NIVEL CONDENSADO CON ESTROMATOLITOS PELÁGICOS EN EL CRETÁCICO DE LA SIERRA DE ESTEPA (SUBBÉTICO EXTERNO, PROV. DE SEVILLA)

J.M.Castro (1) y P.A.Ruiz-Ortiz (1).

(1)Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias Experimentales. Campus Universitario. 23071-JAEN.

RESUMEN

Se ha establecido la estratigrafía detallada de un nivel condensado pelágico de 25 cm de espesor, constituido esencialmente por micrita con foraminíferos planctónicos y estromatolitos pelágicos. Está delimitado en su muro por una discontinuidad de edad intravalanginiense, y en su techo por una paraconformidad de edad Coniaciense superior ó Santoniense basal. Lateralmente, en áreas donde no existe el nivel condensado, las dos discontinuidades citadas pueden encontrarse yuxtapuestas. El nivel condensado estudiado es el único registro existente del intervalo Valanginiense superior-Santoniense basal en buena parte de la Sierra de Estepa (Subbético Externo). En su formación se pueden distinguir tres fases bien diferenciadas: 1) Crecimiento de estromatolitos pelágicos, con distintas morfologías, probablemente en relación con la actividad vital de bacterias y una tasa de sedimentación muy baja o nula; esta fase se desarrolló probablemente durante el Aptiense superior-Cenomaniense medio; 2) Episodio de erosión, exposición submarina, glauconitización y emersión con cementación vadosa, desarrollada durante el Cenomaniense medio; 3) Nueva fase de sedimentación muy reducida dominada por micritas pelágicas, desarrollada durante el Cenomaniense medio-Santoniense basal (?). Las dos etapas de depósito durante las que se configuró el nivel condensado pueden corresponder a sendas secuencias (o supersecuencias) deposicionales, separadas por una discontinuidad de edad Cenomaniense medio. En un contexto paleogeográfico de umbral pelágico, sometido a unas condiciones oceanográficas particulares, en las que destacaría una intensa actividad de corrientes submarinas que barrían el fondo del umbral, la secuencia condensada no sería ya una parte del registro de una secuencia deposicional sino toda la representación existente de la misma.

Palabras clave: Subbético Externo, umbral pelágico, nivel condensado, estromatolitos pelágicos, discontinuidad, secuencia condensada, secuencia deposicional.

ABSTRACT

The stratigraphy of a condensed bed essentially composed of pelagic stromatolites and micrite with planktonic foraminifera have been set. The thickness of the bed is 25 cm, and its boundaries are two main discontinuities. The basal discontinuity is intravalanginian, and the upper one is an early-Santonian paraconformity that pass laterally into a discontinuity. Both surfaces, are laterally superposed. The studied condensed bed is the only existing record of the upper Valanginian-early Santonian interval in most of the Sierra de Estepa (External Subbetic). In the formation of this condensed bed three different stages can be distinguished: 1) Growth of pelagic stromatolites, with various morphologies, probably in relation with life activity of bacteria and a very low sedimentation rate; this phase took place probably during the Late Aptian-Middle Cenomanian; 2) Phase of erosion, submarine exposure, glauconitization and emersion with vadose cementation which occurred during Middle Cenomanian, and 3) New phase of very reduced sedimentation with the deposition of pelagic micrite, developed during Late Turonian-very Early Santonian (?) times. The two depositional stages during which the condensed bed was configurated, may correspond to each depositional sequences (or supersequences), separated by a middle Cenomanian discontinuity. In a pelagic swell paleogeographical setting, with a particular oceanographic regime dominated by an intense bottom currents circulation which swept off the pelagic swell, the condensed section would be the whole record of the depositional sequence, instead of a part of it.

Key words: External Subbetic, pelagic swell, condensed bed, pelagic stromatolites, discontinuity, condensed section, depositional sequence.

Castro,J.M. y Ruiz-Ortiz,P.A. (1991): Nivel condensado con estromatolitos pelágicos en el Cretácico de la Sierra de Estepa (Subbético Externo, prov. de Sevilla). *Rev. Soc. Geol. España,* 4: 305-319.

Castro,J.M. and Ruiz-Ortiz,P.A. (1991): Condensed bed with pelagic stromatolites in the Cretaceous of the Sierra of Estepa (External Subbetic, Sevilla prov.). *Rev. Soc. Geol. España,* 4:305-319.

1. INTRODUCCIÓN

Los estromatolitos pelágicos, a menudo fosfatados o ferruginizados, constituyen un rasgo propio de secciones y niveles condensados en umbrales pelágicos (Vera, 1989). En los últimos años se ha comprobado su presencia en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas a distintas alturas estratigráficas, y siempre en un contexto de umbral pelágico (González-Donoso *et al.*, 1983; García-Cervigón *et al.*, 1986-87; Martín-Algarra, 1987, Martín-Algarra y Vera (en prensa), Castro, 1990, entre otros). El estudio de este tipo de sedimentos ha cobrado un gran interés, dada su estrecha relación con los cambios relativos del nivel del mar. En este sentido, han resultado ser unos buenos "marcadores paleogeográficos", ya que se suelen situar en altos submarinos, sobre superficies de discontinuidad, señalando el inicio de ciclos transgresivos (Vera, 1989).

En las áreas de cuenca con sedimentación marina pelágica, las oscilaciones del nivel del mar no dejan a menudo rasgos característicos en el registro sedimentario que permita posteriormente su identificación. En estos ámbitos alejados del continente, los umbrales pelágicos (en el sentido de García-Hernández *et al.*, 1988), zonas con menor profundidad, son precisamente las áreas donde suelen quedar mejor registradas dichas oscilaciones, lo que permite la correlación con las zonas marginales de la cuenca. No obstante el registro de las secuencias deposicionales en los dominios de umbral pelágico, suele ser diferente del clásicamente conocido (Van Wagoner *et al.*, 1988) desarrollado en el margen de la cuenca.

En este trabajo se presenta el estudio de un nivel condensado, constituido por micrita con foraminíferos planctónicos y estromatolitos pelágicos, cuya composición se ha estudiado con cierto detalle, y, en menor proporción, por materiales glauconíticos. Este nivel condensado, cuya edad está comprendida entre el Aptiense superior ó Albiense inferior y el Coniaciense superior ó Santoniense basal, está delimitado por discontinuidades estratigráficas que lateralmente llegan a superponerse. El nivel condensado constituye por tanto el único registro de las secuencias deposicionales desarrolladas durante todo el intervalo de tiempo que él mismo abarca. Paleogeográficamente se ubica en el dominio Subbético Externo. Esto le confiere un interés adicional, ya que este dominio, constituido como un umbral pelágico desde mediados del Jurásico, comenzó a ganar profundidad a partir del Berriasiense superior y a recibir una sedimentación generalmente de tipo margoso. No obstante, aún perduraron numerosas irregularidades en el fondo, en las que tuvieron lugar interrupciones sedimentarias sobre todo durante el Cretácico post-Hauteriviense (García-Hernández *et al.*, 1982; Molina, 1987). El área de estudio de este trabajo es una de esas irregularidades, controlada tectónicamente (Castro, 1990).

2. METODOLOGÍA

Además de los métodos clásicos de la Estratigrafía de campo, se han utilizado en el laboratorio distintos métodos y técnicas especialmente orientados al análisis de la morfología, textura y composición de los estromatolitos pelágicos.

Para el análisis morfológico, además de los datos de campo, se ha dispuesto de muestras de mano convenientemente cortadas y pulidas así como láminas delgadas que se han estudiado con el microscopio petrográfico. Con este último instrumento se ha completado también el análisis textural. La posible presencia de filamentos de origen bacteriano, conservados como restos fósiles en algunas de las láminas que componen los estromatolitos pelágicos, se ha investigado utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM) marca Zeiss, modelo DSM 950, de los Servicios Técnicos de la Universidad de Granada.

La composición mineralógica se ha determinado mediante el análisis por difracción de rayos-X de tres muestras de estromatolitos pelágicos, utilizando un difractómetro Philips PW-1710, dotado de rendija automática y toma de datos computerizada, existente en el Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada; la radiación utilizada fue la del Cu Kα y la velocidad de exploración de 6.°/min. La can-

Fig. 1.- **A:** Geographic location and geological sketch of the surveyed area; J: Jurassic; CI: Marly limestones of the Lower Cretaceous (400 m thick); CS: Marly limestones of the Upper Cretaceous (200 m thick); C: Cretaceous materials (Upper Cretaceous outcrops are predominant) of reduced thickness. The star points out the outcrop of the condensed bed. **B:** Synthetic stratigraphic sections from Sierras de Estepa area, and detail of the condensed bed. Legend: **1:** Dolomite. Lower-Middle Jurassic; **2:** Oolitic limestone with corals. Middle Jurassic; **3:** *Ammonítico Rosso* facies limestone. Upper Jurassic-Lower Valanginian; **4:** Alternating marl and marly limestone; **5:** Anoxic facies with chert. Cenomanian?; **6:** Marly limestone and marl. Upper Cretaceous; **7:** Micritic limestone with pelagic stromatolites. Upper Aptian-Middle Cenomanian; **8:** Micritic limestone with planktonic foraminifera; Middle Cenomanian-Very Early Santonian; **9:** Paleokarstic surface; **10:** Blocks of oolitic limestone with corals; **11:** Slumps.

