

NUEVOS DATOS SOBRE LA ESTRATIGRAFIA Y EVOLUCION SEDIMENTARIA DEL MESOZOICO DE LA UNIDAD DE SIERRA HARANA (SUBBETICO INTERNO, CORDILLERA BETICA)

D. Pérez López (*)

RESUMEN

En este artículo se relacionan todos los términos de la serie Mesozoica en el espacio y en el tiempo y se propone un modelo sobre su evolución sedimentaria, en el que se destacan algunos aspectos significativos del dominio paleogeográfico (Subbético Interno) al que pertenecía esta unidad.

En este estudio se llega a determinar que en la Unidad de Sierra Harana, al igual que en el resto del Subbético, la plataforma carbonatada liásica se desestabilizó en el Lías medio y evolucionó paulatinamente a un *alto fondo*. Durante su evolución experimentó una subsidencia diferencial entre el sector occidental y centro-oriental que ha determinado la aparición de diferentes facies sedimentarias, con potencias variables, durante el Jurásico. En el Cretácico se homogeneizaron las facies.

Palabras clave: *Plataforma carbonatada, Subbético Interno, Mesozoico, umbral, facies pelágicas, Sierra Harana.*

ABSTRACT

In this paper a space-time correlation between the terms of Mesozoic sequence in made, and a model concerning the sedimentary evolution is proposed, also some new significant aspects of the Internal Subbetic palaeogeography are pointed out.

As in the rest of the Subbetic, in Sierra Harana Unit the liassic carbonate platform disintegrated at Late Lower-Middle Liasic and gradually evolved to a *seamount*. During this evolution a differential subsidence between the western and central-eastern sectors of this Unit determined the deposition of different sedimentary facies with variable thickness during Jurassic. The facies became homogeneous since the beginig of the Cretaceous.

Key words: *Carbonate platform, Internal Subbetic, Mesozoic, Seamount, Pelagic facies, Sierra Harana.*

Introducción

Sierra Harana se sitúa entre las localidades de Cogollos Vega y Darro (Granada), al norte de Sierra Nevada.

Se trata de un relieve calizo que forma parte de una unidad tectónica, la *Unidad de Sierra Harana*, perteneciente a las Zonas Externas de la Cordillera Bética (fig. 1).

Esta unidad fue definida por Blumenthal y Fallot (1935) y por Durand-Delga y Fontboté (1960). Más

tarde fue asignada al Dominio Subbético Interno, por García Dueñas (1967). Su aloctonía fue supuesta por este autor.

López Garrido y Orozco (1970) establecieron la serie estratigráfica del sector oriental de Sierra Harana, desde el Lías hasta el Mioceno.

Además, diversos autores han estudiado cortes parciales, sobre todo desde el punto de vista bioestratigráfico: Sequeiros (1974) estudió el Oxfordiense y señaló la ausencia del Calloviense; Olóriz (1978) reconoció el Kimmeridgiense y el Tithónico; Sandoval

(*) Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. 18071-Granada.

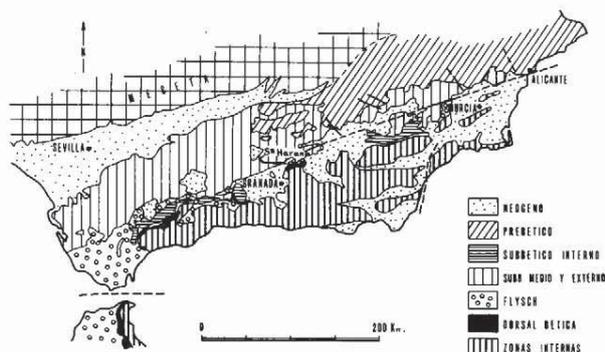


Fig. 1.—Localización de la zona de estudio (Sierra Harana) dentro del marco estructural de la Cordillera Bética. Esquema obtenido a partir de los mapas de A. Foucault (1976), J. Vera y A. C. López-Garrido (1979).

(1982) dató materiales desde el Bajocense inferior hasta el Oxfordiense y confirmó la laguna del Calloviense.

El presente trabajo pretende actualizar los conocimientos sobre la serie estratigráfica de la Unidad de Sierra Harana, establecer la distribución espacio-temporal de sus diferentes términos y los grandes rasgos de su evolución paleogeográfica. Para ello se han estudiado varios cortes (fig. 2) y realizado un reconocimiento de las facies sobre el terreno, que ha sido completado con un estudio de microfacies.

Estratigrafía

Los materiales de la serie estratigráfica de la Unidad de Sierra Harana son de naturaleza carbonatada y su edad está comprendida entre la base del Lías y el Cretácico superior.

Algunos autores (López-Garrido y Orozco, 1970) asignan a esta unidad unos terrenos paleógenos, aunque no es seguro que pertenezcan a la Unidad de Sierra Harana.

Sobre los terrenos plegados de la unidad tectónica de Sierra Harana reposan materiales postorogénicos del Mioceno superior (Tortonense), mediante una discordancia angular y erosiva.

Unidades litoestratigráficas

Se pueden diferenciar siete unidades litoestratigráficas —de modo informal— en los materiales del Mesozoico de Sierra Harana, algunos de ellos con notables variaciones en sus facies:

1. Formación *calizo-dolomítica*, que se atribuye al Lías inferior.
2. Formación de *calizas grises con sílex* correspondiente al Lías inferior-medio.

