

AMBIENTE DEPOSICIONAL DE LOS YACIMIENTOS FOSILIFEROS
DEL MUSCHELKALK SUPERIOR DE ALCOVER - MONT. RAL

(Montañas de Prades, provincia de Tarragona)

Por M. ESTEBAN CERDÁ *, S. CALZADA ** y L. VÍA BOADA **

RESUMEN

Las dolmicritas laminadas («pedra d'Alcover») están restringidas a la zona estudiada, localizadas entre biohermes arrecifales preexistentes de esponjas y Archaeolithoporella. El relleno de estas depresiones presenta abundantes moldes de evaporitas, y más tarde, tidalitas evaporíticas en transición gradual a facies keuper. Se infiere una cuenca de aguas profundas, estancadas y anoxibióticas, donde se decantaba un fango probablemente detrítico junto con una fauna muerta predominantemente neotónica. Ocasionales shear wrinkles, cicatrices erosivas, grooves..., sugerirían la presencia de corrientes de densidad. Se establece una hipótesis general sobre la paleogeografía, con la presencia de plataformas someras y restringidas y en conexión con estructuras regionales.

ABSTRACT

The laminated dolmicrite («pedra d'Alcover») is geographically restricted to the studied area, localized in depressions amongst pre-existing reef bioherms of sponges and Archaeolithoporella. The infilling of these depressions presents abundant evaporitic molds and later on, evaporitic tidalites grading up into keuper facies. A deep water stagnant, anoxibiotic basin is inferred, where a largely detrital mud was settled down altogether with a dead, dominantly nektonic fauna. Occasional shear-wrinkles, scours, grooves..., would suggest the presence of density currents. A general hypothesis on the paleogeography is established, with the presence of restricted shallow water platforms and in connection to regional structures.

(*) Instituto Jaime Almera del C.S.I.C., Sección de Petrología, Universidad de Barcelona.

(**) Museo Geológico del Seminario de Barcelona, Sección de Bioestratigrafía del C. S. I. C.

INTRODUCCION

Desde el trabajo de VIRGILI (1958), con el que se resuelve la estratigrafía básica, el estudio del Muschelkalk de los Catalánides ha sido completamente desatendido. En cambio, el descubrimiento del yacimiento de Mont-Ral y Alcover con su importante fauna ha provocado una serie de notas y monografías paleontológicas sobre estos hallazgos (ver VIA BOADA et al., este volumen). Aunque en alguno de estos trabajos se citan consideraciones sedimentológicas como comunicación personal de Seilacher, no fue hasta una avanzada etapa de realización de este trabajo que tuvimos conocimiento de la existencia de un breve resumen del trabajo inédito de un alumno suyo, G. MÖLLER, presentado en Tübingen en 1969. En este resumen se menciona la semejanza de los mecanismos sedimentarios y espectro ecológico de este yacimiento con los del célebre yacimiento del Jurásico alemán de Solnhofen. El yacimiento se interpreta como una cuenca de aguas muy tranquilas separadas del mar abierto por medio de un arrecife «construido principalmente por Dasycladáceas y acumulaciones de algas». Sugiere la existencia de corrientes «turbitoides» y procesos de precipitación directa de lango carbonatado en la superficie de esta cuenca. Además señala la mala preservación de la parte esquelética de los fósiles, con procesos de reemplazamiento por la matriz.

En un área vecina a las Catalánides, FREEMAN (1972) publica el primer análisis sedimentológico moderno del Muschelkalk español, insistiendo especialmente en un nuevo tipo de proceso de dolomitización. Este autor reconstruye como modelo básico de la zona por él reconocida, la existencia de extensas plataformas mareales evaporíticas con lagoons restringidos por posibles barras de arena o arrecifes situados más hacia el SE.

En este trabajo analizaremos el ambiente deposicional del yacimiento de Alcover Mont-Ral y sus alrededores, dejando para la comunicación de VIA BOADA, VILLALTA y ESTEBAN (este volumen) el análisis paleontológico global de este yacimiento. Independientemente hemos llegado básicamente a conclusiones parecidas a las del resumen de MÖLLER (1969), remarcando que los arrecifes no son sincrónicos a la deposición de las capas del yacimiento de Mont-Ral. Por otra parte, se ha puesto de manifiesto que los clásicos modelos de plataformas mareales no son aplicables, en general, a esta parte de los Catalánides.