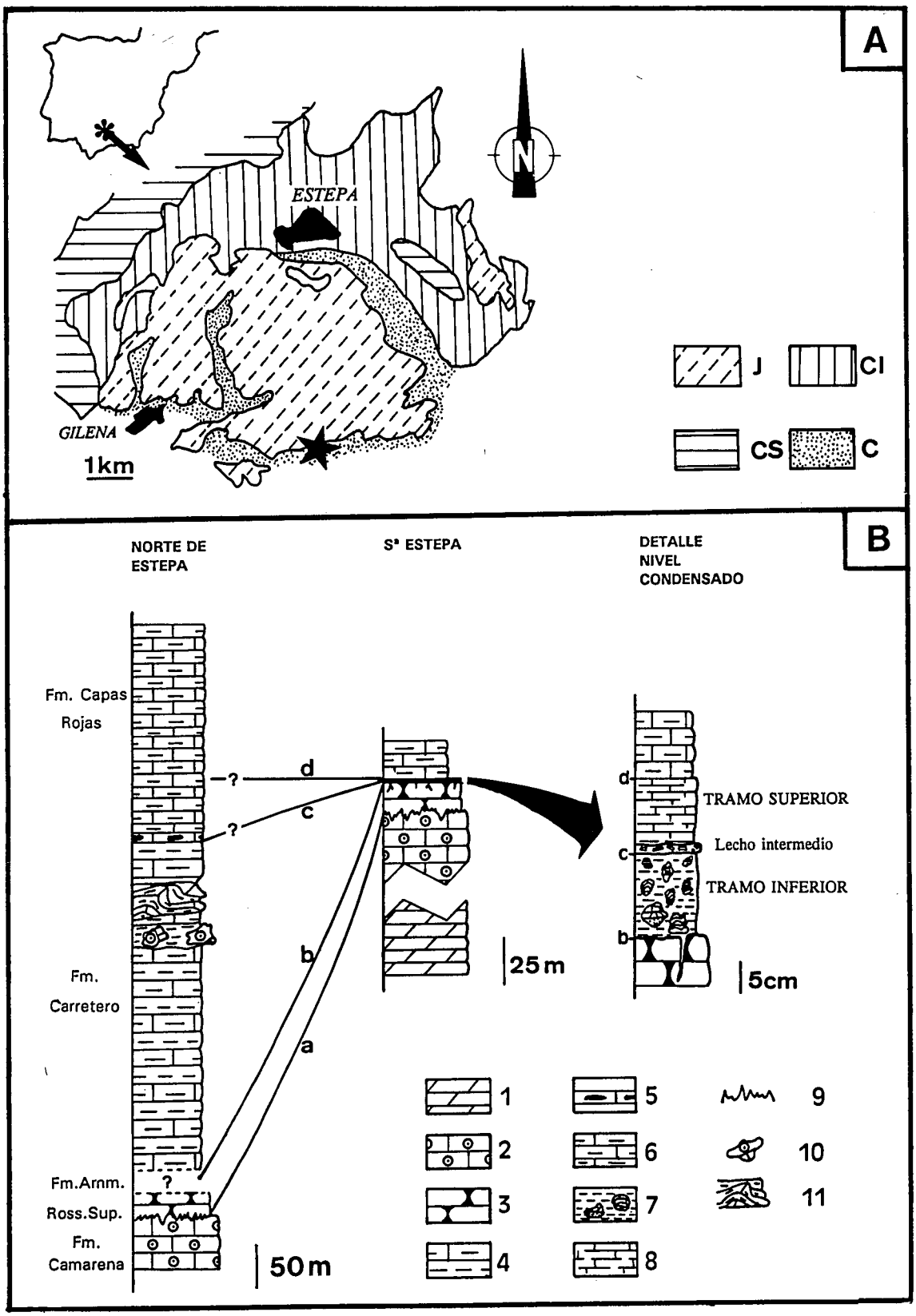


Fig. 1.-**A:** Localización geográfica y cartografía esquemática del área estudiada; J: Jurásico; CI: Cretácico Inferior margocalizo (400 m de potencia); CS: Cretácico Superior margocalizo (200 m de potencia); C: Cretácico indiferenciado (predominan los afloramientos de Cretácico Superior) poco potente. La estrella indica el afloramiento del nivel condensado. **B:** Series estratigráficas sintéticas de las Sierras de Estepa, y detalle del nivel condensado. Leyenda: **1:** Dolomías. Lias-Dogger; **2:** Calizas oolíticas con corales. Dogger; **3:** Calizas de facies *Ammonítico Rosso.* Malm-Valanginiense Inferior; **4:** Alternancia de margas y margocalizas; Cretácico Inferior; **5:** Facies anóxicas con sílex. Cenomaniense?; **6:** Margocalizas y margas. Cretácico Superior; **7:** Caliza micrítica con estromatolitos pelágicos. Aptiense Superior-Cenomaniense medio; **8:** Caliza micrítica con foraminíferos planctónicos. Cenomaniense Medio-Santoniense basal; **9:** Superficie paleokárstica; **10:** Bloques de calizas ooliticas con corales; **11:** *Slumps.*

tidad total de PO_4 y de Fe_2O_3 en dos muestras distintas de estromatolitos pelágicos, previamente pulverizadas y homogeneizadas se ha determinado mediante espectrofotometría siguiendo el método de Shapiro y Brannock (1962). Se ha utilizado un espectrofotómetro marca GBC, modelo 911, del Departamento de Química Analítica de la Facultad de Ciencias Experimentales de Jaén. El análisis de la composición de las distintas bandas que constituyen los estromatolitos pelágicos se ha acometido utilizando una microsonda (BSE) marca Cameca, modelo SX-50 de los Servicios Técnicos de la Universidad de Granada; la corriente de sonda utilizada fue de 20 μA. Con ella se han estudiado dos probetas pulidas de estromatolitos pelágicos y se han realizado perfiles de abundancia relativa de Ca, P, F e Fe.

3. SÍNTESIS ESTRATIGRÁFICA DE LA SIERRA DE ESTEPA Y SECTORES ADYACENTES

En los alrededores de Estepa (provincia de Sevilla) existen una serie de elevaciones que en conjunto reciben el nombre de Sierras de Estepa. De ellas, la ubicada junto a la localidad citada y cuyo nombre particular es el de Sierra de Becerrero se suele denominar Sierra de Estepa en sentido estricto (Cruz-Sanjulián, 1974; Castro, 1990). Se trata de un macizo calizo donde afloran esencialmente términos jurásicos (fig. 1A).

La serie jurásica (fig. 1B) comienza con unas dolomías que han sido atribuidas al Dogger (Castro, 1990), aunque no se descarta que en ellas se incluya el Lias o parte del mismo (Cruz-Sanjulián 1974). Sobre él se dispone una potente serie de calizas de plataforma somera entre las que destacan las facies oolíticas con corales (Fm. Camarena; Molina, 1987), cuyo techo es una importante discontinuidad que ha sido datada a nivel regional como límite Bathoniense medio-superior (Molina, 1987; Castro *et al.*, 1990). Sobre esta última se sitúa un conjunto de calizas rojas y nodulosas (facies *Ammonítico Rosso*; Fm. *Ammonítico Rosso* Superior, Molina, 1987) que abarcan hasta el Valanginiense inferior. El techo de las calizas rojas y nodulosas es una discontinuidad que aparece como una superficie karstificada, con diques neptúnicos. Sobre ella, la representación existente del resto del Cretácico es muy desigual en cuanto a su edad y facies, aunque siempre poco potente. En algunos puntos se encuentran sólo algunos metros de margas con *Hedbergellas* (Cretácico Inferior post-Hauteriviense), sobre los que se sitúan las calizas y margas del Senoniense (Fm. Capas Rojas, Comas *et al.*, 1982); en otros puntos aparece un nivel condensado de 25 cm de potencia que es el objeto de este trabajo, e incluso hay afloramientos en que la Fm. Capas Rojas se dispone directamente sobre la Fm. *Ammonítico Rosso* Superior o bien rellena diques neptúnicos en el seno de esta última.

Por el contrario, al norte de la localidad de Estepa y de la Sierra del mismo nombre, aflora una potente serie cretácica (fig. 1) cuyo sustrato jurásico es probablemente del mismo tipo de facies que el anteriormente descrito, aunque el contacto entre ambos conjuntos litológicos, cuando aflora, es siempre de tipo mecánico. En este sector septentrional se pueden identificar dentro del Cretácico, de más antiguo a más moderno, los siguientes términos (fig. 1B): unos 400 m de calizas margosas y margas de la Fm. Carretero (Comas *et al.*, 1982), que en este sector abarca desde el Valanginiense superior al Albiense superior (Castro, 1990), y en cuya parte alta se observan *slumps* e intercalaciones de bloques de calizas oolíticas con corales, idénticas a las de la Fm. Camarena (Jurásico medio) antes citadas; 7 m de calizas margosas y margas con sílex de color negro y algunas intercalaciones de margas oscuras que pasan a un conjunto de 250 m de potencia constituido por calizas y margas de colores asalmonados de la Fm. Capas Rojas, de edad Cenomaniense-Paleoceno.

El contraste en el desarrollo de la sedimentación cretácica en la Sierra de Estepa y al norte de la misma, se ha relacionado (Castro, 1990) con la existencia de una fractura activa durante el Cretácico Inferior en su borde septentrional. Esta fractura condicionó que el área de la Sierra de Estepa permaneciera como una elevación, como un umbral pelágico, en el seno de la cuenca durante el Cretácico Inferior y parte del Cretácico Superior. Los eventos y procesos que acaecieron durante este tiempo en el área de la Sierra de Estepa, han quedado registrados en el nivel condensado del que se ocupa este trabajo.

4. CARACTERÍSTICAS DEL NIVEL CONDENSADO

4.1.- *Rasgos generales y subdivisiones internas.*

Se trata de un nivel de unos 25 cm de espesor, frecuentemente brechificado. Sus mejores afloramientos se sitúan en el borde meridional de la Sierra de Estepa, en una pequeña cantera a unos 3 km al este de la localidad de Gilena. Su reducida potencia lo hace difícil de detectar en superficie, si bien se estima que es muy discontinuo lateralmente, de tal forma que en tan solo unos 20 m puede desaparecer alguno de los tramos que lo constituyen y que posteriormente se describen. Su litología es eminentemente calcárea, se sitúa sobre una superficie karstificada de edad intravalanginiense y presenta coloraciones pardas, verdes o negras.

En este nivel condensado se pueden diferenciar dos tramos separados por un lecho brechoide de 1,5 cm de potencia (figs. 1B y 2). En el tramo inferior, de 14 cm de potencia, son abundantes los estromatolitos pelágicos y los clastos procedentes de la Fm. *Ammonítico Rosso* infrayacente (fig. 2). El tramo superior, de 10 cm de potencia, es de naturaleza micrítica con foraminíferos planctónicos y en su parte inferior abundan las grietas rellenas por materiales ferruginosos. Las características de detalle de las facies y microfacies que componen cada uno de estos tramos, así como el lecho inter-

medio que los separa, se describen en el siguiente apartado.

4.2. *Facies y microfacies.*

4.2.1. *Tramo inferior.*

El rasgo más característico y significativo de este tramo es la presencia de estromatolitos pelágicos, cuya textura, estructura y composición se ha estudiado con cierto detalle. Otros constituyentes abundantes en este tramo son clastos de naturaleza micrítica, morfología irregular y tamaño centimétrico. Los clastos están ferruginizados en su periferia, presentan perforaciones y frecuentemente sustentan crecimientos estromatolíticos más desarrollados en su parte superior. Hacia la base estos clastos son de edad Berriasiense superior-Valanginiense inferior, a juzgar por su contenido en calpionellas *(Calpionellopsis simplex, Calpionella alpina* y *Tintinopsella longa,* zona D3 de Remane, 1978) (fig. 3F). Estos elementos aparecen en el seno de una matriz micrítica, de color gris con textura de *wackestone* con foraminíferos planctónicos, en la que pueden llegar a ser muy abundantes los organismos bentónicos tales como crinoides o foraminíferos. También se observan oquedades de formas más o menos redondeadas, con las paredes ferruginizadas, rellenas por un sedimento interno micrítico con foraminíferos planctónicos en la parte inferior, y por un cemento esparítico equidimensional en la parte superior (figs. 2A y 3C). Este tramo termina con un estromatolito de morfología planar, localmente brechificado.

