

## Megaturbiditas calcáreas en el Mioceno de Mallorca. Formación turbidítica de Banyalbufar

A. RODRIGUEZ-PERIA

Departament de Ciències de la Terra. Universitat de les Illes Balears. Palma de Mallorca.

### RESUMEN

Los depósitos turbidíticos carbonatados miocenos que constituyen la Formación Turbidítica de Banyalbufar presentan una megasecuencia retrogradacional o transgresiva que intercala frecuentes megaturbiditas. Estas megacapas se integran en los diversos ambientes de un sistema deposicional caracterizado por la rápida evolución desde sedimentos slumpizados de pie de talud a niveles calcarenítico margosos. La presencia de una tectónica de bloques junto a un efecto de embalsamiento y a la proximidad de una plataforma carbonatada justifica un modelo de sedimentación turbidítico carbonatado, cuyos aportes proceden de múltiples puntos, y en el que son frecuentes las megaturbiditas.

*Palabras clave:* Turbiditas. Mioceno. Mallorca.

### ABSTRACT

A retrogradational turbidite suite is developed in the miocene deposits of Banyalbufar Turbiditic Formation of Mallorca. The sequence is build up by calcilitites, calcarenites and calcirudites, and it includes a great number of megaturbidites. These megabeds can be classified in 5 megaturbidite types according to their thickness, lithologies and structures. Each type correspond to one or several sedimentary environments. Some of the megaturbidites evolved from slumps over very short distances.

These turbidites are the product of resedimentation processes that took place in a basin feeded by a high productive shelf. The frequency and lateral variations of the megaturbidites were controlled by an irregular and compartmented bottom topography. This paleotopography was tectonically generated, as well as the shooting mechanism of the megaturbidites. The high frequency of earthquakes, tributary currents, and ponding are postulated as the main causes of this kind of resedimentation.

*Key words:* Turbidites. Miocene. Mallorca.

### INTRODUCCIÓN

Las turbiditas carbonatadas del Mioceno de la Serra de Tramuntana de Mallorca se caracterizan, independientemente de sus facies, por contener capas de excepcional potencia, en relación con las capas vecinas, y que pueden designarse como megaturbiditas en el sentido de Ricci Lucchi y Valori (1980).

Los afloramientos estudiados se distribuyen a lo largo de toda la Serra de Tramuntana de Mallorca (fig. 1), aun cuando las series más potentes se encuentran en el tercio SW y en el extremo NE. Estructuralmente los depósitos miocenos se sitúan a techo de las diversas escamas tectónicas de cuyo apilamiento resulta la arquitectura de la Serra.

Estratigráficamente son los sedimentos más modernos implicados en la tectónica langhiense, responsable de la estructuración final de la Serra de Tramuntana. Así, en su base, se sitúan, en contacto discordante y erosivo, los materiales de plataforma del Mioceno inferior (Formación Calcarenítica de Sant Elm, Rodríguez-Perea, 1984a y b), mientras que su techo suele estar cabalgado por la siguiente escama tectónica.

Los depósitos turbidíticos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar (Rodríguez-Perea y Pomar, 1983a y b, y Rodríguez-Perea, 1984a) constituyen una secuencia de primer orden retrogradacional o transgresiva que rellena pequeñas depresiones formadas a favor de fracturas subverticales, a veces de rumbo, hasta recubrir con depósitos ya más distales todo el área de Mallorca. Las paleocorrientes proceden del S y del SSW.

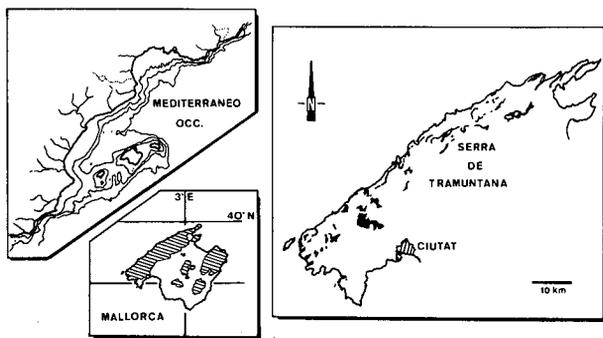


Figura 1. — Situación geográfica de la Serra de Tramuntana y de los afloramientos estudiados.

Figure 1. — Location of the Serra de Tramuntana. The black areas correspond to the Miocene outcrops

## AMBIENTES DEPOSICIONALES

Independientemente de la potencia de las capas, objeto de este trabajo, son varios los criterios que permiten identificar en la Formación Turbidítica de Banyalbufar diversos ambientes deposicionales turbidíticos (fig. 2).

