

Las facies canalizadas de la Secuencia Depositional de Banastón (prov. de Huesca)

G. RAMPONE⁽¹⁾, y R. ESTRADA⁽²⁾

(1) Avda. Virgen de Montserrat, 180. Barcelona.

(2) Universitat Autònoma de Barcelona.

RESUMEN

En la Secuencia Depositional de Banastón se pone en evidencia, la existencia a distintos niveles estratigráficos, de dos unidades canalizadas. La unidad inferior (áreas de Banastón y San Vicente) está caracterizada por cuerpos pequeños lenticulares de arenisca y conglomerados. Las paleocorrientes muestran una dirección al NW. La Unidad superior (área de Boltaña) muestra una gran potencia de depósitos residuales (conglomerados *clast-supported*) seguida por capas espesas de areniscas amalgamadas. La dirección de paleocorriente presenta un sentido hacia el N. Ello unido a la relación de *onlap* con los materiales carbonático-margosos del anticlinal de Boltaña sugieren que dicho anticlinal era un suave umbral en el momento de la sedimentación de la Secuencia Depositional de Banastón.

Palabras clave: Sedimentación turbidítica profunda. Pirineo. Eoceno.

ABSTRACT

In the Ainsa-Boltaña region, two channel-fill units occur in the Banaston Sequence at different stratigraphic level. The lower unit (Banaston and San Vicente areas) is characterized by small, lenticular sandy and conglomeratic bodies. Paleocurrent directions are to the NW. The upper unit (Boltaña area) shows a sequence of lag deposits (clast supported conglomerates) overlain by thick-bedded sandstones with erosional features. Paleocurrent directions in this area are mainly to the N. Onlap relations with the Guara Limestones and paleocurrent trend suggest that the Boltaña anticline formed a gentle threshold during Banaston Sequence deposition.

Key words: Deep turbiditic sedimentation. Pyrenees. Eocene.

INTRODUCCIÓN

El estudio de los materiales que constituyen la Cuenca paleógena Sud-Central Pirenaica ha sido afrontado por numerosos autores tanto en sus aspectos generales,

a nivel de cuenca, como en sus aspectos particulares, a nivel de facies.

Básicamente en la misma se han distinguido dos dominios: 1) el oriental (Cuenca de Tremp-Graus) formado esencialmente por sedimentos fluvio-deltaicos tratados por Nijman y Nio (1975), Friend *et al.* (1981) y Fonnesu (1983); 2) el occidental —Grupo de Hecho (Mutti *et al.*, 1972)— constituido por depósitos turbidíticos en el que se reconocen dos áreas separadas en base a sus facies: al E del anticlinal de Boltaña predominan los depósitos canalizados motivo de estudio por parte de Van Lunsen (1970), de Federico (1981) y Mutti *et al.* (1981) entre otros; al W de dicho anticlinal, se encuentran los depósitos no canalizados que se extienden hasta Pamplona y que en sus diversos sectores han sido tratados por: Ten Haaf (1966), Van Lunsen (op. cit.), Mutti y Johns (1978), Estrada (1982) y Remacha (1983) entre otros.

Apoyándose en trabajos precedentes tales como Mutti (1984), Mutti (1985) y Mutti *et al.* (1985a), y basándose en el reconocimiento de secuencias deposicionales (sensu Vail *et al.*, 1977) Mutti *et al.* (1985b) presentan una subdivisión estratigráfica de la Cuenca Paleógena Sud-Central Pirenaica en el área comprendida entre Tremp al E y Fiscal/Broto al W.

Estos autores reconocen siete secuencias deposicionales limitadas por discordancias estratigráficas y sus correlativas superficies de conformidad, entre las cuales se encuentra la Secuencia de Banastón (Eoceno medio). La alimentación de la misma se daría a través de un cañón, situado en las inmediaciones de Formigales, inciso en los materiales de plataforma de la subyacente Secuencia de Santa Liestra.

La parte basal de la Secuencia de Banastón constituiría un sistema rico en arena correspondiente al tipo I de Mutti (1985) en el cual los depósitos canalizados (área de Banastón) pasan a depósitos no canalizados de lóbulo al W del anticlinal de Boltaña (área de Fiscal).

El motivo del presente trabajo ha sido obtener un mejor conocimiento de la estratigrafía y de las facies, en particular de las canalizadas, de la Secuencia de Banastón en el área comprendida entre el pueblo de Banastón y el anticlinal de Boltaña.

