

Cuadernos Geología Ibérica	Vol. 8	Págs. 527-544	Madrid 1982
----------------------------	--------	---------------	-------------

FACIES DE CANAL, MARGEN DE CANAL E INTERCANAL
EN TURBIDITAS CARBONATADAS. BERRIASENSE INFERIOR.
VENTANA DE CABRA DEL SANTO CRISTO.
CORDILLERAS BÉTICAS

POR
M. C. COMAS * y P. A. RUIZ-ORTIZ **

RESUMEN

La secuencia de turbiditas carbonatadas del Berriasense inferior de la ventana de Cabra del Santo Cristo constituye un elemento muy significativo desde un punto de vista paleogeográfico. Las asociaciones de facies se integran en un modelo de sedimentación canalizado. Se han distinguido tres tipos de asociaciones: 1) Facies de canal: compuesta esencialmente por conglomerados a los que se asocian algunos lechos de facies más finas. 2) Facies de margen de canal: turbiditas de estratificación delgada (TBT) sin pelita interturbidítica y geometría irregular. 3) Facies de intercanal: calcarenitas intercaladas en sedimentos de tipo hemipelágico; en éstas existen algunas capas que constituyen por sí solas el relleno de amplios y someros canales. Estos tres tipos de asociaciones de facies se organizan verticalmente en ciclos positivos de relleno de canal. La sección completa constituye una secuencia recesional en la que se pasa de depósitos canalizados a facies de *basin plain*. Estos materiales se atribuyen, por correlación estratigráfica, al Dominio Intermedio de las Zonas Externas de las cordilleras Béticas.

* Departamento de Investigaciones Geológicas del CSIC, Granada, y Departamento de Estratigrafía, Universidad de Granada.

** Departamento de Investigaciones Geológicas del CSIC, Granada, y Departamento de Estratigrafía, Universidad de Granada. Departamento de Geología, Colegio Universitario de Jaén.

ABSTRACT

The Lower Berriasian turbidite carbonate sequence into the Cabra Sto. Cristo tectonic window provide an outstanding reference of palaeoenvironmental significance. The facies associations can be fitted into a model of channeled submarine deposition. Three main facies associations occur: 1) channel-fill deposits: conglomerate facies overlain by finer grained and thinner bedded facies; 2) channel-margin facies: Thin-bedded turbidites with virtually no mudstone interbeds; 3) interchannel facies: Bundles of interbedded mudstone/calcarenite included into mudstone units with broadly channelized calcarenites. These beds are organized into repetitive positive cycles; the complete sequence forms a recessional suite grading from channelized deposits to basin plain turbidites. Attempts of stratigraphic correlation are shown.

INTRODUCCION

Unos 30 km al E de Jaén y en los alrededores de Cabra de Santo Cristo aflora, en ventana tectónica bajo el manto de Cambil, un conjunto de materiales del Mesozoico. GARCIA-ROSSELL (1973) atribuye los materiales existentes en la ventana a la Unidad de Mágina (Subbético externo) y cita en ella términos que van desde el Dogger al Albense.

El trabajo que aquí presentamos se centra en el estudio de la secuencia estratigráfica que aflora en la parte meridional de dicha ventana (Tithónico superior-Valanginiense) y especialmente en el análisis sedimentológico de las turbiditas carbonatadas del tránsito Jurásico-Cretácico. Esta secuencia es un caso particularmente útil para el análisis de facies en turbiditas carbonatadas, por la buena organización y la diversidad que presentan.

Las conclusiones de este estudio permiten abordar la atribución paleogeográfica de estos materiales desde un punto de vista más amplio que el que proporciona la mera posición tectónica de los mismos. Por otra parte, la correlación estratigráfica regional suministra un amplio marco donde integrar dichas conclusiones y ayuda de este modo a comprender mejor los procesos que acaecieron en este área durante el tránsito Jurásico-Cretácico.

SECUENCIA ESTRATIGRAFICA

La sucesión de materiales estudiada aflora a lo largo del camino, y del barranco paralelo a éste, que desde Cabra del Santo Cristo se

dirige al cortijo del Buitre. Se trata en conjunto de una secuencia, bastante tectonizada en las partes próximas a los contactos del calbagamiento, en la que se han distinguido tres tramos con diferentes litologías y asociaciones de facies, que a su vez corresponden a diferentes edades (Fig. 1):

Tramo 1

Alternancia de margocalizas y margas rojas, capas margocalizas noduloso-brechoides, margas con cantos e intercalaciones de calcarenitas turbidíticas que adquieren mayor importancia hacia el techo del tramo.

Las facies margosas rojas están extensamente bioturbadas, sugiriendo que la nodulosidad inicial fue favorecida por este proceso. Las microfacies de las turbiditas (calcarenitas con cantos en su mayoría) se asemejan a las existentes en el tramo berriasense, descritas más adelante; paleocorrientes medidas en estas facies indican un sentido de aportes de N a S (N190E).

En estos términos se han recogido Ammonites (entre otros *Paraberriasella* sp.) del Tithónico inferior. No obstante, su coexistencia con cantos donde son muy abundantes las Calpionellas (*Calpionella alpina* LOR., *Calpionella* sp., *Tintinopsella carphática* MURG. et FIL., *Crassicollaria* sp.) en una asociación que puede atribuirse al Tithónico terminal, indica que dichos Ammonites son resedimentados y que la edad de este tramo es probablemente Tithónico terminal.

La presencia de facies «turbidíticas-proximales», margas con cantos, intercaladas entre abundantes sedimentos pelágicos-hemipelágicos, así como de niveles margosos rojos nodulizados y noduloso-brechoides, indican una sedimentación en ámbito de talud-base de talud.

Es difícil establecer la continuidad estratigráfica entre estos niveles y los materiales del tramo 2, debido a la complejidad tectónica de la zona y a los derrubios. No obstante, es probable que la parte de sección no aflorante sea muy reducida (Fig. 1).