SITUACION GEOLOGICA

Poco puede precisarse sobre las características de la cuenca del Muschelkalk en la Península Ibérica. Todos los autores destacan su monotonía litológica y la escasez general de fósiles (VIRGILI, 1958, pág. 571, para más comentarios). A 150 kilómetros de la zona en estudio, al N. del macizo del Montseny (provincia de Barcelona), la serie triásica sufre notables variaciones de facies y potencia, con indicaciones de periodos de emersión (ESTEBAN, POMAR, MARZO y ANADON, este volumen). Pero no puede asegurarse que no sea más que un accidente de tipo local. El borde de cuenca triásica debe buscarse 400 kilómetros hacia el W, en plena meseta castellana. Clásicamente las facies que estudiamos han sido denominadas de tipo «germánico» y atribuidas a sedimentos de aguas someras, en contraposición a las

facies de tipo «alpino» (cordilleras Béticas y Baleares), consideradas como de aguas más profundas (ver VIRGILI, 1958, pág. 574, para más discusión de estos términos).

El área estudiada se localiza en el extremo oriental de la Mesa de Prades, en la parte central de la cordillera pre-litoral del sistema de los Catalánides (LLOPIS LLADO, 1947). Esta zona tabular limita al NW con la Sierra de Miramar por medio de la gran fractura de desgarre dextro del Río Francolí, que corresponde a un accidente estructural que ha actuado por lo menos desde el Triásico (IGME, 1973, ESTEBAN, 1973). Al NW de esta fractura, el Triásico de la sierra de Miramar está ya intensamente plegado (Fig. 1). El yacimiento objeto de estudio se halla en la unidad denominada Muschelkalk Superior, tal como ya han reconocido los autores precedentes.

SERIE ESTRATIGRAFIA TIPO

El mejor corte del Muschelkalk superior de esta zona, es el que puede obtenerse a lo largo de la carretera local entre Alcover y Mont-ral. De abajo a arriba encontramos:

Yacente: Margas y areniscas rojas del Muschelkalk Medio (Mas d'en Gomis). El contacto con el Muschelkalk Superior está casi siempre cubierto por derrubios. De todas maneras puede obtenerse una buena sucesión parcial en la bajada al Mas d'en Miró, donde el contacto solo aparece cubierto durante 2 metros escasos, hallándose:

a) 14 metros: Dolmicritas gris verdosas con trazas de bioturbación y estructuras de compactación, en bancos delgados (20 centímetros) en la base, progresivamente más gruesos y compactos hacia arriba.

b) 4 metros: Dolsparitas grises compactas en bancos de 40 centímetros. Continuamos el corte por la carretera con:

c) 20 metros (aprox.): Secuencias de 4-6 metros de materiales predominantemente de grano fino; margoso y laminado en la base, masivos y compactos en la parte alta. En la base son abundantes los burrows y/o estructuras onduladas en estratos centimétricos (estructuras de compactación, fluidización, dewatering). La estratificación se hace progresivamente más gruesa hacia arriba hasta formar bancos de 30 centímetros y a veces de más de 2 metros, con subunidades menos marcadas de unos 20 centímetros, y desapareciendo asimismo, las estructuras onduladas. Los burrows verticales con rellenos de moldes de cristales evaporíticos dominan hacia la parte alta, con abundantes hileras de nódulos de sílex y algunos bioclastos silicificados. Contienen cristales de calcita de hasta 1,5 centímetros de bordes circulares y de difícil interpretación. Los restos de fósiles son muy escasos pero se reconocen algunas bandas con pequeños gasterópodos y dasyacldáceas. Hacia la parte media de este tramo dominan los bancos de 60 centímetros (subunidades de 15 centímetros) con señales de bioturbación y compactación. En la parte alta de cada ciclo existen señales de ferruginización.

d) 0,15 metros: Los últimos 10-12 centímetros de tramo anterior están brechados e intensamente ferruginizados. Son dolsparitas muy recristalizadas y dedolomitizadas reemplazadas en la parte alta por una capa de sílex de 2 centímetros. En otras localidades (bajada a Mas d'en Miró) la silificación llega a afectar hasta a 1 metro del tramo siguiente.

e) 30 metros (aprox.): Directamente encima del tramo anterior se dispone un tramo de potencia difícil de calcular, compuesto de dolmicritas ocre-amarillentas, tabledas (8-10 centímetros) y con laminación paralela (2-3 milímetros, 0,5-1 milímetros), que responde a la denominación local de «pedra d'Alcover» y cuya descripción detallada se hará en próximos apartados.

f) 5 metros: Las dolmicritas tabledas y laminadas («pedra d'Alcover») contienen abundantes restos de cristales en rosetas y nódulos de yeso y anhidrita parcialmente calcitizados. Existe una superficie de estrato con una costra ferruginosa de 1 centímetro. Se observan algunos intraclastos pequeños y aislados tipo flat-pebble.

g) 7 metros: Bancos dolmicríticos blanquecinos con varios niveles de flat-pebbles cantos calcáreos, algunos restos de laminaciones y bandas centimétricas con wackestones intraclásticos y bioclásticos, más abundantes hacia la parte superior.