LA SECUENCIA DE BANASTÓN EN EL ÁREA ESTUDIADA

Al abordar el estudio de la Secuencia de Banastón, la hemos dividido en tres zonas desde el punto de vista geográfico. En cada una de ellas se han medido y analizado unas secciones-tipo que ponen de manifiesto las características principales de las mismas, así como las relaciones entre ellas y que han sido representadas gráficamente en la figura 1.

ZONA ORIENTAL

La zona más oriental (área de Banastón) se caracteriza por la presencia de cuerpos canalizados con marcada geometría lenticular (anchura máxima 200 m; espesor de 4-5 m) formados por estratos amalgamados de areniscas de grano muy grueso y conglomerados *clast-supported*. Las cicatrices entre los mismos pueden llegar a mostrar incisiones de hasta 70 cm.

Hay que destacar la gran cantidad de niveles caóticos (*pebbly-mudstones* y *slumpings*) que alternan con los cuerpos canalizados y que pueden llegar a tener un espesor de varias decenas de metros.

Algunos de los *pebbly-mudstones* se hallan rellenando surcos de erosión de hasta 1,5 m de profundidad excavados en las facies arenosas subyacentes. En algunos casos la superficie basal de los mismos está enteramente «tapizada» por cantos, circunstancia que por otro lado no se da única y exclusivamente en esta zona sino que ha sido observada en distintos afloramientos. Teniendo en cuenta las ideas expresadas por Middleton y Hampton (1973) es difícil pensar que un *debris flow* haya tenido un poder erosivo de tal magnitud sobre el fondo. Esto nos inclina a pensar que el surco de erosión fue realizado previamente al emplazamiento de los materiales caóticos. Los depósitos de *lag* que tapizan las superficies basales erosivas de dichos surcos testimonian esta acción previa.

Todas las paleocorrientes presentan una marcada tendencia hacia N 320°.

Hacia el N W, entre la zona oriental y la zona central, la Secuencia de Banastón está enteramente formada, de base a techo, por materiales eminentemente pelíticos, hecho que no permite una correlación exacta entre ambas.

ZONA CENTRAL

En la zona central (área de San Vicente) se estima que la Secuencia de Banastón tiene un espesor de al menos 650 m, distinguiéndose un tramo basal rico en facies gruesas y un tramo superior constituido casi exclusivamente por pelitas en las cuales se intercalan niveles con abundantes capas turbidíticas delgadas (Facies D₃, nomenclatura de Mutti y Ricci Lucchi, 1975).

Los primeros 30 m basales de la sucesión presentan numerosos intervalos caóticos que alternan con conglomerados, areniscas conglomeráticas y areniscas de grano muy grueso. La concomitancia de todas estas facies configuran una asociación propia de un tramo canalizado.

Los niveles conglomeráticos tienen un espesor máximo de 1 m y son masivos. La base es erosional pero no se han observado profundas incisiones. A su vez, hay que destacar, la presencia de surcos de erosión pronunciados a techo de algunas capas conglomeráticas o areniscas rellenos por capas turbidíticas delgadas o material pelítico (*mud-drape-scours* Mutti y Normark, 1987).

Se han encontrado capas de conglomerados con abundante matriz arenosa de grano muy grueso, en donde los cantos se alinean según una laminación oblicua de bajo ángulo (12°) resaltada además por la presencia de cantos blandos (Facies A₁).

Los *pebbly-mudstones* que representan la mayoría de los depósitos caóticos en esta zona, muestran frecuentemente a techo un estrato de arenisca y marga cuya estructura interna lo hace asimilable a la Facies C₂. Su base es totalmente irregular. Normalmente la arenisca posee un alto contenido en material carbonático y bioclastos (Nummulites, Alveolinas, Miliólidos, etc.) que por otro lado son también abundantes en la matriz de los *pebbly-mudstones*. La base presenta numerosos cantos blandos que disminuyen de frecuencia hacia el techo. Middleton y Hampton (1973) citan el hecho que una colada fangosa submarina puede incorporar agua a lo largo de su recorrido, de modo que se genera una corriente de turbidez alrededor de la misma. Ello explicaría la presencia de estratos areniscoso-margosos, producto final de esta nube turbulenta. Es de suponer que su sedimen-

