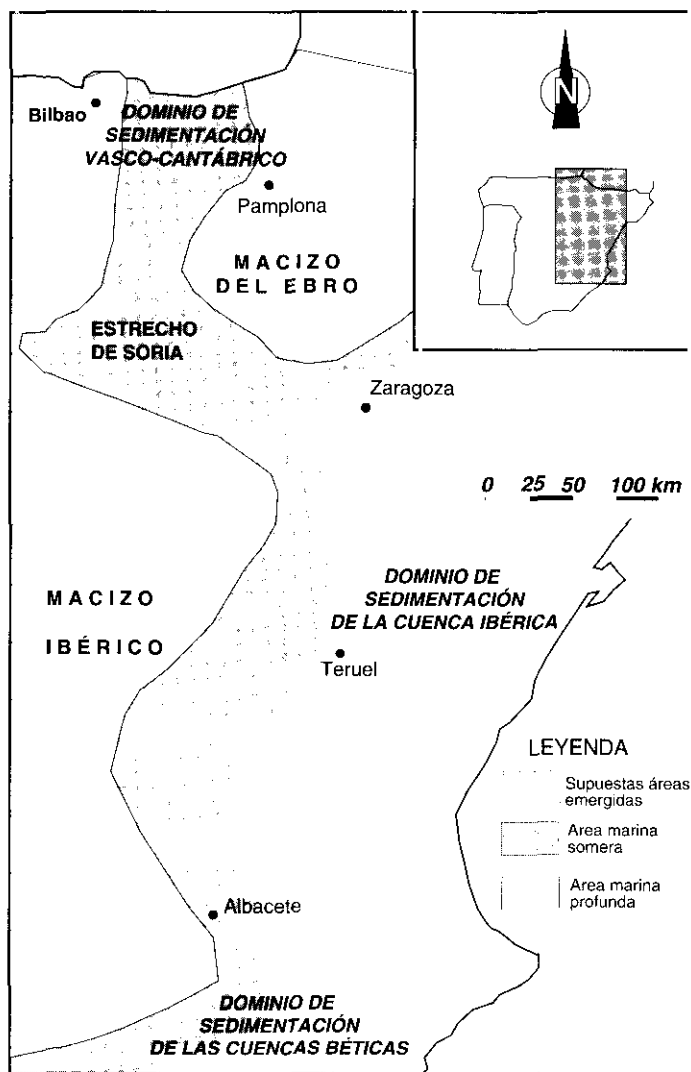


FIG. 1.—Paleogeografía del Este de la Placa Ibérica durante el Kimmeridgiense (elaborada a partir de Benke *et al.*, 1981; Gómez, 1979; Aurell, 1990; Alonso y Más, 1990 y Bádenas *et al.*, 1993b)

FIG. 1.—Kimmeridgian palaeogeography of Eastern Iberia (compiled from Benke *et al.*, 1981; Gómez, 1979; Aurell, 1990; Alonso y Más, 1990 y Bádenas *et al.*, 1993b).

FIG. 2.—Distribución de los perfiles y sondeos (círculos blancos) utilizados en este trabajo de síntesis (ver listado de nombres y autores en la Tabla 1).

FIG. 2.—Distribution of the measured sections and well-logs (open circles) used in our work of synthesis (see table 1 for local names and references).

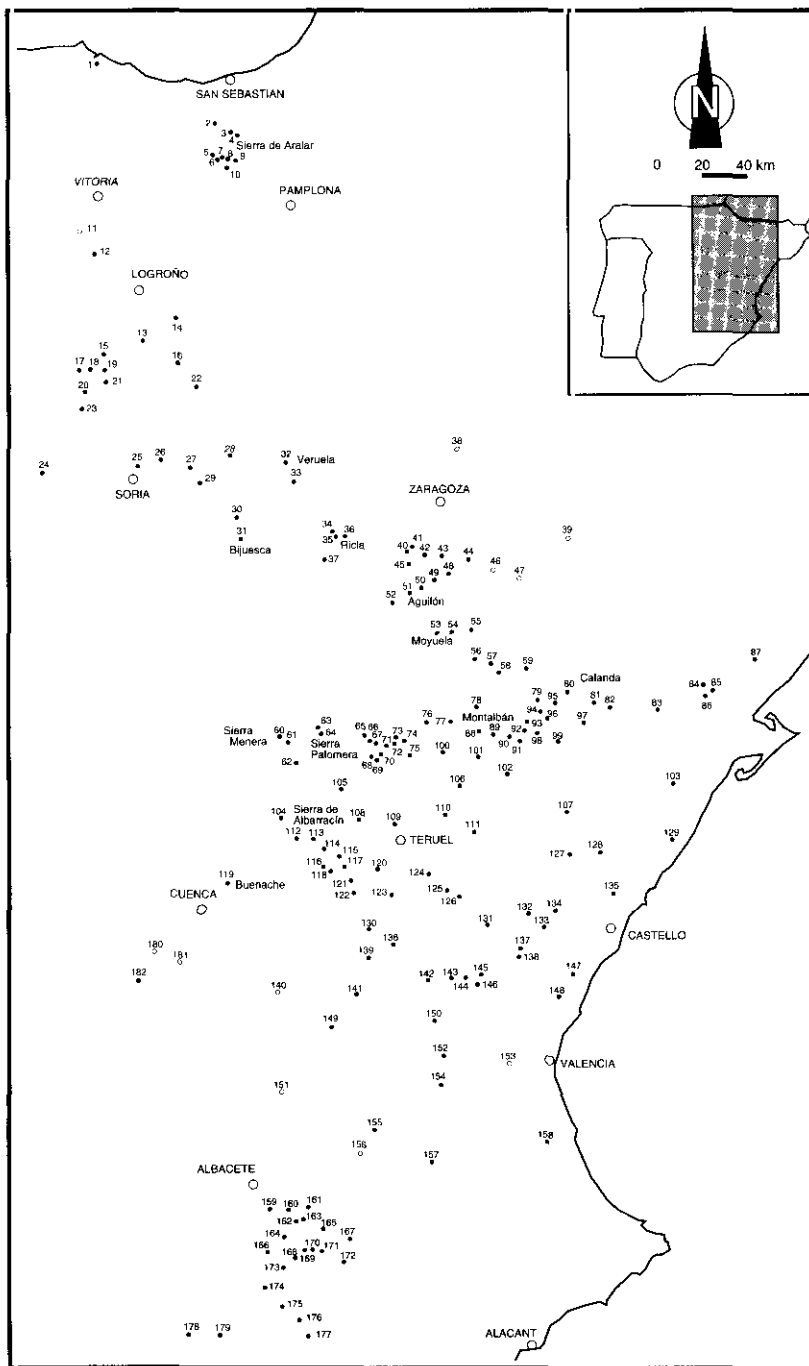


TABLE 1.—Nombres locales y fuente bibliográfica de los perfiles analizados.
TABLE 1.—Local names and sources of the studied sections.

1. Guernica (OLIVE <i>et al.</i> , 1985)	54. Moneva (AURELL, 1990)	109. Concud (AURELL, 1990)
2. Tolosa (GARMENDIA y ROBLES, 1991)	55. Lecera (AURELL, 1990)	110. Cedrillas (AURELL, 1990)
3. San Antón (GARMENDIA y ROBLES, 1991)	56. Alacón (AURELL, 1990)	111. Alcalá de la Selva (GAUTIER, 1981)
4. San Antón (GARMENDIA y ROBLES, 1991)	57. Ariño (AURELL, 1990)	112. Frías (BADENAS y AURELL, 1997)
5. Kilixketa (BADENAS, 1996)	58. Bc. del Moro (AURELL, 1990)	113. Moscardón (BADENAS y AUR., 1997)
6. Pardarri (BADENAS, 1996)	59. Andorra (AURELL, 1990)	114. Terriente (BADENAS y AUR., 1997)
7. Hirumugarrieta (BADENAS, 1996)	60. Anquela (AURELL, 1990)	115. Valdeucena (BADEN. y AUR., 1997)
8. Alborta (BADENAS, 1996)	61. Tordellejo (AURELL, 1990)	116. Masegoso (BADENAS y AUR., 1997)
9. Baraibar (BADENAS, 1996)	62. Alustante (AURELL, 1990)	117. Jabaloyas (BADENAS y AUR., 1997)
10. Burnigurize (DUVERNOIS <i>et al.</i> , 1972)	63. Pozuel del Campo (AURELL, 1990)	118. Arroyofrío (BADENAS y AUR., 1997)
11. Treviño-4 (GALLEGO, 1992)	64. Ojos Negros (AURELL, 1990)	119. Buenache (MELÉNDEZ, 1997)
12. Montoria (GALLEGO, 1992)	65. Bueña 1 (AURELL y BADEN, 1995)	120. Villel (AURELL, 1990)
13. Trevijano (ALONSO y MÁS, 1990)	66. Bueña 2 (AURELL y BADEN, 1995)	121. Tornón-Alobras (FEZER, 1988)
14. Jubera (ALONSO y MÁS, 1990)	67. Bueña 3 (AURELL y BADEN, 1995)	122. Arroyocerezo (FEZER, 1988)
15. Torrecilla (ALONSO y MÁS, 1990)	68. Aguatón 1 (AURELL y BADEN, 1995)	123. Riodeva (FEZER, 1988)
16. Arnedillo (ALONSO y MÁS, 1990)	69. Aguatón 2 (AURELL y BADEN, 1995)	124. Puebla de Valverde (GODOY <i>et al.</i> , 1983)
17. Canto Hincá (ALONSO y MÁS, 1990)	70. Aguatón 3 (AURELL y BADEN, 1995)	125. Camarena (ABRIL <i>et al.</i> , 1978)
18. Ortigosa (ALONSO y MÁS, 1990)	71. Argente (AURELL y BADENAS, 1995)	126. Barracas (GAUTIER, 1974)
19. Piniillos (ALONSO y MÁS, 1990)	72. Corredera (AURELL y BADEN, 1995)	127. Vistavella del Maes. (SALAS, 1987)
20. Monteneg. (ALONSO y MÁS, 1990)	73. Lidón (AURELL y BADENAS, 1995)	128. Espaneguera (OBIS y CANEROT, 1973a)
21. Pradillo (ALONSO y MÁS, 1990)	74. Hocino (AURELL y BADENAS, 1995)	129. Polpís (SALAS, 1987)
22. Muro Aguas (ALONSO y MÁS, 1990)	75. Visiedo (AURELL, 1990)	130. Aceras (FEZER, 1988)
23. Pt. St. Inés (ALONSO y MÁS, 1990)	76. Portalrubio (AURELL, 1990)	131. Sarión (GAUTIER, 1974)
24. Talveila (ALONSO y MÁS, 1990)	77. Utrillas (AURELL, 1990)	132. Cirat (MARTÍN <i>et al.</i> , 1974)
25. Garray (ALONSO y MÁS, 1990)	78. Torre las Arcas (AURELL, 1990)	133. Ayodar (MARTÍN <i>et al.</i> , 1974)
26. Renieblas (ALONSO y MÁS, 1990)	79. Alcorisa (AURELL, 1990)	134. Argelita (SALAS, 1987)
27. Aldealpozo (ALONSO y MÁS, 1990)	80. Calanda (AURELL, 1990)	135. Villafames (OBIS y CANEROT, 1973b)
28. Muro Agreda (ALONSO y MÁS, 1990)	81. Cañada Verich (AURELL, 1990)	136. Aras de Alpuente (FEZER, 1988)
29. Tajahuerce (ALONSO y MÁS, 1990)	82. Rafales (AURELL, 1990)	137. Gaibicel (MARTÍN <i>et al.</i> , 1974)
30. Bigornia (ALONSO y MÁS, 1990)	83. Beceite (datos propios inéditos)	138. Segorbe (MARTÍN <i>et al.</i> , 1974)
31. Bihuesca (ALONSO y MÁS, 1990)	84. Xerta-Pauls (datos propios inéditos)	139. Las Higueruelas (GÓMEZ, 1979)
32. Veruela (AURELL, 1990)	85. Tivenys (datos propios inéditos)	140. Gabaldón (s) (MORILLO y MELÉNDEZ, 1979)
33. Talamantes (AURELL, 1990)	86. Alfara (datos propios inéditos)	141. Aliaguilla (FONOLLA <i>et al.</i> , 1974)
34. Riecla 2 (BADENAS, 1997)	87. Sierra de la Creu (datos propios inéditos)	142. Chelva (GÓMEZ, 1979)
35. Riecla 7 (BADENAS, 1997)	88. Cirugeda (AURELL, 1990)	143. Peñas de Dios (GÓMEZ, 1979)
36. Calatorao (BADENAS, 1997)	89. La Cañadilla (AURELL, 1990)	144. Villar Oses (GÓMEZ, 1979)
37. Morata (BADENAS, 1997)	90. Bco. Degollados (AURELL, 1990)	145. Oses (GÓMEZ, 1979)
38. Zuera 1 (s) (FONTANA <i>et al.</i> , 1994)	91. Val de la Salina (AURELL, 1990)	146. Alcutblas (GÓMEZ, 1979)
39. Bujaraloz (s) (FONTANA <i>et al.</i> , 1994)	92. Cuevas Cañart (AURELL, 1990)	147. Sagunto (MARTÍN <i>et al.</i> , 1974)
40. Muel (AURELL, 1990)	93. Molinos (AURELL, 1990)	148. Vall de Uxó (MARTÍN <i>et al.</i> , 1974)
41. Mozota (AURELL, 1990)	94. Seno (AURELL, 1990)	149. Contreras (s) (MORILLO y MELÉNDEZ, 1979)
42. Jaulín (AURELL, 1990)	95. Alto del Caballo (AURELL, 1990)	150. Sot de Chera (GÓMEZ, 1979)
43. Valmadrid (AURELL, 1990)	96. Jaganta (AURELL, 1990)	151. Ledaña (MORILLO y MELÉNDEZ, 1979)
44. Mediana (AURELL, 1990)	97. Mas Joaquimet (AURELL, 1990)	152. Siete Aguas (GÓMEZ, 1979)
45. Mezalocha (AURELL, 1990)	98. Ladruián (AURELL, 1990)	153. Prenchiza (s) (GÓMEZ, 1979)
46. Lopín (s) (FONTANA <i>et al.</i> , 1994)	99. Luco de Bordón (AURELL, 1990)	154. Arroyo Picaestre (GÓMEZ, 1979)
47. La Zaida (s) (FONTANA <i>et al.</i> , 1994)	100. Galve (AURELL, 1990)	155. Villa de Ves (GARCÍA QUINTANA, 1979)
48. Puebla de Albornón (AURELL, 1990)	101. Aliaga (AURELL, 1990)	156. Carcelén (MORILLO y MELÉNDEZ, 1979)
49. Cruz (AURELL, 1990)	102. Cañada Benatanduz (AURELL, 1990)	
50. Fuendetodos (AURELL, 1990)	103. Traiguera (CANEROT <i>et al.</i> , 1973)	
51. Aguilón (AURELL, 1990)	104. Griegos (AURELL, 1990)	
52. Aladrén (AURELL, 1990)	105. Sta. Eulalia (AURELL, 1990)	
53. Moyuela (AURELL, 1990)	106. Ababuj (AURELL, 1990)	
	107. Villafranca Cid (GAUTIER, 1981)	
	108. Gea Albarracín (AURELL, 1990)	

