

El Complejo Turbidítico del Carbonífero del Priorato (Tarragona)

A. SÁEZ ⁽¹⁾ y P. ANADÓN ⁽²⁾

(1) Dep. Geología Dinámica, Geofísica y Paleontología. Universidad de Barcelona. Zona Universitaria Pedralbes. 08028 Barcelona.

(2) Institut «Jaume Almera», C.S.I.C. c/ Martí i Franquès, s/n. 08028 Barcelona.

RESUMEN

Se caracterizan las facies de una sucesión de 2.250 m de potencia de sedimentos carboníferos turbidíticos de la parte central del Priorato (zona de las Vilellas-Poboleda).

En los materiales paleozoicos de este área se distinguen tres unidades litoestratigráficas carboníferas que integran el *Complejo Turbidítico del Priorato* y que yacen discordantes sobre los materiales del Devónico medio-superior (unidad 1). Los materiales de la unidad inferior (unidad 2) se depositaron en un ambiente de talud - *apron* y constan fundamentalmente de areniscas que intercalan niveles deslizados de liditas, calizas y areniscas. Los depósitos de las unidades 3 y 4 muestran diversas asociaciones de facies típicas de ambientes de abanico submarino profundo. La unidad 3 muestra facies de llanura de cuenca y depósitos arenosos de un canal intercalado. La unidad 4 está constituida por tres megasecuencias negativas que corresponden a otros tantos episodios de progradación de un sistema de lóbulo de abanico submarino.

Se discuten las relaciones entre las asociaciones de facies de las tres unidades litoestratigráficas del complejo turbidítico y su asimilación a unidades deposicionales dentro de modelos de sedimentación submarina.

Palabras clave: Abanico submarino. Turbiditas. Carbonífero. Cordilleras Costero Catalana. Priorato.

ABSTRACT

Facies characteristics are described for a 2.250 m thick succession of Carboniferous sediments which crops out along the Las Vilellas-Poboleda road (central zone of El Priorato, Catalan Coastal Ranges). In the studied area three main Carboniferous lithostratigraphic units have been distinguished. The lower Carboniferous unit unconformably overlies a basal Devonian unit (unit 1 or Vilellas unit), which is formed by shales alternating with cherts and quartzose sandstones. Unit 2 (Basetas unit) is mainly composed of lithic sandstones. These chaotic sediments are interpreted like deposits of a slope-apron system.

Several facies associations, typical from deep sea fan environments, are recognized in the two uppermost units: outer fan facies and channel deposits in the Scala Dei unit (unit 3) and distal lobe, proximal non-channelized lobe and proximal channelized lobe facies associations in the Poboleda unit (unit 4). The outer fan deposits consist of monotonous shales with interbedded thin sandstones. A sandstone level, 60 m thick, is found within this facies and has been interpreted as channel deposits. The fan-lobe deposits are arranged in three coarsening and thickening upward megasequences, 500 m thick each one and reflect three major episodes of a fan system progradation. The distal-fan lobe deposits are composed of medium to thick-bedded classical turbidites (low density turbidite currents) internally organized in thickening upward cycles too. The proximal, channelized fan-lobe deposits are formed by amalgamated sandstones and pebbly sandstones deposited through high density currents.

The entire sequence of the El Priorato Turbidite Complex seems more likely originated by three well differentiated turbidite systems, which were probably originated by palaeogeographic changes related to tectonic and eustatic changes.

Key Words: Deep sea fan. Turbidites. Carboniferous. Catalan Coastal Range. Priorato.

INTRODUCCIÓN

La mayor parte de los trabajos publicados hasta la fecha sobre los materiales paleozoicos del Priorato (Mallada, 1890; Faura, 1913; Vilaseca, 1919; Schriel, 1929; Ashauer y Teichmüller, 1935; Colodrón *et al.*, 1978, 1979; Statteger, 1980; Melgarejo, 1987; Canals y Ayoara, 1988) tienen un carácter exclusivamente estratigráfico, tectónico o, como en el caso de los dos últimos trabajos citados, fijan su atención sobre los yacimientos minerales asociados a los materiales paleozoicos.

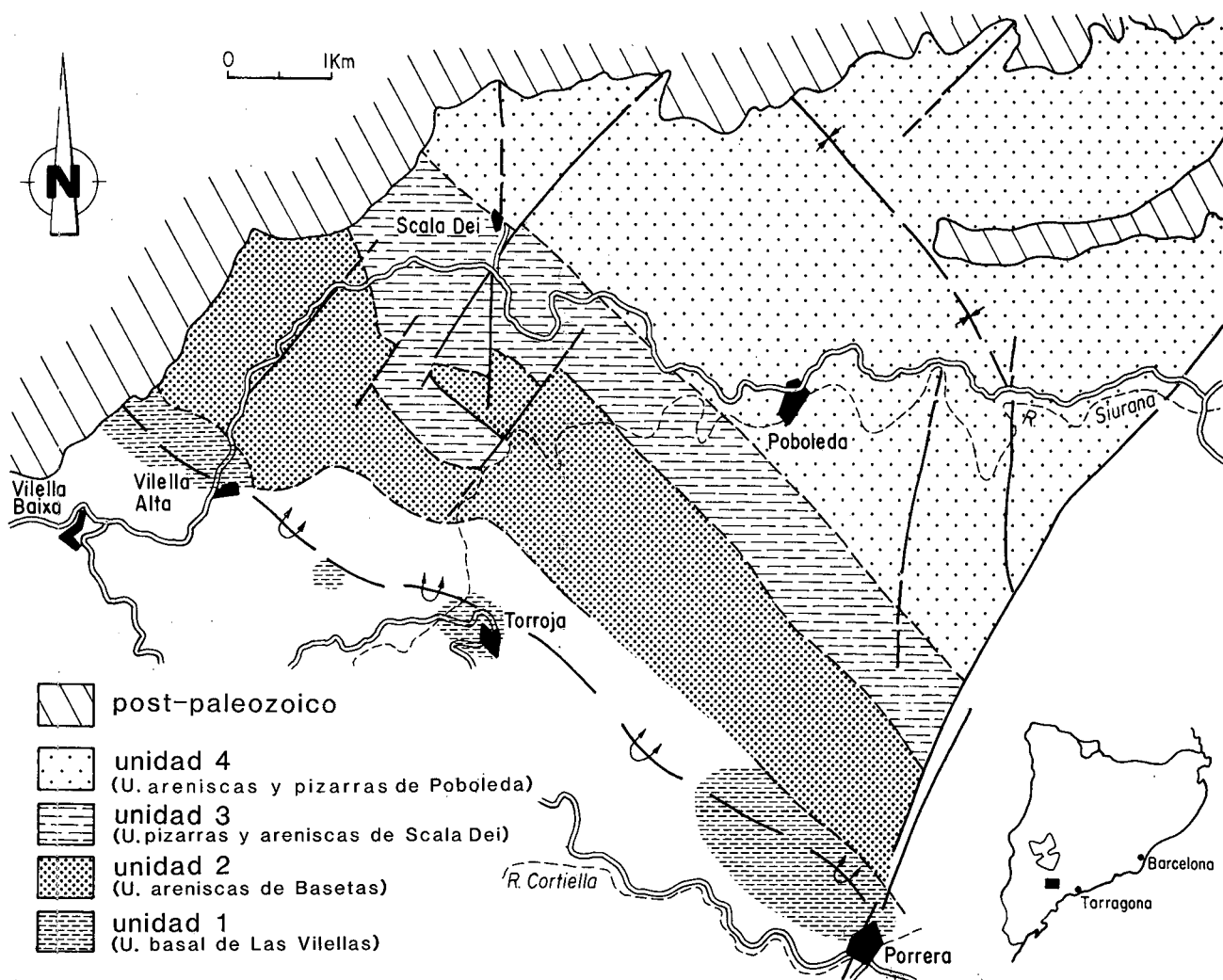


Figura 1.- Mapa esquemático de la parte central del Priorato.

Figure 1.- Central Priorato schematic map.

A partir de los trabajos de Sáez (1982) y de posteriores publicaciones relacionadas con aquellos (Anadón *et al.*, 1983, 1985), se produce un primer intento de interpretación sedimentológica de los materiales carboníferos del Priorato central, dentro de un contexto de sedimentación submarina profunda.

En el presente trabajo, realizado en base a las unidades estratigráficas paleozoicas definidas en Sáez (1982), se precisan las interpretaciones sedimentológicas y evolutivas dadas en trabajos anteriores de los depósitos carboníferos de la sucesión paleozoica del Priorato central, teniendo como referencia los trabajos más importantes de sedimentación submarina antigua y reciente aparecidos modernamente (Walker, 1985; Busby-Spera, 1985; Stow, *et al.*, 1985; Mutti y Normark, 1987; Nelson y Maldonado, 1988, etc.).