3. *Calizas de crinoides* atribuibles a la parte más alta del Lías inferior y sobre todo al Lías medio.
4. *Calizas con sílex* del Bajocense.
5. *Calizas nodulosas* datadas desde el Bajocense al Tithónico.
6. Formación de *margocalizas* y *margas* del Cretácico inferior.
7. Formación de *margocalizas* y *calizas margosas* del Cretácico superior («Capas rojas»).

1. Formación calizo-dolomítica

Esta formación es la más potente y más ampliamente representada (fig. 2). Puede llegar a alcanzar los 900 m de potencia.

Comprende dos términos diferentes: uno basal, dolomítico, y otro superior de calizas blancas. Existen niveles de transición entre ambos, que corresponden a calizas parcialmente dolomitizadas.

Estevez *et al.* (1984), han reconocido intercalaciones de rocas subvolcánicas básicas junto con dolomías tableadas margosas que podrían asignarse a la Unidad de Sierra Harana. Estas rocas volcánicas fueron previamente atribuidas a una unidad tectónica independiente, la Unidad de Los Buchareros, por Foucault (1976).

Los dolomías son rocas cristalinas de probable origen diagenético tardío (Martín, 1980). Sus microfacies sedimentarias han sido obliteradas por la dolomitización.

Dentro de las calizas blancas se pueden distinguir tres tipos básicos de microfacies:

- a) *Grainstones* oolíticos (ooesparitas) con abundantes agregados (*lumps*).
- b) *Packstone-Grainstone* bioclásticos con foraminíferos y a veces con predominio de peloides.
- c) *Wackstones*, con abundantes intraclastos, peloides, foraminíferos y, sobre todo, algas (*Thaumatoporella parvovesiculífera*, Rainieri; *Palaeodasycladus mediterraneus*, Pía).

Existen microfacies intermedias entre los extremos *b* y *c*. Todas estas microfacies coexistieron en el tiempo, pero las microfacies *c* predominaron en el tiempo.

Además, se han observado ocasionalmente niveles micríticos con gran cantidad de espículas de esponjas (*pakstones* espiculíticos), interestratificados entre los niveles de microfacies *c*.

Esta formación se suele atribuir al Lías inferior, lo que está confirmado por la presencia de *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pía).

2. Calizas grises con sílex del Lías

Son unas calizas micríticas de tonos grises con nódulos y niveles estratiformes de sílex. Su potencia

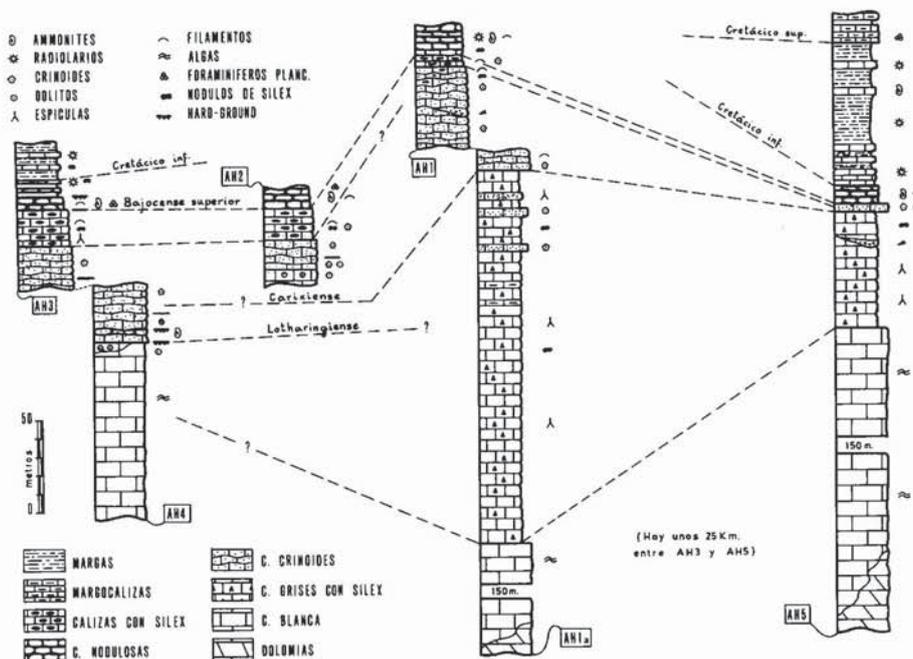


Fig. 2.—Diagrama de columnas en el que se correlacionan todos los cortes levantados en la zona. Los cortes han sido levantados en cuatro áreas diferentes: Cerro de los Conejos (cortes AH3 y AH4); NO del Cortijo de Moralejo (corte AH2); Collado del Agua (cortes AH1 y AH1a), y N de Los Villares (corte AH5). El corte AH5 ha sido completado con las observaciones realizadas en Los Tajos de la Carihuela y al N de Darro. En este diagrama se puede ver la serie completa (corte AH5), la serie más condensada (corte AH2), los cortes que definen el sector occidental (AH3 y AH4 con AH2) y el corte donde mejor está representado el Lías inferior en calizas grises con sílex (AH1 y AH1a).

oscila entre 70 y 200 m. Son muy representativas en el sector central (Collado del Agua, Orduña). En el extremo SO de la sierra desaparecen por completo (fig. 2).

En la parte alta de esta formación aparecen unos niveles de «calizas silicificadas» (espículas) muy peculiares, que desaparecen lateralmente, de aspecto masivo y meteorizado en los afloramientos, a través de las cuales se efectúa la transición a la formación suprayacente.

