
CARACTERIZACIÓN SEDIMENTOLÓGICA Y PALEOGEOGRÁFICA DEL KIMMERIDGIENSE DEL NORESTE DE LA PROVINCIA DE ALBACETE: COMPARACIÓN CON LAS FACIES DEL MARGEN SEPTENTRIONAL DE LA CORDILLERA IBÉRICA

Por Beatriz BÁDENAS

Marcos AURELL

Alfonso MELÉNDEZ

Dpto. Ciencias de la Tierra (Estratigrafía)
Universidad de Zaragoza

1. INTRODUCCIÓN

1.1. PLANTEAMIENTO GENERAL Y OBJETIVOS

Durante el Mesozoico, al Este de las zonas emergidas del macizo Ibérico o de la Meseta, se desarrolló una cuenca intracontinental, que genéricamente se denomina cuenca Ibérica (Fig. 1). Durante las etapas de inundación marina de esta cuenca, la sedimentación tuvo lugar en rampas carbonatadas de escasa pendiente, que presentaron sus zonas más externas y profundas abiertas hacia el Este. Uno de estos episodios marinos tuvo lugar en el Jurásico superior. En concreto, durante el Kimmeridgiense se instaló una rampa carbonatada de gran extensión lateral. Esta rampa ha sido caracterizada desde el punto de vista sedimentológico en los trabajos de Salas (1989), Aurell (1990, 1991), Aurell y Meléndez (1993) y Alonso y Mas (1990).

Para entender de forma más precisa el origen y evolución de la rampa Kimmeridgiense se ha realizado recientemente un detallado análisis sedimentológico en los afloramientos del sector de Riela (sector 1, Fig. 1), al Sur de Zaragoza (Bádenas et al., 1993). Este estudio ha permitido documentar aspectos tales como la evolución lateral y vertical de las facies durante el Kimmeridgiense, o la relación entre los medios internos y externos de esta rampa carbonatada. En este contexto, se encuentran otros afloramientos en el Este peninsular cuyos materiales tuvieron en emplazamiento paleogeográfico similar durante el Kimmeridgiense, ya que, al igual que los afloramientos de Riela, se localizaron en las zonas marginales de la cuenca Ibérica. Estos afloramientos se encuentran, en concreto, al Oeste de Teruel (sector 2, Fig. 1) y al Este de Albacete (sector 3, Fig. 1).

En el presente informe se presentan los resultados del análisis sedimentológico realizado en los materiales del Kimmeridgiense del Noreste de la provincia de Albacete. El conocimiento de las características estratigráficas y paleo-

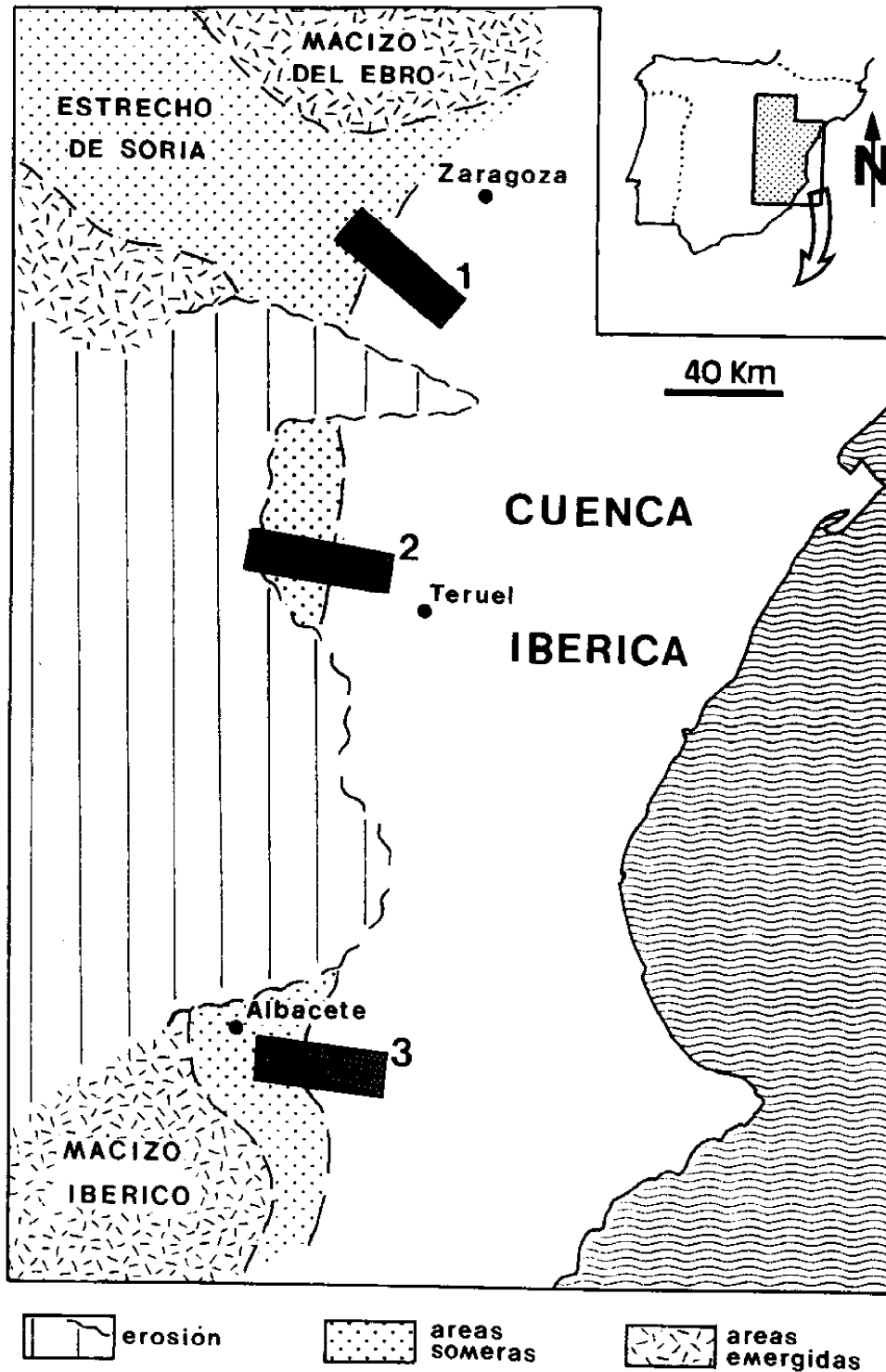


Fig. 1. Esquema paleogeográfico de la cuenca Ibérica durante el Kimmeridgiense, en el que se muestra la localización del sector estudiado (sector 3) y de los sectores septentrionales con los que se compara (sectores 1 y 2).

gráficas del Jurásico superior de este sector fue el objetivo de una serie de estudios previos entre los que destacan los trabajos regionales de Behmel (1970), Fourcade (1970) y Arias (1978). Los datos paleontológicos y estratigráficos obtenidos por estos autores han supuesto un importante punto de partida en nuestras investigaciones.

Con posterioridad al trabajo de Arias (1978), se ha generalizado el empleo de nuevas técnicas de análisis de las cuencas sedimentarias, como son las propuestas por la Estratigrafía Secuencial (Haq et al., 1987; Van Wagoner et al., 1988). Esta disciplina contempla el empleo de un conjunto de unidades genéticas, tales como secuencias deposicionales y systems tracts. La aplicación de esta nueva metodología de trabajo en el Jurásico superior de Albacete ha permitido obtener un marco estratigráfico más preciso, en el que se integran las unidades lito y bioestratigráficas previamente definidas. Este conocimiento estratigráfico aporta nuevos datos en torno a las correlaciones entre las facies y, de esta forma, permite alcanzar esquemas paleoambientales y paleogeográficos más precisos.

Por otra parte, el establecimiento de un conjunto de unidades genéticas en el sector de Albacete y su comparación con las definidas previamente en sectores septentrionales de la cuenca Ibérica (Aurell, 1990; Aurell y Meléndez, 1993; Bádenas et al., 1993), ha ofrecido valiosos elementos de discusión para evaluar la extensión regional y el papel jugado por factores tales como las variaciones relativas del nivel del mar, la producción de carbonato y los aportes sedimentarios en la distribución de facies observada.

1.2. AFINIDADES ESTRUCTURALES Y PALEOGEOGRÁFICAS DEL JURÁSICO DE ALBACETE

La afinidad estructural de los afloramientos del Jurásico de la provincia de Albacete ha sido objeto de discusión en la literatura geológica regional. Por su relación estructural con las Cordilleras Béticas, el área de estudio ha sido tradicionalmente incluida en los dominios Ibéricos del Prebético externo (Foucault, 1971; Linares, 1976; García-Hernández y López-Garrido, 1988; López-Galindo et al., 1992). Para otros autores, los dominios situados entre Valencia y Albacete constituyen la zona de conexión entre las Cordilleras Béticas e Ibéricas (Azéma et al., 1971), puesto que la orientación de las facies del Jurásico parece estar estrechamente ligada a las direcciones tectónicas terciarias de ambas cadenas.

Al margen de esta conexión estructural, los materiales jurásicos que afloran en la provincia de Albacete presentan claras relaciones paleogeográficas con los dominios del Macizo Ibérico y la cuenca Ibérica (Fourcade, 1970, 1971; Azéma et al., 1974; Arias, 1978; Bádenas y Aurell, 1993). Dentro de este contexto, y concretamente para el Kimmeridgiense, en zonas centrales y septentrionales de la Cordillera Ibérica (Sectores de Ricla y Sierra de Albarracín, Fig. 1) se encuentran afloramientos cuyas facies presentan grandes analogías con las situadas en

la provincia de Albacete. La similitud, tanto de facies como de distribución de las unidades litoestratigráficas existente entre ambas zonas pone de manifiesto la estrecha conexión paleogeográfica de los materiales del sector de Albacete en relación con otros sectores de la cuenca Ibérica. Todo ello permite afirmar que, independientemente de sus características estructurales, los afloramientos estudiados forman parte de los dominios de esta cuenca y que, como tales, su comparación con otros sectores paleogeográficos similares permitirá establecer una interpretación sedimentaria más completa del margen de la cuenca Ibérica durante el Jurásico superior (Arias, 1978).

1.3. METODOLOGÍA

Los resultados expuestos en este trabajo están basados en el análisis de los diferentes tipos de facies reconocidas en los afloramientos localizados al Noreste de la provincia de Albacete. Las facies fueron caracterizadas mediante los métodos tradicionales de análisis sedimentológico en campo y laboratorio. Se estudiaron 15 perfiles estratigráficos, cuya distribución se muestra en la Fig. 2. La representación sintética y localización de estos perfiles se puede ver en las Figs. 3, 4, 5 y 6. Las muestras recogidas en el campo se estudiaron en secciones pulidas, levigados y láminas delgadas mediante lupa binocular y microscopio petrográfico. Eventualmente, los ejemplares de ammonites recogidos en algunos perfiles facilitaron la datación de los materiales estudiados. Los datos obtenidos permitieron diferenciar una serie de facies y establecer la caracterización sedimentológica de cada una de ellas.

El análisis de afloramientos localizados en zonas intermedias contribuyó a hacer mayores precisiones en torno a la distribución de facies presentes en el área de estudio. En concreto, los afloramientos situados en el sector de Carboneros (perfil 5, Fig. 2) fueron objeto de un análisis más exhaustivo, puesto que, en virtud de su orientación y localización, permitieron entender la relación existente entre las facies de los dominios internos y externos de la rampa.

La correlación de los diversos perfiles, la identificación de las discontinuidades sedimentarias y el estudio de la evolución vertical y lateral de facies dentro del marco de la metodología de trabajo propuesta por la Estratigrafía Secuencial (Haq et al., 1987; Van Wagoner et al., 1988; Aurell, 1991), han permitido subdividir los materiales estudiados en una serie de unidades genéticas (secuencias deposicionales, systems tracts). El análisis de estas unidades y de su significado sedimentológico y paleogeográfico hace posible la integración de la información obtenida en el contexto de una interpretación genética y evolutiva a escala de cuenca Ibérica.

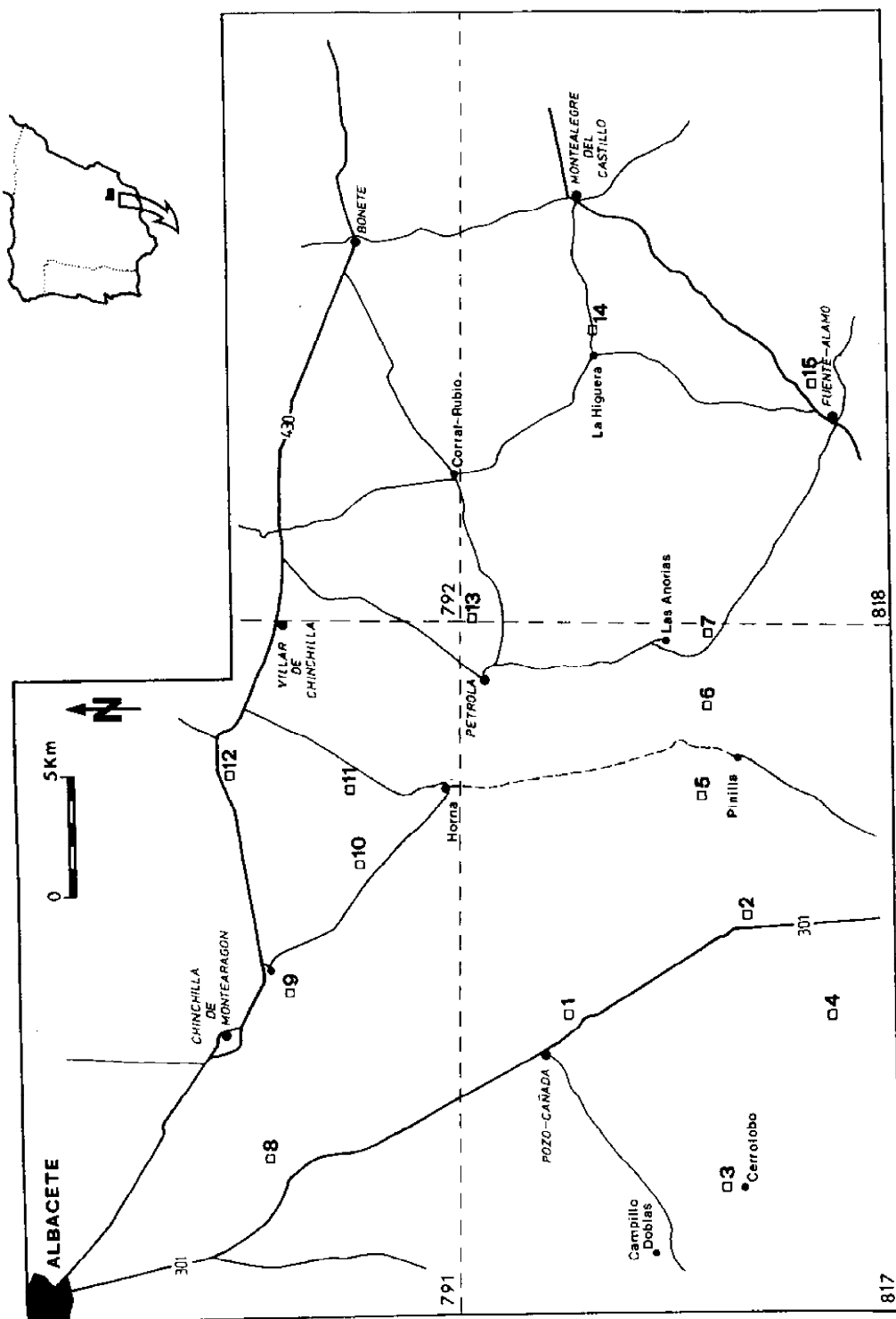


Fig. 2. Esquema de localización de los perfiles estudiados con referencia a las hojas escala 1:50.000 del Mapa Topográfico.

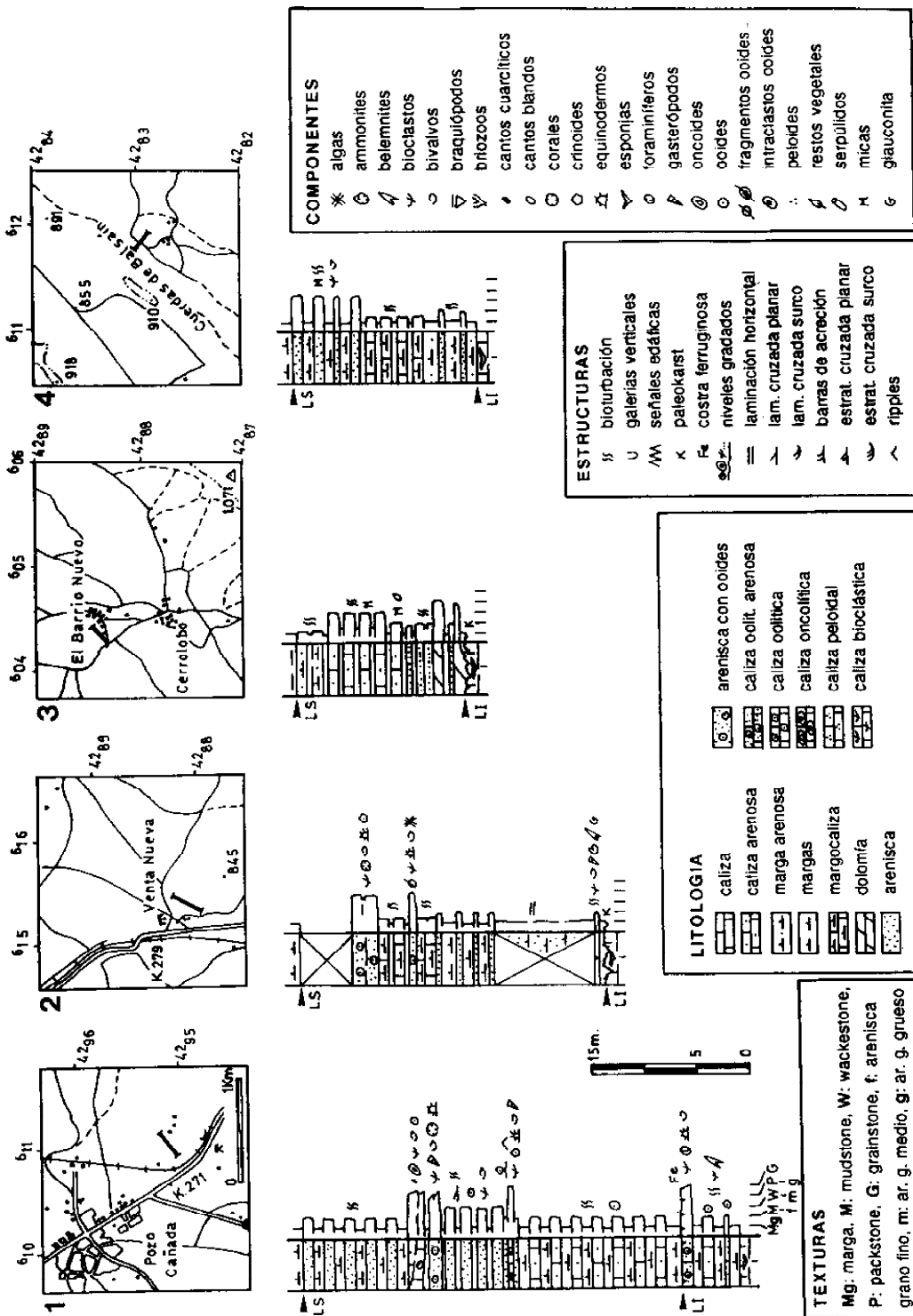


Fig. 3. Representación y localización de los perfiles 1 a 4 (parte occidental de la hoja 817: Fig. 2).