Tramo 2

Secuencia de turbiditas (s.l.) carbonatadas, más de 100 m de potencia, con gran diversidad de facies. Constituye el principal objetivo de este trabajo por lo que la descripción e interpretación se detalla más adelante. Los niveles de calizas pelágicas y margas intercaladas entre las turbiditas permiten la datación del tramo. Se ha extraído (determinaciones de J. M. TAVERA): *Tinorvella* sp., *Berriasella paramacilenta* MACENOT, *Berriasella* sp., *Ptychophylloceras* sp., *Pseudosubplanites lorioli* (ZITTEL), *Pseudosubplanites* sp., *Berriasella*

SECUENCIA ESTRATIGRAFICA PARCIAL. VENTANA CABRA Sto. CRISTO

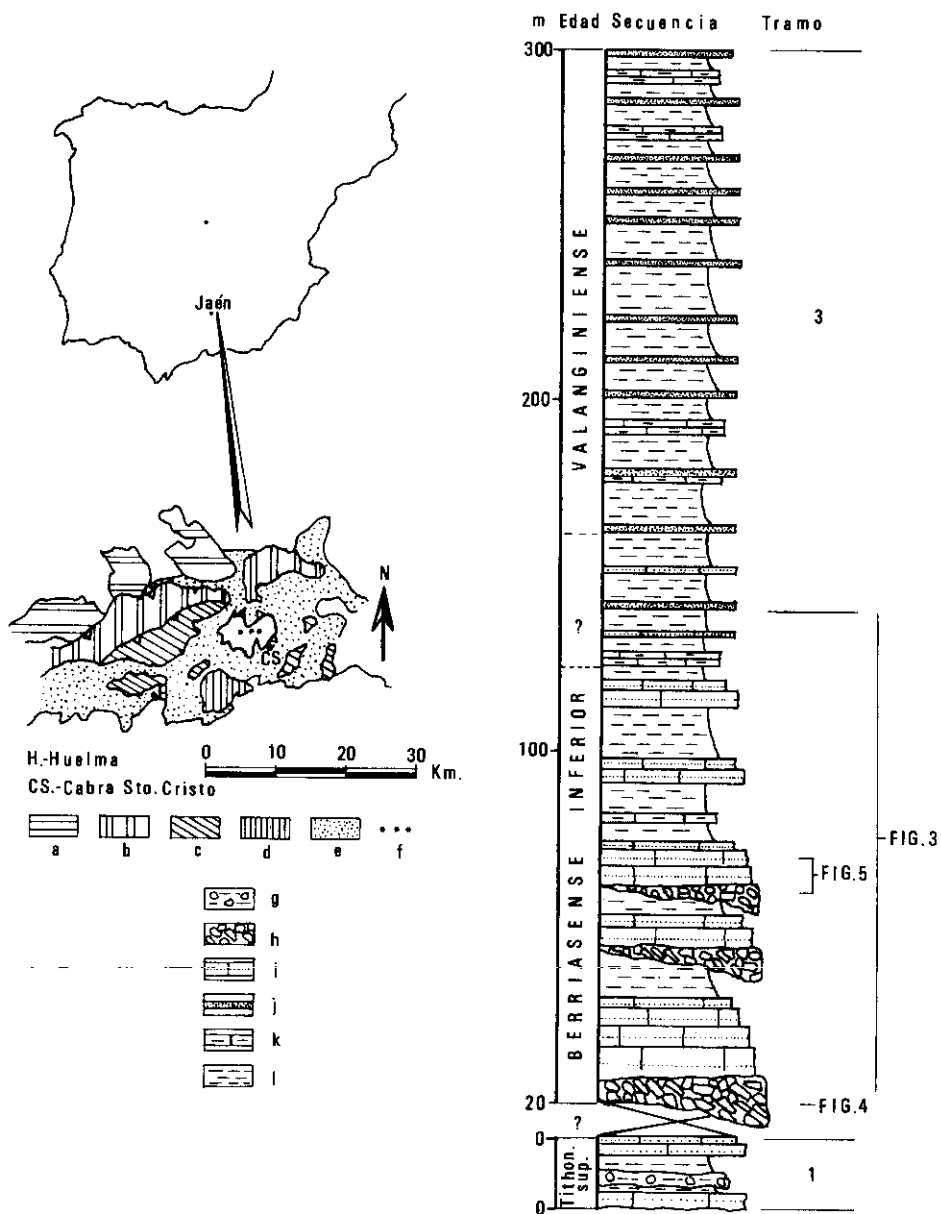


FIG. 1.—a) Prebético.—b) Unidades Intermedias.—c) Subbético medio.—e) Trias subbético.—f) Ventana de Cabra de Sto. Cristo.—g) Margas con cantos y margocalizas nodulosas.—h) Conglomerados.—i) Calcarenitas.—j) Areniscas.—k) Calizas margosas y margocalizas.—l) Margas.

consanguinea BETOWSKI, *Phylloceras* sp., *Delphinella boisseti* LE HEGARAT, *Delphinella barthei* (TOUCAS), *Pseudosubplanites combesi* LE HEGARAT, *Proniceras* sp., *Haploceras* sp., de los que se deduce una edad Barriasense inferior, zona de *Jacobi-Grandis*.

Tramo 3

Alternancia de margas y margocalizas con intercalaciones de areniscas finas que se superponen a la sucesión de turbiditas del tramo anterior, mediante un tránsito gradual. En la base del tramo se in-

LITOLOGIA	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS					
	dibujada en capas		al margen			
1	7	13	19	24	A	
2	8	14	20	25	B	
3	9	15	21	26	C	
4	10	16	22	m	D	
5	11	17		f	E	
6	12	18	23	m/g	G	
				r		

FIG. 2.—Clave para las figuras 3, 4 y 5. Litologías: 1) Conglomerados.—2) Calcarenitas.—3) Calculititas.—4) Margas.—5) Margas y calculititas.—6) Sílex.—Estructuras sedimentarias: 7) Sin estructura interna.—8) y 13) Granuloclasificación.—9) y 14) Laminación paralela.—10) y 15) Idem cruzada.—11) Idem ondulada. 12) Nodulosidad producida por bioturbación.—16) Marcas de muro.—17) Ripples de corriente.—18) *Epichnial burrows marks*.—19) *Exichnial burrows casts*.—20) Cantos blandos.—21) Acuñaamiento lateral.—22) Paleocorrientes.—23) Ciclos positivos.—24) Cantos imbricados.—25) Ammonites.—26) Aptychus.—r: Rudita.—m/g: Arena media/gruesa.—f) Arena fina.—A, B, C, D, E, G: Nombre de las facies.