Estromatolitos pelágicos.- Son cuerpos con tamaños muy variables que oscilan desde microscópicos hasta decimétricos. Su morfología a escala mesoscópica es también muy diversa, aunque su textura microscópica se ajusta a modelos relativamente simples (fig. 3). En general se observa un bandeado característico consti-

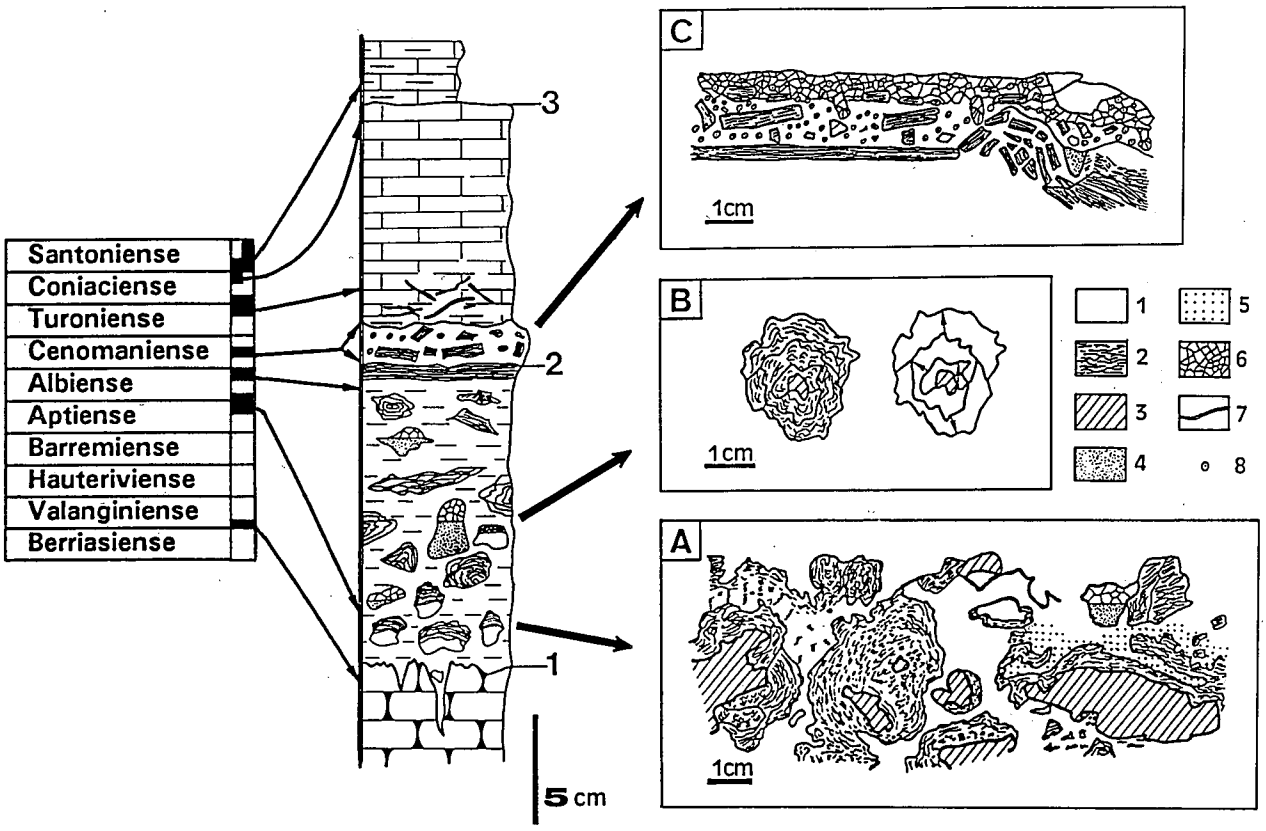


Fig. 2.-Sección estudiada y detalles de facies. En la tabla de edades se muestran los intervalos que indican las asociaciones fósiles reconocidas, y las flechas señalan la altura de la serie a la que se han encontrado. 1, 2 y 3 son las discontinuidades intravalanginiense, Cenomaniense medio y Santoniense basal, respectivamente. **A:** Parte baja del tramo inferior, con predominio de clastos micríticos, algunos de ellos con Calpionellas. **B:** Macrooncoide en que se reconocen cuatro etapas de crecimiento. En el esquema de la derecha se indica con flechas la polaridad de crecimiento para cada fase reconocida. C: Detalle del tramo intermedio del nivel condensado. Leyenda de las facies: **1.** Micrita con foraminíferos planctónicos; **2.** Estromatolito pelágico; **3.** Clasto micrítico; **4.** Sedimento interno; **5.** Micrita con fósiles de organismos bentónicos; **6.** Cementos calcíticos; **7.** Materiales ferruginosos; **8.** Glauconita.

Fig. 2.-Studied section and facies details. In the chronostratigraphic chart the spans of time pointed out by the fossil assemblages are shown and the arrows point to the level where the sample comes from. 1, 2 and 3 are the intravalanginian, Middle Cenomanian and Early Santonian discontinuities, respectively. **A:** Basal part of the lower unit of the condensed bed, where the micrite clasts, some of them with Calpionellids, are predominant. **B:** Macrooncoid in which four phases of growth are recognised. In the sketch on the right the growth polarity for each phase is pointed out by arrows. **C:** Detail of the middle unit of the condensed bed. Facies key: **1:** Micrite with planktonic foraminifera; **2:** Pelagic stromatolite; **3:** Micrite clasts; **4:** Internal sediment; **5:** Micrite with benthic organisms; **6:** Carbonate cements; **7:** Iron-oxides; **8:** Glauconite.

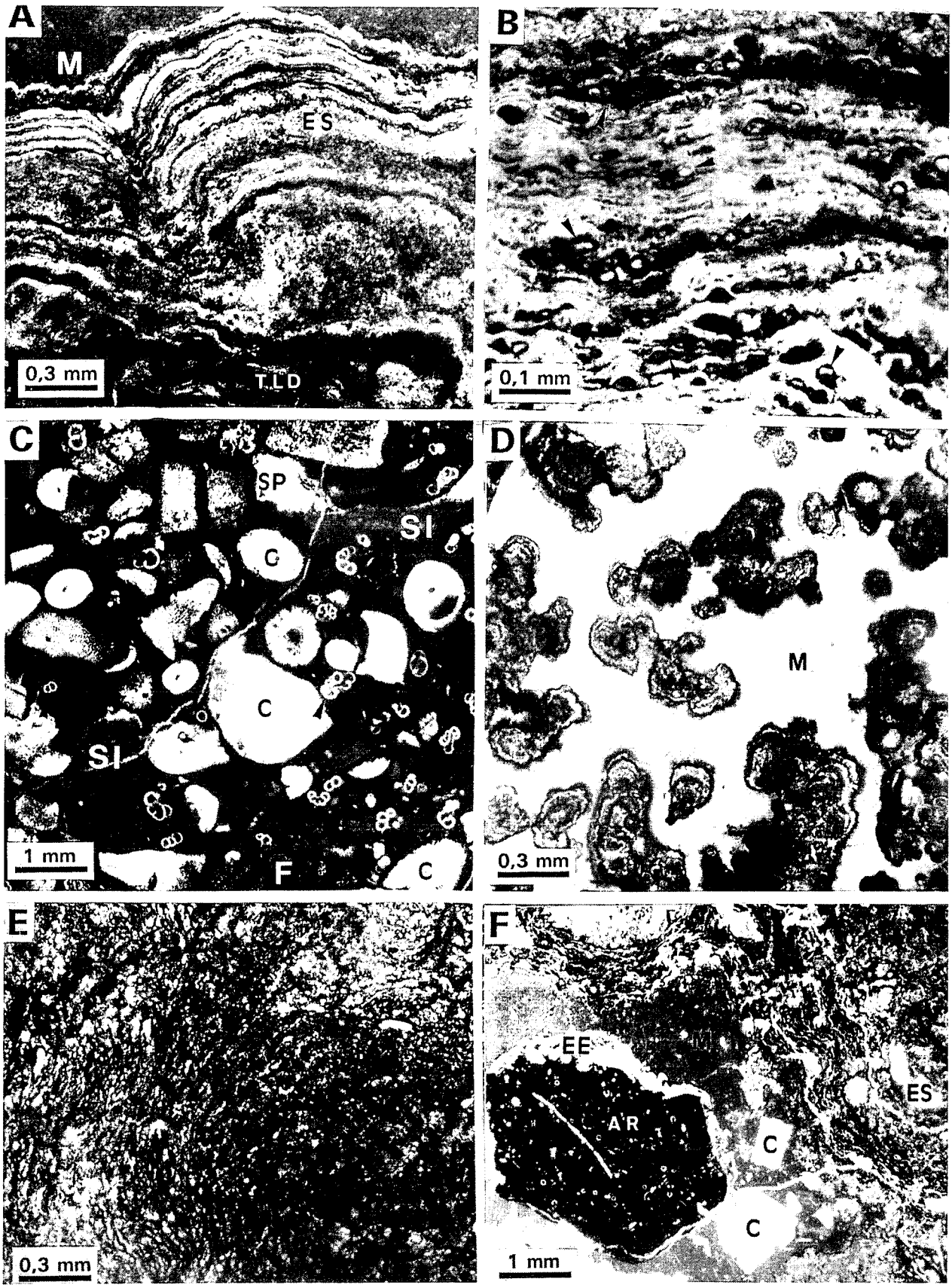


Fig. 3.-Tramo inferior del nivel condensado estudiado. **A:** Estromatolito pelágico (ES), fosilizado por micrita (M); en la parte basal presenta una textura laminada densa (TLD). **B:** Detalle de un estromatolito con láminas de composición calcítica más claras), entre las que se intercalan foraminíferos encostrantes (señalados por flechas). **C:** Facies micríticas ricas en organismos bentónicos; se observan abundantes crinoides (C), foraminíferos planctónicos (señalados por flechas), y cavidades geopetales rellenas por sedimento interno (SI), y por cemento esparítico (SP); en la parte inferior de la fotografía se observan materiales ferruginosos tapizando la pared de una cavidad (F). **D:** Detalle de estromatolitos con morfología arborescente rodeados por micrita (M). **E:** Estromatolito con textura laminada laxa. **F:** Estromatolito pelágico (ES) rodeado por micrita (M) con algunos crinoides (C). Se observa un clasto de micrita

con calpionellas (AR) de la formación infrayacente, con una delgada envuelta estromatolítica (EE), que indica una polaridad hacia la parte de arriba de la fotografía.