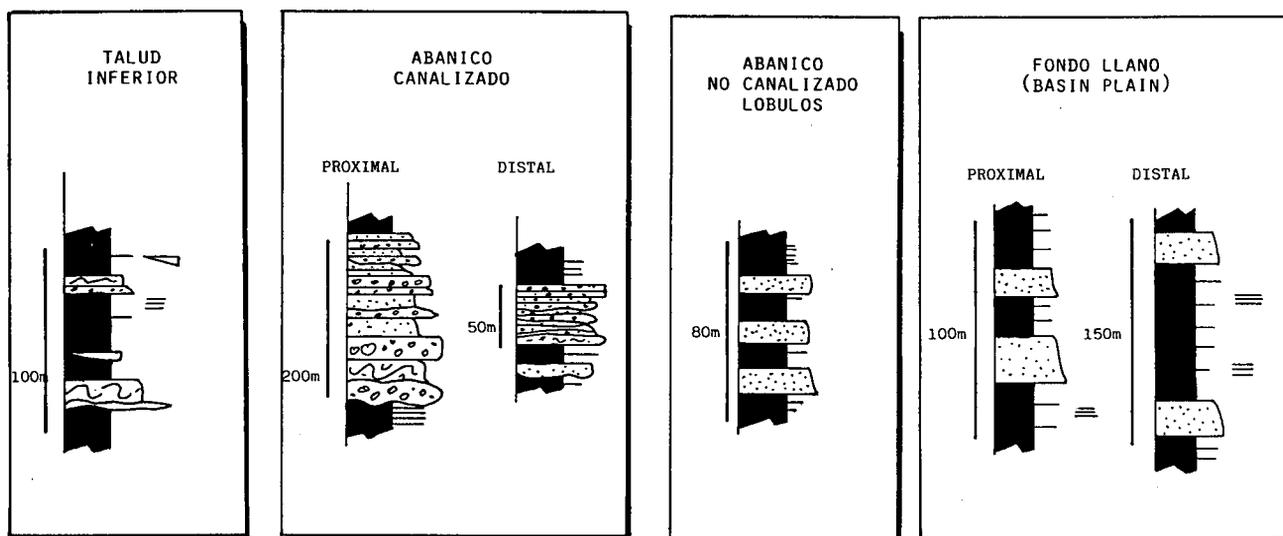


Figura 2. — Características generales de los sedimentos turbidíticos según las distintas asociaciones de facies reconocidas.

Figure 2. — Facies associations recognized in the Banyalbufar Turbiditic Formation.

Los depósitos más proximales se sitúan en ambientes del talud inferior o proximal o de abanicos canalizados (s.l.). En ambos casos los depósitos que representan dichos ambientes se encuentran en la parte inferior de las series levantadas.

En los depósitos pertenecientes al *talud inferior* se reconocen con frecuencia discordancias internas y frecuentes tramos slumpizados, que en muchos casos contienen trozos de las capas infrayacentes. No se reconoce secuencialidad alguna en estos depósitos y alternan sedimentos de granulometrías gruesas con otros de granulometrías más finas e incluso hemipelágicos.

En los sedimentos pertenecientes al *abanico canalizado*, siempre de pequeñas dimensiones y desarrollo desigual, son frecuentes los amalgamamientos de capas, las superficies erosivas y una secuencialidad groseramente positiva. Las granulometrías más gruesas se sitúan en este área, con bloques incluso métricos, y abundancia de coladas de derrubios. En los tramos con sedimentos finos intercalados en los niveles canalizados, se dan las relaciones arena/arcilla más altas, reconociéndose áreas de intercanal.

Solo en un caso (Port d'Es Canonge) han podido reconocerse *depósitos no canalizados* (Rodríguez-Perea y Pomar, 1983). Se sitúan por encima de sedimentos canalizados y presentan secuencias groseramente negativas, de baja o nula capacidad erosiva, que debían constituir relieves positivos asimilables a lóbulos deposicionales,

aun cuando no presenten una organización secuencial bien definida. No pueden descartarse otros casos de identificación más dudosa.

Por encima estratigráficamente de los ambientes proximales se sitúan depósitos propios de zonas más distales. Se trata preferentemente de depósitos de *fondo llano* más o menos proximales. Se caracterizan por presentar relaciones de arena/arcilla muy bajas, ausencia de estructuras erosivas o de estructuras que reflejen inestabilidad gravitacional. Presentan una mayor continuidad lateral de las capas a nivel de afloramiento y no presentan ciclicidad alguna. Entre estos depósitos son muy frecuentes los depósitos hemipelágicos carbonatados y en algunos casos silíceos.

Con la sedimentación de estos materiales se completa el relleno de las fosas sobre las que se desarrollaban los depósitos proximales, y se inicia el recubrimiento sedimentario de todo el área. No existe una distribución regional diferenciada de los ambientes turbidíticos, ya que a lo largo de toda la Serra de Tramuntana se reconocen sedimentos proximales en la base de las series y distales a techo.

|                | DEPOSITOS AFLORANTES | MEGATURBIDITAS |
|----------------|----------------------|----------------|
| FONDO LLANO    | 49 %                 | 29 %           |
| NO CANALIZADO  | 5 %                  | 5 %            |
| CANALIZADO     | 23 %                 | 42 %           |
| TALUD INFERIOR | 22 %                 | 25 %           |

| FRECUENCIA DE MEGATURBIDITAS |              |
|------------------------------|--------------|
| FONDO LLANO                  | 1 CADA 24 M. |
| NO CANALIZADO                | 1 CADA 13 M. |
| CANALIZADO                   | 1 CADA 8 M.  |
| TALUD INFERIOR               | 1 CADA 13 M. |

Figura 3. — Importancia de cada uno de los ambientes deposicionales turbidíticos respecto al total de los sedimentos estudiados. Frecuencia en los mismos de las megaturbiditas.

Figure 3. — Distribution of the turbiditic environments and frequency of megaturbidites in each environment.

## DISTRIBUCIÓN DE LAS MEGATURBIDITAS

En los depósitos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar se han estudiado más de 1.800 m de columnas estratigráficas, de los que un 49% (852 m) corresponden a ambientes de fondo llano, un 23% (408 m) a ambientes de abanico canalizado, un 22% (394 m) a talud inferior y un 5% (80 m) a tramos no canalizados. Estos porcentajes sugieren una baja representatividad de los depósitos de abanico no canalizado que puede deberse a varias causas entre las que destacaría la dificultad de su reconocimiento cuando dichos depósitos no desarrollan secuencias negativas bien definidas, y/o la escasa presencia de tal ambiente en el tipo de sedimentación que se desarrolla durante el Mioceno en Mallorca.

