INFLUENCIA DE LA FALLA DEL JILOCA DURANTE LA SEDIMENTACIÓN DEL MALM EN LA CORDILLERA IBÉRICA CENTRAL (PROVINCIA DE TERUEL). RELACIÓN TECTÓNICA-SEDIMENTACIÓN

M.Aurell(*) y A.Meléndez(*)

(*) Dpto. Ciencias de la Tierra. Univ. de Zaragoza. 50009-ZARAGOZA

RESUMEN

El análisis sedimentológico de los materiales del Malm (Secuencia Deposicional J32, Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior), presente en un sector situado en zonas marginales de la actual Fosa del Jiloca (Cordillera Ibérica Central, Teruel), pone de manifiesto la presencia de dos dominios sedimentarios bien diferenciados. En el margen occidental, hay un predominio de las facies siliciclásticas (Formación Frias), que durante el Oxfordiense superior, se disponen según un modelo de plataforma interna somera, adosada en su parte occidental a las áreas emergidas del Macizo Ibérico, y abierta hacia la actual Fosa del Jiloca, donde se han detectado facies de mayor flujo energético (secuencias turbidíticas). Este gradiente energético estaría en relación con una pendiente mayor, inducida por el efecto distensivo de la falla del Jiloca. Las zonas situadas en el margen oriental, presentan un predominio de las facies carbonatadas (Formaciones Sot de Chera y Loriguilla), desarrolladas en una rampa homogénea y estable, abierta hacia el SE. Durante el Kimmeridgiense inferior se produce la disposición de estas facies carbonatadas sobre las más proximales siliciclásticas, durante un estadio que corresponde a una fase de ascenso del nivel del mar *(Transgressive Systems Tract).*

Palabras clave: Malm, Ibérica, Secuencia Deposicional, Falla del Jiloca.

ABSTRACT

A sedimentological analysis of upper Jurassic series (Depositional Sequence J32, uppermost Oxfordian-lower Kimmeridgian) along the margins of the Jiloca graben (Central Iberian Range, N.E. Spain), reveals the existente of two very different sedimentary realms. The western margin shows a shallow inner shelf pattern, presumably connected westwards with the emerged, "Iberian Massif" area, where a higher share of terrigenous, siliciclastic facies is recorded (Frias Formation), and an eastern part, open eastwards to the Jiloca graben, with local development of turbiditic sequence deposits. The detected slope would result from the differential distensive action of Jiloca Fault. Carbonate facies are predominate at the eastern areas (Sot de Chera and Loriguilla Formations), meaning the carbonate sedimentation on a carbonate ramp, opening southeastwards. During lower Kimmeridgian, carbonate facies overlap the siliciclastic proximal deposits of the western areas, corresponding to a phase of rising in sea level (Transgressive Systems Tract).

Key words: Malm, Iberian Range, Depositional Sequence, Jiloca Fault

Aurell,M. y Meléndez,A. (1989): Influencia de la falla del Jiloca durante la sedimentación del Malm en la Cordillera Ibérica Central (provincia de Teruel). Relación tectónica-sedimentación. *Rev. Soc. Geol. España,* 2: 65-75.

Aurell,M. and Meléndez,A. (1989): The influence of the Jiloca fault on upper Jurassic sedimentation, in Central Iberian Chain (Teruel Province, Spain). Tectonic - Sedimentation relationship. *Rev. Soc. Geol. España,* 2: 65-75.

1.-INTRODUCCION

El Jurásico Superior del sector central de la Cordillera Ibérica (provincia de Teruel) está constituido por tres Secuencias Deposicionales (Vail *et al.,* 1977). Estas han sido puestas de manifiesto, en zonas más meridionales, por Nieva *et al.*, (1986), Aurell *et al.,* (1987), y son equivalentes laterales de las definidas por Salas (1987), para el Jurásico Superior del Maestrazgo y Catalánides.

El presente trabajo se centra en el estudio de los materiales correspondientes a la Secuencia Deposicional intermedia del Malm (J32 en Aurell *et al.,* 1987; Vistabella, en Salas, 1987), en un sector situado entre las localidades de Pozuel del Campo y Galve (Teruel). Los afloramientos más occidentales del área de estudio (Sierra Menera), corresponden a las zonas más nororientales de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica; en la parte más oriental del sector de estudio (Sierra del Pobo), quedan los afloramientos correspondientes a las zonas suroccidentales de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. La zona central del área de estudio la ocupa la Fosa del Jiloca (Fig.1).

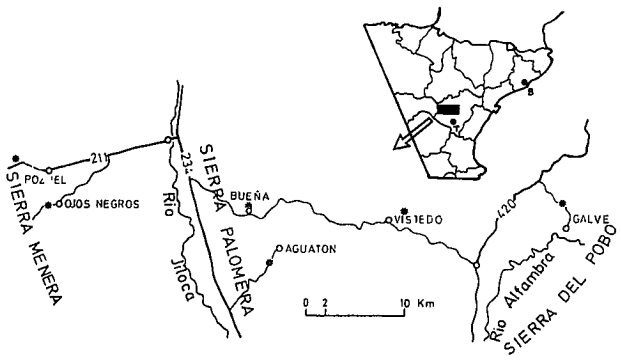


Fig.1.-Localización geográfica y situación de los perfiles.
Fig.1.-Geographical location. Studied sections are indicated.

Los materiales objeto de estudio, pertenecen al Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior, y están limitados, en su parte inferior, por las calizas con espongiarios del Oxfordiense medio y superior (Miembro Yátova, Formación Chelva), y en su parte superior por la Formación Calizas con oncolitos de Higueruelas (Kimmeridgiense superior - Portlandiense).

Trabajos recientes en este sector son los de Villena (1971), El Khoudary (1974), Goy *et al.,* (1979), Gómez (in Capote *et al.*, 1982), Giner (1983 a,b), Fernández López *et al.,* (1985), Martín (1985), Martín y Fernández (1985) y Calvo *et al.,* (1987). La dificultad de interpretación de estos materiales, queda reflejada en el contraste de los resultados de algunos de estos trabajos. Existen diferencias de interpretación en torno al origen y medio de depósito de las margas y arenas basales del perfil de Aguatón, que algunos autores citan como generados en un medio de plataforma externa (Giner, 1983), mientras que para otros serían depósitos de lagoon (Martín y Fernández, 1985), o de zonas litorales (Calvo *et al.,* 1987).

El objetivo del presente estudio es identificar el tipo de plataforma y su evolución durante el tránsito Oxfordiense - Kimmeridgiense, determinando la influencia en la distribución de facies y aparición de ambientes de sedimentación, de un posible accidente tectónico que ocuparía zonas próximas a la actual Fosa del Jiloca. Con este fin se han estudiado una serie de perfiles, presentes en los márgenes occidental y oriental de esta fosa.

2.-ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO: LAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Para llevar a cabo el presente estudio, se han analizado seis perfiles de detalle, que se sitúan en la fig. 1. Además, se han hecho estudios de variabilidad lateral de facies y potencias en numerosos puntos de observación complementarios. En la fig. 2 se presentan los perfiles sintéticos y su correlación litológica, para los sectores occidental (Sierra Menera), central (Sierra Palomera) y oriental (Visiedo-Galve): estos sectores muestran características litológicas bien diferenciadas.