ESTRATIGRAFÍA DE LOS MATERIALES PALEOZOICOS DEL PRIORATO CENTRAL

Desde un punto de vista estructural, el conjunto de afloramientos carboníferos dispersos a lo largo de las Cadenas Costero Catalanas, entre los que se encuentra el del Priorato, conjuntamente con los de la Montagne Noire y los del Pirineo quedan englobados dentro de la rama sur del Macizo Armoricano, con vergencias de los pliegues hacia el SW (Julivert *et al.*, 1981; Engel y Franke, 1983). Este macizo se integra en el gran dominio del Cinturón Hercínico.

Los materiales paleozoicos (principalmente carboníferos) de la zona central del Priorato constituyen una sucesión de más de 2.500 m de potencia formando un anticlinorio volcado con vergencia hacia el SW, el nú-

cleo del cual sigue la alineación Vilellas-Torroja-Porrera (NW-SE). Es en el flanco NE y a partir del núcleo de Las Vilellas donde, aplicando criterios litoestratigráficos y sedimentológicos, se han distinguido (Sáez, 1982; Anadón *et al.*, 1985) las siguientes unidades litoestratigráficas informales de base a techo (figs. 1 y 2):

— *Unidad 1* (Unidad basal de las Vilellas). Aflora discontinuamente a lo largo del eje anticlinal Vilella Alta-Porrera. Está constituida por más de 250 m de tramos de liditas y pizarras negras fuertemente replegadas y tramos formados por una alternancia centimétrica de pizarras y cuarcitas. Colodrón *et al.*, (1979) atribuyen esta unidad al Devónico medio y superior en base a la microflora encontrada. El espectro de minerales pesados de los niveles de cuarcitas de esta unidad es muy parecido a las cuarzoarenitas del Devónico superior del Pirineo central y oriental (Stattegger, 1980). Las liditas podrían corresponder a antiguas radiolaritas en un fondo marino profundo (Sáez, 1982) y sus repliegues se habrían formado, en parte, como consecuencia de la intensa deformación sufrida en el núcleo del anticlinorio donde afloran y, en parte, debido a la existencia de deslizamientos submarinos poco después de su sedimentación (Scherer, 1969). En conjunto, los materiales de la unidad se formaron, probablemente, en un fondo relativamente profundo, próximo a zonas de vulcanismo submarino (Sáez, 1982; Anadón *et al.*, 1985).

— *Unidad 2* (Areniscas de Basetas). Descansa en discordancia sobre la unidad devónica basal. Está constituida fundamentalmente por unos 380 m de areniscas en niveles de orden métrico a decimétrico. Frecuentemente, entre las areniscas se intercalan paquetes estratiformes de liditas y areniscas deslizados sinsedimentariamente (fig. 3). Los niveles de liditas se presentan replegados e intercalan puntualmente capas centimétricas de vulcanitas con abundantes radiolarios. En menor número que las liditas y con menor evidencia de deslizamiento gravitacional sinsedimentario, a techo de algunos niveles de areniscas, se encuentran niveles de calizas con una potencia entre 5 y 40 cm. y con poca continuidad lateral. Estos niveles han proporcionado diversas especies de conodontos que pertenecen a la biozona de *Gnathodus bilineatus* lo que permite atribuir en parte esta unidad al Visense medio o superior (Anadón *et al.*, 1983 y 1985).

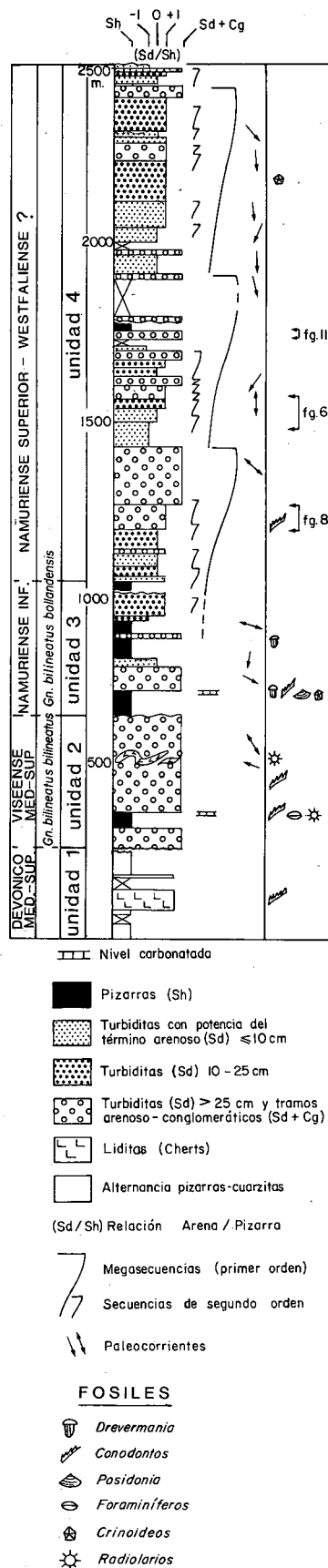


Figura 2.- Columna estratigráfica sintética de la parte central del Priorato.

Figure 2.- Syntetic stratigraphic succession of the central Priorato.

— *Unidad 3* (Pizarras y areniscas de Scala Dei). Está formada por unos 380 m de pizarras con nivelillos de areniscas finas que intercalan un paquete de areniscas de 60 m de potencia. Hacia el techo, en tránsito hacia la unidad suprayacente, se presenta como una alternancia rítmica de areniscas y pizarras que siguen el ordenamiento de la secuencia de Bouma. En el tramo pizarroso inferior de la unidad, se intercalan diversas capas delgadas (hasta 0,4 m) y lenticulares de calizas que contienen una fauna de conodontos de la zona de *Gnathodus bilineatus bollandensis*, atribuible al límite Viseense-Namuriense A inferior (Sáez, 1982; Anadón *et al.*, 1983 y 1985). De un nivel de pizarras se han recogido diversos ejemplares de *Drevermania* (*Drevermania*) n. sp. A, *aff. pruvosti* que indicaría una edad Viseense superior o un poco posterior (según J. Gand, *in* Sáez, 1982).

— *Unidad 4* (Areniscas y lutitas de Poboleda). Está constituida por unos 1.500 m de alternancia rítmica de niveles delgados de areniscas y lutitas que intercalan tramos potentes de areniscas y conglomerados. En esta unidad es prácticamente estéril, únicamente se ha reconocido la presencia de un ejemplar de *Blothrocrinus* sp. (clasificación de R. Pidal, Universidad de Oviedo) que es un género de crinoideo sin valor cronoestratigráfico. En función de la edad atribuida a la unidad 3, infrayacente, la unidad de Poboleda puede ser considerada Namuriense, aunque posiblemente sus niveles más altos pueden pertenecer ya al Westfaliense.

Las unidades superiores (2, 3 y 4) presentan una composición petrográfica de los niveles de areniscas muy diferentes de los de la unidad basal (Sáez, 1982). Petrologicamente las areniscas que las integran corresponden a grauvacas líticas, y contrastan con la composición cuarcítica de las areniscas de la unidad 1. El espectro de minerales pesados de las unidades 2, 3 y 4 se parece mucho al del Carbonífero inferior del Pirineo, Menorca y Montagne Noire (Stattegger, 1980) y se diferencia muy claramente del espectro de la unidad 2, debe corresponder a un cambio paleogeográfico importante, probablemente originado por causas tectónicas (Sáez, 1982; Anadón *et al.*, 1985). Este cambio se refleja, no únicamente en la procedencia o constitución de sus respectivos materiales, sino también en el medio sedimentario en que se depositaron.

El conjunto de materiales que forman las tres unidades superiores de la parte central del Priorato (unidades 2, 3 y 4) constituye el aquí denominado *Complejo Turbidítico del Priorato*, según el concepto que de este tipo de unidad dan Mutti (1985) y Mutti y Normark (1987). Cada una de las unidades litoestratigráficas que integran este complejo son asimilables a un

sistema turbidítico en el sentido de los autores mencionados.

Las importantes diferencias litológicas, de origen y de edad señaladas entre los depósitos de la unidad 1 y los superiores que constituyen el complejo turbidítico (unidades 2, 3 y 4), impiden relacionar secuencial y genéticamente, con unas mínimas garantías, ambos grupos de depósitos. En este trabajo únicamente se tratarán desde un punto de vista sedimentológico los materiales del complejo turbidítico y no así los devónicos basales.