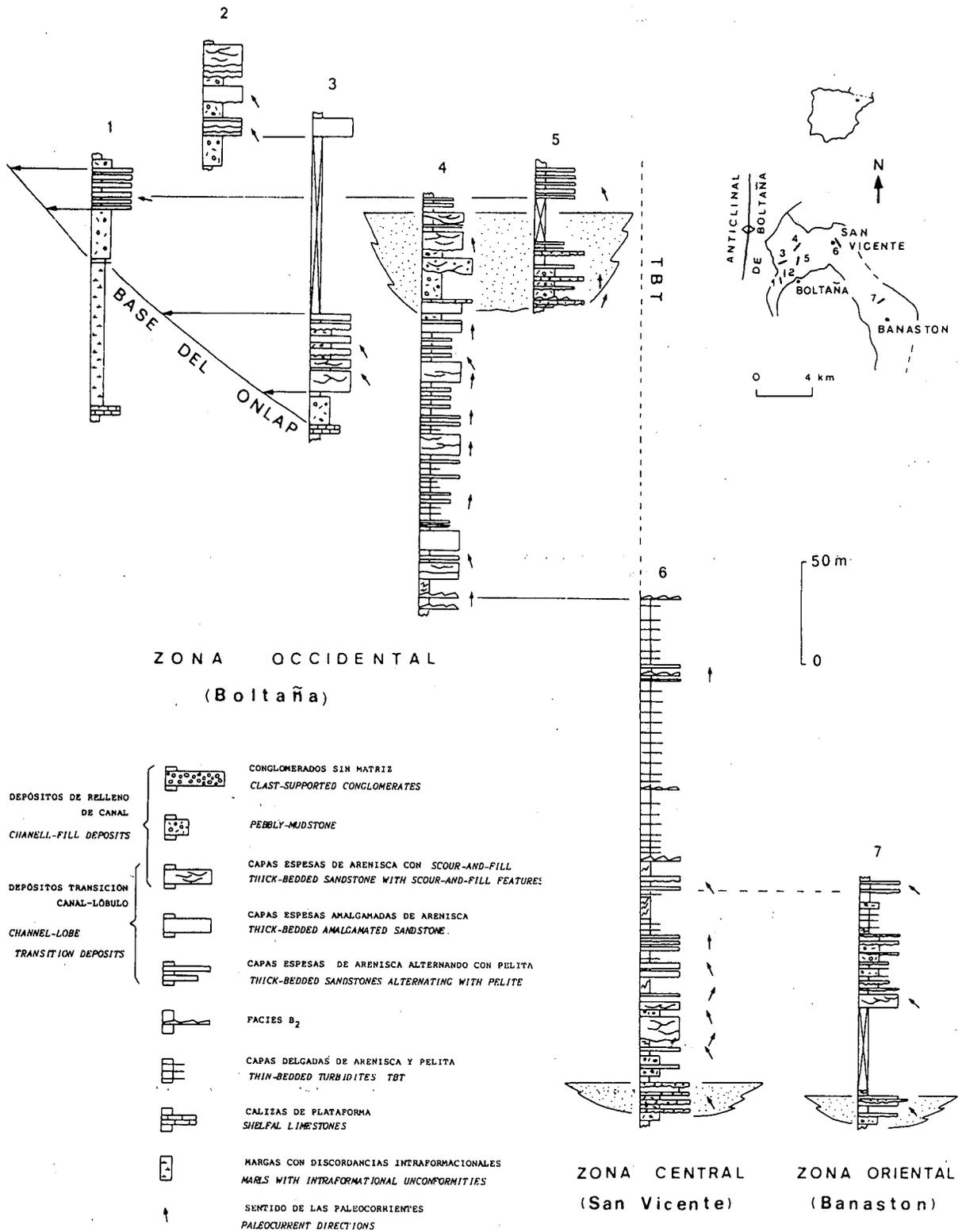


Figura 1. — Situación geográfica de las secciones medidas y panel de correlación de las mismas.

Figure 1. — Outcrop map of the Banastón Sequence. Location and cross-section of the measured sections.

tación se produciría con un cierto retardo con respecto al *freezing* del *pebbly-mudstone*.

Por encima del tramo basal canalizado yace una sucesión fundamentalmente areniscosa en donde el espesor de las capas oscila entre 20 cm y 1 m, y su granulometría está comprendida entre un tamaño fino y grueso. La estructura interna principal es la laminación paralela frecuentemente deformada por escape de

agua. Existe una cierta ordenación en ciclos de compensación típicos de los lóbulos deposicionales (Mutti y Sonnino, 1981) aunque la coexistencia de numerosos *scour-and-fill* sugiere que estas facies son más similares a las de *channel-lobe transition* (Cazzola *et al.*, 1981).

Las paleocorrientes presentan un sentido preferente hacia NNW con una dispersión comprendida entre N 330° y N 35°.