TABLA 1. (Continuación)

157. Ayora (GARCÍA QUINTANA, 1979)	166. Barrio Nuevo (BADENAS <i>et al.</i> , 1993)	175. Hellín (BEHMEL, 1970)
158. Sierra Corberá (GEISTER Y GEYER, 1968)	167. La Higuera (BADENAS <i>et al.</i> , 1993)	176. Minateda (BEHMEL, 1970)
159. La Cabrera (BADENAS <i>et al.</i> , 1993)	168. Venta Nueva (BADENAS <i>et al.</i> , 1993)	177. Cancarix (BEHMEL, 1970)
160. Aldeanueva (BADENAS <i>et al.</i> , 1993)	169. Carbonejos (BADENAS <i>et al.</i> , 1993)	178. El Entredicho (BEHMEL, 1970)
161. Pedrizas (BADENAS <i>et al.</i> , 1993)	170. Pinilla (BADENAS <i>et al.</i> , 1993)	179. Helche-Ferez (BEHMEL, 1970)
162. Cerro Gualda (BADENAS <i>et al.</i> , 1993)	171. Las Anorias (BADENAS <i>et al.</i> , 1993)	180. Zafra de Záncara (s) (MORILLO y MELÉNDEZ, 1979)
163. Cerro Cuadrado (BADENAS <i>et al.</i> , 1993)	172. Fuente Álamo (BADENAS <i>et al.</i> , 1993)	181. Belmontejo (s) (MORILLO y MELÉNDEZ, 1979)
164. Pozo-Cañada (BADENAS <i>et al.</i> , 1993)	173. Ballesteros (BADENAS <i>et al.</i> , 1993)	182. Almonacid del Marquesado (s) (MORILLO y MELÉNDEZ, 1979)
165. Pétrola (BADENAS <i>et al.</i> , 1993)	174. Cruces (BEHMEL, 1970)	

1989; Alonso y Más, 1990) y la Cuenca Ibérica, tanto en su sector Central y Septentrional (Bulard, 1972; Gómez y Goy, 1979; Aurell, 1990; Meléndez *et al.*, 1990; Aurell y Meléndez, 1993; Bádenas *et al.*, 1993a; Bádenas y Aurell, 1997), como Oriental (Giner, 1980; Salas, 1987, 1989) y Meridional (Behmel, 1970; Arias, 1978; Gómez, 1979; Bádenas *et al.*, 1993b).

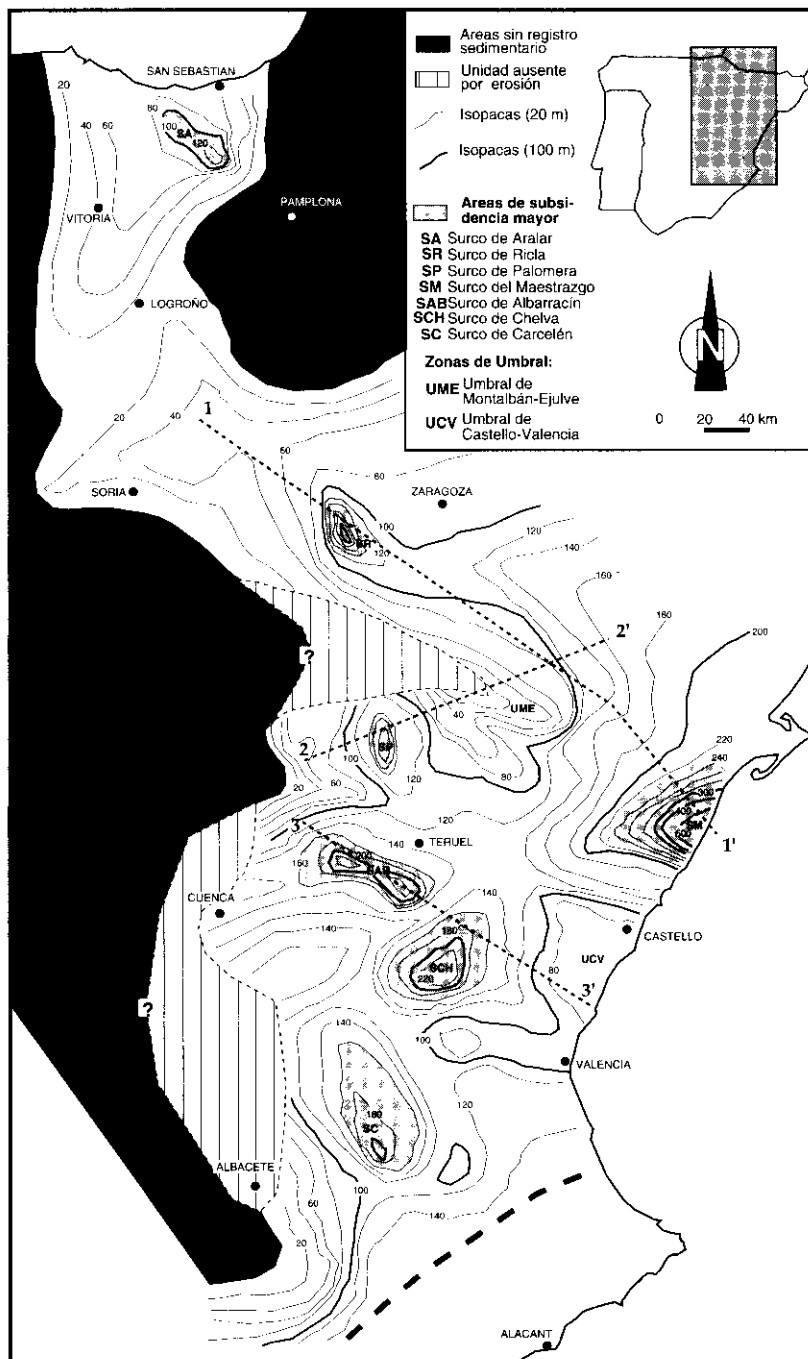
GEOMETRÍA DE LA CUENCA DE SEDIMENTACIÓN

El mapa de isopacas de los materiales comprendidos entre el Oxfordiense terminal (parte superior de la Biozona Planula)-Titónico basal en las cuencas del Este de la Placa Ibérica, pone de manifiesto la existencia de una serie de umbrales y surcos (Fig. 3).

En el dominios de sedimentación de la Cuenca Vasco-Cantábrica, los mayores espesores se encuentran en el Surco de Aralar. Los espesores son más reducidos hacia el Sur, en la zona correspondiente al Estrecho de Soria, donde el Kimmeridgiense no sobrepasa 50 m.

En el dominio de sedimentación de la Cuenca Ibérica, se observan una serie de surcos y umbrales alineados según una dirección aproximada Norte-Sur:

— En su zona central se encuentra la alineación de los surcos de Ricla, Palomera, Albarracín, Chelva y el posible surco de Carcelén, todos ellos con espesores máximos de sedimento que oscilan entre 200 y 230 m. Estos surcos están separados por zonas de menor subsidencia, alineadas según una dirección variable, desde Este-Oeste hasta Noreste-Suroeste. Respecto al surco de Ricla, hay que tener en cuenta que no hemos incluido el espesor total de la Fm. Sot de Chera, ya que su parte inferior (tramo inferior y medio, en Bádenas *et al.*, 1998), que alcanza hasta 100 m de potencia, corresponde a la parte superior de la Biozona Bimammatum y a la parte inferior de la Biozona Planula, no incluidas en este trabajo. En relación con el surco de Palomera, es posible cartografiar una falla de dirección Norte-Sur, que limita el surco (con geometría de



semigraben) en su parte oriental (ver Fig. 6). En función de su situación geográfica, precisada por Aurell y Bádenas (1995), dicha falla se ha denominado falla de Palomera, modificando el término falla del Jiloca utilizada en trabajos previos (Aurell y Meléndez, 1989).

— Más al Este se encuentran los umbrales de Montalbán-Ejulve y de Castellón-Valencia. Este último es un área de escasa subsidencia, con un espesor de sedimento inferior a 100 m. El umbral de Montalbán-Ejulve actúa como una zona escasamente subsidente y de sedimentación somera durante gran parte del Jurásico Medio y del Oxfordiense (Bulard, 1972). Durante el Kimmeridgiense, las zonas emergidas o de escasa batimetría asociadas al umbral se encuentran probablemente restringidas al Norte de Montalbán, ya que en ellas se desarrollan facies someras oolíticas, arrecifales y bioclásticas (Fm. Torrecilla: Aurell, 1990). En las zonas más orientales del umbral, sobre las facies someras del Oxfordiense se encuentran generalmente facies micríticas y margosas con ammonites de rampa externa de edad Kimmeridgiense.

— En la parte más oriental de la Cuenca Ibérica se encuentra el surco del Maestrazgo, donde se encuentran los espesores máximos de materiales del Kimmeridgiense, superiores a 500 m (Salas, 1987).

UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

SECUENCIAS DE DEPÓSITO: LÍMITES Y EDAD

Los materiales comprendidos entre el Oxfordiense terminal y el Titónico basal corresponden a dos secuencias de depósito, denominadas Secuencia-1 y Secuencia-2 (Bádenas y Aurell, 1997; Bádenas et al., 1998). La Secuencia-1 es de edad Oxfordiense terminal (Biozona *Planula* p.p.)-Kimmeridgiense superior p.p., mientras que la Secuencia-2 se extiende desde la parte media del Kimmeridgiense superior hasta la base del Titónico (ver tabla de edades en la Fig. 4). El límite inferior de ambas secuencias corresponde a una superficie de inundación, por lo que los materiales correspondientes al cortejo de bajo nivel del mar están ausentes en ambas secuencias.