LOS SISTEMAS TURBIDÍTICOS DEL CARBÓNIFERO DEL PRIORATO

Únicamente se ha podido reconstruir una sucesión de depósitos de sistemas turbidíticos del Priorato debido a las difíciles condiciones de afloramiento y a la tectonización. Por este motivo, la interpretación paleoambiental se ha realizado en base al estudio de las facies, ordenamiento secuencial en la vertical y a la comparación con modelos de sedimentación bien conocidos. Faltan los datos que la geometría de los depósitos a gran escala pueden aportar a la interpretación paleoambiental.

Aun teniendo en cuenta las limitaciones anteriores y otras, derivadas del estudio de una sucesión de estas características (*cf.* Mutti y Normark, 1987, pag. 8-7) los materiales turbidíticos del Priorato se han asimilado en el presente trabajo a depósitos propios de modelos de sedimentación submarina. En concreto, los materiales de la unidad 2 pueden asimilarse a depósitos de talud-*apron* en el sentido empleado por Nelson (1983), Stow *et al.*, (1985) y Maldonado y Nelson (1988); mientras que, los depósitos de las unidades 3 y 4 corresponden a algunas de las facies de los modelos clásicos de abanicos submarinos profundos (Mutti y Ricci-Lucchi, 1972, 1975; Walker, 1978, etc.). Más en detalle, se han atribuido a facies de abanico bajo las reconocidas en la unidad 3 (Sistema de Scala Dei) y a facies de lóbulo deposicional las de la unidad 4 (Sistema de Poboleda).

El Sistema Turbidítico de Basetas

Los niveles detríticos no deformados sinsedimentariamente de la unidad 2 muestran potencias de algunos decímetros hasta algunos metros. Se presentan normalmente amalgamados en paquetes de potencia decamétrica. Son masivos o con una laminación interna plana y paralela poco marcada. Ocasionalmente, se reco-

nocen bases de capa con una incisión laxa. Los niveles están constituidos, predominantemente, por areniscas de grano fino a grueso que intercalan hiladas poco continuas de gránulos y hasta cantos pequeños, con tendencias granodecrecientes y sin cicatriz erosiva aparente. Entre los paquetes de niveles de areniscas se intercalan niveles centimétricos y discontinuos de pizarras. La descripción de estas facies se ajusta bastante con las definidas por Walker y Mutti (1973) y Mutti y Ricci-Lucchi (1975) como areniscas masivas sin estructuras *dish* (B) y, puntualmente, con las definidas como conglomerados organizados (A_2), los depósitos detríticos de la unidad de Basetas coinciden con la descripción de los depósitos turbidíticos del tipo S_1 (areniscas con estructuras tractivas de alto régimen) y R_3 (gravas masivas y granoclasificadas) de Lowe (1982) que, según este autor, se forman por flujos gravitacionales de sedimentos a través de corrientes turbidíticas de alta densidad.

Los niveles de liditas, areniscas y calizas deslizados sinsedimentariamente (fig. 3) que se encuentran intercalados entre los niveles de areniscas descritos, presentan volúmenes e intensidades de deformación sinsedimentaria variables. Las liditas se presentan en masas de tamaños que oscilan entre algunos decímetros a una o dos decenas de metros, y están constituidas por paquetes de capas centimétricas muy replegadas. Las calizas muestran menos deformación, la potencia de los niveles es centimétrica a decimétrica, llegando a encontrar paquetes de niveles con un máximo de 3 metros de potencia. Las calizas suelen intercalarse entre

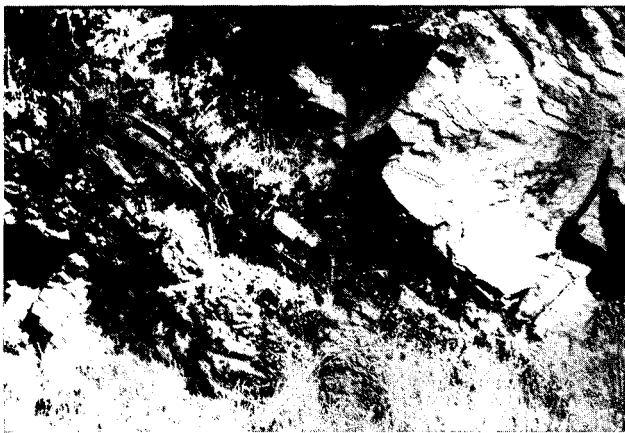


Figura 3.- Niveles de areniscas potentes que intercalan un tramo de liditas (*slump*), parte izquierda de la fotografía. Unidad 2 (Unidad de Basetas).

Figure 3.- Slumpized chert beds interbedded with thick sandstone beds, left part of picture. Unit 2 (Basetas Unit).

tramos de pizarras con potencia variable y deformación sinsedimentaria intensa. Los niveles deslizados de areniscas son más difíciles de describir, debido a que se engloban entre materiales de la misma litología; en general, muestran deformaciones importantes que involucran a paquetes de niveles de potencia decimétrica a métrica. Todas estas facies con evidencias de deslizamiento sinsedimentario, intercaladas entre las facies arenosas de la unidad de Basetas se corresponden con la facies F que, según Walker y Mutti (1973) y Mutti y Ricci-Lucchi (1975), corresponden a depósitos caóticos formados por transporte gravitativo de masas sobre un talud con fuerte pendiente.

Las pocas paleocorrientes medidas en la unidad 2 indican, al contrario que en la unidad 4, direcciones de flujo muy dispersas.

Mientras que, como veremos más adelante, las unidades 3 y 4 están constituidas claramente por depósitos típicos de diversos subambientes de abanico submarino profundo, la atribución de la unidad 2 a un subambiente concreto de abanico presenta más dificultades. En este sentido, no es probable que los depósitos de la unidad 2 se formasen en zonas de lóbulos canalizados debido a las siguientes consideraciones:

a) Las paleocorrientes, aunque poco numerosas, no muestran una dirección de aporte de los materiales bien definida; más bien indican direcciones dispersas propias de un medio de transporte sedimentario menos confinado que los canales de lóbulo.

b) La gran potencia de esta unidad areniscosa no guarda relación con la potencia que, en la unidad 4, presentan los depósitos de lóbulo.

c) No hay descritos en la literatura depósitos de canal de lóbulo con tantos «slumps» como los que muestra la unidad 2.

Por otro lado y una vez descartada la posibilidad de pertenecer a depósitos de lóbulos canalizados, se podrían tener en consideración, en principio, dos posibilidades más sobre el origen de los depósitos de la unidad 2 dentro de un modelo de abanico submarino:

a) Depósitos de canales en zona de abanico interno (o cañon) de un abanico submarino profundo del tipo «muy eficiente» (Mutti, 1979) o rico en lutita (*pelite-rich* de otros autores, como Link *et al.*, 1984).

b) Depósitos de un abanico submarino poco eficiente (Mutti, 1979) o muy rico en arena (*sand-rich*, de Link y Nilsen, 1980 y Link *et al.*, 1984) próximo al pie de un talud. Dos casos parecidos a la última posibilidad y compatible, en parte, con las características de la uni-

dad 2, han sido ilustrados por Surlyk (1978) y Surlyk y Hurst (1984, fig. 20).

Sin embargo, la falta de una red de canales jerarquizada asociada a los depósitos arenosos, la dispersión de las paleocorrientes medidas, junto con la importante presencia de cuerpos de liditas y calizas deslizados son características de la unidad 2 que no encajan perfectamente con los dos orígenes propuestos anteriormente. Más bien, estas características de los depósitos de la unidad 2 indicarían que, en conjunto, estos materiales se acumularon al pie de una fuerte pendiente o talud. Probablemente, y con las reservas que impone la falta de conocimiento de la geometría tridimensional de la unidad, se trataría de depósitos de un sistema talud-apron en el sentido de Nelson (1983), Stow *et al.*, (1985) y Maldonado y Nelson (1988).

El Sistema Turbidítico de Scala Dei

El conjunto heterogéneo de materiales de la unidad 3 ha dado lugar a la distinción de tres tramos que no muestran un tránsito litológico gradual entre ellos: un tramo arenoso intermedio (60 m de potencia) más un tramo inferior y otro superior de composición predominantemente pizarrosa (70 m y 250 m respectivamente).

Cada uno de los tramos distinguidos puede asimilarse a una «etapa turbidítica» (*turbidite stage*) en el sentido de Mutti (1985) y Mutti y Normak (1987).