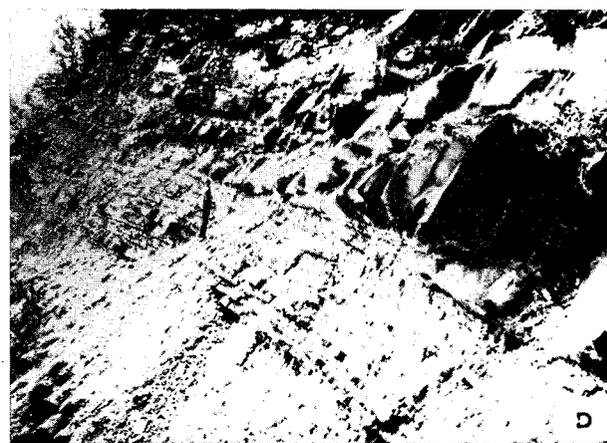


Figura 2. — A: Facies B₂ con crestas onduladas. Parte superior de la sección 6. B: Facies B₂ con láminas tangenciales a la base. Depósitos de transición canal-lóbulo. Sección 4. C: Conglomerados sin matriz interpretados como depósitos residuales. Base cuerpo canalizado principal. Sección 4. D: Acuñaamiento lateral de un cuerpo areniscoso canalizado. Parte superior del cuerpo canalizado principal. Sección 4.

Figure 2. — A: B₂ Facies with sinuous crests. B: B₂ Facies showing tangential laminae at the base. C: Clast-supported conglomerates interpret as lag deposits. D: Channelized sandstone body laterally in pinching-out.

La parte media superior de la sucesión del área de San Vicente está mayormente constituida por TBT (Mutti, 1977) con alto porcentaje de pelita, en los cuales se intercalan tramos (≈ 8 m de espesor) más areniscosos en donde dominan las facies B₂. Uno de estos tramos ha permitido correlacionar físicamente la zona central con la occidental (fig. 1).

Merece, en este punto, hacer un inciso para describir los tipos más representativos de facies B₂ encontrados en el área de trabajo, si bien no todas ellas pertenecen al intervalo estratigráfico mencionado.

Facies B₂

Básicamente de aspecto similar a las definidas por Mutti y Ricci Lucchi (1975), Mutti (1977 y 1979), las facies B₂ presentes en la secuencia de Banastón muestran las siguientes características:

— El espesor de las capas es muy variable pero en general no es inferior a los 20 cm (son raras las facies E asociadas a las B₂).

— La granulometría es en general gruesa y/o muy gruesa siendo muy frecuente la presencia de bioclastos (principalmente Nummulites y Assilinas) orientados siguiendo la laminación interna de las capas.

— La superficie de estratificación superior es ondulada y la longitud de onda es de 100-200 cm mientras la relación longitud/altura es del orden de 15.

Las crestas pueden ser rectas u onduladas (fig. 2 A).

— La superficie basal, generalmente plana y neta, puede llegar a tener un carácter erosional (surcos de erosión cóncavos y *sheet-like erosions*). No se descarta la posibilidad de que este carácter erosional sea ajeno a la formación de la B₂ que sólo se adaptaría a las irregularidades del fondo durante su migración. Distintas B₂ pueden migrar unas encima de las otras produciendo una serie de capas imbricadas que en algún punto pueden llegar a formar un único nivel de capas amalgamadas.

— La estructura interna viene representada por un único *set* de láminas oblicuas cuyo ángulo oscila entre 15° y 30° (capas con espesor de 20-30 cm) o por un *set* de láminas plano-paralelas a la base seguido por uno o más *sets* de láminas oblicuas a techo (capas con espesor de 30-70 cm).

— Las láminas pueden tener un contacto con respecto a la base de tipo angular o de tipo tangencial (fig. 2 B).

— Tanto la laminación oblicua como la paralela pueden venir resaltadas por la presencia de cantos blandos alineados.

De todas estas observaciones se desprende que hay dos tipos de facies B₂ claramente diferenciadas y asimilables a los *megaripples* generados por corrientes tractivas: las que poseen una laminación oblicua tangencial a la base y crestas de tipo ondulado (estratificación cruzada de tipo *trough*) y las que poseen láminas oblicuas con contacto angular a la base y crestas rectas (estratificación cruzada planar). El primer tipo implicaría una mayor velocidad de la corriente y una mayor cantidad de sedimentos en suspensión así como una menor altura del flujo (Harms *et al.*, 1965).