tercalan ya areniscas finas en lechos delgados, cuya proporción se incrementa gradualmente hacia arriba. La potencia total se estima en unos 150 metros. Las areniscas son particularmente abundantes en los últimos 17 metros de esta secuencia. Se trata de areniscas turbidíticas, micáceas, de tonos ocres, con abundante bioturbación y restos finos de plantas. Los lechos tienen muro y techo plano y gran continuidad lateral, con una potencia media de 4-5 cm y máxima de 7-8 cm. En cuanto a estructura interna, destacan los lechos constituidos únicamente por secuencias Tce. La razón arena/lutilla (marga) es muy baja, del orden de 1:10.

El relevo entre las turbiditas carbonatadas y las terrígenas se realiza de un modo gradual, con cierta interdigitación entre los dos

tipos, que en cualquier caso muestran siempre unas facies distales; ello indica que el ambiente sedimentario de esta sucesión fue una llanura de cuenca (basin-plain).

Los restos de Ammonites encontrados en este tramo son inclasificables, pero la presencia de Calpionellas aún en los niveles más altos del tramo, con una asociación en la que destaca *Calpionellites darderi* COL., indica que la edad de los niveles más altos de la sucesión estudiada es aún Valanginiense.

LAS TURBIDITAS CARBONATADAS DEL BERRIASENSE INFERIOR

La sucesión del Berriasense inferior de Cabra del Santo Cristo la componen diversas litologías carbonatadas, asociadas en diferente proporción: calcarenitas y calcilutitas alternan con margas y margocalizas y esporádicamente se intercalan niveles de conglomerados (Fig. 3). Salvo en determinados tramos, toda la sucesión se caracteriza por la presencia de estratos delgados de grano fino a medio.

Una parte de los depósitos, margas y margocalizas con texturas de *mudstones* corresponden a sedimentos hemipelágicos y en ellos abundan los Ammonites y los Aptychus; otros, calizas detríticas, muestran estructuras sedimentarias genéticamente relacionadas con flujos gravitatorios.

---En esta sucesión se pueden reconocer distintas facies turbidíticas; su análisis y determinación se aborda conforme a los parámetros ya clásicos de la clasificación de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1972, 1975), WALKER y MUTTI (1973) y RICCI-LUCCHI (1975): textura, espesor y geometría de los lechos o capas, estructuras sedimentarias y razón calcarenita/marga (lutita). Asimismo se utilizará para las facies la denominación propuesta por dichos autores.

TIPO Y CARACTER DE LAS FACIES

De acuerdo con los parámetros antes aludidos se pueden diferenciar los siguientes tipos de facies:

Facies A

En conjunto se trata de ruditas poligénicas, donde coexisten los cantos de *wackestone* y *packstone* intrabioclásticas y algunos de calizas de ooides (microfacies de plataforma somera) con otros de facies pelágicas.