Como detallaremos a continuación, en conjunto, la sucesión de la unidad 3 se interpreta como depósitos de abanico bajo (o externo) en el que los tramos de pizarras dominantes corresponderían a depósitos de orla de abanico (*fan fringe*) en tránsito a llanura de cuenca. Al tramo arenoso potente intercalado entre las pizarras, se le atribuye un origen de depósitos de relleno de un canal deposicional.

Facies de pizarras predominantes (tramos inferior y superior)

En detalle, las facies pelíticas están formadas por pizarras que intercalan niveles delgados (1-2 cm) de areniscas y limolitas con laminación ripple, de gran continuidad lateral. La relación de potencia arena/lutita (*Sd/Sh*) es variable pero oscila cerca de 0.2 y siempre por debajo de 1. El aspecto de estas facies (fig. 4) es muy parecido a las *zebra-striped mudstones* descritas por Walker (1985) (facies E de Walker y Mutti, 1973). Algunos niveles carbonatados de potencia centimétrica



Figura 4.- Alternancia de nivelillos delgados de areniscas y de pizarras correspondientes a los depósitos de franja de abanico o abanico externo. Unidad 3 (Unidad de Scala-Dei).

Figure 4.- Thin sandstone beds alternating with shales. Fan fringe or external fan deposits. Unit 3 (Scala-Dei Unit).

ca a decimétrica se encuentran replegados y contienen una importante fracción detrítica. En estas facies de pizarras predominantes abundan las pistas y marcas producidas por actividad orgánica (*Dictyodora*, *Neonereites*, etc.).

Teóricamente son tres los orígenes posibles que se pueden atribuir a las areniscas y pizarras finamente estratificadas (*thin beds*) en ambientes de abanico submarino (Nelson, 1975):

- Facies de desbordamiento en zonas proximales
- Facies de retrabajamiento por corrientes de fondo
- Facies de turbiditas distales.

Las facies de desbordamiento tienen, entre otras, las siguientes características: se encuentran asociadas a canales principales, forman capas muy discontinuas lateralmente y presentan relaciones *Sd/Sh* generalmente superiores a 1. Estas características, bien identificadas en otros depósitos carboníferos de zonas proximas (Obrador *et al.*, 1978; Engel *et al.*, 1980-81) y también en los tramos superiores de las megasecuencias de la unidad 4, no se corresponden con las características de los materiales finos de la unidad 3.

Las facies de retrabajamiento por corrientes de fondo presentan una continuidad de capa muy irregular y relaciones *Sd/Sh* < 1. Guibaud (1980) señala la existencia depósitos de este origen con una potencia del centenar de metros, intercalados entre unidades más detríticas. Para este autor, aquellos depósitos corresponden a un periodo de estancamiento o *starved basin*.

Las facies de turbiditas más distales se presentan asociadas a hemipelagitas en las posiciones más externas de un abanico submarino. Las capas de areniscas son muy continuas lateralmente y tienen relaciones *Sd/Sh* < 1. La posición de estos depósitos en los sistemas de abanicos coincide con los depósitos de *fan fringe* y/o llanura de cuenca (*basin plain*) del modelo de Mutti y Ricci-Lucchi (1975). Van Vliet (1978) caracteriza las facies de *fan fringe* por su bimodalidad. Esta es debida a la intercalación de capas más potentes de areniscas turbidíticas entre las pizarras y nivelillos de arenisca fina.

Las facies finas (pelíticas) de la unidad 3 presentan un carácter mucho más distal que las facies de lóbulo de abanico submarino de la unidad 4. Deben corresponder a la franja de sedimentos finos con estratificación fina que bordea externamente los lóbulos deposicionales (Mutti y Ricci-Lucchi, 1975; Mutti, 1977). Estos materiales de zona de transición hacia la llanura de cuenca se depositan a partir de la llegada a esta zona de la fracción más fina que transportan las corrientes turbidíticas procedentes de los lóbulos (nivelillos arenosos con *ripples*) conjuntamente con la permanente sedimentación por decantación de los materiales lutíticos en suspensión. De todas formas, cabe considerar la posibilidad de que, al menos parte de los nivelillos arenosos se originen por tracción, a partir del retrabajamiento por corrientes de fondo de la fracción más ligera de las areniscas previamente depositadas en el abanico medio.

Facies de areniscas (tramo intermedio)

El tramo arenoso intermedio, intercalado entre las facies predominante pelíticas de la unidad 3, está constituido fundamentalmente por niveles de orden métrico de areniscas masivas (fig. 5). Los niveles de areniscas tienen base erosiva y presentan disminución del tamaño de grano hacia el techo de las capas, pasando de tamaño arena gruesa o muy gruesa en la base, a arena de grano medio a muy fino a techo. Si el techo llega a tener tamaño de grano arena fina, normalmente se observa laminación ripple o paralela. En muchos casos se encuentran nivelillos de pizarras centimétricos

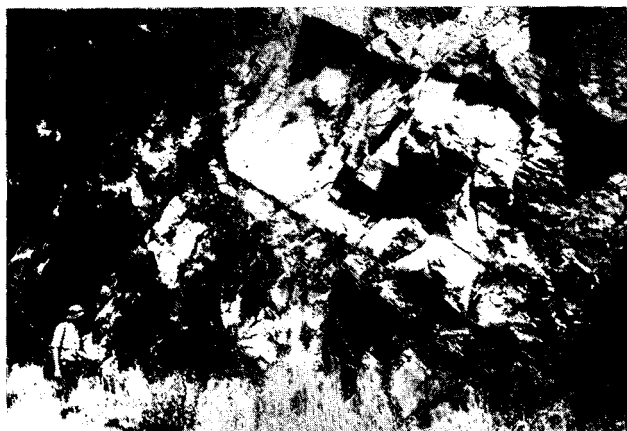


Figura 5.- Niveles de areniscas y conglomerados granodecrecientes. Facies de areniscas de canal. Unidad 3.

Figure 5.- Normally graded sandstone and conglomerate beds. Channel sandstone facies. Unit 3.

asociados a cicatrices irregulares separando los niveles de areniscas. Estos depósitos pueden referirse fundamentalmente a la facies de areniscas masivas sin estructuras de tipo dish (B_2) con relaciones $Sd/Sh < 10$ que Walker y Mutti (1973) y Mutti y Ricci-Lucchi (1975) interpretan como depósitos de relleno de canal, y han sido transportados por corrientes turbidíticas de alta densidad (Lowe, 1982). Estos depósitos muestran una estrecha semejanza con los de los tramos arenosos de la parte superior de las megasecuencias de la unidad 4. La organización de estas facies, como ya se anunció anteriormente, corresponde a una secuencia de relleno de canal deposicional en su parte axial. Más en detalle, presenta una mayor similitud con el tipo de *secuencia b₁* de Mutti y Normark (1987, fig. 5), caracterizada por los niveles arenosos amalgamados, potentes y de grano grueso, que se interpretan como un estadio de deposición, durante el cual muchas de las corrientes turbidíticas depositan buena parte de su carga sedimentaria directamente en el sistema de canal de abanico submarino, quedando muy reducida la sedimentación en lugares más alejados en dirección a la cuenca.

El modelo de Walker (1978) contempla la posibilidad que las facies de abanico medio y bajo sean atravesadas por la incisión de canales principales de lóbulo abandonado que, en un momento dado, pueden reactivarse, prolongando su recorrido y constituyendo un nuevo lóbulo en una posición más externa que el anterior. Walker (1985) describe con precisión un complejo de facies de canales-*levées* incididos en facies pelíticas de fondo de cuenca, con características de conjunto muy parecidas a las de la unidad 3, por lo que creemos que esa debe ser la interpretación que más se ajusta a los depósitos de esa unidad.

El Sistema Turbidítico de Poboleda

El *Sistema Turbidítico de Poboleda* (unidad 4) está constituido en la sección estudiada, por tres megasecuencias negativas de unos 500 m de potencia cada una (secuencias de 1er orden). Cada una de estas megasecuencias podría asimilarse a una «etapa turbidítica» de Mutti y Normark (1987). Las tres megasecuencias son muy parecidas y en este apartado se analizan sintéticamente las tres. La organización de los depósitos de areniscas en megasecuencias estratocrecientes y granocrecientes es una de las principales características empleadas para la distinción de lóbulos deposicionales dentro del ambiente de abanico submarino (Mutti y Ricci-Lucchi, 1972; Walker y Mutti, 1973; etc.).

Las paleocorrientes medidas en los depósitos de la unidad 4 indican un sentido de los flujos del Norte ha-

cia el Sur; por lo que se puede pensar que éste fue el sentido de progradación de los lóbulos del Sistema de Poboleda.