Fig. 3.-Lower unit of the studied condensed bed. **A:** Pelagic stromatolite (ES), capped by micrite (M); in the basal part shows a dense laminated texture (TLD). **B:** Close-up of a stromatolite with calcitic laminae (clearest ones) with encrusting foraminifera in between them (arrows). **C:** Benthonic organisms-rich micritic facies; abundant crinoids (C), planktonic foraminifera (arrows), and geopetal cavities filled with internal sediment (SI) and sparry-calcite cement (SP), are shown; in the lower part of the picture iron-oxides covering a wall cavity (F) occur. **D:** Close-up of stromatolites with tree-like morphologies enclosing by micrite (M). **E:** Stromatolite with a lax laminated texture. **F:** Pelagic stromatolite (ES) enclosed by a micrite with crinoids (C). A calpionellid micrite clast (AR) coming from the underlying formation is shown; the clast has a thin stromatolitic cover (EE) pointing out a sedimentary polarity to the upper part of the picture.

tuido por bandas de colores pardos o pardo-rojizos y negros respectivamente. La alternancia de estos tipos de bandas define la laminación típica de estas construcciones (fig. 3A). Se observan además foraminíferos encostrantes, de morfología plano-convexa, con la convexidad orientada hacia el exterior de la estructura (fig. 3B). Pueden aparecer integrados en la estructura del estromatolito definiendo láminas, formando agrupaciones en las inflexiones de la laminación, o bien disponiéndose aislados y distribuidos al azar. En ocasiones pueden llegar a ser muy abundantes, dando a la textura un aspecto poroso característico, al definir un armazón y estar sus cámaras rellenas por esparita de aspecto límpido. A menor escala, se han detectado estructuras de morfología tubular en las láminas del estromatolito, atribuíbles a filamentos de origen bacteriano (fig. 4).

La laminación puede dar lugar a dos tipos de texturas (Krajewski, 1983):

— Textura laminada densa: con láminas planas, o sólo ligeramente onduladas. La continuidad lateral de las láminas puede ser muy grande a la escala de los estromatolitos (fig. 3A).

— Textura laminada laxa o microestromatolítica: con láminas muy onduladas a contorsionadas, que pueden dar lugar a una morfología arborescente. Estas láminas suelen tener una continuidad lateral muy reducida (figs 3D y 3E).

A nivel macroscópico, aunque las morfologías son muy variables, se han distinguido dos tipos de macroformas claramente diferenciados:

— Macrooncoides: están formados por un núcleo micrítico y una envuelta laminada. Su tamaño medio es de 2-3 cm, aunque puede llegar a 5 cm (fig. 2B). El núcleo suele ser un clasto de naturaleza micrítica con abundante fauna planctónica y con perforaciones y ferruginización en su periferia. El tamaño y la forma son muy variables, desde angulosos a redondeados, y desde microscópicos a centimétricos. Estos dos parámetros son los que condicionan la forma de la envuelta estromatolítica externa (figs. 2A, 2B, y 3F). La envuelta muestra una textura laminada. Aunque las láminas más próximas al núcleo suelen tener una estructura laminada densa, hacia el exterior predomina netamente la textura microestromatolítica. La forma de esta envuelta en su conjunto es esférica cuando el núcleo es pequeño (diámetro menor o igual al cm); en estos casos se ha observado que, aunque la morfología de conjunto es subcircular, se distinguen varias generaciones de crecimiento, asimétricas y con distinta orientación (fig. 2B). Cuando los núcleos son mayores, la morfología de la envuelta resulta mucho más irregular.

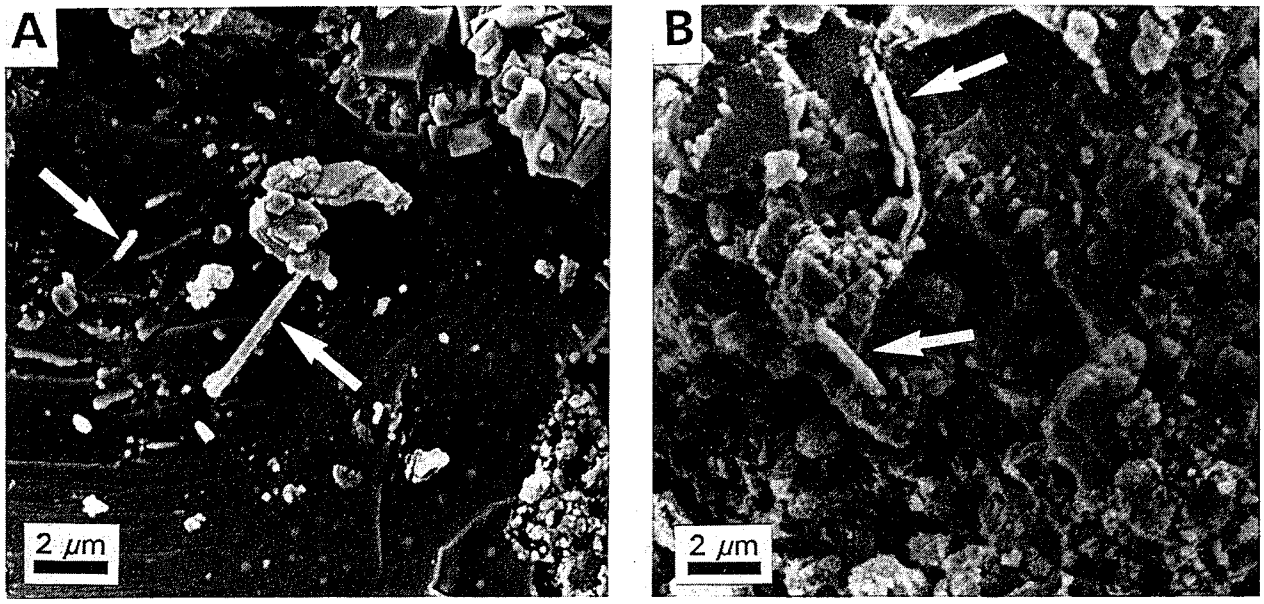


Fig. 4.-Fotografías de un estromatolito pelágico (tramo inferior del nivel condensado) realizadas con el microscopio electrónico de barrido (SEM), en las que aparecen señalados filamentos de posible orígen bacteriano.

Fig. 4.-SEM microphotograph of a stromatolite (lower unit of the condensed bed), with possible bacterial filaments (arrows).

— Lechos laminados: formados por láminas de morfología planar, con algunas intercalaciones de micrita. Su continuidad lateral es de hasta varios metros, y están localmente brechificados. Su textura es laminada densa, con algunas láminas de hasta 2 mm de espesor.

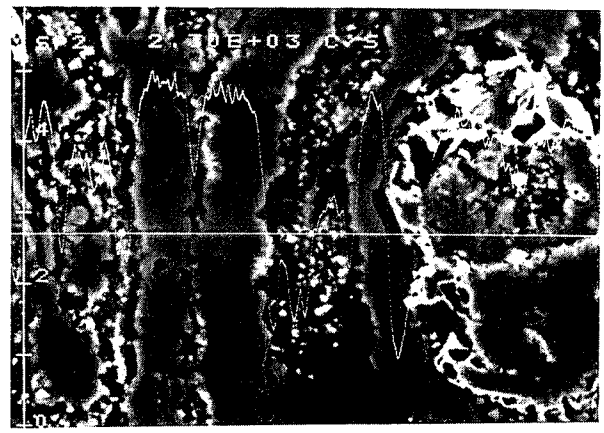
Composición: El análisis por difracción de rayos-X ha revelado que los estromatolitos están constituidos por tres fases minerales dominantes: calcita, gohetita y apatito. La intensidad de las difracciones características de cada una de las fases minerales citadas permite deducir un claro predominio del contenido en calcita respecto a las otras dos fases minerales presentes.

Los análisis por espectrofotometría de dos muestras de estromatolitos pelágicos previamente pulverizadas y homogeneizadas arrojan los siguientes resultados en cuanto a contenido total en PO_4^{3-} y a Fe_2O_3:

	%PO_4^{3-}	%Fe_2O_3
PH-1	0,46	22,66
PH-2	1,38	31,03

Los estudios llevados a cabo mediante microsonda, han permitido realizar perfiles de abundancia relativa del Ca, P, F e Fe (fig. 5). El análisis de los mismos permite extraer conclusiones significativas. El Ca muestra su máxima abundancia en bandas de aspecto masivo y color gris claro con la microsonda, con las cuales coinciden a su vez los mínimos relativos del resto de los elementos analizados (fig. 5). Se trata por tanto, muy probablemente, de bandas de carbonato cálcico (micrita) que al microscopio óptico aparecen con una coloración gris o parda, localmente con ligeros tintes rojizos. Estas bandas alternan con otras de color negro, con pequeñísimos cristales (tamaño del orden de la micra) de color blanco dispersos en su seno (fig. 5). Estos pequeños cristales dan máximos de abundancia relativa de P, F y Ca, por lo que sin duda se trata de cristales de fluorapatito. El material de aspecto masivo y color negro que los rodea, donde se dan los máximos de abundancia de Fe, debe estar constituido por óxidos de hierro (gohetita). Estas bandas se muestran al microscopio petrográfico con un aspecto masivo y un intenso color negro.