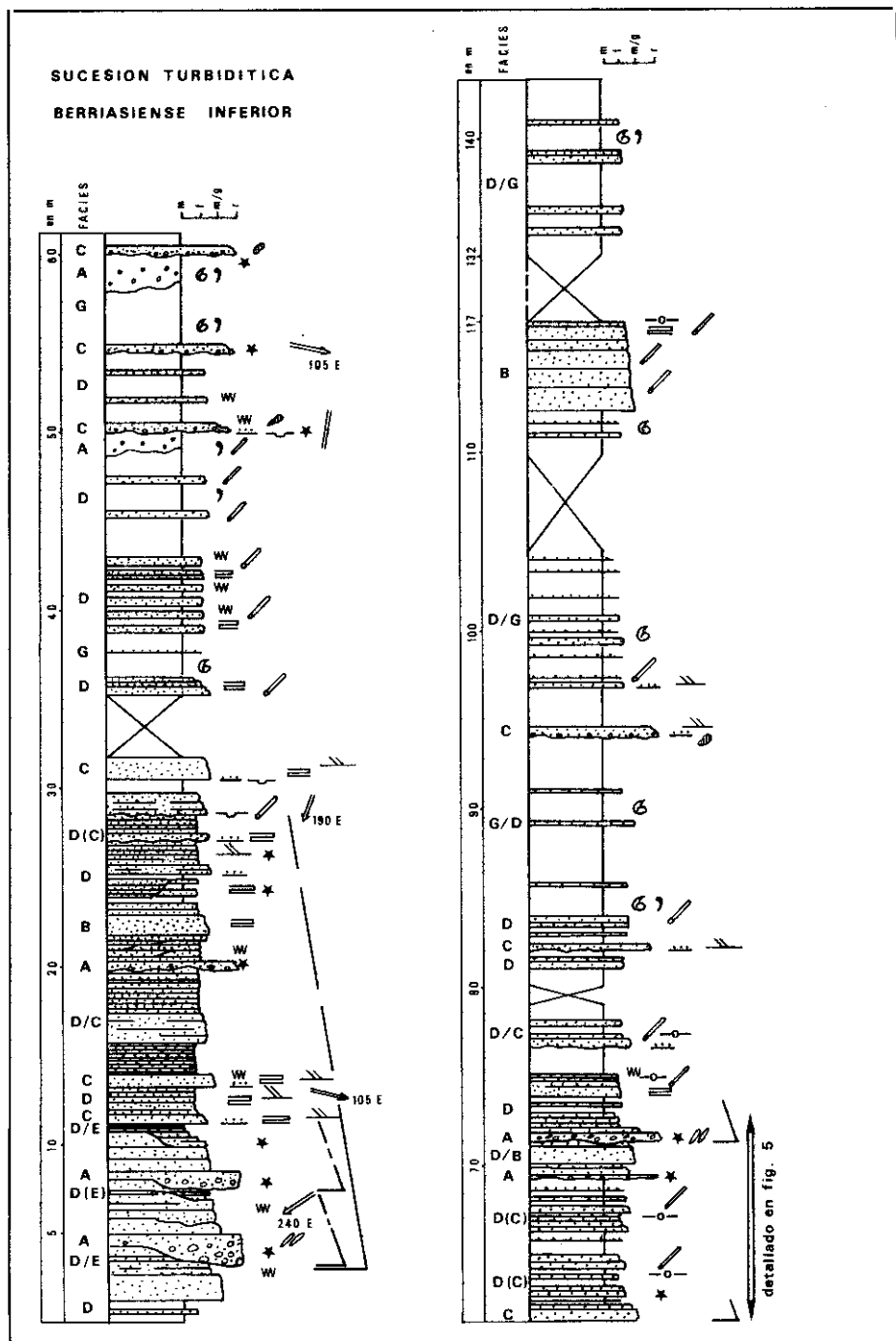


FIG. 3.—Secuencia y facies del tramo Berriasiense inferior (excepto niveles basales). Leyenda en Fig. 2.

Las calciruditas más finas, poco seleccionadas, muestran también cantos de diversas litologías calizas; en algunos de ellos aparecen Bryozoos, Algas dascladáceas (*Clypeina jurásica* FAVRE, entre otras), Corales, *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, oncoides, etc. En otros cantos se han observado Crinoides, Aptychus, Foraminíferos bentónicos (*Conicospirillina basiliensis* MOOHLER, *Trocholina* gr. *alpina* LEUPOLD, ...), embriones de Ammonites y Calpionellas; aún otros son exclusivamente micríticos o con escasos foraminíferos bentónicos.

Las subfacies A₂ (Fig. 4), organizadas, corresponden a conglomerados con cantos autosoportados (diámetros máximos comprendidos

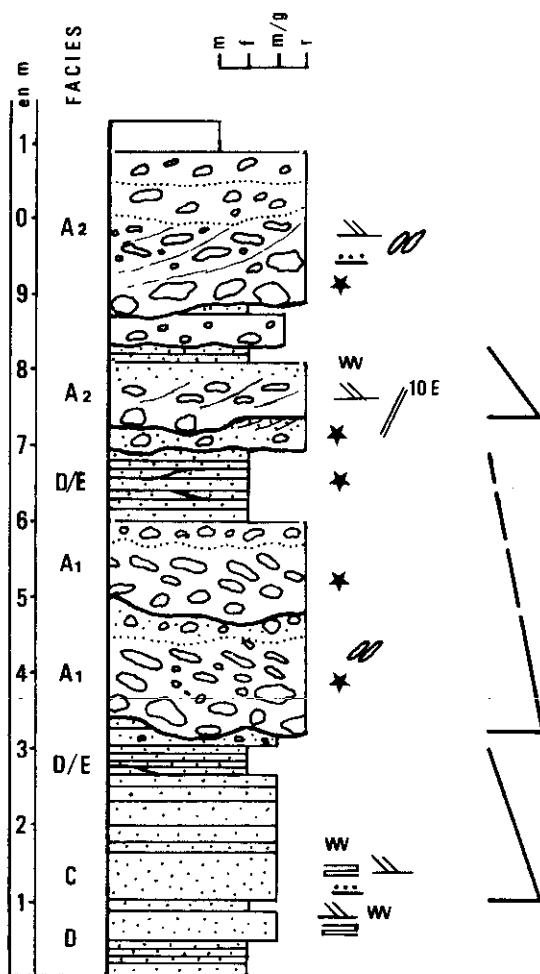


FIG. 4.—Ciclos positivos de relleno de canal. Base de la sucesión turbidítica Berriasense. Leyenda en Fig. 2.

entre 4 y 15 cm), polimodales o bimodales, que suelen presentar una secuencia de estructuras internas con gradación basal grosera, estratificación cruzada en el centro y calcarenita gruesa masiva o con cantos a techo (modelo *graded-stratified* de DAVIS y WALKER, 1974, y WALKER, 1975). Con preferencia contienen cantos tabulares y entonces aparecen imbricaciones, con los diámetros máximos paralelos al flujo y buzando contracorriente.

En la subfacies A₁, litotipos similares aparecen desorganizados y sólo en los casos donde abundan los cantos tabulares aparece imbricación; se incluyen en estas subfacies las capas de margas con cantos y los conglomerados finos de 1-3 cm con cierta matriz arcillosa.

Por último, existen algunos lechos de calcarenitas con cantos dispersos de hasta 5-8 cm de diámetro, que se asignan a la subfacies A₃.

Estas facies presentan una geometría lenticular y superficies basales erosivas; es frecuente la repetida amalgamación de capas conglomeráticas.

Facies B

Se han atribuido a estas facies algunos lechos de calcarenitas finas a gruesas, con razón arena/pelita $\gg 1$ (a veces amalgamadas), con espesores entre 30 y 90 cm, continuos en exposiciones cortas y a veces acuñándose suavemente. Carecen de gradación, son aparentemente masivos y sólo a veces presentan laminación horizontal grosera. Su base suele ser plana y neta y el techo frecuentemente está modelado por ondulaciones amplias (tipo duna).

Muestran microfacies de *packstone* o *pseudograinstone* intrabioclásticas con intraclastos micríticos, peloides, bioclastos de Crinoides y Saccocomidae, más algunos foraminíferos bentónicos; la selección por tamaños es relativamente buena.

Genéticamente son relacionables con flujos tractivos concentrados (depósitos de *by-passing*, MUTTI y RICCI-LUCCHI, 1975). El modelado de dunas o ripples de gran amplitud podría derivar de flujos posteriores que actuaran sobre el techo de la capa ya depositada.

Facies C

Capas constituidas por pares de lechos calcarenita/marga con secuencias de Bouma que incluyen la división *a*. Se han reconocido en esta sucesión las subfacies C₁ y C₂; en la C₁ dominan las secuencias Ta/c sobre la Ta/c/e; en la C₂ la secuencia dominante es la Tabc/e seguida de la Tab/e.