Las calizas con sílex intercalan niveles de brechas con cantos de sílex y niveles de calizas de crinoides. Al N de Los Villares se ha observado niveles de brecha con muros erosivos (fig. 2: corte AH5).

Las microfacies son micríticas (*mudstones*, *wackstones*), con abundantes espículas, y con algunos foraminíferos arenáceos y radiolarios.

Los niveles superiores han sido datados del Cariense, por la presencia de *Juraphyllites diopsis* GEM. (López-Garrido y Orozco, 1970) en el sector oriental.

La observación sobre el terreno y los datos bioestratigráficos indican que esta formación cambia lateralmente de facies con la parte superior de las calizas blancas antes descritas (figs. 2 y 3).

3. Calizas de crinoides

Son unas calizas cristalinas (en general, calcarenitas bioclásticas, constituidas esencialmente por artejos de crinoides) finamente estratificadas y a veces con bancos de más de 50 cm de potencia. La potencia de esta unidad varía desde los 2 m hasta unos 20 cm.

El paso entre las calizas grises con sílex y calizas de crinoides es siempre progresivo: como puede verse en Los Pelados del Collado del Agua, al S del Peñón de la Cruz o al N de Los Villares. Se pueden observar en el campo calizas de crinoides con nódulos de sílex y, a veces, con niveles de espículas. Este tránsito gradual se reconoce tanto en sentido vertical como lateral. Por tanto, entre estas dos unidades estratigráficas existe un cambio lateral y vertical de facies (fig. 3).

En el sector centro-oriental las calizas de crinoides reposan sobre las calizas con sílex del Lías y en el sector occidental reposan directamente sobre las calizas blancas, mediante una superficie neta, algo irregular —debido a una interrupción en la sedimentación—, con concentraciones de óxidos (fig. 2: corte AH4: niveles 1 y 2).

En el Cerro de Los Conejos (corte AH4), y al SO

de Orduña, se observan estructuras de corriente —estratificaciones cruzadas, en artesa, laminaciones onduladas, etc.— y estratos delimitados por superficies irregulares ricas en óxidos que presentan una nodulización incipiente.

En las microfácies se pueden observar una variedad de texturas entre *wackstone* y *grainstone*. En los niveles más micríticos se han encontrado foraminíferos (*Involutina liásica*, Jones; *Ophthalmidium martarum*, Farinacci), además de algunas espículas, filamentos y peloides. En los niveles inferiores del corte AH4 se ha recogido un ammonites del género *Bouhadmidoceras*? sp (det. J. C. Braga, Granada), que permite atribuir la base de las calizas de crinoides a la parte más alta del Lías inferior (Lotharingense), en el sector occidental. Al N de Los Villares (sector oriental) no se ha encontrado fauna en estas calizas, pero por su posición estratigráfica —por encima de las calizas grises con sílex datadas a techo como de edad Carixiense— se pueden atribuir al Lías medio, sin mayores precisiones. La presencia de *Involutina liásica*, Jones, concuerda, por otra parte, con esta atribución.

El Domerense, Toarcense y Aalenense no se han podido datar con fauna. Probablemente exista una laguna estratigráfica, como sucede en otras zonas del Subbético (García-Hernández *et al.*, 1976).

4. Calizas con sílex del Dogger

Esta formación, que puede alcanzar unos 20 m de potencia, en algunos afloramientos (Cerro de Los Conejos, Cortijo de Moralejo) es muy semejante a la de calizas grises con sílex del Lías: calizas micríticas, estratificadas en bancos de 25 a 40 cm, con nódulos de sílex. No obstante se pueden diferenciar de las del Lías por su color, por el aspecto de los nódulos y, sobre todo, por sus microfácies. Las del Dogger son

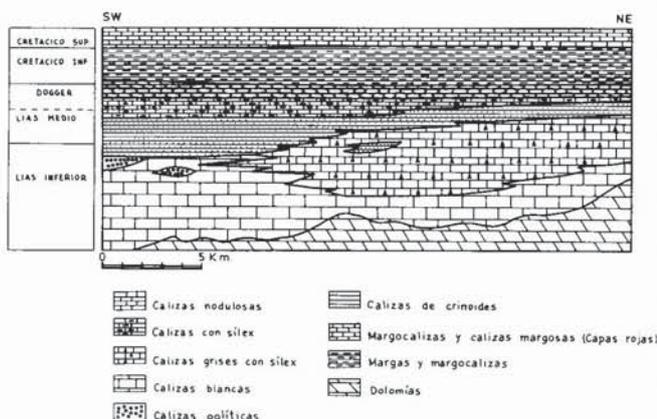


Fig. 3.—Cuadro de distribución (espacio-temporal) de litofacies del Mesozoico de Sierra Harana.

de colores más claros (crema), los nódulos suelen ser más netos y aislados y en ellas abundan los peloides, agregados, filamentos y crinoides. En las del Lías predominan las espículas frente a cualquier otro elemento textural, y suelen ser más micríticas.

Estas calizas del Dogger sólo se han encontrado, de modo claro, en el sector occidental (fig. 2: cortes AH2 y AH3).

El paso de las calizas de crinoides a las calizas con sílex del Dogger es rápido, aunque gradual si se observan sus microfácies: llegan a existir niveles de transición en que las microfácies —con abundancia de peloides, crinoides y algunos filamentos— pueden ser atribuidos a ambos tipos de rocas. Estas facies de transición son las que realmente existen en el sector centro-oriental, en lugar de las propias calizas con sílex del Dogger (fig. 2: corte AH1: niveles 42-56).