Asimismo es importante señalar que las facies B₂ en la Secuencia de Banastón se encuentran asociadas a sedimentos de relleno de canal (ver capítulo siguiente), a TBT (columna 6) y a depósitos de transición canal-lóbulo. Así pues se puede afirmar que, en el área de estudio, las facies B₂ no se encuentran asociadas exclusivamente a un tipo de facies determinado y que, por lo tanto, no caracterizan un sub-ambiente deposicional concreto.

ZONA OCCIDENTAL

La zona más occidental (área de Boltaña) es la que presenta una potencia más notable en cuanto a sedimentos gruesos se refiere. Si bien la parte basal carece de afloramientos a causa de la vegetación, se puede intuir que se trata de sedimentos arenoso-cóglomeráticos dada la morfología que producen en la topografía. Su potencia se puede estimar a «grosso modo» en unos 400 m que junto con los 215 m medidos dan un espesor de la parte basal con sedimentos gruesos de 615 m. Los materiales finos (TBT) por encima de esta sucesión miden unos 200 m con lo cual, en esta área, la potencia estimada de la secuencia de Banastón rondaría los 815 m.

En esta zona occidental predominan una serie de cuerpos formados por capas de arenisca de granulometría media a gruesa que pueden alcanzar 2 m de espesor. Se observan numerosas capas amalgamadas, estructuras de *scour-and-fill*, *mud-drape scours* y facies B₂. Son frecuentes los ciclos de compensación, si bien existe una ciclicidad mayor a nivel de cada cuerpo individual con una cierta tendencia *thickening and coarsening upward*. Separan estos ciclos mayores unos tramos más pelíticos en los cuales alternan TBT y capas de unos 20 cm de potencia y granulometría fina (facies D₁). Las paleocorrientes tienen un sentido preferente hacia el N, con un espectro de dispersión comprendido entre N 330° y N 30°.

Por encima de esta sucesión yace el cuerpo canalizado principal que será analizado en el apartado siguiente. Estratigráficamente por encima del mismo pero

desplazándonos hacia el W, es decir en las inmediaciones del anticlinal de Boltaña, los materiales no muestran un carácter cíclico evidente como en el caso de la base de la sucesión. Por otra parte, los caracteres erosionales son mucho más marcados y los niveles areniscosos alternan con frecuentes *pebbly -mudstones*. También las paleocorrientes experimentan un cambio con respecto a las de la base, con un sentido preferente hacia el NW.

Todas estas características nos conducen a interpretar estos materiales situados por encima y por debajo del cuerpo canalizado superior como depósitos de channel-lobe transition, si bien los de la base ocuparían una posición más distal (en la zona con mayor característica de lóbulo) y los de la parte superior en una zona más proximal (con más características que recuerdan a los canales). Estos últimos poseen una relación estratigráfica de *onlap* con los materiales carbonáticos de la Formación Calizas de Guara (fig. 1).

Cuerpo canalizado principal

El cuerpo canalizado principal está formado por una serie de niveles conglomeráticos, alternados con facies caóticas, y niveles areniscosos caracterizado todos ellos por una geometría lenticular debido a sus bases erosivas. Verticalmente está organizado según una secuencia *thinning-upward* de 40 m de potencia. Los 25 primeros metros están compuestos por dos tipos principales de facies alternadas:

a.— Facies conglomeráticas:

Se trata de conglomerados *clast-supported* (fig. 2c) con cantos elipsoidales cuya dimensión del eje mayor es por término medio de 10 cm, situándose la medida del centil en 50 cm. La mayoría de los cantos presentan marcas de disolución por presión en su superficie.

La composición de los cantos es variable si bien se presentan en cierta abundancia los cantos calcáreos: caliza micrítica negra, caliza micrítica gris, caliza con Alveolinas, caliza con algas. Una particularidad de alguno de ellos son las numerosas perforaciones de moluscos litófagos. De forma subordinada se encuentran cantos de cuarzo y arenisca. La escasa matriz suele ser arenisca de grano grueso con abundantes bioclastos.

Formando parte de estos conglomerados y de forma local se han observado capas de arenisca replegadas de dimensiones métricas.

Las facies conglomeráticas forman dos niveles con base erosiva, el mayor de los cuales tiene un espesor de 7 m presentando en su interior numerosas superficies de erosión puestas de manifiesto por un cambio del tamaño medio de los cantos. El otro nivel de menor potencia

1,20 m constituye la base de todo el cuerpo canalizado principal y tiene una base fuertemente erosiva.

b.— Facies caóticas:

Alternando con el par de niveles conglomeráticos descritos se encuentran dos intervalos caracterizados por una abundante matriz pelítico-areniscosa con Nummulites en la cual se encuentran de forma dispersa y totalmente desorganizada, cantos de petrología igual a los de la facies anterior pero en general de mayor tamaño (hasta 40 cm) junto con bloques de marga y capas de arenisca replegadas. El espesor máximo de estos niveles es de 9,5 m.