Las unidades litoestratigráficas utilizadas, son las definidas por Gómez y Goy (1979), así como las que Martín (1985) y Martín y Fernández (1985), han utilizado de manera informal en sus trabajos (Formación Margas de Frias y Miembro calizas oolíticas de Aguatón). A continuación describiremos sintéticamente las características específicas de cada una de estas unidades litoestratigráficas, tal y como se presentan en el área de estudio.

2.1. Formación Sot de Chera

Esta formación, definida por Gómez y Goy (1979), aflora en el sector oriental del área de estudio, y ha sido estudiada en los perfiles de Visiedo y Galve. La Formación Sot de Chera está en relación de cambio lateral de facies respecto a la suprayacente (Formación Loriguilla), de manera que hacia el sector central (Sierra Palomera) estas margas basales pierden espesor lateralmente, hecho ya señalado por Giner (1983a).

Está constituida por margas azules y grises laminadas, con intercalaciones de bancos margocalcáreos discontinuos (*mudstone* limoso), con restos vegetales, granos micáceos, bioturbación horizontal de pequeño tamaño y escasos bioclastos. Sus potencias totales en el sector de estudio, oscilan entre los 2 y 12 m.

Su límite inferior es neto, y coincide con el techo de la Formación Chelva (Miembro Yátova), mientras que su límite superior es más difuso, de manera que pasa gradualmente a los sedimentos micríticos de la Formación Loriguilla. El estudio de ostrácodos permite asignar a esta formación la edad de Oxfordiense superior, al menos en sus primeros metros (Giner, 1983b; Martín, 1985).

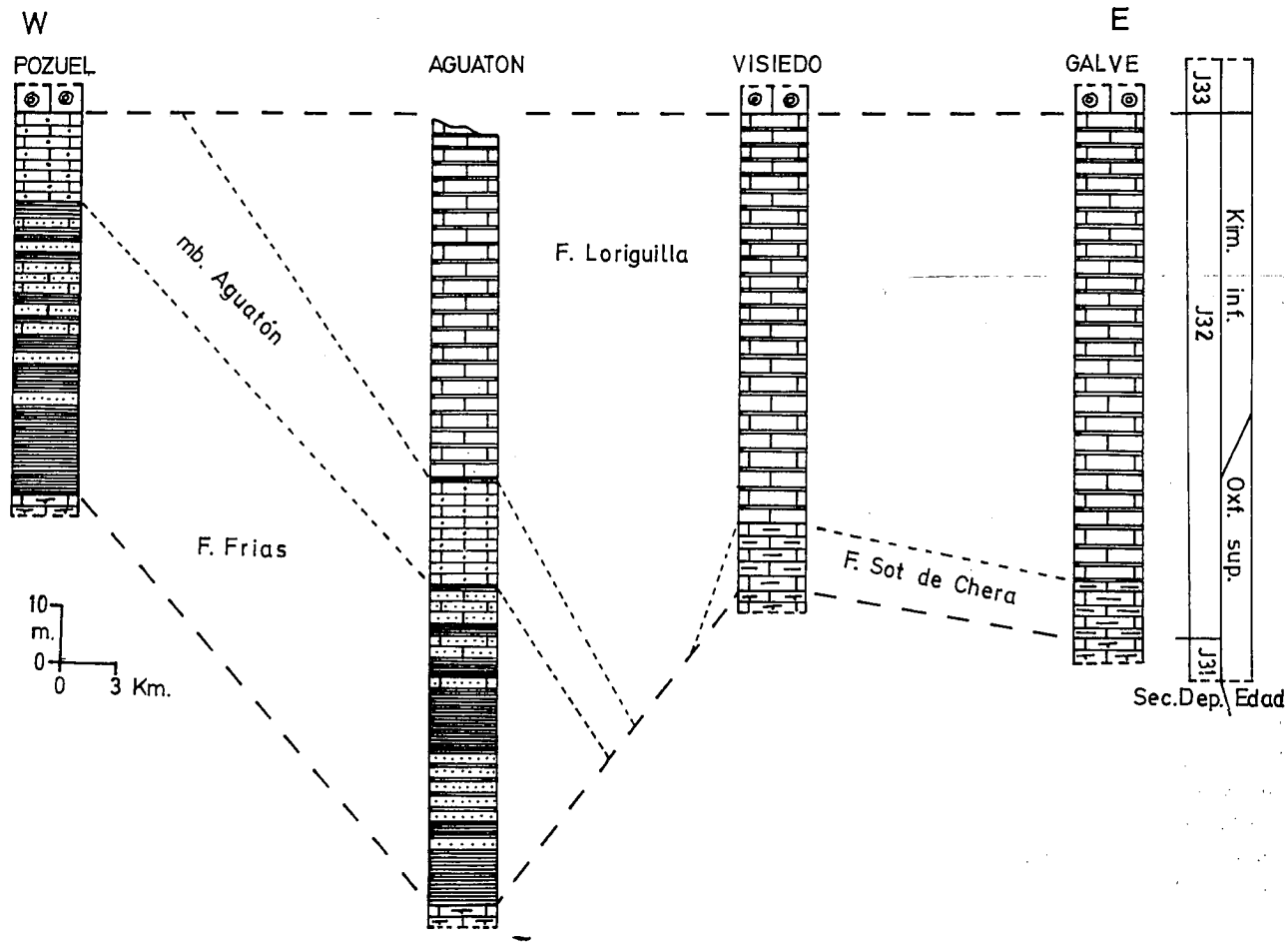


Fig.2.-Correlación de las unidades litoestratigráficas.
Fig.2.-Lithostratigraphic units correlation.

2.2.-Formación Loriguilla

Esta formación, definida por Gómez y Goy (1979), ha sido identificada en los sectores oriental y central del área de estudio, y se ha estudiado en los perfiles de Aguatón, Bueña, Visiedo y Galve. Está constituída por ritmos de margas laminadas y calizas micríticas (*mudstone*), con escasos restos fósiles, frecuentes trazas de bioturbación a menudo ferruginizadas, limo de cuarzo y granos micáceos dispersos, asi como escasos restos vegetales de pequeño tamaño. La potencia de los ritmos elementales marga-caliza, oscila entre los 0.2 y 0.4 m, y la potencia total de la formación es variable, entre los 60 y los 120 m, encontrándose sus mayores espesores en zonas más orientales.

Su límite inferior lo marca, en el sector oriental, los últimos tramos margosos de la Formación Sot de Chera; en el sector central puede llegar a apoyarse directamente sobre la Formación Chelva (Giner, 1983a), y más al oeste sobre los últimos tramos bioclásticos de la Formación Margas de Frias (fig. 2). Su límite superior lo marca la aparición de los primeros tramos oncolíticos masivos de la Formación Higueruelas. Su edad no ha podido ser precisada por el estudio de microfósiles o ammonoideos, pero el análisis de las unidades infra y suprayacentes permite asignarle el Kimmeridgiense inferior (Giner, 1983b; Martín, 1985).

2.2.1.-*Miembro Aguatón*

Esta unidad es utilizada de manera informal por Martín y Fernández (1985), como miembro de la Formación Loriguilla. Se ha identificado en los afloramientos de Sierra Palomera y Sierra Menera, y se ha estudiado en los perfiles de Aguatón, Bueña, Pozuel y Ojos Negros. Está constituida por calizas bien estratificadas, entre las que dominan las facies de *grainstone* oolítico, pudiéndose intercalar otras de *mudstone* bioturbado, *rudstone* oncolítico y *floatstone* con corales. Son frecuentes las estratificaciones y laminaciones cruzadas. Su potencia oscila entre los 15 y 25 m.

