

ASOCIACIONES FOSILES Y MEDIO DEPOSICIONAL. PROXIMALIDAD Y PROFUNDIDAD DE DEPOSITO DE LA RITMITA DEL KIMMERIDGIENSE INFERIOR (ZONA PLATYNOTA) EN EL PREBETICO CENTRAL

F. Olóriz (1, 2), F.J. Rodríguez-Tovar (2, 1) y B. Marques (3)

- (1) Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18002. GRANADA.
(2) Instituto Andaluz de Geología Mediterránea (CSIC-UG), Facultad de Ciencias, 18002. GRANADA.
(3) Dpto. Geología. Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Nova de Lisboa. Quinta da Torre. 2825 Monte de Caparica. LISBOA (PORTUGAL).

RESUMEN

En este trabajo se reconoce la importancia de un minucioso estudio de las asociaciones fósiles para avanzar en la caracterización del medio de depósito de los sedimentos. Este estudio se basa en un análisis detallado de las asociaciones de macroinvertebrados fósiles, así como en observaciones icnológicas y tafonómicas.

En este contexto han sido estudiadas y comparadas varias sucesiones del Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota) pertenecientes al sector central del dominio Prebético, extendiendo esta denominación al registro conocido (superficie y subsuelo) de sedimentación epicontinental en el paleomargen suribérico, al Este de las plataformas equivalentes en el Algarve (S. de Portugal). En estas sucesiones, caracterizadas desde el punto de vista litológico por una alternancia rítmica caliza/marga, se han realizado valoraciones sobre la proximalidad y la profundidad de depósito de los sedimentos, fundamentalmente a partir del estudio de las asociaciones fósiles.

El estudio pone en evidencia la validez de este tipo de análisis para obtener mayores precisiones en la caracterización del medio deposicional, y contrasta con las limitaciones de la información obtenida a partir de análisis estrictamente litológicos.

Los datos conseguidos permiten: a) deducir la existencia de gradientes de proximalidad-distalidad, y b) la caracterización de un medio deposicional somero cuya profundidad ha podido ser estimada dentro de un intervalo relativamente estrecho cuyos valores (50-60 m) resultan sensiblemente inferiores respecto a propuestas anteriores.

Palabras clave: Asociaciones fósiles, medio de depósito, Kimmeridgiense inferior, Zona Platynota, Prebético central, Cordilleras Béticas.

ABSTRACT

In order to precise reconstructions of depositional environments, we recognise the significant role of paleontological analyses focused on the study of macroinvertebrate associations together with ichnologic and taphonomic observations.

In this context two sections have been analyzed in the central sector of the Prebetic which is considered to include the epicontinental shelves (land outcrops and subsurface data) developed in the South Iberian paleomargin to the East of the Algarvian platforms in Southern Portugal. In these sections, which belong to the lower Kimmeridgian (Platynota Chron), rhythmic successions made of limestones and marls were studied taken into account both biotic and abiotic components of sediments. The paleontological data have been proved to be very useful to propose hypotheses on depth conditions and to improve the previous knowledge about the depositional processes, also revealing a comparative limitation for those models which only operated on lithological analyses.

As a whole, the obtained information allow us: a) to identify the gradient of proximity-distality, b) to recognize differences in the topography of the bottoms, and c) to characterize a shallow depositional environment within a relatively shorter and shallower range of depths (50-60 m) than previously considered.

Key words: Fossil assemblages depositional environments, Lower Kimmeridgian, Platynota Zone, central Prebetic, Betic Cordillera.

Olóriz, F., Rodríguez-Tovar, F.J. y Marques, B. (1992): Asociaciones fósiles y medio deposicional. Proximalidad y profundidad de depósito de la ritmita del Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota) en el Prebético central. *Rev. Soc. Geol. España*, 5: 000-000.

Olóriz, F., Rodríguez-Tovar, F.J. y Marques, B. (1992): Fossil assemblages and depositional environments. Proximity and depth conditions of the lower Kimmeridgian (Platynota Zone) rhythmic sedimentation in the central Prebetic. *Rev. Soc. Geol. España*, 5: 000-000.

1. INTRODUCCION

Las alternancias rítmicas caliza/marga se encuentran a lo largo del registro geológico en diferentes ambientes de depósito (Einsele y Seilacher, 1982; Valenzuela *et al.*, 1989; Vera, 1989). Sin embargo, no siempre estas facies se acompañan de rasgos distintivos (estructuras sedimentarias, granoclasificaciones, superficies significativas, minerales característicos...) que permitan una interpretación detallada e inequívoca de las características del medio de depósito. La ausencia de estos rasgos impide que aspectos como la proximidad o la profundidad del depósito de los sedimentos puedan ser evaluados únicamente a partir del estudio de los componentes abióticos de las litofacies y/o de sus características macroscópicas en el afloramiento. Un ejemplo de esto es la escasez, o casi ausencia, de estimaciones sobre la profundidad de las ritmitas del Kimmeridgiense inferior en este sector del Prebético y el carácter generalista de las interpretaciones sobre sus condiciones de depósito (López-Garrido, 1971; García-Hernández, 1978; Azema *et al.*, 1979; García-Hernández *et al.*, 1979; García-Hernández y López-Garrido, 1988; López-Garrido y García-Hernández, 1988; Acosta, 1989).

En este contexto cobra una especial relevancia un detallado análisis de las asociaciones fósiles (análisis espectrales de asociaciones de macroinvertebrados, análisis icnológicos y tafonómicos) como instrumento para la valoración de algunas de las características del medio de depósito.

2. LA SUCESION ESTUDIADA

Para el presente trabajo han sido estudiadas y comparadas varias secciones de edad Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota) en el Prebético, de entre las cuales han sido seleccionadas dos (Puerto Lorente, PL, y Segura de la Sierra, SS en Fig.1), que pueden ser consideradas representativas de las sucesiones desarrolladas durante el Kimmeridgiense basal en los sectores de Cazorla y Segura de la Sierra, respectivamente. Consideramos que ambos sectores representan una parte central del dominio Prebético dado que extendemos esta denominación a todos los registros conocidos (superficie y subsuelo) de sedimentos pertenecientes a plataformas epicontinentales desarrolladas en el paleomargen suribérico al Este del Algarve en el Sur de Portugal.

En la región estudiada la sedimentación fué mayoritariamente carbonatada y caracterizada por la alternancia de margas, margocalizas y calizas, aunque fueron frecuentes los aportes detríticos que en el afloramiento llegan incluso a alcanzar un considerable espesor en determinados intervalos durante el Kimmeridgiense basal.