Cada megasecuencia puede ser dividida en tres tramos. Los dos tramos inferiores, construidos por una alternancia de areniscas y pizarras, depositadas por corrientes turbidíticas de baja densidad, se pueden analizar aplicando la secuencia de Bouma (1962). El tramo superior de cada megasecuencia, de unos 150 m de potencia, presenta una facies arenoso-conglomerática

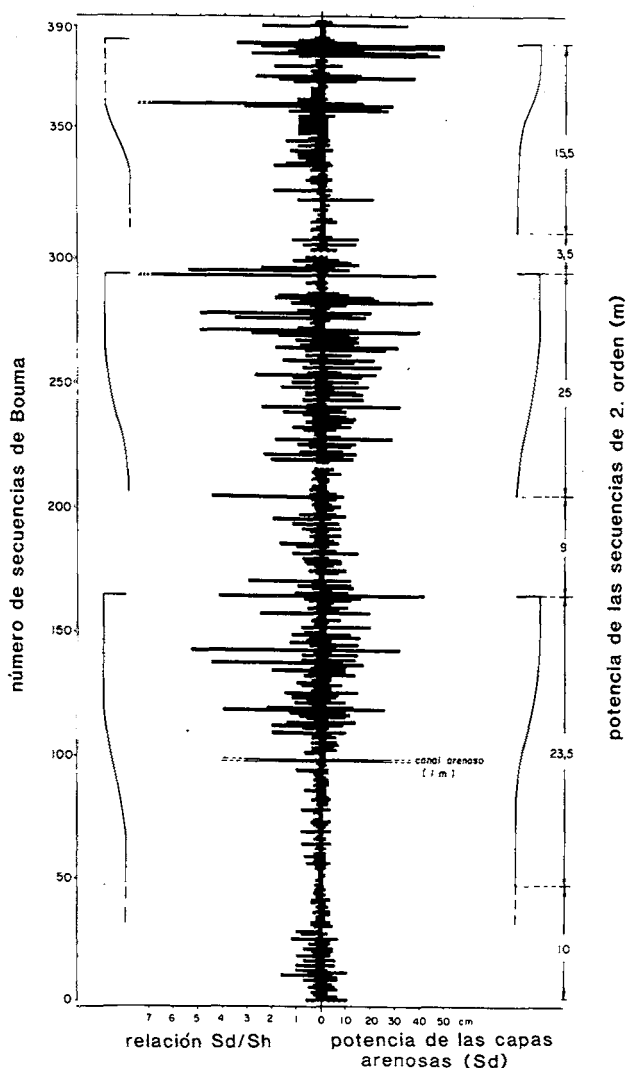


Figura 6.- Análisis secuencial de los depósitos de lóbulo distal. Tramo inferior de la segunda megasecuencia de la Unidad 4 (Unidad de Poboleda).

Figure 6.- Sequential analysis of the distal lobe deposits. Lower stretch of the second megasequence. Unit 4 (Poboleda Unit).

y sus niveles, depositados por corrientes turbidíticas de alta densidad, no se pueden estudiar aplicando la secuencia de Bouma. El estudio de las características sedimentológicas del tramo inferior, medio y superior de cada megasecuencia ha permitido atribuirlos respectivamente a depósitos de lóbulo distal, lóbulo proximal no canalizado y lóbulo proximal canalizado.

Para el estudio y análisis de estos tramos se ha tenido en cuenta:

- La potencia del intervalo arenoso (S_d) de cada secuencia de Bouma. Este intervalo S_d corresponde a la potencia total de los términos a , b y c de Bouma (1962).

- Relación S_d/Sh de cada secuencia de Bouma. Sh representa la potencia de los tramos pelíticos (pizarras) de la secuencia (d y e).

- Presencia o ausencia de los términos de la secuencia de Bouma formados en condiciones de flujo alto (a y b).

Aplicando estos criterios a la sucesión estudiada, un incremento en la vertical en el valor S_d , en la relación S_d/Sh o bien en la aparición de términos a y b de Bouma, se pueden interpretar como una mayor «proximalidad» de los depósitos turbidíticos según el concepto clásico de proximalidad de Walker (1967) para capas turbidíticas en general.

La aplicación de los criterios mencionados en los tramos de la Unidad de Poboleda (figs. 2 y 6) muestra que la mayor parte de estos tramos se ordena en secuencias negativas y alguna positiva de orden métrico a decamétrico. A estas secuencias las llamaremos de segundo orden y presentan características diferentes según su posición dentro de las megasecuencias (o secuencias de primer orden).

Depósitos de lóbulo distal

El tramo inferior de las megasecuencias está constituido por turbiditas de tipo T_{c-e} con valores máximos de S_d de 25 cm y S_d/Sh próximos o superiores a 1. Normalmente se organizan en secuencias de segundo orden de potencia métrica a decamétrica (5-25 m) aunque alguna parte de la sucesión no muestra ordenación clara. Estas secuencias de segundo orden (fig. 7) son predominantemente estratocrecientes y granocrecientes hacia techo (secuencias negativas), aunque también se presenta alguna secuencia positiva.

Las secuencias negativas de segundo orden presentan en su parte inferior turbiditas de tipo T_{c-e} , con una potencia del término arenoso (S_d) inferior a 10 cm y valores de S_d/Sh próximos a 1. La parte superior de las secuencias está formada por intervalos T_{c-e} con valores de S_d entre 10 y 15 cm y valor de $S_d/Sh > 1$. El gráfico de la figura 3, referida al tramo inferior de la segunda megasecuencia muestra que el incremento progresivo en la vertical de S_d y S_d/Sh en las secuencias no es constante ni continuo, sino que tiene lugar más bien a «pulsaciones» progresivamente más grandes, sucedidas por una o algunas capas de valores sensiblemente inferiores. La parte inmediatamente supe-



Figura 7.- Parte superior de una secuencia negativa de lóbulo distal. En el medio de la fotografía, pequeño canal distributivo. Unidad 4 (Unidad de Poboleada).

Figure 7.- Upper part of a distal lobe thickening and coarsening upwards sequence. A small distributary channel is present in the center of the picture. Unit 4 (Poboleada Unit).

rior a cada secuencia negativa no queda bien definida, aunque en algunos casos es posible distinguir una ordenación positiva de los valores, formando una secuencia positiva más delgada que la negativa precedente.

La falta de los términos de alto régimen de flujo, las bajas relaciones Sd/Sh y la poca potencia de los intervalos arenosos de las secuencias de Bouma son características de las turbiditas distales que forman las asociaciones de facies D_1 y D_2 de Walker y Mutti (1973) y Mutti y Ricci-Lucchi (1975). Estas facies se depositan por corrientes turbidíticas de volumen variable pero de densidad relativamente baja con mecanismo de tracción-decantación y energía creciente, aunque siempre en condiciones de flujo de bajo régimen.

Mientras que numerosos autores han tratado sobre la interpretación de las megasecuencias (secuencias de primer orden), a las que dan un origen de progradación de lóbulo, el origen de las secuencias de segundo orden como las del Priorato, no ha sido objeto de interpretación clara en la bibliografía. En nuestro caso, estas secuencias podrían haberse formado por la progradación-agradación de pequeños lóbulos asociados a los pequeños canales distributarios dentro del complejo de lóbulo principal.

Dentro de los diversos modelos de abanicos submarinos profundos (Mutti y Ricci-Lucchi, 1973; Mutti, 1977; Walker, 1978; etc.) los tramos inferiores de las megasecuencias de la unidad 4, construidos principal-

mente por las secuencias negativas de segundo orden descritas, pueden referirse a depósitos de lóbulos distal. Secuencias de segundo orden muy parecidas a las descritas en el Priorato han sido citadas por Ricci-Lucchi (1975), Guibaud (1980) y Busby-Spera (1985) en depósitos de lóbulos distal.

Los intervalos que no muestran un orden secuencial y algunos de los ordenados en secuencias positivas y negativas al azar pueden interpretarse como originados por variaciones del volumen de las corrientes turbidíticas. Estas variaciones resultan de la combinación de factores externos y del depósito en zonas de influencia de dos lóbulos contiguos (Hiscott, 1980).

Eventualmente, entre capas turbidíticas, hay presentes niveles de areniscas canalizados de hasta 3 m de potencia con base erosiva, cicatrices internas, marcas de base de tipo *flute*, *groove* o *load*, y que muestran una o varias granodecrecencias, con microconglomerados en la base. En el análisis secuencial se ha prescindido de estos niveles canalizados ya que generalmente no presentan una posición secuencial clara, a pesar de que es más frecuente su presencia a techo de las secuencias negativas de segundo orden.