Dentro de estos 1800 m de series se han reconocido 1464 capas con intervalos gruesos (capas que contienen intervalos de granulometría superior a arena fina). De ellas 122 pueden considerarse como megaturbiditas, aplicando este término en el sentido de Ricci Lucchi y Valmori (1980), de forma restrictiva; los autores citados definen megaturbiditas como capas turbidíticas de potencia superior a 1 m, y en este trabajo consideramos como megaturbiditas únicamente a las que presentan intervalos gruesos superiores a 1 m. Con ello se pretende destacar los episodios más excepcionales.

La distribución de dichas megaturbiditas en los diversos ambientes deposicionales (fig. 3) puede ser considerada congruente con lo que tales ambientes representan. Así, en el talud inferior se sitúan 30 megaturbiditas (25%), mientras que en los tramos canalizados que representaban el 22% de las series, las megaturbiditas presentes son 51, es decir el 42%. Por el contrario en los depósitos de fondo llano —49% de las series— el porcentaje de megacapas se reduce a un 29% (35 megaturbiditas). En los depósitos no canalizados de abanico, escasamente representados (5% de las series), se encuentran 6 megaturbiditas, es decir el 4% de las mismas.

De estos datos puede deducirse, para los depósitos turbidíticos carbonatados de la Serra de Tramuntana de Mallorca, que las megaturbiditas se encuentran representadas en la proporción de 1 cada 13 m en el talud inferior, 1 cada 8 m en los tramos canalizados, 1 cada 13 m en el tramo no canalizado y 1 cada 24 m en los depósitos de fondo llano (fig. 3). Es decir, en los sedimentos de fondo llano es donde son menos frecuentes, en el talud inferior y en los tramos no canalizados son el doble de frecuentes que en el fondo llano, y en las áreas canalizadas, que es donde son más abundantes, son tres veces más frecuentes que en el fondo llano.

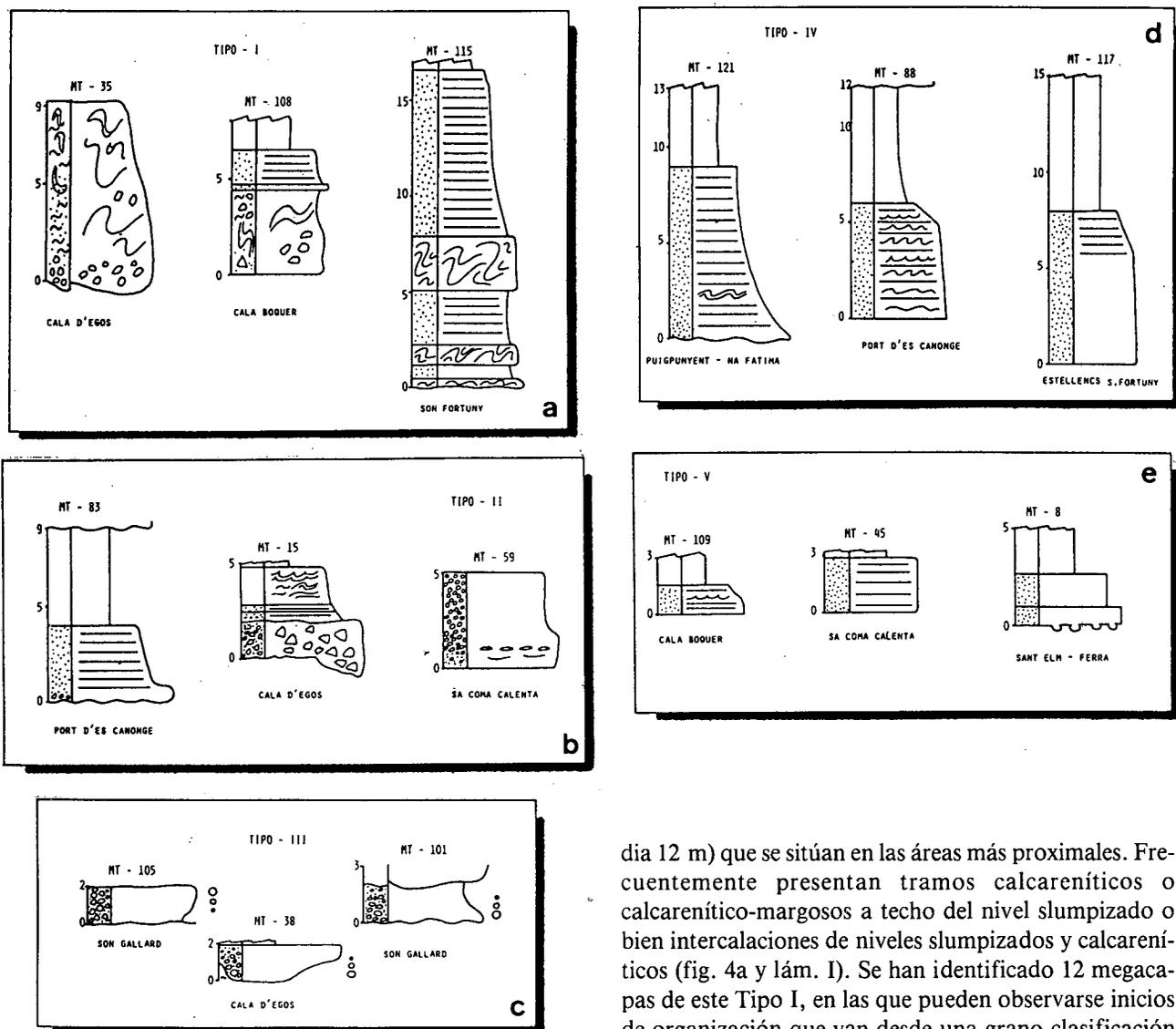


Figura 4. — Tipos de megaturbiditas. Potencia expresada en metros.  
 Figure 4. — Megaturbidite types. Thickness in meters.