La división *a* corresponde a arena gruesa-media en las facies C₂, siempre poco desarrollada (5 cm); en la facies C₁ corresponde a veces

a calcirudita fina. La razón arena/pelita es muy alta y en la subfacies C₁ son frecuentes las amalgamaciones.

El espesar de los lechos calcareníticos oscila entre 20 y 60 cm. Son frecuentes en ellos las marcas de muro: *flute cast* y *grooves*. Las microfacies son similares, en cuanto a sus constituyentes, a las referidas para las facies B y A (ruditas finas) con texturas de *wackestone* y *packstone*.

Facies D

Típicamente caracterizados por la falta del intervalo basal *a* y constituidas por lechos de calcarenitas fina o calcilimolita y división margosa *e* diferentemente desarrollada; tanto la subfacies D₁ como la D₂ se encuentran presentes en la sucesión. En la subfacies D₁, las secuencias Tc/e, Tb/e y Tbc/e, por este orden, son las más frecuentes; el espesor del lecho calcarenítico oscila entre 2 y 20 cm y el intervalo pelítico es generalmente mucho más fino o inexistente. La superposición de las capas más delgadas de estas facies, limitadas por superficies onduladas, o desarrollando *climbing ripples* condicionan una típica estratificación alabeada.

Cierto tipo de capas con características muy similares a las subfacies D₁ anteriormente descritas, de las que se diferencian por su menor continuidad lateral y por su íntima asociación con lechos canalizados, pueden interpretarse como facies E.

La bioturbación llega a ser muy importante en relación con las facies C o D, desarrollándose *burrows* endogénicos y exogénicos (*exichnial* y *epichnial burrow casts* de MARTINSON, 1970) (LAM I-1); los tipos *exichnia* proporcionan estructura nodulosa a algunas capas.

Facies G

Corresponden a alternancias de margas y margocalizas, grises-amarillentas con *Ammonites* y *Aptychus*. Presentan microfacies de mudstones con Radiolarios y abundantes Calpionellas y un porcentaje de cuarzo tamaño fino inferior al 3 por 100. La bioturbación es frecuente y abundante. Predomina en los últimos 50 metros de la secuencia.

ASOCIACIONES DE FACIES Y ORGANIZACION

Las figuras 3, 4 y 5 ilustran la asociación y el tipo de organización de las facies turbidíticas berriasenses de la ventana de Cabra de Santo Cristo.

Debe apuntarse inicialmente que el carácter del afloramiento, corte de un barranco, impide seguir, en la mayor parte de los casos, la evolución lateral de las capas y, por tanto, es difícil realizar el análisis morfológico de las mismas.

La secuencia se encuentra parcialmente organizada en ciclos positivos de base canalizada en los que, en síntesis, pueden distinguirse tres tipos de asociaciones de facies: de *canal*, de *margen de canal* y de *intercanal*.

Las facies de canal están constituidas esencialmente por conglomerados (facies A) de gruesa estratificación, a los que se asocian, localmente, algunos lechos de facies B, D, C o E que pueden constituir el tránsito lateral hacia facies de margen de canal.

Las facies de margen de canal están representadas por calcarenitas de estratificación delgada de facies D₁, con secuencias *Tc* o *Tce* fundamentalmente, dando lugar a lechos con superficies de estratificación alabeadas, sin apenas lutita o marga entre ellos. Se suele encontrar asociadas a los extremos acunadas de capas más potentes (LAM I-3) en cuyos techos se observan interferencias de ripples formando ángulos de 60-70°. Por último, las facies de intercanal están representadas por una asociación de capas de facies D₁ y ocasionalmente C, intercaladas entre margas y margocalizas. Típico rasgo diagnóstico de esta asociación y que aquí se presenta, es la existencia de capas canalizadas de facies C o B que constituyen por sí solas el relleno de amplios y someros canales entre los depósitos de intercanal (MUTTI, 1977) (Fig. 3, metros 30-60 y 80-100).

Las secuencias positivas de relleno de canal, en las que puede faltar o encontrarse mal representadas algunas de las facies descritas, presentan un desarrollo máximo de 3-4 m, profundidad supuesta para estos canales (Fig. 3, metros basales; fig. 4; fig. 5: metros 11, 4-13 y LAM I-4).

La migración de los canales, rasgo morfológico esencial de este medio de depósito, sería responsable de que se encuentren superpuestos en una misma vertical depósitos que se relacionaban lateralmente.

Tras el depósito de las facies de canal, éstos verían disminuida su capacidad de transporte; los flujos posteriores no quedarían confinados en el mismo y podrían erosionarse los márgenes, dando lugar a pequeños ciclos positivos de base canalizada que inciden sobre las facies de margen de canal (Fig. 3, metros 20-30). La existencia de ciclos en los que se pasa bruscamente de facies de canal a facies de intercanal (LAM I-4) refleja, más que un proceso de migración, un repentino abandono de una de estas vías de distribución de sedimentos. La superposición, durante el desarrollo de estos procesos, de fa-

ses de erosión y episodios de sedimentación, sea por acreción vertical o lateral, llega a complicar en detalle el carácter de estas secuencias con múltiples ciclos menores de tendencia positiva (Figs. 3: metros 10-30, Fig. 5).

Mención especial merece el paquete de 5 m de potencia, constituido por calcarenitas de grano fino y estratificación potente, localizado en la parte alta de la sucesión (metro 112,5-117,5 en Fig. 3) y que en conjunto constituye una secuencia no canalizada. Las facies que lo componen pueden corresponder al tipo B, ya que no desarrollan estructuras internas o sólo muestran laminación paralela en toda la capa. El intervalo pelítico es prácticamente inexistente. El espesor de los lechos, decreciente hacia arriba, sugiere una tendencia positiva, cuestión que no es corroborada por el tamaño de grano que permanece uniforme en todo el paquete. La extensa bioturbación que existe en los techos sugiere ciertas pausas en la acumulación de las sucesivas capas.

Este paquete tiene gran continuidad lateral (varios centenares de metros), sin sensible acuñamiento en lo que permiten observar los afloramientos. Constituye un excelente nivel guía para establecer correlaciones dentro de estos materiales.