Se han datado como del Bajocense inferior en algunos afloramientos, mediante ammonites (Sandoval, 1982).

5. Calizas nodulosas

Estas calizas, al igual que las de crinoides, afloran en toda la sierra. Su potencia no sobrepasa los 12 m.

Son unas calizas de tonos rojizos, amarillentos y, en algunas ocasiones, verdosos, que presentan una estructura arriñonada, nodulosa y brechoide, según los puntos. Suelen tener gran cantidad de ammonites, sobre todo en determinados niveles, y a veces nódulos de sílex rojo o pardo.

Al SO de la zona (en las cercanías del Cortijo de Moralejo) estas calizas tienen unas características típicas: muy nodulosas, superficies de los estratos muy irregulares, tonos rojizos y con abundante fauna. Por el contrario, en el sector central (en Los Pelados del Collado del Agua y en el Collado del Agua) tienen un aspecto más brechoide, a veces con una estructura arriñonada (corte AH1), con tonos amarillentos y menos fauna. En algún punto de este sector central estas calizas presentan evidencias de deslizamientos submarinos: estratos deformados (*slumps*), niveles de brechas con cantos de sílex, etc.

Las microfácies de estas calizas son micríticas (*wackstones*, *packstones*) y contienen filamentos, peloides, foraminíferos planctónicos (*protoglobigerinas*) y bentónicos (*Nodosariidae*) y microestromatolitos pelágicos (Krajewski, 1981); también *Saccocoma*, en los niveles de edad Kimmeridgiense y Tithónico superior, y tintínidos en el Tithónico superior.

Pueden distinguirse tres paquetes según la litología y la edad, aunque no aparecen bien definidos en todos los afloramientos:

a) Paquete de calizas nodulosas compactas, progresivamente más nodulosas y rojizas hacia arriba de la serie. El límite superior es un *hard-ground*, que

pone en contacto brusco el Bathonense superior (Sandoval, 1982) con niveles del Oxfordiense (Sequeiros, 1974). Este paquete contiene ammonites desde la parte más alta del Bajocense inferior hasta el Bathonense superior, aunque con diversas lagunas internas menores según los cortes que se consideren (Sandoval, 1982).

b) Un nivel de margas rojas de escasa potencia (3 m), con *Paraspidoceras helymense* (GEM.) de edad Oxfordiense (Sandoval, 1982).

En este término se podrían incluir los niveles ricos en radiolarios que aparecen en el Collado del Agua en calizas margosas, que quizá correspondan al término 7 que señala Foucault (1976) y que este autor sitúa en el Malm inferior.

c) Paquete de calizas nodulosas rojas —a veces margocalizas silíceas— con numerosas bandas de sílex rojo e intercalaciones de margas. Estas calizas han sido datadas como de edad Kimmeridgiense superior y Tithónico (Olóriz, 1978).

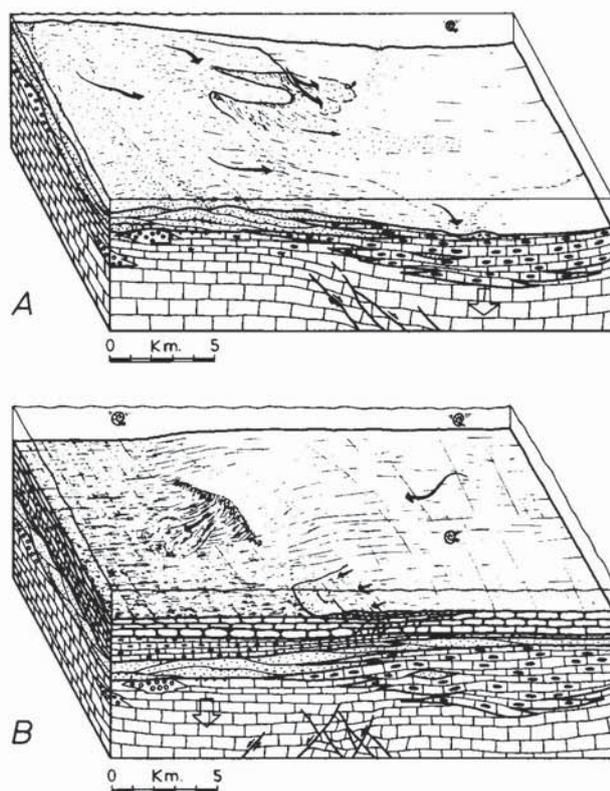


Fig. 4.—Bloque diagrama que marcan dos momentos significativos en la evolución paleogeográfica de Sierra Harana: A. Depósito coetáneo de las calizas de crinoides y las calizas grises con sílex, en el Lías inferior-medio, que registra una subsidencia diferencial. B. Formación de las calizas nodulosas (Dogger superior) sobre un fondo marino con desniveles, heredados del Dogger inferior. Previamente a estas calizas se depositaron, en las zonas más profundas, las calizas con sílex del Dogger inferior.

Es importante hacer notar la existencia de la laguna estratigráfica que comprende al Calloviense (Sequeiros, 1974; Sandoval, 1982).