Los resultados obtenidos mediante las distintas técnicas se complementan unos a otros con un alto grado de coherencia. Así, se puede concluir que los estromatolitos pelágicos estudiados están constituidos por tres fases minerales principales, calcita, gohetita y fluroapatito, distribuidas en bandas alternantes de composición calcítica y de gohetita con cristales micrométricos de fluorapatito respectivamente. El contenido total en calcita supera el 60 %, la gohetita muestra rangos de abundancia comprendidos entre el 20 y el 30 % aproximadamente, mientras que el fluorapatito constituye



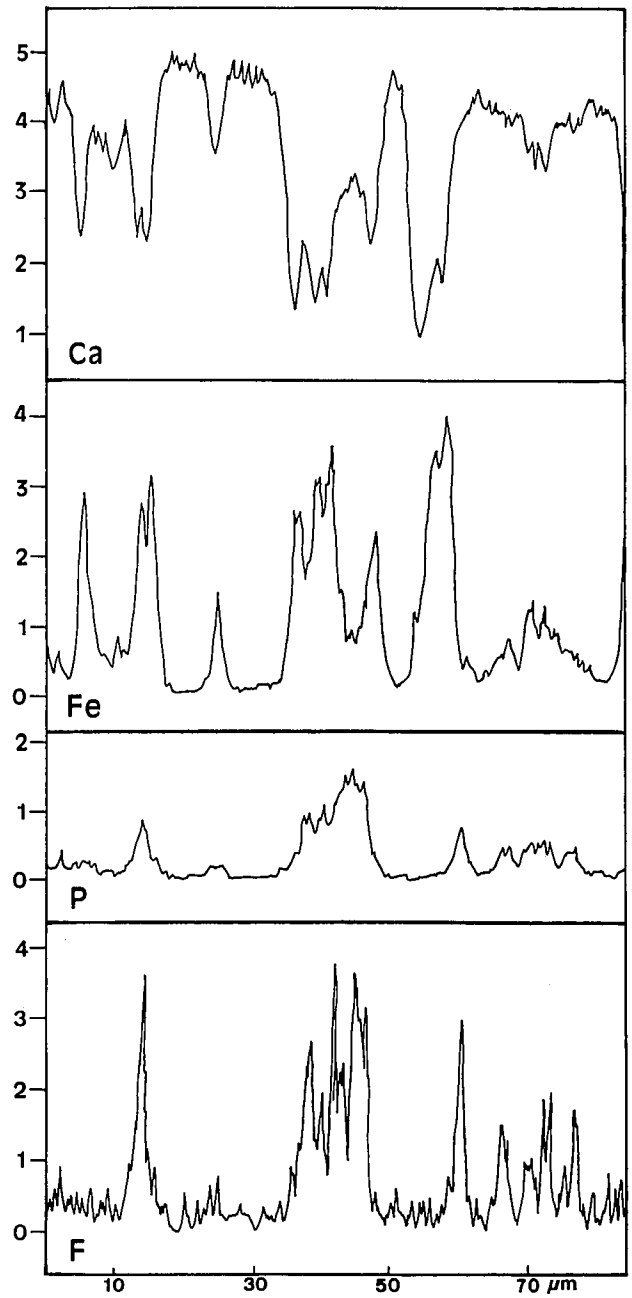


Fig. 5.-Microprobe cualitative microanalysis (Ca,Fe,P y F) of stromatolitic laminae (lower unit of the condensed bed). For explanation see text.

Fig. 5.-Perfiles de abundancia relativa de Ca,Fe,P y F en las láminas de un estromatolito del tramo inferior del nivel condensado, realizados con la microsonda electrónica. Explicación en el texto.

sólo pequeños porcentajes de la mineralogía total de las muestras. Junto a los dos tipos de bandas citadas, al microscopio petrográfico se observa un tercer tipo constituido por pequeños cristales de calcita (microesparita) que probablemente son el resultado de la recristalización de originales bandas micríticas.

4.2.2. *Lecho brechoide intermedio.*

Está representado por un nivel brechoide, de un espesor aproximado de 1,5 cm, y en el cual aparecen como característica diferenciadora granos glauconitizados. Su estudio ha resultado del máximo interés: se trata de un material que se dispone sobre una superficie ligeramente irregular, erosiva a la escala del microscopio. No existe ningún tipo de ordenación interna en los granos, aunque sí la hay en la matriz, que es una micrita azoica. Esta se concentra en la parte basal del lecho *(packstone),* mientras que hacia el techo los espacios intergranulares están mayoritariamente ocupados por un cemento de tipo esparítico *(grainstone)* (fig. 6A). Se han reconocido cementos calcíticos con morfología pendular (cementos gravitacionales, Marfil y de la Peña, 1989), principalmente ligados al contacto con el tramo superior. Litológicamente se han reconocido tres tipos de granos: estromatolíticos, micríticos y glauconíticos (fig. 6A y 6B):

— Granos estromatolíticos. Son angulosos, con formas tabulares de tamaños medios de 1 × 3 mm, y máximos de 1 × 2 cm. Su litología es idéntica a la del estromatolito de morfología planar que se sitúa en el techo del tramo inferior antes descrito, y sólo están alterados en sus bordes, con el desarrollo de una envuelta glauconítica muy superficial.

— Granos micríticos. Sus contornos son redondeados, y el diámetro medio es de 1 mm. Texturalmente se trata de *wackestone* con foraminíferos planctónicos. Suelen estar más o menos glauconitizados en sus bordes.

— Granos glauconíticos. La glauconita se ha reconocido al microscopio formando granos, o bien como alteración superficial de clastos de distinta litología, en general micrítica, caso en que la glauconitización afecta a un elevado porcentaje del grano, o estromatolítica, con una glauconitización muy superficial (figs. 6A y 6B). Su diámetro oscila desde el tamaño arena a tamaño limo. Se han observado abundantes inclusiones de naturaleza silícea o ferruginosa, especialmente en los de mayor tamaño.

4.2.3. *Tramo superior.*

Su espesor es de unos 10 cm. Se trata de una micrita con foraminíferos planctónicos y calcisferúlidos, algo brechificada en la parte basal, con un moderado contenido en óxidos de hierro (figs. 6C y 6D). Los óxidos de Fe aparecen preferentemente en la parte inferior del tramo, rellenando grietas o como impregnaciones.

4.3. *Edad.*

En la figura 2 se representan los intervalos de tiempo geológico que indican las asociaciones de foraminíferos planctónicos o calpionellas encontradas a distintas alturas estratigráficas en el nivel condensado y en las formaciones infra y suprayacentes.

En la parte más alta de la Fm. *Ammonítico Rosso* Superior infrayacente se ha datado el Valanginiense inferior con la asociación de calpionellas formada por *Calpionellites darderi, Tintinopsella longa* y *Calpionellites sp.,* que caracterizan la zona E de Remane (1978), del Valanginiense inferior.

En el tramo inferior, unos 2 cm por encima de su muro, se ha encontrado *Hedbergella trocoidea, Ticinella bejauaensis* y *Ticinella roberti;* esta asociación podría asignarse a una edad Aptiense superior o Albiense inferior. En la parte alta de este mismo tramo inferior se ha hallado *Planomalina buxtorfi,* que data el Albiense superior. En la parte terminal del tramo, e incluso afectadas por el contacto erosivo base del lecho brechoide intermedio, se han encontrado algunas secciones de *Rotalípora montsalvensis* que se distribuye desde la parte superior del Cenomaniense inferior hasta la parte inferior del Cenomaniense superior (por simplificación del texto, nos referiremos a este intervalo como Cenomaniense medio). Este mismo foraminífero se ha encontrado justo en el muro del tramo superior. De todo esto se deduce que la edad del tramo inferior sería Aptiense superior o Albiense inferior a Cenomaniense medio, sin descartar que en los centímetros inferiores esté representado parte al menos del resto del Aptiense. Asimismo la edad del lecho brechoide intermedio sería Cenomaniense medio, intervalo en el que también comenzaría el depósito del tramo superior.

En el tramo superior, además de la datación realizada en el muro comentada en el párrafo anterior, se han datado otras dos muestras. De ellas, la primera situada unos 1,5 cm., aproximadamente, sobre el muro presenta formas asignables a los géneros *Globotruncana* y *Marginotruncana;* la ausencia de secciones de otros taxones característicos hace que se asigne esta muestra a una edad Turoniense superior-Coniaciense inferior?. La segunda, extraída en la parte más alta del tramo ha suministrado secciones de *Dicarinella concavata,* de edad Coniaciense superior-Santoniense inferior. Por tanto, se puede asignar al tramo superior una edad comprendida entre el Cenomaniense medio y el Santoniense inferior. Por último, la base de la Fm. Capas Rojas suprayacente contiene *Dicarinella asymmetrica,* que puede ser asignada al Santoniense aunque sin más precisiones.

4.4. *Discontinuidades estratigráficas.*

En relación con el nivel condensado estudiado se pueden diferenciar las siguientes discontinuidades (1, 2 y 3 en fig. 2):