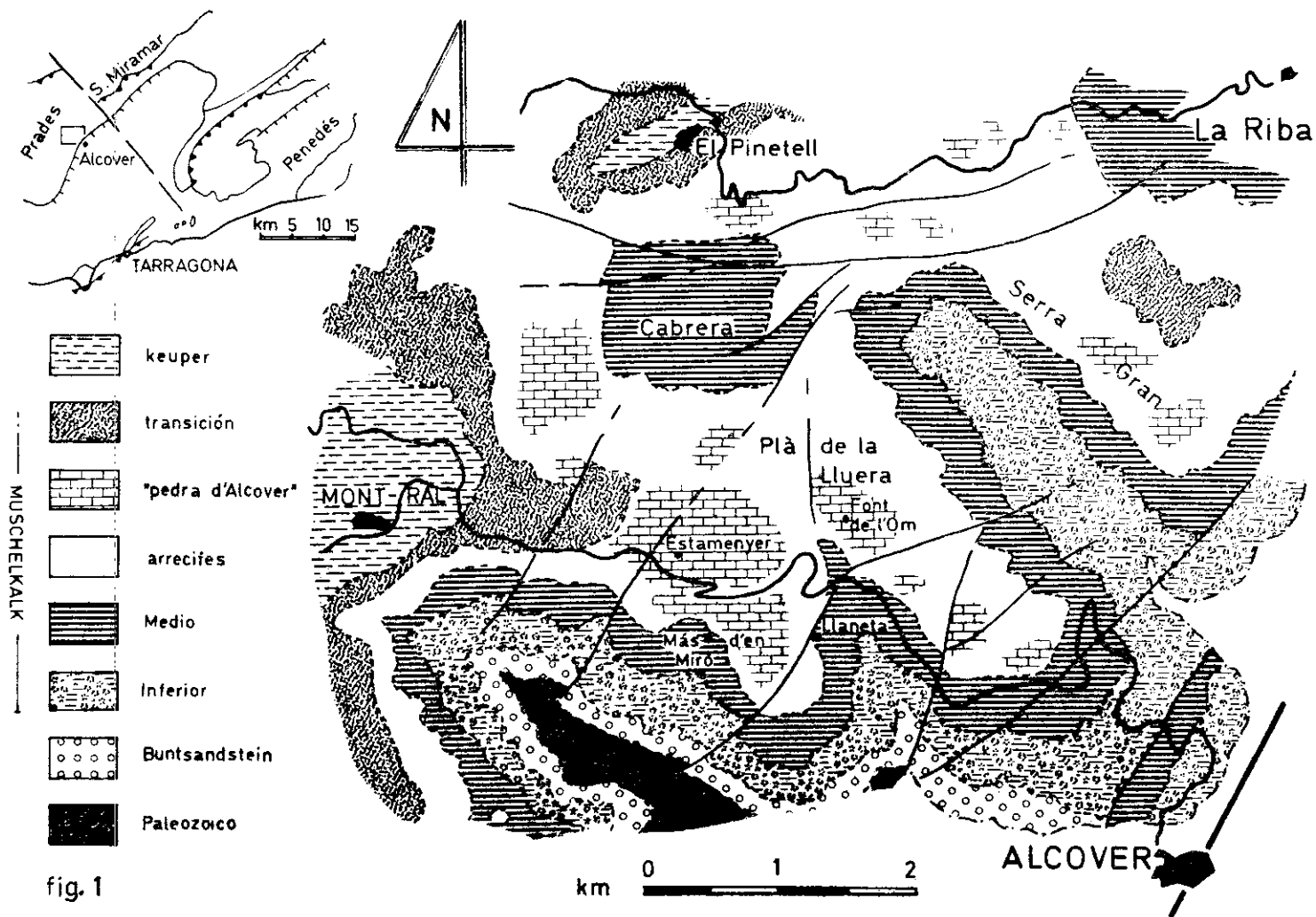


fig. 1

h) 1 metro: Margas gris-verdosa, astillosas, progresivamente hacia arriba aparecen calizas margosas tableadas.

i) 2 metros: Calizas tableadas (1-10 centímetros) y con laminación milimétrica, blanquecinas, en tránsito gradual con h). Contienen bandas centimétricas de grainstones bioclásticos, mud-cracks, pequeños ripples deformados y estructuras atribuibles a convoluted-beds. En algunos puntos este tramo presenta ondulaciones que afectan a toda la unidad y referibles a deformaciones plásticas a causa del substrato arcilloso.

j) 7 metros (aprox.): Tramo que aparece repetido varias veces por fracturas a lo largo de la carretera y que presenta gran variabilidad de detalles. Son calizas dolomíticas blancas en bancos compactos de 40-80 centímetros, con abundancia de oosparitas y pelsparitas, alternando con wackestones en bandas decimétricas. Abundan los mud-cracks y hacia la parte alta se observan claras texturas fenestral. Localmente se observan cross-láminas de bajo ángulo y ripples. Las trazas de bioturbación son raras.