6. Margas y margocalizas del Cretácico inferior

Estos materiales aparecen en toda la zona y con unas facies muy homogéneas. En los niveles más duros se han encontrado equinodermos, belemnites y ammonites (*Crioceratites* de edad Hauteriviense, *Phylloceras*, etc.), además de abundantes nódulos de óxidos de hierro (Vera, 1981), estructuras de bioturbación, pistas orgánicas (*burrows*) y algunos nódulos de sílex. Lo que más predominan en sus microfacies son los radiolarios típicos del Cretácico inferior y nannoplancton (*Nannoconus*).

7. Capas rojas del Cretácico superior

No se ha encontrado ningún afloramiento del Cretácico medio. Por el contrario, sí se ha datado, al SO del Cortijo de Moralejo y al N de Los Villares, el Cretácico superior —en continuidad con el Cretácico inferior— en facies de «capas rojas» (Vera, 1981): margas y margocalizas con tonos blanquecinos y rojizos.

Se han podido reconocer cerca del Cortijo de Moralejo una asociación de foraminíferos: *Pseudotextularia elegans* (Rhezak), *Rugoglobigerina cf rugosa* (Plummer), *Globotruncana linneiana* (D'Orbigny)... que indican el tránsito del Campaniense al Maastrichtiense.

Interpretación sedimentaria y evolución paleogeográfica

Lías

La historia sedimentaria de la Unidad de Sierra Harana comenzó en el Lías inferior con la implantación de una plataforma carbonatada somera, sobre las facies costeras del Keuper, del Trías germano-andaluz (Azema *et al.*, 1979).

En esta plataforma, durante la mayor parte del Lías inferior se depositaron calizas blancas. En unos puntos predominaron las facies calcareníticas, bioclásticas, peletoidales y oolíticas (microfacies *a* y *b*). En otros se dio el depósito de calcilitas (*wackstones*), intra y biomicritas con abundantes algas —*Thaumatoporella*— (microfacies *c*).

Cada una de las facies representa un depósito en condiciones de energía diferentes. Las calizas oolíticas (microfacies *a*), que aparecen sobre todo en el sector occidental, probablemente reflejan la existencia de una antigua zona muy somera de barras calcareníticas,

movidas por corrientes marinas. Las calizas ricas en bioclastos y peloides (microfacies *b*) son de un medio relativamente agitado, aunque más resguardado de las corrientes. Y las calizas con algas (microfacies *c*) son de zonas más internas de la plataforma (*lagoon, s.l.*), donde la energía era mucho menor, pero igualmente someras.

A partir de la parte alta del Lías inferior en el sector centro-oriental de Sierra Harana, las calizas blancas fueron gradualmente reemplazadas por las calizas grises con sílex. Probablemente, algo más tarde, mientras continuaba el depósito de éstas últimas en el sector centro-oriental, las calizas blancas fueron reemplazadas por calizas de crinoides en el sector occidental (fig. 3).

Las calizas grises con sílex, a juzgar por sus microfacies y por los organismos que contienen (espículas, radiolarios, embriones de amonoides, etc.), se depositaron a mayor profundidad que las calizas blancas (Heckel, 1974). Podrían haberse depositado aún dentro de la plataforma carbonatada somera, pero en áreas deprimidas, de aguas tranquilas situadas bajo el nivel de base del oleaje, que se comunicaban con el mar abierto (García Hernández *et al.*, 1976, 1980). Dentro de estas calizas aparecen, a veces, niveles de brechas, formadas por cantos de sílex, cuya presencia sugiere la existencia de escarpes submarinos, formados a partir de fallas sinsedimentarias. También contienen localmente niveles de calizas de crinoides intercalados, que demuestran la coexistencia espacio-temporal de las calizas con sílex y las de crinoides (fig. 4, A). Estas últimas se depositaron en condiciones más someras y agitadas, como se puede interpretar a partir de la abundancia de estructuras sedimentarias debidas a corrientes, y de superficies de amalgamación. No obstante, también estuvieron algo abiertas a las influencias pelágicas, según se deduce de la presencia esporádica de ammonites (fig. 2: niveles 12 y 13). La existencia de niveles con nodulización incipiente y de superficies de omisión mineralizadas demuestran que hubo períodos de interrupción en la sedimentación.

Es evidente, por tanto, que a partir del final del Lías inferior la plataforma nerítica, en la que se depositaron las calizas blancas, sufrió un ligero hundimiento general y se abrió moderadamente a las influencias pelágicas. Además, el dominio comenzó a ser afectado por una subsidencia diferencial, que fue mayor en el sector centro-oriental, en el que se depositaron las calizas con sílex, que en el occidental, en el que continuó el depósito de las calizas blancas y que más tarde fueron reemplazadas por las calizas de crinoides.

No hay evidencias de inestabilidad tectónica sinsedimentaria durante el depósito de las calizas blancas. Sin embargo, el reemplazamiento brusco de estas rocas por las calizas de crinoides y la existencia de niveles de brechas dentro de las calizas con sílex, así

como el propio hecho de que la región se viera afectada por una subsidencia diferencial, sugieren la existencia de una actividad tectónica sinsedimentaria de cierta importancia, que determinó el comienzo de la desintegración de la plataforma carbonatada al final del Lías inferior y durante el Carixiense (Jenkyns, 1970). Este proceso, algo más tarde, durante el Lías medio, determinó la generalización de las facies pelágicas en la mayor parte de la cuenca subbética (García Hernández *et al.*, 1976; Vera, 1981).