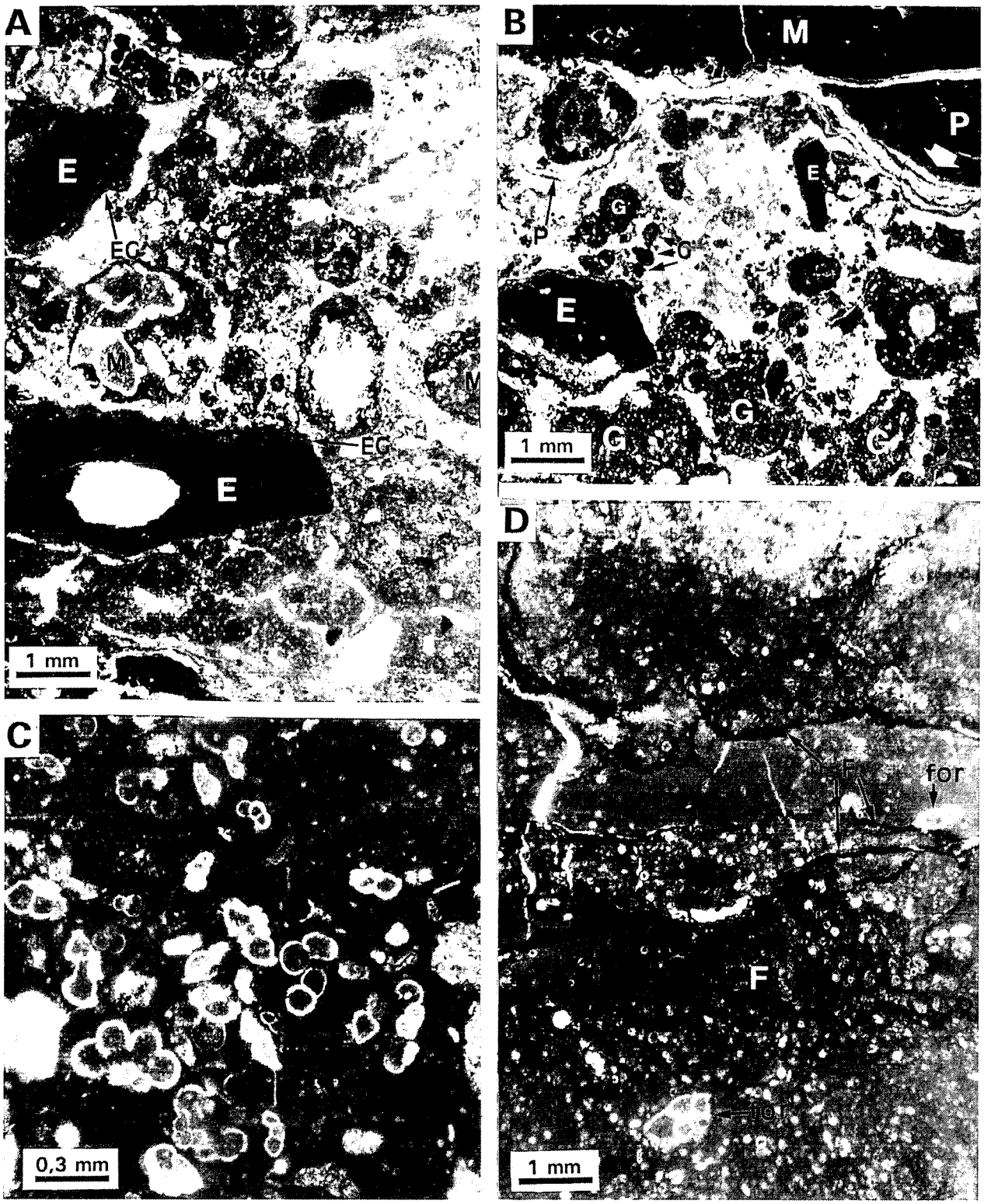


Fig. 6.-Tramos intermedio (**A y B**) y superior (**C y D**) del nivel condensado. **A:** Microbrecha con clastos estromatolíticos (E), con delgadas envueltas glauconíticas (EG), micríticos (M), y glauconíticos (G). **B:** Contacto entre los tramos intermedio y superior. Predominan los granos de glauconita (G), y también se observan algunos estromatolíticos (E); en el contacto con la micrita (M) del tramo superior hay cementos calcíticos con morfología pendular (P). **C:** *Mudstone* con foraminíferos planctónicos. **D:** *Mudstone* con foraminíferos (for), en la que se observan materiales ferruginosos (F).

Fig. 6.-Middle (**A y B**) and upper (**C y D**) unit of the condensed bed. **A:** Microbreccia with stromatolitic clasts (E) coated by a thin glauconite cover (EG), micrite (M) and glauconite (G) clasts. **B:** Boundary between the middle and the upper units of the condensed bed. Glauconite clasts (G) are predominant and some other stromatolite clast occurs; in the contact with the micrite (M) of the upper unit, carbonate cements with pendant morphologies (P) exist. **C:** Mudstone with planktonic foraminifera. D: Mudstone with foraminifera (for) and iron-oxides (F).

1. Intravalanginiense: constituida por una superficie irregular, karstificada y con diques neptúnicos, rellenos por distintos tipos de materiales, en general micríticos, que representa el techo de la Fm. *Ammonítico Rosso* Superior, en cuya parte más alta se ha datado el Valanginiense inferior mediante calpionellas (ver apartado anterior). Esta discontinuidad ha sido puesta de manifiesto en las áreas someras marginales de la cuenca (Zona Prebética), así como en umbrales pelágicos del interior de la misma (Penibético) (García-Hernández *et al.*, 1982; Vera, 1988). La sedimentación que se superpone a ella en el área estudiada, constituye ya el nivel condensado, y la primera datación obtenida en él mismo corresponde a una asociación que data el Aptiense superior ó Albiense inferior, sin que se haya descartado (ver apartado 4.3) que parte al menos del resto del Aptiense pueda estar representado. Por ello, el inicio de la sedimentación del nivel condensado estudiado es probable que ocurriera en relación con los momentos posteriores a la discontinuidad intraaptiense detectada en amplios sectores de las Zonas Externas béticas (García-Hernández *et al.*, 1982; Vera, 1988; Martín-Algarra *et al.*, en prensa) y que aquí se encontraría superpuesta a la discontinuidad intravalanginiense.

2. Cenomaniense medio: corresponde al lecho brechoide intermedio del nivel condensado descrito. Representa un nivel de removilización que da paso a un cambio en el tipo de sedimentación, coincidiendo con los instantes posteriores a la gran transgresión del Cenomaniense (García-Hernández *et al.*, 1982; Vera, 1988; Martín-Algarra *et al.*, en prensa).

3. Santoniense basal: coincide con la superficie superior del nivel condensado estudiado y da paso, en este ejemplo, a la homogeneización de la sedimentación en el área estudiada con el depósito de la Fm. Capas Rojas de forma generalizada. En algunos sectores de la Sierra de Estepa donde no existe nivel condensado, la Fm. Capas Rojas se llega a disponer directamente encima de la Fm. *Ammonítico Rosso* Superior.

Todas estas discontinuidades no han podido ser detectadas en el Cretácico del norte de la S.ª de Estepa con sedimentación más potente y continua. Su posible existencia estaría marcada por rasgos mucho menos patentes que los anteriormente citados, lo que haría necesario un mayor control bioestratigráfico del que se dispone hasta la fecha y una inspección detallada de aquellos intervalos cronoestratigráficos donde se supone deban estar reflejadas.

5. DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN

5.1. *De los distintos tipos de facies y componentes.*

Estromatolitos pelágicos.- Según diversos autores (Krajewski, 1983; Vera y Martín-Algarra, en prensa; Martín-Algarra y Vera, en prensa), los estromatolitos pelágicos han sido construidos básicamente por la actividad de microorganismos (filamentos) y, en menor grado, de foraminíferos encostrantes. Los filamentos tienen un origen microbiano. Son bacterias cuya actividad vital genera precipitación de fosfatos en el fondo del mar, donde viven. Además de esta función, los filamentos, cuando se disponen perpendicularmente a la superficie en que se asientan, atrapan sedimento pelágico que pasa a formar parte del estromatolito. Los foraminíferos encostrantes, que no aparecen siempre como ya se ha visto, contribuyen a la consolidación de la estructura, confiriéndole una resistencia frente a la acción de corrientes y la bioturbación.

La tasa de crecimiento de estas construcciones es muy baja, apuntando Vera y Martín-Algarra (en prensa), una media de décimas de mm cada 1000 años. Se trata de un promedio, pues el crecimiento de este sedimento biogénico es un proceso discontinuo, en el que pueden tomar parte incluso fenómenos de tipo erosivo. En el ejemplo que aquí se plantea, el rango de tasa de sedimentación calculado es del mismo orden. De esto se desprende que una tasa de sedimentación nula o muy baja es probablemente condición necesaria para que se puedan desarrollar estas estructuras.

La morfología a escala mesoscópica parece estar condicionada por la tasa de sedimentación; la gradación de formas establecida desde las planares, pasando por las microestromatolíticas hasta llegar a las arborescentes supone el desarrollo de formas cada vez más laxas hacia el exterior del estromatolito, embebidas en sedimento micrítico. Esto podría estar relacionado con un aumento progresivo de la tasa de sedimentación en esta parte de la cuenca. Los macrooncoides con una estructura esférica simétrica indicarían movimientos de la estructura durante su crecimiento, de modo que el giro de la misma permitiese el crecimiento de la envuelta en todas las direcciones. Estos movimientos debieron estar muy espaciados en el tiempo, ya que las distintas fases de crecimiento reconocidas en los macrooncoides tienen espesores del orden de 2 a 5 mm (fig. 2B). La detención del crecimiento estaría ligada al enterramiento de los mismos al aumentar la tasa de sedimentación. El valor de este parámetro estaría posiblemente condicionado por la energía del medio, de modo que cuando ésta era elevada los sedimentos finos eran barridos del fondo sin llegar a ser depositados. La energía sería debida a la actuación de corrientes submarinas.

Glauconita. La glauconitización es un proceso de alteración que actúa de manera centrípeta, progresando a través de los poros del sustrato que modifica. Así, en los clastos micríticos la glauconitización estuvo condicionada por su tamaño y grado de litificación, afectando en mayor grado a los clastos más pequeños o menos litificados. La glauconita resultante, poco evolucionada, indicaría una exposición en el fondo marino de no muy larga duración (10^3 a 10^4 años, según los criterios propuestos por Odin y Matter, 1981). La actuación de corrientes y una cierta remoción han sido invocadas por Odin y Matter (1981), para explicar el redondeamiento de estos granos, aunque no son factores determinantes en su formación.

Cementos pendulares. Los cementos de morfolo-

gía pendular, gravitacionales según la denominación de Marfil y de la Peña (1989), situados en el lecho intermedio, principalmente a su techo, indican un ambiente vadoso (ver, p.ej. Tucker y Wright, 1990). Su presencia en el seno de materiales marinos pelágicos les confiere un gran interés, ya que indican una fase de emersión de los mismos que habría ocurrido en el Cenomaniense medio.

Wackestone de foraminíferos. Este tipo de sedimento, propio de ambientes pelágicos, se depositaría en períodos de menor efecto de barrido del fondo por las corrientes. Representarían la sedimentación "normal" del umbral pelágico, con el máximo valor de la tasa de sedimentación reconocida en el nivel condensado.

5.2. Del medio sedimentario.

Tras la interrupción de la sedimentación ligada a la discontinuidad del Valanginiense, la sedimentación no se reanudó en éste sector, probablemente, hasta el Aptiense. Los fósiles más antiguos reconocidos datan el Aptiense superior o Albiense inferior. El depósito del primer tramo descrito, con abundantes estromatolitos pelágicos, tuvo lugar en un fondo marino afectado por corrientes submarinas. El crecimiento de los estromatolitos pelágicos terminaba cuando el depósito de sedimento micrítico detenía su crecimiento por enterramiento. Este aumento de la tasa de sedimentación debió estar relacionado con la disminución de la energía de las corrientes.

La actuación de corrientes es un factor básico en la génesis de los estromatolitos pelágicos, debido a su acción de barrido sobre el fondo, que en último término contribuye a disminuir la tasa de sedimentación (Föllmi, 1989). Según Delamette (1988), durante el Aptiense-Cenomaniense existió un sistema de corrientes en el Tethys, que circulaba en su margen septentrional en sentido oeste. Aunque diversos autores consideran un estancamiento general de las aguas del océano cretácico debido al aumento de la temperatura global, Pedersen y Calvert (1990) estiman que el sistema de corrientes para esta edad generaba una circulación de aguas de gran intensidad, lo que coincide con las observaciones de Delamette (1988) y Föllmi (1989). Estas corrientes se verían potenciadas a su paso por altos topográficos submarinos, tales como el área que aquí se estudia.