Techo: Contacto cubierto con margas, carniolas y calizas tableadas y laminadas, con colapso-brechas evaporíticas, atribuidas a las típicas facies keuper.

El techo del Muschelkalk Superior consiste en un tránsito gradual hacia la facies keuper (tal como ya había reconocido VIRGILI, 1958, pág. 724; IGME, 1973). Están ausentes faunas que permitan una datación y tampoco se aprecia un contacto litológico que permita una delimitación precisa. En el esquema geológico que presentamos se cartografía como facies de transición al keuper los tramos (h), (i) y (j).

Es precisamente en estas facies de transición el único punto de la serie donde se observan evidencias de emersión, plataformas mareales y proximidad a zonas de energía. Estas evidencias aparecen progresivamente en estas facies de transición, pero sólo es en la parte alta del tramo (j) donde puede afirmarse con cierta seguridad que estamos en una plataforma mareal emergente; con todo las secuencias observadas no pueden considerarse como representantes de una tidalita típica. Por otra parte en el conjunto de la serie del keuper parece que no existen criterios que permitan descartar una génesis de sub-acuática (ESTEBAN, datos no publicados).

El resto de la serie es de más difícil interpretación. Aparte de la «pedra d'Alcover», destaca el desarrollo cíclico y el carácter muy restringido de la escasa fauna preservada y la abundancia de materiales fangosos y de indicios evaporíticos. Estas secuencias cíclicas están muy extendidas regionalmente, con algunas pequeñas variaciones. Así, en la serie del Muschelkalk Superior de Los Castillejos (sector occidental de la Mesa de Prades), se reconocen secuencias cíclicas similares (ver guía de excursiones, VIRGILI et al, este volumen). La diferencia estriba en que existe una fauna marina bien preservada (VIRGILI, 1958, pág. 200) incluso con algunos cefalópodos. Los horizontes ferruginosos de final de ciclo, debido a la intensa acumulación de bioclastos que presentan, en ausencia de otras estructuras, podrían interpretarse como horizontes de no deposición, más que como períodos de emersión. El conjunto de las secuencias cíclicas podría interpretarse hipotéticamente como una serie de mud-mounds de compleja geometría en ambientes restringidos, con posibilidad de wash-overs desde zonas más marinas.

Cabe destacar que se han observado notables variaciones de potencia en la serie en la zona plana de la Lluera-Font de l'Om, los tramos (a), (b) y (c) se hallan considerablemente reducidos. La potencia total media de 95 metros (que coincide con la de VIRGILI, 1958, pág. 209) debe por ello considerarse inexacta, aparte de los posibles errores motivados por las repeticiones por fractura.

En algunos puntos el conjunto que denominados «pedra d'Alcover» está muy reducido o ausente (Figs. 1 y 2), siendo reemplazado por cantiles dolomíticos masivos. Litológicamente estos depósitos masivos son muy variados, con abundantes grainstones y packstones bioclásticos (Dasycladáceas, encrinitas, moluscos...), siendo de destacar la presencia de complejos bindstones orgánicos compuestos por organismos incrustantes problemáticos. Tentativamente hemos determinado *Archaeolithoporella* y *Tubebyphytes*, como principales componentes, pudiendo corresponder a Rodoficeas primitivas, hidrozoos, foraminíferos, esponjas... (?). Otros componentes importantes son bafflestones de esponjas ramificadas de hasta 1 metro de altura, estromatolitos, oncolitos y rodolitos. Las bioperforaciones (esponjas, moluscos, algas, poliquetos), son localmente abundantes, así como algunas drusas fibroso-radiadas que pueden interpretarse como cemento aragonítico. Se observan también algunos escasos corales individuales de 1 centímetro. En algunos puntos de las masas bioconstruidas abundan los gasterópodos de gran tamaño y lumaquelas de bivalvos. Tenemos, pues, un arrecife en el que la función de aglutinación orgánica está muy desarrollada, y prácticamente acapara la función constructora.

La geometría de estos arrecifes responde claramente a estructuras de tipo biohermal (Fig. 2), desarrollándose como engrosamientos positivos a expensas de los tramos basales de la serie [(b) y (c), aparentemente]. Estos biohermes pueden alcanzar 30-40 metros de altura y varios centenares de metros de longitud. Están bien desarrollados en los alrededores del pueblo de La Ribera, observándose buenos cortes en el trayecto a El Pinetell y Fareña. También se observan en la Serra Gran y se prolongan en los cerros al SE de la Plana de la Lluera, y, por otra parte, en los saltos del río Glorieta, al sur de Mont-ral. Hacia el SW ya no se observan estructuras de este tipo, destacando la regularidad de la estratificación paralela en gruesos bancos (correlacionables con el tramo (c) de la serie tipo).