2.1. Bioestratigrafía y aspectos cronológicos

Desde el punto de vista bioestratigráfico, recientemente Olóriz y Rodríguez-Tovar (1992 *in press*, 1993 *in press*) han obtenido una caracterización detallada de la Zona Platynota en ambas sucesiones, en especial en el perfil de Segura de la Sierra en el que el registro de *Sutneria*

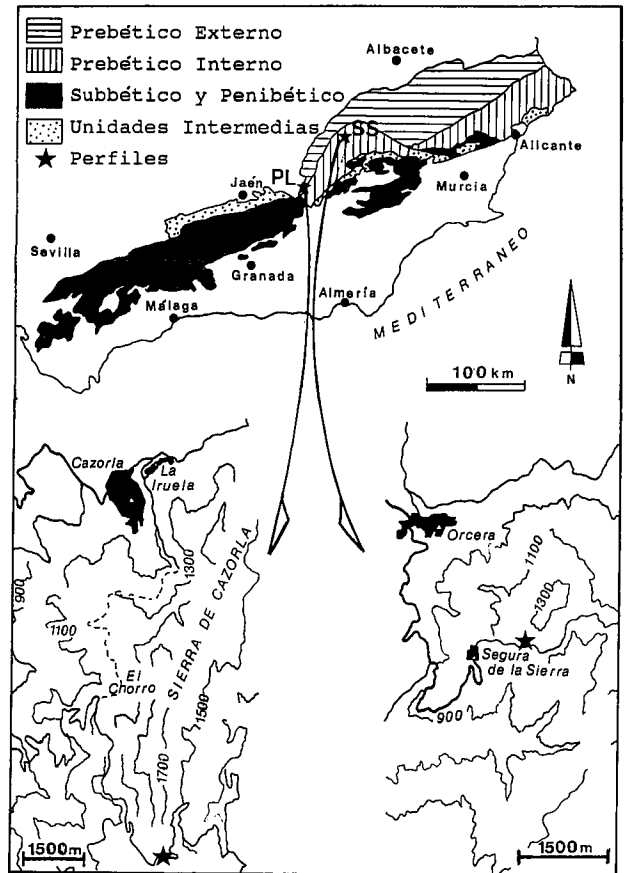


Fig. 1.-Encuadre geológico y localización de los perfiles estudiados: Puerto Lorente (PL), Segura de la Sierra (SS).

Fig. 1.-Location and geological setting of the studied sections: Puerto Lorente (PL), Segura de la Sierra (SS).

Platynota (REIN) pudo ser controlado en toda la sección. En las Figs. 2 y 3 se representa la distribución de *Sutneria Platynota* (REIN) y de las formas más significativas que caracterizan la Zona Platynota en ambas sucesiones. En líneas generales han sido reconocidas la Subzona Desmoides, a partir del registro dominante de *Ardescia* del grupo *desmoides*, y la Subzona Guilherandense, por el registro de *Schneidia*, *Ardescia* de pequeño tamaño y escasos *Parataxioceras*; conviene precisar que en ningún caso se han podido establecer con exactitud los límites subzonales. La Subzona Orthosphinctes es propuesta, con reservas, para los tramos basales entre el último nivel del Oxfordiense superior, caracterizado por la presencia de *Subnebrodites planula*, y los primeros con formas características de la Subzona Desmoides.

2.2. Características macroscópicas

2.2.1. El perfil de Puerto Lorente

Este perfil forma parte del sector de Cazorla que pertenece al Prebético Externo (Jerez-Mir, 1973) o región comparativamente proximal en el dominio Prebético (Fig.1).

El afloramiento se encuentra en la hoja de Cazorla (Nº 21-37, 928), del mapa topográfico nacional a escala

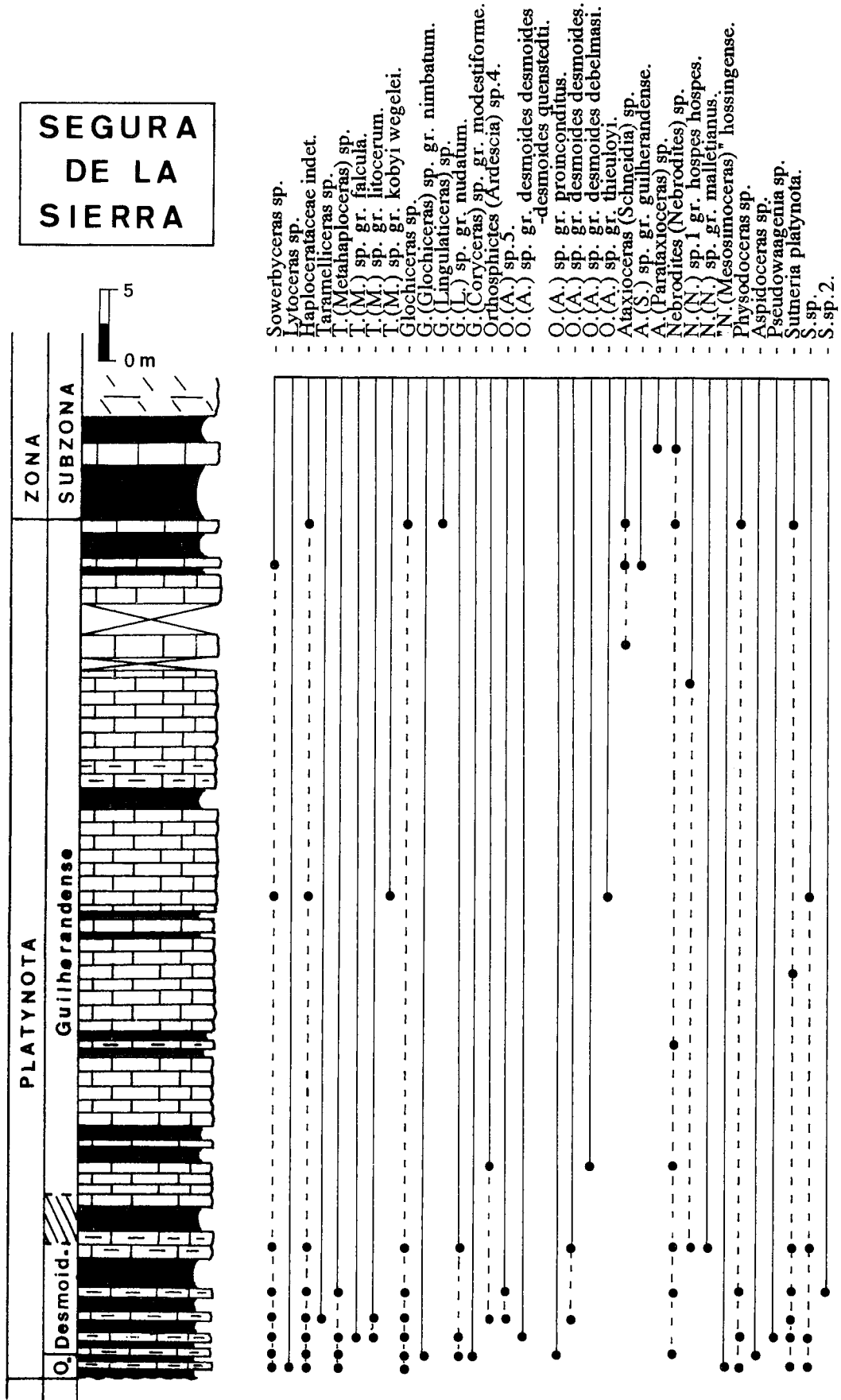


Fig. 3.-Litología y distribución bioestratigráfica de ammonites durante la Zona Platynota en el perfil de Segura de la Sierra.