De este modo, durante el depósito del primer tramo (Aptiense superior-Albiense inferior a Albiense superior), predominaría la actividad biológica de las bacterias, en unas condiciones de barrido del fondo por las corrientes, dando los valores mínimos de la tasa de sedimentación. El crecimiento de los estromatolitos se alternaría con períodos de depósito de sedimento micrítico.

Durante el Cenomaniense medio, un evento de alta energía produciría remoción de los sedimentos menos consolidados, así como erosión de los elementos ya litificados. Durante un período de exposición en el fondo marino con unas condiciones ligeramente más oxigenadas (Odin y Letolle, 1980), se produciría la glauconitización de estos intraclastos. Este proceso de glauconitización prosperó más en los granos menos litificados y más pequeños, inicialmente micríticos; sin embargo, sólo pudo alterar de una manera superficial los granos más consolidados. Después de un período de exposición en el fondo marino, remoción y glauconitización, estos materiales quedaron emergidos, y se generaron los cementos pendulares en un ambiente vadoso.

El ligero aumento en la tasa de sedimentación durante el depósito del tramo superior, indicaría un ambiente de menor energía. Esta tendencia se explicaría por una profundización progresiva de la cuenca, que sería el preludio de la entrada de la sedimentación margosa a partir del Santoniense. Esta detención del crecimiento de estromatolitos en el Cenomaniense y una subsiguiente profundización de la cuenca también han sido deducida en otros sectores de la cuenca Subbética, aunque de una manera más rápida (Martín-Algarra y Vera, en prensa).

5.3. *Marco paleogeográfico.*

El área de alto fondo o umbral pelágico donde se depositó el nivel condensado (Sierra de Estepa), constituía una irregularidad topográfica, aislada en el conjunto de la cuenca a partir del Valanginiense inferior, como ya interpretara Castro (1990). Este área estaría rodeada por fondos marinos más profundos y subsidentes donde se acumularon potentes espesores de sedimentos a lo largo de todo el Cretácico (fig.7). Una de estas áreas más profundas se ubicaba al norte de la Sierra de Estepa, y de la localidad del mismo nombre. La presencia de bloques de calizas oolíticas con corales de la Fm. Camarena (Jurásico medio) en el seno de la Fm. Carretero que aflora en el área citada (figs.1 y 7), nos permite concluir una relación paleogeográfica entre el ámbito de depósito de esta serie y áreas tipo Sierra de Estepa. La ausencia de afloramientos en los que se observe la continuidad entre los términos jurásicos que afloran en la Sierra de Estepa y los cretácicos del área septentrional puede ser debido, al menos en parte, a que ya existieran durante el Cretácico relaciones tectónicas a favor de fallas, entre las áreas elevadas y las más deprimidas y subsidentes. Los escarpes de estas fallas, en los que aflorarían calizas oolíticas con corales de la Fm. Camarena, serían el área fuente de los bloques que encontramos intercalados en la Fm. Carretero del área septentrional de Estepa (fig.7).

La existencia de una importante fase de fracturación al final del Bathoniense medio, edad de la finalización del depósito de las calizas oolíticas de la Fm. Camarena, ha sido ampliamente documentada en los estudios llevados a cabo tanto en la Sierra de Estepa como en áreas próximas (Vera *et al.*, 1984, 1988; Molina, 1987; Castro, 1990; Molina y Ruiz-Ortiz, 1990; Ruiz-Ortiz *et al.*, 1990). Esta fase de fracturación fue proba-

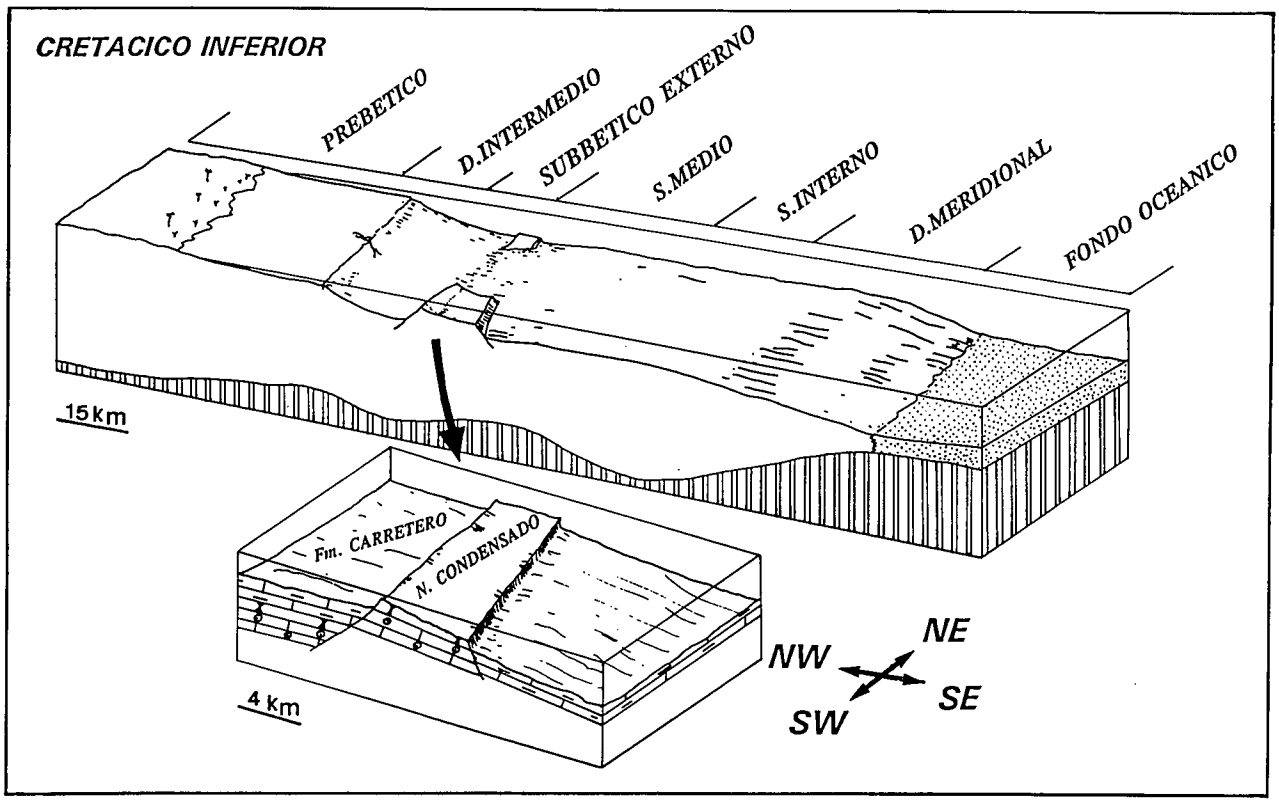


Fig. 7.-Reconstrucción paleogeográfica de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas para el Cretácico Inferior (tomada de Vera, 1988), y detalle en el que se recoge la paleogeografía del área de Estepa.

Fig. 7.-Paleogeographic reconstruction of the External Zones of the Betic Cordillera for the Lower Cretaceous (after Vera, 1988), and detail showing the paleogeography for the Estepa region.

blemente responsable de una primera estructuración de esta parte de la cuenca en bloques más o menos subsidentes. Posteriormente, durante el Cretácico, la tectónica debió jugar asimismo un papel importante en la acentuación de la subsidencia diferencial entre áreas próximas. Vera *et al.*, (1984) y Molina (1987) describen en el Subbético Externo de la Sierra de Cabra una fase de emersión durante el Cretácico, con karstificación y formación de diques que posteriormente serán rellenados por una sedimentación rica en *globotruncanas*. Fenómenos similares han sido descritos por González-Donoso *et al.*, (1983) en el Penibético y por Martín-Algarra *et al.* (1983) en la Almola, donde puede faltar gran parte del Cretácico Inferior.

5.4. *Interpretación secuencial en el contexto de la cuenca.*

Todas las secuencias deposicionales cretácicas, que formalmente podrían definirse en el ámbito de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas entre el Valanginiense inferior y el Santoniense basal, tienen por tanto, como única representación en la Sierra de Estepa, un nivel condensado de 25 cm de espesor. Se ha elegido el nombre de nivel condensado y no el de sección condensada, únicamente por la apariencia del mismo y por su reducida potencia. Por otra parte, el término sección (o secuencia) condensada tiene una significación muy concreta en Estratigrafía Secuencial, en cuanto que denomina una de las partes en que puede subdividirse una secuencia deposicional (Van Wagoner *et al.*, 1988). En el ejemplo estudiado, por el contrario, todas las secuencias deposicionales cretácicas representadas, lo están únicamente a través de lo que podría ser considerado su sección condensada correspondiente.

En efecto, Vera (1989) plantea la correlación entre los niveles de sedimentación condensada que se asocian a las discontinuidades en los umbrales pelágicos, y la sección o secuencia condensada que coetáneamente se desarrollaría en el margen de la cuenca. Los niveles condensados representarían el inicio de la inundación o de la subida del nivel del mar en los umbrales pelágicos tras la caída del nivel del mar que habría generado la discontinuidad asociada. Posteriormente, durante el estadío de alto nivel del mar, se desarrollaría el resto de la secuencia deposicional con sedimentación normalmente de carácter pelágico.

En el ejemplo estudiado, el régimen oceanográfico imperante en el umbral pelágico constituido por la Sierra de Estepa durante el intervalo Valanginiense inferior-Santoniense basal, sólo permitió el desarrollo en ciertas partes del umbral de un nivel condensado complejo (fig.7). En el desarrollo del mismo, probablemente sólo influyeron y quedaron por tanto registradas, las oscilaciones del nivel del mar de mayor ampli-

tud, de cuantas afectaron al conjunto de la cuenca en el intervalo citado. La etapa transgresiva posterior a la discontinuidad intraaptiense, determinó el comienzo de la formación de nivel condensado; la amplia transgresión del Cenomaniense quedó registrada en los sedimentos micríticos que fosilizaron el nivel de removilización con evidencias de emersión del Cenomaniense medio, y la transgresión posterior a la discontinuidad del Santoniense basal puso fin a la sedimentación condensada en la zona. Otros episodios de oscilación del nivel del mar, registrados en amplias áreas del resto de la cuenca de las Zonas Externas, en el intervalo citado (Valanginiense inferior-Santoniense basal), como son las discontinuidades intrahauteriviense e intraalbiense (Vera, 1988; Martín-Algarra *et al.*, en prep.) no quedaron marcados en este umbral pelágico. Ello nos hace postular la consideración de estos últimos episodios de oscilación del nivel del mar como de importancia subordinada (al menos en el área estudiada), en cuanto a amplitud, respecto a los anteriormente descritos y que sí quedaron registrados en este umbral pelágico.