Depósitos de lóbulo proximal no canalizado

El tramo intermedio de cada megasecuencia está, de igual manera, constituido predominantemente por turbiditas organizadas en secuencias negativas de orden métrico a decamétrico. La parte inferior de estas secuencias de segundo orden muestra niveles T_{c-e} , valores Sd entre 10 y 25 cm y relaciones Sd/Sh proximales a 1. La parte superior de las secuencias presenta niveles T_{c-e} , $T_{b,c-e}$ y algún nivel T_{abc-e} , con valores Sd superiores a 25 cm y Sd/Sh muy superiores a 1.

La figura 8 ilustra la constitución de estas secuencias en el tramo intermedio de la megasecuencia inferior del Priorato. La parte baja de las secuencias está constituida por niveles T_{c-e} (fig. 9a), mientras que en la parte alta las turbiditas muestran los intervalos de alto régimen (*a* y *b*) de la secuencia de Bouma (fig. 9b). El incremento en la vertical de los valores de Sd y Sd/Sh parece seguir las mismas pautas que en las secuencias de lóbulos distal.

La presencia de términos de alto régimen *a* y *b* de Bouma, los valores Sd cercanos a 1 m y Sd/Sh altas que caracterizan estas secuencias de segundo orden, más su posición secuencial, en los tramos intermedios de cada megasecuencia, confieren a los depósitos de estas secuencias una proximalidad relativa respecto a las turbiditas de los tramos inferiores, por lo que de-

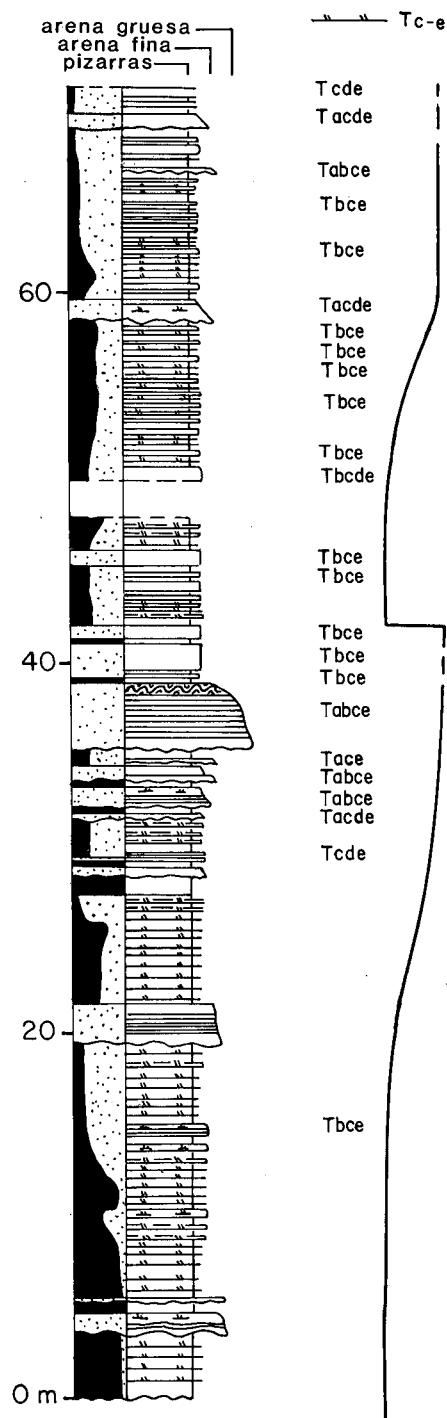


Figura 8.- Serie de detalle de los depósitos de lóbulo proximal. Tramo medio de la primera megasecuencia de la unidad 4.

Figure 8.- Detailed sequence of proximal lobe deposits. Middle stretch of the first megasequence (Unit 4).

ben asimilarse a depósitos de lóbulo proximal. Estos depósitos se caracterizan por corresponderse con las asociaciones de facies D_1 y D_2 (parte baja de las secuencias) y C_1 y C_2 (parte alta), siguiendo las definiciones de Walker y Mutti (1973).

Las facies C_1 y C_2 son las denominadas «turbiditas clásicas proximales» y se forman a partir de corrientes turbidíticas de más concentración que las de lóbulo distal. La presencia de términos *a* y *b* de Bouma en la parte alta de las secuencias implica que las corrientes turbidíticas, en las posiciones más proximales de los lóbulos alcanzan condiciones de flujo de alto régimen, cosa que no sucede en posiciones de lóbulo distal.

Niveles de areniscas canalizados, parecidos a los intercalados entre los depósitos de lóbulo distal, también se encuentran puntualmente en los tramos intermedios, preferentemente a techo de las secuencias de segundo orden.

Depósitos de lóbulos proximal canalizado

Como ya se ha dicho, los tramos superiores de las megasecuencias no se pueden analizar aplicando la secuencia de Bouma. Estos tramos están constituidos por niveles de arenisca de orden métrico a decimétrico con base erosiva (fig. 10) separados, en muchos casos, por niveles delgados de pizarras. Las capas de areniscas presentan marcas de base y granodecrecencia simple o múltiple, desde el tamaño arena muy gruesa en la base a arena muy fina en el techo (fig. 11). A menudo, en la base de estas capas se encuentran algunos decímetros de conglomerados clastosoportados, ocasionalmente desorganizados y con soporte de matriz y con cantos de hasta 6 cm de tamaño, que son principalmente de cuarzo (60-70%) y liditas (20-30%) con un pequeño porcentaje de cantos de rocas ígneas y de pizarras. Normalmente, los cantos se presentan incluidos en una matriz de arenisca de grano fino a medio. Muchos niveles de areniscas presentan laminación paralela difusa hacia la mitad de la capa, mientras que el techo, de grano más fino, acostumbra a presentar *ripples* o laminación convolucionada. En estos niveles se encuentran a menudo restos vegetales terrestres. Gran parte de los niveles descritos se encuentran erosionados, amalgamándose con los niveles suprayacentes, de forma que no llegan a alcanzar más de unos pocos decímetros de potencia. Por encima de los niveles arenosos más completos se encuentran niveles de pizarras y/o turbiditas finas, que a veces pueden alcanzar algunos metros de potencia.

Estos depósitos arenoso-conglomeráticos fueron transportados y sedimentados por corrientes turbidíticas de alta densidad, formando secuencias de sedimen-



Figura 9.- Facies de lóbulo de la unidad 4. a) Detalle de una secuencia T_{c-e} de Bouma en depósitos de lóbulo distal. b) Nivel turbidítico con término arenoso potente y secuencia de Bouma de tipo T_{ab-e} correspondiente a depósitos de lóbulo proximal no canalizado.

Figure 9.- Lobe facies of Unit 4. a) Distal lobe deposits: detail of a T_{c-e} Bouma sequence. b) Non channelized proximal lobe deposits: detail of a thick sandstone interval and T_{ab-e} Bouma turbiditic sequence.

tación del tipo $R_3 - S_1$ de Lowe (1982), en las que intervienen predominantemente flujos licuefactados que transportan y sedimentan por suspensión partículas tamaño arena, gránulo y cantos pequeños. Los conglomerados desorganizados con soporte de matriz, que ocasionalmente rellenan la parte axial de los canales, corresponden ya a flujos cohesivos. Frecuentemente estos depósitos se verían modificados por corrientes residuales de baja densidad que intercalan depósitos del tipo S_3 de Lowe (areniscas o conglomerados finos masinos o gradados, equivalentes a T_a de Bouma) e incluso del tipo T_{bce} y T_{ce} de Bouma.



Figura 10.- Contacto erosivo entre un nivel de conglomerado y las areniscas infrayacentes. Facies de lóbulo proximal canalizado. Unidad 4.

Figure 10.- Conglomerate bed with erosive base overlying sandstone beds. Channelized proximal lobe facies. Unit 4.

La geometría, la posición secuencial y el análisis de las asociaciones de facies (asimilables principalmente a B_2 , A_2 y A_3 de Walker y Mutti, 1973 y Mutti y Ricci-Lucchi, 1975) permiten interpretar los depósitos de estos tramos como correspondientes a facies de lóbulo canalizado y puntualmente, en los subtramos con mayor porcentaje de materiales finos, a facies transición canal-lóbulo (en el sentido de Mutti y Normark, 1987). La aparición de depósitos canalizados sobre depósitos no canalizados, en megasecuencias de abanico submarino profundo, se ha utilizado para señalar el límite entre los ambientes de abanico externo y de abanico interno de algunos modelos (Mutti y Ricci-Lucchi, 1972).