Fig. 3.-Lithological column and biostratigraphical distribution of ammonites during the Platynota Zone in the Segura de la Sierra section.

Zona Platynota se ha establecido en el interior de una intercalación margosa de aproximadamente 20 cm de espesor, entre dos potentes tramos carbonatados (Fig.2).

Los rasgos litológicos macroscópicos más sobresalientes de la sucesión son los siguientes (Fig.2):

Directamente sobre el *hardground* afloran margas de color verde oscuro, de aproximadamente 3 m de espesor, en las que no se ha encontrado ningún resto fósil de macroinvertebrados. Entre estas margas existe un nivel característico de unos 20 cm de potencia. Sobre este intervalo margoso se disponen, de manera alternante, una serie de tramos calizos y margocalizos formados por capas de 15 a 30 cm de espesor. Estos tramos calcáreos se interrumpen por una nueva intercalación de margas de aproximadamente 5 m de potencia. Los niveles superiores se caracterizan fundamentalmente por el gran aumento del espesor de los tramos calizos, así como por el aumento del espesor individual medio de los paquetes calizos que pueden alcanzar incluso 1 m de espesor. Entre estos tramos calizos aparece una nueva entrada margosa de aproximadamente 20 cm de espesor que delimita las Zonas Platynota e Hypselocyclum. En este perfil, al contrario de lo que ocurre en el perfil de Segura de la Sierra, no se reconocen movilizaciónes sinsedimentarias.

2.2.2. El perfil de Segura de la Sierra

Este afloramiento pertenece al sector de Segura de la Sierra, que se incluye en el Prebético Interno (Jerez-Mir, 1973) o parte más distal del dominio Prebético (Fig.1).

El perfil ha sido estudiado en un afloramiento localizado en la hoja de Orquera (nº 22-35, 887) del mapa topográfico nacional a escala 1:50.000 y se encuentra situado a la salida del pueblo de Segura de la Sierra, a menos de 1 km de este por la carretera que lo une con Los Arroyos (coordenadas 2°38'25''-38°18'05''). La sucesión, de aproximadamente 70 m de potencia, se compone fundamentalmente de una alternancia de margas, margocalizas y calizas (Fig.3).

A muro, la sucesión se encuentra limitada por un horizonte condensado de edad Oxfordiense superior (García-Hernández *et al.*, 1979; Olóriz y Rodríguez-Tovar, 1992 *in press*). A techo la sucesión pasa gradualmente a un tramo dolomitizado cuya base pertenece a la Zona Hypselocyclum del Kimmeridgiense inferior (Olóriz y Rodríguez-Tovar, 1992 *in press*) (Fig.3). Los tramos margosos tienen su máximo desarrollo en la parte basal y superior de la sucesión. En la parte basal se disponen alternantes con niveles margocalizos, alcanzando el conjunto un espesor de aproximadamente 17 m. En la parte superior del perfil se vuelven a desarrollar las entradas margosas, en este caso de colores oscuros y con espesores de hasta 4 m, entre las que se intercalan paquetes calizos. Entre los dos "tramos margosos" de muro y techo de la sucesión se desarrollan unos 50 m de potencia compuestos por conjuntos de paquetes calizos que se encuentran separados, cada conjunto, por entradas margosas de poco espesor (Fig.3). El espesor medio individual de cada paquete es del orden de 20 cm.

La mayor parte del perfil se ve afectada de *slumps* los cuales suelen concentrarse en la parte basal del tramo calizo inferior y en la parte superior de los tramos calizos que se desarrollan a techo de la Zona Platynota.

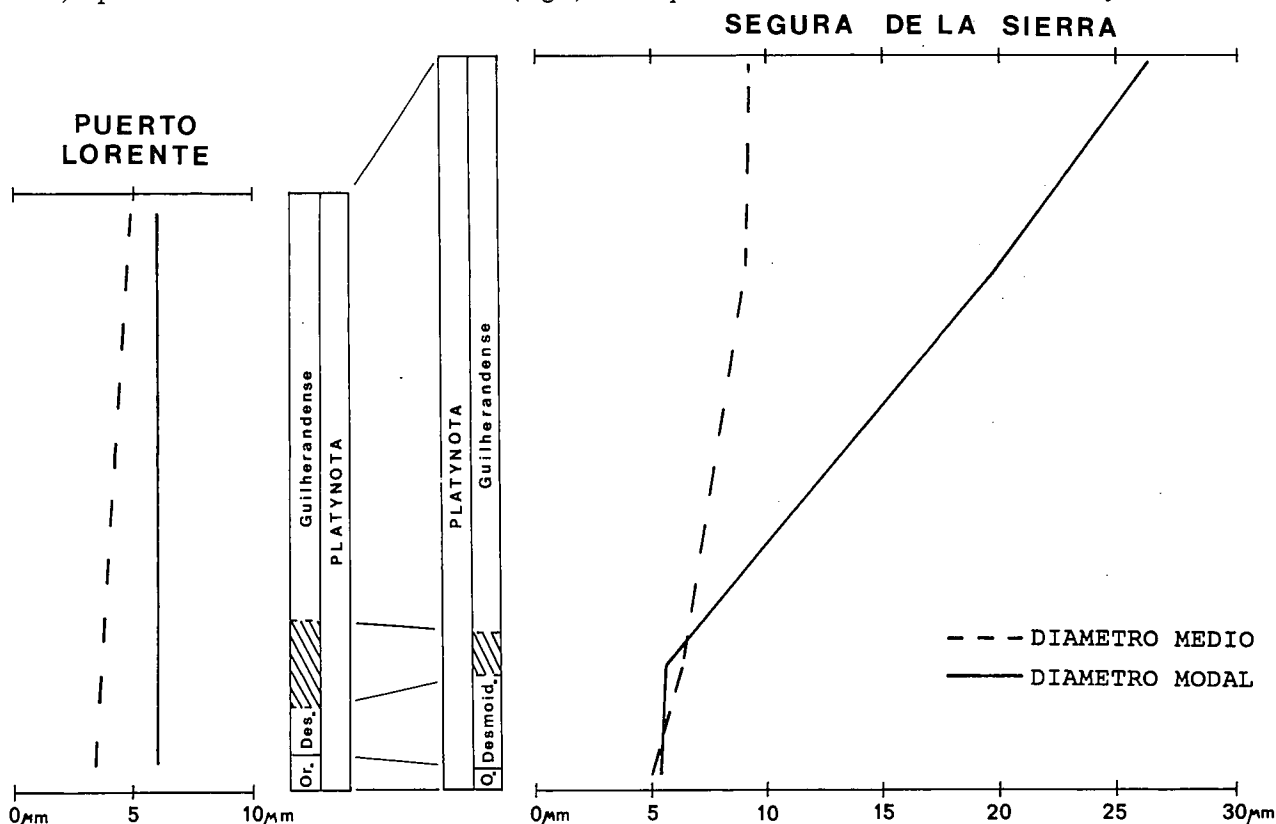


Fig. 4.—Evolución de la granulometría durante la Zona Platynota en los perfiles estudiados.