Se sitúa este miembro sobre los últimos tramos calcareníticos bioclásticos y margosos de la Formación Frias. Su límite superior lo marca la aparición de las micritas estratificadas de la Formación Loriguilla en Sierra Palomera; estas están ausentes, sin embargo, en Sierra Menera, donde los bancos oolíticos y oncolíticos de la Formación Higueruelas, se apoyan directamente sobre la Unidad de Aguatón. La edad asignada a este miembro mediante el estudio de foraminíferos es Kimmeridgiense inferior (Villena, 1971; El Khoudary, 1974; Giner, 1983a).

2.3.-Formación Frias

Esta unidad fue empleada informalmente en el trabajo de El Khoudary (1974), para los afloramientos de Sierra de Albarracín, y recientemente, Martín (1985) ha extendido el uso de esta denominación hacia zonas más septentrionales, utilizándola en Sierra Palomera y Sierra Menera, dentro del área del presente estudio. Ha sido análizada en los perfiles de Pozuel del Campo, Ojos Negros, Bueña y Aguatón.

Está constituida por margas con abundantes restos fósiles (ammonites, crinoidéos, corales, bivalvos), con intercalaciones de tramos arenosos y calcareníticos altamente bioclásticos, localmente oncolíticos y oolíticos, componentes especialmente abundantes hacia el techo de esta unidad. Su potencia en Sierra Menera es de 30 a 50 m, y en Sierra Palomera puede tener hasta 70 m; en este sector son especialmente frecuentes, hacia la base de la unidad, las intercalaciones arenosas con estructuras de corriente (*flute casts,* laminaciones, granoclasificaciones y bioturbación).

Sus límites son facilmente reconocibles: el inferior lo marca el techo de la Formación Chelva y el inferior la base de la Formación Loriguilla (miembro Aguatón). Su edad es Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior y ha podido ser precisado mediante el estudio de microfósiles y ammonoideos (Villena, 1971; El Khoudary, 1974; Goy *et al.,* 1979; Fernández López *et al.,* 1985; Calvo *et al.,* 1987).

3.-ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO

En este capítulo se hace una descripción de las litofacies y de sus asociaciones secuenciales más características: a través de su interpretación y del estudio de su distribución, estableceremos el modelo de depósito durante el Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior en el área de estudio.

3.1.-Descripción e interpretación de las litofacies

3.1.1. Margas con ammonites

Se trata de una facies predominantemente margosa, con tramos margocalcáreos intercalados, que pueden formar el techo o la base de las secuencias. Las margas están laminadas, y son de tonos grisáceos. Contienen abundantes ammonites de pequeña talla, a menudo piritizados, asi como belemnites, *Aptychus,* crinoides, bivalvos y restos vegetales ferruginizados. Las margas contienen limo de cuarzo disperso.

Interpretación: La presencia de fauna pelágica y las características litológicas de estas facies, apuntan hacia un medio de plataforma externa. Estas margas habían sido caracterizadas por Martín y Fernández (1985), en el perfil de Aguatón, como de ambiente de cuenca, y por Salas (1987), en zonas más orientales, como margas de prodelta.

3.1.2. Areniscas y margas arenosas

Son facies ordenadas en secuencias de arenisca-marga arenosa. La fig. 3A muestra las características de cada una de estas secuencias, tal y como se han visto en el perfil de Aguatón (Formación Frias).

La secuencia tipo está constituída por un término basal arenoso, de potencias que oscilan entre los 5 y 30 cm. Son comunes, en su muro, las marcas basales de corriente (*flute casts, groove casts,* fig. 4A), asi como moldes de bioturbación horizontal (*Megaplanolites, Planolites, Phycodes,* en Calvo *et al.,* 1987). Las arenas presentan un término inferior con granoclasificación positiva, con acumulación en su base de granos de mica y fragmentos carbonosos, algunos de ellos con longitudes centimétricas. Presentan, a continuación, términos con laminación cruzada planar de bajo ángulo, laminación horizontal y *ripples* asimétricos (estos a techo de la facies arenosa), que localmente se han visto asociados, formando secuencias semejantes a la indicada en la fig. 3B. Las areniscas forman bancos continuos, con algunas bases canaliformes.

Respecto a sus características texturales, se trata de areniscas de grano fino a limo grueso, en las que dominan los granos de cuarzo subanguloso bien clasifi-

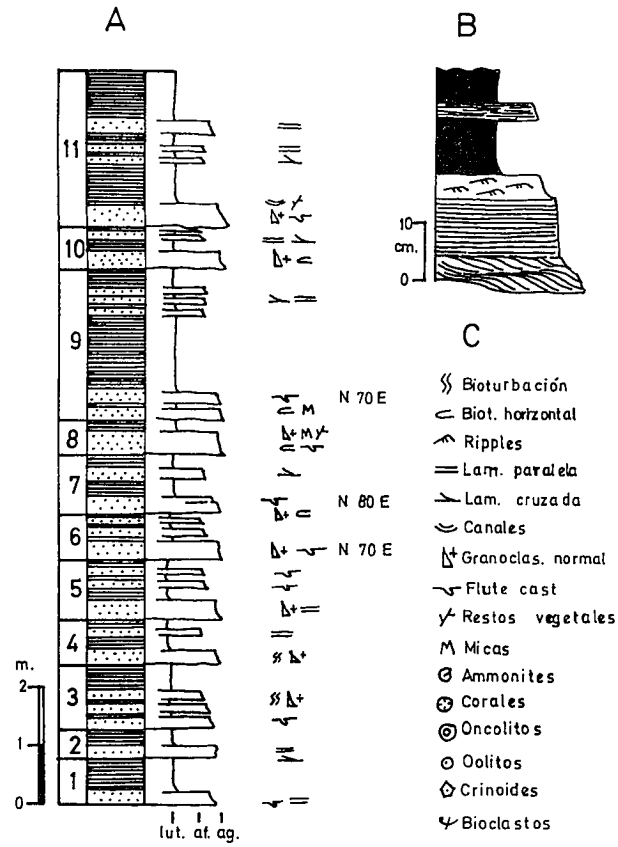


Fig.3.-A.- Secuencias turbidíticas en la base del perfil de Aguatón. B.- Ejemplo de sucesión de estructuras en una secuencia turbidítica (Bueña). C.- Leyenda.

Fig.3.-A.- Turbidite sequences, recorded at the lower part of the Aguatón section. B.- Detail of sedimentary turbiditic structures (Bueña section). C.- Legend.

cado, asi como las micas, los feldespatos y los fragmentos de calizas micríticas, en proporción variable. La matriz es arcillosa y micrítica, y el cemento esparítico. Los bioclastos son muy escasos: restos de bivalvos, crinoideos y foraminíferos dispersos.

El término superior de las secuencias está constituido por margas, entre las que pueden intercalarse lajas arenosas de potencias centimétricas. Estas presentan laminación horizontal y cruzada planar de bajo ángulo. Son frecuentes los granos micáceos y los fragmentos carbonosos bien conservados, que normalmente no han sufrido procesos de oxidación.