El límite inferior de la Secuencia-1 ha sido estudiado en detalle en la Cordillera Ibérica septentrional. En el Estrecho de Soria, su límite inferior está marcado por una superficie irregular de exposición subaérea (Alonso y Mas, 1990). En el sector de Veruela, dicho límite se localiza sobre una su-

FIG. 3.—Mapa de isopacas de los materiales del intervalo Oxfordiense terminal-Titónico basal al Este de la Placa Ibérica.

FIG. 3.— Thickness distribution of the sedimentary units from latest Oxfordian to earliest Tithonian in the Eastern Iberia.

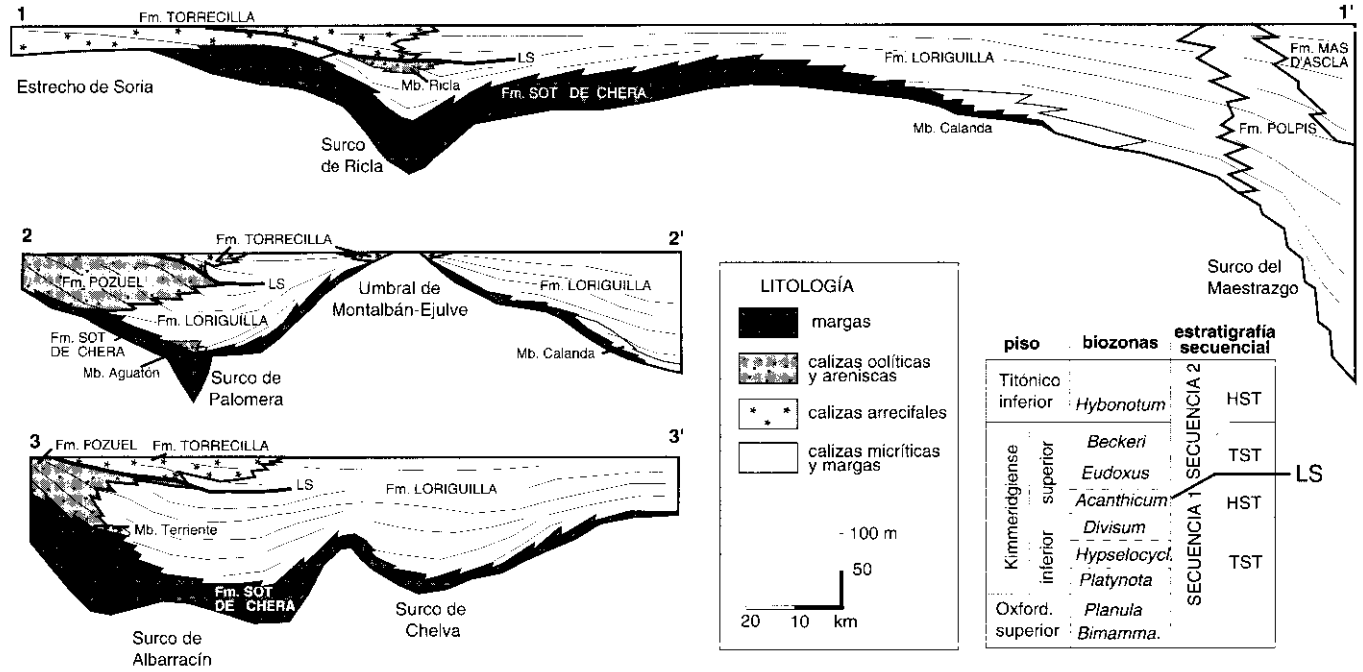


FIG. 4.—Paneles de correlación sintéticos, en los que se muestra la distribución de unidades estratigráficas. LS= límite entre la Secuencia-1 y la Secuencia-2. Ver situación en la Fig. 3.

FIG. 4.—Schematic cross-sections showing the distribution of the stratigraphic units. LS= Sequence boundary between Sequence-1 and Sequence-2. See Fig. 3 for location.

cesión granocreciente, que a techo presenta areniscas y microconglomerados de frente deltaíco (Fm. Aldealpozo, Oxfordiense superior). Por encima, se encuentran margas con fósiles de rampa media-externa (Fm. Sot de Chera), en cuya base se reconocen ammonoideos de la parte alta de la Biozona Planula. En dominios más distales (sector de Ricla: Bádenas *et al.*, 1998 y sector de Aguilón-Tosos: Pérez-Urresti *et al.*, 1998), se observa una evolución sedimentaria similar, de modo que, dentro de la Fm. Sot de Chera, se reconoce una superficie de transgresión de la misma edad que separa, de forma brusca, una sucesión granocreciente con elevada influencia siliciclástica, de otra sucesión margosa depositada en ambientes relativamente más profundos.

En los dominios de sedimentación más distales de la Cuenca Ibérica (sector de Moyuela-Calanda: Pérez-Urresti, 1995; Aurell *et al.*, 1997a y b), la discontinuidad es una superficie ferruginizada y con elevada concentración de glauconita, sin evidencias de exposición subaérea. Sobre ella, se encuentran los depósitos margosos de la Fm. Sot de Chera, en los que se reconocen ejemplares fósiles de la Subbiozona Galar (parte superior de la Biozona Planula). Dicha discontinuidad tiene una laguna estratigráfica asociada que generalmente afecta a la parte superior de la Biozona Bimammatum (Subbiozona Hauffianum) y a la base de la Biozona Planula (Subbiozona Planula).

El límite entre la Secuencia-1 y la Secuencia-2 ha sido reconocido por Bádenas y Aurell (1997) en la Sierra de Albarracín y por Bádenas (1997) y Bádenas *et al.* (1998) en el sector de Ricla (Fig. 4). En ambos casos, la discontinuidad sedimentaria asociada al límite de secuencia representa una superficie de inundación, que supone el paso brusco de facies oolíticas y areniscas de rampa interna a facies arrecifales y micríticas de rampa media. Teniendo en cuenta los escasos restos de ammonoideos que se encuentran por debajo y por encima de la superficie de discontinuidad, dicho límite se localiza en la parte media del Kimmeridgiense superior, a techo o por encima de la Biozona Acanthicum (Fezer, 1988; Nose, 1995; Bádenas, 1997). Hacia las zonas más distales de la Cuenca, la discontinuidad pasa a una conformidad correlativa que, en función de los escasos datos paleontológicos disponibles, debe localizarse en la parte media de la Fm. Loriguilla.

El límite superior de la Secuencia-2 es una discontinuidad sedimentaria, que se reconoce en amplios sectores de la Cuenca Ibérica. Esta implica el rápido desplazamiento de la línea de costa hacia el Este y un brusco cambio de facies (Aurell, 1990; Aurell y Meléndez, 1993). Por debajo de la discontinuidad, se han reconocido ammonites de la Biozona Hybonotum del Titónico inferior (Meléndez *et al.*, 1990; Aurell, 1990; Aurell *et al.*, 1997a).

En la Fig. 4 se muestra la distribución de la Secuencia-1 y de la Secuencia-2, y de las unidades litoestratigráficas que las constituyen, a partir de tres paneles de correlación, cuya posición se indica en la Fig. 3. A continuación describimos las principales características de las unidades litoestratigráficas incluidas en las dos secuencias:

FM. CALIZAS CON CORALES DE TORRECILLA EN CAMEROS

La unidad fue definida por Alonso y Mas (1990) en el dominio de sedimentación del Estrecho de Soria, donde presenta una potencia comprendida entre 20 y 50 m. Se trata de una unidad predominantemente arrecifal, con bioconstrucciones de corales y algas de morfología y potencia variable, depositada en las zonas de rampa interna y media. En las zonas marginales del Estrecho de Soria, adosadas a los Macizos del Ebro e Ibérico, predominan los depósitos oolíticos de rampa interna, con elevada influencia siliciclástica. Benke *et al.* (1981) reconocen en esta unidad escasos ammonites de las tres biozonas del Kimmeridgiense inferior y de la biozona basal del Kimmeridgiense superior, y no descartan que su depósito se extendiera también a la parte superior del Kimmeridgiense superior. Según Schudack y Schudack (1989), la unidad se extiende hasta el Titónico inferior en la zona más meridional del Estrecho de Soria, en el sector de Bijuesca. Sobre la Fm. Torrecilla se encuentran los materiales continentales en facies Weald de la Cuenca de Cameros (Fm. Tera), cuya base ha sido atribuida al Kimmeridgiense terminal o al Titónico basal por diversos autores (Schudack y Schudack, 1989; Martín-Closas, 1989).

Alonso y Mas (1990) atribuyen los materiales de la Fm. Torrecilla a una única secuencia de depósito. De acuerdo con los datos paleontológicos disponibles, dicha secuencia debe corresponder a la Secuencia-1, si bien no puede descartarse que el techo de la unidad, en las zonas más surorientales del Estrecho de Soria, corresponda a la Secuencia-2 (ver Fig. 4).

La Fm. Torrecilla fue identificada en los dominios de la Cuenca Ibérica, tales como el sector de Ricla (Aurell y Nieva, 1988; Bádenas *et al.*, 1993a; Bádenas, 1997), la zona de Montalbán (Aurell, 1990), y la Sierra de Albarracín (Bádenas y Aurell, 1997). En este último sector la unidad muestra bioconstrucciones con morfología de pináculo de hasta 15 m de altura, que han sido atribuidos al Kimmeridgiense superior (Geyer, 1965; Giner y Barnolas, 1979; Fezer, 1988; Errenst, 1990; Leinfelder, 1993; Nose, 1995; Aurell y Bádenas, 1997). En el sector de Ricla, la unidad tiene una edad Kimmeridgiense superior-Titónico inferior (Errenst, 1984; Wnendt-Juber, 1990; Bádenas, 1997). Tanto en la Sierra de Albarracín como en el sector de Ricla, la Fm. Torrecilla se encuentra sobre la superficie de discontinuidad, interpretada como el límite inferior de la Secuencia-2.

UNIDAD ARENOSA, OOLÍTICA Y ARRECIFAL

La unidad fue utilizada de manera informal por Bádenas (1996) en la Sierra de Aralar (Navarra). Se trata de una unidad con categoría de formación, que se reconoce en los dominios de sedimentación de la Cuenca Vasco-Cantábrica

Oriental. Dada su edad (Oxfordiense superior-Kimmeridgiense) y características litológicas, la unidad es equivalente lateral de la Fm. Torrecilla. Su espesor máximo es 132 m. Los materiales infrayacentes son calizas con peloides, bioclastos (esponjas) y ammonoideos del Oxfordiense medio. El límite superior de la unidad es una discontinuidad sedimentaria, sobre la que se encuentran las facies continentales de edad Jurásico terminal-Cretácico basal (facies «Purbeck»).

En la Sierra de Aralar, Bádenas (1996) diferencia facies arenosas (relacionadas con un sistema deltaico), facies de ooides, bioclastos e intraclastos (barras submareales someras de rampa interna), y facies de ooides, peloides y corales (bajíos y arrecifes de rampa media). Dichas facies definen un dispositivo retrogradante-progradante, atribuible al cortejo transgresivo y de alto nivel del mar de una única secuencia de depósito, que probablemente es equivalente lateral de la la Secuencia-1 definida en la Cuenca Ibérica, ya que la unidad parece no sobrepasar el Kimmeridgiense.

FM. MARGAS DE SOT DE CHERA

La Fm. Sot de Chera fue definida por Gómez y Goy (1979). La unidad se reconoce en los dominios de sedimentación de gran parte de la Cuenca Ibérica (Gómez y Goy, 1981; Aurell, 1990), si bien en los dominios más orientales está ausente o escasamente representada. Se trata de margas con un escaso contenido fósil (ammonites, bivalvos, ostrácodos, foraminíferos bentónicos), que localmente presentan intercalación de niveles arenosos. La edad de la Fm. Sot de Chera es generalmente Oxfordiense terminal (parte superior de la Biozona Planula), si bien en las zonas marginales abarca un intervalo estratigráfico mayor. En algunos sectores (Riela, Aguilón, Sierra Menera), la unidad se inicia en la Biozona Bimammatum y puede extenderse hasta la base del Kimmeridgiense inferior. En este caso, la parte inferior de la formación corresponde a una secuencia de depósito más antigua (Secuencia Oxfordiense, en Aurell, 1991). En el sector de Sierra Menera, donde esta unidad basal es fácilmente diferenciable por su elevado contenido fósil y por la intercalación de bancos bioclásticos arenosos, Aurell (1990) define el Mb. Alustante.