Su intercalación entre hemipelagitas y turbiditas de facies D, la ausencia de canalizaciones, así como su gran continuidad lateral, sugieren que podría derivar del depósito de corrientes de excepcional volumen que depositarían capas calcareníticas bien clasificadas, en extensas áreas de la llanura de cuenca. La génesis de tal tipo de corrientes debió ligarse a una actividad tectónica pulsante y repetitiva. Depósitos similares se han descrito en otras cuencas turbidíticas (por ejemplo, capa Contessa, MUTTI y RICCI-LUCCHI, 1972, RICCHI-LUCCHI, 1975).

PALEOCORRIENTES

El tipo de afloramiento limita la observación de la base de los estratos y sólo se han podido obtener una docena de medidas.

Las marcas de muro, de corriente en su mayor parte, muestran sentidos comprendidos entre N100-190E. Los ripples de corriente, a techo, se organizan en dos familias: una, más netamente definida, es congruente con la dirección de las marcas de muro, indicando un sentido de aportes N190-220E; otra, poco expresiva en cuanto a polaridad y sólo presente en determinados lechos, se alinea en dirección N20-30E. Esta última debió estar ligada a flujos de desbordamiento más o menos perpendiculares a los canales. Las estratificaciones cruzadas en los conglomerados indican un sentido de aportes bien definido hacia N220-210E.

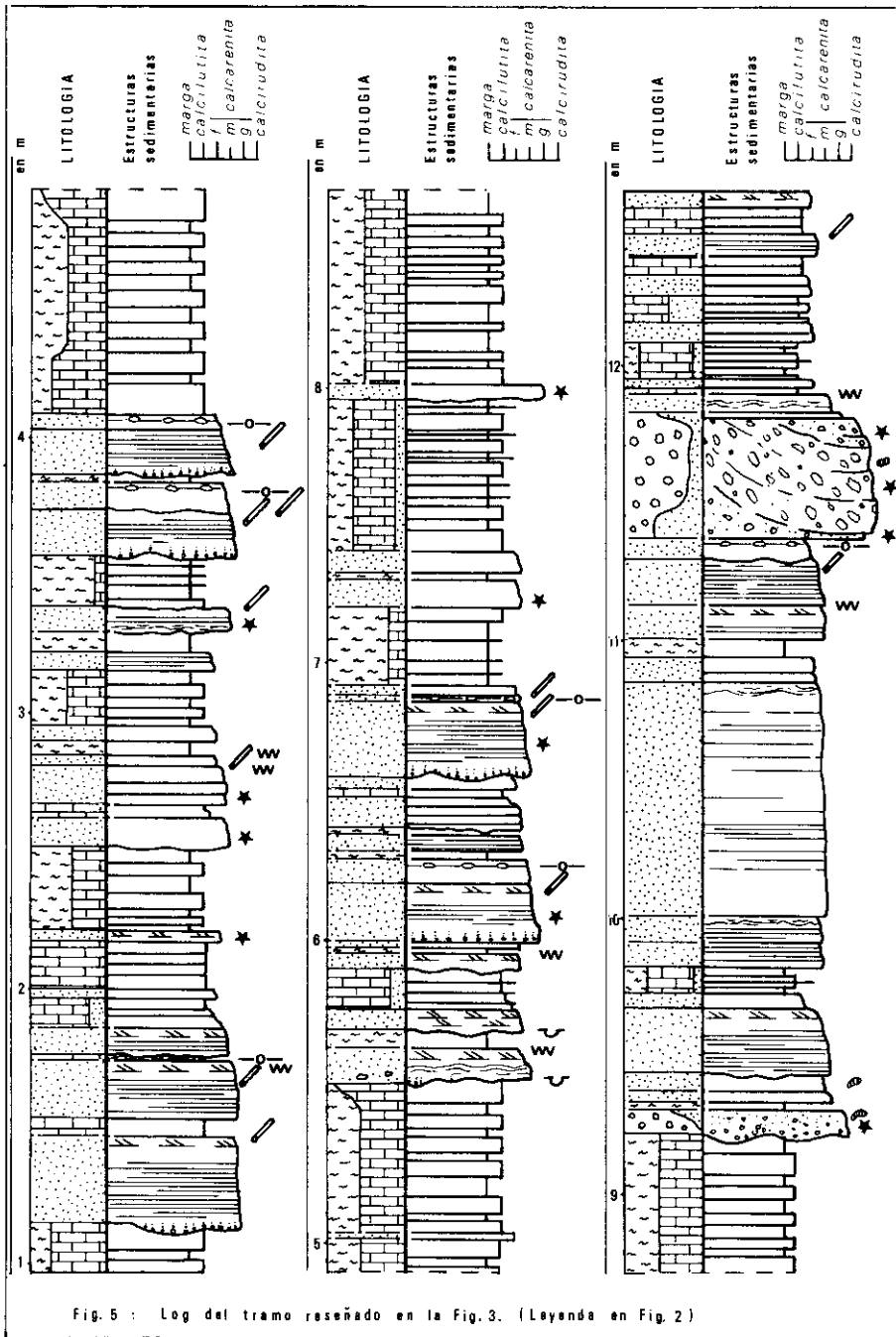


Fig. 5 : Log del tramo reseñado en la Fig. 3. (Leyenda en Fig. 2)

FIG. 5

Según esto, y aun con la cautela derivada de la escasez de medidas y su dispersión, puede concluirse que los flujos procedían de áreas septentrionales.

CONCLUSIONES PALEOGEOGRAFICAS Y CORRELACION

Los materiales de la ventana de Cabra del Santo Cristo estudiados constituyen en conjunto una secuencia turbidítica recesional, donde a depósitos de talud-base de talud (tramo 1) le suceden otros canalizados (tramo 2), que dan paso a facies de llanura de cuenca (tramo 3).

Si estos depósitos turbidíticos se insertan o no en un modelo «clásico» de abanico submarino es difícil de precisar, pues únicamente existen evidencias de una porción canalizada que distribuía y controlaba la sedimentación turbidítica. No existen, pues, en esta vertical, los teóricos depósitos de abanico externo o lóbulos deposicionales. Esto puede representar bien un cese repentino en el volumen de sedimentación turbidítica o que el depósito de turbiditas se realizaba esencial y prioritariamente en ámbitos canalizados, como ocurre en otros casos de las Zonas Externas Béticas (COMAS, 1978; RUIZ-ORTIZ, 1980) y en algunas cuencas actuales (ALOISI, et al., 1980).