La potencia y la geometría de los niveles areniscos indican que los canales individuales tendrían una profundidad media de algunos metros y anchuras de algunos centenares de metros.

Las facies finas (tipo E), volumétricamente minoritarias, que se encuentran asociadas a las areniscas de canal (fig. 12) probablemente representan episodios de desbordamiento de los materiales arrastrados por los canales vecinos (Mutti y Ricci-Lucchi, 1975; Mutti, 1975, 1979). Los niveles de orden centimétrico a métrico de pizarras y areniscas finas podrían corresponder a facies de pequeños *levés* construidos en los márgenes de canales. La falta de afloramiento donde pueden verse los pasos laterales de estas facies dificulta su atribución precisa.

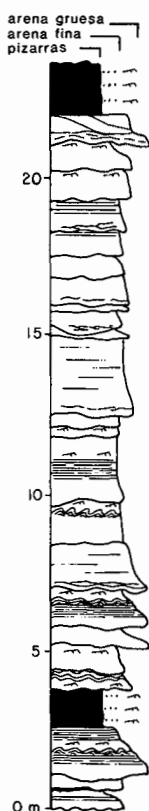


Figura 11.- Serie de detalle de los depósitos de lóbulo proximal canalizados de la segunda megasecuencia de la unidad 4.

Figure 11.- Detailed sequence of channelized proximal lobe deposits. Second megasequence of the Unit 4.

Las secuencias de las facies de canal tienen un origen discutido. Para algunos autores (Mutti y Ricci-Lucchi, 1972; Normark, 1978) se deben al abandono gradual del canal. Para otros (Van Vliet, 1978; Hiscott, 1980) este hecho no explica la fuerte asimetría de las secuencias negativas del lóbulo que, como también sucede en el Priorato, acaban bruscamente, indicando la migración repentina de los canales más que el abandono de éstos.

EVOLUCIÓN ESTRATIGRÁFICA Y SEDIMENTO-LÓGICA. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El estudio de los depósitos turbidíticos del Carbonífero del Priorato plantea dos tipos de problemática a diferente escala.



Figura 12.- Depósitos de desbordamiento constituidos por areniscas y pizarras. Obsérvese la poca continuidad lateral de algunos niveles de areniscas. Facies de lóbulo proximal canalizado. Unidad 4.

Figure 12.- Sandy and shaly overbank deposits. Some sandstone beds are not continuous. Channelized proximal lobe facies. Unit 4.

Por un lado, está la posible discusión que genera la atribución a diferentes ambientes sedimentarios submarinos de los materiales de las unidades 2, 3 y 4. Muchas de las dudas que se nos plantean son irresolubles debido a la falta de conocimiento de los cambios laterales de facies. Sin embargo, creemos que el análisis detallado de las facies y de su ordenamiento secuencial ha permitido una descripción fiable de los distintos procesos de transporte y sedimentación turbidíticos y, a su vez, una atribución relativamente ajustada a grandes ambientes submarinos de los depósitos generados por ellos (tabla I).

Por otro lado, se plantea la problemática de la evolución general, necesariamente en el tiempo y no en el espacio, de todo el complejo turbidítico, teniendo en cuenta el significado y valor que puedan tener las unidades sedimentarias virtuales diferenciadas (sistemas y estadios turbidíticos).

En este sentido, el ordenamiento en la vertical de los tres sistemas turbidíticos del Carbonífero del Priorato no constituyen la típica megasecuencia de progradación de un complejo turbidítico submarino. Más que una progradación continuada, la sucesión carbonífera del Priorato parece responder a varias etapas bien diferenciadas de relleno de una cuenca turbidítica submarina. Así, el cambio de las condiciones de sedimentación que representa el paso de los depósitos groseros y caóticos del Sistema de Basetas a los finos y bien estructu-

TABLA I.- Unidades, facies y ambientes diferenciados en los materiales turbidíticos del Carbonífero del Priorato central.

TABLE I.- Summary of units, facies and submarine environments differentiated in the Carboniferous of the central Priorato.

UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS (Sáez, 1982 y Anadón et al 1986)	SISTEMAS TURBIDITICOS (este trabajo, sensu Mutti & Normark, 1987)	ASOCIACIONES DE FACIES PREDOMINANTES (Walker & Mutti 1973)	INTERPRETACION PALEOAMBIENTAL (este trabajo)
unidad 4 (areniscas y pizarras de Poboleda)	Poboleda	D ₁ D ₂ C ₁ C ₂	lóbulo de abanico submarino
		B ₂ A ₂ A ₃	canal de abanico submarino y/o transición canal-lóbulo
unidad 3 (Pizarras y areniscas de Soala Dei)	Scala Dei	E	abanico submarino bajo o externo
		B ₂	canal de abanico submarino
unidad 2 (areniscas de Basetas)	Basetas	F B ₂ A ₂	talud - "apron"

rados del Sistema de Scala Dei, responde probablemente a un cambio paleogeográfico importante y relativamente repentino en la cuenca, en la línea de los cambios descritos por Surlyk y Hurst (1984). El origen de estos cambios paleogeográficos habría que buscarlo en causas tectónicas y/o eustáticas de gran escala. En este sentido, Mutti y Normark (1987) señalan la presencia de depósitos de facies finas en una sucesión turbidítica submarina, como indicador de fases de desactivación sedimentaria o discordancias submarinas en períodos de nivel del mar alto. El rango de esta ruptura sedimentaria en el Priorato, no sería lo suficientemente importante como para diferenciar dos complejos turbidíticos distintos y sí dos sistemas, debido entre otros motivos a la escala que muestran las unidades (Mutti y Normark, 1987).

El paso de las facies finas del Sistema de Scala Dei a las facies de lóbulo de abanico submarino del Sistema de Poboleda presenta una mayor gradualidad. Sin tener en consideración el cambio sedimentario brusco que representa el episodio del tramo arenoso intermedio de la unidad de Scala Dei, en conjunto, los depósitos finos de esta unidad pueden significar sedimentariamente dos cosas: a) la base de la primera de las megasecuencias de progradación de lóbulo de abanico de

la unidad 4, y por tanto ambos depósitos formarían parte de un mismo sistema turbidítico, o b) una fase de desactivación en la sedimentación durante un período de sedimentación activa (Mutti y Normark, 1987). En este último caso, la unidad 3 tendría rango de sistema turbidítico, diferenciado del sistema superior (Sistema de Poboleda). Para decantarse por una y otra posibilidad en el caso del Priorato sería absolutamente preciso conocer los pasos laterales de ambas unidades.

Menos dificultades existen a la hora de interpretar como tres *etapas turbidíticas* distintas cada una de las secuencias de primer orden de la unidad 4 (Sistema de Poboleda). Cada *etapa* correspondería a variaciones eustáticas o tectónicas menores que afectarían al desarrollo del sistema. En este sentido, las secuencias de primer orden pueden corresponder tanto a activaciones y desactivaciones de la sedimentación del abanico como a migraciones del abanico.

Por las características de sus materiales y por la posición vertical que ocupan en relación con las facies finas de la unidad 3, la sedimentación del tramo arenoso intermedio de esta unidad puede deberse, tanto a un pulso en la actividad tectónica del área, como a una brusca (y corta en el tiempo) bajada relativa del nivel

del mar, que provocaría la fuerte incisión del sistema. Por esta razón, creemos que el rango de *etapa turbidítica* también puede aplicarse, como en el caso de las secuencias de progradación de lóbulos de la unidad 4, a los depósitos de canal sedimentario que interrumpen la sedimentación fina de la unidad 3.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Mariano Marzo (Dpto. Geología Dinámica de la Universidad de Barcelona) la discusión y lectura crítica de una primera versión del manuscrito que ha contribuido a perfeccionar el contenido de este trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