Todavía no poseemos datos suficientes para un estudio detallado de estos arrecifes. No obstante, podemos avanzar que poseen un núcleo bioconstruido rodeado por grainstones bioclásticos. En la parte alta de los biohermes los grainstones poseen textura fenestral e incluso teepes a escala decimétrica. Ello implicaría que por lo menos algunos de estos arrecifes alcanzarían la superficie del agua.

Los arrecifes del Muschelkalk de Prades no representan una barrera detrás de la cual existe un lagoon en el que se deposita la «pedra d'Alcover», tal como parece sugerirse en el resumen de MÖLLER. Para esta conclusión nos basamos en:

a) La geometría de los biohermes no forma una barrera lineal, sino un campo de relieves positivos, entre los que se depositan espesores variables de «pedra d'Alcover» (Fig. 1).

b) No se han observado cambios laterales de facies ni indentaciones entre el depósito biohermal y la «pedra d'Alcover», sino que el contacto es brusco y debe interpretarse como onlapping de la «pedra d'Alcover» sobre el bioherme.

c) El contacto basal de la «pedra d'Alcover» sobre el bioherme contiene costras laminadas, relieves ondulados, diques kársticos, intensa esparitización... (por lo menos en los alrededores de El Pinetell). También el tramo (d)

de la serie tipo contiene estructuras que implican en conjunto un largo período de no deposición e incluso emersión.

d) Ausencia de granos de arenas y fragmentos procedentes del arrecife en el depósito de la «pedra d'Alcover», lo cual sugiere que el arrecife y sus sedimentos estaban ya completamente litificados y fuera del alcance del oleaje y las corrientes.

Por todo ello concluimos que los arrecifes descritos son muy anteriores a la deposición de la «pedra d'Alcover», la cual se depositaría en las depresiones pre-existentes entre las antiguas estructuras biohermales.

LA «PEDRA D'ALCOVER»

Petrografía

Clasificamos la «pedra d'Alcover» como una dolmicrita, aunque su granulometría esté ya dentro del campo del limo «microsparítico» (Plumley et al, 1962). Presenta una textura hipidiotópica con alrededor de un 20 % de cristales euhedrales (Figs. 6 y 7). Son frecuentes los cristales que alcanzan 50μ y 80μ , aunque la mayoría oscilan entre 15 y 25μ . Excepto en los primeros centímetros en la base de la unidad, existe siempre una proporción variable de limo de cuarzo detrítico que oscila entre el 10 y 30 %, que alcanza tamaños de 80μ de diámetro, aunque en algunas muestras puede hasta un 1 % de granos que llegan a 0,2-0,5 milímetros. Asociada al cuarzo, aparece una fracción de mica detrítica inferior al 1 %. Los bordes de los granos de cuarzo están intensamente corroídos y reemplazados por carbonatos, y en conjunto estas partículas detríticas presentan una clara orientación paralela a la laminación (Fig. 6).

Después de un examen de 35 láminas delgadas de muestras de «pedra d'Alcover» se ha constatado la ausencia total de restos bioclásticos. Una notable excepción viene representada por los primeros centímetros de la base de la unidad que contiene hasta un 30 % de fragmentos orientados de crinoides, algunos de los cuales pueden alcanzar 1 milímetro de diámetro. En algunas láminas se han hallado restos de peloides micríticos de unos 40μ de longitud, inferiores al 1 %. Por lo demás, la microfacies no presenta ningún otro detalle, aparte de frecuentes corpusculos irregulares o poligonales, pardo oscuros y semitraslúcidos, que interpretamos como restos de materia orgánica (Fig. 7).

La textura petrográfica junto con la uniformidad de la distribución de la dolomía en la unidad nos inclina a considerar una dolomitización predeposicional o eodiagenética, más bien que meso o telodiagenética. Podemos enunciar tres hipótesis sobre el proceso de dolomitización involucrado: a) precipitación físico-química más o menos inmediata, b) detrítica: los cristales de dolomía se formaron en otro ambiente y han sido transportados hacia la cuenca, y c) neomórfica: la dolomía se ha desarrollado en el área deposicional a partir de fangos calcíticos o aragoníticos. Más adelante volveremos a considerar estas hipótesis a la luz de más datos sedimentológicos.

En los frentes de explotación activos y en proximidad del nivel freático el color es gris muy oscuro. Por oxidación pasa a coloraciones amarillentas-blanquecinas; el contacto entre ambas coloraciones puede ser neto o por medio de complejos anillos de Liesegang. Teniendo en cuenta el conjunto de datos expuestos parece establecerse que el sedimento original era de grano fino y por lo menos en parte, detrítico y rico en materia orgánica.