Desde el punto de vista secuencial, la Fm. Sot de Chera corresponde a la parte basal de la Secuencia-1 (Fig. 4). Sus máximos espesores se encuentran en los dominios marginales de la Cuenca Ibérica (Sierra Palomera, Sierra de Albarracín, Riela), donde alcanza hasta 135 m y presenta intercalación de niveles de areniscas, frecuentemente con gradación y bases planares erosivas. En los afloramientos localizados al Sureste de Albacete, la unidad muestra intercalación de potentes paquetes de areniscas con estratificación cruzada, que han sido interpretados como depósitos de frente deltaico, con sentido de progradación dominante hacia el Este (Bádenas *et al.*, 1993b).

FM. CALIZAS OOLÍTICAS DE POZUEL

La Fm. Pozuel fue definida informalmente por Villena (1971) en el sector de Sierra Menera. Posteriormente, Aurell (1990) define formalmente esta unidad, extendiendo su uso a la Sierra de Albarracín y a los afloramientos de Sierra Palomera (ver también Aurell y Bádenas, 1995 y Bádenas y Aurell, 1997). La unidad se localiza, por tanto, en los dominios marginales de la Cuenca Ibérica, donde tiene un espesor medio de 50 m. Se trata de calizas blancas predominantemente oolíticas, que presentan localmente estratificación cruzada de gran escala, con sentido de progradación hacia el Este-Sureste en la Sierra de Albarracín y hacia el Sureste-Suroeste en Sierra Palomera. Dentro de la unidad se reconocen bioconstrucciones de corales y algas (*patches* arrecifales), así como niveles siliciclásticos (areniscas y conglomerados), estos últimos más frecuentes hacia el techo de la unidad.

La edad de inicio del depósito de la Fm. Pozuel es variable, debido a su relación de cambio lateral de facies con las unidades infrayacentes (Fm. Sot de Chera y Fm. Loriguilla: Fig. 4). Sobre ella se reconoce la discontinuidad sedimentaria, límite entre las Secuencias 1 y 2, de modo que la unidad corresponde a la parte superior de la Secuencia-1.

Hay que notar que Gómez y Goy (1979, 1981) consideran esta unidad como una variación lateral de la Fm. Higuieruelas. Sin embargo, en nuestra opinión, la atribución de las calizas oolíticas de la Fm. Pozuel a la Fm. Higuieruelas es inapropiada, debido a: (1) su litología, con características particulares y de gran homogeneidad, claramente diferenciable de las facies oncolíticas y peloidades más representativas de la Fm. Higuieruelas, (2) su distribución geográfica en dominios marginales de la cuenca Ibérica, en los que la Fm. Higuieruelas está ausente por no sedimentación, debido a la menor extensión de la cuenca durante el momento de su depósito, (3) su edad y su equivalencia lateral con la Fm. Sot de Chera y la Fm. Loriguilla. Hay que tener en cuenta que sobre la Fm. Pozuel existe una discontinuidad sedimentaria, de modo que no existe relación lateral alguna entre esta unidad y la Fm. Higuieruelas. En conclusión, no sólo existen diferencias litológicas bien diferenciables entre ambas unidades, sino que ambas forman litosomas bien diferenciados, tanto en el tiempo como en el espacio.

UNIDAD DE ALBACETE

La *Unidad de Albacete* fue utilizada de manera informal por Bádenas *et al.* (1993b) en los afloramientos situados al Sureste de Albacete, localizados en el margen Suroriental de la Cuenca Ibérica, donde presenta una potencia de hasta 35 m. La unidad presenta términos litológicos variables: areniscas de grano fino a medio en bancos tabulares y con intercalación de niveles margosos, areniscas oolíticas en bancos tabulares y con estratificación cruzada, y calizas

oolíticas localmente con estratificación cruzada planar, depositadas en las zonas interna y media de la rampa. Dadas sus características litológicas, edad y equivalencias laterales con la Fm. Loriguilla, la Unidad de Albacete es un término equivalente a la Fm. Pozuel.

La *Unidad de Albacete* corresponde tanto a la unidad J-2.2 (arenas y areniscas con intercalaciones carbonatadas) como a la parte inferior de la unidad J-3 (calizas oolíticas y oncolíticas), utilizada previamente por Arias (1978). Hay que tener en cuenta que existen atribuciones previas diferentes a las unidades de Arias (1978). Según Gómez y Goy (1979), la unidad J.2-2 es un paso lateral a facies arenosas de la Fm. Loriguilla, mientras que la unidad J-3 corresponde, por completo, a la Fm. Higuieruelas. El análisis sedimentológico llevado a cabo por Bádenas et al. (1993b) corrobora la relación de cambio lateral de facies entre la unidad J-2.2 y la Fm. Loriguilla. Sin embargo, sus características litológicas bien diferenciadas de la Fm. Loriguilla justifican su atribución a la Unidad de Albacete. Además, Bádenas et al. (1993b) demuestran que una parte de las calizas oolíticas incluidas en la unidad J-3 de Arias (1978), son de hecho también equivalentes laterales de la Fm. Loriguilla (unidad J.2.1, en Arias, 1978) y están limitadas a techo por una importante discontinuidad sedimentaria. De modo semejante a lo argumentado para la Fm. Pozuel, dicha relación implica que tanto las areniscas y calizas oolíticas incluidas dentro de la Unidad de Albacete, como la Fm. Higuieruelas, forman dos litosomas bien diferenciados por su litología, edad y extensión geográfica. En nuestra opinión, la unidad J-3 incluye unos materiales basales (localizados en las zonas más proximales de la cuenca) que corresponden a la Unidad de Albacete, y otros superiores, claramente atribuibles a la Fm. Higuieruelas.

FM. RITMITA CALCÁREA DE LORIGUILLA

La Fm. Loriguilla fue definida por Gómez y Goy (1979) y se extiende en los dominios de sedimentación de la Cuenca Ibérica, donde constituye el equivalente lateral en facies distales de las facies margosas, oolíticas y arrecifales marginales (Fm. Sot de Chera, Fm. Pozuel y Fm. Torrecilla).

Se trata de una alternancia rítmica de calizas micríticas en bancos decimétricos continuos y margas, con un espesor total que oscila entre 50 y 150 m. Su depósito tuvo lugar en las zonas de rampa externa, por debajo del nivel de oleaje de tormentas. Sin embargo, en zonas más proximales (Sierra de Albarracín, Sierra Palomera, Ricla) su depósito tuvo lugar en la rampa media, ya que la unidad presenta frecuentes depósitos de tormenta intercalados, así como estructuras debidas al retrabajamiento por el oleaje de tormentas (Bádenas y Aurell, 1997; Bádenas, 1997).

La edad de la Fm. Loriguilla ha podido ser establecida con precisión en los dominios más distales de la Cuenca Ibérica, donde tiene un elevado contenido en ammonoideos. En concreto, en el sector de Calanda, se reconocen todas las

biozonas del Kimmeridgiense y la biozona basal del Titónico (Atrops y Meléndez, 1985; Aurell *et al.*, 1997a).

Dentro de la Fm. Loriguilla se diferencian cuatro miembros:

1. *Miembro Calizas y margas de Calanda* (Meléndez *et al.*, 1990): Se reconoce en la Cordillera Ibérica Nororiental, y se localiza en la base de la Fm. Loriguilla. Se trata de margocalizas, margas y calizas en bancos de 0.1 m a 0.4 m de espesor, que forman una sucesión litológicamente menos competente que las calizas micríticas tableadas más típicas de la Fm. Loriguilla. En especial, destaca la presencia de un tramo predominantemente margoso a techo de la unidad, con espesores próximos a los 10 m («Margas de Acanthicum» en Meléndez *et al.*, 1990). Otro carácter distintivo es su elevado contenido fósil, en especial de ammonoideos, espongiarios, braquiópodos y bivalvos, así como la presencia frecuente de superficies endurecidas, encostradas y perforadas a techo de los bancos carbonatados. Su potencia total no sobrepasa los 20 m y su edad es Kimmeridgiense inferior-superior p.p. (Biozona Acanthicum) Su depósito tuvo lugar en la rampa externa.

En la unidad son frecuentes los intervalos estratigráficos que presentan notables reducciones de espesor. En especial, los materiales de la parte superior del Kimmeridgiense inferior (Biozonas Hypselocyclum y Divisum), no sobrepasan los 2 m de espesor. Dicha reducción de espesor ha sido relacionada con la superficie de máxima inundación de la Secuencia-1 (Aurell, 1990, 1991; Bádenas, 1997).

2. *Miembro Calizas oolíticas y oncolíticas de Aguatón* (Aurell, 1990): Se encuentra en la Sierra Palomera, entre las localidades de Bueña y Aguatón, en la parte inferior de la Fm. Loriguilla. Está constituido por calizas oolíticas con estratificación cruzada, facies micríticas bioturbadas y facies oncolíticas con restos de corales y otros organismos coloniales. Su espesor total es de hasta 20 m. Hacia su base se reconocen ammonites de la Biozona Platynota del Kimmeridgiense inferior. Corresponde por lo tanto a la parte media de la Secuencia-1. Su depósito tuvo lugar en la zona de rampa media, y estuvo condicionado por la actividad tectónica de la falla de Palomera, de modo que las facies del Mb. Aguatón quedan restringidas al surco de Palomera (Figs. 4 y 6). Las paleoocorrientes medidas en el Mb. Aguatón indican un transporte de sedimento hacia el Sur, paralelo a dicho surco (Aurell y Bádenas, 1995).

3. *Miembro Calizas con oncolitos y corales de Terriente* (Bádenas y Aurell, 1997): Se localiza en la Sierra de Albarracín, entre las localidades de Terriente y Masegoso, a la base de la Fm. Loriguilla. Constituye un cinturón de facies de rampa media de orientación Norte-Sur de hasta 2 km de anchura, en la que se observan *patches* arrecifales de corales, chaetetidos y estromatopóridos, con morfología de pináculo de hasta 4 m de altura y rudstones oncolíticos y bioclásticos asociados, en bancos de potencia decimétrica. Su depósito tuvo lugar al final del Kimmeridgiense inferior (Fezer, 1988), por lo que corresponde a la parte media de la Secuencia-1.

4. *Miembro Calizas oolíticas y areniscas de Riela* (Aurell, 1990; Bádenas, 1997). La unidad fue originalmente definida como un miembro de la Fm. Torrecilla. Sin embargo, el hecho de que se encuentre intercalada entre las facies micríticas de la Fm. Loriguilla, hace más recomendable que sea incluida dentro de esta última formación. Se trata de areniscas y microconglomerados con laminación y estratificación cruzada y calizas oolíticas y areniscas con estratificación cruzada planar. La potencia máxima medida del Mb. Riela es 30 m y su depósito tuvo lugar en la parte media del Kimmeridgiense superior. El Mb. Riela representa la rápida progradación de dunas oolíticas y arenosas de rampa interna (con sentido dominante Sur-Sureste) sobre facies bioturbadas con abundantes niveles de tormenta de rampa media. Bádenas (1997) y Bádenas *et al.* (1998) interpretan estos depósitos como correspondientes a la parte superior de la Secuencia-1. Por encima se encuentra una superficie de inundación, sobre la que se encuentran niveles oncolíticos y bioclástico intensamente bioturbados y con oncolitos polifásicos, que indican bajas tasas de sedimentación. Sobre estos se encuentran facies arrecifales y facies micríticas con depósitos de tormenta (rampa media), correspondientes al inicio de la Secuencia-2.

FM. CALIZAS DE SANTA MAGDALENA DE POLPÍS Y FM. MARGAS DEL MAS D'ASCLA

Ambas unidades, definidas por Salas (1987), se reconocen en el Maestrazgo meridional (ver surco del Maestrazgo, en la Fig. 3), donde alcanzan espesores de hasta 500 y 300 m respectivamente. La Fm. Polpís está formada por calizas micríticas tableadas con estructuras gravitacionales (*slumps*) e intercalación de montículos bioconstruidos por esponjas, depositadas en la zona de rampa externa-talud. Hacia techo, la unidad pasa a las margas y calizas laminadas de rampa externa de la Fm. Mas d'Ascla. Hacia el techo de esta unidad, Aurell (1990) cita la presencia de ammonites de la base del Titónico (Biozona Hybonotum). El límite entre ambas formaciones constituye un evento transgresivo, que podría correlacionarse con el límite entre la Secuencia-1 y la Secuencia-2 (Salas, com. pers.).