### TIPOS DE MEGATURBIDITAS

Las características de las 122 megaturbiditas estudiadas permiten distinguir en base a sus potencias, estructuras y litologías cinco tipos de megacapas. Hay que señalar, no obstante, que no existen soluciones de continuidad entre los diversos tipos, pudiéndose por tanto encontrar casos intermedios entre ellos.

*Tipo I:* Están formadas por tramos slumpizados de potentes a muy potentes (entre 4 y 37 m, potencia me-

dia 12 m) que se sitúan en las áreas más proximales. Frecuentemente presentan tramos calcareníticos o calcarenítico-margosos a techo del nivel slumpizado o bien intercalaciones de niveles slumpizados y calcareníticos (fig. 4a y lám. I). Se han identificado 12 megacapas de este Tipo I, en las que pueden observarse inicios de organización que van desde una grano-clasificación grosera en todo el tramo, hasta una organización sensiblemente semejante a las descritas por Rupke (1976 a y b) y Johns *et al.* (1981) en la cuenca subpirenaica. El máximo de organización se adquiere cuando toda la capa presenta calcarenitas con laminación paralela entre las que se intercalan algún o algunos intervalos slumpizados. Prácticamente todo el sedimento fino se encuentra ya en la parte superior de la capa y la granoclasificación está bien definida.

Litológicamente están formadas por calcarenitas y por una matriz margosa que engloba fragmentos de las capas infrayacentes, junto con cantos y bloques de litologías mesozoicas y miocenas. La mayoría de estas megacapas se desarrollan en ambientes del talud inferior.

*Tipo II:* Está formado por depósitos conglomerático-calcareníticos, en algunos casos también margosos, que se sitúan preferentemente en áreas canalizadas y presen-



#### LÁMINA I

Foto 1: Megaturbidita tipo I. Sant Elm - Ferra.

Foto 2: Megaturbidita tipo V. Cercanías de Andraitx.

Foto 3: Megaturbidita tipo IV. Es Ratjoli.

Foto 4: Estructuras de sobrecarga en una megaturbidita tipo V. Sant Elm-Ferra.

#### PLATE I

Photo 1: Type I megaturbidite. Sant Elm - Ferra.

Photo 2: Type V megaturbidite. Near Andraitx.

Photo 3: Type IV megaturbidite. Es Ratjoli.

Photo 4: Overload structures in a type V megaturbidite. Sant Elm-Ferra.

tan capas de potencia media de 5,7 m (entre 2 y 9 m) (fig. 4b). Sus bases son erosivas, al igual que sus techos y presentan tanto granoclasificación positiva, como negativo-positiva o positivo-negativa. Predomina, en las calcarenitas, la laminación paralela y en los conglomerados pueden encontrarse alineaciones de cantos aplanados horizontalmente. En la parte superior de las calcarenitas se presentan ocasionalmente laminación convoluted y/o flame structures.

Se han recogido 13 ejemplos de este tipo de megaturbiditas. Algunas de estas megaturbiditas son asimilables a las breccia beds de Krause y Oldershaw (1979).

*Tipo III:* Están formadas por capas predominantemente conglomeráticas de 1 a 3 m (potencia media 2,2 m), en general con granoclasificación positiva y en menor medida con granoclasificación negativa o sin granoclasificación (fig. 4c). Presentan bases y techos tanto

planares como erosivos y suelen estar amalgamadas. Se sitúan en su práctica totalidad en áreas canalizadas y se han identificado 23 megacapas de este tipo; probablemente existen muchas más, pero su potencia ha sido reducida por la erosión de las capas suprayacentes.

**Tipo IV:** Lo forman megacapas calcarenítico-margosas que alcanzan potencias entre 5 y 23 m (potencia media 9,59 m) (fig. 4d y lám. I). Se presentan gradadas desde conglomerados y microconglomerados, muy escasos, hasta calcarenitas finas y lutitas. El tramo lutítico suele ocupar entre un 30 y un 40% del total de la capa y siempre es masivo.

La estructura predominante es la laminación paralela, aunque pueden presentar algún nivel de laminación convoluted. En general no presentan recurrencias granulométricas, habiéndose encontrado en un caso recurrencias repetitivas centimétricas y granodecrecientes interpretables como traction carpets (Lowe, 1982). En otro caso se observan estratificaciones cruzadas tipo ripple a pocos centímetros de la base de una megaturbidita que presenta marcas de base (*flutes*) que indican un sentido de la paleocorriente inverso al que indican las estratificaciones cruzadas. Este caso permite ser interpretado tanto como un retorno de la corriente, como por la presencia de antidunas. En la primera interpretación el retorno debería ser inmediato, mientras que en la segunda inclinaciones de las láminas de las presuntas antidunas tendrían que elevarse a valores de más de 20°.

Bastantes de las megaturbiditas incluidas en este tipo IV presentan caracteres idénticos a las megaturbiditas tipo Contessa descritas por Ricci Lucchi en la Marnoso Arenacea (véanse entre otros Ricci Lucci y Valmori, 1980) o a las turbiditas calcáreas excepcionales descritas por Debroas *et al.* (1983) al N de los Pirineos. Únicamente hay que hacer excepción de su continuidad lateral y frontal, que es muy reducida en las que aquí se describen.