Interpretación: Las características observadas se ajustan en gran parte a las secuencias turbidíticas descritas por Bouma (1962): en algún caso se han podido identificar los cinco términos que este autor describe como más característicos. En general, se trata de secuencias bastante completas en sus términos, y por tanto relativamente próximas al área fuente: esta proximalidad viene indicada, además, por la relativa inmadurez de los términos arenosos (fragmentos carbonosos, micas, feldespatos). Los sentidos de la corriente, medidos a partir de las marcas basales de corriente, son bastante constantes, e indican valores comprendidos entre N 70 E y N 120 E, lo que señala un área madre situada al oeste, correspondiente a la zona del Macizo Ibérico. Se trata, por tanto, de facies generadas a partir de un flujo turbidítico, en un régimen de alta energía hidrodinámica.

3.1.3. *Packstones* bioclásticos y oncolíticos

Son facies altamente bioclásticas, con una matriz micrítica "peletoidal", a veces intraclástica. Entre los bioclastos se encuentran restos de crinoideos, radiolas y placas de equínidos, conchas de bivalvos (son frecuentes los pectínidos), corales coloniales y solitarios, estromatopóridos, foraminíferos, ostrácodos, serpúlidos y gasterópodos. Se han visto asímismo oncolitos y oolitos: estos componentes pueden constituir por si mismos, en cieros casos, el armazón en de la roca, dando texturas de *packstone* de oncolitos y oolitos. Son frecuentes los granos de cuarzo tamaño limo a arena fina, subángulosos y bien clasificados, dispersos en la matriz micrítica, sin ordenaciones ni zonas de acumulación preferente. Esta facies se presenta en bancos relativamente continuos, a veces con bases canaliformes e intensa bioturbación, que en algún caso viene marcada por la aparición de texturas con más contenido en micrita (*wackestone)*. Los bancos calcáreos están asociados secuencialmente a sedimentos más margosos, formando secuencias marga-caliza y caliza-marga. Estas margas son bastante fosilíferas, siendo especialmente abundantes los crinoides y los corales, normalmente de tipo solitario.

Interpretación: La variedad y el tipo de fauna son indicativas de un medio abierto y bien oxigenado. Estas formas de vida se encuentran acumuladas, formando facies bioclásticas en las que la micrita ha sido practicamente lavada, lo que es indicativo de un mecanismo de suficiente energía para su depósito. Se interpreta esta facies como depósitos dentro de una plataforma somera, con acumulaciones bioclásticas de las formas de vida presentes a lo largo de ésta, generadas a partir de corrientes de alta energía que drenan esta plataforma hacia zonas más distales. Los oncolitos y oolitos presentes, serían productos transportados a partir de barras proximales de esta rampa.

3.1.4. Arenas canalizadas

Entre los sedimentos margosos con fósiles descritos en la facies anterior, pueden aparecer tramos arenosos discontinuos, que presentan bases con morfologías canaliformes, y laminaciones cruzadas, normalmente en surco. Se trata de areniscas cuarcíticas bien clasificadas, con micas y fragmentos carbonosos, y restos fósiles, entre los que se encuentran los crinoides y foraminíferos, fundamentalmente. También contienen oncolitos e intraclastos carbonatados.

Interpretación: Estas facies canalizadas, distribuidos de forma irregular a lo largo de la plataforma somera, en la que se desarrollan las facies descritas anteriormente (facies de *packstone* bioclásticos y oncolíticos, asociados a margas con crinoideos), constituirían las redes de drenaje de los materiales siliciclásticos aportados desde el área madre, hacia zonas más externas. Las medidas locales de la corriente en estos canales (medidos a partir de las laminaciones), indican una procedencia desde el oeste (desde el Macizo Ibérico).

3.1.5. *Grainstones* oolíticos

Se trata de facies con oolitos bien clasificados, de tamaño medio próximo a los 2 mm, con cemento esparítico y abundantes bioclastos: foraminíferos bentónicos, pectínidos, restos de espongiarios y espículas, radiolas y placas de equínidos y restos de corales. Los oncolitos suelen estar presentes: son de pequeño tamaño (2-4 mm), y presentan laminaciones micríticas concéntricas continuas (Fig. 4B). Son frecuentes los agregados.

Estas facies oolíticas, muestran geometrías de barras con acreción lateral (fig. 4C) y estructuras de ordenación interna. Se encuentran asociadas con facies de *mudstone* con oolitos dispersos, tal y como señalan Martín y Fernández (1985). La bioturbación a techo de las facies oolíticas y micríticas es frecuente, y marca los techos de las secuencias, de manera que este proceso está ligado a momentos de detención de las barras oolíticas. Los moldes de esta bioturbación están rellenos por oolitos (fig. 4 D y E).

Interpretación: Se trata de facies de alta energía, propias de un ambiente muy somero, en el que la acción de corrientes y oleaje ha lavado todo el lodo micrítico, generando barras de marea. Entre estos se crean zonas de sombra, donde puede depositarse el lodo micrítico. El tipo de oncolitos presente sugiere condiciones agitadas y movimiento continuo para su génesis (oncolitos tipo I de Dahanayake, 1977), de forma que se

han podido generar en la zona de barras y canales. La presencia de bioclastos y su variedad indican buena circulación, salinidad normal y mar abierto (Wilson, 1975).

3.1.6. *Floatstone* de oncolitos y corales

Esta facies contiene abundante lodo micrítico "peletoidal" (textura *wackestone,* localmente *packstone),* asi como bioclastos, entre los que dominan los fragmentos de corales (coloniales y solitarios) y los estromatopóridos. Localmente pueden observarse crecimientos de formas coralinas ramosas, formando biohermos aislados de potencias decimétricas. Otros bioclastos presentes son los bivalvos (fundamentalmente pectínidos), las placas y las radiolas de equínidos y los foraminíferos. Además contiene limo de cuarzo disperso.

Un constituyente esencial de esta facies son los oncolitos. A diferencia de los descritos en la facies anterior, pueden alcanzar tamaños superiores a 1 cm y, las laminaciones de estos lechos oncolíticos son discontinuas, con morfologías asimilables a los oncolitos tipo II de Dahanayake (1977) (fig. 4F). También se identifican oncolitos tipo I y oolitos, concentrados en ciertas zonas de esta facies, formando acumulaciones de textura *packstone.*

Interpretación: Estos crecimientos coralinos se localizan en zonas proximales a las barras oolíticas y oncolíticas descritas en la facies anterior. En las partes protegidas de las barras, se crean zonas de baja energía en ambientes someros, donde se dan condiciones favorables para el desarrollo de estas formas de vida. Se trata, por tanto, de zonas de sombra de las barras oolíticas, con presencia de colonizaciones coralinas, típicas de este ambiente (Wilson, 1975; Aurell y Meléndez, 1987). Los oncolitos de tipo I y los oolitos concentrados en esta facies, corresponden a fases de alta energía, con introducción en la plataforma del material de las barras oolíticas, que serían las responsables de la destrucción de los biohermos, generándose facies de bioclastos de corales (*floatstone).* Los oncolitos tipo II, que consideramos como material autóctono de estas zonas protegidas por las barras oolíticas indican, según Dahanayake (1977), periodos de tranquilidad, probablemente de larga duración.