FM. CALIZAS Y DOLOMÍAS BRECHOIDEAS DE BUENACHE DE LA SIERRA

Esta unidad, definida por Meléndez (1973) en la Serranía de Cuenca, se reconoce también más al Sur, en la Sierra de Altomira (Morillo y Meléndez, 1979). Se trata de carbonatos brechoideos rojos de aspecto carniolar, dolomías y brechas dolomíticas, que pueden alcanzar espesores de hasta 175 m. En sondeo, la unidad se reconoce con frecuencia como una alternancia de dolomía y anhidrita. Se interpretan como depósitos de rampa interna, originados en lagunas costeras evaporíticas. Según Morillo y Meléndez (1979) la edad de la for-

mación es Jurásico Medio p.p.-Kimmeridgiense. De este modo, la unidad es equivalente lateral, al menos en parte, de la Fm. Sot de Chera y Loriguilla, si bien no se han encontrado datos paleontológicos concluyentes que justifiquen esta atribución. De modo tentativo, hemos incluido las facies de esta unidad en las reconstrucciones paleogeográficas propuestas en nuestro trabajo (ver Figs. 5-8).

EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA

Durante el Kimmeridgiense, la distribución de facies al Este de la placa Ibérica fue bastante regular, ya que estas se disponían en una serie de bandas paralelas entre sí, que correspondían a diferentes dominios de sedimentación de la plataforma carbonatada. El análisis de las facies pone de manifiesto que los dominios de sedimentación son progresivamente más profundos hacia el Este, sin una ruptura significativa de la pendiente de la plataforma, de modo que las facies de talud no se registran más que en los dominios orientales de la cuenca (surco del Maestrazgo, Salas, 1989). De este modo, se considera que, durante el Kimmeridgiense, la sedimentación tuvo lugar en una rampa carbonatada de gran extensión lateral, que tenía sus zonas más profundas y distales hacia el Este (Salas, 1989; Aurell, 1990; Aurell y Meléndez, 1993; Aurell *et al.*, 1995). Este modelo de sedimentación contrasta con lo observado durante el Jurásico Medio en la plataforma epicontinental del Este de la Placa Ibérica, donde el cinturón de facies más marginal, próximo a la línea de costa, no suele estar bien preservado o es difícilmente identificable, y los sedimentos fosilíferos de plataforma externa están ampliamente desarrollados (Fernández-López, 1997).

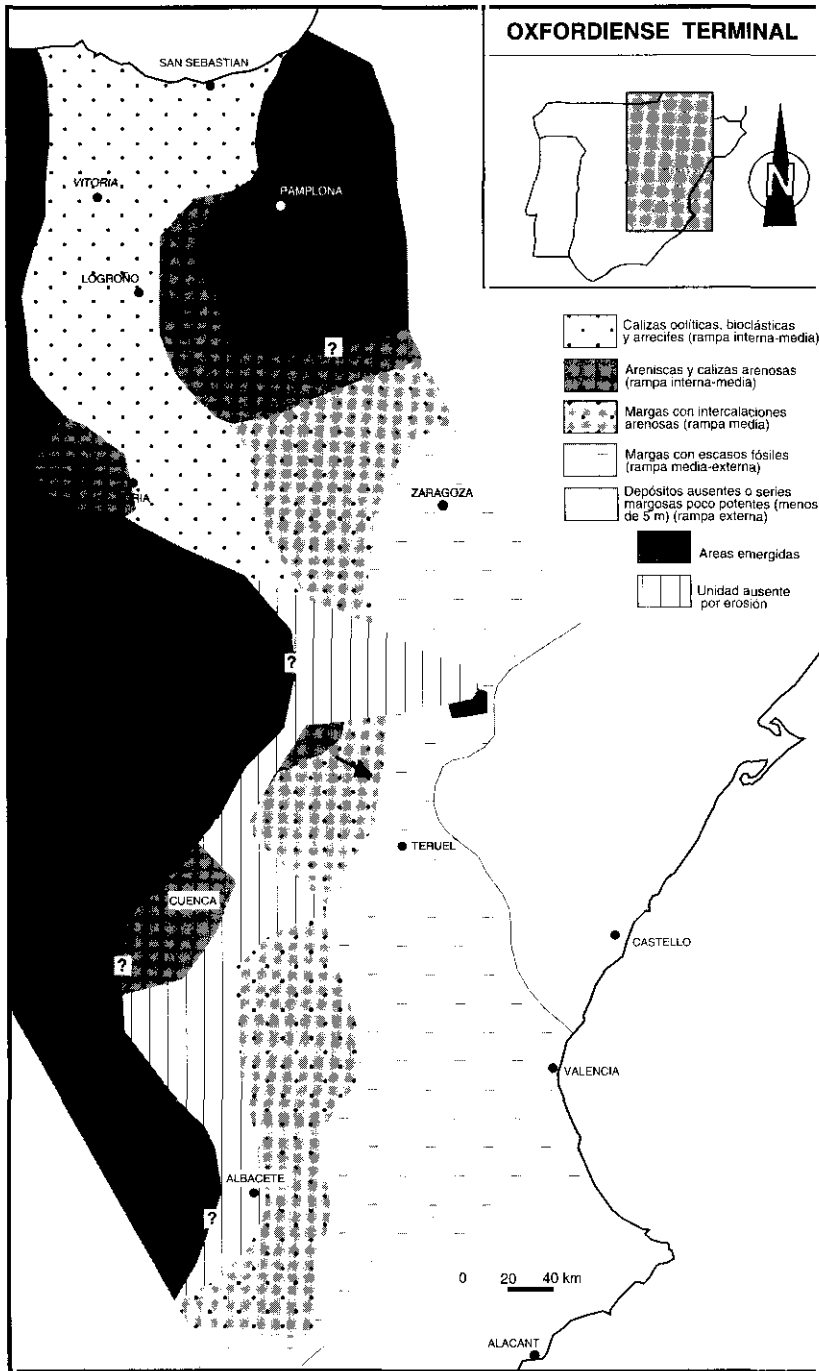
Los datos analizados en este trabajo han permitido elaborar cuatro mapas de distribución de facies, correspondientes a cuatro episodios de evolución de los dominios de sedimentación de la rampa carbonatada Kimmeridgiense. Los tres primeros corresponden a la Secuencia-1, mientras que el último abarca el desarrollo de la Secuencia-2.

OXFORDIENSE TERMINAL

La Fig. 5 muestra la distribución de facies al Este de la Placa Ibérica para un intervalo correspondiente al Oxfordiense terminal (parte superior de la Biozona Planula). Aurell (1990, 1991) interpreta que las margas del Oxfordiense terminal se depositaron durante un episodio de nivel del mar bajo. Sin embargo, nuevos datos paleontológicos han permitido constatar que las zonas más pro-

FIG. 5.—Mapa de distribución de facies durante el Oxfordiense terminal (parte superior de la Biozona Planula).

FIG. 5.—Map showing the facies distribution during latest Oxfordian (upper *Planula Biozone*)



ximales de la plataforma (Estrecho de Soria) quedaron inundadas en el inicio de la secuencia. De este modo, la superficie de transgresión coincide con el límite de secuencia, de modo que el cortejo de bajo nivel del mar está ausente. En consecuencia, el Oxfordiense terminal corresponde a la profundización inicial o parte inferior del cortejo transgresivo de la Secuencia-1.

Al final del Oxfordiense existen dos dominios de sedimentación bien diferenciados: la Cuenca Vasco-Cantábrica y el Estrecho de Soria al Norte, donde la sedimentación está representada por facies oolíticas, biocásticas y con corales (Unidad arenosa oolítica y arrecifal, Fm. Torrecilla), y la Cuenca Ibérica, al Sur, donde predomina la sedimentación margosa y siliciclástica (Fm. Sot de Chera).

Las margas de la Fm. Sot de Chera forman una cuña sedimentaria de gran extensión lateral, que pierde espesor hacia los dominios más distales de la cuenca. En sus zonas más proximales, las margas tienen un espesor de varias decenas de metros y presentan abundantes niveles siliciclásticos, mientras que en las zonas distales están ausentes o tienen potencias inferiores a unos pocos metros. En las margas se reconocen fósiles bentónicos, tales como bivalvos (especialmente abundantes en el sector de Ricla: Delvene *et al.*, 1997; Bádenas, 1997), ostrácodos y foraminíferos bentónicos, así como escasos restos de ammoniideos. Su depósito tuvo lugar en una llanura submareal de escasa pendiente, en la que se reconoce una zona de rampa media de elevada influencia siliciclástica (generalmente, niveles siliciclásticos gradados, atribuidos a tempestitas) y una zona de rampa externa, donde tiene lugar la decantación de los materiales arcillosos. La elevada influencia siliciclástica en la sedimentación ha sido relacionado con un levantamiento de las zonas marginales de la cuenca, como consecuencia de la actividad tectónica que se inició al final del Oxfordiense (Aurell, 1990; Aurell y Meléndez, 1993).

KIMMERIDGIENSE INFERIOR

Durante el Kimmeridgiense inferior prosigue la etapa de profundización de la cuenca iniciada en el Oxfordiense terminal, de modo que los materiales de este intervalo se interpretan como correspondientes al cortejo transgresivo de la Secuencia-1 (Aurell, 1991; Bádenas, 1997).

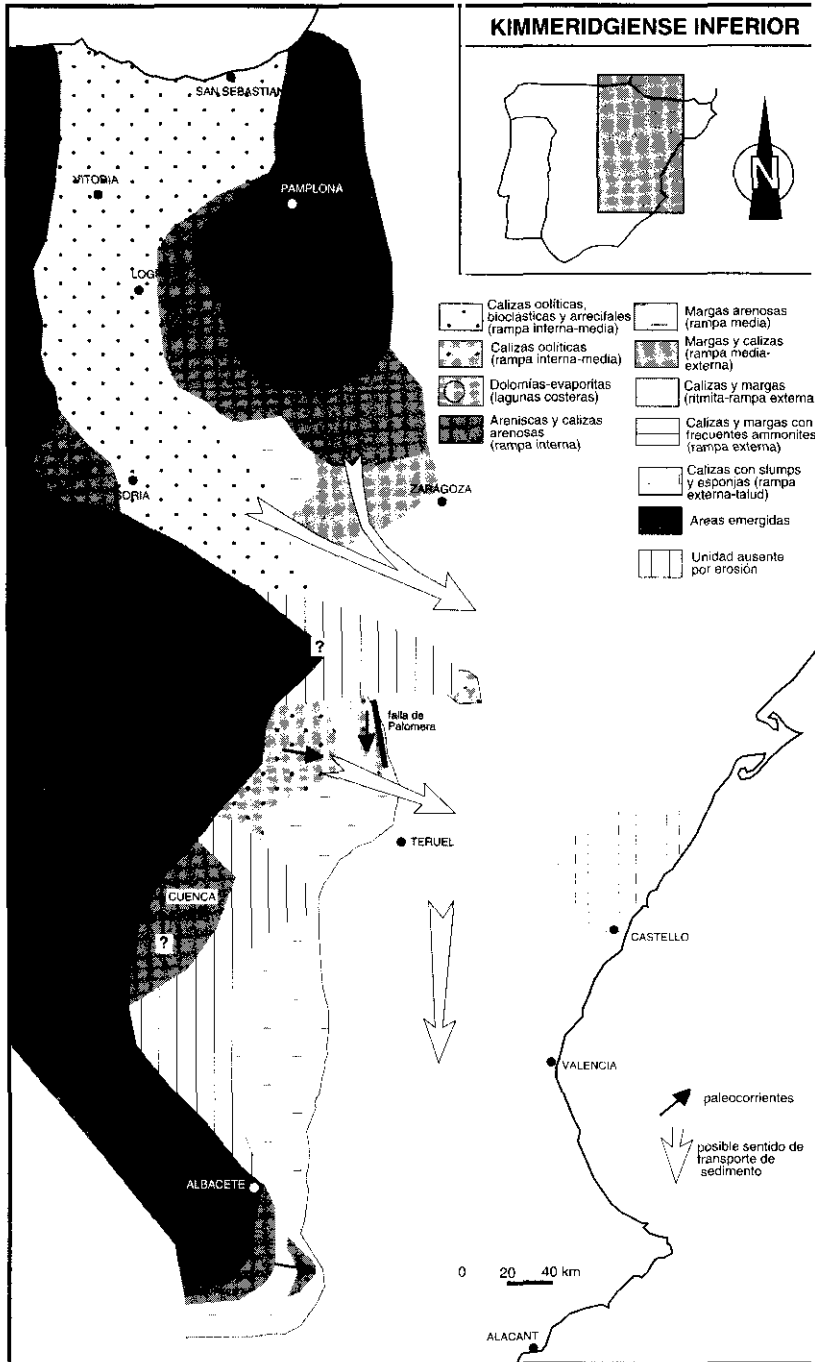
En el Estrecho de Soria predominan las facies carbonatadas oolíticas y arrecifales de rampa interna y media, si bien, en las zonas marginales adosadas a las zonas emergidas existe una elevada influencia siliciclástica (Benke *et al.*, 1981; Alonso *et al.*, 1986; Alonso y Mas, 1990). En la cuenca Vasco-Cantábrica continúa la sedimentación de facies oolíticas, biocásticas y con corales. En las zonas marginales de la Cuenca Ibérica aparecen dolomías (Fm. Buenache), interpretadas por Meléndez (1973) como depósitos restringidos de lagunas costeras (rampa interna). Lateralmente, en ambientes de mayor energía, se encuentran facies oolíticas de rampa interna y media (Fm. Pozuel).