El tramo superior del cuerpo canalizado principal está formado por estratos de arenisca que presentan en conjunto un ciclo *thinning & fining upward* y que de base a techo van perdiendo el carácter erosivo de sus bases. Este hecho viene además puesto de manifiesto por la disminución progresiva de cantos blandos en el interior de los estratos. Hacia la parte superior aumenta el porcentaje de arcilla, prácticamente nulo en la inferior donde los estratos se van amalgamando sucesivamente, por medio de contactos plano-paralelos o marcadamente incisos. En esta parte inferior dominan los estratos de arenisca de espesor medio a grueso, con una granulometría que varía de muy gruesa, localmente con microconglomerados, a fina. En la mayoría de ellos se produce un cambio granulométrico brusco desde la clase mayor a las restantes. Hay que destacar además la abundante presencia de restos vegetales dando una laminación paralela de consolidación (sensu Lowe, 1975).

Hacia la parte superior del cuerpo canalizado, los estratos son areniscoso-pelíticos y tienen un espesor menor de 20 cm y una granulometría fina. Son asimilables a las facies D₁ y D₂.

Las paleocorrientes medidas en el tramo superior del cuerpo canalizado principal dan un sentido hacia N 350°.

Según este sentido, en una distancia de 650 m aguas arriba, y lateralmente hacia el E, el cuerpo canalizado principal se correlaciona con una sucesión de estratos areniscosos de grano grueso asimilables a la facies B₂ de Mutti y Ricci Lucchi (1975) y estratos conglomeráticos intercalados con depósitos caóticos. Estos dos últimos son de características similares a los descritos anteriormente pero de espesor mucho menor.

Las facies B₂ observadas tienen un espesor comprendido entre 5 y 25 cm, con un *set* de láminas oblicuas de escala media cuyo sentido es hacia N 20 °E. Esta dirección de paleocorriente coincide así mismo con las medidas realizadas en los estratos conglomeráticos.

Toda esta sucesión desaparece en favor de capas turbidíticas delgadas (TBT) en un kilómetro hacia el E.

Todas las características antedichas parecen indicar que el potente ciclo *fining & thinning upward* descrito con anterioridad representaría los depósitos de eje de canal cuya anchura mínima se estima en 2 km. Este canal podría formar parte del relleno del valle submarino más amplio descrito por De Federico (1981).

Las facies B₂ y los niveles asociados habrían sido depositados aún dentro del canal pero en una posición marginal del mismo. Las facies TBT que ocurren más al E constituirían los depósitos de *overbank*.

La presencia de otros cuerpos de menores dimensiones, con geometría lenticular marcada por una base fuertemente erosiva (fig. 2d); situados justo por encima del cuerpo canalizado principal nos indica que esta área representó una zona de canales persistentes aunque la disminución del tamaño de los cuerpos pueda indicar una progresiva disminución del volumen de las corrientes.

CONCLUSIONES

En este trabajo se pone en evidencia en el sistema de Banastón, la existencia a distintos niveles estratigráficos de dos unidades canalizadas donde abundan los depósitos conglomeráticos de *lag*.

La unidad canalizada inferior indicada por Mutti *et al.* (1985a) correspondería al estadio I del desarrollo del sistema turbidítico. Verticalmente vendría seguido por facies de *channel-lobe transition* correspondientes al estadio II, siendo estas a su vez recubiertas por un complejo de *channel-levée* (estadio III).

Sin embargo es un nivel estratigráfico superior donde se encuentra la mayor potencia de materiales residuales formando parte de la base del relleno de un complejo de canales cuyo espesor es de 40 m y su anchura es de 2 km como mínimo. Este complejo se encuentra en las inmediaciones del anticlinal de Boltaña a unos 400 m de la base de la secuencia.

Tal distribución vertical nos induce a pensar que la evolución del sistema de Banastón no ha pasado ordenadamente por los estadios de desarrollo I, II y III de Mutti (1985), indicativos de una progresiva subida del nivel del mar sino que la sucesión generada corresponde a los estadios I, II, I', II' y III (fig. 3). Esto sería un claro ejemplo de sistema turbidítico compuesto (sensu Mutti, 1985) en el cual durante el estadio I' se habría producido una pulsación tectónica que habría rejuvenecido el sistema de alimentación.