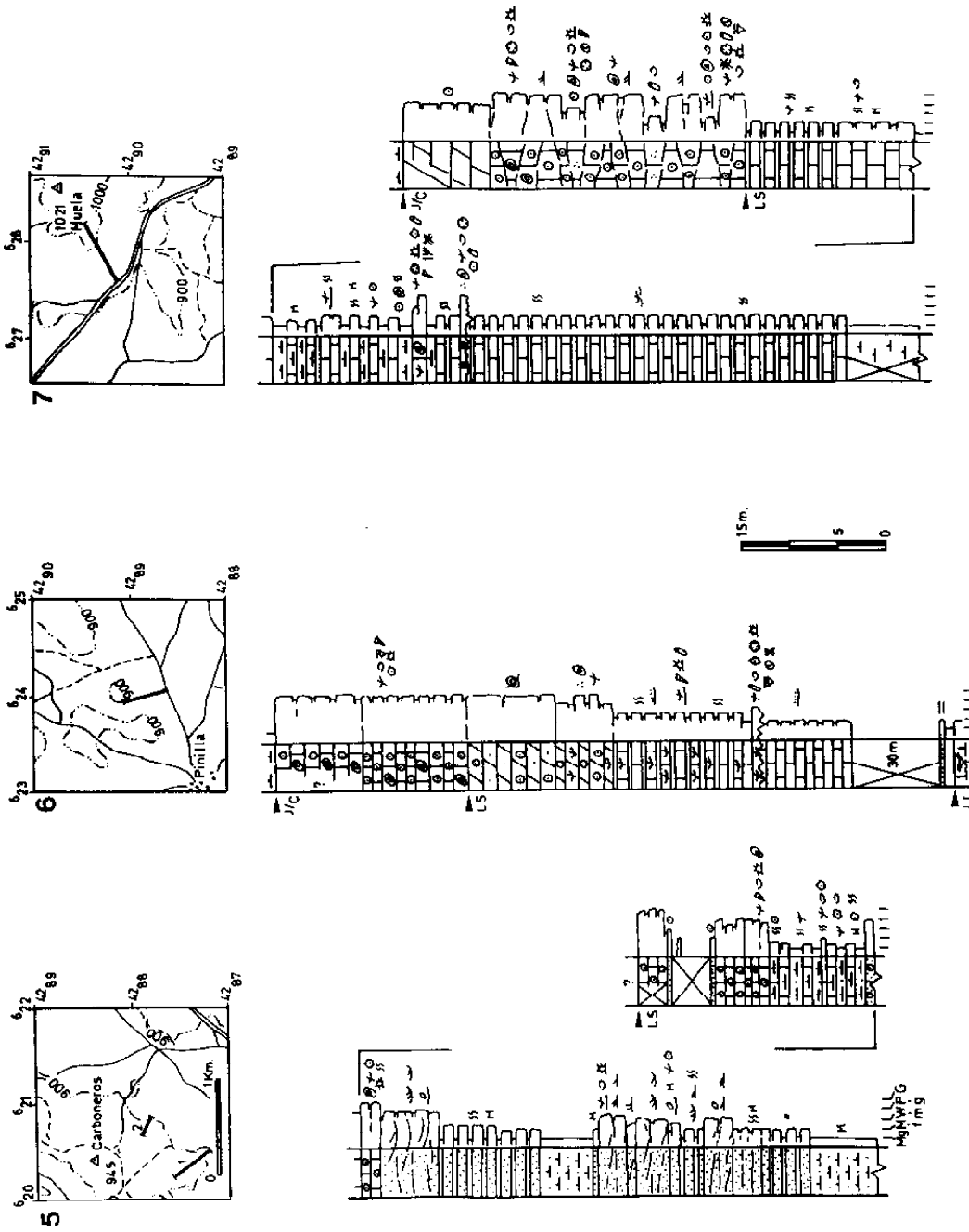


Fig. 4. Representación y localización de los perfiles 5 a 7 (parte oriental de la hoja 817: Fig. 2). Leyenda de símbolos en la Fig. 3.

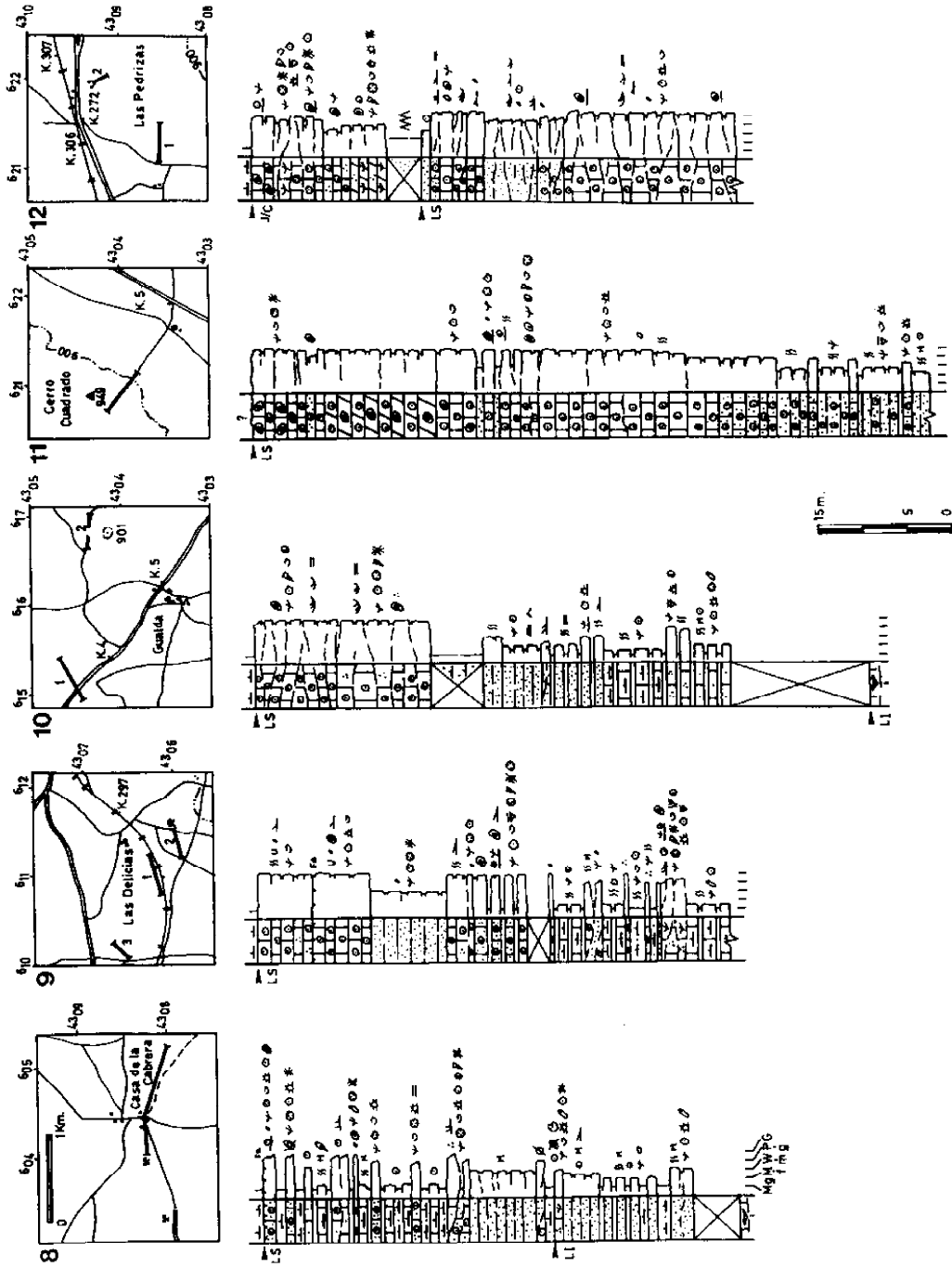


Fig. 5. Representación y localización de los perfiles 8 a 12 (hoja 791: fig. 2). Leyenda de símbolos en la Fig. 3.

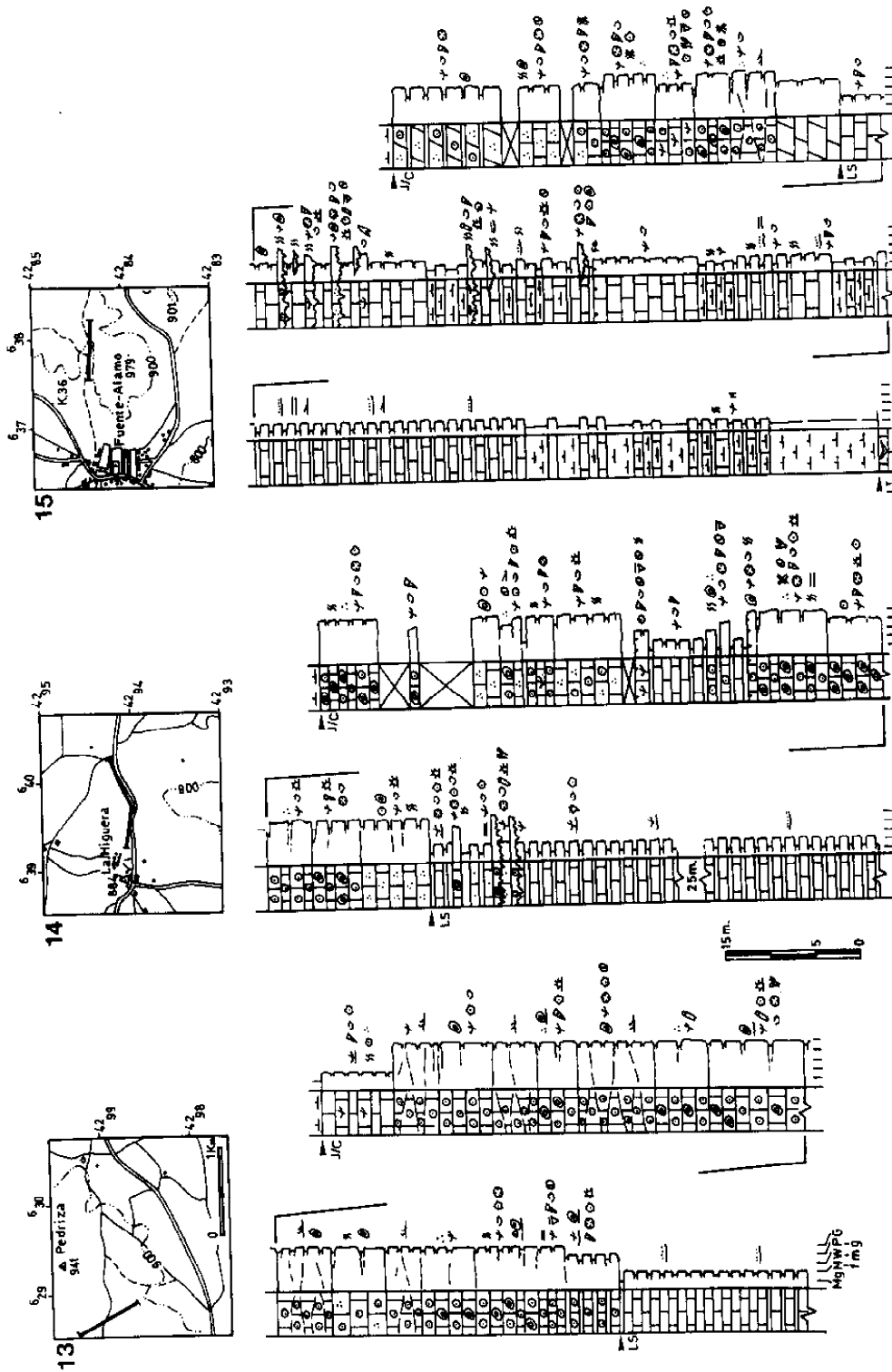


Fig. 6. Representación y localización de los perfiles 13 a 15 (hoja 818; Fig. 2). Leyenda de símbolos en la Fig. 3.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. UNIDADES BIOESTRATIGRÁFICAS

La división bioestratigráfica más precisa del Jurásico superior de Albacete es la ofrecida por Behmel (1970), quien realiza un detallado examen de la fauna de ammonites. En el perfil de Fuente-Álamo (perfil 15, Fig. 2), que incluye los sedimentos más distales y abiertos del sector estudiado, este autor reconoce gran parte de las biozonas de ammonoideos establecidas por el dominio Mesogeo del Sur de Europa. Éstas corresponden, con ligeras variaciones, a las reconocidas en un trabajo posterior por Atrops y Meléndez (1985) para el Oxfordiense terminal, Kimmeridgiense y Titónica basal de la región de Calanda (Cordillera Ibérica oriental) (Fig. 7, A).

Paralelamente, Fourcade (1970) establece la división del Jurásico superior del sector de Albacete en base a la zonación por foraminíferos bentónicos, considerando únicamente la zonación por ammonoideos en los materiales de edad Oxfordiense superior y partes basales del Kimmeridgiense inferior. En concreto, diferencia tres zonas sucesivas de foraminíferos: *Zona de Alveosepta jaccardi*, *Zona de Everticyclammina virguliana* y *Zona de Anchispirocyclina lusitanica* y establece su distribución cronoestratigráfica tomando como referencia los pisos definidos en el dominio boreal (Fig. 7, B). Hay que notar que la distribución cronoestratigráfica de estas biozonas está sujeta a constante revisión, y presenta importantes diferencias en función de las localidades estudiadas (Baussolet y Fourcade, 1979; Aurell, 1990).

La correlación entre ambas biozonas presenta cierta problemática, puesto que cada una de estas escalas bioestratigráficas tiene en consideración diferentes escalas cronoestratigráficas. Como hemos dicho anteriormente, las biozonas establecidas por Fourcade (1970) se refieren a los pisos del Jurásico definidos en el dominio boreal, mientras que la biozonación de Behmel (1970) tiene en cuenta los pisos establecidos en el dominio mesogeo. En la Fig. 7 se muestra la equivalencia entre ambas escalas. En concreto, se pone de manifiesto que el Kimmeridgiense inferior del dominio boreal corresponde al Kimmeridgiense del dominio mesogeo, y que el Portlandiense y el Titónico tampoco son equivalentes temporales (Cope, 1984; Harland et al., 1990). Debido a la afinidad paleogeográfica de los materiales estudiados, en el presente trabajo utilizaremos la escala definida en el dominio Mesogeo, revisando el empleo de los términos Kimmeridgiense y Portlandiense utilizado en estudios previos (Fourcade, 1970; Arias, 1978).

2.2. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

La subdivisión en unidades litoestratigráficas del Jurásico superior de la región de Albacete fue establecida ya en estudios anteriores de carácter regional.

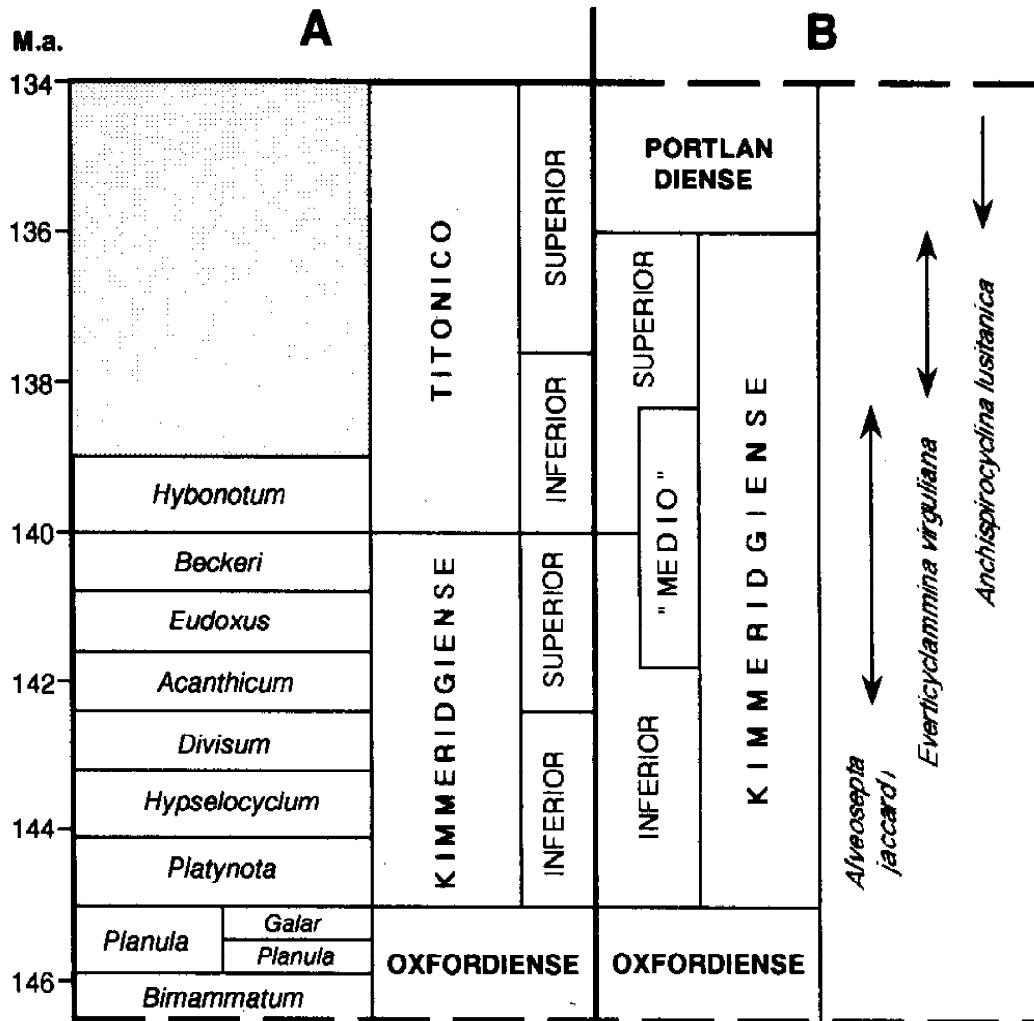


Fig. 7. Distribución de biozonas de ammonites (Atrops y Meléndez, 1985) y pisos definidos para los dominios Mesogeos (A). Distribución de biozonas de foraminíferos bentónicos (Fourcade, 1971) y pisos definidos para los dominios Boreales (B).

En el trabajo de Arias (1978), se propone una división litoestratigráfica informal (Fig. 8) en la que se diferencian las siguientes unidades:

La unidad basal (J-1) está constituida por margas con ammonites y belemnites, que hacia el Oeste presentan intercalaciones arenosas. Azéma et al. (1971) y Fourcade (1970, 1971) consideran que en estas zonas marginales la formación puede admitir también equivalencias laterales de calizas oolíticas arenosas. El límite Oxfordiense-Kimmeridgiense se sitúa hacia la base de esta unidad, puesto que aparecen ammonites de la biozona *Platynota* (Behmel, 1970; Fourcade, 1970). Por lo tanto la edad es en parte Kimmeridgiense inferior.

La unidad suprayacente o J-2 está formada por dos unidades que, según Arias (1978), se encuentran en cambio lateral de facies. La unidad J-2.1 se localiza en los sectores más orientales y está formada por una alternancia rítmica de calizas y margas, cuya edad no sobrepasa el Kimmeridgiense superior (Fourcade, 1970). Sin embargo, Behmel (1970) considera que esta unidad puede alcanzar también el Titónico inferior (perfil de Fuente-Álamo). La unidad J-2.2 se encuentra en las zonas más occidentales y está constituida principalmente por arenas y areniscas con intercalaciones de niveles carbonatados con proto-oooides. En esta unidad se han reconocido ammonites del Kimmeridgiense inferior (Behmel, 1970).