Las facies oolíticas y oncolíticas del Mb. Aguatón son de carácter local, y se desarrollaron en el inicio del Kimmeridgiense inferior en relación con la topografía local producida por la falla de Palomera. Más al Sur, en el sector de Albacete, predominan las margas con elevada influencia siliciclástica.

Las facies dolomíticas, arenosas, arrecifales y oolíticas de rampa interna y media pasan distalmente a margas arenosas (Fm. Sot de Chera) y a calizas micríticas y margas (facies de ritmita calcárea de la Fm. Loriguilla) de rampa media y externa. Distalmente a las facies de ritmita calcárea se encuentran depósitos margosos y calcáreos con abundantes ammonites (Mb. Calanda). En el sector de Calanda, se observan notables reducciones en el espesor de las biozonas de ammonites del final del Kimmeridgiense inferior, así como superficies endurecidas en el techo de algunos niveles, que indican bajas tasas de acumulación, presumiblemente relacionadas con la fase de inundación o profundización que tuvo lugar durante este intervalo temporal (Aurell, 1990, 1991). Existen también evidencias de bajas tasas de sedimentación en la parte alta del Kimmeridgiense inferior en el sector de Ricla (Bádenas, 1997) y en la Sierra de Albarracín (parte superior del Mb. Terriente, Bádenas y Aurell, 1997).

El origen del fango acumulado en las series rítmicas de rampa externa (Fm. Loriguilla) y su mecanismo de depósito es objeto de discusión. El fango pudo originarse por producción pelágica o por producción *in situ* por organismos bentónicos. Además, una parte importante del fango pudo producirse en las zonas someras y ser transportado a las zonas distales a partir de corrientes densas inducidas por tormentas (Bádenas *et al.*, 1993a; Aurell *et al.*, 1995, 1998; Bádenas, 1997, 1998; ver también discusiones en Gómez *et al.*, 1971; Gómez, 1979; Salas, 1989 y Aurell, 1990). A favor de este último proceso se encuentran tres hechos: (1) la existencia de una amplia zona de producción somera de carbonato (Estrecho de Soria: ver Fig. 6), (2) la orientación de la cuenca Ibérica a barlovento respecto a los huracanes y tormentas de invierno que presumiblemente la afectaron durante el Kimmeridgiense (ver reconstrucciones paleogeográficas en Marsaglia y Klein, 1983 y en Price *et al.*, 1995), lo que pudo favorecer el transporte de sedimento a favor de la pendiente de la rampa, en corrientes densas originadas por las corrientes de resaca de tormentas; (3) la presencia de abundantes niveles de tempestitas y de estructuras debidas al oleaje de tormentas en las facies de ritmita calcárea depositadas en la zona de rampa media.

En el Macstrazgo meridional, el Kimmeridgiense inferior se encuentra representado por una sucesión de varios centenares de metros de facies micríticas con abundantes restos esponjas (que a veces forman bioconstrucciones de algunos metros de espesor), que localmente presentan estructuras de deslizamiento gravitacional (*slumps*). En el caso de que se trate de fango de origen resedimentado, su lugar de producción podría encontrarse en plataformas carbonatadas someras localizadas en zonas más orientales (Salas, com. pers.). Además, el hecho de que existan potentes series rítmicas en las zonas más meridionales de la cuenca, donde presumiblemente las facies carbonatadas de



rampa interna-media productoras de carbonato se encontraban poco desarrolladas, sugiere que existió cierto transporte lateral del fango en las zonas de rampa externa (desde el Norte hacia el Sur, ver Fig. 6). Según Bádenas (1997) este transporte pudo ser debido a flujos geostroficados inducidos por tormentas.

KIMMERIDGIENSE SUPERIOR

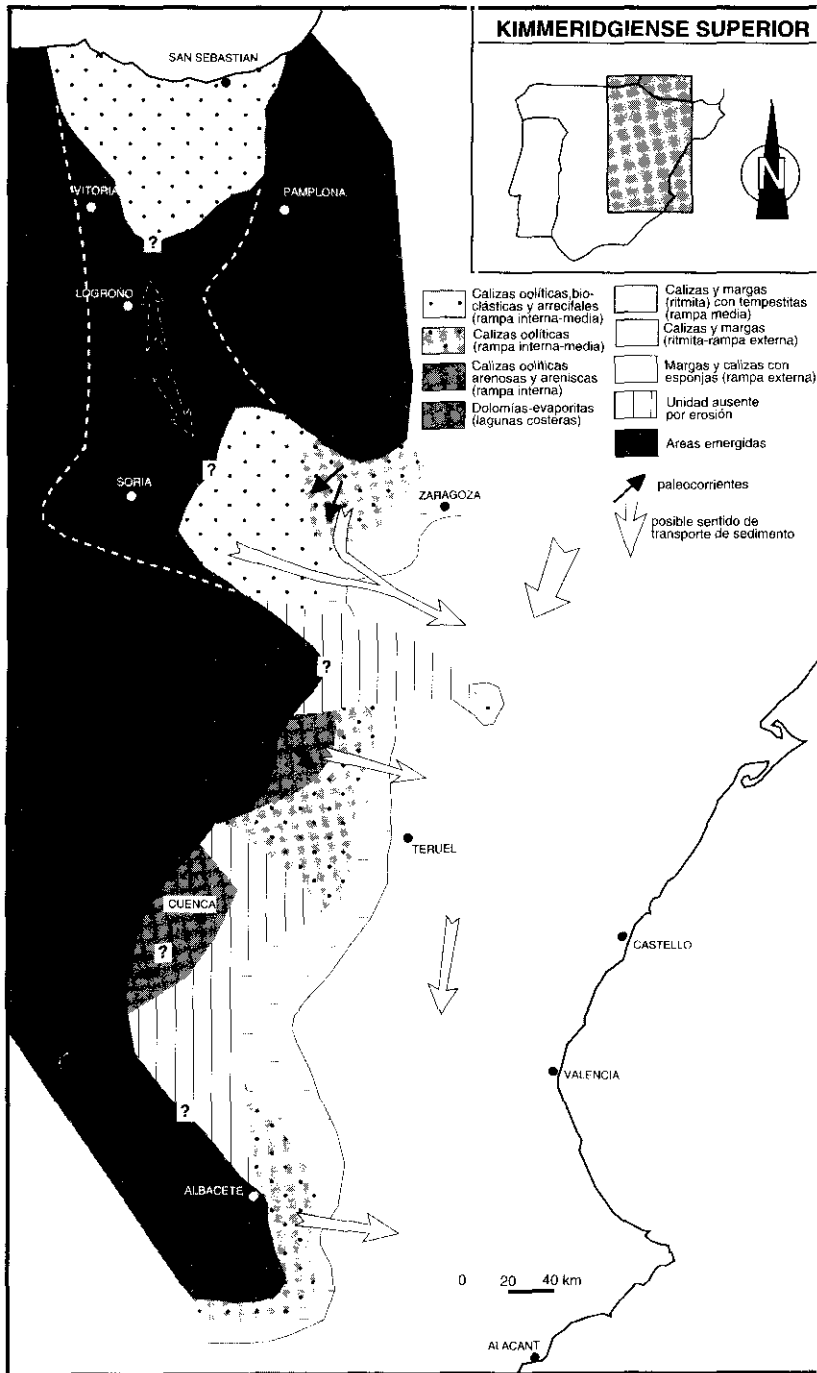
En la Fig. 7 se ha representado la distribución de facies correspondiente a la parte inferior del Kimmeridgiense superior, en un intervalo correspondiente al cortejo de alto nivel del mar de la Secuencia-1 (Bádenas y Aurell, 1997; Bádenas, 1997). A partir del inicio del Kimmeridgiense superior se produce una rápida progradación de las facies oolíticas y arrecifales de rampa interna y media sobre las facies micríticas de rampa externa, de modo que la superficie de máxima inundación de la Secuencia-1 debe localizarse en torno al límite Kimmeridgiense inferior-superior.

En el Kimmeridgiense superior, se cierra la comunicación entre la Cuenca Vasco-Cantábrica y la Cuenca Ibérica. De acuerdo con los datos paleontológicos disponibles, la sedimentación marina en las zonas más septentrionales del Estrecho de Soria cesó a partir del inicio del Kimmeridgiense superior (Benke *et al.*, 1981). La retirada del mar de estos dominios de sedimentación se ha relacionado con el levantamiento del sustrato por tectónica (Alonso *et al.*, 1986). En las zonas más meridionales (sector de Bijuesca), donde predomina la subsidencia, las facies arrecifales parecen extenderse hasta el inicio del Titónico (Schudack y Schudack, 1989).

En la Cuenca Vasco-Cantábrica se reduce notablemente el área de sedimentación marina y continúa la sedimentación de calizas oolíticas, bioclásticas y arrecifales. A techo aumenta la influencia siliciclástica y desaparecen las facies con corales, de modo que predominan las calizas oolíticas y peloidales y las facies arenosas (Bádenas, 1996). En el margen septentrional y oriental de la Cuenca Ibérica se registran facies oolíticas (Mb. Ricla, Fm. Pozuel y Unidad de Albacete), y dolomíticas (Fm. Buenache). Las calizas oolíticas y areniscas del Mb. Ricla han sido objeto de numerosos estudios sedimentológicos de detalle (Aurell y Nieva, 1988; Bádenas *et al.*, 1993a; Bádenas, 1997). Se trata de dunas oolíticas y arenosas de rampa interna, cuya migración mar adentro (hacia el Sur-Suroeste, ver Fig. 7) se produjo por corrientes de resaca inducidas por tormentas.

Al igual que en el estadio anterior, la parte central de la Cuenca Ibérica está dominada por calizas micríticas (Fm. Loriguilla), que en sus zonas proximales presentan abundantes niveles de tempestitas. Distalmente no se en-

FIG. 6.—Mapa de distribución de facies durante el Kimmeridgiense Inferior.
FIG. 6.—Map showing the facies distribution during Early Kimmeridgian.



cuentran depósitos condensados, sino facies micríticas tableadas con restos de esponjas (Geyer y Pelleduhn, 1979). Al igual que en el estadio anterior, si asumimos un origen resedimentado para la mayor parte de este fango carbonatado, es necesario pensar en la existencia de otras zonas someras de producción de carbonatos localizadas en zonas más septentrionales y/o orientales, ya que las facies someras del margen Ibérico tienen una extensión relativamente limitada.