Se han estudiado 21 megaturbiditas de este tipo y la mayoría se sitúa en ambientes de fondo llano, mientras que el resto lo hace en las áreas no canalizadas y en el talud inferior.

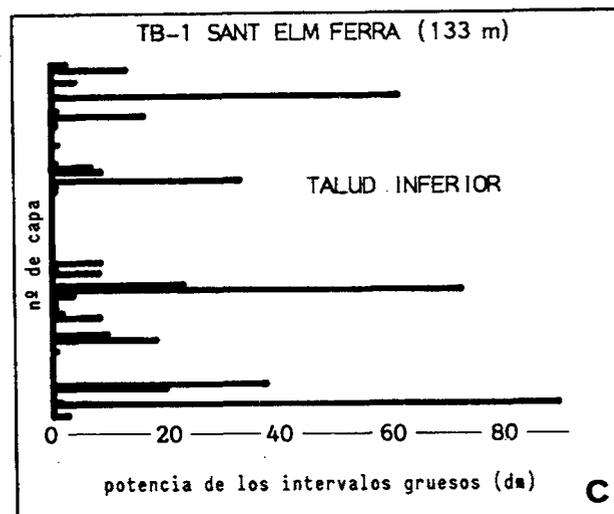
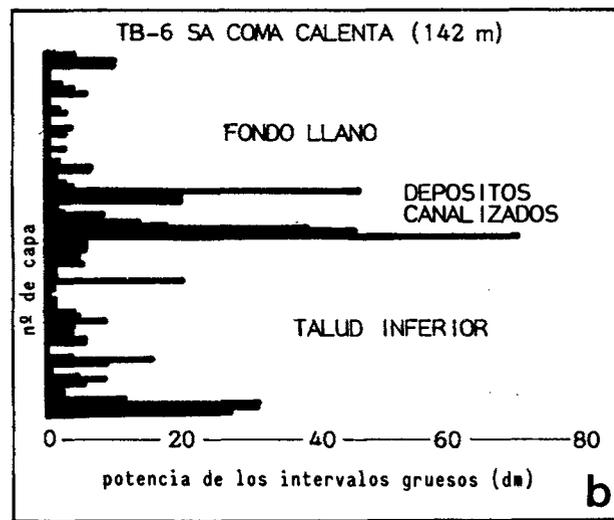
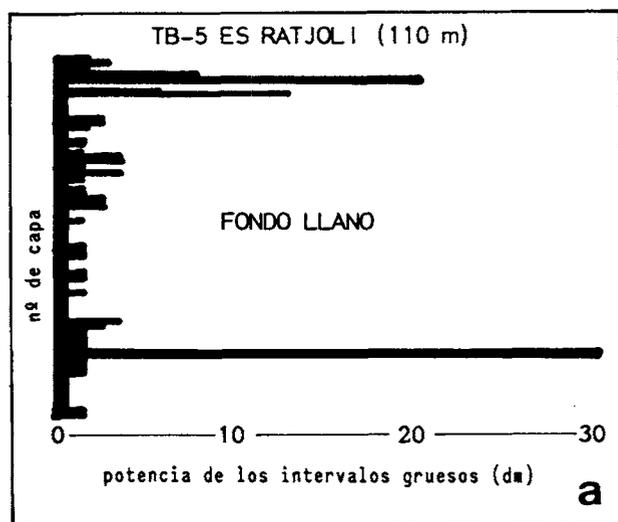


Figura 5. — Curvas de la variación de la potencia de los intervalos gruesos de varios ambientes deposicionales. Obsérvese la secuencia positiva de los depósitos canalizados. La potencia se expresa en decímetros.

Figure 5. — Diagram of coarse intervals thickness for a) basin plain, b) chanelized fan, and c) lower talus. A positive trend can be seen in b). Thickness in decimeters. Y-axis represents the number of the coarse intervals.

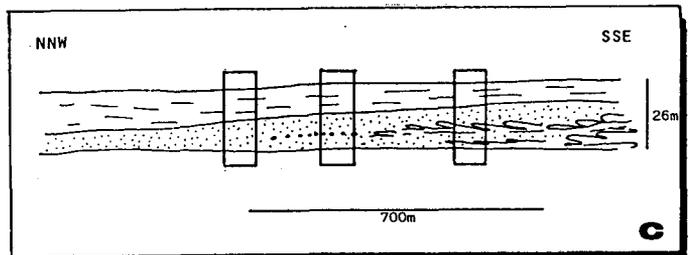
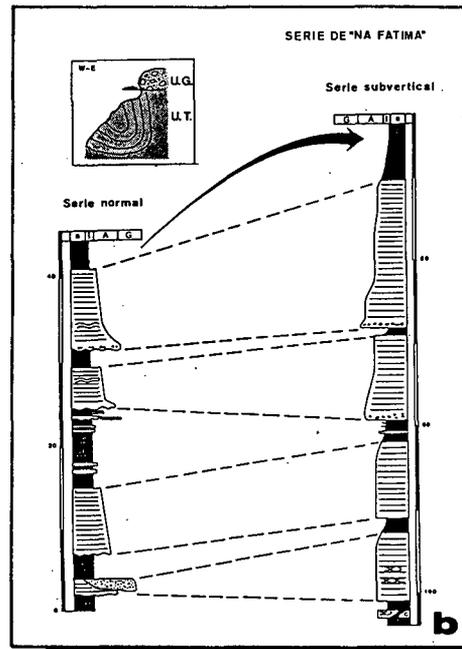
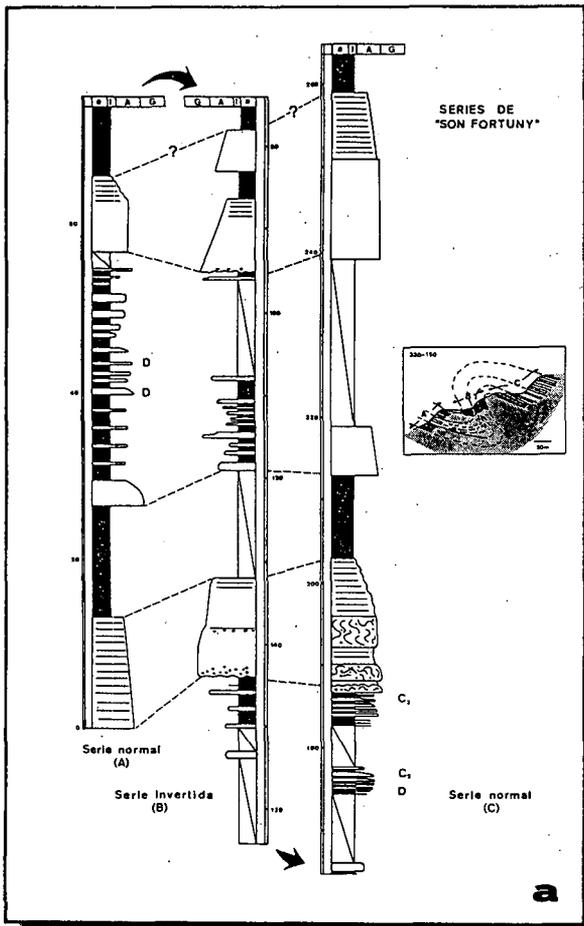