La unidad J-3 está formada por calizas oolíticas y oncolíticas con abundantes restos bioclásticos. Los datos bioestratigráficos disponibles no son muy precisos. Fourcade (1970) considera esta unidad como perteneciente a la biozona de *Alveosepta jaccardi*, y diferencia una unidad superior (J-4 en Arias, 1978), formada por arcillas y arenas con intercalaciones de calcarenitas, bioesparitas y ooesparitas ricas en ostreidos, correspondientes a la biozona de *Everticyclammina virguliana*.

En un trabajo posterior, Gómez y Goy (1979a) establecen tres unidades litoestratigráficas con rango de Formación para el Jurásico superior de la Cordillera Ibérica: la Fm. margas de Sot de Chera, de edad Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior, la Fm. ritmita calcárea de Loriguilla, de edad Kimmeridgiense inferior en su parte inferior y media, aunque en algunas áreas la parte alta podría corresponder al Kimmeridgiense superior, y la Fm. calizas con oncolitos de Higuieruelas, de edad Kimmeridgiense superior-Titónico. Estos autores citan la presencia de estas formaciones en el sector de Albacete, aunque con características peculiares (Gómez y Goy, 1979b). Así la Fm. Loriguilla presenta al Este y Sureste de Albacete un progresivo enriquecimiento en terrígenos hasta estar constituida por areniscas. La Fm. Higuieruelas también en estos sectores aparece localmente con elementos detríticos (Fourcade, 1971).

M.a.

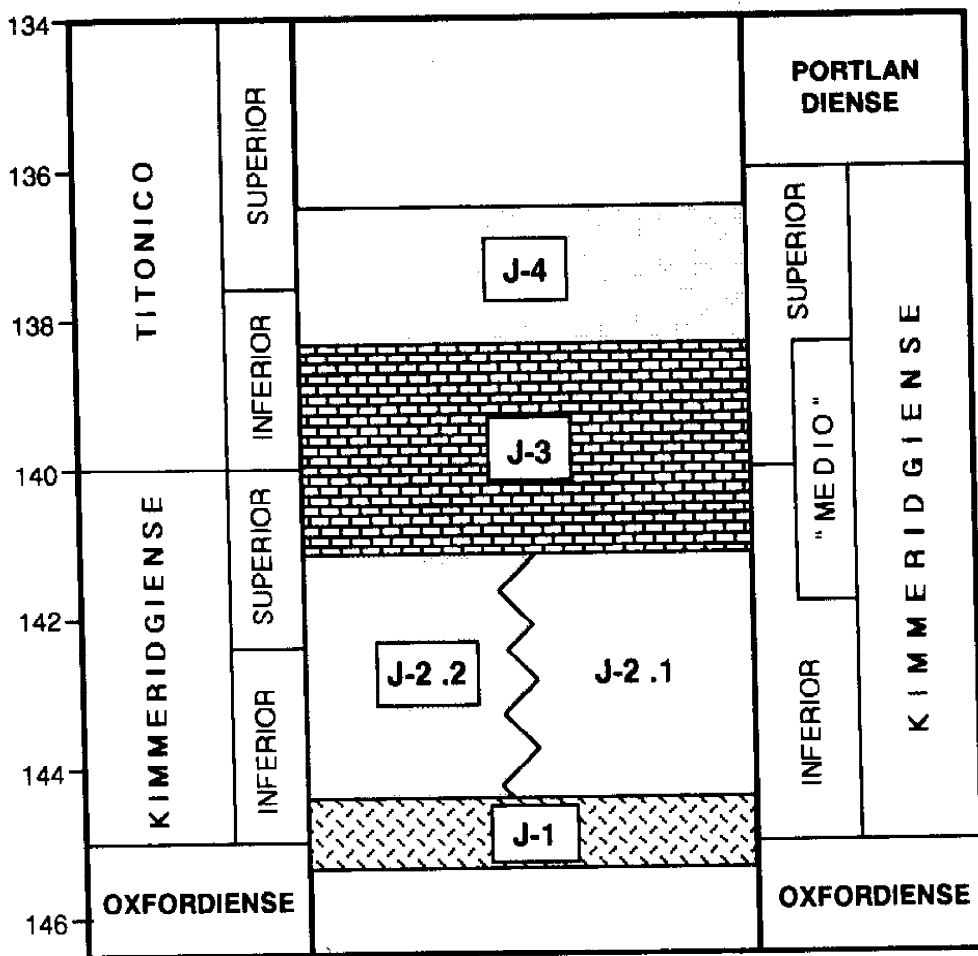


Fig. 8. Distribución cronoestratigráfica de las unidades litoestratigráficas definidas para el sector de Albacete por Arias (1978).

2.3. SECUENCIAS DEPOSICIONALES DEFINIDAS EN LA CORDILLERA IBÉRICA

La incorporación de la Estratigrafía Secuencial como herramienta para el análisis de cuencas ha permitido establecer nuevas vías de estudio que complementan y perfeccionan los criterios tradicionales de correlación litoestratigráficos. En los sectores centrales y septentrionales de la cuenca Ibérica se dispone de conocimientos precisos acerca de los límites, extensión y edad de las secuencias deposicionales del Jurásico superior (Salas, 1989; Alonso y Mas, 1990; Aurell, 1990, 1991; Aurell y Meléndez, 1993).

El Jurásico superior de la Cordillera Ibérica está constituido por tres secuencias deposicionales. La inferior o Secuencia Oxfordiense abarca desde el Calloviense terminal (biozona *Lamberti* p.p.) hasta el Oxfordiense terminal (Biozona *Planula*, subzona *Planula*). Incluye las calizas con esponjas de la Fm. Yátova y sus equivalentes laterales detríticos y carbonatados localizados en las zonas marginales (Fm. Aldealpozo en las Sierras de la Demanda y Cameros; Alonso y Mas, 1990 y Mb. Alustante al SW de la provincia de Teruel; Aurell, 1990). La intermedia o Secuencia Kimmeridgiense se extiende hasta el Titónico inferior, ya que a techo de la unidad y en las zonas distales se encuentran ammonites de la biozona *Hybonotum* (región de Calanda; Atrops y Meléndez, 1985). En las zonas medias y distales de la cuenca esta secuencia está formada por dos unidades, la Fm. Sot de Chera y la Fm. Loriguilla, que se encuentran en relación de cambio lateral y vertical de facies. Hacia las zonas proximales, ambas unidades pasan lateralmente a las calizas oolíticas y arrecifales de las Fm. Torrecilla y Mb. Ricla en la Cordillera Ibérica septentrional (Fig. 9.A) y a las calizas oolíticas y areniscas de la Fm. Pozuel al Suroeste de Teruel (Fig. 9.B).

Hay que notar que, debido a sus características litológicas, las calizas oolíticas de la Fm. Pozuel fueron erróneamente atribuidas a la Fm. Higuieruelas (Gómez y Goy, 1979b). Esta formación se encuentra en clara relación de offlap sobre los materiales de la Secuencia Kimmeridgiense, y marca el inicio de la secuencia superior del Jurásico o Secuencia Titónico-Berriasiense (Fig. 9). Los equivalentes laterales y verticales de la Fm. Higuieruelas hacia zonas marginales son los carbonatos lacustres y palustres de la Fm. Ciria y Mb. Ladruñan (Martin i Closas, 1990) y las areniscas y carbonatos depositados en medios marinos someros y transicionales de la Fm. Villar del Arzobispo (Mas et al., 1984). La secuencia Titónico-Berriasiense se extiende hasta el Berriasiense medio, tal y como muestra el análisis de la flora de carofitas y la presencia de *Anchispirocyclina lusitanica* hacia la parte superior de la unidad.

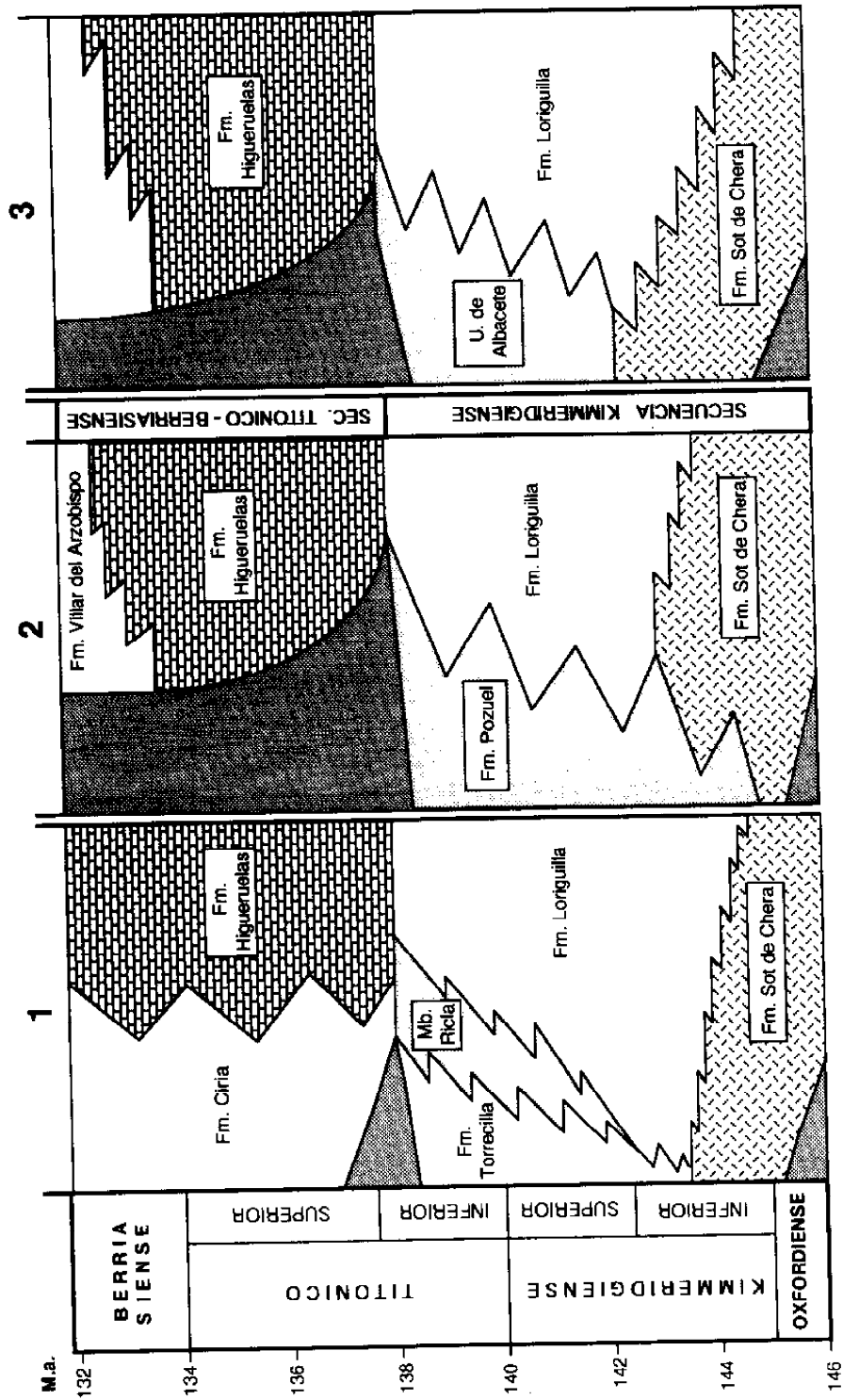


Fig. 9. Distribución cronoestratigráfica de las unidades litoestratigráficas de la Secuencia Kimmeridgiense y Titónico-Berriasiense, para los sectores 1 (provincia de Zaragoza), 2 (provincia de Teruel) y 3 (provincia de Albacete).

2.4. UNIDADES UTILIZADAS EN EL PRESENTE TRABAJO

Como hemos visto en anteriores apartados los tres principales trabajos que se han realizado en la zona (Behmel, 1970; Fourcade, 1970; Arias 1978) abordan el estudio de los materiales del Jurásico superior desde un punto de vista bioestratigráfico y litoestratigráfico. En ellos se plantea someramente la posible relación paleogeográfica de la zona de estudio con la cuenca Ibérica, estableciendo semejanzas de las facies observadas con las presentes en dominios más septentrionales.

Los datos obtenidos en este trabajo han permitido precisar la división litoestratigráfica realizada por Arias (1978) y establecer la equivalencia de estas unidades con las formaciones y secuencias deposicionales definidas en la Cordillera Ibérica (Fig. 9,3). En concreto, el análisis de las discontinuidades sedimentarias ha permitido identificar una secuencia deposicional, que se considera equivalente lateral a la Secuencia Kimmeridgiense.

Para la Secuencia Kimmeridgiense se han reconocido tres unidades. La Fm. margas de Sot de Chera corresponde a la unidad J-1 de Arias (1978) y se sitúa sobre las calizas con esponjas del Oxfordiense (Fm. Yátova). La Fm. ritmita calcárea de Loriguilla se corresponde a la unidad J-2.1 de Arias (1978). Al equivalente lateral de esta formación en las zonas occidentales la denominaremos en este trabajo como Unidad de Albacete. Esta unidad se caracteriza por la presencia de facies predominantemente arenosas que pasan lateralmente, hacia el Este, a facies oolíticas. Este esquema litoestratigráfico conlleva una serie de modificaciones respecto a las unidades definidas por Arias (1978):

1-La parte inferior de la Fm. Loriguilla es considerada equivalente lateral de la Fm. Sot de Chera. La Fm. Loriguilla puede alcanzar la edad Titónico inferior en las zonas más orientales (perfil de Fuente-Álamo: Behmel, 1970).

2-La Unidad de Albacete es equivalente lateral de la Fm. Loriguilla y está constituida tanto por la unidad J-2.2, como por parte de la unidad J-3.

3-La Fm. Higuieruelas está separada de la Unidad de Albacete y de la Fm. Loriguilla por una discontinuidad que constituye el límite entre las secuencias Kimmeridgiense y Titónico-Berriasiense. Esta discontinuidad se encuentra dentro de la unidad J-3 de Arias (1978) y separa, en los sectores más occidentales, las facies oolíticas de la Unidad de Albacete de las facies oncolíticas de la Fm. Higuieruelas. Estas unidades no son, por tanto, equivalente laterales.

Dada la relación estratigráfica de la Unidad de Albacete con las Fms. Loriguilla y Sot de Chera, esta unidad posee gran semejanza con las Fms. Pozuel y Torrecilla (Mb. Ricla) presentes en sectores más septentrionales de la cuenca Ibérica (Fig. 9).

En el sector de Albacete, el límite inferior (LI) de la Secuencia Kimmeridgiense corresponde, en los perfiles más distales, al contacto entre las calizas con esponjas del Oxfordiense superior y las margas de la Fm. Sot de Chera (base de la Subzona *Galar*, Biozona *Planula*, perfil de Fuente-Álamo (15); Behmel, 1970).

En los perfiles más proximales, se manifiesta localmente como una posible superficie de paleokarstificación a techo de las calizas con esponjas del Oxfordiense (perfiles 2 y 3) o como una superficie de acumulación de óxidos de hierro (perfil 1). En el perfil 8 se sitúa a techo de un nivel que contiene ammonites de la biozona *Bimmammatum* (*Orthosphinctes Orth. Delgadoi*, Choffat, 1893). En el caso de estos dos últimos perfiles, el límite inferior de la secuencia se encuentra dentro de la Fm. Sot de Chera.

El límite superior (LS) se manifiesta en los perfiles más distales como una paraconformidad con una posible laguna estratigráfica asociada. En estos sectores corresponde al contacto entre la Fm. Loriguilla y la Fm. Higuieruelas. En concreto, en el perfil 15 (Fuente-Álamo) los últimos materiales de la Fm. Loriguilla se han datado como Titónico inferior (biozona *Hybonotum*; Behmel, 1970). Hacia las zonas medias, el límite superior de la secuencia corresponde al contacto entre los materiales de la Unidad de Albacete y la Fm. Higuieruelas. En los perfiles proximales la Fm. Higuieruelas está ausente (posiblemente por no sedimentación), de forma que sobre los materiales de la Unidad de Albacete se disponen las margas del Berriasiense. No se descarta que en estas zonas la parte superior de la secuencia esté ausente por erosión.

3. ANÁLISIS DE FACIES

Una vez revisado el marco estratigráfico general, es necesario abordar el estudio de los diferentes tipos de facies presentes en cada una de las formaciones. En las Figs. 10 y 11 se muestran dos paneles de correlación correspondientes a dos cortes transversales a la cuenca, desde las zonas proximales situadas al Oeste, hasta las zonas más distales, al Este. Éstos muestran la distribución de formaciones y de facies, así como de los cortejos sedimentarios diferenciados en la secuencia Kimmeridgiense.

3.1. Fm. SOT DE CHERA

La Fm. Sot de Chera presenta en el sector de Albacete gran variabilidad de potencia y de facies. En los perfiles más meridionales (Fig. 11) se ha podido medir la potencia total de esta formación y establecer un esquema de distribución de facies detallado. Sin embargo, en los perfiles septentrionales (Fig. 10) se dispone de menor número de datos debido a la ausencia de afloramientos completos.

En cuanto a la distribución de potencias, esta formación posee sus menores espesores en las zonas occidentales, con una potencia mínima de 3 m (perfil 3). La potencia máxima aparece en el área central, donde la formación alcanza un espesor de 68 m (perfil 5), acuñándose progresivamente hacia el Este.

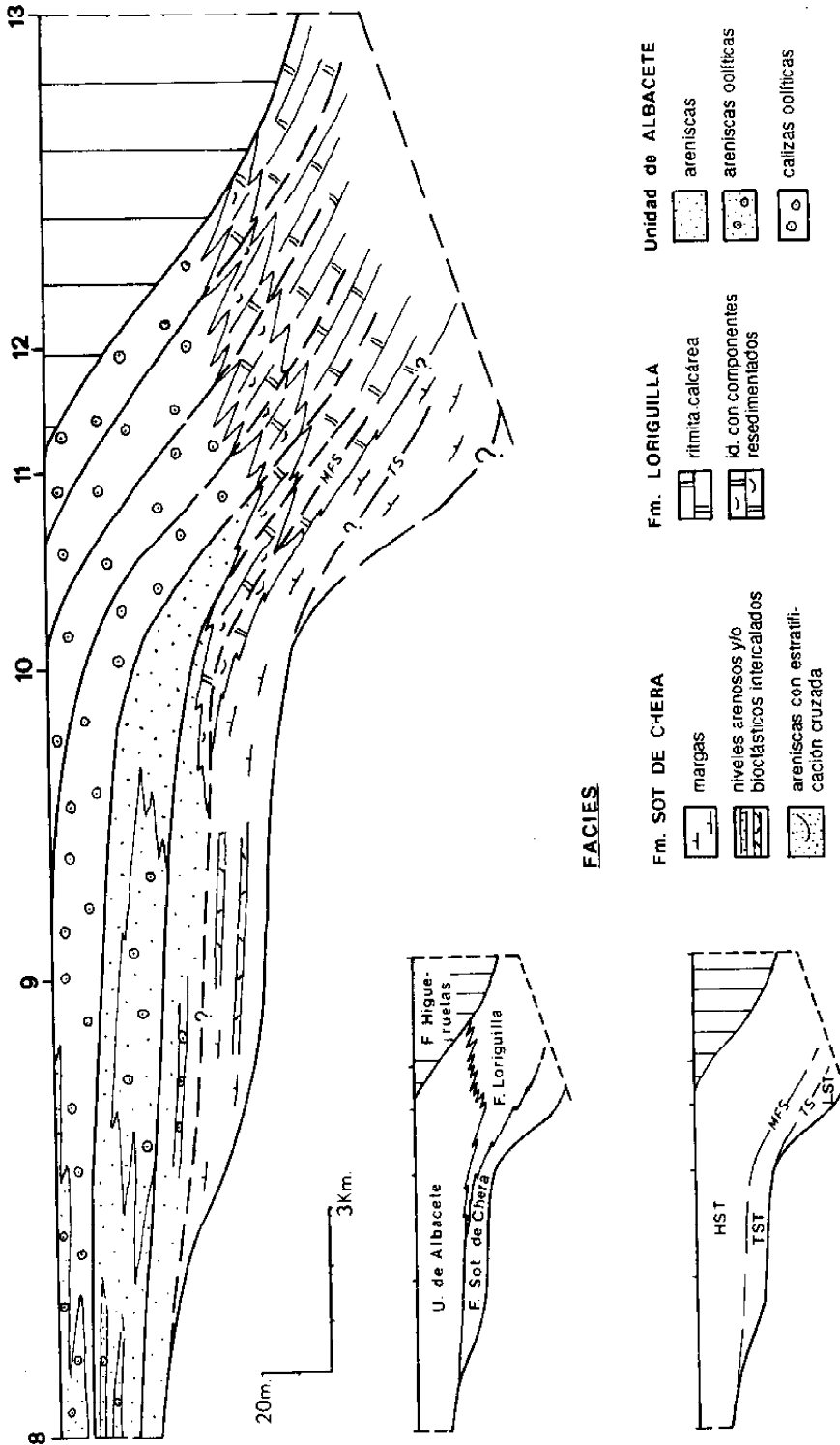


Fig. 10. Panel de correlación de los perfiles septentrionales del sector de Albacete (ver Fig. 11). Se muestra la distribución de facies, unidades litoestratigráficas y cortejos sedimentarios de la Secuencia Kimmeridgiense.