6. CONCLUSIONES

La sedimentación cretácica en la Sierra de Estepa durante el período comprendido entre el Aptiense superior-Albiense inferior y el Coniaciense superior-Santoniense basal ha sido identificada como de tipo **pelágico condensado** (*sensu* Vera, 1989). La tasa de sedimentación estimada es del orden de décimas de mm cada mil años. La litología de los materiales depositados es propia de secciones condensadas pelágicas: estromatolitos y micritas pelágicas.

El depósito del nivel condensado tuvo lugar en dos etapas bien diferenciadas. La primera, comprendida entre el Aptiense superior ó Albiense inferior y el Albiense superior-Cenomaniense, estuvo dominada por el crecimiento de estromatolitos pelágicos. La segunda, que abarca del Cenomaniense medio al Santoniense basal, supuso el depósito de micritas pelágicas, con una tasa de sedimentación ligeramente mayor que en la etapa anterior. Entre ambas etapas tuvo lugar una fase de erosión, exposición submarina, glauconitización y emersión, que ocurrió en el Cenomaniense medio.

El crecimiento de los estromatolitos estuvo determinado por dos factores:

1. La actividad biológica de cierto tipo de bacterias.
2. La práctica ausencia de sedimentación, que permitió que estas estructuras se desarrollasen, ya que debido a su escasa tasa de crecimiento, cualquier aporte de sedimento las enterraría. Consideramos que la acción de corrientes submarinas jugó un papel importante en esta ausencia de depósito.

Paleogeográficamente, el sector estudiado se mantuvo como un umbral pelágico limitado por áreas más profundas que recibían una sedimentación de tipo margoso. Fue, pues, una irregularidad topográfica en el fondo del margen sudibérico durante el Cretácico. En ella sólo quedaron registradas las oscilaciones del nivel del mar de mayor amplitud de cuantas afectaron al conjunto de la cuenca durante el intervalo Valanginiense inferior-Santoniense basal, como probable consecuencia de la paleogeografía y del régimen oceanográfico existente. De este modo las secuencias deposicionales que podrían distinguirse están únicamente constituidas por la sección condensada, y siempre de potencia muy reducida.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a D. Roque Aguado Merlo el estudio de la microfauna de foraminíferos planctónicos: al Dr. A. Molina-Díaz la realización de los análisis químicos; al Dr. A. López-Galindo la asistencia prestada en los análisis por difracción de rayos-X y al personal de los Servicios Técnicos de la Universidad de Granada, su amabilidad y paciencia. El Dr. J.A. Vera realizó una revisión crítica del manuscrito; sus sugerencias y comentarios han mejorado sensiblemente el mismo. Este trabajo ha contado para su realización con financiación de la CICYT a través del proyecto PB87-0971, y de la Junta de Andalucía a través del Grupo de Investigación "Discontinuidades Estratigráficas", organismos a los que se les muestra nuestro reconocimiento.

BIBLIOGRAFÍA

Castro,J.M. (1990): *Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético Externo de las sierras de Estepa (provincia de Sevilla).* Tesis de Licenciatura. Univ. Granada. 93 p. (inédita).

Castro,J.M., Checa,A. y Ruiz-Ortiz,P.A. (1990): Cavidades kársticas con relleno de Calloviense superior y Oxfordiense inferior (Subbético Externo; Sierra de Estepa, provincia de Sevilla). *Geogaceta,* 7: 61-63.

Comas,M.C., Ruiz-Ortiz,P.A. y Vera, J.A. (1982): El Cretácico de las Unidades Intermedias y la Zona Subbética. En: *El Cretácico de España.* Univ. Complutense de Madrid, p. 570-603.

Cruz-Sanjulián,J. (1974): *Estudio geológico del sector Cañete la Real-Teba-Osuna.* Tesis Univ. Granada, 431 p.

Delamette,M. (1988): Relation between the condensed Albian deposits of the Helvetic Domain and the oceanic current influenced continental margin of the northern Tethys. *Bull. Soc. Geol. France,* 8: 739-745.

Föllmi,K.B. (1989): *Evolution of the Mid-Cretaceous Triad.* Lecture Notes in Earth Sciencies, 23, Springer-Verlag. Berlín. 153 p.

García-Cervigón,A., Martín-Algarra,A., Montealegre,L. y Vera, J.A. (1986-87): Estromatolitos pelágicos fosfatados relacionados con discontinuidades estratigráficas en el Cretácico del Penibético (provincia de Málaga). *Acta Geol. Hisp.,* 21-22: 361-371.

García-Hernández,M., López-Garrido,A.C., Martín-Algarra, A. y Vera,J.A. (1982): Cambios eustáticos en el Cretácico de la Cordillera Bética: Comparaciones de la evolución sedimentaria de un dominio de plataforma (Zona Prebética) y otro de umbral (Penibético). *Cuad. Geol. Ibérica,* 8: 581-597.

García-Hernández,M., Martín-Algarra,A., Molina,J.M., Ruiz-Ortiz,P.A. y Vera,J.A. (1988): Umbrales Pelágicos: Metodología de estudio, tipología y significado en el Análisis de Cuencas. *II Congreso Geológico de España.* S.G.E. Simposios: 231-240.

González-Donoso,J.M., Linares,D., Martín-Algarra,A., Rebollo,M., Serrano,F. y Vera,J.A. (1983): Discontinuidades estratigráficas durante el Cretácico en el Penibético (Cordillera Bética). *Estudios Geol.,* 39: 71-116.

Krajewski,K.P. (1983): Aptian pelagic phosphate-rich macrooncoids from the Tatra Mts. Poland. In: *Coated Grains* (M.T.Peryt, Ed.). *Springer-Verlag,* Berlin, p. 344-357.

Marfil,R. y Peña,J.A. de la (1989): Diagénesis: Rocas siliciclásticas y rocas carbonáticas. In: *Sedimentología,* (A.Arche, Ed.), *C.S.I.C.,* Vol. II: 343-431.

Martín-Algarra,A. (1987): *Evolución alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética (sector central y occidental).* Tesis Doct. Univ. Granada, 1271 p.

Martín-Algarra,A., Checa,A., Oloriz,F. y Vera,J.A. (1983): Un modelo de sedimentación pelágica en cavidades kársticas: La Almola (Cordillera Bética). *X Congr. Nac. Sedim.,* Mahón, p.3.21-3.25.

Martín-Algarra,A., Ruiz-Ortiz,P.A. y Vera,J.A. (en preparación): Factors controlling Cretaceous turbidite sedimentation in the Betic Cordillera.

Martín-Algarra,A. y Vera,J.A. (en prensa): Mesozoic pelagic phosphate stromatolites from the Penibetic (Betic Cordillera, Southern Spain). In: *Phanerozoic Stromatolites II,* (C.L.V.Monty & J. Sarffati, Eds.), *Springer-Verlag,* Berlín.

Molina,J.M. (1987): *Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético Externo (provincia de Córdoba y sur de Jaén).* Tesis Doct. Univ. Granada, 518 p.

Molina,J.M. y Ruiz-Ortiz,P.A. (1990): Nuevos datos y modelo genético sobre brechas jurásicas generadas en relación con fallas transcurrentes (Subbético Externo; provincia de Córdoba). *Geogaceta,* 7: 56-59.

Odin,G.S. y Letolle,R. (1980): Glauconitization and phosphatization environments: A tentative comparison. In: *Marine Phosphorites* (Y.K.Bentor and Scripps Institution of Oceanography, Eds.). *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec.Publ.,* 29: 227-237.

Odin,G.S. y Matter,A. (1981): De glauconiarum origine. *Sedimentology.* 28: 611-641.

Pedersen,T.F. y Calvert,S.E. (1990): Anoxia vs. Productivity: What Controls the Formation of Organic-Carbon-Rich Sediments and Sedimentary Rocks?. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.Bull,* 74: 454-466.

Remane,J. (1978): Calpionellids. In: *Introduction to Marine Micropaleontology* (B.U.Haq and A.Boersma, Eds.). Elsevier, Amsterdam, 161-170.

Ruiz-Ortiz,P.A., Checa,A. y Molina,J.M. (1990): Paleofosa tectónica con relleno de *Ammonítico Rosso* del Jurásico superior (Subbético Externo; provincia de Córdoba). *Geogaceta,* 7: 59-61.

Shapiro,L. y Brannock,W.W. (1962): Rapid analysis of silicate, carbonate and phosphate rocks. Contributions to Geochemistry. *U.S.Geol.Survey Bull,* 1144-A.

Tucker,M.E. y Wright,V.P. (1990): *Carbonate Sedimentology.* Blackwell, Oxford, 482 p.

Van Wagoner,J.C., Posamentier,H.W., Mitchum,R.M.Jr., Vail,P.R., Sarg,J.F., Loutit,T.S. y Handerbol,J. (1988): An overview of the fundamentals of Sequence Stratigraphy and key definitions.In: *Sea-level changes: an integrated approach,* (C.K.Wilgus, B.S.Hastings, C.G.St.C.Kendall, H.W.Posamentier, C.A.Ross y J.C. Van Wagoner, Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral.* Spec.Publ. 42: 39-47.

Vera,J.A. (1988): Evolución de los sistemas de depósito en el Margen Ibérico de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. España,* 1: 373-391.

Vera,J.A. (1989): Diferenciación de unidades estratigráficas en materiales pelágicos. *Rev. Soc. Geol. España.,* 2: 335-374.

Vera,J.A. y Martín-Algarra,A. (en prensa): Mesozoic stratigraphic breaks and pelagic stromatolites in the Betic Cordillera (Southern Spain). In: *Phanerozoic Stromatolites II* (C.L.V.Monty & J.Sarffati, Eds.), *Springer-Verlag,* Berlín.

Vera,J.A., Molina,J.M. y Ruiz-Ortiz,P.A. (1984): Discontinuidades estratigráficas, diques neptúnicos y brechas sinsedimentarias en la sierra de Cabra. (Mesozoico, Subbético Externo). En: *Libro homenaje a Luis Sánchez de la Torre,* (A.Obrador, Ed.). *Publicaciones de Geología,* 20: 141-162.

Vera,J.A., Ruiz-Ortiz,P.A., García-Hernández,M y Molina,J.M. (1988): Paleokarst and related pelagic sediments in the Jurassic of the Subbetic Zone, Southern Spain. In: Paleokarst (N.P.James & P.W.Choquette, Eds.), *Springer-Verlag,* New York, p. 364-384.

Recibido el 19 de mayo de 1991
Aceptado el 18 de septiembre de 1991