Fig. 4.—Grain size evolution during the Platynota Zone in the studied sections.

2.3. Mineralogía y granulometría

El análisis estratigráfico de las asociaciones mineralógicas (muestra total y mineralogía de la fracción arcilla) en los intervalos muestreados ha permitido distinguir varios tramos correlacionables en ambos perfiles. La edad de cada intervalo es la siguiente: *Intervalo A*: reconocido a muro de ambas sucesiones. Su edad abarcaría desde el techo del Oxfordiense superior hasta la parte basal de la Zona Platynota (Kimmeridgiense inferior). *Intervalo B*: representa gran parte de la Zona Platynota (Kimmeridgiense inferior). *Intervalo C*: reconocido a techo de ambas sucesiones, comprendería el techo de la Zona Platynota y el muro de la Zona Hypselocyclus (Kimmeridgiense inferior).

A partir del análisis mineralógico (López-Galindo *et al.*, 1991) se comprueba que en los dos perfiles tanto la composición cualitativa global de la mineralogía total, como de la mineralogía de la fracción arcilla, son muy semejantes y homogéneas. La mineralogía total está formada por: calcita, como mineral más abundante (entre 21-76% en PL y 44-67 en SS), dolomita (<5% en PL y entre 18-35% en SS), filosilicatos (entre 16-26% en PL y 5-13% en SS), cuarzo (entre 8-13%, 40% a techo en PL y 4-11% en SS) y feldespatos (casi siempre como trazas). La mineralogía de la fracción arcilla está compuesta por: illita como mineral más abundante (entre 55-68% en PL y 64-75% en SS), caolinita (entre 18-30% en PL y 7-14% en SS), interestratificados illita-esmectita (I-S) (en torno al 7% en PL y entre 12-18% en SS), vermiculita (normalmente <5%), esmectitas y clorita (ambas <5%). La cristalinidad de la illita posee valores bastante altos, siendo algo mayores en el perfil de PL.

La evolución de la composición mineralógica (muestra total y fracción arcilla) en los intervalos considerados en la Zona Platynota es la siguiente: a) El *intervalo A* se caracteriza por el aumento en la proporción de siliciclásticos (filosilicatos + cuarzo + feldespatos), que se produce de muro a techo del intervalo, y por la consecuente disminución en carbonatos (calcita + dolomita). b) El *intervalo B* parece ser un intervalo intermedio entre el A y el C. c) El *intervalo C* es el que posee las variaciones más significativas y se caracteriza por poseer las proporciones más altas en siliciclásticos en detrimento de los carbonatos. Este hecho coincide en la mineralogía de las arcillas con el aumento en la proporción de caolinita y la disminución en la proporción de illita.

El análisis granulométrico de los intervalos margosos más significativos ha permitido reconocer un comportamiento similar en la evolución del tamaño de grano de muro a techo en ambos perfiles (Fig.4). En general la parte basal de la Zona Platynota muestra los Diámetros medios (Dme) y modales (Dmo) más pequeños de toda la Zona. En niveles superiores se registra un aumento del Dme y Dmo, alcanzándose los valores más altos a techo de la sucesión. La única diferencia significativa reconocida en la evolución granulométrica es la mayor tasa de crecimiento del Dmo en el perfil de SS, en el cual se han registrado Dme y Dmo mayores que en el perfil PL, así como un mayor porcentaje de partículas cuyo diámetro supera las 10 μ .

3. DISTRIBUCION DE LOS RESTOS FOSILES, PISTAS Y ASOCIACIONES REGISTRADAS DE MACROINVERTEBRADOS

Salvo a techo del Oxfordiense superior, y puntualmente en la extrema base del Kimmeridgiense, es significativa la ausencia de niveles de concentración de restos fósiles (Olóriz *et al.*, 1991a; Olóriz y Rodríguez-Tovar, 1992 *in press*). En general, la orientación de los restos es paralela/subparalela a la estratificación, excepto para la formas de pequeño tamaño cuya orientación es diversa. Los restos fósiles, conservados fundamentalmente como moldes internos, suelen ser de pequeño tamaño (< 10 cm).

La fracturación es prácticamente inexistente en bivalvos, que se encuentran mayoritariamente desarticulados, braquiópodos y gasterópodos. En ammonites se concentra selectivamente en las formas de mayor tamaño y de morfología serpenticono y platycono, mientras que es prácticamente inexistente en formas oxiconas o esferoconas que están deformadas fundamentalmente por carga.

En general los restos no se ven afectados por una corrosión intensa y la colonización es poco frecuente y se debe fundamentalmente a serpúlidos y otros tipos de epizosos vermiformes que mayoritariamente se fijaron en el interior de las conchas.

En la ritmita estudiada no se observan indicios que pudieran revelar procesos de "reelaboración tafonómica" (S. Fernández-López, 1985), pero la existencia de algunos casos de epizosos implantados sobre moldes internos evidencia fases esporádicas de desenterramiento. No se han encontrado indicios de contaminación estratigráfica ni siquiera a un nivel de rango de horizonte bioestratigráfico.

El registro icnológico es poco abundante y monótono a base de *Chondrites*, *Planolites* y *Thalassinoides* por orden de abundancia (Fig. 5). También se ha reconocido un ejemplar de *Diplocraterium*, de carácter protusivo, hacia techo de la sucesión en el perfil de Segura de la Sierra (Fig. 5). En general *Chondrites* y *Planolites* no parecen concentrarse en un determinado tipo de litología, localizándose indistintamente en margas, margocalizas y calizas, aunque en las primeras suelen ser más abundantes siempre hacia techo. *Chondrites* y *Planolites* se reconocen a lo largo de toda la Zona Platynota; *Thalassinoides* y *Diplocraterium* únicamente se localizan hacia la parte media y superior de la misma. Según Olóriz y Rodríguez-Tovar (1992 *in litt.*), el substrato fué colonizado en condiciones disaerobias dominantes, interrumpidas por eventos de oxigenación, y la composición de las asociaciones de trazas y su distribución estuvieron controladas por los niveles de oxigenación, la cohesión del substrato y los cambios en la tasa de sedimentación. Asimismo, estos autores han evaluado el significado de la distribución de las trazas registradas en los análisis de los ritmos caliza-marga (Olóriz y Rodríguez-Tovar, 1992).