3.1.7. *Mudstone* limoso laminado

Se trata de una facies micrítica, con granos de cuarzo tamaño limo, subángulosos y bien clasificados, asi como granos de mica de esta dimensión, orientados paralelamente a la estratificación. Estos componentes extraclásticos, pueden llegar a constituir hasta el 10 % de la roca. También se han visto escasos foraminíferos dispersos.

Los granos siliciclásticos se ordenan según laminaciones horizontales y laminaciones cruzadas planares de muy bajo ángulo, formando pequeñas superficies de acreción. A estas laminaciones se puede superponer una bioturbación horizontal y vertical de talla milimétrica, más o menos intensa. La fig. 4G muestra distintos aspectos de la geometría de estas estructuras de ordenación interna.

Estas facies se han visto localmente formando el techo de secuencias con un término inferior de *mudstone* limoso bioturbado (que será descrito posteriormente), y con otro intermedio de *wackestone-packstone* de fósiles, escasamente bioclástico (foraminíferos, pectínidos, ostréidos, serpúlidos, crinoides), tal y como se muestra en la fig. 4 G.

Interpretación: La geometría de las láminas indican depósitos de avalancha de energía moderada: la introducción del material limoso se haría desde las áreas de aporte occidentales, superando las corrientes los bancos oolíticos marginales. El tamaño y la buena clasificación del material siliciclástico, y sobre todo, el tipo de ordenación interna, así como la conservación del lodo micrítico, son indicativas de la baja energía del medio de transporte. Estos son eventuales, de manera que podrían corresponder a episodios de marejadas u otro tipo de mecanismo de tipo episódico. Después de estos acontecimientos, se produce la bioturbación del sedimento.

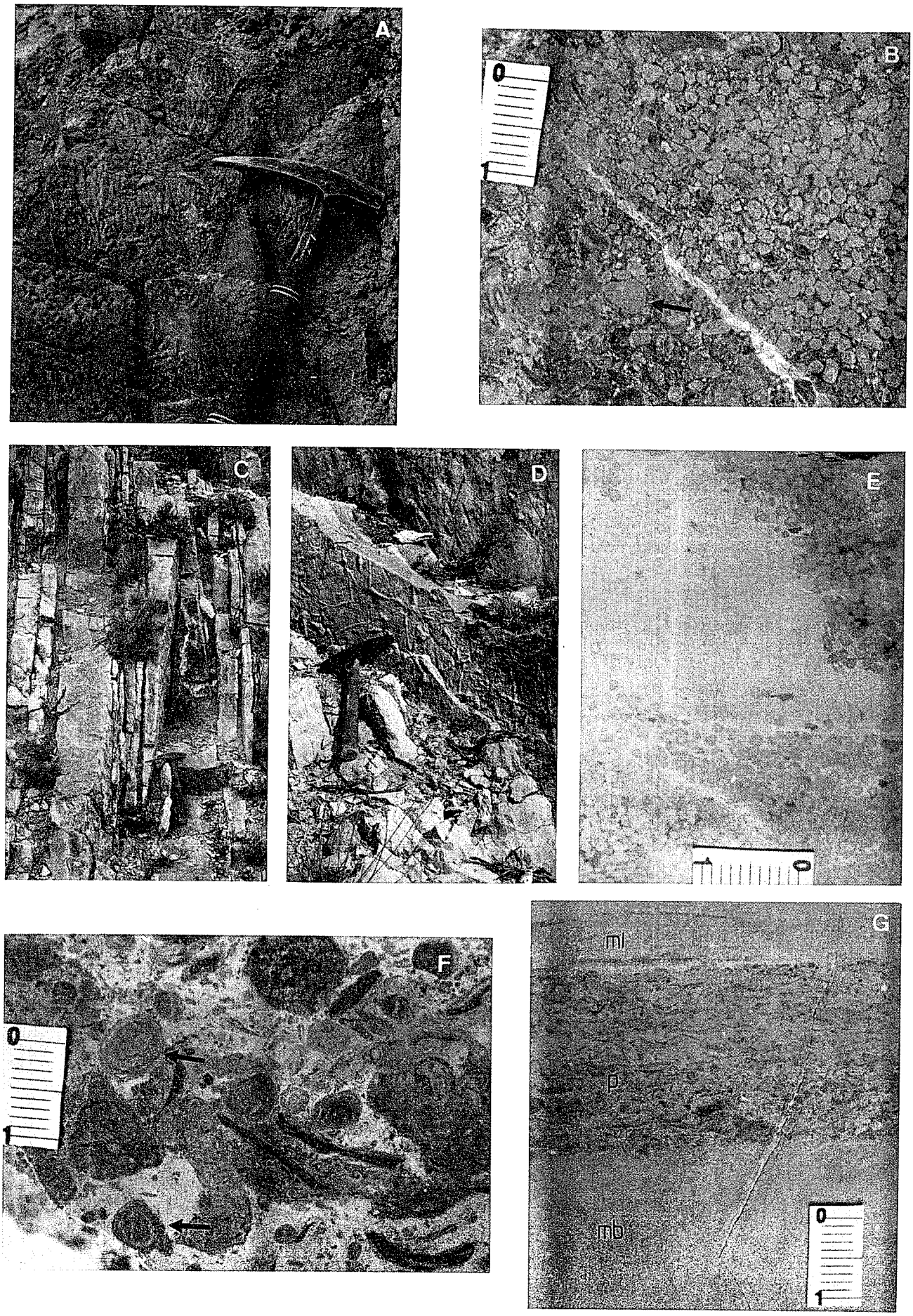
3.1.8. *Mudstone* limoso bioturbado

Se trata de facies micríticas con escaso limo de cuarzo bien clasificado y granos micáceos, dispersos homogéneamente, sin ordenación preferente, salvo locales ordenaciones, formando *rills* de longitudes centimétricas. Los fósiles son muy escasos: restos vegetales de pequeño tamaño, crinoides y foraminíferos. La bioturbación es bastante constante, y consiste en galería de diámetros milimétricos. A veces se pueden encontrar bivalvos en buen estado de conservación (braquiópodos, pectínidos) dispersos en la matriz micrítica.

Esta facies está asociada secuencialmente a un término inferior margoso laminado, que puede contener granos micáceos y fragmentos carbonosos oxidados. Este término margoso puede ser predominante sobre el micrítico (secuencia típica de la Formación Sot de Che-

Fig.4.-A.- *Flute cast,* en la base de una secuencia turbidítica (Fm.Frias, Aguatón). B.- Facies de *grainstone* oolítico, con oncolitos de tipo I (miembro Aguatón). C.- Morfologías de acreción lateral en barras oolíticas (miembro Aguatón). D y E.- Bioturbación en el techo de las secuencias con *grainstone* oolíticos (miembro Aguatón). F.- Facies de *floatstone* de corales, con oncolíticos tipo II (miembro Aguatón). G.- Secuencia de términos de *mudstone* bioturbado (mb), *packstone* de fósiles (p) y *mudstone* laminado (ml) (Fm. Loriguilla)

Fig.4.-A.- Flute cast (bottom of turbiditic sequence, Frias Fm.). B.- Oolitic grainstone facies, with type I onco lites present (Aguaton member). C.- Oolites shoals, with cross bedding structures (Aguaton mb). D y E.- Burrows, at top of oolitic sequences (Aguaton mb). F.- Coraline floatstone facies, with type II oncolites present (Aguaton mb). G.- Bioturbated mudstone (mb), bioclastic packstone (p) and laminated mudstone (ml) sequence (Loriguilla Fm.).