Durante el propio Lías medio —tal vez en el Carixiense más alto— las calizas de crinoides se expandieron por toda la plataforma y recubrieron a las calizas con sílex del sector centro-oriental. Sin embargo, estas calizas de crinoides, en muchos afloramientos de este sector, son atípicas, pues presentan menos estructuras de corrientes, los artejos aparecen muy triturados y la relación matriz/trama es mucho mayor. Se podrían interpretar como el depósito de una remoción de los crinoides de la plataforma más somera, que van a sedimentarse en las zonas algo más profundas sobre las calizas grises con sílex (fig. 4, A). Parece, por tanto, que también durante el Lías medio se registraron diferencias batimétricas de unos puntos a otros de la plataforma de Sierra Harana, aunque tal vez algo menos acentuadas que en tiempos anteriores.

La laguna estratigráfica intraliásica que definieron varios autores para las Zonas Externas (Seyfried, 1978, y García Hernández *et al.*, 1976) no se ha podido evidenciar en Sierra Harana, por las malas condiciones de los afloramientos y la ausencia de fauna. Se ha observado un tránsito continuo de las microfacies desde el Sinemuriense al Bajocense (en las muestras recogidas en el corte AH1: fig. 2). No obstante, podría suceder que el intervalo de tiempo comprendido entre el Lías infradomerense y el Bajocense estuviera dentro de unos niveles de espesor muy reducido, y que podrían haber pasado desapercibidos, como, por ejemplo, ha sido observado en Sierra Gorda por García Hernández *et al.*, (1986).

Dogger

Al comienzo del Dogger progresó el proceso de hundimiento que motivó un generalizado cambio vertical de facies en la Unidad de Sierra Harana: se inició el depósito de las calizas con sílex.

La subsidencia diferencial persistió, pero con la peculiaridad de que fue inversa; es decir, fue el sector occidental el que más se hundió y en el cual se produjo el mayor acúmulo de calizas con sílex del Dogger, mientras que en el sector oriental apenas están representadas, debido a que se acuña hacia el E de la zona (fig. 3). Realmente en el sector centro-oriental no tienen unas características definitorias que las hagan diferenciarse de modo claro de los términos

infra y suprayacentes: son unas facies de transición entre el Lías y el Dogger.

Las calizas con sílex del Dogger son bastante semejantes a las del Lías. No obstante, como ya se ha dicho antes, sus microfacies son diferentes. Es posible que las del Dogger correspondan a un depósito en un ambiente de mayor energía, pues, en este caso, las microfacies son *packstones* con abundancia de intraclastos, peloides, filamentos y algunos crinoides y, en todo caso, más abierto a las influencias pelágicas.

Los materiales del Bajocense medio y Bathonense superior se depositaron en condiciones muy distintas a las de los anteriores. El incremento progresivo de la pelagización determinó una disminución generalizada de la tasa de sedimentación, de manera que se sucedieron los períodos de sedimentación lenta, de ausencia de sedimentación e incluso de erosión submarina. Durante los períodos de sedimentación lenta se acumuló un fango calcáreo con abundante material bioclástico y restos de macrofósiles —sobre todo ammonites—, lo que parece indicar que la lentitud del depósito se debió a la acción de corrientes submarinas. El aislamiento del ambiente sedimentario y la escasez de aportes, excepto los biogénicos, debió ser otro factor principal. Durante los períodos de interrupción sedimentaria se vieron favorecidos los procesos de bioturbación, litificación y mineralización submarina, es decir, la diagénesis temprana del sedimento previamente depositado. El resultado de este proceso fue el endurecimiento del fondo marino, la formación de superficies de omisión y la aparición de la estructura nodulosa (Jenkyns, 1974; Seyfried, 1979 y 1981). Los períodos de erosión pudieron ser debidos a la acción mecánica de corrientes, en cuyo caso tuvieron como resultado la formación de fondos duros de abrasión (Seyfried, 1979), que se corresponden con las superficies de los estratos en las que los macrofósiles aparecen truncados por su parte superior. Revelan la actividad de corrientes después de la litificación submarina de los sedimentos. Pero también la erosión pudo efectuarse por disolución submarina sobre el fondo marino endurecido, lo cual pudo provocar la formación de superficies irregulares a techo de los estratos de calizas nodulosas, aunque esta estructura es más probable que fuera resultado de una cementación diferencial y una segregación diagenética temprana, de acuerdo con el modelo propuesto por Jenkyns (1974).

Estas facies representan una especie de fondo duro abortado y ponen de manifiesto la tendencia general de no sedimentación sobre un *alto fondo* pelágico (Aubouin, 1964). A partir de aquel momento Sierra Harana quedó constituida como *alto fondo*, aislado en el interior de una cuenca pelágica y relativamente elevado con respecto al Subbético Medio (García-Hernández *et al.*, 1980), que fue afectado por una mayor subsidencia diferencial en los tiempos postliásicos

tras la ruptura de la plataforma carbonatada liásica, dando paso a las facies pelágicas (Vera, 1981).

En el sector central de Sierra Harana las facies de las calizas nodulosas son algo diferentes. Al O del Collado del Agua tienen un carácter marcadamente brechoide: llegan a haber cantos grandes de sílex dentro de estas calizas.

Esto pone de manifiesto la existencia de pendientes que favorecieron el deslizamiento submarino de materiales, por procesos de flujo gravitacional de sedimentos. Se ha observado en esta zona algún *slump* que también manifiesta estos procesos.