El registro fósil de macroinvertebrados está dominado mayoritariamente por ammonites y bivalvos en proporciones variables. El resto se completa por un número reducido de braquiópodos, gasterópodos, belemnites, corales, crinoides y crustáceos. Conviene destacar la baja proporción de *aptychi* (<2%) incluso cuando los ammonites son dominantes.

SEGURA DE LA SIERRA

PUERTO LORENTE

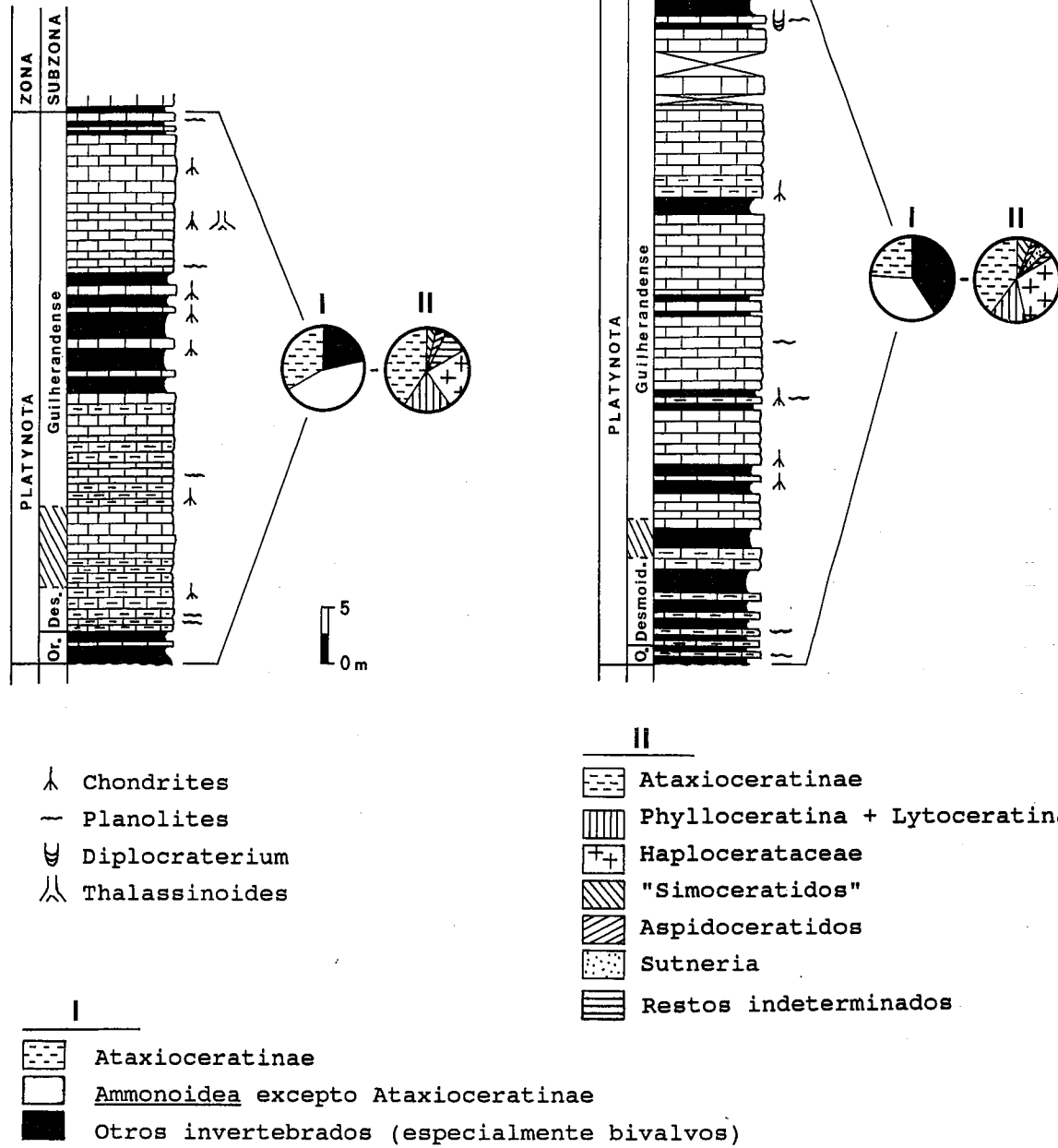


Fig. 5.-Distribución de trazas fósiles y espectros promedio de macroinvertebrados fósiles para la Zona Platynota en los perfiles estudiados.

Fig. 5.-Trace fossils distribution and average spectra of fossils macroinvertebrate during the Platynota Zone.

Entre los ammonites, los Ataxioceratinae son las formas dominantes. En orden de abundancia el resto de ammonites son: Phylloceratinae (fundamentalmente *Sowerbyceras*), Haplocerataceae (Taramelliceratinae y Glochiceratinae), "Simoceratidos", Aspidoceratidos y el género *Sutneria*. *Lytoceras* es extremadamente raro y solo se ha registrado en el perfil SS.

Los espectros promedio obtenidos para la Zona Platynota en ambos perfiles muestran algunas características generales muy significativas (espectros tipo I y II en la Fig. 5): 1) Predominio de ammonites y otros invertebrados (fundamentalmente bivalvos) en el conjunto de la asociación (espectro tipo I en la Fig. 5), 2) existencia de una alta proporción de Ataxioceratinae que domina claramente

la asociación de ammonites (espectro tipo II en la Fig. 5), 3) diferencias entre los espectros de los dos perfiles analizados, con una mayor proporción de Ataxioceratinae y resto de ammonites en PL frente a la mayor proporción de otros invertebrados (fundamentalmente bivalvos) en SS. Olóriz *et al.* (1991b *in litt.*) han reconocido una tendencia en los espectros caracterizada, de muro a techo de la Zona Platynota, por el incremento en la proporción de las faunas bentónicas y de los Ataxioceratinae y, consecuentemente, por la disminución del resto de ammonites. El estudio de los bivalvos está dificultado por la conservación, pero permite diferenciar infauna, semiinfauna y epifauna, y reconocer el aumento de la infauna y epifauna hacia el techo de la sucesión.

4. INTERPRETACION Y DISCUSION

Los datos obtenidos sobre los componentes abióticos y bióticos en la sucesión estudiada permiten precisar interpretaciones anteriores que estricta o preferentemente se centraban en el análisis de las litofacies para reconstruir las condiciones de depósito. A continuación se exponen, por separado, consideraciones sobre los aspectos abióticos y bióticos tratados.