Figura 6. — Variaciones latero-frontales de varias megaturbiditas obtenidas por la correlación de series próximas formando parte de un pliegue. Escalas en metros.

Figure 6. — Latero-frontal correlation of megaturbidites. The correlations are based in folded sequences and show the great variability of the megabeds. Thickness in meters.

*Tipo V:* Casi la mitad de las megaturbiditas estudiadas (53 capas) pueden incluirse en esta tipología. Se trata de depósitos calcareníticos o calcarenítico-margosos de potencias no muy elevadas (entre 1 y 4 m, potencia media 2,25 m) en los que puede utilizarse la secuencia de Bouma (s.l.) (fig. 4e y lám. I). Como en casi todos los depósitos turbidíticos calcáreos predomina la laminación paralela con laminación convoluta subordinada. En sólo dos casos se ha reconocido la presencia de ripples.

Este tipo de megaturbiditas es el más ubíquo. El 40% se encuentran en el talud inferior, el 19% en la zona canalizada, el 4% en la zona no canalizada y el 38% en el fondo llano.

## SECUENCIALIDAD DE LAS MEGATURBIDITAS

Los tipos de megaturbiditas descritos se encuentran integrados tanto en la megasecuencia turbidítica principal como en las megasecuencias de segundo orden que se desarrollan en los diversos ambientes deposicionales.

En los depósitos de fondo llano las megaturbiditas se intercalan de forma esporádica, de modo que en las curvas de variación de potencia de los intervalos gruesos las megacapas remarcen la falta de secuencialidad típica de estos depósitos (fig. 5 a y b).

En los depósitos canalizados, en cambio, si puede observarse la secuencialidad positiva de instalación brusca

y progresivo abandono del área de deposición de flujos canalizados (fig. 5b). Las megaturbiditas que se sitúan en dicha área subrayan esta tendencia.

Igual sucede en los depósitos de talud inferior donde aparte de la mayor frecuencia de megaturbiditas tampoco se define ningún tipo de secuencia excepto la megasecuencia retrogradacional de primer orden (fig. 5c).

## GEOMETRÍA DE LAS MEGATURBIDITAS

En orden a evaluar la evolución latero-frontal de las megaturbiditas se han intentado correlacionar las 14 columnas estratigráficas que recogen los 1.800 m de series turbidíticas estudiadas. Ello no han sido posible ni mediante los datos paleontológicos ni mediante correlaciones en campo. Los primeros proporcionan prácticamente igual edad (Burdigaliense superior - Langhiense) para las diversas series (González Donoso *et al.* 1982, Magne, J. comp. per.). Las segundas muestran una variación muy rápida entre afloramientos muy próximos, (escasos kilómetros) que junto con las dificultades tectónicas hacen prácticamente imposible dicha correlación en campo. Este último punto señala, aunque por ausencia, la extraordinaria variabilidad lateral de las megaturbiditas estudiadas.

Los únicos datos que se han podido obtener sobre las variaciones latero-frontales de las megaturbiditas se basan en la correlación entre las series que conforman estructuras plegadas (fig. 6). En los dos casos estudiados ha sido posible correlacionar, gracias a los pliegues, series normales e invertidas que se sitúan a centenares de metros unas de las otras. Hay que señalar, no obstante, que los cortes son oblicuos a las paleocorrientes, por lo que las variaciones observables no son estrictamente ni frontales ni laterales.

En el primer caso (fig. 6a) se observa la evolución latero-frontal de tres megacapas. Se pone de manifiesto especialmente en la megacapa inferior la posible existencia de corrientes de turbidez tributarias o convergentes, y su rápida evolución desde calcarenitas con tramos slumpizados a calcarenitas gradadas de menor potencia (fig. 6c).

En el segundo caso (fig. 6b) se observa también una rápida variación latero-frontal de la potencia de los tramos calcareníticos en beneficio del incremento de los intervalos margosos. Naturalmente, la precisión cuantitativa de estas correlaciones depende directamente de la correcta reconstrucción de la geometría del pliegue correspondiente.