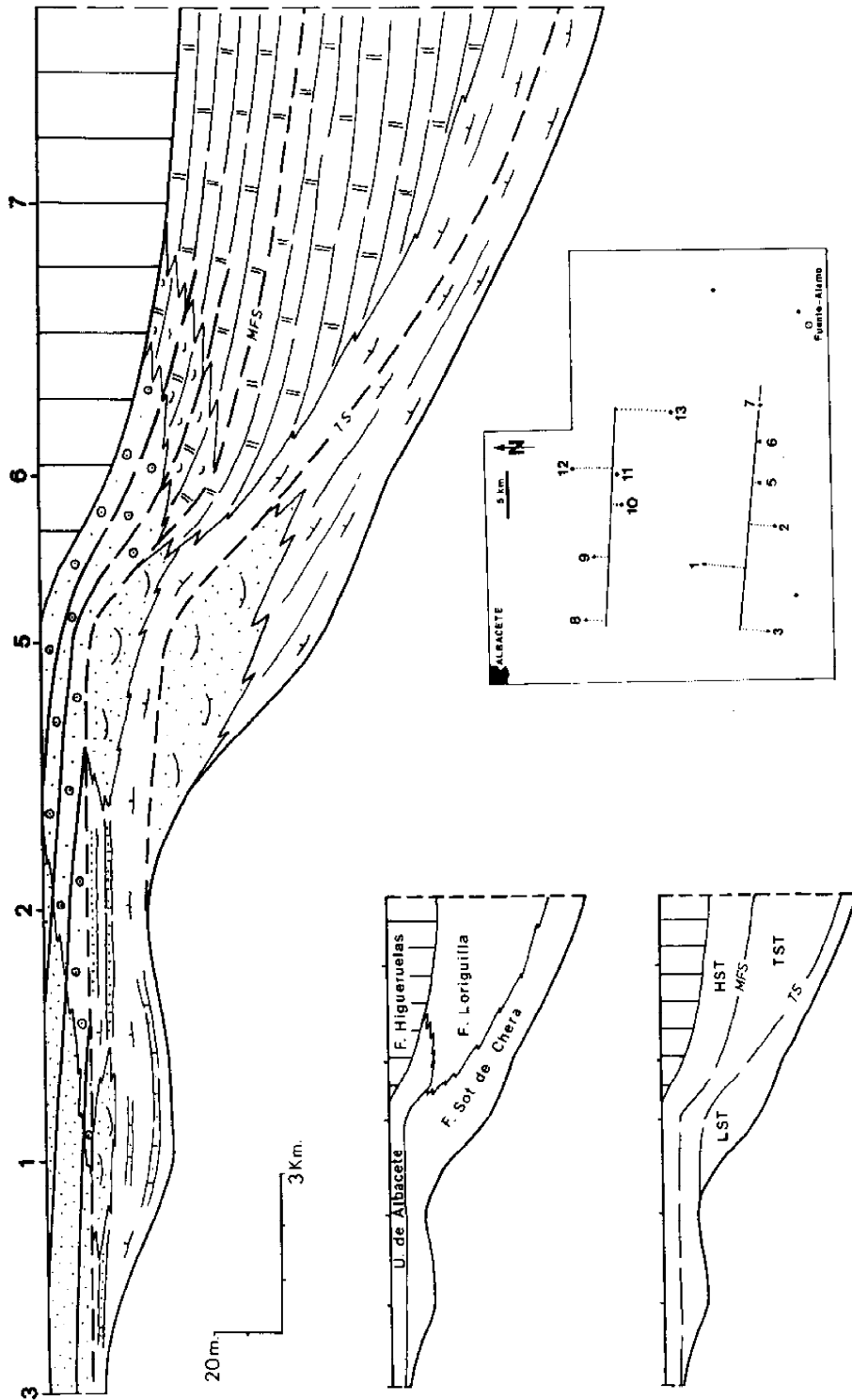


Fig. 11. Panel de correlación de los perfiles meridionales del sector de Albacete, en el que se muestra la distribución de facies, unidades litoestratigráficas y cortejos sedimentarios de la Secuencia Kimmeridgiense. Leyenda de facies en la Fig. 10.

Esta formación, como en otros sectores de la Cuenca Ibérica, está formada esencialmente por margas con abundantes intercalaciones margocalcáreas (perfiles más orientales), que hacia las zonas proximales presenta un progresivo aumento en elementos detríticos. En estos sectores, se han podido reconocer dos tipos de facies:

1. *FACIES DE MARGAS CON NIVELES ARENOSOS Y/O BIOCLÁSTICOS INTERCALADOS*

Está formada por margas y margocalizas, en bancos de 0.4 m de potencia, que presentan intercalaciones o forman alternancia con calizas arenosas, areniscas y niveles bioclásticos y oolíticos. En los perfiles meridionales predominan los niveles arenosos (calizas arenosas y areniscas), mientras que en los más septentrionales dominan las facies más carbonatadas (niveles oolíticos y bioclásticos). Las margas y margocalizas aparecen bioturbadas y localmente con ooides y bioclastos dispersos.

Las facies más arenosas están constituidas por calizas arenosas bioturbadas con ooides dispersos y areniscas de grano fino en niveles tabulares de 0.2 a 0.4 m, de gran continuidad lateral. Las areniscas pueden aparecer localmente dolomitizadas y con proto-ooides y bioclastos dispersos, formando incluso niveles centimétricos de acumulación con morfología de ripples.

Las facies bioclásticas y oolíticas están constituidas por packstones o grainstones bioclásticos y packstones oolítico-arenosos que forman niveles tabulares de gran continuidad lateral de 0.2 a 0.6 m de potencia. La facies de packstones a grainstones bioclásticos se caracterizan por la abundancia de fragmentos heterométricos de fósiles bentónicos (corales, algas, briozoos, chaetétidos) junto con otros bioclastos, y por la presencia de ooides y peloides. En ocasiones poseen morfología de barras de acreción lateral. La facies de packstones oolítico-arenosos está constituida por fragmentos de ooides, proto-ooides y peloides junto con clastos de cuarzo de tamaño arena fina a media y escasos bioclastos. Localmente aparecen como niveles gradados de acumulación.

2. *FACIES DE ARENISCAS CON ESTRATIFICACIÓN CRUZADA*

En el sector más meridional (Fig. 11) y en concreto en los perfiles 1 y 5 está presente, junto a la facies de margas, una facies arenosa que se ha denominado genéricamente, facies de areniscas con estratificación cruzada, aunque incluye también facies arenosas en niveles tabulares. En el perfil 5, donde esta facies aparece mejor representada, está constituida por dos secuencias somerizantes grano y estratocrecientes, que tienen como base la facies de margas. Ambas secuencias están formadas en su parte inferior por areniscas de grano fino a medio bioturbadas y poco cementadas, dispuestas en bancos tabulares de 0.2 a 0.4 m de potencia, con intercalaciones margosas a la base.

En la parte superior de estas areniscas se desarrolla en cada secuencia un

complejo de facies con estructuras variadas, más completo en la secuencia inferior. La secuencia inferior presenta de base a techo los siguientes términos: areniscas de grano medio poco cementadas con sets de estratificación cruzada planar de hasta 1.5 m de potencia y laminación cruzada planar; areniscas de grano fino en bancos tabulares de 0.3 m, ocasionalmente con estratificación cruzada en surco, en alternancia con margas arenosas bioturbadas; areniscas de grano medio en bancos de 0.3 m a la base y 1 m a techo, con estratificación cruzada en surco, y niveles de acumulación de cantos blandos; areniscas de grano medio a grueso, con morfología de barras de acreción lateral a la base y estratificación cruzada planar a techo en sets de hasta 1 m de potencia. A techo de este tramo aparece una superficie de acumulación de bioclastos (bivalvos).

En la secuencia superior, sobre las areniscas de grano fino en bancos tabulares, aparece un tramo de areniscas de grano medio a grueso, con sets de estratificación cruzada en surco de 0.3 m de potencia y niveles de acumulación de cantos blandos.

Las medidas de paleocorrientes realizadas en los niveles con estratificación cruzada planar, indican un sentido de migración en torno a 90° - 110° , con un ángulo de buzamiento de las láminas de 25° a 30° . En los niveles con estratificación cruzada en surco, la dirección del eje de los canales es aproximadamente de 150° a 180° .

En el perfil 1, esta facies se presenta como areniscas de grano fino a medio en bancos tabulares de hasta 1 m de potencia con laminación cruzada planar.

3.2. Fm. LORIGUILLA

La Fm. Loriguilla está constituida por una alternancia de ritmos margaliza, con predominio de este segundo término. En el sector de Albacete, esta formación está presente en los perfiles más orientales, mostrando un progresivo aumento de potencia desde las zonas más proximales. El control de potencias y de facies ha sido dificultado por la escasez de afloramientos completos de esta formación, por lo que únicamente se dispone de datos parciales, a excepción de algunos perfiles. La potencia máxima es de 112 m (perfil 15) y la potencia mínima medida es la correspondiente al perfil 10, con 14 m.

Dentro de esta formación se han diferenciado dos tipos de facies, que se encuentran en relación de cambio lateral:

1. FACIES DE RITMITA CALCÁREA

Corresponde a la facies típica de la formación y está presente en los perfiles más distales. Está formada por ritmos de margaliza, en los que predomina por su potencia el segundo término. Las calizas son mudstones algo limosos, en bancos tabulares de 0.3 a 0.5 m de potencia, que presentan bioclastos dispersos y abundante bioturbación (en ocasiones de tipo *Chondrites*). Localmente llegan

a ser wackestones de bioclastos (bivalvos y equinodermos, principalmente) con ooides dispersos y láminas arenosas centimétricas. Los niveles margosos presentan potencias inferiores a 0.3 m, y en ocasiones pueden formar alternancia con margocalizas.

En esta facies, aparecen localmente niveles de acumulación de bioclastos y oncoides, en bancos tabulares de 0.2 a 0.5 m de potencia o como niveles erosivos de base irregular a techo los bancos. Están constituidos generalmente por packstones a grainstones de peloides, bioclastos y oncoides, cuyas principales características son la alta heterometría y la presencia de gran variedad de bioclastos (bivalvos, equinodermos, crinoides, serpúlidos, corales, algas, braquiópodos, gasterópodos, foraminíferos). Se reconocen diferentes tipos de oncoides, aunque predominan las formas complejas e irregulares (tipo III y IV; Dahanayake, 1977), con núcleos bioclásticos y aspecto ferruginizado. Ocasionalmente pueden aparecer como niveles de encostramiento algal, en los que destaca la abundancia de fragmentos de serpúlidos.

2. *FACIES DE RITMITA CALCÁREA CON ELEMENTOS RESEDIMENTADOS*

Hacia las zonas occidentales, la facies de ritmita calcárea pasa lateralmente a una facies caracterizada por la abundancia de elementos resedimentados. Ésta conserva la tendencia ritmita típica de la formación, pero incluye mayor variedad de tipos litológicos. Así, en los perfiles más meridionales (Fig. 11) y en concreto en el perfil 6 se reconoce, a techo de la facies de ritmita calcárea, una facies constituida por wackestones bioclásticos y arenosos muy bioturbados, formando bancos de 0.3 a 0.5 m de potencia, con intercalaciones margosas. Presentan abundantes bioclastos de bivalvos, gasterópodos, equinodermos y crinoides, y en menor proporción ooides ferruginizados. Localmente, poseen láminas arenosas centimétricas.

En los perfiles más septentrionales (Fig. 10), y concretamente en el perfil 10, esta facies está constituida por calizas arenosas y packstones peloidales bioturbados, con ooides y bioclastos dispersos, y margas y margocalizas a techo. En el perfil 11, la facies está formada por secuencias estratocrecientes de 2 a 4 m de potencia, que presentan a la base, areniscas oolíticas en bancos de 0.3 m de potencia, muy bioturbadas. A techo está constituida por packstones oolíticos arenosos, en bancos de 0.5 m.

3.3. UNIDAD DE ALBACETE

La Unidad de Albacete está constituida por un conjunto de facies predominantemente arenosas y oolíticas cuya distribución a lo largo de los afloramientos muestra un dispositivo claramente progradante. En cuanto a la distribución de potencias, se observa una homogeneidad de espesores desde las zonas proximales a distales en los dos paneles de correlación realizados. Así, en los perfiles

septentrionales (Fig. 10) presenta potencias en torno a los 30 m y en los más meridionales (Fig. 11) en torno a los 15 m.

Dentro de esta unidad se han diferenciado tres tipos de facies:

1. *FACIES DE ARENISCAS*

Están constituidas principalmente por areniscas de grano fino a medio, en bancos tabulares de 0.2 a 0.5 m de potencia, con intercalaciones de margas arenosas. Ocasionalmente, aparecen alternancias de margas y margocalizas, o niveles tabulares de 0.5 m de calizas arenosas. En general, se trata de facies muy bioturbadas, con abundantes granos de micas y escasos bioclastos. Localmente las areniscas pueden presentar laminación horizontal y cruzada planar.

2. *FACIES DE ARENISCAS OOLÍTICAS*

Este grupo de facies está formado por areniscas oolíticas, en bancos tabulares de 0.1 a 0.5 m de potencia, ocasionalmente con morfología de barras de acreción lateral. Presentan niveles de acumulación gradados (ooides y bioclastos) y laminación cruzada planar. Localmente están asociadas a margas bioturbadas y calizas arenosas con ooides. En el perfil 8 aparece un nivel de 0.2 m de arenisca oolítica que posee abundantes clastos redondeados de cuarcita, intraclastos oolíticos y de corales y chaetétidos, con diámetros de hasta 5 cm.

Las areniscas oolíticas son generalmente packstones arenoso-oolíticos, con clastos de cuarzo subangulosos de tamaño arena media, con ligeras envueltas proto-oolíticas. Los ooides, que pueden llegar a constituir el 30% de la roca, presentan diámetros variables (hasta 2 mm), láminas generalmente de tipo 3 (Strasser, 1976) y núcleos de granos de cuarzo y bioclastos. Aparecen en su mayoría fragmentados y ferruginizados. La facies es en general poco bioclástica y muy heterométrica.

3. *FACIES DE CALIZAS OOLÍTICAS*

Esta facies aparece representada únicamente en los perfiles septentrionales (Fig. 11). Está constituida por grainstones y packstones oolíticos localmente arenosos, en bancos tabulares o en cuerpos de estratificación cruzada planar de 0.2 a 1.5 m de potencia, y barras de acreción lateral de 0.3 m. Presentan laminación cruzada planar en ocasiones de bajo ángulo, laminación horizontal y galerías de bioturbación verticales. Destacan algunos niveles arenosos con alta concentración de clastos cuarcíticos bien redondeados, de hasta 4 cm de diámetro, y de intraclastos oolíticos redondeados de hasta 7 cm.

La microfacies es generalmente homométrica. El esqueleto está constituido por ooides muy esféricos, con diámetros de 2 mm, láminas regulares de tipo 3 (Strasser, 1976) y núcleos de cuarzo y bioclásticos. Los bioclastos y oncoides son escasos.

4. LOS CORTEJOS SEDIMENTARIOS DE LA SECUENCIA KIMMERIDGIENSE: INTERPRETACIÓN SEDIMENTOLÓGICA

El estudio de la distribución de los diferentes tipos de facies ha permitido establecer paneles de correlación (Figs. 10 y 11) y mapas de facies (Figs. 12, 13 y 14), en los que se muestra la extensión horizontal y vertical de cada una de ellas. El tratamiento de la información obtenida, siguiendo la metodología de trabajo propuesta por la Estratigrafía Secuencial, ha permitido diferenciar los cortejos sedimentarios que forman la Secuencia Kimmeridgiense. Cada uno de estos cortejos muestra un dispositivo sedimentológico particular, que marca sucesivos estadios de evolución dentro de la rampa Kimmeridgiense. A continuación se justifican y describen los cortejos diferenciados, así como el medio de sedimentación deducido por cada uno de ellos.

4.1. EL CORTEJO DE BAJO NIVEL DEL MAR (LST)

1. *LOS LÍMITES DEL CORTEJO*

El LST está constituido por los materiales que se sitúan entre el límite inferior de la secuencia (LI) y la superficie de transgresión (TS). La ausencia de afloramientos completos ha dificultado el análisis de los materiales, por lo que únicamente se ha podido caracterizar en los perfiles meridionales (Fig. 11).

Los depósitos correspondientes a este episodio están ausentes en los perfiles más proximales, donde existe un recubrimiento del límite inferior de la secuencia por las facies transgresivas del Kimmeridgiense. Así, en el perfil 2, la superficie de transgresión corresponde a un nivel con concentración de glauconita situado sobre la discontinuidad localizada a techo de las calizas con esponjas del Oxfordiense. En el perfil 5, está representada por la superficie de inundación que constituye el contacto entre las facies arenosas con estratificación cruzada y las margas superiores.

2. *DISTRIBUCIÓN DE FACIES*

Los materiales de este episodio corresponden a la parte inferior de la Fm. Sot de Chera. Se han estudiado con detalle en el sector de Carboneros (perfil 5), donde alcanzan el máximo desarrollo vertical. Se trata de una sucesión progrediente en la que aparecen facies de margas a la base y facies de areniscas con estratificación cruzada (secuencia inferior) a techo. Hacia las zonas distales está constituido únicamente por facies de margas con escasos restos fósiles.