Laminación

La característica más destacable de la «pedra d'Alcover» es la notable uniformidad y continuidad lateral de la laminación milimétrica, y de los bancos en los que aparece. La laminación es más acentuada y fina en los niveles más margosos («casarilla» en el lenguaje de los canteros) que separan a los bancos o grupos de bancos entresí (Figs. 3 y 4). Sobre todo en estos niveles margosos suelen observarse frentes estilolíticos paralelos a la estratificación. En el interior de los bancos (8-10 centímetros) la laminación está más desdibujada y preferentemente preservada en la parte alta del banco. La laminación está producida por pequeñas diferencias del tamaño cristalino y/o del contenido arcilloso y de terrígenos (Figs. 5 y 6).

Frecuentemente la laminación en el interior de los bancos aparece perturbada, adqui-

riendo un aspecto «wavy» o de «boudinage sedimentario» (Figs. 3 y 5). En ningún caso parecen atribuibles a ripples, sino más bien a procesos de compactación en materiales fangosos embebidos en agua. En algunos puntos estas perturbaciones empiezan a presentar un aspecto de «dish-structures». Esta interpretación es corroborada por el análisis de la orientación del limo cuarzoso (Esteban, datos en preparación). Además todo parece indicar que se trata de una laminación primaria y no un producto neomórfico debido a crecimiento cristalino diferencial. En ningún caso se han observado secuencias de granulometría graded-bedding, estos materiales no pueden relacionarse con turbiditas en sentido estricto. El estudio de laminación sugiere que se formó por asentamiento de materiales en suspensión de composición variable.

Otras estructuras sedimentarias

La inmensa mayoría de la «pedra d'Alcover» presenta superficies de láminas y estratos absolutamente planas. Es preciso el examen de gran cantidad de lascas en las explotaciones para hallar una estructura sedimentaria, su hallazgo es casi tan excepcional como el de organismos fósiles. Son algo frecuentes unos suaves abombamientos y grumos irregulares de interpretación desconocida. Las otras estructuras son mucho más raras y pueden deducirse que se hallan asociadas y acumuladas en localidades concretas. Debido a que la mayoría de estructuras no se han hallado in situ, no podemos detallar su distribución geográfica ni direcciones de aporte. Sin embargo, las convoluted-beds se han hallado in situ en cuatro puntos diferentes, señalando direcciones de pendientes hacia el Sur.

— Shear-Wrinkles (Dzulinsky and Sanders, 1962, pl. IIB), transverse structures (Allen, 1969). Estas problemáticas y poco conocidas estructuras son localmente muy abundantes. Se interpretan como producidas por cizalla en capas superficiales de fango débilmente cohesivo, por corriente de poca carga y gran velocidad, pero incapaces de erosionar el fondo. La pendiente suave indica la dirección de la corriente, la cual podría corresponder a algún tipo de corriente de densidad (Figs. 10, 11 y 12).

— Cicatrices erosivas y pequeñas discordancias. Están generalmente bien representadas en toda la unidad (Fig. 4). Los materiales infrayacentes están netamente cortados con un ángulo muy bajo y los rellenos son conformes o idénticos a los infrayacentes, localmente con estructura en abanico. Estas estructuras son semejantes a las descritas por Harms and Walker (1975) y son atribuidas a corrientes de densidad.

— Marcas interlaminares: Se presentan con cierta frecuencia estructuras semejantes a las descritas en Ricci Lucchi (1970), Tav. 115 D; scallop-mold. Tav. 156 b; furrow-casts, Tav. 158 B, C y D; polygonal cats, Tav. 166; entre otras variedades.

— Grooves, generalmente rectilíneos, con anchuras inferiores al centímetro (Fig. 13).

— Convoluted-beds: no suelen sobrepasar el tamaño de algunos decímetros (Fig. 9), aunque en El Pinetell y Serra Gran son mayores

— Otras estructuras poco frecuentes, que sólo se han observado en una o dos muestras son: bounce (Fig. 14), prod, chevron, crescent, ripples, rills...

Moldes de evaporitas

Consideramos que la abundante aparición de moldes de evaporitas señala el techo de la unidad. Algunos moldes pueden alcanzar tamaños de 10 centímetros, y muchos de los que están en la parte superior de los bancos están vacíos y con relleno parcial de fango, atestiguando disolución en la interfase agua-sedimento. Por otra parte la interrelación con el sedimento encajante sugiere procesos de remplazamiento. Muchos de los moldes todavía contienen yeso procedente de nódulos de anhidrita, observándose anhidrita relicta (Figura 8) y estados progresivos de calcitación. Hemos hallado un ejemplar con moldes de «hopper crystals» de halita (Fig. 15). Se han observado también abundantes agrupaciones de cristales aciculares en roseta por cuya morfología podría ser debidos a minerales como analcina y glauberita (van Houten 1965).