El carácter de la secuencia aquí analizada, reflejando la existencia de numerosos canales estrechamente relacionados y su persistencia en el tiempo, está más a favor de una fuente de aportes puntual que de una fuente lineal de aportes, de modo diferente a como ocurre en algunas cuencas actuales de sedimentación turbidítica carbonatada (entre otros, PILKEY et al., 1980; CREVELLO y SCHLAGER, 1980; SCHLAGER y CHERMARK, 1979).

El ámbito paleográfico donde se depositaron estos materiales debieron ser las áreas de talud y pie de talud adyacentes a una plataforma carbonatada (zona Prebética). Las áreas fuentes estarían constituidas fundamentalmente por la parte externa de dicha plataforma y por los escarpes de falla que configuraban el talud y a favor de las cuales afloraban formaciones más antiguas. Esta aseveración se basa en la mezcla de faunas descritas en el tramo 1, así como en la presencia en las turbiditas del Berriareense inferior de algunos organismos típicos del Jurásico superior (p. ej. *Conicospirillina hasiliensis* MOOHLER y *Cladocoropsis mirabilis* FELIX). Además, los flujos gravitatorios incorporaban material pelágico depositado en esos ámbitos.

Este tipo de sedimentación turbidítica, organizada en secuencias recesionales, es característico en el Dominio Intermedio (RUIZ-ORTIZ, 1980, 1981, 1983), cuya ubicación paleogeográfica abarcaría los medios de pendiente y base de pendiente a que se ha hecho referencia. No obstante, la correlación entre los materiales estudiados en

este trabajo y las formaciones características del dominio Intermedio (RUIZ-ORTIZ, 1980; COMAS et al., 1982) plantean algunos problemas. Así, los tramos 1 y 2 de la secuencia estudiada podrían asimilarse en cuanto a litología a la formación Toril (Dominio Intermedio, Kimmeridgense-Thitónico inferior), pero por su edad sería posible incluirlos en la formación Los Villares (Thitónico superior-Hauteriviense superior). Esta indeterminación se soslaya si se admite para la formación Toril un techo heterocrónico.

El tramo 3 se atribuye a la formación Los Villares, de la cual constituiría una sección parcial (sólo aflora el Valanginiense), si bien aquí los niveles de areniscas ocreas son más abundantes que en la sección tipo, donde éstos sólo constituyen un tramo de unos 4-5 m de potencia. No obstante, la formación Los Villares, en otras áreas del Dominio Intermedio próximas a la ventana de Cabra del Santo Cristo (p. ej. Unidad Cárceles-Carluco), incluyen también más intercalaciones de niveles de areniscas ocreas de grano fino que la propia sección tipo (Unidad Jabalcuz-San Cristóbal).

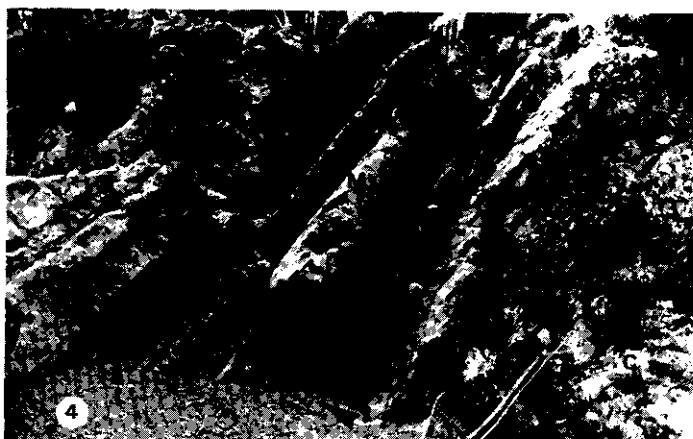
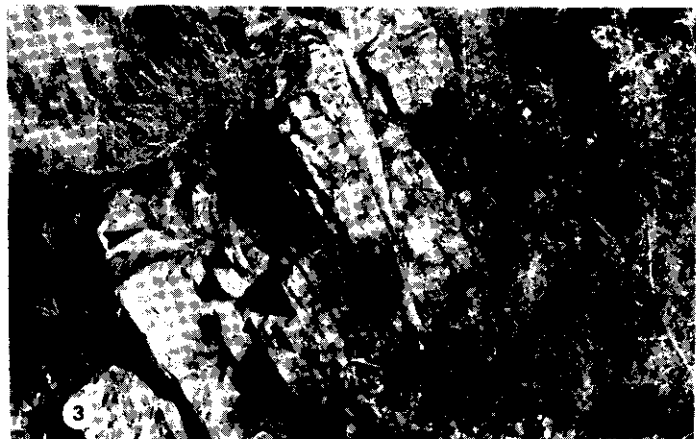
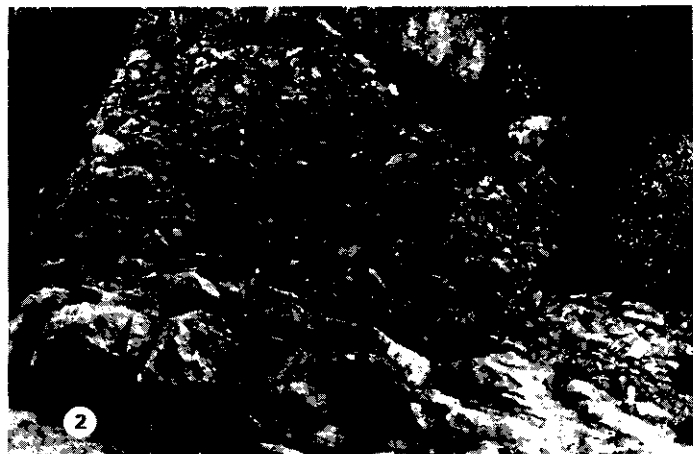
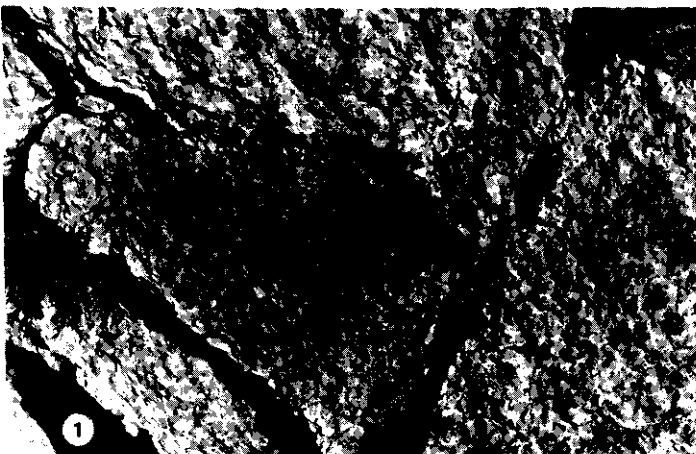
NOTA.—Trabajo integrado en el Proyecto «El Mesozoico de las Cordilleras Béticas», subvencionado por la Com. Ases. Inv. Científica y Técnica.