4.1. Aspectos abióticos

A parte de la información paleontológica, la observación en el afloramiento permite reconocer sucesiones litológicamente diferenciadas, con espesor variable para un mismo intervalo (Zona Platynota) e incluso con un modelo de estratificación no uniforme. La presencia-ausencia de deslizamientos gravitatorios sinsedimentarios (*slumps* en el perfil SS) es coherente, respectivamente, con el carácter comparativamente margoso (SS) y calizo (PL) de los perfiles estudiados y además concuerda con la posición más distal del perfil de Segura de la Sierra (SS) en la plataforma prebética.

Un estudio en profundidad de las asociaciones minerales en la fracción arcilla en los perfiles estudiados se encuentra en López-Galindo *et al.*, (1991). Los datos recogidos en este trabajo permiten reconocer tan solo ligeras diferencias cualitativas en la composición de las arcillas. Estas son compatibles con una distancia paleogeográfica entre los afloramientos estudiados que resultaría escasa para inducir diferencias en un grado significativo (Chamley, 1989), pero que indican variaciones hidrodinámicas relacionables con la existencia de irregularidades topográficas en sectores relativamente proximales de la plataforma prebética (López-Galindo *et al.*, 1991). La evolución granulométrica es asimismo indicativa de la diferenciación de los fondos, indicando un efecto de *by-passing* en el sector correspondiente al perfil de Puerto Lorente, o bien que este sector, al igual que otros fondos sobreelevados, resultara comparativamente libre de siliciclásticos, los cuales se distribuirían, mayoritariamente, por las zonas deprimidas circundantes.

Así pues, es posible proponer un contexto sedimentario relativamente proximal, en el que existieron altos fondos relativos con sedimentación calcárea dominante,

mientras que en zonas deprimidas algo más distales e inestables la sedimentación margosa estaría mejor representada. Tanto por el contexto paleogeográfico que sitúa el área estudiada en latitudes tropicales altas-subtropicales (Donn, 1982; Parrish *et al.*, 1982; Hallam, 1984; Ziegler *et al.*, 1984), como por el análisis de las arcillas (López-Galindo *et al.*, 1991), se puede concluir en un medio epicontinental sometido a un clima subtropical y tal vez estacional.

4.2. Los aspectos bióticos en las consideraciones sobre el régimen de depósito y la profundidad

4.2.1. Consideraciones sobre el régimen de depósito

Dado que la sedimentación fué en general homogénea y con aportes finos, no ha sido posible obtener mayores precisiones sobre las condiciones de depósito a partir de datos estrictamente litológicos. Por el contrario, la información paleontológica obtenida ha aportado una información complementaria que ha resultado valiosa para conocer las condiciones de los fondos, para interpretar el significado de las intercalaciones margosas más representativas y para posibilitar una estimación sobre la profundidad a la que se depositaron los sedimentos.

En primer lugar, la inexistencia de horizontes especialmente ricos en fósiles acumulados implica que durante el depósito no se produjeron eventos de incremento de la energía que produjesen "pavimentos de conchas". La orientación mayoritaria de los restos (paralela-subparalela a la estratificación) revela un régimen de depósito en calma; no existen trazas aparentes de ralentizaciones de la tasa de sedimentación, salvo en los horizontes con desarrollo de *Thalassinoides*. Dado que se han observado algunos casos de colonización de moldes internos, es adecuado admitir casos de exhumación de restos por removilizaciones del barro carbonatado de la interfase, durante episodios de mayor energía en los que en ningún caso se afectaría el volumen total del sedimento no consolidado.

En un segundo lugar se plantea el problema de la interpretación de las intercalaciones margosas más significativas. En general, las trazas de bioturbación más abundantes pertenecen a formas oportunistas y/o resistentes (*Chondrites*, *Planolites*). Su distribución en los niveles margosos muestra una concentración significativa hacia el techo y no se registran cambios respecto a las asociaciones registradas en la base de los paquetes calizos. Esto implica una ralentización creciente de la sedimentación durante el intervalo margoso y el hecho de que la diferencia entre niveles margosos y calizos no fuese tan expresiva en origen (Olóriz y Rodríguez-Tovar, 1992). En el caso de las intercalaciones margosas más significativas, más potentes, no se han detectado trazas en su interior, lo que permite diferenciarlas como eventos de periodo comparativamente corto en los que se incrementa la tasa de depósito.

4.2.2. Consideraciones sobre la profundidad

Una última precisión concierne a la profundidad a la que se produjeron los depósitos. Esta es una cuestión muy

discutida, sobre la que la información más fiable la aporta el contenido fósil de los materiales. Sin duda, una cuestión previa es evaluar la representatividad de las asociaciones registradas. Tal como se ha expuesto anteriormente, los espectros obtenidos están dominados por ammonites y bivalvos en porcentajes variables. La incidencia de la fracturación y desarticulación en los bivalvos indica la existencia de un cierto transporte, pero tampoco son infrecuentes los casos en los que se reconocieron individuos completos, no desarticulados. El estado de conservación del resto de los bentónicos no indica procesos prolongados o intensos de transporte; el registro de algunos caparazones torácicos de crustáceos puede ser, además, evidencia de un depósito poco energético.

En cuanto a los ammonites, lo más representativo es la conservación de peristomas estrechos y alargados, o la fracturación selectiva de las conchas de tamaño medio-grande, pero siempre de ombligo amplio. Un dato de interés es la evidencia de un cierto transporte *post-mortem* de las conchas, tal como indican los relieves negativos de epizootos vermiformes en los moldes internos, lo que implica la ocupación del interior de las conchas y, por tanto, su colonización tras la muerte del individuo y antes de la fase de enterramiento relacionada con la disolución de las mismas. En este contexto, la escasa cantidad de *aptychi* (<2%) es también evidencia de que las asociaciones registradas de ammonites sufrieron un cierto transporte. Dicho transporte implicaría un distanciamiento, difícil de estimar, entre el lugar de acúmulo de las conchas y el de los *aptychi*, que en cualquier caso no se correspondería estrechamente con el lugar en el que se produjo la muerte de los individuos. En este sentido conviene recordar la inexistencia de trazas sedimentarias relacionadas con procesos de tracción de fondo, por lo que se propone una cierta deriva *post-mortem* de conchas desprovistas de *aptychi*.

Una observación potencialmente interesante para el tema que nos ocupa sería la de caracterizar la razón macro/microconchas y el porcentaje de individuos juveniles en las asociaciones registradas de ammonites. Como se ha dicho anteriormente, la mayoría de los ammonites recolectados no exceden de los 10 cm de diámetro y además no es usual la conservación de la línea de sutura. Esto implica la dificultad para diferenciar núcleos de microconchas de gran tamaño y de macroconchas, en el caso de Ataxioceratinae y "Simoceratidos". Por otra parte Haploceratidos y Phylloceratidae podrían estar representados por dimorfos a menos de 100 mm. En las condiciones de conservación mencionadas, el reconocimiento de individuos juveniles encierra sin duda dificultades. En este contexto una fuente de datos de indudable interés queda necesariamente fuera de las posibilidades del presente estudio.