A
B
0
1
C
D
E
F
0
1
G
ml
p
mb
0
1

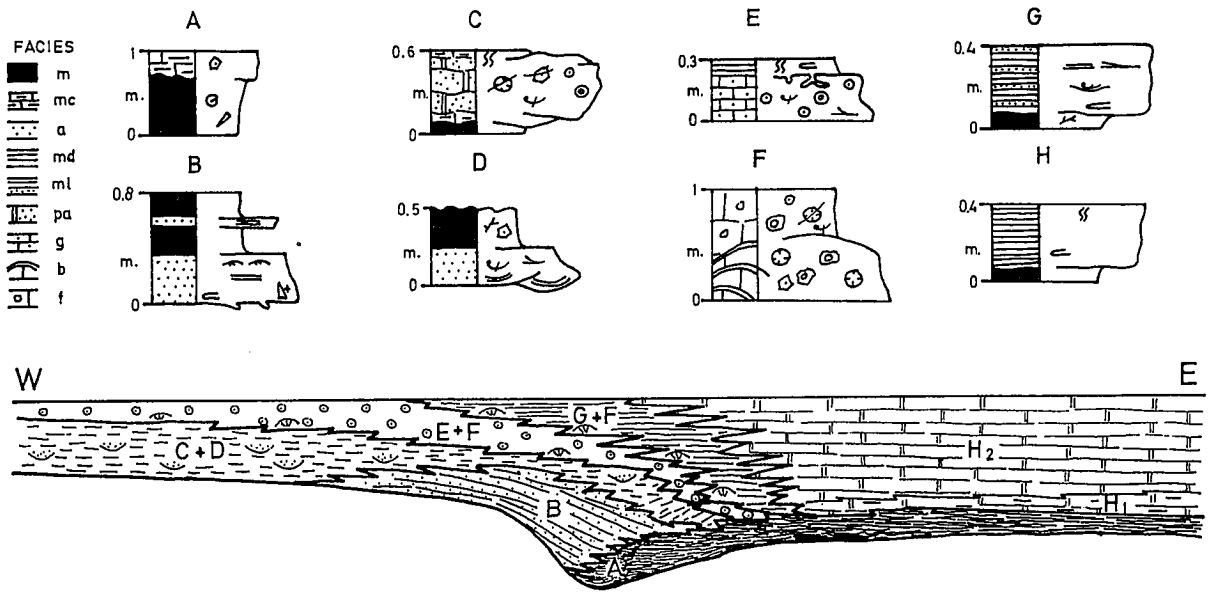


Fig.5.-Tipos de secuencias más características y distribución. Leyenda de facies: m.-margas; mc.-margocalizas; a.-arenas; md.-*mudstone;* ml.-*mudstone* limoso; pa.-*packstone* arenoso; g.-*grainstone;* b.-*boundstone;* f.-*floatstone.*

Fig.5.-Most characteristic sequences and distribution. Key of the facies: m.-marls; mc.-marly limestone; a.-sands; md.-mudstone; ml.-silty mudstone; pa.-sandy packstone; g.-grainstone; b.-boundstone; f.-floatstone.

ra, Nieva *et al.,* 1986) o bien constituir interestratos centimétricos entre bancos micríticos continuos, aspecto más típico de la Formación Loriguilla.

Interpretación: Este tipo de secuencias ya fueron interpretadas por Aurell (1986) y por Nieva *et al.* (1986) en zonas más septentrionales, como generadas dentro de una rampa estable, de carácter muy homogéneo y con escasa agitación, con una alta velocidad de sedimentación. Las secuencias con predominio de términos margosos representan zonas más proximales de esta rampa, respecto a los términos micríticos, que corresponderían a zonas más distales.

3.2. Distribución de litofacies

En la fig. 5 se ha representado la distribución de cada una de las litofacies descritas en el apartado anterior, dentro del área de estudio. El sector oriental presenta una distribución muy homogénea, con secuencias de *mudstone* limoso bioturbado: hacia la base, en estas secuencias domina el término inferior margoso (fig. 5 H1), mientras que hacia techo están presentes las secuencias más características de la ritmita, con términos micríticos muy homogéneos, e interestratos margosos (fig. 5 H2).

El sector occidental (Sierra Menera) presenta facies bioclásticas y oncolíticas en la parte inferior, con facies de arenas canalizadas intercaladas (fig. 5, C-D), que hacia techo pasan a facies oolíticas, entre las que se pueden detectar crecimientos aislados de corales (fig. 5, E-F). Esta misma distribución puede verse en la parte media de los perfiles de Sierra Palomera (sector central); respecto a sus partes basales, se observan las facies margosas y arenosas, que están solo presentes, de forma notable, en el sector de Sierra Palomera (fig. 5, A-B).

En la parte alta de los perfiles de Sierra Palomera se sitúan las facies micríticas que hemos denominado de *mudstone* limoso laminado, con una clara influencia de las facies oolíticas más occidentales. Dentro de estas facies micríticas se desarrollan pequeños biohermos de corales aislados (fig. 5, G-H).

En función de esta distribución, podemos distinguir un dominio oriental de sedimentación carbonatada, con escasos aportes siliciclásticos de grano fino, y otro occidental, con mayores aportes siliciclásticos, mayor variedad de facies y mecanismos de depósitos más energéticos. El sector central, constituye una transición entre ambos dominios, con una superposición progresiva de las facies carbonatadas sobre las siliciclásticas y mayores espesores en las formaciones sedimentarias.

4.-MODELO DE SEDIMENTACIÓN

El modelo de sedimentación deducido a partir del análisis sedimentológico, presenta dos zonas diferenciadas, divididas, a grandes rasgos, por la actual Fosa del Jiloca.

En la fig. 6 se han representado los tipos de plataforma correspondientes a la Secuencia Deposicional J32 en el sector de estudio, en distintos momentos de su evolución. Para esto se han tenido en cuenta, además de los estudios de distribución de facies, los datos bioes-

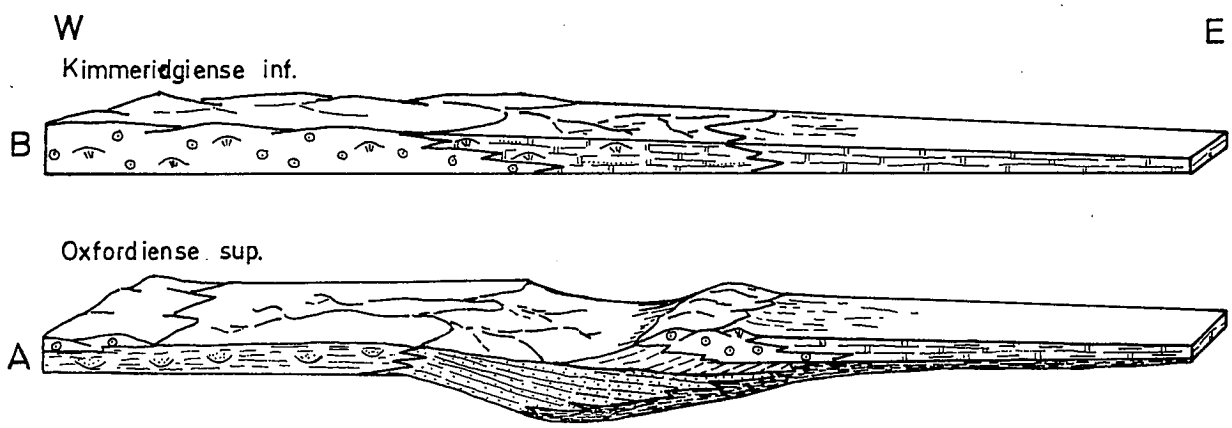


Fig.6.-Modelo deposicional de la SD.J32 (Sector de Pozuel-Galve)
Fig.6.-Depositional model of DS.J32 (Pozuel-Galve area)

tratigráficos presentes en la bibliografía, que nos han permitido datar, a grandes rasgos, los momentos de desarrollo de cada una de las unidades presentes.