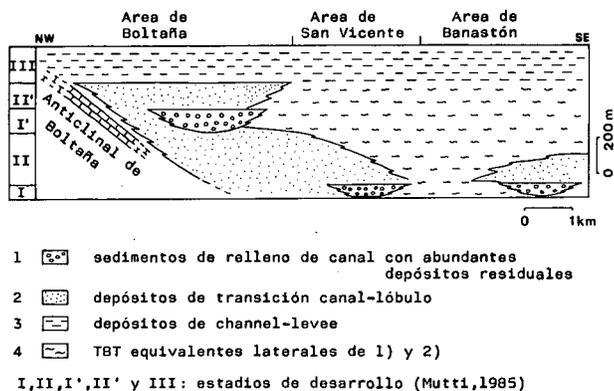


Figura 3. — Esquema interpretativo de la evolución deposicional de la Secuencia de Banastón en el área estudiada.

Figure 3. — Diagrammatic sketch showing depositional evolution of the Banastón Sequence in the study area.

Los depósitos del estadio II' y III corresponderían al producto de la sedimentación durante la fase final de subida relativa del nivel del mar.

Hay que tener en cuenta que no todas las facies esencialmente pelíticas a techo de los materiales arenoso-conglomeráticos en la zona central y oriental, corresponden a depósitos de *channel-levée*, sino que, en su parte basal son facies de *overbank* relacionadas con el cuerpo canalizado principal o equivalentes laterales de sedimentos de *channel-lobe-transition*. Tan solo los últimos 150 m que tienen una continuidad areal a nivel de toda la zona estudiada corresponderían a los materiales depositados durante el estadio III.

Los cuerpos turbidíticos de la parte medio-superior del sistema de Banastón en el sector occidental (área de Boltaña) tienen una clara relación de *onlap* con los materiales carbonático-margosos que constituyen parte del anticlinal de Boltaña. Esto unido a la particularidad de que las paleocorrientes medidas en tal zona, tengan una neta tendencia hacia el N (columna 4), o sea paralelas al eje del anticlinal, indicaría que esto era un suave umbral en el momento de la sedimentación de la Secuencia de Banastón.

Los datos disponibles actualmente no permiten una correlación detallada a ambos lados del anticlinal de Boltaña. Sin embargo no se descarta la posibilidad de que los materiales de los estadios II y II' situados por debajo y por encima de los depósitos residuales del cuerpo canalizado principal se correspondan al W del anticlinal de Boltaña con las dos sucesiones de material eminentemente pelítico intercaladas en los lóbulos de Fiscal (Es-trada, 1982).

AGRADECIMIENTOS

Deseamos hacer constar nuestro agradecimiento al Prof. E. Mutti por la lectura crítica del manuscrito.

Este trabajo ha sido subvencionado por el Consiglio Nazionale delle Ricerche Italiano, contratto n° 85.00975.05/115.03.967.