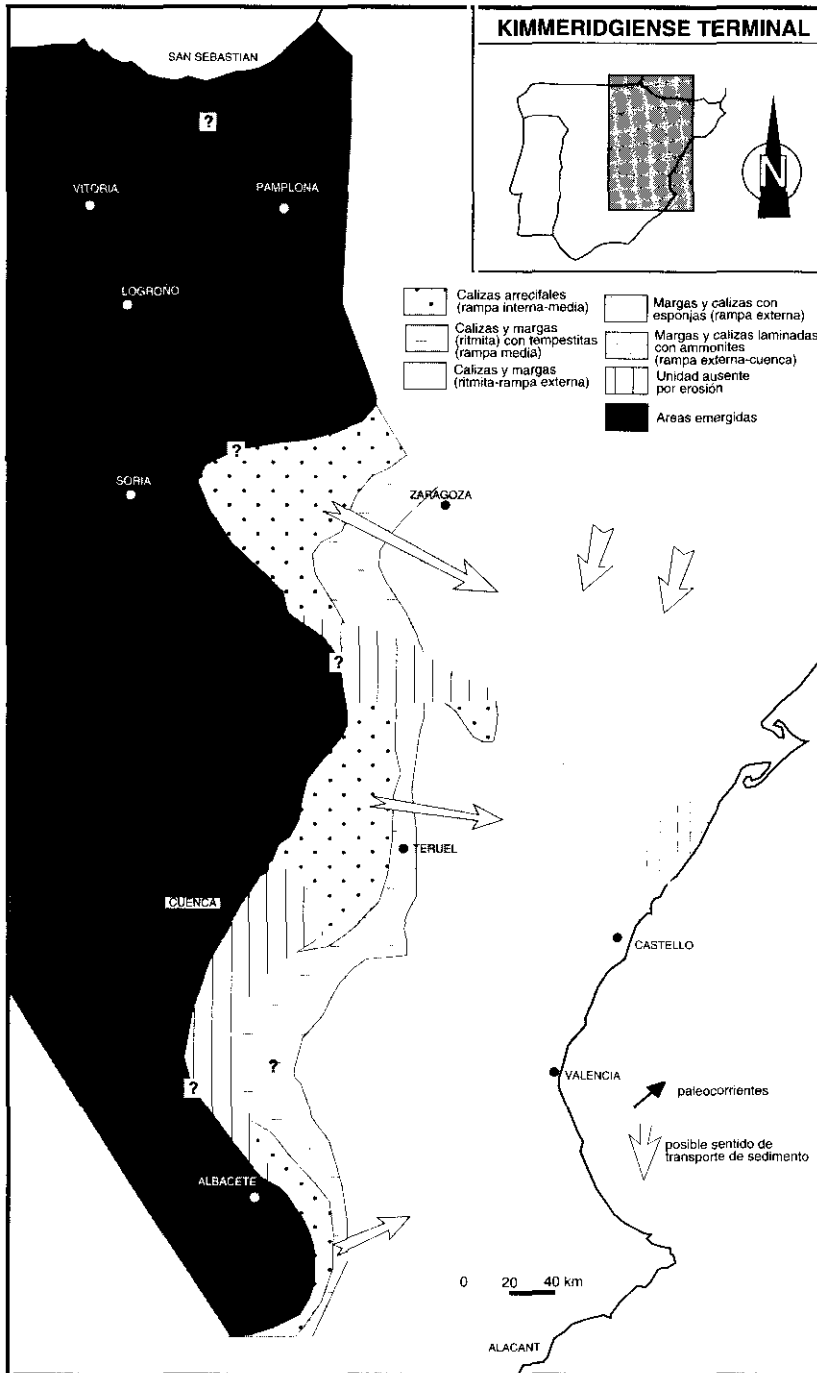
KIMMERIDGIENSE TERMINAL-TITÓNICO BASAL

El último episodio de evolución considerado, corresponde a la Secuencia-2, que se extiende desde la parte superior del Kimmeridgiense hasta la base del Titónico. De modo general, la Secuencia-2 es menos expansiva hacia el margen de la cuenca que la Secuencia-1, de manera que entre ambas existe un claro discontinuo en *off-lap*. Sin embargo, en el inicio de la Secuencia-2, se produjo una profundización que implicó el tránsito brusco entre facies de rampa interna y facies de rampa media en las zonas marginales de la cuenca. En el sector de Riela Bádenas (1997) reconoce un episodio agradacional, en el que tiene lugar el apilamiento vertical de *patches* bioconstruidos de corales y algas (Fig. 4). Los pináculos arrecifales que se encuentran en la Sierra de Albarracín (sector de Jabaloyas: Giner y Bárnolas, 1979; Aurell y Bádenas, 1997) reflejan también un importante evento transgresivo en el inicio de la secuencia. En ambos casos, por encima de los niveles bioconstruidos, se encuentran progradando las facies más proximales de rampa interna.

Al final del Kimmeridgiense, las áreas de sedimentación marina en la Cuenca Vasco-Cantábrica y Estrecho de Soria se hayan muy reducidas o incluso ausentes. Las facies arrecifales ocupan en este episodio la mayor parte del margen oriental de la Cuenca Ibérica (Fm. Torrecilla), en una amplia zona comprendida entre los afloramientos de Riela, localizados al Norte de Zaragoza, hasta los afloramientos localizados al Este de Albacete. Los niveles con corales están especialmente desarrollados al Este de Teruel, en un sector comprendido entre Frías de Albarracín y Aras de Alpuente (Fezer, 1988). Además, las facies arrecifales aparecen también en relación con el umbral de Ejulve-Montalbán (afloramientos de Torre de las Arcas y Cirugeda: Aurell, 1990).

La zona central de la Cuenca Ibérica está ocupada por calizas micríticas con tempestitas y calizas micríticas (Fm. Loriguilla), que pasan lateralmente a facies micríticas con restos de esponjas. Al igual que en los estadios anteriores, se puede postular que el fango carbonatado acumulado en las zonas de rampa externa se pudo originar en las zonas de rampa interna y media ampliamente co-

FIG. 7.—Mapa de distribución de facies durante el Kimmeridgiense superior (parte inferior).
FIG. 7.—Map showing the facies distribution during late Kimmeridgian (lower part).



ionizadas por corales. En las zonas más distales (rampa externa-cuenca) se depositan calizas laminadas con ammonites (Fm. Mas d'Ascla: Salas, 1989).

CONCLUSIÓN

La evolución de facies descrita en los cuatro intervalos analizados, permite establecer ciertas conclusiones acerca de la evolución sedimentaria y de los factores de control de la sedimentación en las cuencas del margen oriental de la Placa Ibérica.

1. La tectónica extensiva sinsedimentaria se manifiesta a partir del final del Oxfordiense (Biozona Planula), y produjo cuencas o surcos sedimentarios subsidentes en diversos puntos de la cuenca. En concreto, a lo largo del margen occidental de la Cuenca Ibérica se encuentran una serie de surcos alineados en dirección Norte-Sur, que hemos denominado surco de Riela, surco de Palomera, surco de Albarracín, surco de Chelva y surco de Carcelén.

2. En el Oxfordiense terminal (parte alta de la Biozona Planula) se inicia una etapa de profundización de la cuenca, que viene acompañada de un notable incremento en el espesor de las unidades sedimentarias. Dicha profundización prosigue durante el Kimmeridgiense inferior. A partir del Kimmeridgiense superior, se produce un desplazamiento continuado de las zonas emergidas (*off-lap*), que implica la progresiva reducción de la extensión de las cuencas marinas del Este de la Placa Ibérica. Sin embargo, hacia la parte media del Kimmeridgiense superior se reconoce un evento transgresivo, que tiene, al menos, un carácter regional a escala de Cuenca Ibérica. Dicho evento permite diferenciar dos secuencias de depósito, que hemos denominado Secuencia-1 y Secuencia-2.

3. A partir del inicio del Kimmeridgiense, predomina la sedimentación carbonatada en plataformas de tipo rampa de gran extensión geográfica. Durante el Oxfordiense terminal-Kimmeridgiense inferior, los dominios de sedimentación someros de la Cuenca Vasco-Cantábrica y de la Cuenca Ibérica estuvieron conectados a través del Estrecho de Soria. La elevada productividad de carbonato en estas zonas someras y la resedimentación mar adentro del fango carbonatado a partir de corrientes densas originadas por tormentas, permite explicar el origen de las facies micríticas que se acumulan en las zonas de rampa externa. A partir del Kimmeridgiense superior, las áreas de sedimentación somera se encuentran restringidas a un estrecho cinturón localizado al Oeste de la Cuenca Ibérica. Si asumimos un origen resedimentado del fango acumulado en las zonas de rampa externa, es necesario postular la existencia de plataformas someras de elevada productividad, localizadas en zonas más septentrionales y orientales a la Cuenca Ibérica.

FIG. 8.—Mapa de distribución de facies durante el Kimmeridgiense terminal-Titónico basal.
FIG. 8.—Map showing the facies distribution during latest Kimmeridgian-earliest Tithonian.

4. El Kimmeridgiense fue una etapa de desarrollo de arrecifes de corales y algas. Durante el Kimmeridgiense inferior y en el inicio del Kimmeridgiense superior, las zonas colonizadas por corales se encuentran al Norte, en los dominios de sedimentación de la Cuenca Vasco-Cantábrica Oriental y del Estrecho de Soria, mientras que hacia el Sur predominan las facies oolíticas. A partir del final del Kimmeridgiense las zonas con bioconstrucciones se desplazan hacia el Sur, y ocupan todo el margen occidental de la Cuenca Ibérica, donde reemplazan de forma brusca a las facies de carácter oolítico.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución a los proyectos de investigación PB95-1142 (M.E.C.) y P35/97 (D.G.A.). Las sugerencias realizadas por J.J. Gómez, G. Meléndez y R. Salas, han contribuido a mejorar el manuscrito original.

REFERENCIAS

- ABRIL, J., APALATEGUI, O., PLIEGO, D. & RUBIO, J. (1978): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, Camarena de la Sierra (613)*, I.G.M.E. editor, 51 pp.
- ALONSO, A., AURELL, M., MAS, J. R., MELÉNDEZ, A. & NIEVA, S. (1989): Estructuración de las plataformas del Jurásico Superior en la zona de enlace entre la Cuenca Ibérica y el Estrecho de Soria. *X Congreso Español de Sedimentología, Bilbao*, 1: 175-178.
- ALONSO, A. & MAS, J. R. (1990): El Jurásico superior en el sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria). *Cuad. Geol. Ibérica*, 14: 173-198.
- ALONSO, A., MAS, J. R. & MELÉNDEZ, N. (1986): Los arrecifes coralinos del Malm en la Sierra de Cameros (La Rioja, España). *Acta Geol. Hispánica*, 21-22: 293-306.
- ARIAS, C. (1978): *Estratigrafía y paleogeografía del Jurásico Superior-Cretácico Inferior del Nordeste de la provincia de Albacete*. Tesis Doctoral. Seminarios de Estratigrafía (Serie Monografías), 3: 229 pp.
- ATROPS, F. & MELÉNDEZ, G. (1985): Kimmeridgian and lower Tithonian from the Calanda-Berge area (Iberian Chain, Spain): Some biostratigraphic remarks. *Proc. 1st. Int. Symp. on Jurassic Stratigraphy, Erlangen*: 377-392.
- AURELL, M. (1990): *El Jurásico Superior en la Cordillera Ibérica Central (provincias de Zaragoza y Teruel)*. Análisis de cuenca. Tesis Doct., Dpto. Geol., Serv. Public. Univ. de Zaragoza, 389 pp.
- AURELL, M. (1991): Identification of systems tracts in low angle carbonate ramps: examples from the Upper Jurassic of the Iberian Chain (Spain). *Sediment. Geol.*, 73: 101-115.
- AURELL, M. & BÁDENAS, B. (1995): Las rampas carbonatadas del Jurásico Superior en las Sierras de Albarracín y Palomera. *XIII Congreso Español de Sedimentología, Guía de Excursiones*: 7-57.
- AURELL, M. & BÁDENAS, B. (1997): The pinnacle reefs of Jabaloyas (Late Kimmeridgian, NE Spain): vertical zonation and associated facies related to sea level changes. *Cuad. Geol. Ibérica*, 22: 37-64.
- AURELL, M., BÁDENAS, B., BELLO, J., DELVENE, G., MELÉNDEZ, G., PÉREZ-URRESTI, I. & RAMAJO, J. (1997a). El Jurásico Superior de Calanda-Mas de las Matas. *Libro Guía de Ex-*