BIBLIOGRAFIA

- ALOISI, J. C.; BELLAÏCHE, G.; BOUYE, C.; DROZ, L.; GOT, H.; MALDONADO, A.; MIRABILE, L., y MÓNACO, A. (1980): L'éventail sous-marine profond du Rhône et les depots de pente de l'Ebre: Essai de comparaison morphologique et structurale. *Int. Conf. on the «Sedimentary basins of the Mediterranean margins»*, Urbino, oct. 1980.
- COMAS, M. C. (1978): Sobre la Geología de los Montes Orientales: Sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno inferior (Zona Subbética, Andalucía). *Tesis*, Univ. del País Vasco, ISBN 84-300-8311-1, 323 pp.
- COMAS, M. C.; RUIZ-ORTIZ, P. A., y VERA, J. A. (1982): El Cretácico de las Unidades Intermedias y Zona Subbética, en *El Cretácico de España*, Ed. Univ. Complutense, Madrid, pp. 570-603.
- CREVELLO, P. D., y SCHLAGER, W. (1980): Carbonate debris sheets and turbidites, Exuma Sound, Bahamas. *Jour. Sed. Petrol.*, 50, pp. 1121-1148.
- DAVIES, I. C., y WALKER, R. G. (1974): Transport and deposition of resedimented conglomerates: The Cap Enragé Formation, Gaspé, Quebec. *Jour. Sed. Petrol.*, 44, pp. 1200-1216.
- GARCÍA-ROSSELL, L. (1973): Estudio geológico de la transversal Ubeda-Huelma y sectores adyacentes. Cordilleras Béticas (prov. de Jaén). *Tesis*, Univ. de Granada, pp. 1-519.
- MARTINSON, A. (1970): Toponomy of trace fossils, en *Trace fossils* (Ed. T. P. Crimes and J. C. Harper). *Geological Journal*, Sp. Issue, n.º 3, pp. 323-330.

LÁMINA 1

1. *Bioturbación. Bajo el martillo, improntas de bioerosión con relleno margoso (epichnial burrows) sobre techo calcarenítico. Capa superior con nodulosidad inducida por bioturbación (exichnial burrows), «nódulos» calcareníticos en matriz margosa.*
2. *Conglomerado con cantos tabulares (Facies A₁) sobre turbiditas facies D, techos con ripples.*
3. *Facies de margen de canal: Turbiditas estratificación fina sin división pelítica, superficies modeladas por ripples. Obsérvese los extremos acuñaados de las capas calcareníticas de un margen de canal.*
4. *Ciclo positivo de relleno de canal. C) Facies de canal (base conglomerática).—M) Facies de margen de canal.—I) Facies de intercanal. Flechas apuntando hacia el techo de la secuencia.*



- MUTTI, E. (1977): Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrennees, Spain). *Sedimentology*, 24, pp. 107-131.
- MUTTI, E., y RICCI-LUCCHI, F. (1972): Le torbiditi dell-Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. It.*, 11, pp. 161-199.
- (1975): Turbidite facies and facies associations. In: Examples of Turbidite Facies and Facies Associations from Selected Formations of the Northern Apennines (por E. Mutti, G. C. Parea, F. Ricci-Lucchi, M. Sagri, G. Zanzuccho, G. Ghibaudo y S. Jaccarino). *IX Int. Congr. Sedim. Nice-75, Field Trip, A 11*.
- PILKEY, O. H.; LOCKER, S. D., y CLEARLY, W. J. (1980): Comparison of sand layer geometry on the flat floors of ten modern depositional basins. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 64, pp. 841-856.
- RICCI-LUCCHI, F. (1975): Depositional cycles in two turbidite formations of Northern Apennines (Italy). *Jour. Sed. Petrol.*, 45, pp. 3-43.
- RUIZ-ORTIZ, P. A. (1980): Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril —prov. de Granada— y Jaén). *Tesis doctoral. Univ. de Granada*, n.º 270, 272 pp.
- (1981): Carbonate turbidites of Upper Jurassic. Betic cordillera. Southern Spain. *2nd European Meeting IAS, Abst. book*, pp. 170-174.
- (1983): A carbonate submarine fan in a fault-controlled bass in of the Upper Jurassic, Betic cordillera, Southern Spain. *Sedimentology*, pp. 33-48.
- SCHLAGER, W., y CHERMARK, A. (1979): Sediment facies of platform-basin transition, Tongue of the Ocean, Bahamas, en *Geology of continental slopes* (Ed. L. J. Doyle y O. H. Pilkey Jr.). *Spec. Publ. SEPM*, n.º 27, pp. 193-208.
- WALKER, R. G. (1975): Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86, pp. 737-748.
- WALKER, R. G., y MUTTI, E. (1973): Turbidite facies and facies associations, en *Turbidites and deep-water sedimentation* (Ed. G. V. Middleton and A. H. Bouma). *Short Course. Pacf. Sect. SEPM*, pp. 119-157.