Durante el Oxfordiense superior, las zonas situadas al oeste de la Fosa del Jiloca corresponden a un modelo de plataforma interna somera, con importantes aportes siliciclásticos, con pendientes crecientes hacia la Fosa del Jiloca, de manera que las facies margosas de carácter más distal, y las facies turbidíticas, solo se han localizado en Sierra Palomera, en zonas próximas a la actual Fosa del Jiloca. Esta plataforma somera, de alta energía, estaría adosada a las áreas emergidas del Macizo Ibérico, de manera semejante a lo señalado por Giner y Barnolas (1979) para el mismo periodo en zonas más meridionales (Sierra de Albarracín). En zonas más proximales de esta plataforma se generarían barras oolíticas y oncolíticas, que crearían zonas de sombra en las cuales tendrían su máximo desarrollo las facies bioconstruídas coralinas; éstas se han visto, sin embargo, presentes a lo largo de amplias zonas de esta plataforma somera, donde tendrían también un importante desarrollo las praderas de crinoideos (fig. 6, A).

La mayor pendiente, interpretada para las zonas más externas de esta plataforma interna, responde a un fenómeno de subsidencia local, que suponemos ligado a una fase de actividad distensiva de la Fosa del Jiloca, de manera que se formaría una zona con pendientes más acusadas, de algunos kilómetros de anchura, que suponemos abierta hacia el SE, ya que, de acuerdo con las observaciones de Bulard (1972) y Gómez (1976), durante este periodo ya se ha cerrado la comunicación con el Atlántico, a través del denominado estrecho de Soria. Respecto al funcionamiento de un accidente paleogeográfico en torno a la Fosa del Jiloca durante este periodo, hay que notar que ya Corbalán y Meléndez (1986) lo habían puesto de manifiesto, en función de la heterecronía de las distintas unidades litológicas del Jurásico superior.

Durante el Oxfordiense superior tiene lugar, en el sector oriental, la implantación de una extensa rampa, con paso de las secuencias más proximales de la Formación Sot de Chera, a las más distales de la Formación Loriguilla. Se trata de una plataforma muy homogenea y estable para amplios sectores de la Cordillera Ibérica. Hay que notar, para el sector de estudio, la escasa potencia relativa de las margas de Sot de Chera respecto a las facies micríticas de la Ritmita; asi, por ejemplo, en zonas más meridionales (Muel-Belchite, provincia de Zaragoza), donde la influencia del Macizo del Ebro es mayor, la Formación Sot de Chera alcanza potencias solo ligeramente inferiores a la Formación Loriguilla (40-60 m.), y mucho mayores a las que presenta en el sector de estudio, donde no suele sobrepasar los 10 m. Esta plataforma se desarrolla de forma estable durante el transcurso de todo el intervalo temporal correspondiente a la Secuencia Deposicional J32, con una alta velocidad de sedimentación y subsidencia, y una disposición de facies transgresiva, con una superposición de los materiales más externos de esta rampa sobre los más internos.

En la fig. 6 B se ha representado un segundo episodio en la evolución de la plataforma, durante el Kimmeridgiense inferior. Durante este intervalo todo el área de estudio responde a la distribución de una extensa rampa, abierta hacia el SE. En sus zonas internas o proximales, tiene lugar el desarrollo oolítico y oncolítico, con crecimientos arrecifales (corales) en áreas adosadas a estos bancos. En la mayor parte de esta rampa se desarrollan facies micríticas, que en sectores más próximos a los bancos oolíticos marginales, tiene una importante cantidad de partículas siliciclásticas limosas, con ordenaciones debidas a marejadas.

5.-DISCUSIÓN

El techo de la Secuencia Deposicional J31 (de Ejulve, en Salas, 1987), ha podido ser datada con bastante precisión en distintos puntos de la Cordillera Ibérica, mediante el estudio de ammonoideos, como correspondiente a la zona *Planula* (Oxfordiense superior). Sin embargo, según algunos autores (Goy *et al.,* 1979) los primeros tramos margosos y bioclásticos que aparecen sobre el Miembro calizas con esponjas de Yátova en al-

gunos perfiles situados al oeste de la Fosa del Jiloca, dentro ya de la unidad que en este trabajo hemos denominado de manera informal Formación Frías, contienen fósiles de la zona *Bimammatum*. Teniendo en cuenta el carácter de las discontinuidades que limitan las Secuencias Deposicionales (Vail *et al.,* 1977) estas margas deben pertenecer a la Secuencia Deposicional J31.

La anisocronía del techo del miembro Yátova, y las diferencias litológicas de la SD.J31 a uno y otro lado de la Fosa del Jiloca, llevó a Corbalán y Meléndez (1986) a identificar la actividad de un accidente situado en la actual Fosa del Jiloca, de manera que la heterocronía de los límites litológicos entre las distintas unidades del Malm, estaría condicionado por la dinámica diferencial de bloques de este accidente paleogeográfico.

La actividad de este accidente durante la Secuencia Deposicional J32 ha podido ser constatada a través del estudio sedimentológico, de manera que, en zonas próximas a la actual Fosa del Jiloca, aparecen materiales depositados en un medio de mayor flujo energético, que suponemos ligado a la creación de pendientes más acusadas dentro de esta plataforma interna, con aportes de materiales siliciclásticos, de procedencia W (Macizo Ibérico).

A la caída brusca del nivel del mar que marca el límite de dos Secuencias Deposicionales, sigue el depósito de materiales en fase de mínimo relativo del nivel del mar (*lowstand deposits,* Haq *et al,* 1987). Durante el Oxfordiense superior, en el sector occidental, se produce la progradación de las facies marginales siliciclásticas de esta plataforma, sobre las facies margosas más externas, con un modelo similar al complejo progradante *(proggrading complex)* de Haq *et al.* (1987). Hay que notar, que estos modelos se han establecido a partir de cuencas estables desde el punto de vista tectónico, cosa que no ocurre en el sector de estudio, donde la tectónica ha jugado un papel muy importante en lo que a distribución de facies se refiere. Watts (1987) describe modelos de taludes inducidos por accidentes tectónicos: según este autor, las fases de progradación de sedimentos dentro de estos, corresponderían a fases de mínimo en el nivel del mar *(low stand of sea level).*

Durante este primer estadio (Oxfordiense superior) tiene lugar el depósito de las margas de Sot de Chera, en las zonas de plataforma estable para un amplio sector de la Cordillera Ibérica: estas margas, que representarían los depósitos más proximales de esta rampa, se habrían depositado, al menos en parte, durante esta fase de mínimo relativo del nivel del mar.