- curciones, IV Congreso Jurásico de España. Publicaciones del Sem. Paleont. Univ. Zaragoza*, 2: 119-144.
- AURELL, M., BADENAS, B., BOSENCE, D. & WALTHAM, D. (1998): Carbonate production and offshore transport on a Late Jurassic carbonate ramp: evidence from outcrops and computer modelling. *Geol. Soc. of London, Spec. Public.*, 149: 137-161.
- AURELL, M., BOSENCE, D. & WALTHAM, D. (1995): Carbonate ramp depositional systems from a late Jurassic epeiric platform (Iberian basin, Spain): a combined computer modelling and outcrop analysis. *Sedimentology*, 42: 75-94.
- AURELL, M. & MELÉNDEZ, A. (1989): Influencia de la falla del Jiloca durante la sedimentación del Malm en la Cordillera Ibérica Central (prov. de Teruel): relación tectónica-sedimentación. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 65-75.
- AURELL, M. & MELÉNDEZ, A. (1993): Sedimentary evolution and sequence stratigraphy of the Upper Jurassic in the central Iberian Chain, northeast Spain. En: *Sequence Stratigraphy and facies associations* (Possamentier et al., Ed), *Int. Assoc. Sediment., Spec. Pub.*, 18: 343-368.
- AURELL, M. & NIEVA, S. (1988): Evolución sedimentaria de las unidades del Jurásico Superior (Oxfordiense Superior-Titónico) de Ricla (Cordillera Ibérica Septentrional, Zaragoza). *Ciencias de la Tierra (Inst. Est. Riojanos)*, 11: 283-298.
- AURELL, M., PÉREZ-URRESTI I., RAMAJO, J., MELÉNDEZ, G. & BÁDENAS, B. (1997b): La discordancia de Moyuela (Zaragoza): precisiones sobre la tectónica extensional en el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense en la Cuenca Ibérica. *Geogaceta*, 22: 21-24.
- BÁDENAS, B. (1996): El Jurásico superior de la Sierra de Aralar (Guipuzcoa y Navarra): caracterización sedimentológica y paleogeográfica. *Estudios geol.*, 52, 147-160.
- BÁDENAS, B. (1997): *Caracterización sedimentológica y modelización por ordenador de la rampa carbonatada kimmeridgiense en Ricla (Zaragoza). Implicaciones a escala de cuenca*. Tesis de Licenc. Universidad de Zaragoza. 120 pp.
- BÁDENAS, B. (1998): Depósitos de tormenta en una rampa carbonatada: implicaciones sobre el origen del fango carbonatado acumulado en su zona distal (Kimmeridgiense, Cuenca Ibérica): *Geogaceta*, 24: 31-34.
- BÁDENAS, B. & AURELL, M. (1997): El Kimmeridgiense de los Montes Universales (Teruel): distribución de facies y variaciones del nivel del mar. *Cuad. Geol. Ibérica*, 22: 15-36.
- BÁDENAS, B., AURELL, M. & MELÉNDEZ, A. (1993a): Características sedimentológicas, zonación y evolución de una rampa carbonatada dominada por tormentas (Kimmeridgiense, Cordillera Ibérica Septentrional). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 57-75.
- BÁDENAS, B., AURELL, M. & MELÉNDEZ, A. (1993b): Estratigrafía Secuencial y Sedimentología del Jurásico Superior del Noreste de la provincia de Albacete. *Estudios Geol.*, 49: 253-366.
- BÁDENAS, B., AURELL, M., PEREZ-URRESTI, I & DELVENE, G. (1998): Estratigrafía secuencial y evolución sedimentaria del Oxfordiense terminal-Titónico inferior en Ricla (Zaragoza). *Geogaceta*, 24: 35-38.
- BENKE, K., DÜRKOOP, A., ERRENST, C. & MENSINK, H. (1981): Die Korallenkalke im Oberjura der nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Facies*, 4: 27-94.
- BEHMEL, H. (1970): Beiträge zur stratigraphie und paläontologie des Juras von Ostspanien. V. Stratigraphie und facies in präbetischen Jura von Albacete und Nord-Murcia. *N. Jb. Geol. Pal. Abh.*, 137,1: 1-102.
- BULARD, P.F. (1972): *Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du bassin de l'Ebre (Espagne)*. These Doct. Fac. Sc. Univ. Nice, 2 vol., 702 pp.

- BULARD, P.F., FEUILLE, P. & FLOQUET, M. (1979): Le limite Jurassique moyen-Jurassique supérieur dans la Sierra d'Aralar (Pyrénées basques espagnoles). *Cuad. Geol.*, 10: 179-196.
- CANEROT, J., LEYVA, F. & MARTÍN, L. (1973): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, Ulldecona (546)*, I.G.M.E. editor, 20 pp.
- DELVENE, G., RAMAJO, J. & PÉREZ-URRESTI, I. (1997): Primeros datos sobre la paleoecología y biostratigrafía en la Fm. Sot de Chera (Riela, Zaragoza). *XIII Jornadas de Paleontología, La Coruña, Libro de Comunic. y Excurs.*: 169-173.
- DUVERNOIS, CH., FLOQUET, M. & HUMBEL, B. (1972): *La Sierra de Aralar (Pyrenees basques espagnoles): estratigraphie, structure. Memoire synthetique*, Theses de doctorat de 3e cycle. Inst. Sci. Terre, Univ. Dijon, 264 pp.
- ERRENT, CH. (1984): Der marine Malm in den nordwestlichen Keltiberischen Ketten (Spanien). *J. Dt. Geol. Ges.*, 135: 45-55. Hannover.
- ERRENT, C. (1990a): Das Korallenführende Kimmeridgium der nordwestlichen Iberischen Ketten und angrenzender Gebiete (Fazies, Pallaogeographie und Beschreibung der Korallenfauna), Teil 1, *Palaeontographica Abt. A.*, 214, 121-207.
- ERRENT, C. (1990b): Das Korallenführende Kimmeridgium der nordwestlichen Iberischen Ketten und angrenzender Gebiete (Fazies, Pallaogeographie und Beschreibung der Korallenfauna), Teil 2, *Palaeontographica Abt. A.*, 215, 1-42.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1997). Ammonites, ciclos tafonómicos, y ciclos estratigráficos en plataformas epicontinentales carbonáticas. *Rev. Española de Paleont.*, 12: 151-174.
- FEZER, R. (1988): Die oberjurassische karbonatische Regressionsfazies im südwestlichen Keltiberikum zwischen Griegos und Aras de Alpuente (Prov. Teruel, Cuenca, Valencia, Spanien). *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart*. 84: 1-119.
- FONOLLA, F., GOY, A., MELÉNDEZ, F., ROBLES, F. & TALENS, J. (1974): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, Mira (665)*, I.G.M.E. editor, 29 pp.
- FONTANA, B., GALLEGO, M.R., JURADO, M.J. & MELÉNDEZ, G. (1984). A correlation of subsurface and surface data of the Middle-Upper Jurassic between the Ebro basin and the Central Iberian Chain. *Geobios*, M.S. 17: 563-574.
- GALLEGO, M. R. (1992): *Estudio lito y biostratigráfico del Jurásico de la región Vasco-Cantábrica (provincia de Alava y zonas limítrofes)* Tesis de Licenc., Universidad de Zaragoza. 66 pp.
- GARCÍA-QUINTANA, A. (1977): *Jurásico terminal y Cretácico Inferior de la región central de la provincia de Valencia y Noreste de la provincia de Albacete*. Tesis Doct., Univ. Comp. Madrid, Sem. Estratigrafía (Serie Monografías), 1: 334 pp.
- GARMENDIA, J. M. & ROBLES, S. (1991): Litoestratigrafía del Jurásico de Guipuzcoa y NW de Navarra. *Geogaceta*, 10: 6-9.
- GAUTIER, F. (1974): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, Manzaneda (614)*, I.G.M.E. editor, 24 pp.
- GAUTIER, F. (1981): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, Alcalá de la Selva (568)*, I.G.M.E. editor, 22 pp.
- GEISTER & GEYER (1968): Beiträge zur stratigraphie und paläontologie des Juras von Ostspanien. IV. der Jura der Sierra Corbera (prov. Valencia). *N. Jb. Geol. Pal. Abh.*, 131, 3: 310-336.
- GEYER, O.F. (1965): Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Jura von Ostspanien, II. Eine Korallenfauna aus dem Oberjura der Montes Universales de Albarracín (Provinz Teruel). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 121, 219-253.
- GEYER, O. & PELLEDUHN, R. (1979): Sobre la estratigrafía y la facies espongiolítica del Kimmeridgiense de Calanda (provincia de Teruel). *Cuad. Geol.*, 10: 67-72.

- GINER, J. (1980): *Estudio sedimentológico y diagenético de las facies carbonatadas del Jurásico de las Catalánides, Maestrazgo y Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral. Dpto. Geología Universidad de Barcelona, 315 pp.
- GINER, J. & BARNOLAS, A. (1979): Las construcciones arrecifales del Jurásico superior de la Sierra de Albarracín. *Cuad. Geol.*, 10, 73-82. Granada.
- GODOY, A., OLIVÉ, A. & MOISSENET, E. (1983). *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, La Puebla de Valverde (590)*, I.G.M.E. editor, 68 pp.
- GÓMEZ, J. J. (1979): *El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica*. Tesis Doct., Univ. Comp. Madrid, Sem. Estratigrafía (Serie Monografías), 4: 686 pp.
- GÓMEZ, J. J. & GOY, A. (1979): Las unidades litoestratigráficas del Jurásico Medio y Superior, en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica. *Est. Geológicos*, 35: 569-598.
- GÓMEZ, J. J. & GOY, A. (1981): Evolución lateral de las unidades estratigráficas en facies carbonatadas de la Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol.*, 10: 83-93. Granada.
- GÓMEZ, J. J., SANCHEZ DE LA TORRE, L. & RIVAS, P. (1971): El Jurásico calcáreo de Sot de Chera. *Cuad. Geol. Ibérica*, 2: 417-424. (1993). Upper Jurassic reef types and controlling factors. *Profil*, 5, 1-45.
- MARSAGLIA, K. M. & KLEIN, G. DE V. (1983): The palaeogeography of Paleozoic and Mesozoic storm depositional systems. *Jour. Geol.* 91: 117-142.
- MARTÍN, M. CANEROT, J. & OBIS, A. (1974): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, Alcora (615)*, I.G.M.E. editor, 25 pp.
- MARTÍN, P. CAMPOS, C. & GOY, A. (1974): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, Segorbe (640)*, I.G.M.E. editor, 23 pp.
- MARTÍN-CLOSAS, C. (1989): *Els caròfits del Cretaci inferior de les conques perifèriques del Bloc de l'Ebre*. Tesis Doct. Dpto. de Geología Dinámica, Geofísica i Paleontología. Fac. de Geología. Univ. de Barcelona (inédita), 581 pp., Barcelona.
- MELÉNDEZ, F. (1973): *Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas*, Tesis Doct., Facultad de Geología, Univ. Complut. Madrid, 245 pp.
- MELÉNDEZ, G., AURELL, M. & ATROPS, F. (1990): Las unidades del Jurásico superior en el sector nororiental de la Cordillera Ibérica: nuevas subdivisiones litoestratigráficas. *Cuad. Geol. Ibérica*, 14, 225-245.
- MORILLO, M. J. & MELÉNDEZ, F. (1979): El Jurásico de la Alcarria-La Mancha. *Cuad. Geol.*, 10: 149-166.
- NOSE, M. (1995): Vergleichende Faziesanalyse und Palökologie korallenreicher Verflachungsabfolgen des Iberischen Oberjura. *Profil*, 8, 1-237, Stuttgart.
- OBIS, A. & CANEROT, J. (1973a): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, Cuevas de Vinroma (593)*, I.G.M.E. editor, 25 pp.
- OBIS, A. & CANEROT, J. (1973b): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, Villafames (616)*, I.G.M.E. editor, 21 pp.
- OLIVE, A., RAMÍREZ, J. I. & GABALDÓN, V. (1985): *Mapa Geológico de España, escala 1:200.000, Bilbao*. I.G.M.E. editor.
- PÉREZ-URRESTI, I. (1995): *Estudio biostratigráfico y paleontológico basado en ammonites del Oxfordiense Superior de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica*. Tesis de Licenciatura. Dpto. Geología. Univ. de Zaragoza, 102 pp.
- PÉREZ-URRESTI, I., DELVENE, G., MELÉNDEZ, G. & RAMAJO, J. (1998): El Oxfordiense superior y la posición del límite Oxfordiense-Kimmeridgiense en el sector de Tosos-

- Aguilón (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, España). *Geogaceta*, 24: 251-254.
- PRICE, G. D., SELLWOOD, B. W. & VALDES, P. J. (1995): Sedimentological evaluation of general circulation model simulations for the «greenhouse» Earth: Cretaceous and Jurassic case studies. *Sediment. Geol.*, 100: 159-180.
- SALAS, R. (1987): *El Malm i el Cretaci Inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d'Espadà. Anàlisi de conca*. Tesis Doct. Universitat de Barcelona. Dpt. Geol., Petrol. Prospecció geològica, 345 pp.
- SALAS, R. (1989): Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en las Cordilleras Ibérica Oriental y Costero Catalana Meridional. *Cuad. Geol. Ibérica*, 13: 121-157.
- SALAS, R. & CASAS, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- SCHUDACK, M. & SCHUDACK, H. (1989): Late Kimmeridgian to Berriasian paleogeography of the Northwestern Iberian Ranges (Spain). *Berliner geowiss. Abh. (A)*, 106: 445-457.
- SOLER Y JOSÉ, R. (1972): El Jurásico y Cretáceo inferior de Leitza y Tolosa (Cuenca Cantábrica Oriental). *Bol. Geol. y Min.*, 83: 582-594.
- VILLENA, J. (1971): *Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal (provincias de Guadalajara y Teruel)*. Tesis Doct. Univ. de Granada. 290 pp.
- WNENDT-JUBER, E. (1990): Das Korallenführende Kimmeridgium der nordwestlichen Iberischen Ketten und angrenzender gebiete. Mikrofauna und -flora der Korallenkalke. *Palaeontographica Abt. A.*, Stuttgart, 214: 79-120.

Manuscrito recibido: 30 de septiembre de 1997

Aceptado: 17 de junio de 1998