Geometría del depósito

En el Muchelkalk de los Catalánides es frecuente la presencia de calizas y dolomías tableadas y con laminación milimétrica. Sin embargo, la petrografía de detalle que caracteriza a la «pedra d'Alcover» se ha reconocido solo en la zona estudiada. En cualquier caso, sólo en la zona estudiada se han encontrado potencias superiores a 20 metros de calizas tableadas y laminadas. Creemos que esta localización precisa de la «pedra d'Alcover», que implica que las condiciones ambientales no se repitieron en otros puntos, es de gran interés para su interpretación.

Con los datos que poseemos no podemos intentar una visión completa de la facies «pedra d'Alcover». Evaluamos en 50 metros el espesor máximo observando (entre más del Estamanyer y Mas Llaneta), que desaparecen bruscamente hacia el W, antes del kilómetro 11 de la carretera a Mont-ral. Puede indicarse una progresiva disminución de potencia hacia el Norte y el Este. En el trayecto La Riba-El Pinetell no existe afloramiento alguno que sobrepase la decena de metros. En la Serra Gran la facies ya no es exactamente la misma; son calizas tableadas micríticas de grano fino, sin apenas contenido en dolomita y terrígenos y con horizontes de pequeños intraclastos. Una evaluación conservadora mínima daría unos 20 kilómetros cuadrados a la cuenca. De los datos cartográficos se desprende que el fondo de esta cuenca era irregular, con numerosos relieves debidos a los antiguos biohermes arrecifales. Es sugestivo además, suponer que estos antiguos relieves jugaron un papel fundamental en la delimitación de esta cuenca.

INTERPRETACIÓN SEDIMENTOLÓGICA

En primer lugar recordamos aquí algunas de las conclusiones paleocológicas sobre la fauna hallada (Vía et al, este volumen). La proporción de restos fósiles en la «pedra d'Alcover» es realmente muy escasa, correspondiendo en un 80 % a formas neotónicas y planctónicas. La ausencia de bioturbación indica que la fauna bentónica es alóctona y que llegó ya muerta al fondo. Todo parece indicar una cuenca lo suficientemente profunda como para mantener unas aguas oxigenadas con fauna marina normal en la superficie y unos fondos anoxibióticos donde se depositaban accidentalmente organismos sin vida. El hecho de que los moldes de las partes esqueléticas y las conchas de muchos organismos aparecen en peor estado de preservación que las partes blandas parece sugerir procesos de corrosión provocados por aguas ácidas. En general, los fósiles están completos, no observándose fragmentos ni partes en descomposición; ello implica que el transporte de los fósiles se realizó en condiciones de muy baja energía y que la velocidad de sedimentación era rápida, impidiendo la descomposición anaerobia.

En ausencia de criterios geométricos válidos, la profundidad del agua es difícil de evaluar. Considerando el tipo de fauna hallada, la posible delimitación topográfica por antiguos relieves y la presencia de corrientes de densidad y algunas estructuras gravitacionales, podemos imaginar que no cabe esperar profundidades muy superiores a un centenar de metros.

La uniformidad de la laminación y el grano fino de la «pedra d'Alcover», junto con la ausencia general de estructuras tipo ripple, implican un ambiente deposicional muy tranquilo. Sin embargo, en algunos puntos llegaban repetidamente corrientes capaces de producir cicatrices erosivas, shear-wrinkles, grooves..., y aunque muy raramente podrían contener partículas mayores que el fango, produciendo algunas marcas de impacto (prod) y arrastre (chevron). Ello implicaría que existiría una cohesividad relativamente elevada en los milímetros superficiales del depósito. Aparentemente es difícil conjugar esta cohesividad con la supuesta deposición por decantación; podría explicarse por la acción de carga de corrientes densas, sin descartar la acción de sobrecrecimientos euhedrales de los cristales dolomíticos, que contribuirían a una mayor densidad de empaquetamiento.

Quizás un factor importante en los mecanismos sedimentológicos sería la presencia de masas de aguas hipersalinas, evidenciadas por los restos de evaporitas, que podrían ser en parte responsables de las corrientes de densidad y contribuir al estancamiento del fondo. Estas corrientes tendrían que ser es-

porádicas y de débil intensidad, puesto que no permitían la oxigenación de los fondos y condiciones para la vida.