Durante la fase de ascenso del nivel del mar que sigue a esta fase de mínimo relativo, se deposita el *transgressive system tract* (Haq *et al.,* 1987), que se caracteriza por una disposición de las facies de plataforma externa sobre los bancos más internos. Esta fase tiene un reflejo muy claro en el sector de estudio, de manera que, durante el Kimmeridgiense inferior (fig. 5), las facies micríticas de rampa externa, se disponen sobre los bancos oolíticos situados en zonas más occidentales, marginales al Macizo Ibérico. A escala mayor, dentro de la Cordillera Ibérica, este *transgressive system tract* explicaría la disposición transgresiva de las facies más distales de la Formación Loriguilla, sobre las más proximales de la Formación Sot de Chera (Aurell, 1986; Nieva *et al.,* 1986).

6.-CONCLUSIONES.

El análisis sedimentológico de los materiales de la Secuencia Deposicional intermedia del Malm (SD.J32), presentes en uno y otro margen de la Fosa del Jiloca, ha puesto de manifiesto la existencia de un accidente distensivo situado en zonas próximas a esta fosa, de carácter local, y de dirección aproximada NNE, que hemos denominado falla del Jiloca.

El modelo de sedimentación para el sector occidental del área de estudio, durante el Oxfordiense superior, corresponde a una plataforma interna, adosada en su margen occidental al Macizo Ibérico, y con pendientes mayores hacia el E, donde se sitúan las facies turbidíticas de mayor flujo energético. La creación de esta pendiente estaría en relación con la falla del Jiloca. La sedimentación inducida a partir de este accidente es activa durante el Oxfordiense superior, en una fase que corresponde a un mínimo relativo en el nivel del mar *(low stand of sea level).*

Durante el Kimmeridgiense inferior, en una fase de ascenso del nivel del mar, se produce la disposición transgresiva *(transgressive systems tract)* de las facies micríticas de rampa externa (Formación Loriguilla), sobre los bancos oolíticos y bioclásticos situados en zonas más proximales al macizo Ibérico. Este TST tiene un reflejo más amplio, para un sector más extenso de la Cordillera Ibérica y durante el depósito de la SD.J32, en la disposición transgresiva de las Formaciones Sot de Chera y Loriguilla, que representan las zonas proximales-distales de una rampa homogénea, abierta hacia el ESE.

AGRADECIMIENTOS

Nuestro agradecimiento al Dr. Guillermo Meléndez, por la información bioestratigráfica, y al Dr. Joaquín Villena, por las aclaraciones en el campo estratigráfico y de carácter regional del sector de estudio. Este trabajo ha contado para su realización con la ayuda financiera del Proyecto Internacional I/62.819 de la Stiftung Wolkswagenwerk (RFA).

BIBLIOGRAFIA

Aurell,M. (1986): *Sedimentología del Jurásico Superior en facies carbonatadas en la región de Muel-Belchite.* Tesis Licenciatura, Univ. Zaragoza. 100 p.

Aurell,M. y Meléndez,A. (1987): Las bioconstrucciones de corales y sus facies asociadas durante el Malm en la Cordillera Ibérica central (prov. de Zaragoza). *Estudios Geol.,* 43: 261-269

Aurell,M., Lardies,M.D., Meléndez,G. y Nieva,S. (in litt): Upper Jurassic lito- and biostratigraphic correlations at the northern Iberian Chain, Spain, in relation to submediterranean and Mediterranean Provinces. *2nd. Inter. Symp. Jurassic Stratigraphy,* Lisboa, 87, 14 p. (1987)

Bouma,A.H. (1962): *Sedimentology of some flysch deposits.* Elsevier, Amsterdam, 168 p.

Bulard,P.F. (1972): *Le Jurassique moyen et superieur de la Chaine Ibérique sur la bordure du Bassin de l'Ebre (Espagne),* Tesis Univ. Nice, 702 p.

Calvo,J.M., Gil,E. y Meléndez,G. (1987): *Megaplanolites Ibericus* (Ichnogen. et icnosp. nov) a new trace fossil from the Upper Jurassic (Uppermost Oxfordian) of Bueña (Teruel Province, Iberian Chain, Spain). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.,* 61: 199-204

Capote,R., Diaz,M., Gabaldón,V., Gómez,J.J., Sánchez de la Torre, L., Ruiz,P., Rosell,J., Sopeña,A. y Yébenes,A. (1982): Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Temas Geol. Min.,* Inst. Geol. Min. España, 290 p.

Corbalán,F. y Meléndez,G. (in litt): Nuevos datos biostratigráficos sobre el Jurásico superior de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, *Acta Geol. Hisp.,* (1986)

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

El Khoudary,R.H. (1974): Beitrage zur Stratigraphie und Palaontologie des Jura von Ostspanien. VI. Untersuchungen im Oberjura der Sudwestlichen Iberischen Kordillere unter besonderer Bercksichtigung des Mikrofauna (Provinz Teruel und Rincón de Ademuz). N. *Jb. Geol. Palaont. Abh.,* 144: 296-341

Fernández López,S., Meléndez,G. y Sequeiros,L. (1985): Le Dogger et le Malm de Sierra Palomera (Teruel). *Strata,* 2: 142-154

Giner,J. y Barnolas,A. (1979): Las construcciones arrecifales del Jurásico superior en la Sierra de Albarracín. *Cuad. Geol. Univ. Granada.,* 10: 73-82

Giner,J. (1983a): Triásico superior y Jurásico. In: Mapa Geológico de España a escala 50.000, Santa Eulalia, IGME, 16-25

Giner,J. (1983b): Triásico superior y Jurásico. In: Mapa Geológico de España a escala 50.000, Alfambra, IGME, 8-14

Gómez,J.J. (1979): *El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica.* Tesis Univ. Complutense (Publ. *Seminar. Estratigr.,* 4, 686 p.)

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

Goy,A., Meléndez,G., Sequeiros,L. y Villena,J. (1979): El Jurásico superior del sector comprendido entre Molina de Aragón y Monreal del Campo. *Cuad. Geol., Univ. Granada,* 10: 95-106.

Haq,B.H., Handenbol,J. y Vail,P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science,* 235: 1156-1167.

Martín,J.M. y Fernández,J. (1985): Desarrollo y evolución de un pequeño sistema de barra oolíticas en el Jurásico superior de la Cordillera Ibérica. Cortejo de facies asociadas. *Trabajos Geol. Univ. Oviedo,* 15: 115-126

Nieva,S., Aurell.M. y Melendez,A. (in litt): El Jurásico superior de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Sedimentología y Paleogeografía. *Acta Geol. Hisp.,* (1986)

Read,J.F. (1985): Carbonate platform facies models. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 69: 1-21

Salas,R. (1987): *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massis de Garraf i la Serra d'Espadá,* Tesis Univ. Barcelona, 345 p.

Vail,P.R., Mitchum,K.M. y Thompson,S. (1977): Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. Part 4: Global cycles of relative changes of sea level. In: *Seismic Stratigraphy,* (C.E.Payton, Ed.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 26: 83-97.

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 Univ. Granada (inédita).

Watts,K.F. (1987): Triassic carbonate submarine fans along the Arabian platform margin, Sumeini Group, Oman. *Sedimentology,* 34: 43-71

Wilson,J.L. (1975): *Carbonate facies in geologic History,* Springer-Verlag, Berlín, 471, p.

Recibido el 15 de marzo de 1988
Aceptado el 15 de junio de 1988