En la Fig. 12 se muestra el esquema de distribución horizontal de facies para el LST en aquellos sectores donde ha sido posible su caracterización. Se han diferenciado tres dominios: un dominio emergido y por lo tanto de no sedimen-

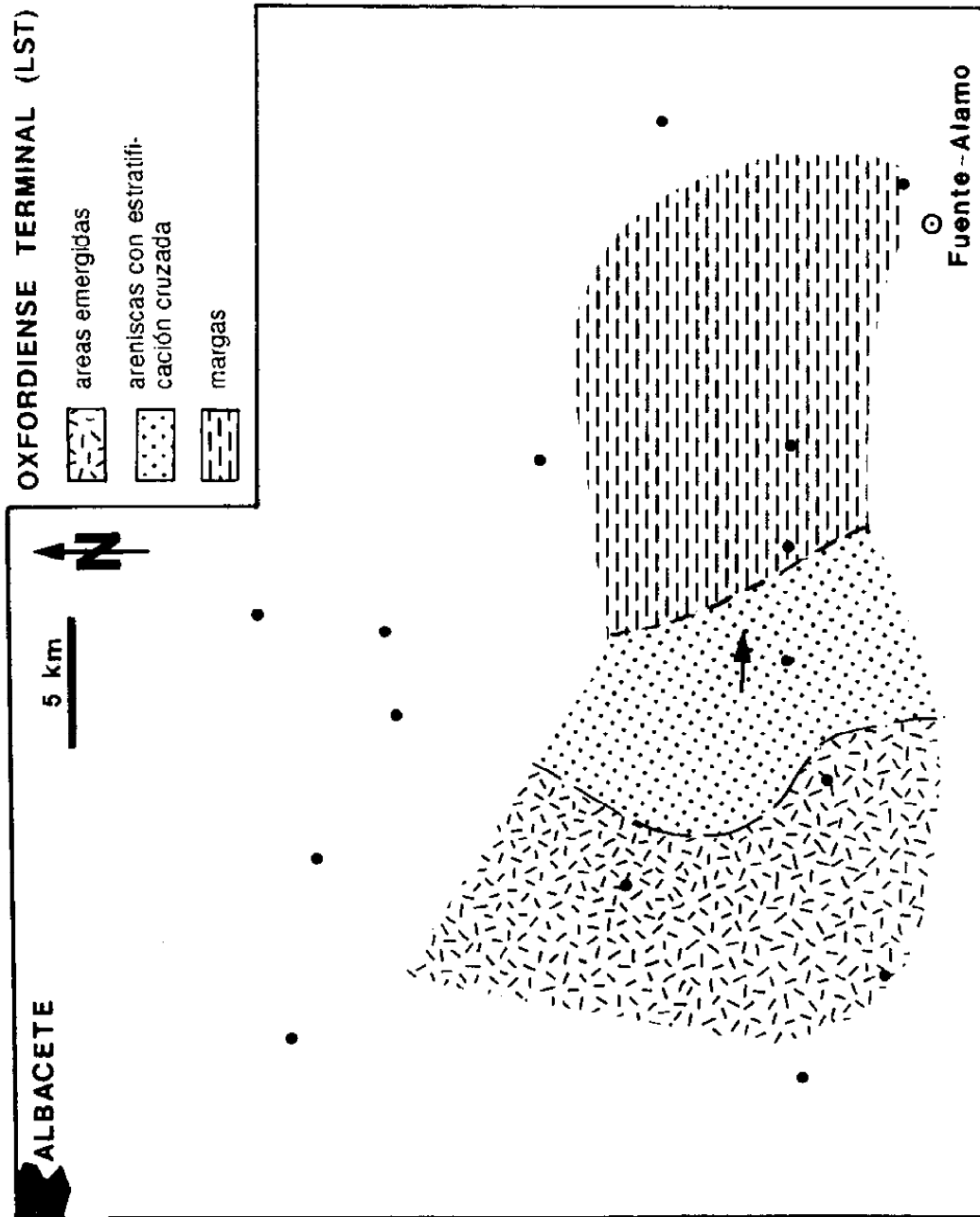


Fig. 12. Distribución espacial de las facies del cortejo de bajo nivel del mar (LST), de la Secuencia Kimmeridgiense.

tación durante este episodio; un dominio con desarrollo de facies de areniscas con estratificación cruzada, que muestran direcciones de paleocorriente predominantemente hacia el Este y un último dominio con desarrollo de facies de margas, situado en las zonas distales.

3. *MEDIO DE SEDIMENTACIÓN*

La tendencia estrato y granocreciente y el desarrollo vertical de estructuras que muestra la facies de areniscas con estratificación cruzada permite interpretar esta facies como el resultado de la progradación de un frente deltaico. Este delta se desarrollaría en las zonas más proximales de la rampa y al sur del área de estudio, mostrando una dirección de aporte dominante hacia el Este. El frente deltaico progradaría sobre los dominios de prodelta, en los que se desarrolla la facies de margas.

4.2. EL CORTEJO TRANSGRESIVO (TST)

1. *LOS LÍMITES DEL CORTEJO*

Corresponde a los depósitos situados entre la superficie de transgresión (TS) y la superficie de máxima inundación (MFS). La MFS ha sido definida en función de criterios de distribución de facies. En concreto, viene marcada por el límite entre la retrogradación y la progradación de las facies y generalmente representa un cambio litológico brusco. En el panel de correlación meridional (Fig. 11, perfil 5) corresponde a la superficie de contacto entre la facies de areniscas con estratificación cruzada (secuencia progradante superior, Fm. Sot de Chera) y la facies de calizas oolíticas (Unidad de Albacete). En los perfiles más proximales esta superficie se localiza a la base de los primeros niveles de areniscas oolíticas (Unidad de Albacete), mientras que en los más distales está representada por la aparición de niveles de acumulación de bioclastos en la ritmita calcárea (Fm. Loriguilla). En el panel de correlación septentrional (Fig. 10), la escasez de afloramientos completos no ha permitido establecer con precisión esta superficie de inundación.

2. *DISTRIBUCIÓN DE FACIES*

Los materiales de este episodio corresponden a la parte superior de la Fm. Sot de Chera y a la parte inferior de la Fm. Loriguilla. Ambas formaciones se encuentran en relación de cambio lateral de facies. El carácter más distal de las facies rítmicas de la Fm. Loriguilla respecto a las margas y arenas de la Fm. Sot de Chera, define la presencia de un dispositivo retrogradante (Figs. 10 y 11).

El TST está representado en las zonas proximales por los materiales superiores de la Fm. Sot de Chera. Predominan en su parte inferior la facies de margas con niveles intercalados y hacia techo aparecen facies de areniscas con estra-

KIMMERIDGIENSE INFERIOR (TST)

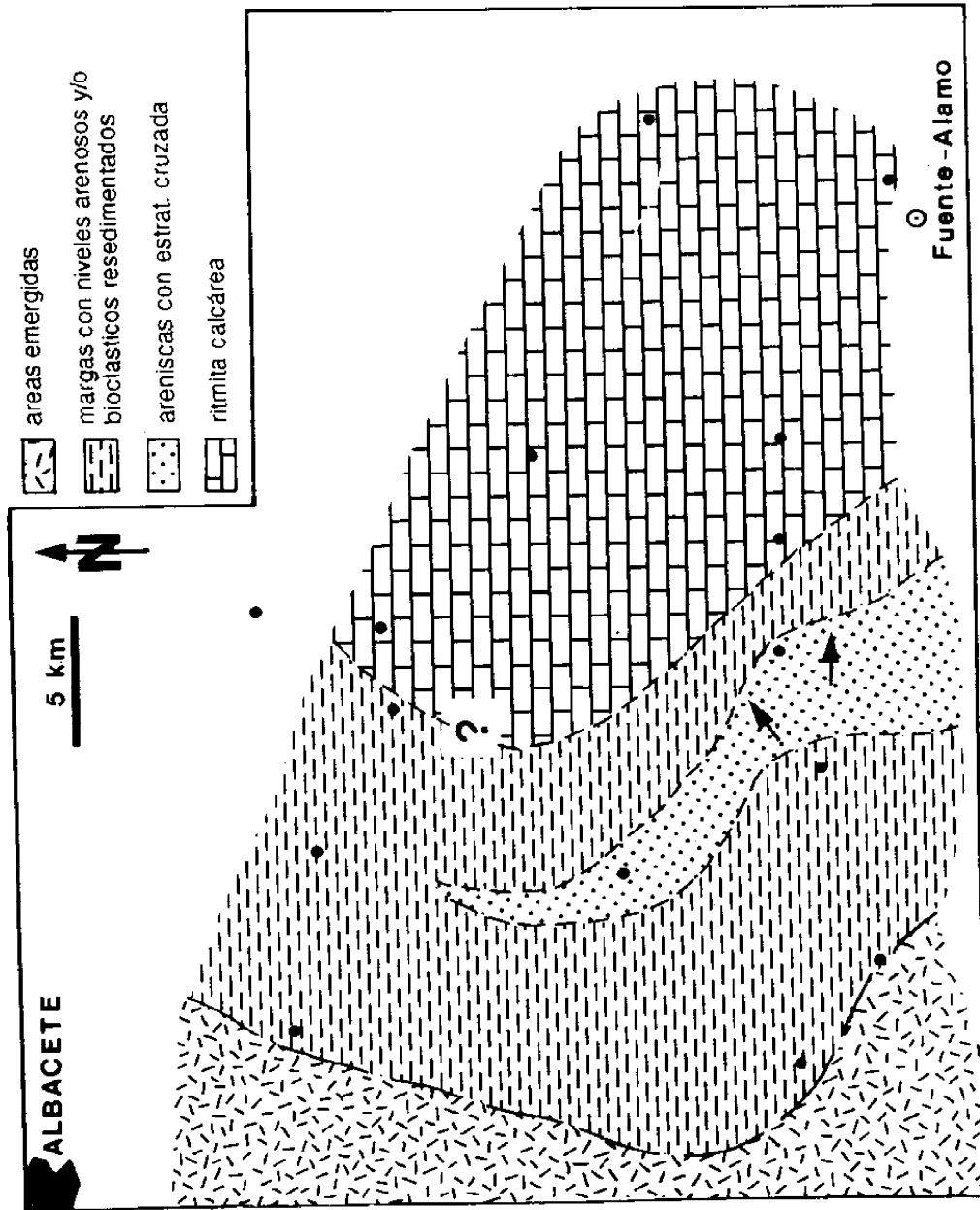


Fig. 13. Distribución espacial de las facies del cortejo transgresivo (TST) de la Secuencia Kimmeridgiense.

tificación cruzada. En las zonas distales, este cortejo muestra un progresivo aumento de potencia y está representado por facies de margas y de ritmita calcárea, localmente con elementos resedimentados.

En la Fig. 13 se muestra un esquema de distribución de facies para el TST. La región estudiada está durante este episodio dividida en cuatro dominios sedimentarios. En las zonas occidentales, existe un dominio emergido. Un segundo dominio corresponde a aquellas zonas con desarrollo de facies de margas con niveles intercalados. En esta ancha franja, aparece una cuña arenosa con desarrollo de facies de areniscas con estratificación cruzada, con dirección de paleocorriente Este y Norte-Noreste. En el dominio más distal se encuentra la facies de ritmita calcárea.

3. MEDIO DE SEDIMENTACIÓN

La sedimentación durante este episodio tiene lugar en una rampa dominada por tormentas. Al Norte, predomina la sedimentación de facies margosas con niveles de tempestitas carbonatados (ooides y bioclastos). Al Sur, sin embargo la sedimentación es de carácter más terrígeno. Estas diferencias en el carácter de la sedimentación implican la posible existencia de dos dominios. Al Norte, existiría una zona más comunicada o abierta con alta producción de carbonato y colonización del medio por una importante epifauna. Al Sur existiría, sin embargo, un dominio más cerrado o somero y de alta influencia terrígena. Esta influencia se traduce en la presencia de cuñas arenosas, que por acción del oleaje serían re-trabajadas en la parte media de la rampa. La evolución vertical de facies (paso de margas a facies arenosas a techo) constituye el reflejo sedimentario de la influencia de los dominios emergidos. Hacia las zonas distales, tendría lugar la acumulación del fango carbonatado con la formación de series rítmicas.

4.3. EL CORTEJO DE ALTO NIVEL DEL MAR (HST)

1. LOS LÍMITES DEL CORTEJO

El HST se sitúa por encima de la superficie de máxima inundación y corresponde a los materiales superiores de la Secuencia Kimmeridgiense. A techo aparece la discontinuidad o paraconformidad que la separa de los materiales de la Fm. Higuieruelas (Secuencia Titónico-Berriasiense).

2. DISTRIBUCIÓN DE FACIES

Los materiales de este estadio corresponden a la Unidad de Albacete y a la parte superior de la Fm. Loriguilla. En los materiales de la Unidad de Albacete se reconocen varios cuerpos que definen una geometría en off-lap. Las variaciones laterales de facies observadas en cada uno de ellos permiten confirmar el carácter progradante de este episodio. De esta forma, desde las zonas más proximales

KIMMERIDGIENSE SUPERIOR (HST)

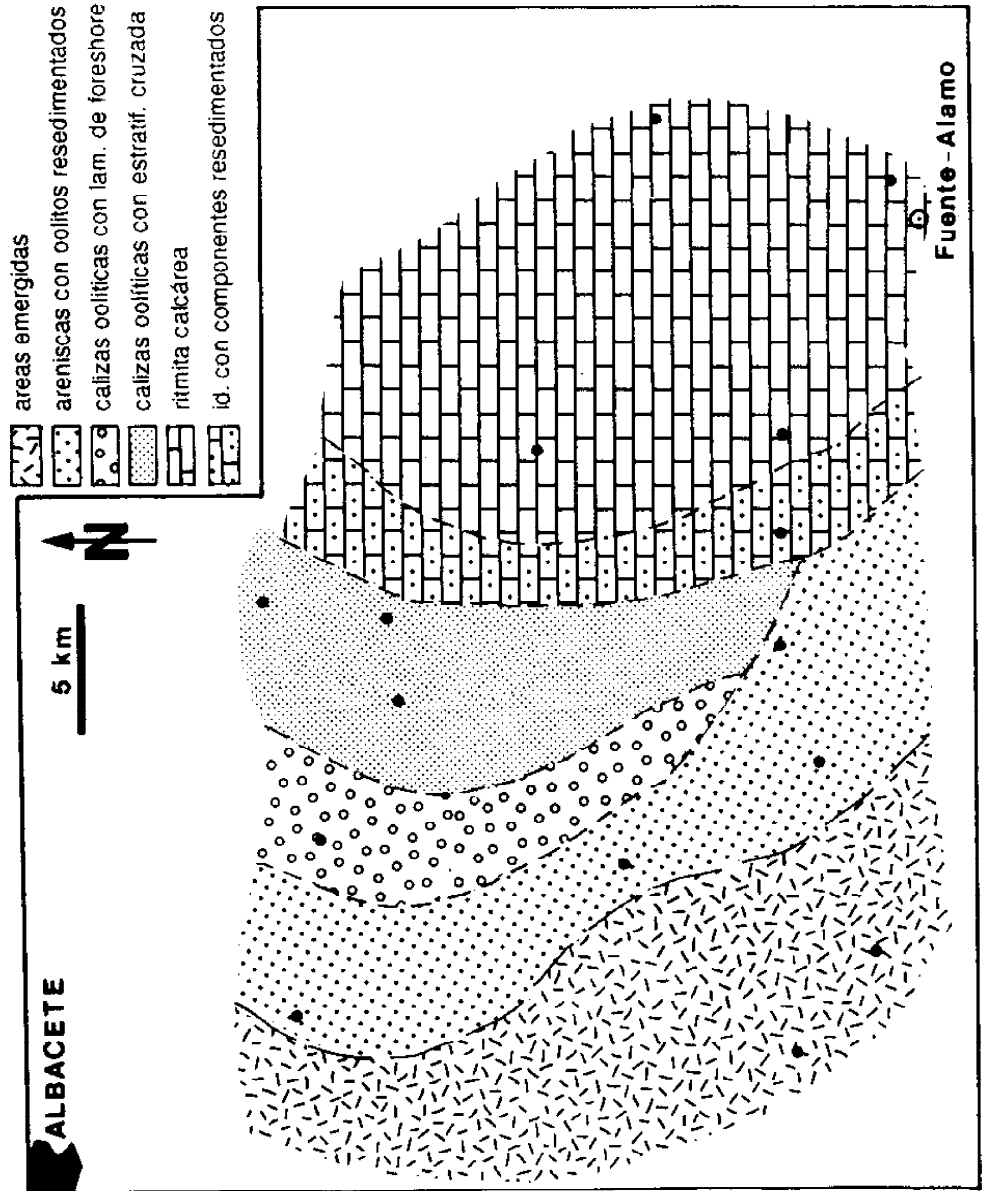


Fig. 14. Distribución espacial de las facies del cortejo de alto nivel del mar (HST) de la Secuencia Kimmeridgiense.

y en relación de cambio lateral aparecen las facies de areniscas, areniscas oolíticas y calizas oolíticas de la Unidad de Albacete (Fig. 10 y 11).

Hacia las zonas distales, las facies de la Unidad de Albacete pasan lateralmente a las facies de ritmita calcárea de la Fm. Loriguilla, existiendo entre ambas una franja de facies rítmicas con elementos resedimentados. En las zonas septentrionales, la facies de ritmita con elementos resedimentados está compuesta principalmente por areniscas oolíticas, puesto que su equivalente proximal es la facies de calizas oolíticas. En las zonas meridionales, está formada por wackestones bioclásticos y arenosos con ooides resedimentados, ya que en las zonas proximales se sitúa la facies de areniscas oolíticas.

En la Fig. 14 se muestra un esquema de distribución de facies para la parte media de este estadio, en el que se diferencian seis dominios. En la zona occidental existe un área emergida, que se sitúa respecto al estadio anterior ligeramente más hacia el Este. En contacto con ella aparece un dominio donde se desarrollan las facies de areniscas y areniscas oolíticas (zona denominada de areniscas con oolitos resedimentados). Al Norte, aparecen dos dominios definidos por la presencia de facies de calizas oolíticas. En el más proximal tendría lugar el depósito de calizas oolíticas en una situación litoral (facies con laminación de foreshore), mientras que en el más distal se desarrollarían barras oolíticas submareales. Adosado a la facies de calizas oolíticas al Norte y areniscas oolíticas al Sur, aparece el dominio de la ritmita calcárea, que presenta elementos resedimentados en zonas intermedias.

3. MEDIO DE SEDIMENTACIÓN

Durante este estadio se diferencian en la rampa tres dominios (Fig. 15). En la zona interna de la rampa tiene lugar la sedimentación de facies predominantemente arenosas, con desarrollo de facies de areniscas en los dominios más someros y facies de areniscas oolíticas. Existen datos que confirman el carácter somero de las facies arenosas, entre ellos la existencia de niveles con litoclastos retrabajados de grainstones oolíticos y cantos de cuarcita muy redondeados (retrabajamiento litoral por acción del oleaje).

Próximo a las zonas medias de la rampa se desarrollan facies oolíticas que definen un cordón litoral. La parte media de la rampa, situada entre el nivel de base del oleaje y el nivel de base de tormentas, se depositan facies de areniscas oolíticas (con fragmentos de ooides provenientes de las facies oolíticas adyacentes) y barras oolíticas submareales. En tránsito hacia la zona externa de la rampa se encuentra una franja de facies de ritmita calcárea con elementos resedimentados. En la parte externa de la rampa, por debajo del nivel de base de tormentas, tiene lugar la sedimentación del fango carbonatado (ritmita calcárea).