De acuerdo con todo lo anterior, la valoración de los espectros dominados por ammonites (transportados en mayor o menor grado) y bivalvos, debe apuntar hacia los rangos de profundidad menores en los modelos actualmente más referidos (Ziegler, 1967; Gygi, 1986). Esta hipótesis, que se basa en la abundancia de bivalvos y en el escaso registro de *aptychi*, implica a) que la corta deriva *post-mortem* de los cefalópodos se produjo, al menos en parte, hacia sectores comparativamente proximales en los que previsiblemente los bivalvos, y en menor medida otros bentónicos, serían dominantes y b) que cabría esperar un

registro más rico en *aptychi* hacia sectores más distales de la plataforma en los que los ammonites serían dominantes sobre el bentos. Así considerada, nuestra interpretación combina, de manera coherente, unas condiciones de depósito de baja energía, la inexistencia de corrientes de fondo que movilizaran significativamente los *aptychi* y el registro de conchas de cefalópodos desprovistas de sus "piezas pesadas" y formando parte de asociaciones en las que los bentónicos son importantes en número.

En términos de profundidad, los espectros registrados, con valores medios de 70% de ammonites (Ataxioceratinae 41%, Haplocerataceae 26%, *Sowerbyceras* 16%, otros 17%) y 30% de bentónicos, podrían revelar valores en torno a 70-80 m (Ziegler, 1967, Fig. 11). Según este autor, en el intervalo de 40-70 m los ammonites podrían llegar incluso a superar el 30% del espectro, pero los bivalvos serían dominantes con frecuentes *Entolium*; para el intervalo de 80-100 m Ziegler (1967) propone espectros con ammonites dominantes seguidos por bivalvos y una diversificada asociación con notable representación de braquiópodos y esponjas silíceas, pero el total de bentónicos no supera el 5% de la composición de los espectros; entre 40 y 100 m Ziegler (1967) admite que los perisphinctidos dominan claramente el espectro de los ammonites. En el modelo de Gygi (1986) el espectro promedio considerado podría situarse en torno a 70 m de profundidad, o entre 65 y 70 m (Gygi, 1986, Fig. 6A).

Según esto puede admitirse que la profundidad media, de acuerdo con el espectro promedio, no superaría 80 m y tal vez podría situarse en torno a los 70 m. No obstante conviene considerar la composición interna del conjunto de ammonites con el objeto de matizar los valores propuestos para la profundidad. El espectro promedio con 41% de Ataxioceratinae (perisphinctidos) y 26% de Haploceratidos y 16% de *Sowerbyceras* (ningún otro componente alcanza el 5%) podría representar profundidades mayores de 100-120 m en el modelo de Gygi (1986) y sin duda mayores de 80 m en el de Ziegler (1967). Pero en ambos casos el alto porcentaje de bentónicos (30%) sería incompatible. Olóriz (1987) reconoce la compatibilidad de porcentajes relativamente altos de Haploceratidos y Perisphinctidos en el Jurásico superior de México, en un contexto epicontinental sin duda somero, en el que la fauna bentónica es rica y son frecuentes los restos de vegetales e incluso se conocen restos bastante completos de reptiles y peces. La presencia de *Sowerbyceras* en los perfiles estudiados, que es raro en México, se debe a la capacidad de este género tolerante para entrar en plataformas bien conectadas con las aguas abiertas.

Según esto, es posible admitir, en principio, que una profundidad en torno a 70 m podría representar la profundidad media en los sectores estudiados de la plataforma prebética. Pero conviene recordar que previamente se ha reconocido la posibilidad de un cierto transporte *post-mortem*, de manera que realmente las asociaciones fósiles registradas puedan ser efecto de una cierta contaminación en fase bioestratinómica. Si esto es así, habría que admitir que los ammonites registrados deben inducir sobrevaloraciones de la profundidad a partir del análisis de los espectros totales. Si a esto añadimos las diferencias de topografía reconocidas, es necesario admitir que la profundidad promedio fuese inferior a 70 m y en algunos enclaves claramente

menor. Si además se admite que los bentónicos registrados representan faunas comparativamente "in situ" y que un promedio del 30% de bentónicos, mayoritariamente bivalvos, es característico de profundidades en torno a 60 m según Gygi (1986), o incluso menores para Ziegler (1967), un rango de profundidades entre 50 y 60 m para las áreas más profundas puede admitirse razonablemente. Esta evaluación de la profundidad contrasta con el amplio rango admitido por Acosta (1989) "para las margas y margocalizas pobres en fauna y con abundantes ammonites" que sitúa entre el nivel de base de las tormentas y un máximo de 150-200 m en el sector de Puerto Lorente. El perfil tipo en este sector se corresponde precisamente con nuestra sección PL que representaría una elevación del fondo cuya profundidad sería inferior a la media considerada.

Una última observación pertinente es la que se deduce de la consideración de la organización secuencial propuesta de Marques *et al.* (1989, 1991) y aplicada al análisis de las asociaciones fósiles por Olóriz *et al.* (1991a, 1991b *in litt.*). Según estos autores, la sedimentación durante la Zona Platynota se desarrolló en un contexto de cortejo de alto nivel (*High Stand System Tract*, HSST), con la consiguiente progradación y reducción de la profundidad, especialmente hacia la parte superior de la Zona Platynota que equivaldría a las fases terminales de dicho HSST. Olóriz *et al.* (1991b *in litt.*) han encontrado una sucesión de asociaciones fósiles de macroinvertebrados que es compatible con la evolución ecostratigráfica previsible con la progresión de las condiciones del HSST, con unos espectros faunísticos finales claramente dominados por los bentónicos y con registro esporádico de trazas de *Diplocraterium*, todo lo cual indicaría una profundidad ciertamente reducida hacia el final de la Zona Platynota.

5. CONCLUSIONES

El estudio realizado pone en evidencia la validez de un análisis paleontológico minucioso, centrado en la evaluación de las asociaciones fósiles (análisis espectrales), observaciones icnológicas y consideraciones tafonómicas, con la finalidad de obtener mayores precisiones en la caracterización de los medios de depósito en sucesiones carbonatadas con aportes detríticos finos. Asimismo, el estudio realizado evidencia la limitación comparativa de las interpretaciones basadas en análisis estrictamente litológicos.

En coincidencia con el carácter proximal deducido a partir de análisis mineralógicos, el análisis de las asociaciones fósiles ha permitido realizar valoraciones sobre la profundidad de depósito de los sedimentos que precisan significativamente propuestas anteriores.