El tránsito al Malm está mediado por un *hard-ground* que da paso al Oxfordiense medio, de carácter margoso-silíceo (Sandoval, 1980). Es probable, por tanto, que la subsidencia se viera decelerada en el Calloviense, lo que, junto con la acción de las corrientes submarinas, debió impedir la sedimentación en esta edad.

Malm

En el Malm la reducción de la serie fue máxima (menos de 0,5 mm/1.000 años) y muy probablemente aumentó la profundidad. En el Oxfordiense hay una sedimentación de margocalizas y calizas margosas con abundantes radiolarios. Esta abundancia de radiolarios puede relacionarse con la expansión de las facies radiolaríticas en el Subbético Medio, lo que, a su vez pudo estar relacionado con el desarrollo del vulcanismo submarino.

A pesar de la escasa velocidad de sedimentación no se desarrolló una estructura nodulosa, tal vez porque los procesos de litificación submarina no se vieron favorecidos en las nuevas condiciones sedimentarias. Más tarde, en el Kimmeridgiense, se reimplantaron de nuevo las condiciones favorables a la aparición de la estructura nodulosa, al tiempo que las facies se hicieron más margosas, lo que parece confirmar la hipótesis de la tendencia generalizada del ambiente sedimentario a ganar profundidad. Las calizas nodulosas, con intercalaciones de margas, del Kimmeridgiense superior y del Tithónico, están separadas de las margas del Oxfordiense por un *hard-ground* que supuso una importante interrupción sedimentaria.

En definitiva, durante el Malm, Sierra Harana continuó formando parte de un alto fondo pelágico, aunque con una tasa de sedimentación más baja.

Cretácico

Es difícil precisar los rasgos sedimentarios de las rocas del Cretácico de Sierra Harana dada su mala exposición. No obstante, sus facies de ritmitas calizo-margosas se pueden relacionar con un medio claramente de mar abierto, a juzgar por la fauna que con-

tiene: radiolarios y ammonites en el Cretácico inferior; y foraminíferos planctónicos en el Cretácico superior. Son unas facies equivalentes a las de amplios sectores de las Zonas Externas durante el Cretácico (García-Hernández *et al.*, 1980). Esto está relacionado, lógicamente, con una uniformización de las condiciones sedimentarias en toda la cuenca subbética (Vera, 1984).

Los relieves del fondo marino desarrollados en el Lías superior, en el Subbético, que condicionaron la sedimentación durante el Dogger y el Malm, fueron progresivamente aplanados durante el depósito del Cretácico inferior (Seyfried, 1979; García-Hernández *et al.*, 1980).

Las facies cretácicas de la Unidad de Sierra Harana y del Subbético Interno en general suelen ser algo más calcáreas que las del Subbético Medio (véase Comas, 1978, p.e.), lo que podría indicar que el fondo de la cuenca presentaba aún irregularidades submarinas, ya que Sierra Harana pudo ocupar entonces una región todavía algo menos profunda que las regiones subbéticas situadas más al N. La Presencia local de olistostromas, brechas y turbiditas de materiales jurásicos dentro de los sedimentos cretácicos del Subbético Medio (Comas, 1978; Comas *et al.*, 1982) concuerda con esta interpretación.

Conclusiones

La Unidad de Sierra Harana, como unidad paleogeográfica, en el Lías se situaba en una de las zonas más internas, (en el sentido tectónico del término) de la plataforma carbonatada somera del Subbético. En el Lías inferior-medio se empezó a individualizar como unidad paleogeográfica.

En el sector occidental hubo una mayor subsidencia a partir del final del Lías inferior. Mientras que en el sector occidental se desarrolló una serie poco potente esencialmente de calizas de crinoides, con numerosas superficies de omisión, en el sector centro-oriental tuvo lugar el depósito de unas calizas grises con sílex.

Al principio del Dogger fue el sector occidental el que experimentó una mayor subsidencia, lo cual produjo el depósito de otras calizas con sílex, esta vez en condiciones de mayor energía —quizá a una menor profundidad— que las del Lías, pero en un ambiente más abierto a las influencias pelágicas.

Durante el Dogger-Malm tuvo lugar el depósito de calizas nodulosas. En el sector central se observan unas calizas nodulosas muy brechoides —siendo a veces auténticas brechas— que podrían haberse formado en zonas de pendiente dentro del propio umbral, o tal vez al margen del mismo, marcando el tránsito hacia zonas más profundas y externas.

En el Malm se inició un incremento progresivo de la profundidad del alto fondo, al tiempo que dismi-

nuyó la velocidad de sedimentación y aumentó el contenido silíceo y margoso del sedimento. A partir del comienzo del Cretácico las irregularidades topográficas del fondo marino subbético, en la región de Sierra Harana, habían disminuido hasta casi desaparecer, y la sedimentación pasó a estar constituida por depósitos calizomargosos característicos de una zona de cuenca relativamente profunda.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a Agustín Martín-Algarra y al profesor doctor don Juan Vera sus sugerencias y revisión crítica del manuscrito, así como a los profesores del Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad de Granada por la ayuda prestada: doctor don Manuel García-Hernández, doctor don Jorge Martínez, doctor don Juan Carlos Braga y doctor don Pascual Rivas.