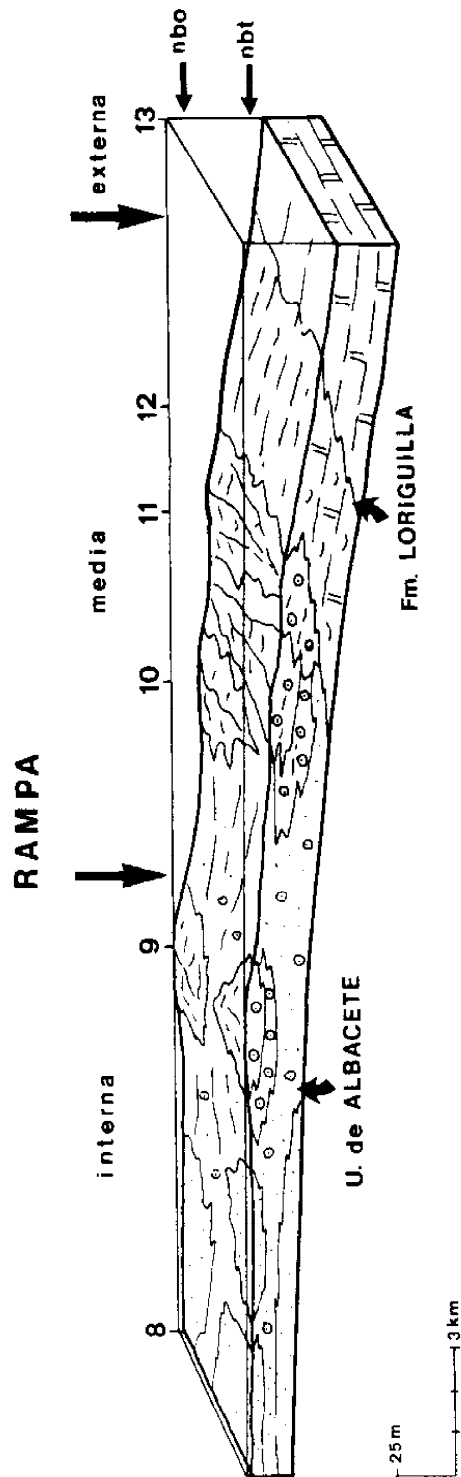


Fig. 15. Modelo de sedimentación para la parte media del cortejo de alto nivel del mar (HST) de la Secuencia Kimmeridgiense en los perfiles septentrionales del sector de Albacete (nbo: nivel de base del oleaje, nbt: nivel de base de tormentas). Los números indican perfiles de referencia.

5. DISCUSIÓN

5.1. CONTROLES EN LA EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA EN EL SECTOR DE ALBACETE

La evolución sedimentaria que se deduce para la Secuencia Kimmeridgiense, puede establecerse en términos de variaciones relativas del nivel del mar, producción de carbonato e influencia de los aportes detríticos provenientes del Macizo emergido de la Meseta. La identificación de los cortejos sedimentarios permite discutir el papel jugado por estos factores.

En el Oxfordiense terminal (límite inferior de la secuencia) tiene lugar una caída relativa del nivel del mar, que provoca el desplazamiento mar adentro de la línea de costa y consecuentemente, la emersión de las zonas proximales. Las facies deltaicas que se encuentran en las zonas medias progradaron durante esta fase de bajo nivel del mar (LST). Las medidas de paleocorriente indican aportes detríticos procedentes del Macizo de la Meseta. En las zonas distales se reconoce una sucesión predominantemente margosa cuyo contenido en minerales de la arcilla permite reconocer también la influencia de los macizos emergidos (perfil de Fuente-Álamo, López-Galindo et al., 1992).

Durante el Kimmeridgiense inferior (TST) tiene lugar una fase de ascenso relativo del nivel del mar que determina la existencia de un dispositivo retrogradante y el progresivo onlap sobre el margen del Macizo Ibérico. Sin embargo, la elevada tasa de aportes terrígenos en los sectores meridionales implica la aparición de dispositivos progradantes locales. En los dominios más distales de la rampa, esta fase transgresiva viene también marcada por el incremento en carbonato y la disminución de los minerales de la arcilla (López-Galindo et al., 1992).

La progradación durante el Kimmeridgiense de las facies de la Unidad de Albacete sobre los materiales de la Fm. Loriguilla se interpreta como respuesta a una estabilización relativa del nivel del mar (HST). La acomodación creada en la cuenca durante este episodio tiende a ser compensada por la alta producción de carbonato (mayor en las zonas septentrionales) y por los aportes terrígenos provenientes del Macizo. Hay que notar que a partir del nivel interpretado en nuestro trabajo como superficie de máxima inundación, se observa un incremento neto de los minerales de la arcilla en el perfil de Fuente-Álamo (López-Galindo et al., 1992).

5.2. COMPARACIÓN CON SECTORES SEPTENTRIONALES DE LA CUENCA IBÉRICA. EXTENSIÓN DE LOS FACTORES QUE CONTROLARON LA SEDIMENTACIÓN

Como se dijo en anteriores apartados, en los sectores septentrionales de la Cordillera Ibérica, existen afloramientos de materiales de edad Kimmeridgiense

que ocupan dominios paleogeográficos similares a los estudiados en la región de Albacete (Fig. 1). Éstos se localizan, en concreto, al Suroeste de la provincia de Zaragoza y en la Sierra de Albarracín (provincia de Teruel). En las Figs. 16 y 17 se muestra la distribución de unidades, facies y cortejos sedimentarios para la secuencia Kimmeridgiense en ambos sectores.

La comparación de estos esquemas con los obtenidos para el sector de Albacete (Fig. 10 y 11), permite afirmar que la distribución estratigráfica, la geometría y el dispositivo sedimentológico de los tres cortejos sedimentarios es similar en los tres sectores. Sin embargo existen diferencias significativas entre los tipos de facies y modelo de sedimentación deducido, que se acentúan hacia la parte superior de la secuencia.

En el sector 1, la Fm. Torrecilla (Mb. Ricla) presenta tres tipos de facies, que definen sucesivos dominios de la rampa carbonatada Kimmeridgiense (Fig. 16; Bádenas et al., 1993). Las facies de calizas oolíticas con estratificación cruzada planar de gran escala definen un conjunto de sandwaves localizados en las zonas medias de la rampa (clasificación de las rampas según Burchette y Wright, 1992). En zonas más internas, se encuentran facies bioconstruidas constituidas por parches de potencia métrica, con corales, chaetétidos y algas como principales bioconstructores, y facies de calizas bioclásticas con bioclastos de bivalvos y gasterópodos.

Por su parte, en el sector 2, en los dominios internos y medios de la rampa aparecen facies de calizas oolíticas con abundante contenido de siliciclásticos hacia sus zonas más internas (Fig. 17; Fm. Pozuel, Aurell, 1990). Sin embargo, en el sector de Albacete, la sedimentación en las zonas internas y medias de la rampa estuvo dominada por el desarrollo de las facies arenosas (Unidad de Albacete, Fig. 15). Las facies oolíticas son menos abundantes y se organizan en cuerpos de estratificación cruzada que normalmente no sobrepasan la potencia métrica.

El conocimiento de estas analogías y diferencias permite establecer hipótesis acerca de la amplitud y carácter de los factores que controlaron la sedimentación durante el depósito de la Secuencia Kimmeridgiense. Estos factores se pueden articular en los siguientes apartados:

1. *VARIACIONES RELATIVAS DEL NIVEL DEL MAR*

La curva de variación relativa del nivel del mar deducida para el sector de Albacete a partir de la distribución estratigráfica de los cortejos sedimentarios (ver discusión en el apartado 5.1), es semejante a la propuesta en los sectores más septentrionales. Así pues, el descenso relativo del nivel del mar al final del Oxfordiense, la transgresión del Kimmeridgiense inferior y la estabilización y caída del nivel del mar en el Kimmeridgiense superior, parecen reconocerse a escala de cuenca Ibérica. Estos movimientos relativos del nivel del mar se han relacionado con fenómenos tectono-eustáticos de carácter regional (Aurell, 1991; Marques et al. 1991).

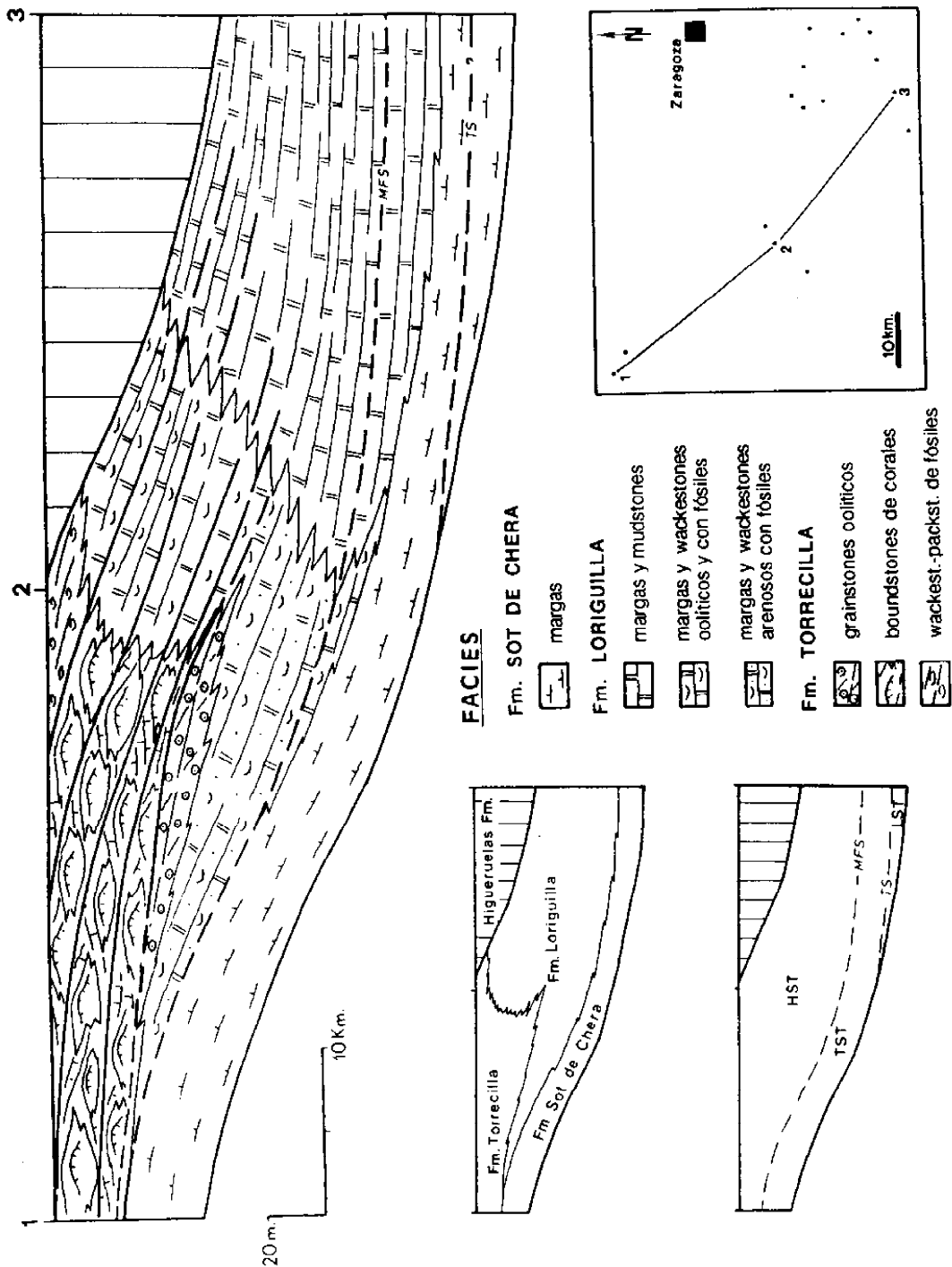


Fig. 16. Distribución de facies, unidades litoestratigráficas y cortejos sedimentarios de la Secuencia Kimmeridgiense en el sector 1. Perfiles: 1-Veruela, 2-Ricla, 3-Aguilón. Modificado de Aurell et al. (1989).

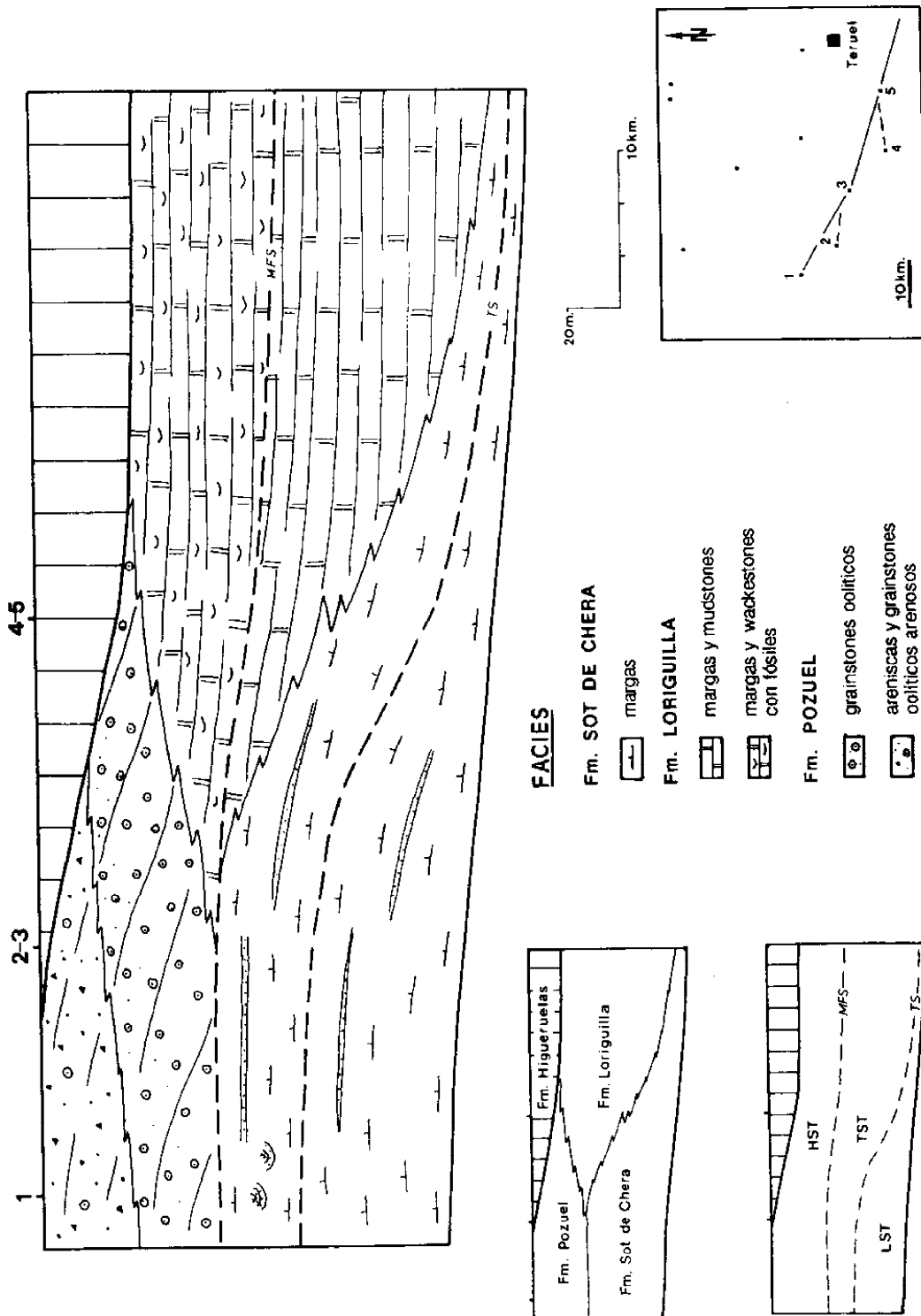


Fig. 17. Distribución de facies, unidades litoestratigráficas y cortejos sedimentarios de la Secuencia Kimmeridgiense en el sector 2. Perfiles: 1-Griegos, 2-Frías, 3-Moscardón, 4-Jabaloyas, 5-Villel. Modificado de Aurell (1990).

2. APORTES TERRÍGENOS Y EMPLAZAMIENTO PALEOGEOGRÁFICO

La relación de cada uno de los sectores con determinados accidentes paleogeográficos controla en gran medida el tipo de facies presentes (Fig. 1). En el sector 1 existen condiciones de alta comunicación y circulación marina, puesto que se localiza en la zona de enlace con el Estrecho de Soria. En el sector de Albacete, sin embargo, la proximidad del Macizo Ibérico determina la presencia de altas tasas de aportes terrígenos y circulación más restringida. El sector 2 representa condiciones de circulación marina intermedia. En concreto para el sector de Albacete:

—Las condiciones de baja circulación implican tanto la escasez de nutrientes como la disminución del efecto de las tormentas. Ambos factores son poco favorables para el crecimiento coralino y el desarrollo de bedforms oolíticos de gran dimensión. Por el contrario, en el sector 1 la mayor circulación marina implica el crecimiento de arrecifes de corales y el desarrollo de sand waves (Bádenas et al., 1993).

—La proximidad de las áreas emergidas se pone de manifiesto en la existencia de una alta influencia siliciclástica. Ésta se traduce tanto en la presencia de facies deltaicas como en la abundancia de facies arenosas en los tres cortejos sedimentarios. La presencia de facies deltaicas permite aportar datos a favor de la existencia de una zona emergida elongada, dirigida hacia el Este, que se localizaría al Sur del sector estudiado (Fourcade, 1971). La influencia terrígena sería mayor en la zona meridional de dicho sector, restringiéndose la sedimentación más carbonatada a los dominios más septentrionales. Estas diferencias paleogeográficas se hacen más patentes en el cortejo de alto nivel del mar. Para este estadio, en el sector septentrional la potencia de este cortejo es mayor y las facies de calizas oolíticas aparecen muy desarrolladas en detrimento de las facies arenosas. Sin embargo, en el sector meridional las facies de calizas oolíticas están ausentes y la potencia del cortejo es menor.

3. PRODUCCIÓN DE CARBONATO. ORIGEN DEL FANGO CARBONATADO

En las zonas distales de la rampa Kimmeridgiense tiene lugar la sedimentación de fango carbonatado, que da lugar a potentes series rítmicas (Fm. Loriguilla). Para el sector 1, se ha postulado que la mayor parte de este fango carbonatado se originaría en las zonas arrecifales internas y sería transportado mar adentro por la acción de tormentas (Bádenas et al., 1992, 1993).

En el sector de Albacete no existen facies bioconstruidas en las zonas internas. Sin embargo, aparecen niveles de tormenta con acumulación de bioclastos de corales, chaetétidos y algas. Este hecho permite suponer la existencia de zonas colonizadas por organismos bioconstructores situadas al Norte del sector estudiado, en las zonas con predominio de sedimentación carbonatada. Por otra parte, la presencia de abundantes fragmentos de algas induce a pensar que estos organismos contribuirían de igual manera a la producción de carbonato.

6. CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos del análisis de facies realizado en los materiales kimmeridgienses del Noreste de la provincia de Albacete y su comparación con sectores septentrionales de la cuenca Ibérica ha permitido establecer una serie de precisiones en torno a su significado estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico:

1. Se han aportado nuevos datos sobre la distribución de las unidades litoestratigráficas. La Fm. Loriguilla se extiende desde el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense hasta el Titónico inferior y se encuentra en relación de cambio lateral de facies con las margas de la Fm. Sot de Chera y con la Unidad de Albacete. Esta última unidad engloba las facies arenosas y oolíticas que se sitúan en las zonas más proximales y se diferencia en las calizas con oolitos y oncolitos de la Fm. Higuieruelas por medio de una discontinuidad sedimentaria de carácter regional.

2. Se ha reconocido una unidad limitada por discontinuidades que se ha correlacionado con la Secuencia Kimmeridgiense definida en sectores más septentrionales. Esta secuencia se extiende desde el Oxfordiense terminal hasta el Titónico inferior y está constituida por tres cortejos sedimentarios que representan sucesivos dispositivos sedimentológicos en la evolución de la rampa.

2.1. El cortejo de bajo nivel del mar (LST) está representado por las facies arenosas y margosas de la Fm. Sot de Chera. Durante este episodio tiene lugar la progradación de un complejo deltaico sobre los dominios más externos dominados por una sedimentación margosa.

2.2. El cortejo transgresivo (TST) está constituido en las zonas proximales de la rampa por las facies margosas y arenosas de la Fm. Sot de Chera. Hacia las zonas distales esta unidad pasa lateral y verticalmente a las facies rítmicas de la Fm. Loriguilla, definiendo un dispositivo retrogradante.