Otro ejemplo de acuñamiento rápido puede observarse en Es Port de Banyalbufar donde en menos de un centenar de metros se aprecia la desaparición total del intervalo calcarenítico de una megaturbidita con un intervalo grueso superior a los tres metros.

## DISCUSIÓN

La frecuencia de las megaturbiditas en los depósitos de la Formación Turbidítica de Banyalbufar puede explicarse por varias de las causas señaladas por Rupke (1976a) en la génesis de las megaturbiditas de la cuenca surpirináica.

La existencia de corrientes tributarias junto con el efecto de embalsamiento (ponding) permiten explicar la potencia, frecuencia y variación de espesor de las capas. El embalsamiento sería una consecuencia de la existencia de una morfología submarina relativamente abrupta y compartimentada a lo largo de toda la sedimentación. Es por tanto muy probable que las fracturas que actuaron durante la creación de las diversas fosas en las que se encajan los sedimentos más proximales, sigan actuando durante toda la sedimentación y condicionen de modo fundamental su desarrollo.

Esta tectónica de bloques sería responsable, sobre todo si se producía en régimen transpresivo, de generar terremotos de frecuencia e intensidad suficiente para el desarrollo de megaturbiditas como las aquí descritas, y en especial del inicio de turbiditas concurrentes o tributarias. No debemos olvidar tampoco, que la cuenca turbidítica se alimenta de una plataforma mixta terrígeno-carbonatada de elevada producción (Formación Calcarenítica de Sant Elm, Rodríguez-Perea, 1984a y b), cuyos depósitos se encuentran formando parte como litoclastos de las megacapas.

El modelo sedimentario en que se enmarca la sedimentación de la Formación Turbidítica de Banyalbufar (fig. 7) ha de tener en cuenta no solo la evolución vertical y la distribución regional de las diversas asociaciones de facies, sino también la frecuencia de las megaturbiditas y la morfología compartimentada que explica su génesis. El modelo que se propone requiere una multiplicidad de puntos de entrada de sedimentos y un desarrollo importante de la generación de turbiditas por evolución de tramos slumpizados. Estas características son análogas, en parte, a las de los modelos de turbiditas carbonatadas propuestos por Cook y Egbert (1981) y por Cook y Taylor (1977), los cuales no contemplan la compartimentación y el subsiguiente embalsamiento que caracteriza al mioceno turbidítico mallorquín.

## CONCLUSIONES

Las turbiditas calcáreas del mioceno pretectónico de Mallorca se caracterizan, entre otros factores, por tener frecuentes megaturbiditas. Se trata de capas formadas por brechas, conglomerados, calcarenitas y margas de potencias métricas, en general con granoclasificación positiva y cuyas estructuras sedimentarias predominantes son la laminación paralela y subordinadamente convoluted. Se han diferenciado cinco tipos de megaturbiditas y se ha podido constatar su rápida evolución lateral. Dichos tipos representan diversos estadios evolutivos de flujos en masa que ingresan por distintos puntos a una cuenca turbidítica caracterizada, en sus estadios iniciales, por la presencia de fosas discretas. Dichas fosas y su evolución condicionan sin duda, la formación de parte de tales megacapas.

## AGRADECIMIENTOS

He de agradecer la ayuda de Joan Josep Fornos, quien colaboró en la realización de varias gráficas, corrigió el manuscrito y soportó la nicotina que envuelve mi vida cotidiana. Las observaciones de Luis Pomar fueron también de gran utilidad. También he de agradecer la compañía de Toni Martínez en los trabajos de campo. Este trabajo ha sido posible gracias al Proyecto CAICYT 3846/79.