Inferimos que el proceso sedimentológico básico es la decantación y asentamiento de fangos en suspensión, cuya composición sería rítmicamente variable para explicar el tipo de laminación. Aunque no descartamos el que alguna proporción de estos fangos se produjeran como precipitación físico-química directa en la superficie de las aguas de esta cuenca, la citada ritmicidad de la laminación, junto con la presencia de importante fracción terrígena, sugieren que la mayor parte de estos fangos son de origen detrítico. No existen evidencias petrológicas que sugieran procesos neomórficos importantes durante el transporte y después de la deposición, lo que podría indicar que los materiales eran ya dolomíticos antes de ser puestos en suspensión. La puesta en suspensión podría estar provocada por temporales y corrientes de densidad hipersalinas afectando a estas plataformas vecinas.

Finalmente, como hipótesis de trabajo, suponemos que tanto la precisa localización de los arrecifes como la de la «pedra d'Alcover» están directamente relacionadas con la actividad inicial de la gran fractura del río Francolí. Los movimientos diferenciales de los bloques en juego pudieron crear condiciones favorables para el desarrollo de arrecifes en esta localidad; posteriormente, la misma fractura puede relacionarse con la fuerte subsidencia que sumergió los arrecifes en aguas profundas, provocando condiciones de estancamiento en el fondo favorables a la deposición de la «pedra d'Alcover». Partiendo de las concepciones clásicas podemos añadir que la cuenca del Muschelkalk era más marina hacia el Este; hacia el Oeste sería más somera y restringida.

Son notables y sorprendentes las coincidencias de los mecanismos sedimentológicos aquí inferidos con los que originaron el famoso yacimiento de Solnhofen del Jurásico Superior alemán. Aparte de las semejanzas en el espectro paleontológico (ver Vía et al., este volumen), podemos indicar las siguientes características en común entre ambos yacimientos: Se observa el mismo tipo de laminación y otras estructuras sedimentarias, aunque la litología es en el yacimiento alemán de grano más fino y menos dolomítica y terrígena. La disposición estratigráfica es semejante, con relieves pre-existentes debidos a antiguos arrecifes y evolución vertical hacia facies más evaporíticas. Promete ser de gran provecho el estudio comparativo entre ambos yacimientos, faltando todavía la explicación detallada de algunos procesos sedimentológicos problemáticos (ver WILSON, 1975, pág. 279).

CONCLUSIONES

1) La «pedra d'Alcover» se depositó en una cuenca profunda, tranquila y anoxibiótica, afectada por esporádicas corrientes (¿de densidad?) y evolucionando hacia condiciones hipersalinas.

2) La «pedra d'Alcover» se depositó entre depresiones pre-existentes provocadas por antiguos biohermes arrecifales.

3) Se infiere que el depósito se originó por decantación a partir de suspensiones fangosas, de probable origen detrítico.

4) Se señalan algunas implicaciones paleogeográficas regionales respecto a la localización de estos materiales y la notable semejanza con el yacimiento de Solnhofen.

BIBLIOGRAFIA

- ALLEN, J. R. L. (1969): Erosional current marks of weakly cohesive mud beds: *Jour. Sed. Petrology*, vol. 39, págs. 607-623.
- DZULYNSKI, S. and SANDERS, J. E. (1962): Current marks on firm mud bottom: *Trans. Connecticut Acad. Arts. Sciences*, vol. 42, págs. 57-96.
- ESTEBAN CERDÁ, M. (1973): Petrología de las calizas cretácicas del sector central de los Catalánides. *Tesis Doctoral* (inérita). Univ. de Barcelona.
- FREEMAN, T. (1972): Sedimentology and dolomitización of Muschelkalk carbonates (Triassic), Iberian Range, Spain: *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 56, págs. 434-453.
- LLOPIS LIADÓ, N. (1947): Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides, *Publ. Consejo. Sup. Invest. Cient., Tesis Doctoral*, 307 pág.
- MÖLLER, G. (1969): Triadische Plattenkalke bei Montreal, prov. Tarragona, Spanien: Resumen, Reunión «Fossil-Lagerstätten», Tübingen.
- PLUMBEY, W. J.; RISLEY, C. A.; GRAVES, R. W. and KALEY, M. E. (1962): Energy Index for limestone interpretation and classification: in W. E. Ham (ed.): «Classification of carbonate rocks. A symposium». *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.* 1, págs. 85-107.
- RICCI LUCCHI, F. (1970): *Sedimentografia*: Zanichelli, Bologna (Italia), 288 pág.
- VAN HOUTEN, F. B. (1965): Crystal casts in Upper Triassic Lockatown and Brunewick formations: *Sedimentology*, vol. 4, págs. 301-313.
- VIRGILI, C. (1958): El Triásico de los Catalánides: *Bol. Inst. Geol. Min.*, t. 69, 856 pág.
- WILSON, J. L. (1975): *Carbonate facies in geologic history*: Springer-Verlag, 471 pág.