2.3. El cortejo de alto nivel del mar (HST) está constituido por las facies arenosas y oolíticas de la Unidad de Albacete y por las facies rítmicas de la Fm. Loriguilla. Ambas unidades definen un dispositivo progradante y presentan geometría en offlap. La rampa estaría dividida durante este estadio en tres dominios: un dominio interno, con sedimentación predominantemente arenosa en el que se individualizaría un cinturón oolítico litoral; un dominio medio, con desarrollo de barras oolíticas y arenosas submareales y niveles de tempestitas, y un dominio externo, con sedimentación de fango carbonatado.

3. La diferente naturaleza de las facies observadas en diversos sectores marginales de la cuenca Ibérica es interpretada como debida a un control paleogeográfico local. La proximidad del sector de Ricla (Zaragoza) respecto a las zonas bien comunicadas del Estrecho de Soria permitió el crecimiento de arrecifes de corales en las zonas internas de la rampa, y el desarrollo de sandwaves en sus zonas medias. La circulación marina fue más restringida en el sector de Albacete,

debido a su cercanía a las zonas emergidas del Macizo Ibérico. Esta restricción combinada con el mayor aporte de materiales siliciclásticos, redujo el potencial de crecimiento de los edificios arrecifales y disminuyó el efecto de las tormentas, tal como refleja la menor amplitud de las barras submareales oolíticas.

4. La distribución estratigráfica similar de los límites de secuencias y de los cortejos sedimentarios observada en los sectores comparados, muestra que la variación de la acomodación con el tiempo (cambios relativos del nivel del mar) tuvo una evolución similar a escala de cuenca. El mecanismo que originó esta acomodación está relacionado con cambios tectono-eustáticos de carácter regional.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alonso, A. y Mas, J. R. (1990): El Jurásico superior en el sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria). *Cuader. Geol. Iber.*, 14: 173-198.
- Arias, C. (1978): *Estratigrafía y paleogeografía del Jurásico superior y Cretácico inferior del Nordeste de la provincia de Albacete*. Tesis doctoral. Seminarios de Estratigrafía (Serie Monografías), 3: 229 pp.
- Azéma, J.; Champetier, Y.; Foucault, A.; Fourcade, E. y Paquet, J. (1971): Le Jurassique dans la partie orientale des Zones Externes des Cordillères Bétiques: essai de coordination. *Cuad. Geol. Iber.*, 2: 91-110.
- Azéma, J.; Bourouilh, R.; Champetier, Y.; Fourcade, E. y Rangheard, Y. (1974): Rapport stratigraphiques, paléogéographiques et structuraux entre la Chaîne Ibérique, les Cordillères bétiques et les Baléares. *B.S.G.F. (7)*, XVI (2): 140-159.
- Atrops, F. y Meléndez, G. (1985): Kimmeridgian and lower Tithonian from the Calanda-Berge area (Iberian Chain, Spain): Some biostratigraphic remarks. *Proc. Ist. Int. Symp. on Jurassic Stratigraphy*, Erlangen, 1984: 377-392.
- Aurell, M.; Meléndez, A. y Nieva, S. (1989): La Secuencia Depositional Kimmeridgiense al Este del Moncayo (prov. de Zaragoza). *XII Congreso Español de Sedimentología, Bilbao*, vol. comun.: 137-140.
- Aurell, M. (1990): *El Jurásico superior de la Cordillera Ibérica Central (Provincias de Zaragoza y Teruel). Análisis de cuenca*. Tesis Doctoral, Ed. Secret. Public. Univ. 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. y Meléndez, A. (1993): Sedimentary evolution and sequence stratigraphy of the Upper Jurassic in the central Iberian Chain, northeast Spain. In: *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*, (Possamentier et al., Ed), *Int. Assoc. Sediment., Spec. Pub.*, 18, 343-368.

Bádenas, B.; Aurell, M. y Meléndez, A. (1992): El Miembro Ricla (Kimmeridgiense, Cordillera Ibérica Septentrional): un ejemplo de transición de rampa proximal a distal. *III Congreso Geológico de España*. Actas tomo 1: 55-59.

Bádenas, B.; Aurell, M. y Meléndez, A. (1993): Características sedimentológicas, zonación y evolución de una rampa carbonatada dominada por tormentas (Kimmeridgiense, Cordillera Ibérica Septentrional). *Rev. Soc. Geol. de España*, 6, 3-4.

Bádenas, B. y Aurell, M. (1993): Compared analysis of the Kimmeridgian ramp from two separated areas in the Iberian Basin (Spain): local vs. regional controlling factors. 14th IAS Reg. Meeting of Sedimentology (Marrakesh, Marruecos). *Abstracts*, 357-358.

Bassoulet, J. P. y Fourcade, E. (1979): Essai de synthèse de répartition de foraminifères benthiques du Jurassique carbonaté mesogéen. *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, 2: 69-71.

Behmel, H. (1970): Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Juras von Ostspanien. V. Stratigraphie und Fazies in präbetischen Jura von Albacete und Nord-Murcia. *N. Jb. Geol. Pal. Abh.*, 137, 1: 1-102.

Burchette, T. P. y Wright, V. P. (1992): Carbonate ramp depositional systems. *Sediment. Geol.* 79, 3-57.

Cope, J. C. W. (1984): Report of the terminal Jurassic stage working group. In: Eds. Michelsen, O. y Zeiss, A., *Int. Symp. on Jurassic Stratigraphy, Earlangen (I.U.G.S.), 1984*, 1: 111-117.

Dahanayake, K. (1977): Classification of oncoids from the Upper Jurassic carbonates of the Frenche Jura. *Sediment. Geol.*, 18: 337-353.

Fourcade, E. (1970): *Le Jurassique et le Crétacé aux confins des Chaînes Bétiques et Ibériques (Sud-Est de l'Espagne)*. These Doct. Univ. Paris, 427 pp.

Fourcade, E. (1971): Le Jurassique dans la partie orientale des Zones Externes des Cordillères Bétiques: les confins du Prebétique et des Chaînes Ibériques entre le rio Mundo et le rio Jucar (stratigraphie, zones a foraminifères et paléogéographie). *Cuad. Geol. Iber*, 2: 157-182.

Foucault, A. (1971): Le Jurassique dans la partie orientale des Cordillères bétiques. Le Prebétique et le subbétique de Cazorla a Huescar. *Cuad. Geol. Iber*, 2: 137-156.

García-Hernández, M. y López-Garrido, A. C. (1988): The Prebetic Platform during the Jurassic: a sedimentary evolution upon a distensive margin. *2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy*, Lisboa, vol. actas: 1017-1030.

Gómez, J. J. y Goy, A. (1979a): Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior, en facies carbonatadas en el sector levantino de la Cordillera Ibérica. *Est. Geológicos*, 35: 569-598.

Gómez, J. J. y Goy, A. (1979b): Evolución lateral de las Unidades Litoestratigráficas del Jurásico en facies carbonatadas de la Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol.*, 10: 83-93. Granada.

Haq, B. H.; Hardenbol, J. y Vail, P. R. (1987): Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.

Harland, W. D.; Armstrong, R. L.; Cox, A. V.; Craig, L. E.; Smith, A. G. y Smith, D. G. (1990): *A geological time scale 1989*, Cambridge University Press, Cambridge, 263 pp.

Linares, L. (1976): Datos sobre las series Jurásico-Cretácicas en el sector Peñas de San Pedro-Chinchilla de Montearagón (prov. de Albacete). *Boletín Geológico y Minero*, **LXXXVII-IV**: 355-364.

López-Galindo, A.; Olóriz, F. y Rodríguez-Tovar, F. J. (1992): Caracterización mineralógica del perfil de Fuente Álamo (Prov. Albacete) y contribución a la reconstrucción ambiental del Kimmeridgiense basal en el Prebético Oriental. *III Congreso Geológico de España*, Actas, tomo 1: 147-152.

Marques, B.; Olóriz, F. y Rodríguez-Tovar, F. J. (1991): Interactions between tectonics and eustasy during the Upper Jurassic and lowermost Cretaceous. Examples from the south of Iberia. *Bull. Soc. géol. France.*, **162 (6)**: 1109-1124.

Martín i Closas, C. (1990): *Els caròfits del Cretaci inferior de les conques perifèriques del bloc de l'Ebre*. Tesis Doct. Univ. de Barcelona. 581 pp., 13 lams.

Mas, J. R.; Alonso, A. y Meléndez, N. (1984): La Formación Villar del Arzobispo: un ejemplo de llanuras de marea siliciclásticas asociadas a plataformas carbonatadas. Jurásico terminal (NW de Valencia y Este de Cuenca). *Publicaciones de Geología (Universidad Autónoma de Barcelona)*, **20**: 175-188.

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.

Strasser, A. (1986): Ooids in Purbeck limestones (Lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology*, **33**: 711-727.

Van Wagoner, J. C.; Possamentier, H. W.; Mitchum, R. M.; Vail, P. R.; Sarg, J. F.; Loutit, T. S. y Hardembol, J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: *Sea level changes-An integrated Approach*, S.E.P.M. Spec. Public., **42**: 39-45.

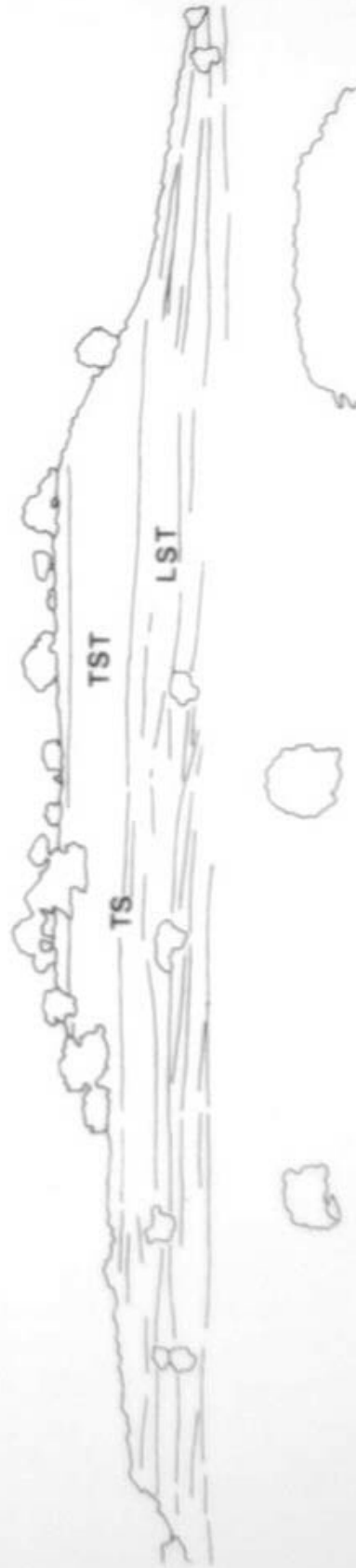
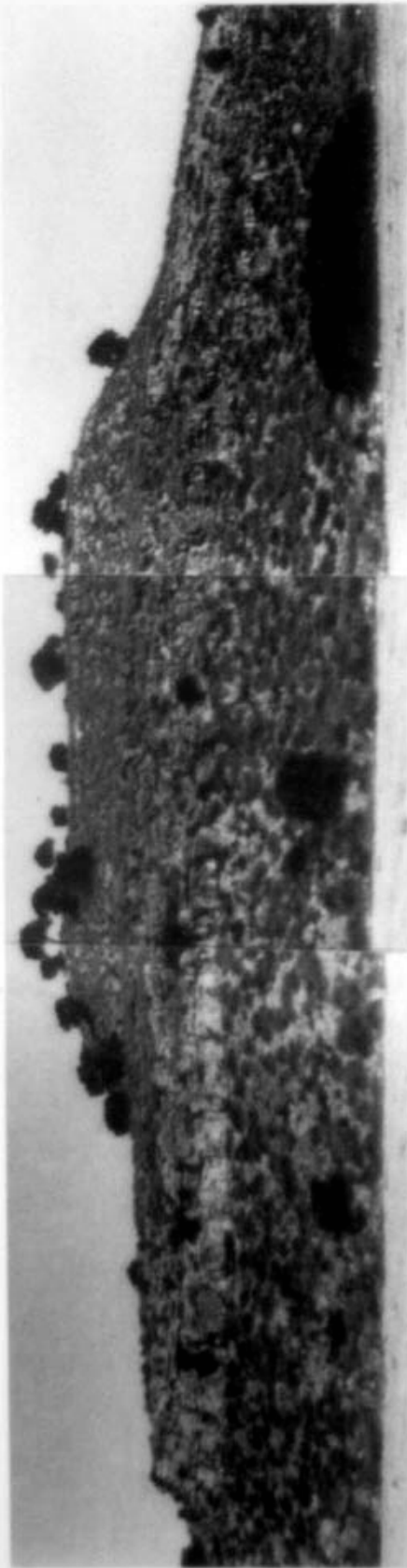


Foto 1. Aspecto general de la Fm. Sot de Chera en el perfil 5. Se observa la facies de areniscas con estratificación cruzada (ver detalle en la Foto 2) sobre la facies de margas, que corresponde a la progradación de un frente deltaico sobre las margas de prodelta (LST). A techo de estas areniscas se dispone la superficie de transgresión (TS).



Foto 2. Aspecto de la facies de areniscas con estratificación cruzada (Fm. Sot de Chera) en el perfil 5.



Foto 3. Facies oolíticas con laminación cruzada (Unidad de Albacete) en el perfil 12.



Foto 4. Facies oolíticas (Unidad de Albacete). En el banco más potente se observa la laminación cruzada planar de bajo ángulo (perfil 9).



Foto 5. Facies oolíticas (Unidad de Albacete). Nivel de grainstone oolítico arenoso con cantos de cuarcita redondados dispersos (perfil 12).

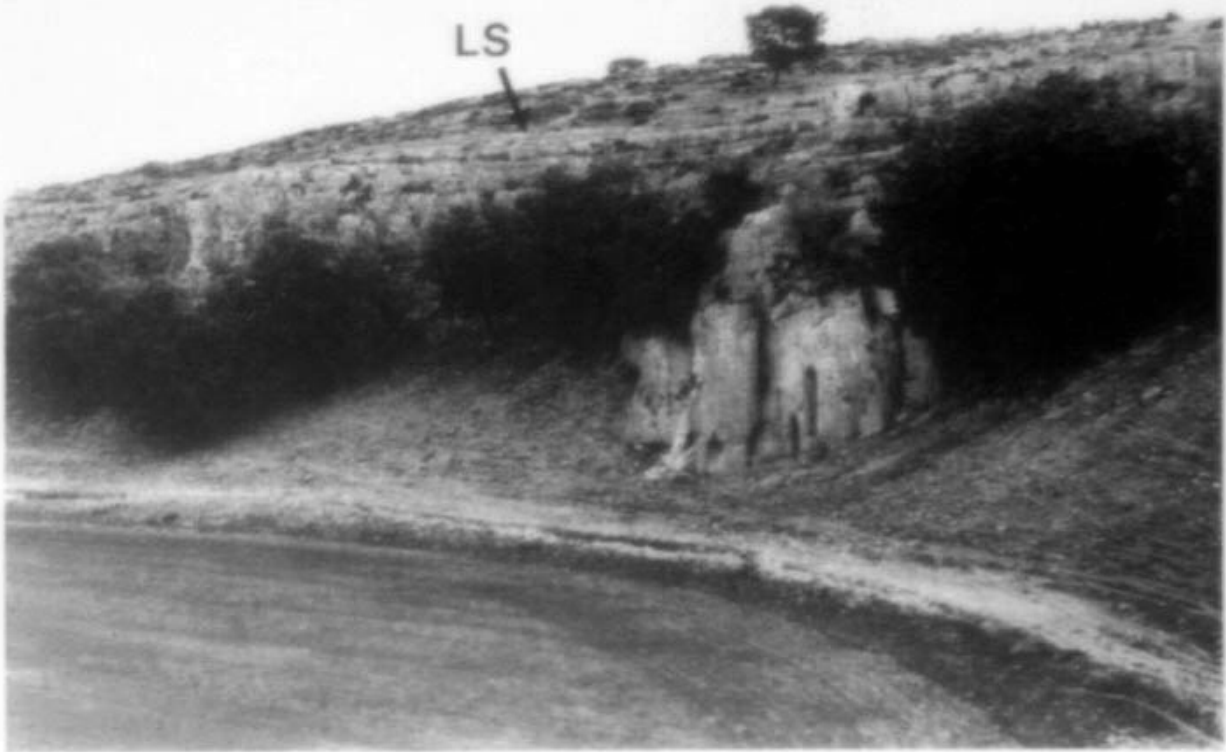


Foto 6. Vista general de la Unidad de Albacete y de la parte inferior de la Fm. Higuerauelas en el perfil 12. LS indica el límite entre ambas formaciones (ver detalle en la foto 7).

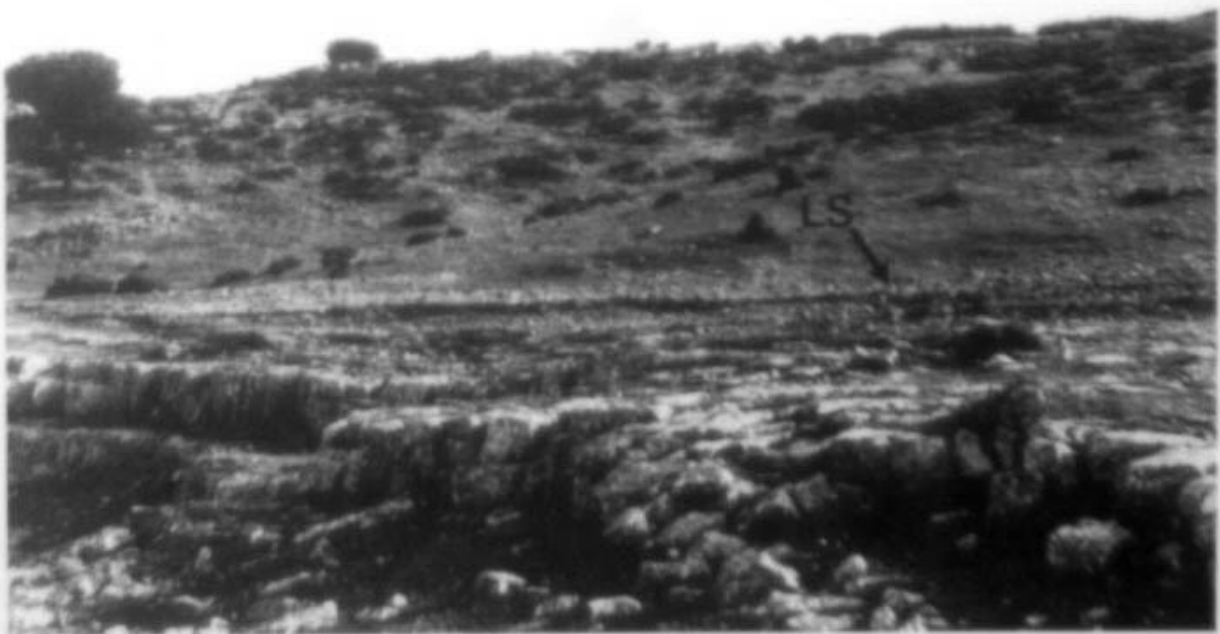


Foto 7. Límite (LS) entre las Secuencias Kimmeridgiense (Unidad de Albacete) y Titónico-Berriasiense (Fm. Higuerauelas) en el perfil 12.