Referencias

- Aubouin, J. (1964): Reflexions sur les faciès ammonitico rosso. *Bull. Soc. Geol. France*, 6: 475-501.
- 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 microfácies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. *Sec. Pub. Univ. Granada*, 93 pp.
- Blumenthal, M. y Fallot, P. (1935): Observations géologiques sur La Sierra Arana entre Grenade et Guadix. *Mem. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 5-7.
- Comas, M. C. (1978): *Sobre la geología de los Montes Orientales: Sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico hasta el Mioceno inferior (Zona Subbética, Andalucía)*. Tesis, Univ. de Bilbao, 323 pp. (inédita).
- Comas, M. C.; Ruiz-Ortiz, P. A., y Vera, J. A. (1982): El Cretácico de las Unidades Intermedias y la Zona Subbética. In: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense de Madrid, 570-603.
- Durand-Delga, M. y Fontbote, J. M. (1960): Le problème de l'âge des nappes Alpujarrides d'Andalousie. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, 181-187.
- Estévez, A.; González-Donoso, J. M.; Linares, D.; Martín-Algarra, A.; Sanz de Galdeano, C., y Serrano, F. (1984): El cabalgamiento Finiserravallense del norte de Sierra Harana (Cordillera Bética). Observaciones sobre la caracterización bioestratigráfica del Serravallense. *Mediterránea Ser. Geol.*, 3: 151-173.
- Foucault, A. (1976): Geologie de l'ouest de la Sierra Arana. *Bull. Soc. Geol. France*, 3: 649-658.
- García-Dueñas, V. (1967): Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética. *Notas y Com. I.G.M.E.*, 73-100.
- García-Hernández, M.; González-Donoso, J. M.; Linares, A.; Rivas, P., y Vera, J. A. (1976): Características ambientales del Lías inferior y medio en la Zona Subbética y su significado en la interpretación general de la Cordillera. In: *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán*. Secr. Publ. Univ. Granada (1978), 125-157.
- García-Hernández, M.; López-Garrido, A. C.; Rivas, P.; Sanz de Galdeano, C., y Vera, J. A. (1980): Mesozoic Paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geol. Mijnbouw*, 59: 155-168.

- García-Hernández, M.; Lupiani, E., y Vera, J. A. (1986): Discontinuidades estratigráficas en Sierra Gorda. XI Congreso Nacional de Sedimentología. Barcelona. En prensa: *Acta Geológica Hispánica*.
- Heckel, P. H. (1974): Recognition of ancient shallow marine environments. *S.E.P.M. Spec. Pub. n° 16*, 226-286.
- Jenkyns, H. C. (1974): Origin of red nodular limestones (Ammonítico Rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic: a diagenetic model. In: sü, K. J. y Jenkyns, H. C.: Pelagic Sediment: on Land and under the Sea. *Sp. Publ. Int. Ass. Sediment*, 1: 249-271.
- Jenkyns, H. C. (1978): Pelagic environments. In: *Sedimentary Environments and Facies* (Reading, H. C., ed.). Blackwell, 11: 314-371.
- Krajewski, K. P. (1981): Phosphate microstromatolites en the High-Tatric Albian limestones in the Polish Tatra Mountains. *Bull. Acad. Pol. Sic. Ser. Sci. Terre*, 29: 175-183.
- López-Garrido, A. C. y Orozco, M. (1970): Estudio estratigráfico del sector oriental de Sierra Arana. *Acta Geol. Hispánica*, 5: 4-7.
- Martín, J. (1980): Las dolomías de las Cordilleras Béticas. Tesis Univ. Granada. *Sec. Pub. Univ. Granada*, 265: 201 páginas.
- Olóriz, F. (1978): Kimmeridgiense-Tithónico inferior en el Sector central de las Cordilleras Béticas. Zona Subbética. Paleontología. Bioestratigrafía. Tesis doctoral, Univ. Granada, 758 pp. *Secr. Publ. Univ. Granada*.
- Sandoval, J. (1983): Bioestratigrafía y Paleontología (Stephanocerataceae y Perisphintaceae) del Bajocense y Bathonense en las Cordilleras Béticas. Tesis doctoral, Univ. Granada. *Secr. Publ. Univ. Granada*, 613 pp.
- Sequeiros, L. (1974): Paleobiogeografía del Calloviense y Oxfordiense en el Sector Central de la Zona Subbética. Bioestratigrafía y Paleontología. Tesis doctoral, Univ. Granada. *Secr. Publ. Univ. Granada*, 635 pp.
- Seyfried, H. (1978): Der subbetiche Jura von Murcia (südest-Spanien). *Geol. Jb.*, 29: 3-201.
- Seyfried, H. (1979): Ensayo sobre el significado paleogeográfico de los sedimentos del Jurásico de las Cordilleras Béticas Orientales. *Cuadernos Geol.*, 10: 317-348.
- Seyfried, H. (1981): Genesis of «regressive» and «transgressive» pelagic sequences in the Tethyan Jurassic. In: Farinacci, A. y Elmi, S. (eds.): Rosso Ammonitico Symp., *Proc. Tecnoscienza*, 547-549.
- Vera, J. A. (1981): Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras cordilleras alpinas durante el Mesozoico. In: *Programa Internacional de Correlación Geológica (P.I.C.G.)*. Real Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat., Madrid, 2: 129-160.
- Vera, J. A. (1984): Aspectos sedimentológicos en la evolución de los Dominios alpinos mediterráneos durante el Mesozoico. In: A. Obrador (ed.): Homenaje a Luis Sánchez de la Torre. Grupo español de Sedimentología. *Publ. Geol.*, 20: 25-54.

Recibido el 1 de octubre de 1986
Aceptado el 18 de noviembre de 1986