Se ha caracterizado un medio de plataforma, cercano al continente y somero, en el que existieron fondos irregulares que indujeron diferencias hidrodinámicas y ecológicas que distorsionan una interpretación simple del gradiente de proximalidad-distalidad. Asimismo se ha evaluado la profundidad media del depósito estimándola en un rango de 50-60 m en las zonas más profundas, aunque sin duda existieron fondos comparativamente elevados así como una tendencia creciente a la disminución de

la profundidad, especialmente durante la parte superior del intervalo estudiado.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido realizado gracias a la financiación del Proyecto PBO271 (CSIC) y del Grupo EMMI (Junta de Andalucía) y responde al marco de la AI nº 6.33/36 entre las Universidades de Granada y Lisboa.

BIBLIOGRAFIA

- Acosta, P. (1989): *Estudio del Jurásico de un sector de la Sierra de Cazorla (Zona Prebética)*. Tesis Lic. Univ. Granada, (Inédita), 117 p.
- Acosta, P., García-Hernández, M. y Checa, A. (1988): Biohermos de esponjas y estromatolitos en la secuencia transgresiva oxfordiense de la Sierra de Cazorla. *Geogaceta*, 5: 39-41.
- Azéma, J., Foucault, A., Fourcade, E., García-Hernández, M., González-Donoso, J.M., Linares, A., Linares, D., López-Garrido, A.C., Rivas, P. y Vera, J.A. (1979): *Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las zonas externas de las Cordilleras Béticas*. Serv. Publ. Univ., Granada, 83 p.
- Chamley, H. (1989): *Clay Sedimentology*, Springer-Verlag, Berlín, 623 p.
- Donn, L.W. (1982): The enigma of High-latitude paleoclimate. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 40: 199-212.
- Einsele, G. y Seilacher, A. (Eds.) (1982): *Cyclic and event stratification*, Springer-Verlag, New York, 536 p.
- Fernández-López, S. (1985): Criterios elementales de reelaboración tafonómica en ammonites de la Cordillera Ibérica. *Acta Geol. Hisp.*, 19: 105-116.
- Foucault, A. (1971): *Etude géologique des sources du Guadalquivir (Provinces de Jaen et de Grenade, Espagne méridionale)*. Tesis Univ. Paris, 633 p.
- García-Hernández, M. (1978): *El Jurásico terminal y el Cretácico inferior en las Sierras de Cazorla y del Segura (Zona Prebética)*. Tesis Univ. Granada, 344 p.
- 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, II: 1017-1030.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A.C. y Olóriz, F. (1979): El Oxfordense y el Kimmeridgense inferior en la Zona Prebética. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10: 527-533.
- Gygi, R.A. (1986): Eustatic sea level changes of the Oxfordian (Late Jurassic) and their effect documented in sediments and fossil assemblages of an epicontinental sea. *Eclogae geol. Helv.*, 79/2: 455-491.
- Hallam, A. (1984): Continental humid and arid zones during the Jurassic and Cretaceous. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 47: 195-233.
- Jerez-Mir, L. (1973): *Geología de la Zona Prebética, en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincias de Albacete y Murcia)*. Tesis, Univ. Granada, 749 p.
- López-Galindo, A., Olóriz, F. y Rodríguez-Tovar, F.J. (1991): Mineralogical analysis in marly intercalations and integrated approaches to paleoenvironmental interpretation. An example from the South Iberian margin during the upper Jurassic. *Proceedings of the 7th Euroclay Conference*, Dresden, 2: 707-712.

- López-Garrido, A.C.(1971): *Geología de la zona prebética, al NE. de la provincia de Jaén*. Tesis Univ. Granada, 317 p.
- López-Garrido, A.C. y García-Hernández, M.(1988): Ciclos sedimentarios mayores en la primera fase carbonatada de la plataforma prebética (Lías-Valanginiense inferior). *II Congreso Geológico de España*, Granada, 1: 107-110.
- Marques, B., Olóriz, F. y Rodríguez-Tovar, F.J. (1989): Interactions between tectonics and eustatism. Examples from the South of Iberia. *Strata*, 5: 119-120.
- 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. Geol. France*, 162: 1109-1124.
- Olóriz, F.(1987): El significado biogeográfico de las plataformas mexicanas en el Jurásico superior. Consideraciones sobre un modelo eco-evolutivo. *Rev. Soc. Mex. Pal.*, 1/1: 219-247.
- Olóriz, F., Marques, B. y Rodríguez-Tovar, F.J. (1991a): Eustatism and faunal associations. Examples from the South Iberian margin during the upper Jurassic (Oxfordian-Kimmeridgian). *Eclogae Geol. Helv.*, 84: 83-106.
- Olóriz, F., Rodríguez-Tovar, F.J. y Marques, B. (1991b): Macroinvertebrate assemblages and ecostratigraphic structuration within a highstand system tract. An example from the lower Kimmeridgian in Southern Iberia. *Geobios*, (in litt).
- Olóriz, F. y Rodríguez-Tovar, F.J.(1992): Lower Kimmeridgian biostratigraphy in the central Prebetic (Southern Spain. Cazorla and Segura de la Sierra sectors). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, (in press).
- Olóriz, F. y Rodríguez-Tovar, F.J.(1992): Contribución del análisis icnológico en la interpretación del origen de la ritmita margoso-calcárea de edad Kimmeridgiense (Zona Platynota) en el Prebético central. *Reunión monográfica sobre Biosedimentación*, Oviedo, 41-45.
- Olóriz, F. y Rodríguez-Tovar, F.J.(1992): Icnitas del Kimmeridgiense inferior y medio en el perfil de Puerto Lorente (Sierra de Cazorla, Prebético Externo). Contribución a la interpretación de la evolución ecológica del substrato. *Rev. Soc. Geol. España*, (in litt).
- Olóriz, F. y Rodríguez-Tovar, F. J. (1993): Reconsideración del límite Oxfordiense-Kimmeridgiense en el perfil de Puerto Lorente (Prebético Externo). *Geogaceta* (in press).
- Parrish, J.F., Ziegler, A.M. y Scotese, Ch.R.(1982): Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 40: 67-101.
- Valenzuela, M., García-Ramos, J.C. y Suárez de Centi, C. (1989): La sedimentación en una rampa carbonatada dominada por tempestades, ensayos de correlación de ciclos y eventos en la ritmita margo-calcárea del Jurásico de Asturias. *Cuad. Geol. Iber.*, 13: 217-235.
- Vera, J.A. (1989): La sedimentación pelágica. En: *Sedimentología* (A.Arche, Ed.), *Colección nuevas tendencias*. C.S.I.C., 2: 179-257.
- Ziegler, A.M., Hulver, M.L., Lottes, A.L. y Schmahtenberg, W.F.(1984): Uniformitarianism and paleoclimates: Inferences from the distribution of carbonate rocks. En: *Fossils and climate* (P.Brenchley, Ed.), John Wiley & Sons Ltd., 3-18.
- Ziegler, B.(1967): Ammoniten-Ökologie am Beispiel des Oberjura. *Geol. Rundsch*, 56: 439-464.

Recibido el 9 de diciembre de 1991

Aceptado el 31 de julio de 1992