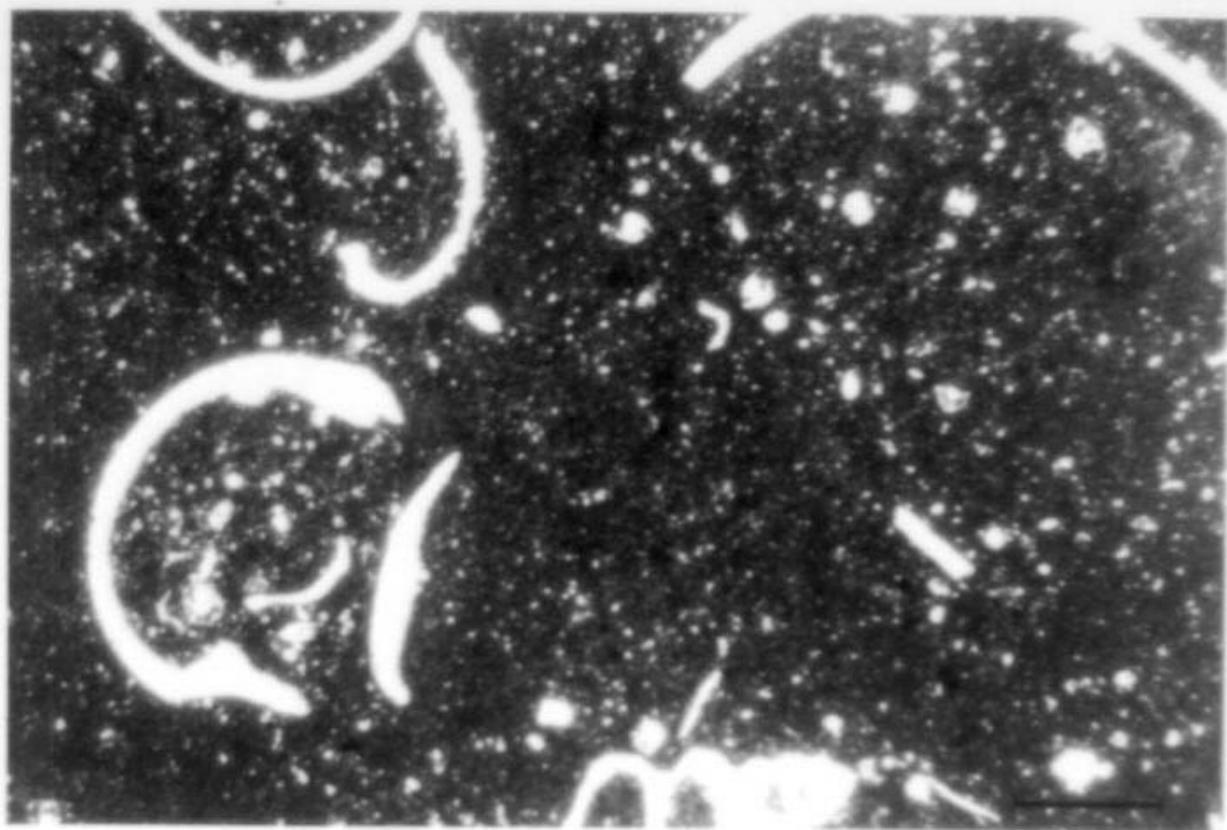


Foto 8. Microfotografía de la facies de ritmita calcárea (Fm. Loriguilla). Escala = 1 mm.

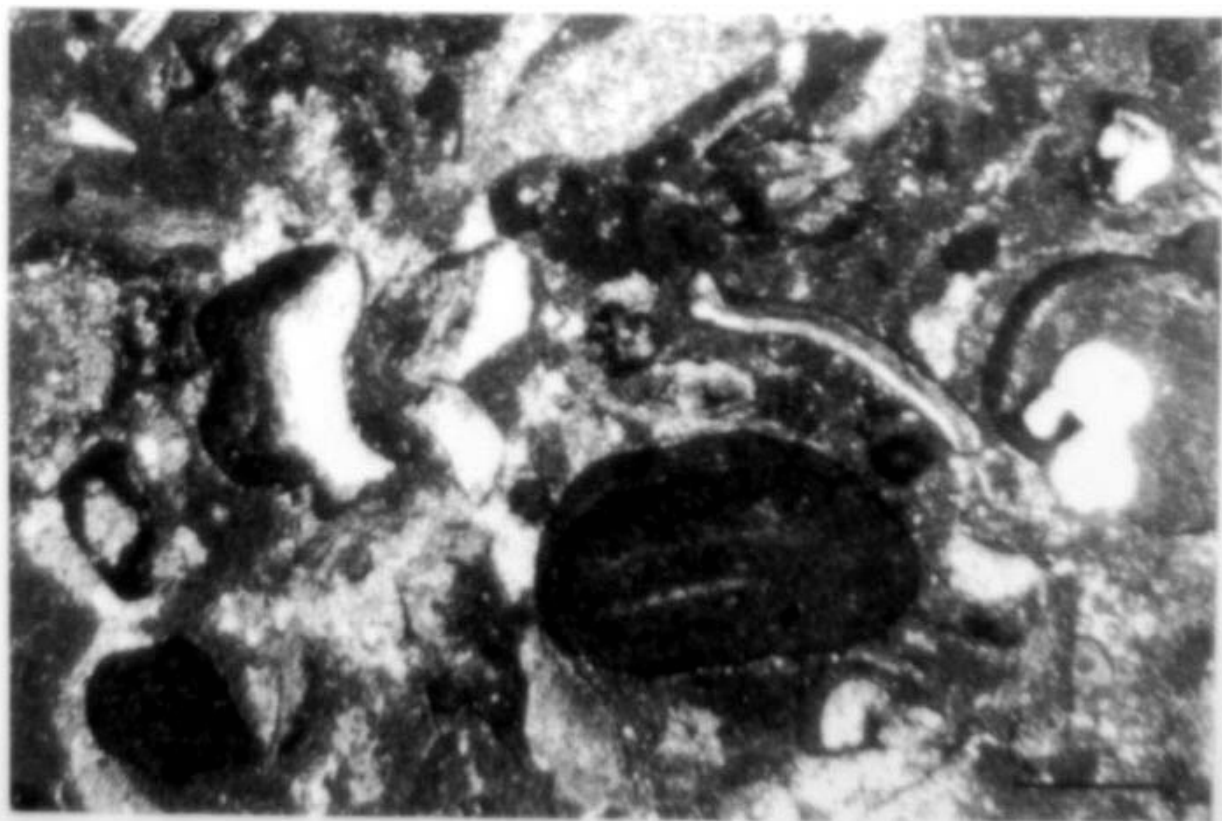


Foto 9. Nivel de tempestita en la facies de ritmita calcárea (Fm. Loriguilla). Escala = 1 mm.

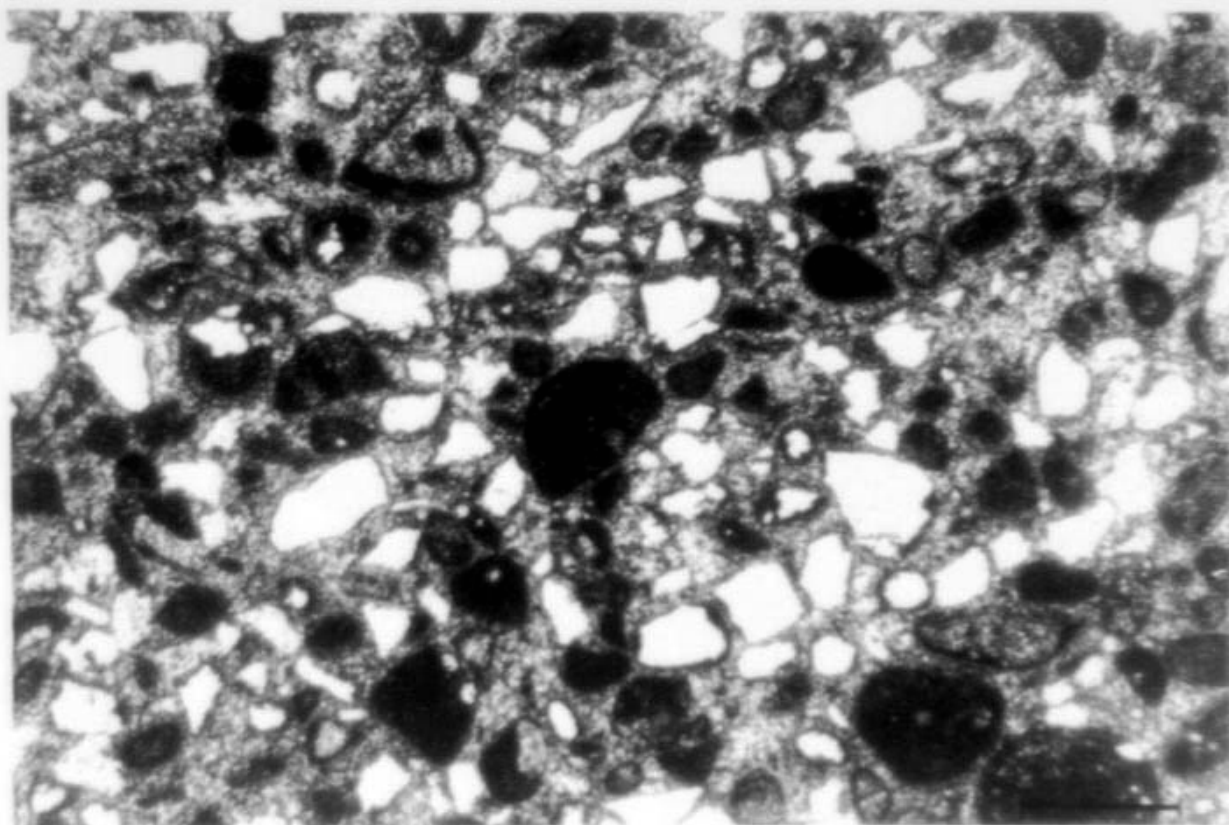


Foto 10. Microfotografía de la facies de areniscas oolíticas (Unidad de Albacete). Escala = 0.5 mm. Se observan ooides fragmentados dispersos.

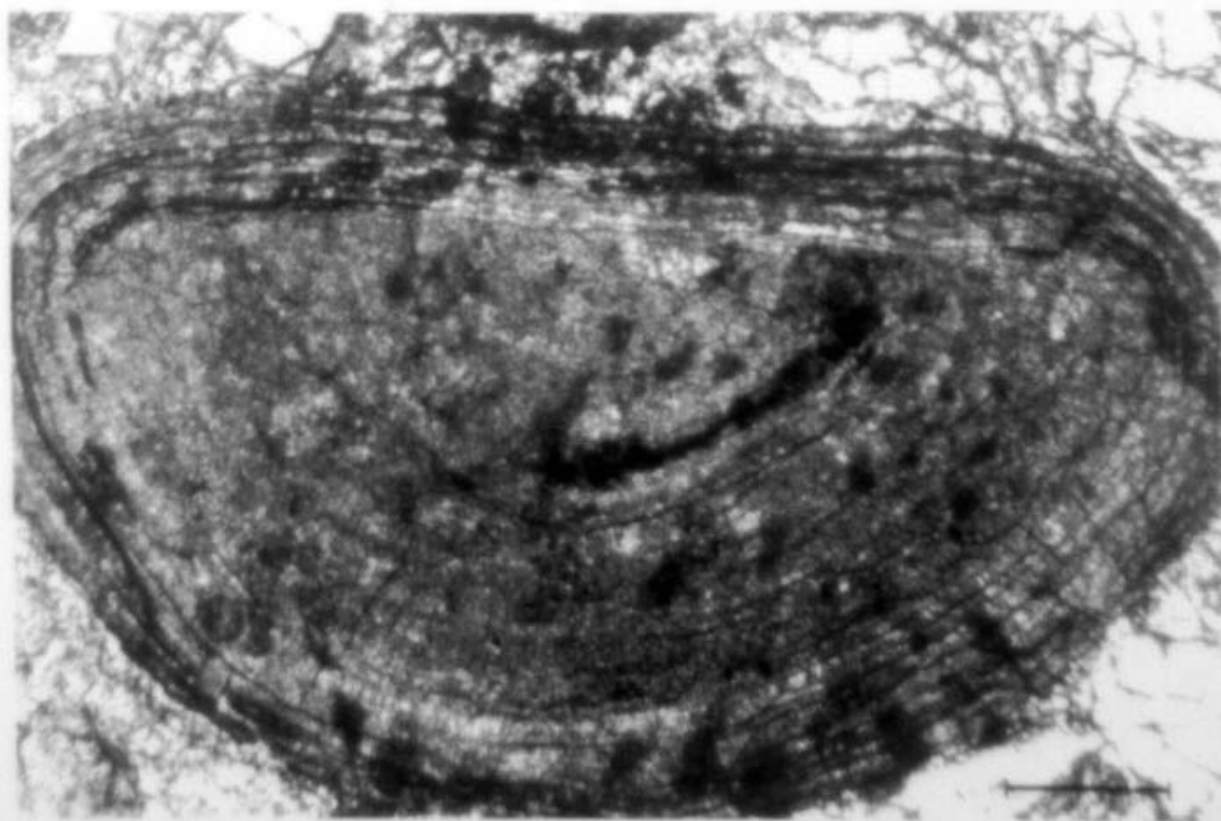


Foto 11. Detalle de la Foto 10, en la que se muestra un ooide cuyo núcleo es un fragmento de ooide. Escala = 0.2 mm.

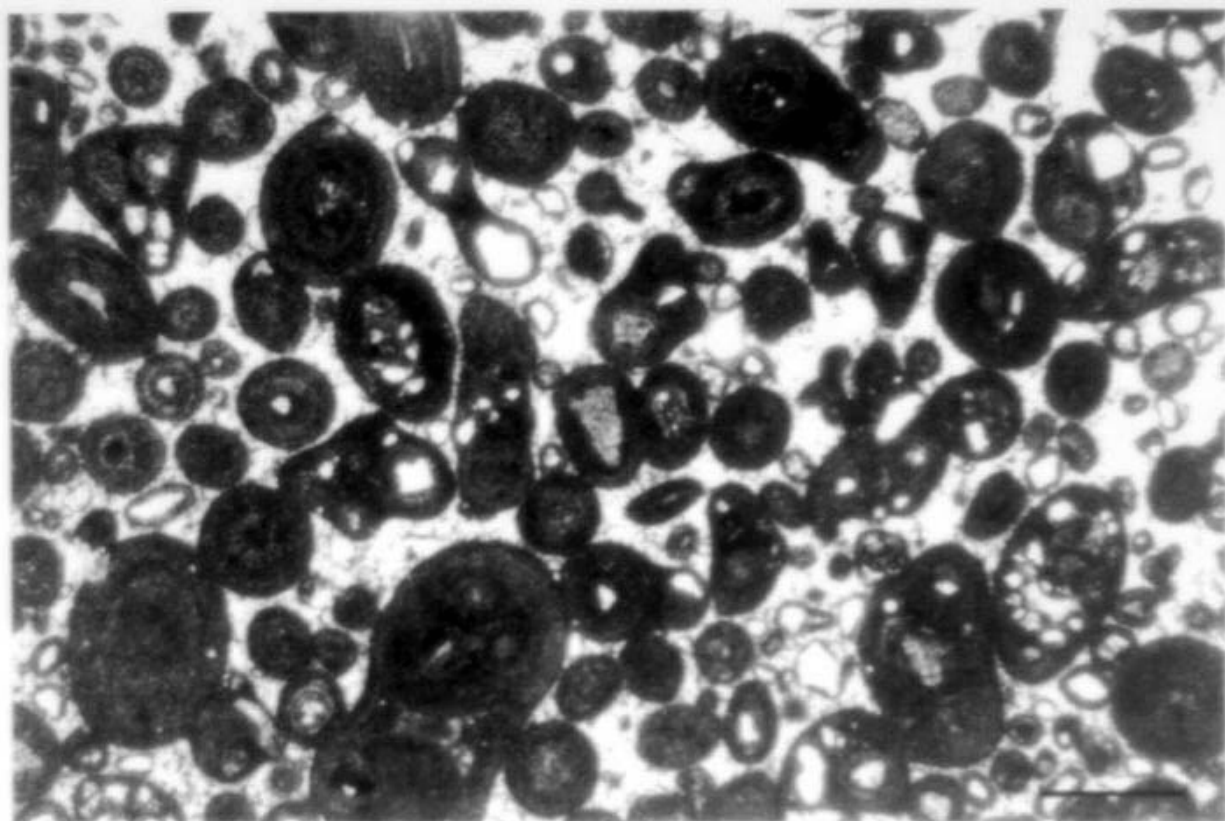


Foto 12. Microfotografía de la facies oolítica (Unidad de Albacete). Escala = 1 mm.

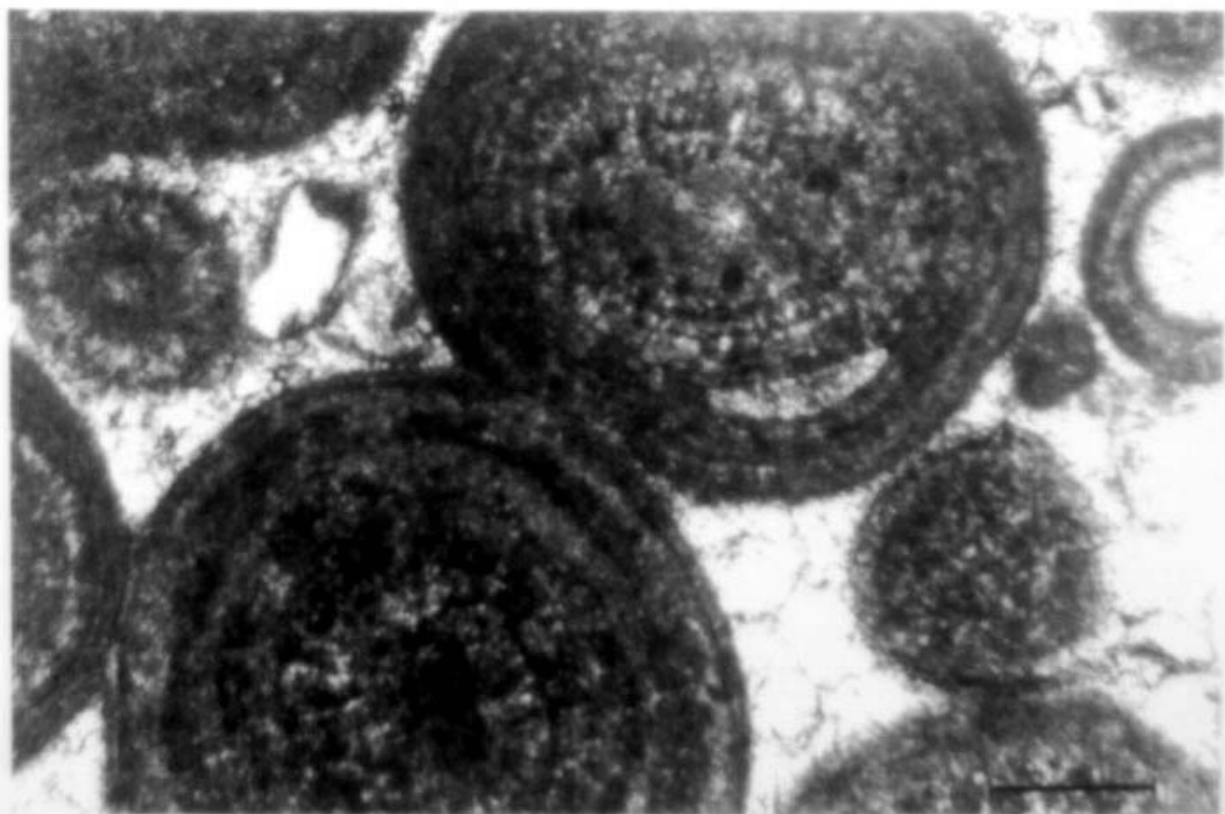


Foto 13. Detalle de la Foto 12. Se observan ooides con láminas concéntricas regulares de tipo 3. Escala = 0.2 mm.

B. B. • M. A. • A. M.