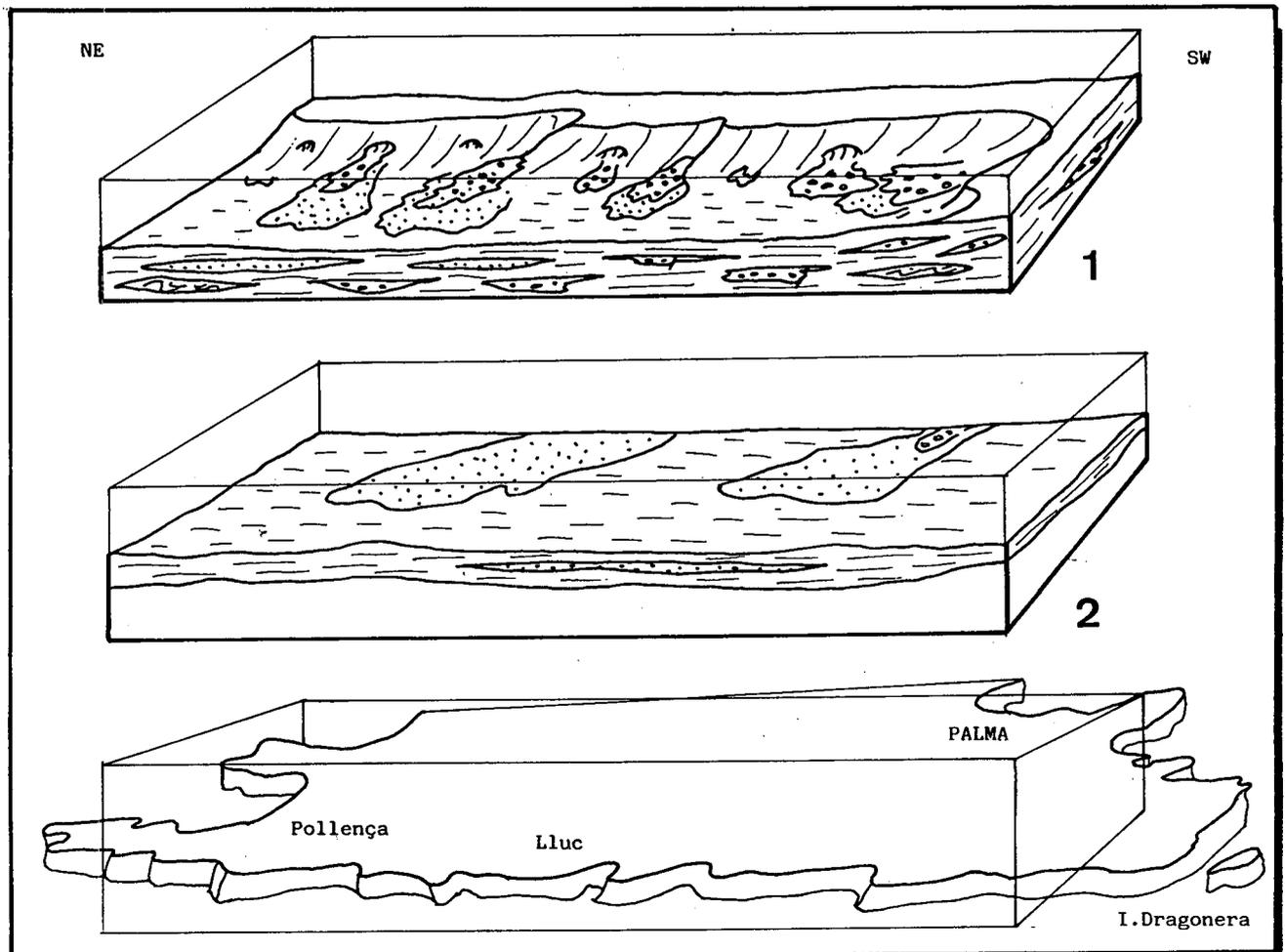


Figura 7. — Esquema paleogeográfico y evolutivo de la Formación Turbidítica de Banyalbufar.

Figure 7. — Paleogeographical sketch showing the retrogradational evolution of the Banyalbufar Turbiditic Formation.

## BIBLIOGRAFÍA

- COOK, H.E. y TAYLOR, M.E., 1977: Comparison of continental slope and shelf environments in the Upper Cambrian and Lowest Ordovician of Nevada. *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.*, 25: 81-49.
- COOK, H.E. y EGBERT, R.M., 1981: Carbonate submarine fans along a Paleozoic prograding continental margin, Western United States. *Abstr. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 65: 913.
- DEBROAS, E., LAGIER, Y. y SOUQUET, P., 1983: Turbidites Calcaires Exceptionnelles dans le Flysch turono-coniacien du versant nord des Pyrénées occidentales. *Bull. Soc. géol. France.*, 25 (6): 911-919.
- GONZÁLEZ DONOSO, J.M., LINARES, D., PASCUAL, I. y SE-RRANO, F., 1982: Datos sobre la edad de las secciones del Mioceno inferior del Port d'Es Canonge y Randa (Mallorca) *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 26: 229-232.
- JOHNS, D.R., MUTTI, E., ROSELL, J. y SEGURET, M., 1981: Origin of a thick, redeposited carbonate bed in Eocene turbidites of the Hecho Group, south-central Pyrenees, Spain., *Geology* 9: 161-164.
- KRAUSE, F.F. y OLDERSHAW, A.E., 1979: Submarine carbonate Breccia Beds - A depositional model for two-layer, sediment gravity flows from the Sekwi Formation (Lower Cambrian), MacKenzie Mountains, Northwest Territories, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 16: 189-199.
- LOWE, D.R., 1982: Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Jour. Sed. Petrol.*, 52 (1): 279-297.
- RICCI LUCCHI, F. y VALMORI, E., 1980: Basin-wide turbidites in a Miocene, over-supplied deep-sea plain: a geometrical analysis. *Sedimentology*, 27: 241-270.
- RODRÍGUEZ-PEREA, A., 1984a: *El Mioceno de la Serra Nord de Mallorca (Estratigrafía, Sedimentología e Implicaciones Estructurales)*. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona, 533 pp., (Inédito).
- RODRÍGUEZ-PEREA, A., 1984b: La Formación Calcarenítica de Sant Elm: Un ejemplo de Plataforma Mixta terrígeno-carbonatada. Libro. Hom. Luis Sánchez de la Torre, Univ. Autónoma de Barcelona, *Publicaciones de Geología*, 20: 399-417.
- RODRÍGUEZ-PEREA, A. y POMAR, L., 1983a: El Neógeno Inferior de Mallorca: Port d'Es Canonge-Banyalbufar. In L. Pomar, A. Obrador, J. Fornos y A. Rodríguez-Perea, eds. *El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca): Guía de las Excursiones* pp. 91-114. Ins. Est. Balearics, Universidad de Palma de Mallorca.
- RODRÍGUEZ-PEREA, A. y POMAR, L., 1983b: El Mioceno de la Sierra Norte de Mallorca (Sector centro-occidental). *Acta geológica Hispánica*, 18 (2): 105-116.
- RUPKE, N.A., 1976a: Sedimentology of very thick calcarenite-marlsstone beds in a flysch succession, SW Pyrenees. *Sedimentology*, 23: 43-65.
- RUPKE, N.A., 1976b: Large-scale slumping in a flysch basin, SW Pyrenees. *J. Geol. Soc. London*, 132: 121-130.