- ANADÓN, P., JULIVERT, M. y SÁEZ, A., 1983: El Carbonífero de las Cadenas Costero Catalanas, *In Carbonífero y Pérmico de España*. X Congr. Int. Estr. y Geol. de Carbonífero. I.G.M.E. pp. 332-336.
- ANADÓN, P., JULIVERT, M. y SÁEZ, A., 1985: Aportación al conocimiento del Carbonífero de las Cadenas Costeras Catalanas. *X Congr. Int. Estr. y Geol. del Carbonífero*. Madrid 1983. I.G.M.E., 1: 99-106.
- ASHAUER, H. y TEICHMULLER, R., 1935: Die variscische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens. *Abh. Gess. Wiss. Göttingen*, math. phys., 3 fig., 16 fot., 36 p. Berlin. Traducido por: RIOS, J.M. (1946); *Publ. Extranj. Geol. Esp.* t. III: 7-102.
- BOUMA, A.H., 1962: *Sedimentology of some flysch deposits*. Ed. Elsevier, 168 p.
- BUSBY-SPERA, C., 1985: A sand-rich submarine fan in the Lower Mesozoic Mineral King Caldera Complex. Sierra Nevada. *Jour. Sed. Petrol.*, 55: 376-391.
- CANALS, A. y AYORA, C., 1988: Las mineralizaciones filonianas del sector de L'Argentera (Cadenas costeras catalanas): Contexto geológico, estructura, tipología y condiciones de formación. *Acta Geológica Hispánica*, 23 (3): 155-170.
- COLODRÓN, I., CABAÑAS, I., MARTÍNEZ, C. et al.; FINA-ENADINSA-IGME, 1979: Mapa Geológico de España. E. 1:50.000, 2ª serie, 1ª Ed. Hoja nº 444. Flix *I.G.M.E.*, 24 p., 1 mapa geol.
- COLODRÓN, I., CABAÑAS, I., NUÑEZ, A. et al., FINA IBERICA-IGME 1978: Mapa Geológico de España. E. 1: 50.000, 2ª serie, 1ª Ed., Hoja nº 445, Cornudella. *I.G.M.E.*, 22 p., 1 mapa geol.
- ENGEL, W., FEIST, R. y FRANKE, W., 1980-81: Le Carbonifère anté-stéphaniens de la Montagne Noire: rapports entre mise en place des nappes et sédimentation. *Bull. B.R.G.M.*, ser. II, sec. 1 (4): 341-389.
- ENGEL, W. y FRANKE, W., 1983: Flysch-Sedimentation: Its Relations to Tectonism in the European Variscides. *In: M. Martin and Eder, F.W. eds. Intracontinental Fold Belts*, pp. 290-321, Springer-Verlag.
- FAURA, M., 1913: Síntesis estratigráfica de los terrenos primarios de Cataluña, con una descripción de los yacimientos fosilíferos más importantes. *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. IX: 5-202, 19 fig., 9 lám.
- GUIBAUDO, G., 1980: Deep-sea fan deposits in the Macigno Formations (Middle-Upper Oligocene) of the Gordana Valley, Northern Apennines, Italy. *Jour. Sed. Petrol.*, 50 (3): 723-742.
- HISCOTT, R.N., 1980: Depositional Framework of Sandy Mid-Fan Complexes of Tourelle Formation. Ordovicien, Quebec. *A.A.P.G. Bull.*, 64 (7): 1052-1077.
- JULIVERT, M., CARRERAS, J., MARTÍNEZ, F. et al. 1981: Guide to the field trips in the eastern Pyrenees and Catalonian Coastal Ranges. *I.G.C.P. project nº 5*. Univ. Autónoma de Barcelona.
- LINK, M. y NILSEN, T., 1980: The Rocks Sandstones, an Eocene Sand-Rich Deep-Sea Fan Deposits, Northern Santa Lucia Range, California». *Jour. Sed. Petr.* 50: 583-602.
- LINK, M., SQUIRES, R. y COLBURN, I., 1984: «Slope and Deep-Sea Fan Facies and Paleogeography of Upper Cretaceous Chatsworth Formation, Simi Hills, California». *A.A.P.G. Bull* 68: 850-872.
- 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): 179-197.
- MALLADA, L., 1890: Reconocimiento geográfico y geológico de la provincia de Tarragona. *Bol. de la Com. del Mapa geol. de España*, t. XVI.
- MELGAREJO, J.C., 1987: Estudi geologic i metal-logenetic del Paleozoic del Sud de les Serralades Costaneres Catalanes. Tesis doctoral. Univ. Barcelona. 3 vol. 646 pp.
- MUTTI, E., 1977: Distintive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (Suth-central Pyrenees. Spain). *Sedimentology*, 24: 107-131.
- MUTTI, E., 1979: Turbidites et cones sous-marins profonds. In Sedimentation detritiques (fluviale, littorale et marine). IIIè cycle romand en scs. de la Terre. *Inst. Geol. Univ. Fribourg*, pp. 354-419, Fribourg.
- MUTTI, E., 1985: Turbidite systems and their relations to depositional sequences. *In G.G. Zuffa ed. Provenance of Arenites*. NATO-ASI Series, Reidel Publ. Co., pp.65-93.
- MUTTI, E. y NORMARK, W.R., 1987. Comparing Examples of Modern and Ancient Turbidite Systems: Problems and Concepts. *In: Leggett, J.K. y Zuffa, G.G. eds. Marine Clastic Sedimentology*, pp. 1-38.
- MUTTI, E. y RICCI LUCHI, F., 1972: Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11: 161-199.
- MUTTI, E. y RICCI LUCHI, F., 1975: Turbidite facies and facies Associatons. *In: «Examples of turbidite facies and facies associations from Selected formations of the Northern Apennines. Field Trip Guidebook A-11: Int. Sed. Congr. IX, Nice*, pp. 21-36.
- NELSON, C.H., 1983: Modern Submarine Fans and Debris Aprons: An Update of the First Half Century. *In: Boarman, S.J. ed., Revolution in the Earth Sciences, Advances in the Past Half-Century: Kendall/Hunt, Dubuque, Iowa*, pp. 148-166.
- NELSON, C.H. y MALDONADO, A., 1988: Factors Controlling Depositional Patterns of Ebro Turbidite Systems, Mediterranean Sea. *A.A.P.G. Bull.*, 72 (6): 698-716.
- NORMARK, W.R., 1978: Fan Valleys, Channels, and Depositional Lobes on Environments. *A.A.P.G. Bull.*, 62(6): 912-931.
- OBRADOR, A., ESTRADA, R. y ROSELL, J., 1978: Facies de aba-

- nico submarino en el Paleozoico de la isla de Menorca. *Estudios Geol.*, 34: 133-138.
- SAEZ, A., 1982: Estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales paleozoicos de la parte central del Priorat (Tarragona). Tesis de licenciatura. Dpt. Estratigrafía. Univ. de Barcelona. 84 pp. Inédito.
- SCHERER, N., 1969: Faltung von Lyditen am Beispiel des Unterkarbons in Südostkatalonien (Spanien). *Geologie.*, 18: 1190-1198.
- SCHRIEL, W., 1929: Der geologische Bau der Katalonischen Küstengebirge Zwischen Ebromündung und Ampurdan. *Abh. Gess. Wiss. Göttingen*, math. phys., pp. 1-79, 29 fig., 11 lam. Berlin. Traducido por: SAN MIQUEL, M. (1942). *Publ. Extranj. Geol., Esp.*, I: 104-168.
- STATTEGER, K., 1980: Zur Stratigraphic und Paläogeographie des Karbon im Priorat (Katalanisches Küstengebirge/Spanien). *Mitt. Osterr. Geol. Gesell.*, 73: 153-162.
- STOW, D., HOWELL, D. y NELSON, C.H., 1985: Sedimentary, Tectonic, and Sea-Level Controls. In: A. H. Bouma, W.R. Normak y N.E. Barnes, eds. *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*, pp. 15-22, New York, Springer-Verlag.
- SURLIK, F., 1978: Submarine fan sedimentation along fault scarps on tilted fault blocks Jurassic-Cretaceous boundary. East Greenland). *Gronlands Geol. Undersogelse Bull.*, 128: 108 p.
- SURLIK, F. y HURST, J., 1984: The evolution of the Early Paleozoic deepwater basin of North Greenland. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 95: 131-154.
- VAN VLIET, A., 1978: Early Tertiary Deepwater Fans of Guipuzcoa, Northern Spain. In: *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches*. Ed. D.J. Stanley G. Kelling, pp. 190-209.
- VILASECA, S., 1919: Un nou jaciment fossilífer paleozoic a Cornudella (Priorat). *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 3ª ep., XIX (5-6): 91-92.
- WALKER, R.G., 1967: Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *Jour. Sed. Petrol.*, 37 (1): 25-43.
- WALKER, R.G., 1978: Deep-water Sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploitation for Stratigraphic Traps. *A.A.P.G. Bull.*, 62: (6): 932-966.
- WALKER, R.G., 1985: Mudstones an thin-bedded turbidites associated with the Upper Cretaceous Wheeler Gorge Conglomerates, California: a possible channel-levve complex. *Jour Sed. Petrol.*, 55 (2): 279-290.
- WALKER, R.G., y MUTTI, E., 1973: Turbidite facies and facies associations. *S.E.P.M. Pacific Section, Short Course.*, pp. 119-158.

Recibido, enero 1989