BIBLIOGRAFÍA

- CAZZOLA, C., FONNESU, F., MUTTI, E., RAMPONE, G., SONNINO, M. y VIGNA, B., 1981: Geometry and facies of small, fault-controlled deep-sea fan systems in a transgressive depositional setting (Tertiary Piedmont Basin, Northwestern Italy). In F. Ricci-Lucchi, ed. *Excursion Guidebook*, 2nd I.A.S. Eur. Reg. Meet., pp. 5-56 Bologna.
- DE FEDERICO, A., 1981: La sedimentación de talud en el sector occidental de la cuenca paleógena de Ainsa. *Publicaciones de Geología* 12. Univ. Aut. Barcelona.
- ESTRADA, M.R., 1982: *Lóbulos deposicionales de la parte superior del Grupo de Hecho entre el anticlinal de Boltaña y el río Aragón (Huesca)*. Tesis doctoral Univ. Auton. de Barcelona (Inédito).
- FONNESU, F., 1983: *Estratigrafía física y análisis de facies de la Secuencia de Figols entre el río Noguera Pallaresa e Iscles (Prov. de Lérida y Huesca)*. Tesis doctoral. Univ. Auton. de Barcelona.
- FRIEND, P.F., MARZO, M., NIJMAN, W. y PUIGDEFABREGAS, C., 1981: Fluvial sedimentology in the Tertiary South Pyrenean and Ebro Basin, Spain. In T. Elliot ed., *Field Guide to Modern and Ancient Fluvial Systems in Britain and Spain*. Chapter 4, pp. 4.1-4.50. Univ. Keele.
- HARMS, J.C. & FAHNESTOCK, R.K., 1965: Stratification bed forms, and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists*. Spec. Pub. 12: 84-115.
- LOWE, D.R., 1975: Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22: 157-204.
- MIDDLETON, G. y HAMPTON, M.A., 1973: Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition in Turbidites and deep water sedimentation. *Soc. Econ. Paleont. Miner.*, Short Course, pp. 1-38.
- MUTTI, E., 1977: Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-Central Pyrenees, Spain). *Sedimentology*, 24: 107-131.
- MUTTI, E., 1979: Turbidites et cônes sous-marins profonds. In: P. Homewood. *Sedimentation détritique (fluviale, littorale et marine)*, pp. 353-419. Int. Geol. Univ. Fibroug.
- MUTTI, E., 1984: Turbidite facies and sea-level variations in the Eocene Hecho Group, south-central Pyrenees, Spain. *Comunicacions*. 5th European Regional Meeting (I.A.S.) Marseille.
- MUTTI, E., 1985: Turbidite systems and their relations to the depositional sequences. In G.G. Zuffa ed. *Reading provenance from arenites*. Proceedings NATO-ASI Meeting. Cetraro-Cosenza, Italy.
- MUTTI, E., FONNESU, F., RAMPONE, G. & SONNINO, M., 1981: Channel-fill and associated overbank deposits in the Eocene Hecho Group, Ainsa-Boltaña región (South-central Pyrenees). 2nd. I.A.S. Eur. Reg. Meet., Abs. Vol.
- MUTTI, E. y JOHNS, D.R., 1979: The role of sedimentary by-passing in the genesis of fan fringe and basin plain turbidites in the Hecho Group System (South Central Pyrenees). *Mem. Geol. It.*, 18: 15-22.
- MUTTI, E., LUT ERBACHER, H.P., FERRER, J. & ROSELL, J., 1972: Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogene marino della zona Centrale Sudpirenaica tra Tremp (Cataluña) e Pamplona (Navarra). *Mem. Soc. Geol. It.*, XI: 391-416.
- MUTTI, E. y NORMARK, W., 1987: Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. In J. Legget and G. Zuffa, eds. *Sedimentology of deep water deposits*. London.
- MUTTI, E., REMACHA, E., SGAVETTI, M., ROSELL, J., VALLONI, R., y ZAMORANO, M., 1985 a: Stratigraphy and facies characteristics of the Eocene Hecho Group turbidite Systems, South-Central Pyrenees in *Excursion Guidebook*, 6th European Regional Meeting (I.A.S.), ec. núm 12, Lleida, Spain, pp. 519-576.
- MUTTI, E. y RICCI-LUCCHI, F., 1975: Turbidite facies and facies association from selected formations of the Northern Appennines. *Field trip Guidebook A-II*, IX Int. Congress Sedimentology. Nice.
- MUTTI, E., SGAVETTI, M. y REMACHA, E., 1985 b: Le relazione tra piattaforme deltizie e sistemi torbiditici nel Bacino Eocenico Sud-pirenaico de Tremp-Pamplona. *Gion. di Geologia*, Serie 3, 46 (2): 3-32.
- MUTTI, E. & SONNINO, M., 1981: Compensation cycles: a diagnostic feature of turbidite sandstone lobes 2nd. I.A.S. Eur. Reg. Meet. Abs. Vol.
- NIJMAN, W. y NIO, S.D., 1975: The Eocene Montañana Delta in: The sedimentary evolution of the Paleogene South Pyrenean Basin, *Guidebook*, Excursion 19 part B. IX Int. Congress Sedimentology. Nice.
- REMACHA, E., 1983: *Sand tongues de la Unidad de Broto (Grupo de Hecho) entre el anticlinal de Boltaña y el río Osia (Prov. de Huesca)*. Tesis Doctoral. Univ. Auton. de Barcelona.
- TEN HAFF, E., 1966: Le flysch sud pyrénéen le long du río Ara (Huesca). *Pirineos* n° 81-82. Actas V Congr. Int. Est. Pir. Jaca-Pamplona: 143-150.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M. Jr. y THOMPSON, S., 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration* (Ed. by C.E. Payton) A.A.P.G., Memoir 26: 51-212, Tulsa.
- VAN LUNSEN, H.A., 1970: Geology of the Ara-Cinca region, Spanish Pyrenees. Province of Huesca. *Geol. Ultraiectana*, 16, 119 pp.